ACADEMIA ROMÂNĂ INSTITUTUL DE GEODINAMICĂ "SABBA S.ȘTEFĂNESCU"

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PROPRIETĂȚILOR MAGNETICE ȘI ELECTRICE ALE INTERORULUI GLOBULUI PRIN CERCETĂRI ASUPRA VARIAȚIILOR GEOMAGNETICE DE PERIOADĂ LUNGĂ

TEZĂ DE DOCTORAT

Conducător Științific

Dr. Crișan Demetrescu

Doctorand Venera Dobrică

Membru Corespondent al Academiei Române

BUCUREȘTI 2007

Cuprins

Partea I. Situația actuală pe plan național și internațional	4
Capitolul I. Câmpul magnetic al Pământului. Noțiuni introductive	5
1.1 Elementele câmpului geomagnetic	5
1.2 Surse ale câmpului magnetic al Pământului	6
1.3 Reprezentarea câmpului magnetic terestru pe suprafata globului	12
 1.3.1 Analiza armonică sferică a câmpului magnetic al Pământului 1.3.2 Modele ale câmpului geomagnetic ce folosesc reprezentarea prin armonice sferice 	17 19
1.4 Variații ale câmpului magnetic al Pământului	22
Capitolul II. Variații geomagnetice de perioadă lungă	25
2.1 Activitatea geomagnetică	25
2.1.1 Indicii C, Ci	26
2.1.2 Indicele K	26
2.1.3 Indicele aa	28
2.1.4 Indicele Dst	29
2.2 Spectrul variațiilor geomagnetice de perioadă lungă	31
2.2.1 Variația diurnă	34
2.2.1.1 Caracteristici ale variației diurne	34
2.2.1.2 Analiza variațiilor diurne calme	39
2.2.1.2.1 Reprezentarea spectrală	39
2.2.1.2.2 Analiza armonică sferică a variațiilor diurne	
calme	40
2.2.1.2.3 Reprezentarea câmpului prin analiza armonică	
sferică	41
2.2.1.3 Caracteristici ale variației diurne calme a câmpului	
geomagnetic pe teritoriul României	42

2.2.2	Variația de 27 de zile și armonicele ei	46
2.2.3	Variația anuală și semianuală	47
2.2.4	Variația undecenală	48

Capitolul III. Cercetări asupra proprietăților electrice și magnetice ale	
subsolului pe baza datelor privind variații geomagnetice de perioadă lungă	51
3.1 Răspunsul interiorului Pământului prin inducție electromagnetică	51
3.1.1 Adâncimea de pătrundere	52
3.1.2 Funcții de răspuns	52
3.1.2.1 Funcția de răspuns Q	54
3.1.2.2 Răspunsul C	55
3.1.2.3 Răspunsul magnetoteluric Z	56
3.1.3 Variațiile geomagnetice și conductivitatea electrică a Pămîntului	56
3.1.4 Variația diurnă și proprietățile electrice ale interiorului	66
3.2 Răspunsul interiorului Pământului prin inducție magnetică	71
Partea a II-a. Contribuții originale	82
Capitolul IV. Contribuții la evidențierea și caracterizarea unor variații	
de perioadă lungă din spectrul câmpului geomagnetic	83
4.1 Activitatea geomagnetică. Efecte de termen lung ale activității	
solare	83
4.1.1 Activitatea solară. O scurtă trecere în revistă	83
4.1.1.1 Ciclul undecenal al activității solare (ciclul Schwabe)	83
4.1.1.2 Ciclul magnetic solar (ciclul Hale)	84
4.1.1.3 Variații de perioadă lungă. Cicluri seculare și superseculare	e 85
4.1.2 Rezultate obținute: Semnalul produs în activitatea geomagnetică de	
ciclurile Hale și Gleissberg ale activității solare	92
4.1.2.1 Datele și metoda de lucru	94
4.1.2.2 Rezultatele obținute	95

4.2 Studiul variațiilor de perioadă lungă în mediile anuale ale elemente	elor
geomagnetice și rezultate obținute	99
4.2.1 Variația legată de ciclul solar undecenal	101
4.2.2 Variația de 22 ani	101
4.2.3 Variația de ~80 ani	104
4.2.4 Componenta staționară	106
4.3 Studiul impulsurilor de variație seculară și rezultate obținute	107
Capitolul V. Contribuții la studiul proprietăților electrice și magnetice	
ale interiorului globului prin cercetări asupra variațiilor geomagnetice	
de perioadă lungă	111
5.1 Variația diurnă. Studiu de caz: rețeaua de stații magnetometrice	
din insula Hokkaido, Japonia și rezultate obținute	111
5.1.1 Analiza variației diurne în domeniul temporal	112
5.1.1.1 Model de inducție pentru variația diurnă	113
5.1.1.2 Efecte de inducție magnetică	114
5.1.1.3 Efecte de inducție electromagnetică	122
5.1.2 Analiza variației diurne în domeniul frecvențelor	128
5.1.2.1 Comparația cu date independente a rezultatelor obținute	132
5.2 Variația undecenală. Studiu de caz: rețeaua europeană	
de observatoare geomagnetice și rezultate obținute	133
5.2.1 Determinarea variației laterale a proprietăților electrice ale litosferei	
în Europa folosind modelul de inducție magnetică și electromagnetică	133
5.2.2 Determinarea proprietăților electrice ale interiorului globului	
în zona europeană folosind funcțiile de răspuns	139
5.2.3 Variația undecenală. Anomalii crustale la observatoarele	
geomagnetice, comparație cu date independente	141

5.3 Variația undecenală. Studiu de caz: rețeaua națională de	
variație seculară în intervalul 1980 – 2004 și rezultate obținute	143
5.3.1 Model al distribuției proprietăților magnetice ale rocilor	
crustale pe teritoriul României	144
Concluzii	149

Concidizii	17	.)
Bibliografie	15	6

INTRODUCERE

Studiul câmpului geomagnetic este una din preocupările cele mai vechi din domeniul geoștiințelor, în care au fost elaborate primele tratate științifice. Istoria geomagnetismului a început în jurul anului 1000 când chinezii au descoperit busola magnetică și a continuat cu descoperirea proprietăților magnetice ale unui magnet de către Petrus Peregrinus în secolul al XIII-lea. In cartea lui Peregrinus intitulată "Epistola" au fost făcute primele observații despre natura dipolară, direcția și intensitatea unui magnet.

Studii metodice ale câmpului magnetic al Pământului au început trei secole mai târziu, odată cu apariția în anul 1600 a tratatului "De Magnete" al lui Wiliam Gilbert, în care acesta considera Pământul ca fiind un mare magnet, și a continuat cu studiile altor fizicieni printre care Halley, Coulomb, Gauss ș.a. (pentru detalii vezi Stern, 2002). Gauss a descoperit la sfârșitul anilor 1840 o metodă matematică prin care să descrie câmpul geomagnetic pe baza analizei armonice sferice a potențialului magnetic scalar. De atunci studiile de geomagnetism au cunoscut o mare amploare culminând cu simularea, spre sfârșitul secolului XX, a producerii câmpului geomagnetic în nucleul extern al Pământului (Glatzmaier și Roberts, 1997).

Incepând din secolul XX s-a deschis o epocă nouă de observare a câmpului magnetic al Pământului, odată cu lansarea primilor sateliți americani POGO (1967-1971) si MAGSAT (1979). In prezent câmpul magnetic al Pământului este monitorizat permanent atât la sol, cu ajutorul observatoarelor geomagnetice și al stațiilor repetate, cât și din spațiu, cu ajutorul sateliților, conducând la posibilitatea studiilor cuprinzătoare ("comprehensive") asupra câmpului geomagnetic (Sabaka et al., 2002; 2004) cât și la noi abordări matematice care descriu distributia câmpului geomagnetic la suprafată cu ajutorul analizei formelor de undă (Alexandrescu et al., 1995; Chambodut, 2004). Recent au fost lansați satelitul danez ORSTED (1999), urmat la scurt timp de satelitul german CHAMP (2000) și de satelitul argentinian SAC-C (2000), urmărindu-se o mai bună distribuție a datelor satelitare în vederea soluționării problemelor legate atât de interiorul Pământului, cum ar fi cartarea câmpului crustal al Pământului, obținerea unui model de conductivitate electrică a mantalei, studiul dinamicii nucleului și a impulsurilor de variație seculară, cât și de mediul înconjurător acestuia, cum ar fi structura spațio-temporală a sistemelor de curenți ionosferici și magnetosferici, precum și monitorizarea vântului solar. In prezent se fac eforturi sustinute de către Agenția Spațială Europeană (ESA) pentru lansarea constelației de sateliți SWARM la sfârșitul anului 2008.

Studiul câmpului geomagnetic este înțeles acum ca răspuns la întrebări fundamentale despre interiorul Pământului, litosfera și magnetosfera acestuia, conductivitatea mantalei, structura și proprietățile crustei terestre, precum și în probleme de navigație.

Lucrarea de față, intitulată "Contribuții la studiul proprietăților magnetice și electrice ale interiorului globului prin cercetări asupra variatiilor geomagnetice de *perioadă lungă*" își propune să studieze distribuția geografică a proprietăților magnetice si electrice ale interiorului globului mediate pe adâncimea de pătrundere a variatiilor geomagnetice de perioadă lungă, sau pe scurt "variația laterală" a proprietăților, așa cum va fi denumită în cuprinsul tezei. Teza este structurată în două părti, și anume Partea I, care cuprinde Situația actuală pe plan național și internațional în ceea ce privește evoluția spatio-temporală a câmpului magnetic principal al Pământului, variatiile sale, precum și obținerea de informații legate de structura subsolului prin cercetări asupra variațiilor geomagnetice, și Partea a II-a, intitulată sugestiv "Contribuții originale", unde este prezentată contributia autorului tezei la studiul evoluției spatio-temporale a câmpului geomagnetic și a variatiei sale seculare, precum și contribuții la studiul variatiei laterale a proprietăților magnetice și electrice ale interiorului din zone diferite de pe glob, și anume, continentul european, insula Hokkaido, Japonia, și teritoriul României, pe baza unei metode originale dezvoltată de cercetători ai Laboratorului de Câmpuri Naturale al Institutului de Geodinamică.

Partea I a tezei este structurată pe trei capitole. In Capitolul I, intitulat "Câmpul magnetic al Pământului. Noțiuni introductive", se prezintă, după cum o arată și titlul, noțiuni introductive legate de elementele ce descriu câmpul geomagnetic, surse de câmp și situația actuală a evoluției spațio-temporale a câmpului geomagnetic cu ajutorul celor mai noi modele de câmp geomagnetic. Variațiile câmpului geomagnetic, cu toate că reprezintă doar 10% din câmpul observat la suprafața Pământului, prezintă un interes deosebit în studiile de geomagnetism, astfel că la sfârșitul capitolului I sunt prezentate succint tipurile de variații, urmând ca în Capitolul II al lucrării, acestea să fie discutate și analizate în detaliu, cu atenție deosebită asupra variațiilor geomagnetică este descrisă cu ajutorul indicilor activității geomagnetice, astfel că o parte din cel de al doilea capitol al tezei de față, este dedicată studiului acestor indici geomagnetici, prezentați fiind atât indicii introduși la începutul secolului XX, cât și indici apăruți recent ca urmare a noilor concepte despre datele geomagnetice și acuratețea lor. In continuarea acestui capitol sunt

prezentate în detaliu variațiile geomagnetice de perioadă lungă, relevante pentru lucrare fiind variația diurnă, variația de 27 de zile legată de rotația Soarelui în jurul axei proprii, variația anuală și semianuală, variații de 11 ani și chiar de perioade mai lungi.

In Capitolul III al tezei sunt prezentate principiile pe baza cărora, prin cercetări asupra variațiilor geomagnetice de perioadă lungă, se pot obține informații despre structura interiorului globului. Variațiile câmpului magnetic cu surse externe produc în interiorul Pământului două tipuri de răspuns ce iau naștere prin două fenomene complet diferite și anume inducția electromagnetică și inducția magnetică. La suprafața Pământului, variațiile câmpului geomagnetic constau dintr-o parte externă, primară, și una internă, secundară. Cea de a doua apare datorită curenților induși în straturile conductoare ale Pământului de către variația externă, fenomen cunoscut ca inducția electromagnetică. Pe lângă apariția acestor curenți de inducție mai are loc și magnetizarea volumelor de rocă sub influența câmpului extern inductor, ceea ce duce la apariția fenomenului de inducție magnetică. Pe baza acestor două componente, de inducție magnetică și de inducție electromagnetică, din variația observată se pot obține informații despre proprietățile magnetice și, respectiv, electrice ale interiorului Pămîntului.

Partea a II-a a tezei de față cuprinde, pe de o parte, contribuția autorului tezei la studiul variațiilor de perioadă lungă ale câmpului geomagnetic și, pe de alta, cercetările efectuate pentru evidențierea variațiilor laterale ale proprietăților electrice ale interiorului de sub continentul european și nu numai, utilizând aceste variații de lungă perioadă. Cele două capitole în care este împărțită această parte a lucrării reflectă aceste preocupări. Astfel, Capitolul IV cuprinde (1) informații cu privire la variațiile de perioadă lungă din activitatea geomagnetică, având drept cauze ciclurile Hale și Gleissberg ale activității solare, și, (2) informații cu privire la variațiile de perioadă lungă din mediile anuale ale elementelor câmpului geomagnetic înregistrat la observatoare cu serie lungă de date (100 - 150 ani), evidențiate printr-o metodă originală. S-a utilizat procedeul de mediere succesivă cu ferestre mobile de 11, 22 și 78 ani a datelor de observator și au fost puse în evidență variații cu perioade de 11, 22 și, respectiv, ~80 ani. Capitolul V al lucrării este dedicat evidențierii variațiilor laterale ale proprietăților electrice și magnetice ale interiorului globului prin cercetări asupra variatiei diurne (insula Hokkaido, Japonia) și a variației undecenale ale câmpului geomagnetic (continentul european, teritoriul României) pe baza modelului de inductie magnetică și electromagnetică ce a fost pus la punct de către cercetători ai laboratorului din care fac parte.

Partea I. SITUAȚIA ACTUALĂ PE PLAN NAȚIONAL ȘI INTERNAȚIONAL

CAPITOLUL I. CÂMPUL MAGNETIC AL PĂMÂNTULUI. NOȚIUNI INTRODUCTIVE

1.1 Elementele câmpului geomagnetic

Câmpul magnetic al Pământului este un câmp vectorial caracterizat în orice punct cu ajutorul unui vector. Elementele câmpului magnetic terestru sunt mărimi scalare ce caracterizează componentele vectoriale ale intensității câmpului magnetic în raport cu un anumit sistem de coordonate și unghiurile pe care vectorul total și componenta lui orizontală le fac cu aceleași direcții. Intr-un sistem de coordonate geografic cu axa x orientată spre nord, y spre est și z vertical în jos, câmpul magnetic al Pământului este descris de șapte elemente (Fig. 1.1): *declinația* (D), *înclinația* (I), *intensitatea orizontală* (H), *intensitatea verticală* (Z), *intensitatea totală* (F) și *componentele nordică* (X) și *estică* (Y) ale intensității orizontale.



Fig. 1.1 – Elementele câmpului magnetic terestru

Relațiile de legătură dintre elemente sunt date astfel:

$$F^{2} = X^{2} + Y^{2} + Z^{2} = H^{2} + Z^{2}; H^{2} = X^{2} + Y^{2}$$

tgI = Z/H, tgD = Y/X
X = H cos D, Y = H sin D, H = F cos I, Z = F sin I.

Descrierea completă a câmpului geomagnetic poate fi făcută prin cunoașterea a trei dintre elementele câmpului menționate mai sus, și anume: D, H, Z; X, Y, Z; D, I, H, alese în mod corespunzător.

1.2 Surse ale câmpului geomagnetic

Câmpul magnetic în orice punct de pe suprafața globului este atribuit unei combinații de mai multe surse, localizate în nucleu, crustă, ionosferă și magnetosferă. În Fig. 1.2 este redată reprezentarea schematică a regiunilor sursă ale câmpului geomagnetic și distributia pe suprafața Pământului a diferitelor câmpuri magnetice (Mandea și Purucker, 2005). Aproximativ 90% din câmpul magnetic produs de sursele interne, la suprafața Pământului poate fi reprezentat de câmpul magnetic dat de un dipol geocentric înclinat cu 11,5° față de axa de rotație a Pământului, numit *câmpul dipolar*. Restul de 10% este numit *câmp nedipolar*.

Câmpul magnetic produs de sursele din *nucleul Pământului* se numește câmp magnetic principal. Intensitatea acestuia variază între 60000 nT la poli și aproximativ 30000 nT la ecuator. Câmpul magnetic principal este generat în nucleul extern printr-un mecanism de tip dinam și prezintă o variație lentă în timp, cunoscută sub numele de variație seculară. Observații continue, sistematice, ale câmpului geomagnetic au început cu aproximativ 200 de ani în urmă, în cadrul observatoarelor geomagnetice. In Fig. 1.3 sunt prezentate, ca exemplu, seriile de timp ale mediilor anuale obținute din înregistrările celor trei componente care descriu intensitatea câmpului geomagnetic, X, Y, Z, înregistrări începute în anul 1890, precum și variația seculară a acestor elemente, în cazul observatorului Niemegk din Germania.

La scara globului terestru, variația seculară a intensității totale a câmpului geomagnetic, determinată de către specialiștii de la Centrul Mondial de Date pentru Geomagnetism din Kyoto, Japonia, în intervalul de timp 1700 – 2000, este ilustrată în figura 1.4.

Variația seculară a câmpului magnetic principal este caracterizată de producerea unor modificări relativ bruște, care se produc în intervale scurte, de 1-3 ani, care separă perioadele de constanță relativă a acesteia (Courtillot et al, 1978), așa cum se pot observa în Fig. 1.3 (dreapta) în cazul observatorului Niemegk, mai clar în componenta Y. Aceste variații au fost denumite "impulsuri de variație seculară" sau "jerkuri geomagnetice" și sunt vizibile ca o schimbare a tendinței variației seculare sub forma unui V mai mult sau mai puțin deschis într-un grafic al derivatei întâi în raport cu timpul a câmpului, sau ca o variație de tip treaptă a accelerației câmpului, sau de forma unei distribuții de tip Dirac a celei de a treia derivate a câmpului (Fig. 1.5). În prezent se acceptă originea internă a impulsurilor de variație seculară, ca urmare a demonstrației făcute de Malin și Hodder (1982), bazate pe analiza armonică sferică a acestora.



Fig. 1.2 – Reprezentarea schematică a regiunilor sursă ale câmpului geomagnetic (Mandea și Purucker, 2005)



Fig. 1.3 – Variația seculară în cele trei componente, X, Y, și Z ale câmpului geomagnetic pentru observatorul Niemegk

In decursul secolului trecut s-au produs jerkuri geomagnetice la momentele de timp 1901, 1913, 1925, 1969, 1979 și 1992. Acestea au fost discutate de diverși autori atât în ceea ce privește originea cât și distribuția lor pe suprafața globului (Alexandrescu et al, 1996; Le Huy et al., 1998; Sabaka et al, 2004; Chambodut și Mandea, 2005; Demetrescu și Dobrică, 2005; Dormy și Mandea, 2005).



Fig. 1.4 Variația seculară a intensității totale a câmpului geomagnetic pentru epoca 1700 (a), 1800 (b), 1900 (c) și 2000 (d) (Kyoto) (http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/)



Fig. 1.5 Semnificația jerkului geomagnetic, unde E este elementul geomagnetic (Courtillot et al, 1984)

Câmpurile magnetice având ca sursă *crusta Pământului* variază de la zeci la sute de nT, uneori chiar la mii de nT. Ele sunt asociate cu variații în proprietățile fizice ale rocilor crustale. Aceste câmpuri magnetice sunt atribuite magnetismului indus de câmpul principal și magnetismului remanent al rocilor din crusta Pământului. Sursele se află în primii câțiva zeci de kilometri sub suprafața Pământului, unde rocile sunt sub temperatura Curie. In raport cu un câmp magnetic de referință adecvat, se definesc, la diferite scări, anomalii magnetice continentale, regionale și locale, ultimele fiind importante în evidențierea unor resurse minerale.

Sistemele de curenți din *ionosferă* (Fig. 1.6) variază pe o scară de la secunde la zile. Acestea produc câmpuri magnetice externe variabile cu amplitudini de la zeci de nT la sute de nT. Aceste câmpuri externe induc curenți în Pământ, care, la rândul lor, dau naștere unui câmp indus.

Câmpul magnetic dipolar se manifestă în exteriorul globului terestru într-un spațiu cu o structură și formă de dimensiuni variabile, numită *magnetosferă* (Fig. 1.7). Magnetosfera are forma unei comete, ca răspuns la presiunea dinamică a vântului solar. Este comprimată pe partea dinspre Soare la aproximativ 10 raze terestre și este extinsă în partea opusă Soarelui la mai mult de 100 de raze terestre. Câmpul magnetic terestru din magnetosferă deviază fluxul de particule din vântul solar din jurul Pământului, iar liniile lui ghidează mișcarea particulelor încărcate în interiorul magnetosferei. Fluxul diferențiat de ioni și electroni din magnetosferă și ionosferă formează sisteme de curenți, care produc variații în intensitatea câmpului magnetic al Pământului. Acești curenți externi din atmosfera superioară ionizată și magnetosferă variază pe o scară de timp mult mai scurtă decât câmpul principal intern și pot crea câmpuri magnetice ce pot atinge 10% din câmpul principal.



Fig. 1.6 – Sistemele de curenți ionosferici (Langel și Hinze, 1998)



Fig. 1.7 – Imaginea magnetosferei Pământului (Langel și Hinze, 1998)

1.3 Reprezentarea câmpului magnetic terestru pe suprafața globului

Pentru a obține o imagine cât mai completă a câmpului magnetic pe suprafața globului, acesta este monitorizat în aproximativ 200 de observatoare geomagnetice în care câmpul magnetic este înregistrat în mod continuu. Distribuția acestora pe glob este neuniformă (Fig. 1.8 a). Datele de la observatoarele geomagnetice sunt disponibile la centrele mondiale de date de la Edinburg, Copenhaga, Kyoto, atât sub forma mediilor anuale, pentru cele mai multe observatoare, cât și sub forma mediilor lunare și la minut (Fig. 1.8 b).

(a)



Fig. 1.8 – Distribuția observatoarelor geomagnetice pe globul terestru (a) și datele disponibile (b)

Datele de observator sunt suplimentate la nivel regional și național prin observații în stații de repetiție. Rețeaua de stații de repetiție la scara continentului european este prezentată în Fig. 1.9, iar cea la scara României, formată din 27 stații de repetiție este prezentată în Fig. 1.10.



Fig. 1.9 Rețeaua de stații de repetiție la scara continentului european (MagNetE)



Fig. 1.10 Rețeaua națională de stații de repetiție

Incepând din secolul XX s-a deschis o epocă nouă de observare a câmpului magnetic al Pământului, odată cu lansarea primilor sateliți americani POGO (1967-1971) și MAGSAT (1979). Recent au fost lansați satelitul danez ORSTED (1999), urmat la scurt timp de satelitul german CHAMP (2000) și de satelitul argentinian SAC-C (2000) (Fig. 1.11), urmărindu-se o mai bună distribuție a datelor de observație în vederea cartării câmpului crustal al Pământului, obținerii unui model de conductivitate electrică a mantalei, studiului dinamicii nucleului și a impulsurilor de variație seculară. In prezent se fac eforturi susținute de către Agenția Spațială Europeană (ESA) pentru lansarea constelației de sateliți SWARM (Fig. 1.12) la sfârșitul anului 2008.





Fig. 1.11 Sateliții Orsted (stanga) Fig. 1.12 Sateliții SWARM Champ (centru) și SAC-C (dreapta)

Distribuția spațială a câmpului magnetic la un moment dat poate fi redată prin intermediul hărților magnetice. O hartă magnetică pune în evidență distribuția câmpului la suprafață prin intermediul liniilor izomagnetice de-a lungul cărora elementul cartat are o valoare constantă. În figurile 1.13, 1.14 și 1.15 sunt prezentate spre exemplificare hărțile cu declinația magnetică (izogone), înclinația magnetică (izocline) și intensitatea totală a câmpului magnetic (izodiname) calculate pe baza unui model, denumit câmpul geomagnetic internațional de referință pentru epoca 2005 (http://www.geomag.bgs.ac.uk/images/charts).



Declination (magnetic variation) at 2005.0 from the World Magnetic Model (WMM2005). Red - positive (east), blue - negative (west), black - zeto (agonic line). Contour interval is 5° and projection is Mercator. This is an example of an isogonic chart. Credit: British Geological Survey (Natural Environment Research Council).

Fig. 1.13 – Declinația magnetică la epoca 2005



Inclination (magnetic dip) at 2005.0 from the World Magnetic Model (WMM2005). Red - positive (down), blue - negative (up), black - zero (dip equator). Contour interval is 5° and projection is Metcator. This is an example of an isoclinic chart. Credit: British Geological Survey (Natural Environment Research Council).

Fig. 1.14 – Inclinația magnetică la epoca 2005



Fig. 1.15 – Intensitatea totală a câmpului magnetic la epoca 2005

Aceste hărți pun în evidență câteva elemente structurale ale câmpului magnetic, și anume, polul magnetic, ecuatorul magnetic, cât și caracteristici privind aspectul general al diferitelor elemente ale câmpului magnetic al Pământului.

Polul magnetic – reprezintă punctul în care înclinația câmpului magnetic are valoarea ±90° iar din acest punct, prin îndepărtare în orice direcție de pe suprafața Pământului, componenta orizontală crește uniform de la zero spre valoarea maximă de la ecuatorul magnetic. Pe glob există două astfel de puncte, unul în emisfera nordică și altul în cea sudică, numite poli magnetici ai Pământului, poli care diferă de polii geografici (Fig. 1.16).

Ecuatorul magnetic – reprezintă locul geometric al punctelor în care înclinația câmpului magnetic are valoarea de 0° și este o linie curbă ce șerpuiește în jurul ecuatorului geografic.

De asemenea, se mai poate observa că valoarea absolută a izoclinelor crește către cei doi poli, fiind pozitivă în emisfera nordică și negativă în cea sudică, iar izogonele se întâlnesc în patru puncte de pe glob și anume, polii geografici și polii magnetici ai Pământului.



Fig. 1.16 Poziția pe glob a polului nord geomagnetic și geografic (http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/)

1.3.1 Analiza armonică sferică a câmpului magnetic al Pământului

Metoda cel mai des utilizată pentru a descrie cantitativ câmpul magnetic al Pământului este analiza armonică sferică (Langel, 1987), pusă la punct de Gauss încă din anul 1839. Câmpul magnetic al Pământului, fiind un câmp conservativ, există un potențial scalar, V, care să satisfacă ecuația:

$$\vec{B} = -\nabla V \tag{1.1}$$

în care \vec{B} este inducția magnetică, și ecuația Laplace, div $(\nabla V) = 0$. In coordonate sferice (θ - colatitudine, λ - longitudine și r - raza), potențialul câmpului geomagnetic poate fi reprezentat printr-o serie de armonice sferice:

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^{n} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m (\cos \theta)$$
(1.2)

unde a este raza Pământului, r raza sferei al cărei potențial este considerat, g_n^m și h_n^m sunt coeficienții Gauss, iar P_n^m funcția asociată polinomului Legendre de grad n și ordin m.

Componentele câmpului magnetic sunt date de următoarele relații:

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta}, \quad Y = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \lambda}, \quad Z = \frac{\partial V}{\partial r}, \text{ de unde se obține următoarea dezvoltare în}$$

armonice sferice pentru componentele câmpului magnetic:

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^{n} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+2} (g_{n}^{m} \cos m\lambda + h_{n}^{m} \sin m\lambda) \frac{dP_{n}^{m} (\cos \theta)}{d\theta}$$
(1.3)

$$Y = -\frac{1}{r\sin\theta} \frac{\partial V}{\partial \lambda} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^{n} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} (mg_{n}^{m}\sin m\lambda - mh_{n}^{m}\cos m\lambda) \frac{P_{n}^{m}(\cos\theta)}{\sin\theta} \quad (1.4)$$
$$Z = \frac{\partial V}{\partial r} = -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^{n} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} ((n+1)g_{n}^{m}\cos m\lambda + (n+1)h_{n}^{m}\sin m\lambda)P_{n}^{m}(\cos\theta) \quad (1.5)$$

Folosind formulele de mai sus, câmpul magnetic poate fi determinat în orice punct de pe suprafața Pământului dacă se cunosc coeficienții g_n^m și h_n^m . Aceștia pot fi obținuți folosind metoda celor mai mici pătrate. Pentru un număr finit de termeni în dezvoltarea în serie sunt necesare un număr de n(n+2) măsurători pentru a determina potențialul până la gradul n.

Interpretarea fizică a termenilor seriei de armonice sferice

Dezvoltarea în serie a potențialului magnetic reprezintă o operație formală care a căpătat denumirea de analiză armonică sferică, prin analogie cu operația descompunerii unei funcții periodice în serie Fourier, numită analiză armonică. Termenii analizei armonice sferice corespunzători unui anumit grad n pot fi interpretați în termeni de surse echivalente la centrul Pământului. Cel mai ușor de interpretat sunt primii termeni ai desfășurării, corespunzători gradului n = 1. In acest caz potențialul magnetic este descris de ecuația:

$$V = \frac{a^3}{\mu_0 r^2} (g_1^0 P_1^0(\cos\theta) + (g_1^1 \cos\lambda + h_1^1 \sin\lambda) P_1^1(\cos\theta)).$$
(1.6)

Tinând cont de faptul că $P_1^0(\cos\theta) = \cos\theta$ și $P_1^1(\cos\theta) = \sin\theta$, se obține următoarea formulă pentru potențial:

$$V = \frac{g_1^0 4\pi a^3}{\mu_0} \frac{\cos\theta}{4\pi r^2} + \frac{g_1^1 4\pi a^3}{\mu_0} \frac{\cos\lambda\sin\theta}{4\pi r^2} + \frac{h_1^1 4\pi a^3}{\mu_0} \frac{\sin\theta\sin\lambda}{4\pi r^2}$$
(1.7)

Primul termen din ecuația de mai sus reprezintă potențialul magnetic asociat unui dipol geocentric cu intensitatea $g_1^0 4\pi a^3/\mu_0$ orientat de-a lungul axei +z; cel de-al doilea termen este potențialul magnetic asociat unui dipol geocentric cu intensitatea $g_1^1 4\pi a^3/\mu_0$ orientat de-a lungul axei +x, iar cel de-al treilea termen reprezintă potențialul magnetic asociat unui dipol geocentric cu intensitatea $h_1^1 4\pi a^3/\mu_0$ orientat de-a lungul axei +y. Mărimea momentului magnetic al dipolului geocentric, p, este dată de expresia:

$$p = \frac{4\pi a^3}{\mu_0} \sqrt{\left(g_1^0\right)^2 + \left(g_1^1\right)^2 + \left(h_1^1\right)^2}$$
(1.8)

Dipolul este înclinat cu aproximativ 11° față de axa de rotație a Pământului.

Termenul corespunzător gradului n = 1 din dezvoltarea în serie a potențialului magnetic reprezintă *câmpul dipolar*, în timp ce restul termenilor formează *câmpul nedipolar* (de exemplu termenul corespunzător gradului n = 2 reprezintă un cuadrupol geocentric, iar termenul corespunzător gradului n = 3, un octupol geocentric).

In prezent coeficienții Gauss sunt determinați prin analiza armonică sferică, în mod sistematic, pentru epoci geomagnetice din cinci în cinci ani, de către o grupă de lucru a Asociației Internaționale de Geomagnetism și Aeronomie.

1.3.2 Modele ale câmpului geomagnetic ce folosesc reprezentarea prin armonice sferice

Evoluția spațio-temporală a câmpului geomagnetic este descrisă cu ajutorul modelelor de câmp geomagnetic, tehnica cel mai des utilizată fiind dezvoltarea în armonice sferice a câmpului, în termeni de coeficienți Gauss g_n^m , h_n^m , pentru câmpul intern, câmpul extern fiind de cele mai multe ori neglijat. Modelele recente ale câmpului geomagnetic iau în calcul și partea externă a acestuia.

In analiza armonică sferică variația temporală a câmpului este parametrizată prin intermediul coeficienților Gauss, sub forma:

$$g_n^m(t) = \sum_i {}^i g_n^m \phi_i(t)$$

unde ϕ_i sunt funcții de bază ce depind de timp, iar ${}^i g_n^m$ sunt coeficienți necunoscuți, care se determină prin metoda celor mai mici pătrate, date fiind cele trei componente ortogonale ale câmpului geomagnetic.

Primele modele de câmp geomagnetic care au avut în vedere evoluția spațiotemporală a câmpului, GSFC(4/64), GSFC(12/66) și GSFC(9/80) ale lui Cain et al. (1965, 1967) și Langel et al. (1982), au folosit dezvoltarea în serie Taylor a coeficienților Gauss pentru o anumită epocă t_0 :

$$g_n^m(t) = g_n^m(t_0) + \dot{g}_n^m(t_0)(t-t_0) + \ddot{g}_n^m(t_0)\frac{(t-t_0)^2}{2!} + \dots,$$

funcțiile de bază și necunoscutele fiind: $\phi_i(t) = (t - t_0)^n / n!$ și ${}^i g_n^m = (\partial_t)^n g_n^m(t_0)$. Aceste modele implică prea mulți parametri atunci când se lucrează pe un interval lung de timp, astfel că s-a căutat o alternativă de lucru.

Au apărut astfel modelele ce folosesc doi pași în calcul evoluției spațio-temporale: se rezolvă mai întâi problema distribuției spațiale la diverse epoci de timp, iar apoi, prin diferite tipuri de interpolare, se determină și distribuția temporală. Asemenea modele sunt modelele câmpului geomagnetic internațional de referință (IGRF) și câmpul geomagnetic definitiv de referință (DGRF) cu ajutorul cărora poate fi calculat câmpul geomagnetic în orice punct de pe suprafața globului în intervalul de timp de la 1900 și până în prezent.

Câmpul geomagnetic internațional de referință (IGRF) conține coeficienți până la gradul 10 (120 de coeficienți) pentru câmpul principal și până la gradul 8 (80 de coeficienți) pentru variația lui seculară la diverse epoci. Se consideră că modelele pentru n>10 conțin și informație asupra câmpului crustal.

Asociația Internațională de Geomagnetism și Aeronomie, având în vedere datele magnetice de înaltă precizie obținute de la ultimele misiuni satelitare, a decis ca ultima generație a modelelor câmpului geomagnetic de referință, și anume cea de a 10 generație (Maus et al., 2005), să ia în calcul coeficienții câmpului principal până la gradul 13, cu o precizie de 0,1 nT, și până la gradul 8 pentru variația lui seculară cu o precizie de 0,1 nT/an. Gradul maxim la care se consideră că dezvoltarea în serie reprezintă câmpul produs în nucleu este determinat conform puterii pe care o are armonica respectivă într-un spectru, Rn, de tip Lowes-Mauersberger. Rn reprezintă intensitatea pătratică medie a câmpului magnetic, pe o sferă, produsă de armonica de grad n. In Fig. 1.17 este redat un astfel de spectru (Sabaka et al., 2004).

Langel et al. (1986) propun o dezvoltare temporală a câmpului folosind funcțiile B-spline, astfel că au apărut o serie de modele ale câmpului geomagnetic, precum ufm (Bloxham și Jackson, 1992), gufm (Jackson et al., 2000), care, prin valorificarea măsurătorilor de declinație și înclinație efectuate în timpul călătoriilor pe mare, extind intervalul de timp la care se referă modelul respectiv (1690-1990).

Incepând cu anii 1990 s-a pus problema dezvoltării unui model care să țină cont, pe lângă variația seculară a câmpului, și de alte efecte care se regăsesc în datele geomagnetice. Astfel au apărut abordări cuprinzătoare ("comprehensive") ale modelării câmpului geomagnetic, sintetizate în modelele CM3 (Sabaka et al., 2002) și CM4 (Sabaka et al., 2004), modele care pe lângă sursele interne ale câmpului geomagnetic iau în calcul și sursele externe. Parametrii care reprezintă diversele categorii de surse luate în considerare (peste 25000) se calculează simultan prin inversia datelor de observație.



Fig. 1.17 Spectrul Rn Lowes-Mauersberger pentru modelul CM4 (linie roșie) și CM3 (simboluri) la suprafața Pământului (Sabaka et al., 2004)

Aceste modele includ reprezentări ale câmpului principal și ale variației lui seculare, câmpul crustal, câmpul magnetosferic și ionosferic precum și câmpurile interne induse de către câmpurile externe variabile. Modelele includ atât date de la observatoarele geomagnetice, cât și date satelitare, în intervalul de timp 1960 – 2002. Pe lângă câmpul geomagnetic principal, calculat până la gradul 13, modelele rezolvă și problema câmpului crustal de la gradul 14 până la 65. Câmpul ionosferic este modelat sub forma curenților care circulă într-un strat subțire la o altitudine de 110 km, iar câmpul indus este luat în calcul presupunând o distribuție radială a conductivității Pământului. Câmpul magnetosferic este modelat în mod asemănător celui ionosferic, existând o modulare funcție de indicele de perturbație geomagnetică Dst.

Datele satelitare de înaltă precizie de la cei trei sateliți lansați în ultimul deceniu, Orsted, Champ și SAC-C, au condus la noi modele ale câmpului geomagnetic cum ar fi: CHAOS (Olsen et al., 2006) dezvoltat de cercetători din Danemarca, pe baza căruia poate fi calculat câmpul principal și crustal până la gradul n=40 al dezvoltării în armonice sferice și până la gradul n=15 pentru prima derivată a câmpului; POMME (Maus et al., 2006) dezvoltat de către cercetători de la Centrul de Cercetări pentru științele Pământului din Postdam, Germania, pe baza a cinci ani (2000 – 2005) de date satelitare Champ, modelul fiind apoi validat folosind modelul CHAOS bazat pe date de la sateliții Orsted și SAC-C. Pe baza modelului POMME poate fi estimat atât câmpul produs în nucleul și crusta Pământului, până la gradul n=90 al armonicei sferice și n=16 pentru variația și accelerația seculară a câmpului, cât și câmpul extern magnetosferic.

In Tabelul 1.1 sunt sintetizate informațiile privind intervalul de timp, modul de abordare a dezvoltării temporale și referința bibliografică pentru modelele câmpului geomagnetic menționate în prezenta secțiune a tezei.

Model	Intervalul	Dezvoltare temporală	Autori	
	de timp			
GSFC(4/64)	1940-1963	Taylor	Cain et al. (1965)	
GSFC(12/66)	1900-1966	Taylor	Cain et al. (1967)	
GSFC(9/80)	1960-1980	Taylor	Langel et al. (1982)	
ufm1, ufm2	1690-1840,	B-spline	Bloxham şi Jackson (1992)	
	1840-1990			
gufm1	1690-1990	B-spline	Jackson et al. (2000)	
CM3	1960-1985	B-spline	Sabaka et al. (2002)	
CM4	1960-2002	B-spline	Sabaka et al. (2004)	
CHAOS	1999-2005	B-spline	Olsen et al. (2006)	
POMME	2000-2005	Taylor	Maus et al. (2006)	

Tabelul 1.1

1.4 Variații ale câmpului magnetic al Pământului

Peste câmpul magnetic principal al Pământului se suprapune unul variabil produs de surse externe.

Studiul variațiilor geomagnetice este atât de interes științific, cât și practic. Interesul științific poate fi rezumat astfel:

- obținerea de date cu privire la natura fizică a unei părți a câmpului magnetic terestru;
- obținerea de informații cu privire la straturile superioare ale atmosferei (ionosfera);
- obținerea de rezultate în ceea ce privește fenomenele solare, deoarece variațiile geomagnetice sunt în strânsă legătură cu emisia corpusculară și ultravioletă a Soarelui;

In practică, cunoașterea variațiilor geomagnetice este de interes în prospecțiunea magnetică, pentru punerea în evidență a anomaliilor magnetice locale și regionale utilizate în descoperirea zăcămintelor de substanțe minerale.

Variațiile magnetice, așa cum se înregistrează pe diagramele observatoarelor magnetice, se pot clasifica în funcție de originea lor sau în funcție de modul în care se produc. La o primă analiză a unei astfel de diagrame, se pot identifica două tipuri de variații *variații calme* și *variații perturbate*. In funcție de aspectul înregistrărilor pentru elementele câmpului geomagnetic se pot distinge *zile calme* din punct de vedere magnetic și *zile perturbate magnetic*. Există o variație zilnică regulată în elementele magnetice numită *variație diurnă solară, S*, cu o perioadă de 24 h, suprapusă peste *variația diurnă lunară, L*, cu o perioadă de aproximativ 25 h. *Variația perturbată, D*, se referă la câmpul magnetic adițional prezent în timpul zilelor perturbate și extrem de perturbate.

Variația diurnă solară poate fi văzută direct pe magnetograme în zilele extrem de liniștite din punct de vedere magnetic și prin medierea valorilor înregistrate în aceste zile calme se obține *variația diurnă calmă*, S_q . În zile normale din punct de vedere magnetic (zile cu perturbații minore) există în plus o *variație diurnă solară perturbată*, S_D . Variația S_D este parte a variației perturbate D și se observă foarte clar numai în absența furtunilor sau subfurtunilor magnetice, atunci D \approx S_D.

Furtunile magnetice prezintă în general trei faze, și anume: inițială, principală și de revenire. În faza inițială furtuna poate începe gradat sau printr-o schimbare bruscă (început brusc al furtunii-SSC). Câmpul perturbat este suma dintre S_D și o componentă legată de momentul începutului furtunii numită *variația din timpul furtunii, Dst.*

Diferitele fenomene geomagnetice având cauze externe, observate la suprafața Pământului, sunt sintetizate în tabelul 1.2 (Merrill et al., 1998).

La suprafața Pământului, variațiile câmpului geomagnetic constau dintr-o parte primară (externă, cu surse localizate în magnetosfera și ionosfera Pământului) și una secundară (internă) care apare datorită curenților induși în straturile conductoare ale Pământului de către variația primară. Adâncimea de penetrație a câmpului extern depinde de perioada de variație, având valori de câțiva kilometri pentru pulsații cu perioada de 1 – 10 s și ajungând la 600 – 800 km pentru variații diurne și până la 1200 – 1800 km pentru variația legată de ciclul solar (11 ani) (Rokityansky, 1982). Intensitatea curenților de inducție scade odată cu adâncimea în acord cu legile inducției electromagnetice. Distribuția acestor curenți depinde de conductivitatea electrică, așadar analiza variațiilor geomagnetice poate da detalii asupra distribuției conductivității electrice în interiorul Pământului.

Fenomen	Perioadă	Amplitudine (nT)
Micropulsații	1 ms – 3 min	~<1
Golfuri și subfurtuni magnetosferice	1 – 2 h	~10
Variația diurnă solară calmă		
- latitudini medii, S _q	24 h	20 - 50
- latitudini joase, EEJ		50 - 100
Variația diurnă solară perturbată, $S_{\rm D}$	24 h	$\sim 5 - 20$
Variația diurnă lunară, L	25 h	~1
Variația din timpul furtunii, Dst		
- faza inițială	~4 h	~15
- faza principală	~8 h	~35
- faza de revenire	~60 h	~35
Variația semi-anuală	6 luni	5
Variația anuală	12 luni	5
Variația undecenală	11 și 22 ani	10-20

Tabelul 1.2

In încheierea acestui capitol, autorul tezei dorește să menționeze că acesta a încercat să sintetizeze foarte pe scurt un domeniu documentat cu strălucire în tratate de referință precum Chapman și Bartels (1940), Matsushita și Campbell (1967), Jacobs (1987), Langel și Hinze (1998), Merrill et al. (1998), Campbell (2003), Gubbins și Herrero-Bervera (2007).

CAPITOLUL II. VARIAȚII GEOMAGNETICE DE PERIOADĂ LUNGĂ

Variațiile geomagnetice sunt rezultatul unor fenomene ce se petrec în magnetosferă și ionosferă, în care este important rolul curenților electrici de origine ionosferică și magnetosferică, și al undelor electromagnetice dintr-un domeniu larg de frecvențe. Vântul solar, care constă din plasmă și câmpuri magnetice expulzate din Soare, este una dintre sursele de energie pentru magnetosfera Pământului. Caracteristicile vântului solar prezintă variații puternice care influențează forma și dimensiunea magnetosferei. Fenomene precum aurorele, schimbări în parametrii ionosferici și variații ale câmpului magnetic al Pământului, reprezintă manifestări ale interacției vântului solar cu magnetosfera, observabile direct de la suprafața Pământului. Perturbațiile geomagnetice cu diverse surse se regăsesc simplu sub denumirea de activitate geomagnetică.

2.1. Activitatea geomagnetică

Perturbațiile geomagnetice prezintă forme și intensități diferite la latitudini diferite. In funcție de caracteristicile variațiilor câmpului magnetic la diverse latitudini, Pământul poate fi împărțit în mai multe zone: zona ecuatorială, zonele de latitudine medie, zonele aurorale și calotele polare (Fig. 2.1).



Fig. 2.1 Subdiviziuni latitudinale ale globului terestru în funcție de caracteristicile câmpului magnetic extern (Rangarajan, 1989)

In analiza fenomenelor legate de variațiile câmpului magnetic al Pământului și pentru compararea acestora cu alte fenomene fizice (ex. aurore boreale) este de preferat să se caracterizeze variațiile, pentru un interval de timp determinat, printr-o mărime numită *activitate magnetică* care să exprime gradul de perturbație a câmpului magnetic.

In cazul în care câmpul magnetic variază foarte lent într-un anumit interval de timp (de ex. o zi), activitatea magnetică pentru acest interval de timp este considerată egală cu zero. Dacă au loc variații intense ale câmpului magnetic, atunci activitatea magnetică este mare și aceasta este cu atât mai mare cu cât amplitudinea și/sau frecvența oscilațiilor elementelor câmpului geomagnetic este mai mare.

In geomagnetism, activitatea magnetică este caracterizată cu ajutorul indicilor magnetici: indicii C, Ci; indicele K cu indicii Ks și Kp; indicele aa; indicele Dst (Mayaud, 1980; Rangarajan, 1989; Campbell, 2003).

2.1.1 Indicii C, Ci

Un mod foarte simplu de a descrie schimbările câmpului geomagnetic pe o durată de 24 de ore se poate realiza cu ajutorul *indicelui geomagnetic zilnic* C. Odată cu introducerea înregistrărilor variațiilor câmpului geomagnetic pe hârtie fotografică (magnetogramă), descrierea gradului de perturbație a câmpului geomagnetic s-a putut realiza pe baza inspectării vizuale a acestor magnetograme zilnice. Astfel, fiecărei zile îi era atribuit un număr 0, 1 sau 2, care caracteriza gradul de perturbație. In funcție de acest indice zilele au fost clasificate astfel: zile calme – indicele C egal cu 0, zile normale – C egal cu 1 și zile perturbate – C egal cu 2. Acest indice local C a fost înlocuit apoi cu *indicele geomagnetic zilnic internațional Ci* care are valori cuprinse între 0.0 și 2.0. Din 1890, indicii Ci au stat la baza alegerii celor cinci zile cele mai calme și a celor cinci zile cele mai perturbate din punct de vedere magnetic ale fiecărei luni.

2.1.2 Indicele K

In 1939 Asociația Internațională de Magnetism și Electricitate Terestră a introdus pentru evaluarea gradului de perturbație *indicele K*. El reprezintă o caracteristică numerică, exprimată în grade arbitrare și indică intensitatea activității geomagnetice neregulate datorită radiației corpusculare emisă de Soare, pe intervale de trei ore 00-03, 03-06, ..., 21-24 TU (timp universal). Scara indicelui K este aleasă diferit pentru fiecare observator, pentru a se elimina influența latitudinii locului, deoarece gradul de perturbație este diferit la diferite latitudini pentru o aceeași activitate a Soarelui. Indicele K ia valori arbitrare între 0 și 9.

Având disponibili indicii K de la câteva observatoare distribuite pe glob se poate calcula un indice planetar Kp al activității geomagnetice. Indicele K pentru o singură stație este afectat de variația diurnă, astfel că pentru a elimina variația diurnă se aplică un procedeu de standardizare și se obține un indice Ks. Indicii Ks pentru fiecare interval de trei ore sunt apoi mediați pentru rețeaua de stații și se obține indicele planetar Kp. Rețeaua de stații magnetice ai căror indici K sunt utilizați la determinarea indicelui planetar Kp este formată din 13 observatoare geomagnetice situate între 44° și 60° latitudine geomagnetică nordică sau sudică. Observatoarele sunt: Meanook (MEA), Sitka (SIT), Lerwick (LER), Lovo (LOV), Ottawa (OTT), Eskdalemuir (ESK), Rude-Skov (RSV), Fredericksburg (FRD), Wingst (WNG), Witteveen (WIT), Hartland (HAD) în emisfera nordică și Eyrewell (EYR) și Canberra (CAN) în emisfera sudică. Distribuția acestora pe globul terestru este prezentată în Fig. 2.2.



Fig. 2.2 Distribuția observatoarelor geomagnetice folosite în calculul indicelui Kp

In prezent calculul indicelui Kp este atribuit, începând din 1997, Observatorului Niemegk al Centrului de Cercetări în Științele Pământului din Potsdam, Germania. Acest indice este disponibil la adresa <u>http://www.gfz-</u> potsdam.de/pb2/pb23/GeoMag/niemegk/kp_index/.

2.1.3 Indicele aa

Inregistrările de la două observatoare, Greenwich și Melbourne, care sunt aproape antipodale (cele două stații sunt situate aproape la aceeași latitudine în emisfera respectivă și la o diferență de aproximativ 10 ore în longitudine), au dat posibilitatea de a obține serii lungi de date pentru indicele K. Seriile au fost convertite în amplitudini echivalente și apoi mediate pentru a furniza *indicele aa* triorar (Mayaud, 1973; 1980). Indicele aa poate fi utilizat la stabilirea intervalelor de calm și perturbație geomagnetică și reprezintă nivelul activității magnetice la o latitudine magnetică invariantă de aproximativ 50°.

Indicele aa (Fig. 2.3) are una dintre cele mai lungi serii de date, începând din 1868. In prezent indicele aa este calculat la Centrul de studii ale mediului înconjurător terestru şi planetar, Saint Maur, Franța, şi este disponibil la adresa de web: http://isgi.cetp.ipsl.fr/des_aa.htm.



Fig. 2.3 Mediile anuale ale indicelui geomagnetic zilnic aa (a) și numărul de pete solare R (b) (Stamper et al., 1999)

Unele controverse exprimate recent (Svalgaard et al., 2004; Svalgaard şi Cliver, 2005) cu privire la indicele aa, expuse în Capitolul IV al prezentei lucrări, au condus la definirea unor noi indici care pot descrie activitatea geomagnetică, și anume: indicele de variabilitate interorară (IHV) și indicele de variabilitate interdiurnă (IDV), prezentați de asemenea, în Capitolul IV.

2.1.4 Indicele Dst

Perturbația geomagnetică în componenta orizontală a câmpului, înregistrată la latitudini joase, prezintă o scădere sub nivelul de calm datorată sistemului de curent zonal din magnetosferă numit curent circular ecuatorial ("ring current").

Analiza furtunilor magnetice a arătat că perturbația magnetică D este compusă dintro parte dependentă de timpul universal Dst și alta dependentă de timpul local DS:

D = Dst + DS.

Valoarea medie a perturbației D la orice moment de timp universal, pentru o rețea de stații magnetice distribuite uniform pe longitudine, situate la aproximativ aceeași distanță de ecuatorul geomagnetic, nu va depinde de componenta DS a perturbației. Această valoare medie definește așa numitul *indice ecuatorial Dst.* Cu toate că indicele Dst implică perturbații magnetice, în principiu poate fi considerat ca o funcție continuă de timpul universal.

In prezent, indicele Dst este obținut din înregistrările componentei orizontale a câmpului magnetic de la patru observatoare magnetice de latitudine joasă, suficient de depărtate de zonele electrojetului ecuatorial și auroral, uniform distribuite pe longitudine. Acestea sunt: Honolulu (HON), San Juan (SJG), Hermanus (HER), Kakioka (KAK). In Fig. 2.4 este prezentată distribuția acestor observatoare la scara globului terestru.



Fig. 2.4 Distribuția observatoarelor geomagnetice folosite la determinarea indicelui Dst

Valoarea indicelui Dst este calculată ca medie a câmpului rezidual pentru fiecare oră de timp universal în rețeaua celor patru observatoare. Câmpul rezidual este obținut prin eliminarea variației seculare a câmpului geomagnetic și apoi a variației diurne calme Sq.

Indicele Dst este disponibil, începând din 1957, la Centrul Mondial de date de Geomagnetism din Kyoto, Japonia, la adresa de web: <u>http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/</u>. In Fig. 2.5 este prezentată variația indicelui Dst, în intervalul de timp 1957 – 2003, obținută prin medierea cu o fereastră mobilă de 365 de zile a seriei de date medii zilnice.



Fig. 2.5 Variația indicelui Dst în intervalul de timp 1957 - 2003

Având în vedere că variațiile câmpului geomagnetic observate la suprafața Pământului reprezintă suma dintre câmpul sursă extern și câmpul intern indus de către câmpul sursă extern, Maus și Weidelt (2004) au separat câmpul magnetic de perturbație, descris de indicele Dst, în câmp extern și câmp intern indus, descrise de către doi noi indici geomagnetici și anume indicii, Est, și respectiv, Ist. Variația acestor indici, în aceeași perioadă de timp ca și pentru indicele Dst, este reprezentată în Fig. 2.6.



Fig. 2.6 Variația indicilor Est și Ist în intervalul de timp 1957 – 2003

2.2 Spectrul variațiilor geomagnetice de perioadă lungă

Pentru teza de față sunt relevante variațiile cu frecvențe în domeniul 0,04 – 0,000027 c/zi (perioade cuprinse între zeci de ani și o oră). Dintre acestea se consideră că cele din domeniul 1 oră – 11 ani sunt produse de surse primare externe, iar cele cu perioada mai mare de 11 ani sunt produse de surse interne. In Fig. 2.7 este redat spectrul componentei orizontale a variațiilor geomagnetice înregistrate la un observator de latitudine medie (Hartland), obținut de Banks (1969). Lungimea seriei de date analizate nu a permis (la nivelul anului 1969) evidențierea perioadelor mai lungi ale variațiilor produse de surse interne, marcate sub denumirea de "variație seculară", în figura 2.7. Studii ulterioare (Currie, 1976; Yukutake și Cain, 1979; Anghel și Demetrescu, 1980; Feynman, 1983; Rotanova et al., 1985; Langel et al., 1986) au evidențiat perioade de 2.2, 3, 4, 11, 16, 22, 30, și respectiv 40-80 ani. Un tabel cuprinzător este publicat în lucrarea Langel et al. (1986).

O analiză recentă, de tip "wavelet" (Torrence și Compo, 1998), efectuată de autorul tezei, evidențiază sugestiv prezența variațiilor cu perioade mai mari de un an în seria de date a observatorului Hartland, serie ce începe la 1860, așa cum se poate vedea în Fig. 2.8. Este analizată seria mediilor anuale ale componentei orizontale din care s-a scos tendința liniară (Fig. 2.8 a). In Fig. 2.8 b se poate urmări evoluția în timp a compoziției spectrale, iar în Fig. 2.8 c este redat spectrul global. Pe figură se evidențiază cu ușurință variații cu perioade de 11 ani, 22 de ani și mai mari, care ar putea fi legate de activitatea solară, deci cu sursă primară
externă. În prezent este bine stabilit că în mediile anuale de la observatoarele geomagnetice există un ciclu de ~11 ani datorat activității solare (Chapman and Bartels, 1940; Yukutake, 1965; Alldredge, 1976; Courtillot and Le Mouel, 1976; Alldredge et al., 1979; Yukutake and Cain, 1979; Demetrescu et al., 1988).



Fig. 2.7 – Spectrul de putere al componentei orizontale a câmpului magnetic la observatorul Greenwich (Hartland) (Banks, 1969)



Fig. 2.8 Spectrul formei de undă (a) al seriei mediilor anuale ale componentei orizontale a câmpului geomagnetic la observatorul Hartland (b) și spectrul global (c)

Variatiile activității geomagnetice legate de activitatea solară sunt binecunoscute. Ciclul undecenal este evident în seria temporală a indicelui aa (Fig. 2.3). În literatură s-au discutat pe larg diferentele fată de seria de timp a numărului petelor solare (cel mai utilizat indicator al activitătii solare), cum ar fi existența unui al doilea maxim într-un ciclu, ce apare în faza de descreștere a activității solare în cadrul unui ciclu undecenal, față de cvasiconstanta valorilor minime în seria petelor solare (Fig. 2.3). Analiza spectrală efectuată de Currie (1976) asupra unei serii de valori medii anuale a indicelui aa extinse pe 100 ani, a arătat prezenta ciclurilor magnetice (ciclul de 22 ani Hale) și al petelor solare (ciclul undecenal Schwabe), precum și a unui semnal la 79 ± 3 ani, identificat ca fiind corespunzător ciclului Gleissberg. O serie de lucrări (Currie 1976; Feynmann și Crooker, 1978; Sliverman, 1992; Clilverd et al., 1998; Stamper et al., 1999; Lockwood et al., 1999; Svalgaard et al., 2004; Mursula et al., 2004; Clilverd et al., 2005; Le Mouël et al., 2005) au discutat variația pe termen lung a indicelui aa în termenii mediilor mobile cu fereastra de 11 ani, si, în particular, cresterea sustinută în timpul secolului XX. Demetrescu si Dobrică (2006) au arătat că această variatie este controlată de semnalul ciclului Gleissberg, peste care se suprapune semnalul ciclului magnetic solar. Detalii sunt date în Capitolul IV, în care sunt prezentate contribuțiile autorului tezei la evidențierea și caracterizarea unor variații de perioadă lungă prezente în evoluția câmpului geomagnetic.

Bhargava și Yacob (1969) au găsit că în cazul a opt observatoare de pe glob, răspunsul ciclului solar undcenal a fost mai pronunțat în timpul maximului ciclurilor solare impare, ceea ce indică existența unei variații de 22 ani a câmpului. Aceiași autori au dedus existența unui ciclu de 80 de ani în datele observatorului Colaba-Alibag (ABG), care se întind pe intervalul 1846-prezent. Intr-un studiu pe 48 de observatoare, Currie (1973) a putut detecta linii spectrale în zona frecvențelor ciclului solar undecenal și în zona ciclului solar dublu (magnetic), precum și la frecvența corespunzătoare unei variații de 60 de ani. Primele două tipuri de variație au fost considerate de origine externă de către autorul citat, iar cea de a treia a fost atribuită surselor din nucleu. Vestine et al. (1953) au asociat, într-o lucrare anterioară, unda de 50-60 ani cu variațiile lungimii zilei și cu procesele magnetohidrodinamice din nucleu. Langel et al. (1986) au găsit periodicități cuprinse între 22-23 și 2,2 ani în coeficienții de grad II și III ai dezvoltării în serie de funcții sferice a câmpului geomagnetic, datorate influenței activității solare ciclice. In studiul menționat, Langel et al. admit totuși că variația cu perioada de 22-23 ani este de origine internă, la fel ca Alldredge (1976), care pledase anterior în favoarea acestei concluzii. Aşa cum s-a menționat și în Capitolul I al lucrării de față, o caracteristică importantă a evoluției temporale a câmpului principal este așa-numitul "impuls al variației seculare" sau "jerk geomagnetic". În prezent este acceptată originea internă pentru producerea jerkurilor, urmare a unei demonstrații prezentate de Malin și Hodder (1982). Demetrescu și Dobrică (2005) au arătat că variația undecenală, de origine externă, joacă un rol important în definirea amplitudinii și momentului de producere a unui jerk geomagnetic. În același studiu s-au pus în evidență, prin analiza seriilor lungi de timp de la opt observatoare geomagnetice de pe glob, variații, considerate de origine internă, cu perioade de ~22 ani și de ~80 ani. Aceste rezultate sunt prezentate detaliat în Capitolul IV.

In continuare vor fi prezentate câteva caracteristici ale unor variații de perioadă lungă și anume: variația diurnă, variația de 27 zile, variația anuală și semianuală și variația undecenală, cu accent pe variația diurnă și pe cea undecenală.

2.2.1 Variația diurnă

2.2.1.1 Caracteristici ale variației diurne

Variațiile diurne solare reprezintă variații periodice ale elementelor geomagnetice cu perioada egală cu durata unei zile solare. Particularitatea acestor variații este relația cu timpul local, de aceea la două longitudini diferite fazele oscilațiilor unuia sau altuia dintre elemente diferă cu diferența longitudinilor celor două puncte.

Dacă reprezentăm variația unui element oarecare într-un punct dat pe suprafața Pământului sub forma unei oscilații armonice:

$$S = S_0 \sin \frac{2\pi t}{T} \tag{2.1}$$

unde S_0 este amplitudinea oscilației, T este ziua solară și t reprezintă timpul local, atunci variația într-un alt punct, a cărui longitudine diferă cu λ este reprezentată prin:

$$S = S_0 \sin \frac{2\pi}{T} (t + \lambda)$$
 (2.2)

Mersul diurn al elementelor geomagnetice se schimbă continuu de la o zi la alta, In general, variază mai mult amplitudinile, în timp ce fazele rămân aproape neschimbate. Se poate observa că variația diurnă crește de la lunile de iarnă la lunile de vară.

In Fig. 2.10 și 2.11 s-a ilustrat mersul diurn pentru două zile ale lunii august 2003, a trei componente ale câmpului geomagnetic la Observatorul Surlari.

O altă caracteristică a variațiilor diurne solare este dependența lor de mărimea activității magnetice din ziua respectivă. Astfel, se disting două tipuri de variații: variații în

zile calme (Fig. 2.10), notate cu Sq, și variații în zile agitate (Fig. 2.11), numite variații perturbate, notate cu Sd. Amplitudinile variațiilor diurne calme Sq se schimbă în decursul anului, atingând valoarea maximă (circa 60 nT) în timpul solstițiului de vară și minimă (20 nT) în timpul solstițiului de iarnă. În epoca echinocțiilor amplitudinea variațiilor este medie între cea de iarnă și cea de vară și este aceeași în cele două emisfere. Valorile de maxim și cele de minim menționate mai sus sunt valabile pentru componenta estică a câmpului de variații la latitudini medii precum și pentru componenta orizontală a câmpului de variație la latitudini joase. Pentru puncte situate pe aceeași paralelă geomagnetică mersul diurn este aproape identic, în timp ce pentru puncte situate pe același meridian mersul diurn se schimbă după o anumită lege determinată. La latitudini joase predomină variațiile Sq, iar la latitudini ridicate rolul predominant îl au variațiile Sd-Sq.

Datele obținute de la o rețea de observatoare magnetice în timpul anului solar internațional (1965) au fost folosite de către Campbell (1989) pentru a elabora un model care descrie variațiile diurne calme ale componentelor H, D, X, Y şi Z în orice punct de pe glob. Acest model este disponibil pe site-ul <u>http://www.ngdc.noaa.gov/seg/potfld/utilw</u>hc.html.

Hitchman et al. (1998), folosind modelul menționat mai sus, au reprezentat variațiile Sq în H, D și Z prin serii temporale h(t), d(t) și z(t). Variațiile câmpului total, f(t), au fost determinate pe o rețea geografică de 5° x 5° folosind următoarea relație

$$f(t) = h(t)\cos I + z(t)\sin I \qquad (2.3)$$

unde I este înclinația magnetică obținută din latitudinea geomagnetică, ϕ , tgI = 2tg ϕ . Astfel de serii temporale sunt prezentate în Fig. 2.12. Curbele variației diurne calme Sq sunt reprezentate pentru cele patru anotimpuri, și anume echinocțiul din martie, solstițiul din iunie, echinocțiul din septembrie și solstițiul din decembrie, și reprezintă medii globale ale variației câmpului la o latitudine geomagnetică dată. Aceste curbe își pot schimba aspectul în funcție de variabilitatea regională și efectele locale, precum inducția în apropierea oceanelor și anomaliile de conductivitate.



Fig. 2.10 Inregistrarea câmpului geomagnetic la observatorul Surlari într-o zi calmă



Fig. 2.11 Inregistrarea câmpului geomagnetic la observatorul Surlari într-o zi perturbată



Fig. 2.12 Curbele globale ale variației Sq pentru cele patru anotimpuri ale anului (Hitchman et al., 1998)

Curbele de variație a câmpului total, f(t), prezintă câteva caracteristici importante:

- la stațiile ecuatoriale variațiile Sq sunt mai mari și amplificate în timpul echinocțiilor, iar la cele de la latitudini medii amplitudinile variațiilor cresc în timpul verii;

 la latitudini joase mersul general al curbelor câmpului total f(t) este aproximativ acelaşi cu cel al curbelor h(t), în timp ce la latitudini ridicate câmpul total urmăreşte curbele lui z(t) în emisfera nordică și pe cele ale lui -z(t) în emisfera sudică;

- curbele câmpului total f(t) prezintă două benzi, între 20° și 30° latitudine geomagnetică, în ambele emisfere, unde variațiile Sq au amplitudini scăzute.

O reprezentare mai sugestivă privind mersul variațiilor diurne o dă construirea așa numitelor diagrame cu vectori, care prezintă proiecțiile vectorului Sq al variațiilor pe un plan orizontal (Fig. 2.13), și respectiv, două plane verticale, al meridianului geomagnetic (Fig. 2.14a) și al primului vertical (Fig. 2.14b).

Proiecția vectorului Sq pe planul orizontal (Fig. 2.13) pune în evidență faptul că în emisfera nordică vectorul este îndreptat întotdeauna, în orele de zi, spre un anumit centru care se află la intersecția meridianului ce precede meridianul de amiază cu paralela de +30°,

iar în cea sudică el este îndreptat dinspre un centru care se află la intersecția meridianului ce precede meridianul de amiază și paralela de -30°.



Fig. 2.13 Proiecția vectorului Sq pe planul orizontal

Proiecțiile vectorului Sq pe plane verticale (Fig. 2.14) arată că centrele spre care sunt îndreptați vectorii Sq se găsesc deasupra suprafeței terestre, aproximativ deasupra paralelelor de +30 și -30° în apropierea meridianului de amiază.



Fig. 2.14 Proiectia vectorului Sq pe planul vertical

Formal aceste centre pot fi identificate cu axul unui curent turbionar al cărui sens este trigonometric în emisfera nordică și cel al acelor de ceasornic în emisfera sudică. Astfel, variațiile diurne se pot explica prin existența în ionosferă a unor sisteme de curenți turbionari închiși, care rămân imobile în spațiu pe axa Soare-Pământ și în interiorul cărora se rotește globul terestru. Deoarece valorile maxime ale vectorului variațiilor se produc în orele de zi, intensitatea maximă a curentului trebuie să fie în spațiul dintre Soare și Pământ. Sistemul de curenți care provoacă variațiile diurne solare ale câmpului magnetic se află situat în regiunea E a ionosferei între 90 și 130 km. Variațiile calme ale câmpului magnetic se produc printr-un fenomen de tip dinam în regiunea ionosferică E. In această zonă apar curenți datorită dilatării și contractării atmosferei în timpul dintre răsăritul și apusul Soarelui, datorită vânturilor orizontale din atmosfera superioară și datorită mareelor atmosferice.

2.2.1.2 Analiza variațiilor diurne calme

2.2.1.2.1 Reprezentarea spectrală

O reprezentare adecvată a variației diurne calme a câmpului geomagnetic la un observator poate fi obținută cu ajutorul a patru armonice sferice. Componentele spectrale dominante sunt cele de 24, 12, 8 și 6 ore. Variația diurnă calmă se poate descompune în armonice Fourier cosinus și sinus cu coeficienții C_m și S_m , unde valorile m = 1, 2, 3, 4, corespund componentelor spectrale de 24, 12, 8 și 6 ore, astfel:

$$\Delta W = \sum_{m=1}^{4} (C_m \cos 15mt + S_m \sin 15mt)$$
(2.4)

cu

$$C_{m} = A_{m}^{0} + \sum_{Q=1}^{2} (A_{m}^{AQ} \cos 30QM + B_{m}^{AQ} \sin 30QM)$$
(2.5)

$$S_{m} = B_{m}^{0} + \sum_{Q=1}^{2} (A_{m}^{BQ} \cos 30QM + B_{m}^{BQ} \sin 30QM)$$
(2.6)

unde W este componenta geomagnetică, Q este 1 pentru variația anuală și 2 pentru cea semianuală, M este luna cu zecimală (0.0 reprezintă 1 Ianuarie și 12.0 este 31 Decembrie), t este timpul local, iar As și Bs sunt coeficienții cosinus și sinus Fourier pentru variații anuale și semianuale. Analiza Fourier a setului de date de variație diurnă calmă se realizează după eliminarea tendinței liniare din înregistrări, deoarece aceasta ar putea introduce erori în ceea ce privește amplitudinea coeficienților sinusoidali.

2.2.1.2.2 Analiza armonică sferică a variațiilor diurne calme

Analiza armonică sferică este folosită la reprezentarea potențialului câmpului de variații cu ajutorul a două serii de polinoame Legendre asociate. În analiza variațiilor diurne calme astfel de serii permit o separare a potențialului magnetic al Pământului într-o parte de origine externă (surse ionosferice) și o alta de origine internă (surse induse). Acest procedeu este utilizat atât la construcția sistemului de curenți ionosferici cât și obținerea de informații despre structura conductivă a Pământului din partea indusă a câmpului acestor variații.

O astfel de tehnică a fost descrisă de către Campbell și Schiffmacher (1985; 1988). Ei au folosit o distribuție longitudinală de stații pentru a obține coeficienții Fourier sinus (s) și cosinus (c), X_s^m , X_c^m , Y_s^m , Y_c^m , Z_s^m și Z_c^m , pentru componentele X, Y și Z ale câmpului geomagnetic la fiecare 2,5 grade de latitudine. Potențialul poate fi scris sub forma

$$V(\theta, \Phi) = R \sum_{m=1}^{4} \sum_{n=m}^{12} \{ [(aex)_{n}^{m} + (ain)_{n}^{m}] \cos m\Phi + [(bex)_{n}^{m} + (bin)_{n}^{m}] \sin m\Phi \} P_{n}^{m}$$
(2.14)

unde R este raza Pământului în kilometri, P_n^m este funcția Legendre asociată de ordinul m (1, 2, 3, 4) și gradul n (m, ..., 12). Coeficienții Gauss armonici sferici pentru partea externă a câmpului sunt dați de expresiile:

$$(aex)_{n}^{m} = \frac{(n+1)a_{n}^{m} + c_{n}^{m}}{2n+1}$$
(2.7)

$$(bex)_{n}^{m} = \frac{(n+1)b_{n}^{m} + d_{n}^{m}}{2n+1}$$
 (2.8)

iar pentru cea internă

$$(ain)_{n}^{m} = \frac{na_{n}^{m} - c_{n}^{m}}{2n+1}$$
 (2.9)
 $(bin)_{n}^{m} = \frac{nb_{n}^{m} - d_{n}^{m}}{2n+1}$. (2.10)

unde:

$$a_n^m = \frac{2n+1}{4n(n+1)} \sum_{\theta=0}^{180} \left(X_c^m \frac{dP_n^m}{d\theta} \sin \theta + Y_s^m m P_n^m \right) \Delta \theta$$
(2.11)

$$b_{n}^{m} = \frac{2n+1}{4n(n+1)} \sum_{0}^{180} (X_{s}^{m} \frac{dP_{n}^{m}}{d\theta} \sin \theta - Y_{c}^{m} mP_{n}^{m}) \Delta \theta$$
(2.12)

$$c_{n}^{m} = \frac{1}{4} (2n+1) \sum_{0}^{180} Z_{c}^{m} P_{n}^{m} \sin \theta \Delta \theta \qquad (2.13)$$

$$d_{n}^{m} = \frac{1}{4} (2n+1) \sum_{0}^{180} Z_{s}^{m} P_{n}^{m} \sin \theta \Delta \theta \qquad (2.14)$$

iar θ este colatitudinea geomagnetică și $\Delta \theta$ este pasul de 2,5° care a fost folosit în această analiză.

2.2.1.2.3 Reprezentarea câmpului prin analiza armonică sferică

In sistem de coordonate sferice cele trei componente ortogonale ale câmpului de variație diurnă calmă, X, Y și Z, pot fi obținute ca derivatele potențialului în raport cu colatitudinea, longitudinea și respectiv direcția radială. Atunci când potențialul este dat sub formă de surse interne și externe se pot obține componentele câmpului extern și respectiv intern cu ajutorul coeficienților armonici sferici Gauss scriși ca serii de termeni Fourier sinus și cosinus (Campbell, 1989):

$$X_{c}^{m}(\theta) = \sum_{n=m}^{12} (aex)_{n}^{m} \frac{dP_{n}^{m}}{d\theta}$$
(2.15)

$$X_s^m(\theta) = \sum_{n=m}^{12} (bex)_n^m \frac{dP_n^m}{d\theta}$$
(2.16)

$$Y_c^m(\theta) = -\frac{m}{\sin\theta} \sum_{n=m}^{12} (bex)_n^m P_n^m$$
(2.17)

$$Y_s^m(\theta) = -\frac{m}{\sin\theta} \sum_{n=m}^{12} (aex)_n^m P_n^m$$
(2.18)

$$Z_{c}^{m}(\theta) = \sum_{n=m}^{12} n(aex)_{n}^{m} P_{n}^{m}$$
(2.19)

$$Z_{s}^{m}(\theta) = \sum_{n=m}^{12} n(bex)_{n}^{m} P_{n}^{m} . \qquad (2.20)$$

Pentru partea internă a câmpului în ecuațiile 2.15-18 se folosesc coeficienții armonici sferici interni și se obțin termenii Fourier sinus și cosinus ai componentei orizontale interne a câmpului. Pentru componenta verticală de origine internă a câmpului se folosesc următoarele relații:

$$Z_{c}^{m}(\theta) = -\sum_{n=m}^{12} (n+1)(ain)_{n}^{m} P_{n}^{m}$$
(2.21)
$$Z_{s}^{m}(\theta) = -\sum_{n=m}^{12} (n+1)(bin)_{n}^{m} P_{n}^{m} .$$
(2.22)

La orice latitudine geomagnetică (90- θ) sau oră a zilei ($\Phi/15$), cele trei componente ortogonale de origine internă sau externă ale câmpului de variații sunt date de expresiile:

$$X(\theta,\phi) = \sum_{m=1}^{4} [X_{c}^{m}(\theta)\cos m\phi + X_{s}^{m}(\theta)\sin m\phi]$$
(2.23)

$$Y(\theta,\phi) = \sum_{m=1}^{4} [Y_{c}^{m}(\theta)\cos m\phi + Y_{s}^{m}(\theta)\sin m\phi]$$
(2.24)

$$Z(\theta,\phi) = \sum_{m=1}^{4} [Z_{c}^{m}(\theta)\cos m\phi + Z_{s}^{m}(\theta)\sin m\phi]. \qquad (2.25)$$

In fig. 2.15 sunt redate componentele câmpului de variație Sq externă și internă, pentru America de Nord, calculate pe baza formulelor 2.23-25, pentru stații situate la 30° latitudine, distribuite longitudinal. Din examinarea figurii se pot desprinde câteva caracteristici, și anume: componenta verticală a câmpului de origine internă este în direcție opusă față de cea externă; amplitudinile variației celor trei componente de origine internă sunt aproape jumătate din amplitudinile externe corespunzătoare. Toate aceste caracteristici sunt în concordanță cu ideea generală că amplitudinea componentei orizontale H a câmpului de variație Sq de origine externă este aproximativ două treimi din amplitudinea câmpului total observat (intern și extern) și amplitudinea componentei verticale Z a câmpului de origine externă este aproape de două ori amplitudinea componentei verticale a câmpului observat. Diferențele în amplitudine și fază dintre componentele câmpului de origine internă și externă sunt determinate de profilul conductivității din interiorul Pământului.

Dacă aceste variații diurne calme sunt date de sistemele de curenți ionosferici, direcția lor de curgere poate fi stabilită folosind regula mâinii drepte. Sistemele de curenți externi și interni trebuie să fie opuse ca direcție pentru a putea obține modele similare ale componentei orizontale și declinației câmpului de variații și un model opus pentru componenta verticală a câmpului.

2.2.1.3 Caracteristici ale variației diurne calme a câmpului geomagnetic pe teritoriul României

Pentru teritoriul României, s-a studiat, pe baza înregistrărilor de la observatorul geomagnetic Surlari, variația diurnă calmă a principalelor elemente ale câmpului geomagnetic, publicându-se rezultatele în mai multe articole, și anume: Constantinescu et al. (1969a), Constantinescu și Steflea (1971) (componenta orizontală, declinație și componenta verticală); Constantinescu et al. (1969b) (înclinație și câmpul total).

Constantinescu et al. (1969a) au utilizat magnetogramele observatorului Surlari din Anii Internaționali ai Soarelui calm, 1964 – 1965, pentru a calcula valorile medii orare ale declinației, componentei orizontale și componentei verticale a câmpului geomagnetic.



Fig. 2.15 Componentele H, D și Z ale variației Sq în cazul Americii de Nord la o latitudine de 30° în ziua de 21 martie (Campbell, 1987a)

Valorile medii orare pentru anotimpurile geomagnetice ale fiecărui an (iarna geomagnetică – lunile ianuarie-februarie și noiembrie-decembrie; vara geomagnetică – lunile mai-iunie și iulie-august; echinocțiu – lunile martie-aprilie și septembire-octombrie) s-au calculat pe baza valorilor medii orare ale celor cinci zile calme din fiecare lună. Pentru definirea variației Sq s-a adoptat ca nivel zero al variației, nivelul fiecărui element în intervalul de timp 22 - 02. Variația diurnă calmă, Sq, astfel obținută, a fost reprezentată de către autorii citați în funcție de timpul local pentru fiecare element în parte. De asemenea, s-a reprezentat atât variația diurnă calmă pentru cele trei anotimpuri geomagnetice cât și variația diurnă medie pentru intervalul de timp 1964-1965. In continuare, prezentăm pe scurt aspecte morfologice ale curbelor variației diurne pentru diferite elemente ale câmpului geomagnetic evidențiate în lucrările menționate. În Fig. 2.16 sunt date ca exemplu curbele variației diurne pentru trei elemente ale câmpului geomagnetic, H, Z, și F.

a) Declinația

Curbele variației diurne calme ale declinației câmpului geomagnetic pentru anotimpurile geomagnetice și media pe întreaga perioadă de timp studiată prezintă un mers general asemănător, cu un maxim în jurul orei 8:30 și un minim în jurul orei 13:30.

Examinarea curbelor de variație diurnă pentru diverse anotimpuri geomagnetice scoate în evidență câteva aspecte, și anume: apariția unui minim în jurul orei 5:30 în timpul lunilor de iarnă și amplitudinea redusă a maximului pentru aceleași luni; asimetria zonelor de valori pozitive și negative, care dispare în cursul lunilor de vară; trecerea prin zero a variației declinației în jurul orei 10:30; apariția unui maxim slab, secundar, pe fondul general de minim în jurul orei 18.

b) Componenta verticală

Curbele de variație diurnă calmă pentru acest element geomagnetic, pun în evidență un minim principal dublat de două maxime. Maximul de dimineață apare în jurul orei 8:30, în lunile de iarnă, și se deplasează progresiv până la ora 5:30, în timpul verii. Maximul de după amiază apare în jurul orei 15:30 iarna și se deplasează pe timpul verii, ajungând până la orele 18. Minimul își menține constantă ora de apariție, și anume ora 12. Analizând aspectul curbelor, se observă o creștere a amplitudinii maximului de dimineață de la lunile de iarnă către cele de vară și o ușoară scădere a amplitudinii maximului de după-amiază în același sens.

c) Componenta orizontală

Componenta orizontală a câmpului geomagnetic prezintă cele mai mari variații în evoluția sa. Curbele de variație diurnă calmă pentru diverse anotimpuri și cea anuală au următorul aspect: un minim în jurul orei 3:30, urmat de un maxim situat aproximativ în jurul orei 7, după care urmează minimul principal din jurul orei 10:30 și în continuare un maxim la ora 14:30, un minim la ora 17:30 și un maxim slab la ora 23:30. Din examinarea figurii de mai sus se pot desprinde și alte trăsături caracteristice ale curbelor de variație diurnă în componenta orizontală a câmpului, cum ar fi valoarea pozitivă a maximului în lunile de iarnă și valori negative ale variației diurne calme în lunile de echinocțiale și de vară.

Caracteristicile generale ale variației diurne calme în intensitatea câmpului geomagnetic și în înclinația sa au făcut obiectul unui alt studiu realizat de Constantinescu et al. (1969b). Variațiile acestor două elemente geomagnetice s-au stabilit prin calcul, pe baza



variațiilor ΔZ și ΔH înregistrate la Observatorul geomagnetic Surlari în perioada 1963 – 1965.

Fig. 2.16 Variația Sq pe teritoriul României în anii 1964-1965 pentru elementele geomagnetice H (a), Z (b) și F (c) (Constantinescu et al., 1969a, b)

d) Inclinația

Variația diurnă solară calmă a înclinației geomagnetice în perioada 1963 – 1965 relevă următoarele: în lunile de iarnă, variația diurnă a înclinației este pozitivă atingând un maxim de 0,3' în jurul orei 3, iar apoi scade până la un minim de –0,3' la ora 8, după care crește; în perioada echinocțiilor, variația este mai întâi pozitivă, cu două maxime în jurul orelor 3 și 9, separate de un minim în jurul orei 6, apoi descrește până la un minim situat la ora 13, după care crește din nou până în jurul orei 18 și scade apoi progresiv, rămânând totuși la valori pozitive; în lunile de vară, variația este mai accentuată, dar aspectul curbei este asemănător cu acela din timpul echinocțiilor.

e) Intensitatea totală a câmpului geomagnetic

Curbele de variație diurnă solară calmă a intensității totale a câmpului geomagnetic pun în evidență un mers asemănător pentru toate cele trei anotimpuri geomagnetice, caracterizat prin existența unui minim accentuat, încadrat de două maxime de intensitate scăzută. Ora de apariție a celor două maxime variază în timpul anului, astfel maximul de dimineață apare la ora 8:30 în lunile de iarnă, în lunile de echinocțiu la ora 7 - 7:30, iar vara la ora 5:30, în timp ce maximul de după-amiază se produce iarna la ora 15:30, la echinocțiu la ora 16:30 și vara la ora 17:30. Ora de apariție a minimului principal prezintă fluctuații mici în jurul orei 11:30.

Studiile lui Constantinescu et al. (1969a, b; 1971) au fost primele care au pus în evidență aspecte legate de variația diurnă solară calmă a elementelor geomagnetice pe teritoriul României. Aceste studii impuneau încadrarea lor într-un cadru mai amplu care să cuprindă și alte observatoare geomagnetice situate la aceeași longitudine și latitudini diferite pentru a permite o separare a efectelor care nu sunt puse pe seama unor cauze ce variază cu timpul local, precum și observatoare geomagnetice de aceeași latitudine și longitudini diferite pentru studiul amanunțit al orelor de apariție ale variațiilor diurne solare calme.

2.2.2 Variația de 27 de zile și armonicele ei

Variația de 27 de zile poate fi atribuită unei surse solare datorită legăturii cu perioada de rotație a Soarelui care variază între 25 de zile la ecuatorul solar și 30 de zile la poli. De asemenea, anumite furtuni magnetice se repetă la intervale de 27 zile. Aceste variații sunt cauzate de fluctuații în intensitatea sistemului de curenți. Perturbația câmpului magnetic asociată acestui sistem de curenți poate fi dezvoltată într-o serie de armonice sferice zonale de ordin impar. Importanța termenului P_3^0 față de termenul P_1^0 depinde de raportul (R_E/R_R)²,

unde R_E este raza Pământului și R_R este raza medie a sistemului de curenți care înconjoară Pământul. Pentru că acest raport este aproximativ 3,5, termenul P_3^0 va contribui cu mai puțin de 10% în dezvoltarea acestui câmp pe suprafața Pământului, astfel că armonica sferică P_1^0 rămâne singurul termen din dezvoltarea latitudinală a variației de 27 de zile și a armonicelor ei, ceilalți termeni putând fi neglijați. Este bine cunoscut faptul că acest tip de variație se datorează radiației corpusculare emise de Soare. La diferite faze ale activității solare spectrul de putere al componentei orizontale al câmpului magnetic înregistrat la observatorul Hartland (Abinger), în domeniul de frecvență a variației de 27 de zile și a armonicelor ei, este prezentat în Fig. 2.17. Se poate observa că lățimea liniei de 27 de zile și a armonicelor ei este cea mai mică în cazul minimului de pete solare și armonicele de 13,5 și 9 zile sunt bine definite la nivele scăzute ale activității solare.



Fig. 2.17 – Spectrul de putere în componenta orizontală a câmpului magnetic de la observatorul Greenwich și Abinger (Hartland) pentru variația de 27 de zile la diferite nivele ale activității solare (Banks, 1969)

2.2.3 Variația anuală și semianuală

Liniile spectrale anuală și semianuală ce apar în spectrul geomagnetic sunt puse pe seama mișcării curentului inelar (ring current) în raport cu ecuatorul, datorată, în principal, prezenței vântului solar (Malin și Winch, 1996; Malin et al., 1999). Pentru un anumit număr de stații, amplitudinile și fazele variațiilor câmpului vertical și orizontal la frecvența de 1 ciclu pe an au fost reprezentate în funcție de colatitudinea geomagnetică (Fig. 2.18). Se poate observa că funcția armonică sferică P_2^0 descrie destul de bine această distribuție latitudinală.

Variația semianuală ar putea fi reprezentată printr-o funcție armonică P_1^0 .



Fig. 2.18 – Dependența de latitudinea geomagnetică a variației anuale: (a) amplitudinea câmpului orizontal; (b) faza câmpului orizontal; (c) amplitudinea câmpului vertical; (d) faza câmpului vertical. Linia continuă – dependența de latitudine a funcției P₂⁰ (Banks, 1969)

Recent, Wardinski şi Mandea (2006) au investigat apariția variației anuale şi semianuale în datele medii lunare de la 154 de observatoare geomagnetice în intervalul 1960 – 2002. Autorii acestui studiu, utilizând metoda de analiză spectrală "multi-taper", au arătat că variațiile anuală şi semianuală sunt bine detectate în componenta orizontală a observatoarelor geomagnetice situate la latitudini medii şi ridicate, iar variația semianuală este mult mai vizibilă în componenta orizontală a observatoarelor geomagnetice de la latitudini ecuatoriale. Analiza spectrală a componentei verticale a câmpului geomagnetic a scos în evidență faptul că cele două tipuri de variație par să aibă o dependență de longitudine.

2.2.4 Variația undecenală

Este bine stabilit că mediile anuale ale elementelor geomagnetice determinate în cadrul observatoarelor geomagnetice conțin o variație legată de ciclul solar (CS) (Chapman și Bartels, 1940; Yukutake, 1965; Alldredge, 1976; Courtillot și Le Mouël, 1976; Alldredge

et al., 1979; Yukutake şi Cain, 1979; Demetrescu et al., 1988). Pentru evidenţierea variaţiei CS s-au folosit, în principal, trei metode, şi anume: filtrarea seriei de date cu un filtru trece bandă în jurul valorii de 11 ani (Alldredge, 1976; Alldredge et al., 1979), descrierea câmpului principal cu ajutorul unor segmente de parabolă fitate pe mediile anuale, urmată de scăderea acestora din seria mediilor anuale (Courtillot şi Le Mouël, 1976; Courtillot et al., 1978), descrierea câmpului principal cu ajutorul unei sume de sinusoide cu perioade cuprinse între 90 şi 20 de ani, perioade puse în evidență în mediile anuale de o serie de lucrări: Curie (1973), Yukutake şi Cain (1979), Anghel şi Demetrescu (1980), Feynman (1983), Rotanova et al. (1985), Langel et al. (1986) şi scăderea acestui câmp din seria mediilor anuale. Această ultimă metodă a fost aplicată de Demetrescu et al. (1988) şi Demetrescu şi Andreescu (1992; 1994) mediilor anuale ale componentelor orizontale şi verticale ale câmpului geomagnetic de la 22 observatoare europene în intervalul 1952,5 – 1980,5 şi 41 de observatoare în intervalul 1961,5 – 1980,5. Valorile utilizate au fost extrase din cataloagele publicate (Golovkov et al., 1983). Distribuția observatoarelor din rețeaua europeană de observatoare geomagnetice este prezentată în Fig. 2.19.



Fig. 2.19 Distribuția observatoarelor geomagnetice europene. Simboluri subliniate: subsetul de 22 observatoare cu date din intervalul 1952,5 – 1980,5

In figura 2.20 este reprezentată variația CS în componenta orizontală și verticală pentru cele 22 observatoare, precum și, pentru descrierea activității solare, seria numerelor lui Wolf.

Curbele pentru cele 22 observatoare au fost suprapuse pentru a scoate în evidență, pe de o parte, coerența acestei variații, sugerând cauza comună, iar pe de altă parte, diferențele de amplitudine și fază, ce reprezintă particularități ale punctelor de măsură. Aceste diferențe pot fi valorificate în direcția obținerii de informații privind structura magnetică și electrică a interiorului Pământului. Contribuțiile cercetătorilor români și, în particular, ale autorului tezei în această problemă sunt detaliate în Capitolele III și respectiv V ale tezei.



Fig. 2.20 Variația legată de ciclul solar în componenta orizontală și verticală a câmpului geomagnetic, în mediile anuale de la 22 observatoare europene, comparată cu activitatea solară

Recent, Demetrescu și Dobrică (2005) au utilizat o altă metodă de filtrare a datelor pentru evidențierea variației CS, și anume medierea datelor cu o fereastră mobilă de 11 ani și scăderea seriei filtrate din seria mediilor anuale. Exemple și detalii sunt redate în Capitolul IV.

CAPITOLUL III. CERCETĂRI ASUPRA PROPRIETĂȚILOR ELECTRICE ȘI MAGNETICE ALE SUBSOLULUI PE BAZA DATELOR PRIVIND VARIAȚII GEOMAGNETICE DE PERIOADĂ LUNGĂ

Variațiile câmpului magnetic cu surse primare externe produc în interiorul Pământului două tipuri de răspuns prin două fenomene complet diferite: inducția electromagnetică și inducția magnetică. Aceste răspunsuri se suprapun, în câmpul măsurat la suprafața Pământului, peste câmpul extern. Inducția electromagnetică, studiată pe larg, așa cum rezultă din trecerea în revistă din secțiunea 3.1, se referă la producerea unui câmp magnetic de către curenții de inducție ce apar în structurile conductoare din interiorul Pământului datorită variațiilor câmpului extern. Cel de al doilea, neglijat în general de geomagneticieni, se referă la magnetizarea volumelor de rocă sub influența câmpului extern, magnetizare variabilă în timp, ca și câmpul extern. Unele rezultate, obținute de cercetătorii români, sunt prezentate pe scurt în secțiunea 3.2.

3.1 Răspunsul interiorului Pământului prin inducție electromagnetică

Variațiile câmpului geomagnetic observate la suprafața Pământului pot fi împărțite în variații de origine externă și variații de origine internă. Adâncimea de pătrundere a câmpului extern depinde de perioada de variație, intensitatea curenților de inducție scăzând odată cu adâncimea în acord cu legile inducției electromagnetice. Distribuția acestor curenți depinzând de conductivitatea electrică, analiza variațiilor geomagnetice poate da detalii asupra distribuției conductivității electrice în interiorul Pământului.

Distribuția conductivității electrice în interiorul Pământului poate fi investigată prin folosirea câmpurilor electromagnetice naturale, cu ajutorul a două metode de bază: sondajul magnetoteluric și sondajul geomagnetic de adâncime.

Sondajul magnetoteluric se bazează pe faptul că relația dintre componentele orizontale ale câmpului electric și componentele câmpului magnetic la suprafața Pământului este dependentă de distribuția conductivității electrice din interior. In cazul sondajului geomagnetic de adâncime se folosește relația dintre amplitudinile complexe ale armonicelor spațiale ale variațiilor componentelor verticală și orizontală ale câmpului magnetic. Prezentul capitol din teză își propune să prezinte câteva din principiile de bază folosite la obținerea distribuției conductivității electrice în interiorul Pământului, din date de variație geomagnetică de perioadă lungă, precum și câteva exemplificări ale unor astfel de distribuții obținute de diferiți autori (Banks, 1969; Schmucker, 1987; Olsen, 1998; Honkura și Matsushima, 1998; Olsen, 1999 ș.a).

3.1.1 Adâncimea de pătrundere

Adâncimea de pătrundere p este adesea exprimată prin relația:

$$p = \left(\frac{2}{\omega\mu\sigma}\right)^{1/2} = \frac{\sqrt{2}}{|\mathbf{k}|} \tag{3.1}$$

unde $\omega = 2\pi/T$ este frecvența unghiulară pentru o perioadă T, μ este permeabilitatea magnetică, σ conductivitatea electrică, iar k reprezintă constanta de propagare, $k = (-i\mu\sigma\omega)^{1/2}$.

Intrucât conductivitatea electrică poate fi scrisă ca $\sigma = 1/\rho$, unde ρ este rezistivitatea electrică, relația (3.1) care exprimă adâncimea de pătrundere poate fi scrisă astfel:

$$\mathbf{p} = \left(\frac{2\rho}{\omega\mu}\right)^{1/2}.$$
 (3.2)

Pentru estimări numerice ale adâncimii de pătrundere se folosește următoarea relație: $p \approx 1/2\sqrt{\rho T}$ [km], unde T este perioada în [s] și rezistivitatea în [Ω m]. Valoarea adâncimii de pătrundere, în domeniul perioadelor variațiilor geomagnetice și pentru rezistivități tipice ale rocilor, este prezentată în Fig. 3.1 (Schmucker, 1985; Olsen, 2007). La o rezistivitate tipică, de 50 Ω m, a straturilor de la suprafața Pământului, domeniul adâncimii de penetrație este de la 20 km, pentru pulsații cu perioada de 30 s, până la 1000 km, pentru variații cu perioada de 1 zi.

3.1.2 Funcții de răspuns

Funcțiile de răspuns sunt funcții de timp sau frecvență care exprimă relații liniare între componentele câmpului electromagnetic, și între părțile internă și externă ale potențialului magnetic. Aceste funcții de răspuns oferă informație asupra distribuției conductivității în Pământ.



Fig. 3.1 – Adâncimea de pătrundere p a variațiilor geomagnetice de perioadă T pentru apă de mare, sedimente și roci crustale (Schmucker, 1985; Olsen, 2007)

Astfel se pot determina funcții de răspuns de diverse tipuri, cele mai utilizate fiind (Parkinson and Hutton, 1989):

- raportul intern/extern (Q);
- raportul vertical/orizontal (W);
- impedanța (Z);
- lungimea scalei inductive (C);
- rezistivitatea aparentă (ρ_a).

Determinarea funcției de răspuns Q se realizează prin *metoda potențialului*, determinarea răspunsului C se obține în cadrul *sondajului geomagnetic de adâncime* (GDS), iar determinarea impedanței Z se face în cadrul *sondajului magnetoteluric* (MTS). Determinarea răspunsului Q necesită observații simultane în puncte distribuite pe suprafața Pământului, în timp ce în cazul funcțiilor de răspuns C şi Z sunt suficiente observații într-un singur punct sau date dintr-o zonă restrânsă ca întindere.

Analiza datelor electromagnetice poate fi efectuată fie considerând câmpurile electric și magnetic ca funcții de timp (domeniul temporal), fie considerând coeficienții Fourier rezultați dintr-o analiză a seriilor temporale (domeniul de frecvență). Pentru că analiza în domeniul temporal necesită evaluarea integralelor de convoluție este de preferat folosirea domeniului de frecvență al funcțiilor de răspuns. În termeni de analiză spectrală, funcțiile de răspuns reprezintă funcțiile de transfer între transformatele Fourier ale unui semnal de intrare temporal - câmpul extern, și un semnal de ieșire temporal - câmpul indus intern.

3.1.2.1 Funcția de răspuns Q

Prin definiție, estimările pentru acest răspuns necesită dezvoltarea în armonice sferice a câmpului global observat la suprafață. În studiul câmpurilor locale se pot folosi armonicele Fourier spațiale pentru o suprafață plană.

In termenii surselor interne și externe, potențialul magnetic V în coordonate sferice se scrie:

$$V(r,\theta,\lambda) = R_E \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^{n} \left\{ e_n^m \left(\frac{r}{R_E} \right)^n + i_n^m \left(\frac{R_E}{r} \right)^{n+1} \right\} e^{im\lambda} P_n^m(\cos\theta)$$
(3.3)

obținându-se pentru componentele câmpului la suprafața $r = R_E$ (raza Pământului):

$$B_{\theta} = -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^{n} \left\{ e_{n}^{m} + i_{n}^{m} \right\} e^{im\lambda} \frac{dP_{n}^{m}}{d\theta}$$
(3.4)

$$B_{\lambda} = \frac{-1}{\sin\theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^{n} \left\{ e_{n}^{m} + i_{n}^{m} \right\} m e^{im\lambda} P_{n}^{m}$$
(3.5)

$$B_{r} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^{n} \left\{ -n e_{n}^{m} + (n+1) i_{n}^{m} \right\} e^{im\lambda} P_{n}^{m}$$
(3.6)

unde e și i se referă la partea externă respectiv cea internă a potențialului magnetic V.

Raportul coeficienților potențialului intern față de cel extern definește funcția de răspuns Q.

$$Q_n = i_n^m / e_n^m$$
 (3.7)

aceasta depinzând numai de gradul armonicei n.

Pentru o anumită frecvență, relația de legătură între funcția de răspuns Q și adâncimea de pătrundere, p, a curenților de inducție este:

$$Q_n = \frac{n}{n+1} \frac{2i}{(2n+1)(2n+3)} \left(\frac{R_E}{p}\right)^2, \quad p \rangle \rangle R_E/n \tag{3.8}$$

$$Q_n = \frac{n}{n+1} \left\{ 1 - \frac{2n+1}{1+i} \left(\frac{p}{R_E} \right) \right\}, \qquad p \langle \langle R_E / n$$
(3.9)

3.1.2.2 Funcția de răspuns C

Funcția de răspuns C se referă la variații ale unui câmp la suprafață care este exprimat printr-o singură funcție armonică sferică sau Fourier spațială. În termeni ai funcției de răspuns Q, funcția de răspuns C este definită prin expresia:

$$C_{n} = \frac{R_{E}}{n+1} \cdot \frac{1 - \frac{n+1}{n}Q_{n}}{1 + Q_{n}}$$
(3.10)

Prin introducerea ecuației (3.10) în formulele câmpului (3.4), (3.5) și (3.6), se obține relația de bază a *metodei Z:H* de determinare a funcției de răspuns C din variațiile geomagnetice observate local ale componentelor verticală (Z) și orizontală (H):

$$\mathbf{B}_{\mathrm{r}} = \mathbf{n}(n+1)\mathbf{C}_{\mathrm{n}}/\mathbf{R}_{\mathrm{E}} \cdot \frac{\mathbf{P}_{\mathrm{n}}^{\mathrm{m}}}{d\mathbf{P}_{\mathrm{n}}^{\mathrm{m}}/d\theta} \mathbf{B}_{\theta} = \mathbf{n}(n+1)\mathbf{C}_{\mathrm{n}}/\mathbf{R}_{\mathrm{E}} \cdot \frac{\sin\theta}{\mathrm{im}} \mathbf{B}_{\lambda}.$$
 (3.11)

Această metodă este aplicată în special pentru variațiile Dst (Banks, 1969; Schultz și Larsen, 1987) și are avantajul că permite estimarea răspunsului într-un singur punct.

O altă procedură de determinare a funcției de răspuns C este *metoda Z:Y* (Schmucker, 1985). Introducând relația (3.10) pentru funcția de răspuns C în dezvoltarea în armonice sferice a componentei verticale a câmpului și ținând cont de faptul că $Z = -B_r$, s-a obținut relația:

$$Z(\omega,\theta,\lambda) = \frac{1}{R_E} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^{n} C_n(\omega) n(n+1) (e_n^m + i_n^m) e^{im\lambda} P_n^m.$$
(3.12)

 C_n depinde slab de geometria câmpului sursă, adică de gradul n al armonicei sferice și într-o primă aproximație este egal cu valoarea sa asimptotică $C = C_0$. In aceste condiții relația (3.12) devine:

$$Z(\omega,\theta,\lambda) = C \frac{1}{R_E} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^{n} n(n+1) (e_n^m + i_n^m) e^{im\lambda} P_n^m$$
(3.13)

ceea ce permite calculul funcției de răspuns C din observații locale ale componentei verticale a câmpului de variații geomagnetice Z și observații globale ale componentei orizontale H (Olsen, 1992; 1998; 1999).

De asemenea, folosind gradienții componentelor orizontale înregistrate într-o rețea regională de puncte de observație, relația de legătură dintre componenta verticală a câmpului de variație și gradientul componentei orizontale este:

$$Z(\omega, \theta, \lambda) = C \frac{1}{R_{E} \sin \theta} \left[\frac{\partial}{\partial \theta} (\sin \theta B_{\theta}) + \frac{\partial B_{\lambda}}{\partial \lambda} \right].$$
(3.14)

Această expresie constituie baza *metodei Z:H'* sau *metoda gradientului orizontal* de determinare a lungimii scalei inductive C.

Funcția de răspuns C este strâns legată de răspunsul magnetoteluric Z, dat prin relația $Z = i\omega C$, și de răspunsul W (Banks, 1969), dat prin expresia $W_n = n(n+1)C_n/R_E$. Relațiile de legătură dintre funcția de răspuns C și adâncimea de pătrundere sunt:

$$C_n = \frac{R_E}{n+1} \left\{ 1 - \frac{2i}{(n+1)(2n+3)} \left(\frac{R_E}{p}\right)^2 \right\}, \qquad p \rangle \langle R_E / n \qquad (3.15)$$

$$C_n = \frac{s}{1+i} \left\{ 1 + \frac{n \, p/R_E}{1+i} \right\}, \qquad p \langle \langle R_E/n \rangle$$
(3.16)

3.1.2.3 Funcția de răspuns magnetoteluric Z

Această funcție de răspuns leagă componentele orizontale ale variațiilor temporale ale câmpului electric (teluric) și geomagnetic într-un punct dat pe suprafață deasupra unei sfere stratificate sau a unui semispațiu.

$$E_{\theta} = -Z_n \cdot B_{\lambda}, \qquad E_{\lambda} = +Z_n \cdot B_{\theta}$$
(3.17)

Funcția de răspuns Z are unitatea de măsură de 1 (V/m)/T=1 m/s, iar unitatea frecvent folosită în domeniul magnetoteluric este 1 km/s. Valorile acestei funcții de răspuns sunt limitate la valorile expresiei:

$$Z_n = i\omega R_E / (n+1) \tag{3.18}$$

fără inducție, și la

$$Z_n = \frac{i\omega s}{1+i} = \sqrt{\frac{i\omega\rho}{\mu}}$$
(3.19)

când inducția este la limita superioară într-o sferă uniformă sau într-un semispațiu de rezistivitate ρ .

3.1.3 Variațiile geomagnetice și conductivitatea electrică a Pământului

Estimarea funcțiilor de transfer geomagnetic folosite în studiul conductivității electrice a mantalei Pământului a început spre sfârșitul secolului XIX. În abordarea clasică, analiza armonică sferică este aplicată variației geomagnetice și se determină o funcție de transfer constând în raportul Q dintre partea internă (indusă) și partea externă (inductoare) a variației geomagnetice corespunzătoare. Se poate construi un model simetric sferic al conductivității electrice dacă se cunoaște funcția Q la diferite frecvențe. In contrast cu funcția de transfer Q, care reprezintă conductivitatea mediată global, într-o

abordare modernă se poate calcula funcția de transfer regională, C, pentru un loc specific (Banks, 1969; Schultz și Larsen, 1987; 1990; Olsen, 1998; 1999).

Banks (1969) a estimat, pe baza unui volum limitat de date, răspunsul electromagnetic la frecvențe în domeniul 0,003 - 0,25 c/zi (perioade cuprinse între câteva zile și un an). După calcularea răspunsului electromagnetic, trebuie găsită o distribuție a conductivității care are același răspuns P_1^0 ca și Pământul la frecvențe între 0,005 și 0,25 c/zi și un model de conductor echivalent, modelul nucleului uniform. S-a constatat că răspunsul P_1^0 observat este compatibil cu o distribuție a conductivității electrice în care aceasta crește rapid cu două ordine de mărime la o adâncime de 400 km (Fig. 3.2). Creșterea bruscă a conductivității pare să fie datorată tranziției de fază de la olivină la spinel a peridotitului din manta. Din figura 3.2 se poate observa că frecvențele din domeniul studiat de Banks ne pot da informații puține despre conductivitatea primilor 400 de km adâncime, orice conductivităte mai mică de 0,1 Ω/m fiind compatibilă cu rezultatele.



Fig. 3.2 – Conductivitatea electrică a mantalei superioare (Banks, 1969)

Spectrele obținute din datele geomagnetice indică faptul că este valabil un model simplu de inducție, însă aceste spectre nu sunt o măsură corectă a răspunsului electromagnetic al Pământului. Tehnici de demodulare complexă și o selecție mai atentă a datelor au permis obținerea unor funcții de răspuns mult mai potrivite (Banks, 1975; Roberts, 1984). Demodularea complexă este o tehnică ce a permis examinarea variației cu timpul a amplitudinii și fazei anumitor componente de frecvență ale unei serii temporale (Banks, 1975). Această tehnică a fost folosită în determinarea evoluției spațio-temporale a variației de 27 de zile a câmpului geomagnetic și a armonicelor ei, utilizând valorile medii diurne ale câmpului geomagnetic pentru anii 1975 – 1977 înregistrate într-un lanț longitudinal de 13 observatoare geomagnetice din sectorul Indo-Rus (Chandrasekhar și Arora, 1996). S-a constatat că o funcție armonică P_1^0 poate descrie distribuția spațială a variației de 27 de zile și a armonicelor ei și s-au determinat adâncimea și conductivitatea electrică a conductorului perfect echivalent pentru benzi de perioade de 25-32, 11-16 și 8-10 zile. Răspunsul electromagnetic al Pământului la o anumită frecvență este dat în termeni de raport al componentei verticale și a celei orizontale a câmpului (Banks, 1969), prin relația:

$$W_{n} = \frac{ne_{n}(f) - (n+1)i_{n}(f)}{e_{n}(f) + i_{n}(f)}$$
(3.20)

unde n reprezintă gradul armonicii sferice, în acest caz acesta fiind 1 (W_1), iar e_n și i_n sunt partea externă și respectiv partea internă a variației geomagnetice. Lungimea scalei inductive C în cazul modelului conductorului perfect echivalent (Schmucker, 1970) este dată de expresia:

$$C = R \frac{1 - 2Q_1}{2(1 + Q_1)}$$
(3.21)

unde $Q_1 = (1 - W_1)/(2 + W_1)$ și R este raza Pământului.

Partea reală a lui C definește adâncimea z^* a conductosferei, iar partea imaginară este folosită în calculul conductivității electrice, σ , a conductosferei după următoarea relație:

$$\sigma = 0.253 \times 86400 \times T / \left(4 \times (\operatorname{Im} \{C\})^2\right)$$
(3.22)

unde T este perioada câmpului inductor în zile.

In Fig. 3.3 este redat un grafic al conductivității electrice funcție de adâncimea conductosferei obținut din date de variație diurnă, în domeniul 50 – 500 km adâncime (Arora et al., 1995) și din date de variație de 27 de zile și armonicele ei, în domeniul 500 – 1200 km.



Fig. 3.3 – Conductivitatea electrică funcție de adâncimea conductosferei obținută din date de variație Sq și variație de 27 de zile și armonicele ei (Chandrasekhar și Arora, 1996)

Profilul conductivității electrice prezintă o valoare de 0,06 S/m de la 50 km până la aproximativ 350 km, cu ușoare maxime în jurul valorii de 125 km și 275 km și minime relative la 210 km și 330 km adâncime. Conductivitatea crește apoi brusc până la o valoare de 0,18 S/m la aproximativ 500 km adâncime. Variația cu perioada de 9 zile furnizează informație despre conductivitatea electrică a Pământului la adâncimi de aproape 800 km, aceasta având valori de 0,15 – 0,2 S/m. Cealaltă armonică a variației de 27 de zile (13,5 zile) și însăși variația de 27 de zile dau informații despre conductivitatea electrică la adâncimi mai mari de 800 km, unde aceasta crește brusc, ajungând la o valoare de 0,33 S/m la adâncimea de 1200 km.

Mediile zilnice geomagnetice pentru 10 ani (1965 – 1974) de la 59 de stații distribuite pe glob și de la 9 stații pentru un interval de timp de 20 de ani (1960 – 1980) au fost folosite de către Honkura și Matsushima (1998) pentru a estima răspunsul electromagnetic de perioadă lungă utilizând aproximația P_1^0 și distribuția conductivității electrice în mantaua Pământului. In Fig. 3.4 și 3.5 sunt date părțile reală și imaginară ale funcției de răspuns intern/extern pentru cele două seturi de date. Din aceste reprezentări se poate observa deviația de la tendința generală a funcției de răspuns la frecvențe corespunzătoare variației semianuale (5,6×10⁻³ c/zi) și variației anuale (2,5×10⁻³ c/zi), variații pentru care aproximația P_1^0 nu este tocmai potrivită.



Fig. 3.4 – Părțile reală și imaginară ale funcției de răspuns obținută din mediile geomagnetice zilnice pe o perioadă de 10 ani (A, SA – frecvențele corespunzătoare variației anuale, respectiv variației semianuale) (Honkura și Matsushima, 1998)



Fig. 3.5 – Părțile reală și imaginară ale funcției de răspuns obținută din mediile geomagnetice zilnice pe o perioadă de 20 ani (A, SA – frecvențele corespunzătoare variației anuale, respectiv variației semianuale) (Honkura și Matsushima, 1998)

Aceste funcții de răspuns sunt consistente cu cele obținute de Constable (1993) și McLeod (1994), ceea ce duce la o conductivitate electrică în domeniul 1 - 3 S/m la adâncimea de 4000 - 5000 km.

Olsen (1998), folosind valorile medii orare ale celor trei componente magnetice de la 90 de observatoare din domeniul $\pm 60^{\circ}$ latitudine geomagnetică pentru 90 de luni (1957.5-1959, 1964-1965, 1979-1981), a determinat funcția de răspuns C prin metoda Z:Y în domeniul de perioade de la 3 ore până la 30 de zile. Studiul lui Olsen (1998) prezintă rezultatele numai pentru continentul european cu toate că analiza a fost realizată pe o rețea mondială de distribuție a observatoarelor. Distribuția observatoarelor europene utilizate este prezentată în figura 3.6. Densitatea și uniformitatea distribuției acestor observatoare permite aplicarea metodei Z:Y pentru studiul neomogenităților laterale în conductivitatea mantalei de sub continentul european.

Funcțiile de răspuns C în domeniul perioadelor de câteva ore (variația zilnică S) prezintă o tendință sistematică și anume aceea că $\text{Re}\{C\}$ este mai mare în partea nord vestică a continentului decât în cea sud estică (Olsen, 1992). Aceasta indică o creștere a conductivității medii spre sud-est.



Fig. 3.6 – Localizarea observatoarelor europene (Olsen, 1998)

Pentru a pune în evidență această tendință și în domeniul perioadelor mai lungi Olsen (1998) consideră patru grupuri de observatoare: un grup nord vestic (DOU, WIT, WNG, NGK, HAD, STO); un grup sud vestic (LGR, TOL, EBR, ALM, ROB, AQU); un grup

central (PRU, FUR, WIK, HRB, THY, GCK, PAG) și un grup estic (SWI, LVV, KIV, ODE, SUA). Rezultatele sunt interpretate cu ajutorul modelelor de conductivitate 1-D. Răspunsurile C pentru fiecare grup de observatoare și valorile teoretice ale modelelor D⁺ corespunzătoare sunt prezentate în figura 3.7.

Părțile imaginare ale funcției de răspuns C sunt mai negative pentru nord-vestul Europei față de celelalte părți ale continentului la perioade sub 1 zi. La perioade mai lungi diferențele devin mai mici indicând neomogenități mai scăzute în mantaua mai adâncă. De asemenea, există o creștere generală a părților reale ale funcției de răspuns C spre nord pentru perioade între 6 și 300 de ore care probabil indică conductivitate mai scăzută în nordul continentului. Modele cu număr diferit de straturi au fost calculate folosind algoritmul Ψ al lui Schmucker (Schmucker, 1985). Un model format din patru straturi este prezentat în figura 3.8.



Fig. 3.7 – Funcțiile de răspuns pentru cele patru grupuri de observatoare: simboluri-valori observate; linia continuă–valori pentru modelul teoretic (Olsen, 1998)



Fig. 3.8 – Modelul 1-D de conductivitate pentru Europa (Olsen, 1998)

Modelul format din patru straturi dat de algoritmul Ψ prezintă creșteri ale conductivității la aproximativ 520 și 790 km adâncime, adâncimi ce coincid cu straturile bune conductoare ale modelului D⁺ (609 km și 853 km).

Din aceste date, s-a putut obține informație despre conductivitatea mantalei până la o adâncime de 1000 km. Proprietățile electrice ale materialului de sub această adâncime pot fi investigate prin analiza variațiilor de perioadă mai lungă decât 1 lună. Un astfel de studiu a fost realizat tot de Olsen (1999).

Valorile medii zilnice din intervalul 1958 - 1994 de la observatoarele europene au fost utilizate la estimarea funcției de răspuns C, pentru perioade cuprinse între 1 lună și 1 an, pe baza metodei Z:Y (Olsen, 1999). Răspunsul calculat pentru observatoarele europene precum și răspunsul teoretic al modelului D⁺ sunt prezentate în figura 3.9.



Fig. 3.9 – Funcțiile de răspuns observate (simboluri) și cele calculate (linie continuă) în comparație cu rezultatele obținute de alți autori (Olsen, 1999)

Rezultatele obținute, în termeni de rezistivitate aparentă și fază, sunt redate în figura 3.10, iar rezultatele modelului D^+ după transformarea în adâncime și conductivitate în figura 3.11.

Răspunsurile C obținute de către Olsen (1998, 1999) pentru cele 42 de observatoare europene au fost revăzute de către Khan et al. (2006) pentru a constrânge structura internă a Pământului.

Toate aceste rezultate interpretate în termeni de conductivitate electrică a mantalei Pământului scot în evidență următoarele:

 - conductivitatea electrică crește cu adâncimea z până la o valoare de aproape 2 Sm⁻¹ la adâncimea de 800 km;

- conductivitatea este aproape constantă, cu valori de 3-10 Sm⁻¹, între 800 km şi
 2000 km adâncime;

- la adâncimi mai mari de 2000 km conductivitatea trebuie să crească la valori mai mari de 10 Sm⁻¹.



Fig. 3.10 – Estimări ale rezistivității aparente și fazei în domeniul perioadelor 3 ore-11ani: simboluri – valori observate; linia continuă – valori teoretice date de modelul D⁺ (Olsen,

1999)



Fig. 3.11 – Modele de conductivitate 1-D: curbele 1, 2 și 3 – modele obținute prin inversia Occam; curba dată prin funcții de "vârf" – modelul D⁺ (Olsen, 1999)

Informații despre conductivitatea electrică a Pământului la adâncimi de până la 500 km pot fi obținute din date de variație diurnă (Campbell şi Schiffmacher, 1988; Arora et al., 1995). În acest domeniu de adâncimi sunt de evidențiat câteva caracteristici ale distribuției conductivității electrice pe glob: sub continentul european există o regiune cu valori mari ale conductivității în domeniul 100 – 150 km adâncime; la adâncimi mai mari, Europa, Australia și America de Sud prezintă valori mai scăzute ale conductivității; America de Nord și Asia estică au valori intermediare ale conductivității în timp ce Africa și Asia centrală prezintă valori ale conductivității care cresc rapid sub 450 km adâncime.

3.1.4 Variația diurnă și proprietățile electrice ale interiorului

Schmucker (1970) a dezvoltat o metodă care permite estimarea conductivității electrice a Pământului pe baza unei funcții de transfer atunci când variațiile câmpului magnetic de la suprafața Pământului, într-un punct dat, pot fi separate în părți de origine externă și de origine internă. În Fig. 3.12 este prezentat schematic modul de separare a câmpului de origine internă și externă în cazul sistemului de curenți ionosferici Sq.

Metoda analizei armonice sferice, folosită de către Campbell și Schiffmacher (1988), presupune o distribuție a punctelor de observație pe o sferă. Punctele de la A la M reprezintă poziția observatoarelor geomagnetice de la ecuatorul geomagnetic și până la pol într-o bandă longitudinală îngustă. În timp ce această jumătate de sferă se rotește sub sistemul de curenți ionosferici Sq, variațiile câmpului magnetic observate la stațiile A-M reprezintă suma câmpului dat de curenții sursă și a câmpului dat de curenții induși în straturile conductoare. În emisfera sudică există un sistem de curenți cu sens contrar celui din emisfera nordică (sens orar), pentru această emisferă obținându-se o imagine în oglindă a celeilalte emisfere.

Campbell și Schiffmacher (1988) au aplicat analiza armonică sferică variațiilor geomagnetice din 7 regiuni continentale pentru a le separa în părți de origine internă și externă. Coeficienții analizei armonice sferice au fost utilizați la determinarea profilelor de conductivitate până la adâncimi de aproximativ 600 km. Datele folosite în acest studiu au fost înregistrările de la observatoarele magnetice din anul 1965 din cele șapte regiuni continentale. Acestea au fost selectate, pentru a obține câmpul de variație diurnă Sq, folosind numai zilele calme în care toți indicii activității magnetice Kp au avut valori mai mici decât 3. Au fost efectuate analize armonice sferice de ordinul m=4 și gradul n=12 pentru cea de-a 7-a și a 21-a zi a fiecărei luni a anului.



Fig. 3.12 Reprezentarea schematică a separării armonicelor sferice ale variațiilor diurne calme (Campbell și Schiffmacher, 1988)

In Fig. 3.13 se pot observa distribuțiile conductivității electrice funcție de adâncime pentru cele şapte regiuni continentale – America de Nord, Europa, Asia centrală, Asia estică, America de Sud, Africa și Australia. Analiza acestor figuri relevă câteva caracteristici ale distribuției conductivității electrice, și anume: Europa prezintă o regiune de conductivitate ridicată între 100 și 150 km adâncime; America de Nord are o conductivitate ușor ridicată de la aproximativ 20 la 60 km adâncime; America de Sud are o conductivitate extrem de ridicată la adâncimi mai mici de 100 km; Africa și Asia estică nu prezintă regiuni cu conductivitate ridicată la adâncimi superficiale; în Asia centrală apar valori crescute de conductivitate între 150 și 200 km. In domeniul de adâncime de la 200 la 275 km conductivitatea pentru cele șapte regiuni continentale se află aproximativ în același domeniu de valori. La adâncimi mai mari de 400 km, conductivitatea electrică are valorile cele mai mari în regiunea Africii și regiunea Asiei centrale, în timp ce regiunea Americii de Nord are cele mai mici valori de conductivitate.

Diferențele considerabile între regiuni, relevate de acest studiu, sugerează că ipoteza unei omogenități sferice a conductivității mantalei superioare este nerealistă.


Fig. 3.13 Profilul conductivității electrice în cazul regiunilor continentale America de Nord (a), Europa (b), Asia Centrală (c), Asia de Est (d), America de Sud (e), Africa (f) şi Australia (g). "+" – valori calculate direct; "●" – valori ce fitează calculele directe (Campbell and Schiffmacher, 1988)

Arora et al. (1995), folosind aceeaşi tehnică de determinare a conductivității electrice echivalente descrisă mai sus, a realizat profilul conductivității electrice la adâncimi între 50 și 500 km pentru un lanț de 18 observatoare geomagnetice distribuite între ecuatorul geomagnetic și regiunea polară într-o bandă longitudinală din jurul meridianului de 75°. Acest studiu a folosit drept sursă de câmp variațiile diurne obținute din zilele calme din punct de vedere geomagnetic ale anilor 1976 și 1977. Profilul conductivității electrice este prezentat în Fig. 3.14. Valorile conductivității electrice cresc începând de sub crusta inferioară și ating un maxim relativ de aproximativ 0.06 S/m la adâncimea de 125 km. Un minim relativ de 0.04 S/m se poate observa la adâncimea de 210 km, urmat de un maxim de 0.07 S/m la 275 km apoi de un minim la 325 km adâncime. La adâncimea de 500 km valoarea conductivității electrice este de 0.18 S/m.



Fig. 3.14 Conductivitatea electrică în funcție de adâncime: punctele – valori calculate; linia solidă – fitul datelor (Arora et al., 1995)

Acest studiu, asemănător în esență cu cel al lui Campbell și Schiffmacher (1988), în care s-a analizat răspunsul Pământului la variațiile magnetice date de sistemul de curenți ionosferici Sq pentru 7 regiuni continentale printre care și cea a Asiei Centrale, a permis o cunoaștere mai bună a distribuției conductivității electrice în domeniul de adâncimi 50 – 350 km. Creșterea conductivității în jurul adâncimii de 400 km este legată de tranziția de fază de la structura de olivină la aceea de spinel a materialului din manta. Tranziția de fază $\alpha - \beta$ și schimbările în compoziția chimică produc, de asemenea, creșteri ale vitezelor undelor seismice la 410 și 670 km adâncime.

Analiza armonică sferică a fost aplicată de către Schmucker (1999) variațiilor diurne solare înregistrate în anii 1964 și 1965, ani cu un minim al activității solare, numiți Ani Internaționali ai Soarelui Calm, la 94 de observatoare geomagnetice, dintre care 18 sunt situate în emisfera sudică. Răspunsurile inductive au fost calculate prin metoda potențialului sau prin metoda Z:Y pentru șase armonice ale variațiilor diurne, acoperind domeniul de perioade de la 4 la 24 de ore și adâncimea de penetrație de la 350 la 650 km. Rezultatele sunt compatibile cu acelea obținute pentru un model al Pământului format din trei straturi, precum și cu estimările locale ale altor metode. In Fig. 3.15 sunt prezentate rezultatele acestui studiu, comparativ cu alte metode, în termeni de rezistivitate ρ^* și adâncime z*.



Fig. 3.15 Estimările răspunsului global în termeni de rezistivitate și adâncime pentru șase armonice ale variației diurne, de la p=1 (24 ore) la p=6 (4 ore) în comparație cu rezultatele modelului format din trei straturi al lui Chapman și cele ale metodei Z:Y obținute de către Olsen (Schmucker, 1999)

Rezultatele obținute pun în evidență mult mai clar binecunoscutele tranziții în rezistivitatea materialului din manta între 400 km și 800 km adâncime de la valori de 100 Ω m la valori sub 1 Ω m. Acestea se pot produce fie în două trepte la 500 km și 750 km adâncime, ca în modelul prezentat în figură, fie într-o singură treaptă în jurul adâncimii de 600 km, începând cu o descreștere lină de la 400 km și sfârșind sub 800 km.

3.2 Răspunsul interiorului Pământului prin inducție magnetică

Este bine știut faptul că într-un corp cu permeabilitate magnetică μ se crează, sub acțiunea unui câmp magnetizant \vec{H} , un câmp numit inducție magnetică, \vec{B} , proporțional cu câmpul magnetizant

$$\vec{B} = \mu \vec{H} . \tag{3.23}$$

In acest fel, orice câmp magnetic extern induce în Pământ un răspuns prin inducție magnetică, proporțional cu câmpul extern inductor. Dacă acesta variază în timp, și răspunsul prin inducție va fi variabil în timp. Această observație nu este luată în considerare în modelările curente ale câmpului geomagnetic (de ex. Sabaka et al., 2004), în care se consideră că așa-numitul câmp crustal este constant în timp. Ea a fost însă semnalată și utilizată de cercetători din cadrul Colectivului de Câmpuri Naturale al Centrului de Fizica Pământului, devenit începând cu 1990 – Laboratorul de Câmpuri Naturale al Institutului de Geodinamică al Academiei Române, în studii asupra variației laterale a proprietăților magnetice și electrice ale crustei pe baza datelor de variație externă legată de ciclul solar undecenal (Demetrescu et al., 1985; 1988; Demetrescu și Andreescu, 1992; 1994).

Aceste cercetări au condus la elaborarea unor modele pentru variația laterală a proprietăților magnetice ale litosferei pe teritoriul României și la scara întregii Europe, pe baza studiului componentei de **inducție magnetică pură** a variației CS. Caracteristicile răspunsului interiorului prin **inducție electromagnetică** au fost determinate de autorul tezei de față, prin elaborarea unor modele pentru variația laterală a proprietăților electrice ale litosferei la scara întregului continent european, contribuție descrisă în Capitolul V al tezei.

In cele ce urmează prezentăm pe scurt unele rezultate obținute de cercetătorii menționați mai sus, asupra răspunsului interiorului Pământului prin inducție magnetică în cazul rețelei europene de observatoare.

Variația CS poate fi determinată din datele medii anuale ale elementelor geomagnetice înregistrate la observatoarele geomagnetice utilizând două tehnici de lucru, și anume: (1) o analiză spectrală a datelor măsurate în cazul unui anumit observator și separarea variațiilor CS de o anumită perioadă, iar apoi analiza armonică a acestei variații (analiza în domeniul de frecvență) (Yukutake, 1965; Alldredge, 1976; Courtillot și Le Mouel, 1976); (2) analiza armonică sferică a valorilor medii anuale a componentelor câmpului geomagnetic pentru a obține valorile anuale ale coeficienților armonici sferici, iar apoi analiza spectrală a acestor coeficienți (Yukutake, 1973; Alldredge et al., 1979; Yukutake și Cain, 1979). In cele ce urmează voi descrie metoda folosită de către Yukutake și Cain (1979) de separare a variației CS în părți de origine internă și externă.

In analiza armonică sferică, Yukutake și Cain au folosit valorile medii anuale ale celor trei componente ale câmpului geomagnetic, X, Y și Z, de la 34 observatoare geomagnetice de pe glob, în intervalul de timp 1940 – 1973. Coeficienții Gauss, corespunzători părților internă și externă ale variației legate de ciclul solar, au fost obținuți folosind două metode de calcul, una în care analiza armonică sferică se aplică componentelor X și Y împreună și apoi lui Z separat, și alta în care analiza armonică sferică sferică se aplică tuturor celor trei componente ale câmpului geomagnetic.

Analiza armonică sferică a componentelor X și Y ale câmpului geomagnetic conduce la obținerea coeficienților armonici $g_n^m(XY)$, $h_n^m(XY)$, iar a componentei Z a coeficienților armonici $g_n^m(Z)$, $h_n^m(Z)$. Separarea în coeficienți interni (g_n^{mi}, h_n^{mi}) și externi (g_n^{me}, h_n^{me}) se face pe baza următoarelor expresii:

$$g_{n}^{me} = \frac{(n+1)g_{n}^{m}(XY) - (n+1)g_{n}^{m}(Z)}{2n+1}, \ g_{n}^{mi} = \frac{ng_{n}^{m}(XY) + (n+1)g_{n}^{m}(Z)}{2n+1}, \ (3.24)$$
$$h_{n}^{me} = \frac{(n+1)h_{n}^{m}(XY) - (n+1)h_{n}^{m}(Z)}{2n+1}, \ h_{n}^{mi} = \frac{nh_{n}^{m}(XY) + (n+1)h_{n}^{m}(Z)}{2n+1}. \ (3.25)$$

Variația în timp a coeficienților Gauss corespunzători părților internă și externă ale dipolului geomagnetic axial (coeficienții corespunzători gradului n=1 în dezvoltarea armonică sferică) este prezentată în Figura 3.16. Se pot observa schimbări foarte mici în coeficienți interni, în timp ce în coeficienții externi schimbările sunt mai evidente.

Analiza armonică a valorilor medii anuale ale componentelor X, Y și Z ale câmpului geomagnetic de variație analizate împreună dă coeficienții Gauss externi, coeficienții folosiți de către Demetrescu et al. (1988) pentru parametrizarea dipolului extern.



Fig. 3.16 Variația în timp a coeficienților Gauss interni și externi ai dipolului geomagnetic axial (Yukutake și Cain, 1979)

Variația temporală a coeficienților Gauss prezentată în figura 3.16 a fost supusă, după eliminarea tendinței generale din date, unei filtrări trece sus cu perioada în jur de 10 ani prin intermediul unui filtru 11-puncte. Rezultatele sunt prezentate în Fig. 3.17 în comparație cu numărul de pete solare și indicele Dst. Comparația este una destul de bună, figura scoțând, de asemenea, în evidență o caracteristică importantă a coeficienților dipolului extern, și anume existența vârfului dublu în timpul unui ciclu solar: un vârf apare în același timp cu maximul solar, iar cel de al doilea în faza de declin a activității solare.

In cadrul unor cercetări anterioare ((Demetrescu et al., 1985; 1988; Demetrescu și Andreescu, 1992; 1994) s-a pus la punct o metodă de utilizare a acestei variații legate de ciclul solar în determinarea contribuțiilor inducției magnetice pure și inducției electromagnetice la răspunsul interiorului Pământului sub acțiunea câmpurilor magnetice externe variabile care produc variația CS.



Fig. 3.17 Variația câmpului dipolului axial în comparație cu indicele geomagnetic Dst și numărul Wolf de pete solare (Yukutake și Cain, 1979)

Pentru evidențierea variației CS au fost analizate mediile anuale ale componentelor orizontale și verticale ale câmpului geomagnetic de la 22 observatoare în intervalul 1952,5-1980,5 și 41 de observatoare în intervalul 1961,5-1980,5 (Golovkov et al., 1983). Distribuția observatoarelor europene este prezentată în Fig. 2.20 (Capitolul II).

Datele au fost prelucrate în vederea evidențierii variației CS prin modelarea câmpului produs de nucleu printr-o sumă de sinusoide cu perioadele între 90 și 20 de ani, care reprezintă perioade puse în evidență în mediile anuale (Curie, 1973; Yukutake și Cain, 1979; Anghel și Demetrescu, 1980; Feynman, 1983; Rotanova et al., 1985). In figura 2.21 (Capitolul II) s-a prezentat variația CS în componenta orizontală și verticală (Hs și Zs) pentru cele 22 observatoare, în comparație cu activitatea solară descrisă de seria

numărului de pete solare (numerele lui Wolf). Curbele pentru cele 22 observatoare au fost suprapuse pentru a scoate în evidență, pe de o parte, coerența acestei variații, sugerând cauza comună, iar pe de altă parte, diferențele de amplitudine și fază, ce reprezintă particularități ale punctelor de măsură. Faptul că Hs și Zs depind de locul de măsură poate fi explicat în termenii structurii magnetice și electrice a rocilor din subsol, întrucât câmpul magnetic extern variabil, legat de ciclul solar, induce câmpuri magnetice interne variabile prin inducție magnetică și inducție electromagnetică.

Datele Hs și Zs au fost comparate cu un model de inducție magnetică pură obținându-se atât componenta de inducție magnetică pură - valorile calculate ale modelului, cât și componenta de inducție electromagnetică - reziduurile.

In cazul inducției magnetice pure, variația temporală a lui Hs și Zs într-un punct de observație dat este o combinație liniară de componentele forței magnetice inductoare. Drept estimare a componentelor forței magnetice inductoare s-au considerat componentele câmpului dipolului extern calculate cu ajutorul coeficienților armonici sferici externi prezentați de Yukutake și Cain (1979) și discutați anterior, folosind următoarele expresii:

$$X_{d} = -g_{1}^{0} \sin \theta + \cos \theta (g_{1}^{1} \cos \phi + h_{1}^{1} \sin \phi)$$

$$Y_{d} = g_{1}^{1} \sin \phi - h_{1}^{1} \cos \phi$$

$$Z_{d} = g_{1}^{0} \cos \theta + \sin \theta (g_{1}^{1} \cos \phi + h_{1}^{1} \sin \phi)$$
(3.26)

unde g_1^0, g_1^1, h_1^1 sunt coeficienții dipolului extern, θ este colatitudinea și φ este longitudinea observatorului. Variația temporală, pentru fiecare observator în parte, în perioada 1952 – 1973, a lui Xd, Yd și Zd a fost calculată pe baza ecuației (3.26). În figura 3.18 este prezentată variația temporală a componentele dipolului extern, Xd, Yd și Zd pentru observatoarele studiate.

La momentul t, pentru fiecare observator și componentă a câmpului, sunt valabile relațiile:

$$\Delta H_s(t) = \alpha_x \Delta X_d(t) + \alpha_y \Delta Y_d(t) + \alpha_z \Delta Z_d(t)$$
(3.27)

$$\Delta Z_s(t) = \beta_x \Delta X_d(t) + \beta_y \Delta Y_d(t) + \beta_z \Delta Z_d(t)$$
(3.28)

unde Δ semnifică variații în raport cu media în timp pentru intervalul considerat. Coeficienții α și β depind de permeabilitatea magnetică efectivă, care, la rândul ei, depinde de poziția punctului de observație și se pot calcula prin metoda celor mai mici pătrate.



Fig. 3.18 Variația componentelor câmpului dipolului extern

Metoda celor mai mici pătrate este o metodă de regresie liniară prin care se pot determina valorile unor necunoscute dintr-un model prin minimizarea sumei pătratelor diferenței dintre valorile prezise și valorile observate ale modelului. Modelul de regresie liniară se poate scrie sub forma unui sistem de ecuații liniare. Pentru o anumită componentă a câmpului și pentru un anumit observator avem:

$$\Delta H_{s_1}(t_1) = \alpha_x \Delta X_{d_1}(t_1) + \alpha_y \Delta Y_{d_1}(t_1) + \alpha_z \Delta Z_{d_1}(t_1)$$

$$\Delta H_{s_2}(t_2) = \alpha_x \Delta X_{d_2}(t_2) + \alpha_y \Delta Y_{d_2}(t_2) + \alpha_z \Delta Z_{d_2}(t_2)$$

$$\vdots$$

$$\Delta H_{s_n}(t_n) = \alpha_x \Delta X_{d_n}(t_n) + \alpha_y \Delta Y_{d_n}(t_n) + \alpha_z \Delta Z_{d_n}(t_n)$$
(3.29)

unde $t_n = 1952 \div 1973$. Acest sistem de 22 de ecuații cu 3 necunoscute poate fi scris sub formă matriceală:

$$\begin{bmatrix} \Delta H_{s_1}(t_1) \\ \Delta H_{s_1}(t_1) \\ \vdots \\ \Delta H_{s_n}(t_n) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \alpha_x & \alpha_y & \alpha_z \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta X_{d_1}(t_1) \Delta X_{d_2}(t_2) & \Delta X_{d_n}(t_n) \\ \Delta Y_{d_1}(t_1) \Delta Y_{d_2}(t_2) \cdots \Delta Y_{d_n}(t_n) \\ \Delta Z_{d_1}(t_1) \Delta Z_{d_2}(t_2) & \Delta Z_{d_n}(t_n) \end{bmatrix}$$
(3.30)

sau mai simplu:

 $\Delta \mathbf{Hs}(t) = \boldsymbol{\alpha} \Delta \mathbf{Fd}(t) \tag{3.31}$

unde Hs(t) este matricea coloană a componentei orizontale a variației legate de ciclul solar undecenal a câmpului geomagnetic la un observator, α este un vector cu trei componente, care descrie observatorul, și Fd este matricea componentelor câmpului dipolului extern (câmp inductor). Rezolvarea acestui sistem de ecuații conduce la următoarea expresie pentru vectorul coeficienților α :

$\boldsymbol{\alpha} = (\mathbf{F}\mathbf{d}^{\mathrm{T}}\mathbf{F}\mathbf{d})^{-1}\mathbf{F}\mathbf{d}^{\mathrm{T}}\mathbf{H}\mathbf{s}$ (3.32)

unde \mathbf{Fd}^{T} este transpusa matricii \mathbf{Fd} .

Prin analogie o relație asemănătoare se poate scrie și pentru vectorul coeficienților β :

$\boldsymbol{\beta} = (\mathbf{F}\mathbf{d}^{\mathrm{T}}\mathbf{F}\mathbf{d})^{-1}\mathbf{F}\mathbf{d}^{\mathrm{T}}\mathbf{Z}\mathbf{s}$ (3.33).

Metoda a fost aplicată fiecărui observator în parte, atât în cazul componentei orizontale cât și în cazul componentei verticale a câmpului variației legate de ciclul solar undecenal, obținându-se astfel coeficienții α și β corespunzători fiecărui observator.

Valorile calculate Δ Hs și Δ Zs, din ecuația anterioară, conțin contribuția inducției magnetice, iar reziduurile, RezH = Δ Hs - Δ Hs(calc.) și RezZ = Δ Zs - Δ Zs(calc.), conțin contribuția inducției electromagnetice la câmpul Hs și respectiv Zs observat.

Figurile 3.19 și 3.20 prezintă rezultatele calculelor în cazul seriei mai lungi de date, pentru cele 22 observatoare geomagnetice. Analiza a fost efectuată doar până în anul 1973,5, ultima epocă pentru care au existat coeficienți ai dipolului extern. Se remarcă răspunsul inductiv mai pronunțat în cazul componentei orizontale a variației legate de ciclul solar, în timp ce răspunsul subsolului prin inducție electromagnetică este mic și/sau mascat de zgomot sau alte cauze. In cazul componentei verticale, contribuția inducției electromagnetice este bine evidențiată și are o pondere semnificativă în variația legată de ciclul solar.



Fig. 3.19 Rezultatele modelului de inducție magnetică pură în cazul componentei orizontale a variației legată de ciclul solar (Demetrescu et al., 1988)



Fig. 3.20 Rezultatele modelului de inducție magnetică pură în cazul componentei verticale a variației legată de ciclul solar (Demetrescu et al., 1988)

Pentru a obține coeficienții α și β și distribuția lor geografică în Europa autorii citați au analizat datele de la 41 observatoare în intervalul de timp 1961,5-1980,5. Modelul de inducție a fost aplicat și în acest caz atât pentru componenta orizontală, cât și pentru componenta verticală a variației CS, obținându-se coeficienții α_x , α_y , α_z și β_x , β_y , β_z . Variația laterală a acestor coeficienți, la scara continentului european, este redată în figurile 3.21 și 3.22.

Se pot observa imediat diferențe semnificative în aria studiată, și faptul că variația laterală a acestor coeficienți este consistentă pe zone mari. După cum se poate remarca, aspectul celor șase hărți este similar, scoțând în evidență zone ca: Europa de sud-vest, cu un gradient orizontal ridicat al proprietăților magnetice, Europa centrală și de est, cu variații laterale reduse, separate printr-o zonă de formă alungită pe direcția NV-SE, de la Marea Baltică la Marea Neagră. Rezoluția hărții este de aproximativ 450 km în cea mai mare parte a Europei. Există totuși zone relativ mari, precum nordul Spaniei, sudul Franței, nordul Italiei, vestul Iugoslaviei, nordul României și Grecia, care nu sunt suficient de bine caracterizate, rezoluția fiind de aproximativ 750 km. Informația dată de coeficienții α și β mediază întregul volum al materialului magnetic, până la suprafața izotermei Curie. In lucrările citate s-a subliniat și buna corelare a distribuției laterale a proprietăților magnetice descrise de coeficienții α și β cu tectonica la scară mare a continentului european.



Fig. 3.21 Distribuția coeficienților α. Cercurile pline reprezintă observatoarele geomagnetice (Demetrescu et al., 1988)



Fig. 3.22 Distribuția coeficienților β. Cercurile pline reprezintă observatoarele geomagnetice (Demetrescu și Andreescu, 1992; 1994)

Partea a II-a. CONTRIBUȚII ORIGINALE

CAPITOLUL IV. CONTRIBUȚII LA EVIDENȚIEREA ȘI CARACTERIZAREA UNOR VARIAȚII DE PERIOADĂ LUNGĂ DIN SPECTRUL CÂMPULUI GEOMAGNETIC

4.1 Activitatea geomagnetică. Efecte de termen lung ale activității solare

4.1.1 Activitatea solară. O scurtă trecere în revistă

4.1.1.1 Ciclul undcenal al activității solare (ciclul Schwabe)

Observații ale petelor solare, efectuate sistematic după inventarea lunetei, au arătat că numărul acestora variază în timp, indicând o activitate ciclică la suprafața Soarelui, cu perioade cuprinse între 8 și 13 ani (Fig. 4.1). Perioada medie de variație a activității este, în intervalul de timp pentru care există date, de 11,02 ani. Incepând cu minimul care a avut loc în anul 1755, ciclurile petelor solare au fost numerotate, astăzi aflându-ne în ciclul de activitate solară cu numărul 23, ce a început în anul 1996, a avut maximul în jurul anului 2001 și se va termina în anul 2007.



Fig. 4.1 Numărul mediu anual al petelor solare

Din Fig. 4.1 rezultă și că Soarele a trecut printr-o perioadă de inactivitate la sfârșitul secolului al XVII-lea. În perioada 1645 – 1715 au fost înregistrate foarte puține pete solare, această perioadă fiind numită *minimul Maunder*. Această perioadă de inactivitate solară a coincis cu o perioadă cu temperaturi foarte scăzute în Europa, cunoscută sub numele de Mica Glaciațiune, de unde posibilitatea unei legături între activitatea solară și clima terestră.

La începutul ciclului solar petele apar la latitudini de $\pm 40^{\circ}$, zona lor de apariție se deplasează în cursul unui ciclu de 11 ani către ecuatorul solar, astfel că la maxim de ciclu

se află la $\pm 15^{\circ}$ -20°, iar spre sfârșitul ciclului, la $\pm 5^{\circ}$. Observațiile detaliate cu privire la dimensiunile, pozițiile și numărul de pete solare, obținute la Observatorul Greenwich încă din 1874, au arătat că evoluția petelor solare pe suprafața Soarelui, reprezentată în funcție de latitudine și timp are aspectul unor aripi de fluture. Reprezentarea grafică respectivă se numește "diagramă fluture" sau "butterfly". O diagramă Butterfly este prezentată în Fig. 4.2. În timpul minimului de activitate solară petele ciclului vechi din apropierea ecuatorului se suprapun cu petele noului ciclu de la latitudini ridicate.



DAILY SUNSPOT AREA AVERAGED OVER INDIVIDUAL SOLAR ROTATIONS

Fig. 4.2 Diagrama fluture (sus) și aria ocupată pe suprafața discului solar de petele solare (jos) (http://science.msfc.nasa.gov/ssl/pad/solar/images)

4.1.1.2 Ciclul magnetic solar (ciclul Hale)

Câmpul magnetic al petelor solare și câmpul poloidal își schimbă polaritatea la fiecare 11 ani, astfel că ciclul undecenal al activității solare devine o parte a unui ciclu de 22 de ani, numit ciclul Hale (Mariş et al., 2002). În Fig. 4.3 (Mursula and Ziegler, 2001) se prezintă ciclul magnetic, în paralel cu activitatea geomagnetică (indicele aa) și cu date asupra vitezei vântului solar.



Fig. 4.3 Ciclul magnetic (sus), indicele aa (mijloc) și viteza vântului solar (jos) (Mursula and Ziegler, 2001)

4.1.1.3 Variații de perioadă lungă. Cicluri seculare și superseculare

O simplă privire asupra seriei numerelor lui Wolf (Fig. 4.1) indică existența unei variații a activității solare la scara de 80 – 90 de ani, denumită ciclul secular sau ciclul Gleissberg, după cel care a descris pentru prima oară, în 1944 modulația maximelor ciclurilor undecenale (Gleissberg, 1944). O tratare a seriei numerelor lui Wolf prin mediere alunecătoare cu fereastra de 11 ani conduce la seria reprezentată în Fig. 4.4.



Fig. 4.4 Seria numerelor de pete solare. Medii alunecătoare pe 11 ani

Conform sintezei realizate de Kuklin (1976), lungimea ciclului secular variază în limite largi, între 20 și 130 ani, având o durată medie de circa 80 de ani. Ciclul secular se pune în evidență prin anvelopa seriilor de timp respective, sau prin procedee de nivelare, ca în Fig. 4.5 (Garcia și Mouradian, 1998).

Aceiași autori au demonstrat existența unei modulații a ciclului undecenal și în cazul valorilor minime ale seriei numerelor Wolf, așa cum se vede în Fig. 4.5. Curbele reprezentate sunt obținute cu ajutorul relației de nivelare introduse de Gleissberg:

$$R_{M,m}^{*} = \frac{1}{8} \left[\sum_{i=-2}^{1} R_{M}(N+i) + \sum_{i=-1}^{2} R_{M}(N+i) \right].$$



Fig. 4.5 Ciclul Gleissberg al activității solare în cazul valorilor maxime (R_M^*) și minime (R_m^*) ale seriei numerelor lui Wolf (Garcia și Mouradian, 1998)

Seria de date privind numărul lui Wolf începe la 1749. În intervalul scurs până în prezent s-au putut pune în evidență două cicluri seculare complete. În cele ce urmează prezentăm unele rezultate obținute privind reconstrucția activității solare pentru perioada anterioară etapei instrumentale.

Informația asupra activității solare în perioada preinstrumentală provine din zona fenomenelor terestre influențate de activitatea solară, cum ar fi aurorele polare și concentrația unor elemente radioactive de origine cosmică și anume ¹⁴C și ¹⁰Be, determinată prin studiul inelelor de creștere ale copacilor și, respectiv, prin cercetări asupra carotelor de gheață extrase din calotele polare.

Aurorele polare, produse de electroni și protoni generați de activitatea solară și care pătrund în atmosfera superioară dirijați de câmpul geomagnetic, sunt, prin frecvența de apariție, indicatori foarte buni pentru perioadele de maxim ale activității solare. In același timp, fiind fenomene vizibile și impresionante, apariția aurorelor a fost consemnată în scris. De menționat că aceste surse sunt mai mult sau mai puțin precise și în același timp împrăștiate geografic, așa că utilizarea lor nu este o problemă banală.

In Fig. 4.6 este redată analiza prezentată de Mouradian (2002) a ciclurilor seculare extrapolate până la anul 1500, pe baza datelor privind aurorele polare.



Fig. 4.6 Ciclul secular în perioada 1528-1979 (linia continuă) și maximele ciclului solar undecenal în perioada 1506,5-1989,5 (linia punctată) (Mouradian, 2002)

O extindere în trecut a seriei numerelor de pete solare pe baza analizei concentrației izotopului ¹⁰Be în gheața calotelor polare a fost prezentată recent de Usoskin et al (2003). Reconstrucția se bazează pe modelele existente privind lanțul fenomenologic ce leagă activitatea solară de producerea izotopului ¹⁰Be în atmosfera terestră:

 ${}^{10}Be \xrightarrow{(1)} CR \xrightarrow{(2)} \Phi \xrightarrow{(3)} F_0 \xrightarrow{(4)} S \xrightarrow{(5)} SN$

Pașii reconstrucției sunt următorii:

(1) se deduce fluxul de raze cosmice (CR) ce ajung în atmosfera terestră, pe baza măsurătorilor de ¹⁰Be efectuate pe carote de gheață datate;

(2) se utilizează un model de transfer prin heliosferă a razelor cosmice pentru a deduce capacitatea de modulare Φ a razelor cosmice de către heliosfera variabilă în timp;

(3) se determină apoi fluxul magnetic solar deschis, F_0 ;

(4) se determină termenul sursă S pentru fluxul magnetic deschis;

(5) se determină numărul de pete solare SN.

Rezultatul este prezentat în Fig. 4.7, în care curba roșie reprezintă rezultatele ¹⁰Be pentru Antarctica, cea verde pentru Groenlanda, curba albastră reprezintă variația concentrației ¹⁴C în inelele de creștere ale copacilor, iar cea neagră este numărul grupurilor de pete solare observate.



Fig. 4.7 Numărul de pete solare reconstruit din date de concentrație ale izotopului ¹⁰Be în gheața calotelor polare (Usoskin et al., 2003)

Se remarcă, în toate aceste reprezentări, faptul că Soarele trece prin maxime și minime ale activității sale la scări de timp seculare și superseculare. Diferitele maxime și minime ale activității solare, marcate pe figură, au fost denumite astfel: Maximul Medieval (MM), minimele Oort (Om), Wolf (Wm), Spörer (Sm), Maunder (Mm), Dalton (Dm).

Analiza radionuclizilor ¹⁰Be și ³⁶Cl prezenți în carotele de gheață a permis examinarea variabilității solare în ultimii circa 100.000 ani, extinzând în timp cu un ordin de mărime informația furnizată de prezența ¹⁴C în inelele de creștere. Analiza ¹⁴C a condus la identificarea a două *cicluri superseculare* și anume ciclul de Vries, cu perioada de aproximativ 205 ani, și ciclul Hallstatt, cu perioada de 2300 ani, pentru care însă nu era clar dacă sunt de origine solară sau conțin și o componentă a variabilității climatice. In cazul ciclului de Vries originea solară este sugerată de coincidența maximelor seriei ¹⁴C cu minimele Maunder (1645 – 1715) și Spörer (1420 – 1540) ale activității solare. Pe de altă parte, există indicații privind influența solară asupra variabilității climatice, ilustrate de coincidența minimelor ¹⁴C cu epoca medievală caldă în secolele XI – XIII și a maximelor ¹⁴C, cu perioadele de răcire accentuată a climei, cunoscute sub numele de Mica Glaciațiune. Datele de ¹⁴C nu permit însă stabilirea cu certitudine a contribuției solare și a celei climatice, din cauza posibilei influențe a unor schimbări în ciclul carbonului. Wagner et al. (2001) au utilizat datele privind ¹⁰Be din carotele de gheață din Groenlanda și Antarctica pentru a identifica ciclul de Vries (Fig. 4.8) și au demonstrat că seria de date ¹⁰Be este modulată de variația câmpului geomagnetic în intervalul de timp studiat (25.000 – 50.000 ani înainte de prezent) (Fig. 4.9), ceea ce indică drept sursă a ciclului de Vries activitatea solară.



Fig. 4.8 Spectrul de putere al seriei ¹⁰Be (sus) și analiza spectrală MTM (jos) (Wagner et al., 2001)



Fig. 4.9 Seria de date ¹⁰Be filtrată trece bandă (sus) și intensitățile câmpului geomagnetic în timpul ultimei glaciațiuni (Wagner et al., 2001)

In continuare, menționăm o încercare de determinare a unor caracteristici ale variabilității solare la scară seculară prin utilizarea informației scrise privind petele solare observate cu ochiul liber (Vaguero et al., 2002). Acești autori au construit seria prezentată în Fig. 4.10.



Fig. 4.10 Seria anuală a numărului petelor solare observate cu ochiul liber (Vaguero et al., 2002)

Analiza spectrală a acestei serii (Fig. 4.11) relevă, pe lângă ciclurile cunoscute (Gleissberg și ciclul undecenal), existența unui ciclu supersecular cu durata de 250 de ani, identificat cu ciclul de Vries (~ 205 ani). Diferența dintre cele două perioade poate proveni din existența unui efect climatic în observațiile cu ochiul liber, căci pentru a putea observa pete solare cu ochiul liber sunt necesare condiții meteorologice speciale – ceață, praf în atmosferă, fum.



Fig. 4.11 Analiza spectrală a seriei numerelor de pete solare observate cu ochiul liber (Vaguero et al., 2002)

In Fig. 4.7 se remarcă și creșterea pronunțată (aproape dublare) a activității solare, caracteristică secolului XX. Acest ultim aspect este relevat și de activitatea geomagnetică înregistrată prin indicii aa, așa cum se vede din Fig. 2.3 (Stamper et al., 1999), prezentată în Capitolul II. Pe baza datelor privind variația indicelui aa începând cu anul 1868 și a informației satelitare din ultimii 30 de ani, Lockwood et al. (1999) au reconstituit variația fluxului magnetic produs de coroana solară (Fig. 4.12), ajungând la concluzia că acesta aproape s-a dublat în cursul secolului XX. Analiza efectuată de acești autori pe baza datelor măsurate de sateliți privind câmpul magnetic și vântul solar în zona Pământului pentru ciclurile 20, 21 și 22 (1964 – 2000) a arătat că aproximativ jumătate din această creștere a activității geomagnetice se datorează creșterii intensității câmpului magnetic interplanetar (IMF), iar restul se datorează creșterii vitezei și densității vântului solar.



Fig. 4.12 Variația fluxului magnetic produs de coroana solară calculat pe baza indicelui geomagnetic aa (aria umbrită) și a intensității câmpului magnetic interplanetar (linia neagră,groasă), în comparație cu variația numărului de pete solare (aria neagră) (Lockwood et al., 1999)

4.1.2 Rezultate obținute: Semnalul produs în activitatea geomagnetică de ciclurile Hale și Gleissberg ale activității solare

Este binecunoscut faptul că activitatea solară se află la originea activității geomagnetice. Aceasta din urmă este rezultatul sistemelor de curenți variabili ce se formează în magnetosferă și în ionosferă ca o consecință a interacției vântului solar cu magnetosfera și este descrisă cantitativ cu ajutorul asa-numiților indici geomagnetici (Campbell, 2003). Dintre indicii care oferă o imagine globală asupra nivelului de perturbație a câmpului geomagnetic, indicele aa (Mayaud, 1972; 1980) dispune de cea mai lungă serie de valori (seria începe în anul 1868), fiind foarte potrivit ca indicator al activității geomagnetice pe termen lung. Indicele aa se definește cu ajutorul domeniului de variație a câmpului geomagnetic (componenta orizontală) pe intervale de 3 ore (indicele K) la două observatoare aproape antipodale, unul în Anglia și unul în Australia. Prin definiție, variația solară calmă, Sq, este eliminată din date.

Evoluția pe termen lung a activității geomagnetice și asemănarea acesteia cu evoluția pe termen lung a activității solare, ca și particularitățile ciclului de 11 ani în aa, cum ar fi maximul secundar în faza de declin a ciclului și creșterea valorilor minime în cursul secolului 20, au fost discutate de mulți autori. În termenii mediilor alunecătoare cu fereastra de 11 ani, asemănarea pe termen lung dintre seria aa și seria numărului de pete solare, R, a fost subliniată de Feynman și Crooker (1978), Feynman (1982), Silverman (1992), Cliver et al. (1998). Asfel de studii au fost trecute în revistă de Stamper et al. (1999), într-o încercare de a analiza cauzele creșterii activității geomagnetice în secolul 20, utilizând măsurătorile din spațiul cosmic din apropierea Pământului, efectuate în timpul ciclurilor solare 20-22 (1964-1996). Principala concluzie a studiului a fost că sursa creșterii activității geomagnetice o constituie condițiile heliosferice la 1AU (distanța medie Soare-Pământ), reprezentate prin intensitatea câmpului magnetic interplanetar (IMF), viteza vântului solar și densitatea vântului solar. Mursula et al. (2004) și Mursula și Martini (2005) au constatat, pe date privind indicele de variabilitate interorară (IHV), introdus de Svalgaard et al. (2004) pentru a evita unele probleme de calibrare semnalate în cazul indicelui aa, că activitatea geomagnetică prezintă o dependență de latitudine. Recent, a fost definit un nou indice global pentru activitatea geomagnetică – indicele de variabilitate interdiurnă (IDV) – de către Svalgaard și Cliver (2005).

Le Mouël et al. (2005) au introdus indicii geomagnetici x, z, z, r, definiți ca marja de variație diurnă bazată pe mediile orare ale componentelor X, Y și Z ale câmpului geomagnetic. Acești indici sunt dominați de variația diurnă solară calmă, Sq, produsă de dinamul ionosferic, controlat la rândul său de radiația UV solară. În articolul menționat autorii au arătat că, în termenii mediilor mobile de 11 ani, evoluția pe termen lung a acestor indici la 11 observatoare este foarte asemănătoare cu variațiile corespunzătoare ale indicilor aa, R și ai iradianței solare, S, trăgând concluzia că acest rezultat indică faptul că atât fluxul corpuscular, cât și radiația electromagnetică în vecinătatea Pământului sunt supuse, la scara de timp respectivă, acelorași variații temporale.

Pe lângă ciclul de 11 ani, în activitatea solară descrisă de indicele R, cât și în cea geomagnetică descrisă de indicele aa, a fost pusă în evidență o variație de 22 ani (dublul ciclului solar, perioada de polaritate a câmpului magnetic solar - ciclul Hale) de mai mulți autori: în sinteza lui Kuklin și articolul Mursula et al. (2001) în ceea ce privește activitatea solară, și articolele Chernosky (1966), Russell (1974), Russell și Mulligan (1995), Cliver et al. (1996) în ceeea ce privește activitatea geomagnetică. Această variație își are originea în câmpul magnetic solar caracterizat de o polaritate care se inversează periodic: în cazul activității solare, prin intermediul interacției dintre câmpul principal și un al doilea câmp, rezidual, existent în zona de convecție (Mursula et al., 2001), iar în cazul activității şi geometria sistemului Soare-Pământ (Russell, 1974) la care se adaugă variația intrinsecă a câmpului magnetic polar al Soarelui (Russell și Mulligan, 1995; Cliver et al., 1996).

In studiul de față, vom arăta că variația evidențiată în mediile mobile pe 11 ani ale mărimilor discutate, care definește, conform Le Mouël et al. (2005), o așa-numită tendință geomagnetică generală, este rezultatul suprapunerii efectelor ciclurilor Hale (MC) și Gleissberg (GC) în seriile de timp corespunzătoare. In acest scop am utilizat seriile de timp disponibile ale indicilor aa (1868-2004), IDV (1872-2004) și R (1700-2004).

4.1.2.1 Datele și metoda de lucru

Pentru a extrage semnalele MC și GC din date, seriile mediilor anuale ale indicelui R (http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/ftp.sunspotnumber.html) și, respectiv, ale indicelui aa (http://www.cetp.ipsl.fr/), prezentate în partea superioară a figurilor 4.13 și 4.14, au fost mediate cu ferestre mobile de 11, 22 și 88 ani, aplicate succesiv, datelor măsurate, seriilor de timp mediate pe 11 ani (R11 și aa11) și, respectiv, seriilor R11 și aa11 mediate pe 22 ani (R22 și aa22). Seriile obținute, respectiv R11, R22, R88, aa11, aa22 și aa88 sunt prezentate în aceleași figuri. Diferențele R-R11, aa-aa11, R11-R22, aa11-aa22, R22-R88 și aa22-aa88, reprezintă efectul ciclurilor SC (11 ani), MC și GC în R și respectiv aa. Semnalele corespunzătoare sunt reprezentate în partea de jos a figurilor 4.13 și, respectiv 4.14, cu excepția semnalului SC în R, care nu a fost reprezentat pentru a putea avea o imagine mai clară pentru semnalele MC și GC.

In privința semnalului GC, fereastra mobilă de 88 ani, sugerată de modelul dublării perioadelor în activitatea solară (Feynman şi Gabriel, 1990), poate fi înlocuită, cu rezultate asemănătoare, cu o fereastră de 78 ani, sugerată de analiza spectrală a indicelui aa (Currie, 1976) și de seriile mediilor anuale ale câmpului geomagnetic la observatoare (Demetrescu şi Dobrică, 2005). Un experiment cu ferestre mai scurte (60 de ani) și mai lungi (120 de ani), sugerate de variația observată a lungimii ciclului Gleissberg (Kuklin, 1976; Mouradian, 2002) este prezentat în partea inferioară a figurii 4.13. Se poate observa că diferitele semnale GC, corespunzătoare mediilor pe 60, 78, 88 și 120 ani efectuate pe R22 sunt asemănătoare în ceea ce privește amplasarea maximelor și minimelor, dar diferă, nesemnificativ, ca amplitudine. Pentru a evidenția GC în seria numărului petelor solare, Kuklin (1976) a utilizat o sumare alunecătoare cu fereastra de 23 ani, obținând un semnal asemănător cu R22, dar în care este prezentă și variația de 11 ani.

Același tratament a fost aplicat și indicelui IDV (Svalgaard și Cliver, 2005, Tabela 3).



Fig. 4.13 Panoul superior: medii succesive cu ferestre mobile de 11 (linia roșie), 22 (linia albastră) și 88 (linia neagră groasă) ani pe seria de timp a numărului petelor solare (linia neagră subțire). Linia punctată: extinderea R88, prin mediere directă pe mediile anuale.

DM – Dalton Minimum. Panoul inferior: semnalele ciclurilor Hale (linie roşie) şi Gleissberg (linie albastră groasă). Linia punctată: extensia semnalului GC. 1, 2, 3, 4 semnalele ciclurilor Gleissberg în cazul în care lungimea ciclului ar fi de 60, 78, 88 sau

120 ani

4.1.2.2 Rezultatele obținute

Dacă se compară părțile inferioare ale figurilor 4.13 și 4.14 cu cele superioare, rezultă imediat că intensa creștere a activității solare și a celei geomagnetice în cursul secolului 20 se datorează ramurii ascendente a ciclului Gleissberg. Variația de 22 ani, suprapusă peste ciclul Gleissberg, este responsabilă pentru variațiile de mai mică amplitudine prezente în R11 și aa11. Vârful de la anul 1891, urmat de minimul de la anul 1902, vârful de la anul 1955, urmat de minimul din anul 1967 și de vârful din anul 1987 (aprox. 40 unități R și 4-5 unități aa între maxim și minim) contribuie la schimbările pronunțate în variația temporală a lui R și aa, evidențiate în mediile mobile pe 11 ani de Le Mouël et al. (2005), sau de reprezentarea prin două segmente de dreaptă propusă de Mursula et al. (2004).



Fig.4.14 Panoul superior: medii succesive cu ferestre mobile de 11 (linia roşie), 22 (linia albastră) şi 88 (linia neagră groasă) ani pe seria de timp a indicelui aa al activității geomagnetice (linia neagră subțire). Linia punctată: extinderea aa88, prin mediere directă pe mediile anuale. Panoul inferior: semnalele ciclurilor Hale (linie roșie) şi Gleissberg (linie albastră). Linia punctată: extensia semnalului GC

Semnalul produs de ciclul Gleissberg în seria R prezintă, în intervalul 1759-1945 în care a putut fi definit, două maxime, la anii 1783 și 1842, și două minime, la anii 1813 (binecunoscutul Minim Dalton) și 1909. Se conturează, de asemenea, un maxim la anul 1950 și un minim secundar la anul 1752. In cazul aa, semnalul GC a putut fi definit doar pentru intervalul 1927-1945. Dacă se mediază cu fereastra mobilă de 88 ani direct seria aa, se poate obține o serie mai lungă, dar afectată de semnalul SC, care pare să indice un maxim la anul 1950, similar cu cel din seria R. Intre anii 1912 și 1950 semnalul GC crește cu aprox. 5 nT (30% din amplitudinea ciclului 22 în aa).

Indicele IHV (Svalgaard et al., 2004), calculat inițial pe baza înregistrărilor de la observatorul Cheltenham/Fredericksburg, a pus la îndoială creșterea pe termen lung a activității geomagnetice evidențiată de indicele aa și, implicit, concluzia lui Lockwood et al. (1999), bazată pe datele aa, privind dublarea câmpului solar coronal în ultimii 100 de ani. Lucrări ulterioare (Mursula et al., 2004; Mursula și Martini, 2005, care au calculat

indicele IHV pentru diferite observatoare, Clilverd et al, 2005, care au reconstruit aa pe baza datelor observatoarelor Sodankyla şi Niemegk) au confirmat însă robustețea creșterii indicelui aa în secolul 20 și au arătat că tiparul de creștere al indicelui IHV este asemănător cu cel al indicelui aa. Datele IDV sunt caracterizate de același tipar de variație pe termen lung. Menționăm însă că mărimea creșterii nu este aceeași pentru cei trei indici (67%, 24-34% și, respectiv, 39% pentru aa, IHV și IDV, între primii 22 și ultimii 22 ani ai secolului 20).

Pentru a compara activitatea geomagnetică cu cea solară la scara ciclurilor Hale și Gleissberg, am suprapus, în panoul superior al Fig. 4.15, semnalul MC pentru aa, IDV și R, iar în panoul inferior, semnalul GC pentru aceiași indici. Pentru a face semnalele comparabile, curbele sunt reduse la media lor pentru intervalul comun (1888-1988 și, respectiv, 1932-1945) având ca unitate deviația standard față de medie a fiecăreia dintre mărimi.

Corelația dintre semnale este foarte bună, confirmând impresia vizuală produsă de figurile 4.13-4.15: coeficientii de corelatie sunt, în cazul MC, 0,67 (aa/R) și 0,88 (IDV/R), iar în cazul GC, 0,98 (aa/R) și 0,99 (IDV/R). Cei doi indici geomagnetici se corelează de asemenea foarte bine (0,83 pentru semnalul MC și 0,99 pentru semnalul GC). Concluzia lui Le Mouël et al. (2005), că buna corelație în termenii mediilor mobile pe 11 ani între R, x, y, z, r, S și aa implică faptul că atât radiația electromagnetică cât și fluxul corpuscular în vecinătatea Pământului sunt supuse acelorași variații temporale, este extinsă în lucrarea de față la scările de timp ale ciclurilor Hale și Gleissberg. În plus, pe baza rezultatelor obținute, putem conchide, pe un plan mai general, că atât la scara de timp a variației de 22 ani, cât și la scara de timp a variației Gleissberg, câmpul magnetic al sursei coronale (reflectat de condițiile heliosferice la 1 AU - intensitatea IMF, viteza și densitatea vântului solar, descrise de indicele aa al activității geomagnetice, și/sau reflectate de intensitatea IMF la 1 AU, descrisă de indicele IDV) și câmpul magnetic fotosferic (reflectat de R) au o evoluție temporală similară, fiind un rezultat intrinsec al proceselor ce se petrec în Soare. Având în vedere corelația dintre indicii R, aa, x, y, z, r și a acestora cu indicele S (Le Mouël et al., 2005), concluzia poate fie extinsă și la emisia radiativă solară.

Existența semnalelor MC și GC în aa, discutată în lucrarea de față, indică faptul că astfel de semnale trebuie să fie prezente și în seriile de timp ale mediilor anuale ale elementelor geomagnetice înregistrate la observatoarele geomagnetice, întrucât este cunoscut că medierea anuală nu elimină complet variațiile externe. Semnalele MC și GC



Fig. 4.15 Semnalele MC (panoul superior) şi GC (panoul inferior) în R (linie roşie), aa (linie neagră), şi IDV (linie albastră). Curbele sunt reduse la media pe intervalul comun de timp şi scalate cu abaterea standard față de medie ca unitate

se pot ridica la 30% din amplitudinea ciclului de 11 ani, fiind semnificative în câmpul de origine externă. Pentru a obține o informație corectă asupra câmpului geomagnetic principal este necesară eliminarea contribuțiilor surselor externe; în prezent acest lucru s-a realizat numai pentru efectul ciclului de 11 ani (Sabaka et al., 2004). Contribuția externă a celor două cicluri, Hale și Gleissberg, este apreciată de noi a fi de circa 5-6 nT.

Rezultatele expuse în această secțiune au făcut obiectul unor comunicări științifice prezentate la conferința Societății Europene de Meteorologie, Utrecht, Olanda (Demetrescu et al., 2005), la Adunarea Generală a Uniunii Europene a Geoștiințelor, Viena, Austria (Dobrică et al., 2006; Demetrescu și Dobrică, 2006) și la al doilea Simpozion Internațional despre Climatul Spațiului, Sinaia, România (Dobrică et al., 2006), precum și al unui articol, în curs de evaluare, trimis la Journal of Geophysical Research-Space Physics.

4.2 Studiul variațiilor de perioadă lungă în mediile anuale ale elementelor geomagnetice și rezultate obținute

Pornind de la rezultatele expuse în secțiunea anterioară, s-a încercat eliminarea variațiilor legate de activitatea solară din seria de medii anuale a elementelor geomagnetice de la observatoare cu activitate îndelungată, de 100 – 150 ani, folosind metodica de lucru descrisă în secțiunea anterioară.

Studiul a fost efectuat pentru 11 observatoare, marcate în Fig. 4.16 pe fondul distribuției pe glob a componentei totale a câmpului geomagnetic la epoca 2000 (http://www.geomag.bgs.ac.uk/mercator.html). Metodologia de lucru este exemplificată pe date ale componentei orizontale a câmpului geomagnetic înregistrate la observatorul Hartland, în Fig. 4.17 și 4.18. In prima dintre ele sunt redate mediile succesive cu ferestre mobile de 11, 22 și respectiv 78 ani, notate cu H11 – roșu, H22 – albastru (medie mobilă de 22 ani pe H11) și H78 – verde (medie mobilă de 78 ani pe H22), iar în cea de a doua, diferențele H-H11, H11-H22, H22-H78, care reprezintă componentei orizontale. In același fel s-a procedat și în cazul componentei verticale. Rezultatele obținute pentru cele 11 observatoare studiate sunt prezentate în secțiunile care urmează.



Fig. 4.16 Distribuția pe glob a observatoarelor geomagnetice cu serie lungă de date (100-150 ani)



Fig. 4.17 Valorile măsurate ale componentei orizontale a câmpului geomagnetic și medii ale acestora cu perioade de 11, 22 și 78 de ani la observatorul Hartland (HAD)



Fig. 4.18 Variația de 11, 22 și 78 ani la observatorul Hartland (HAD)

4.2.1 Variația legată de ciclul solar undecenal

Rezultatele obținute în cazul celor 11 observatoare analizate sunt prezentate în figura 4.19, împreună cu seria numărului petelor solare, pentru o comparație vizuală. O primă observație privește zgomotul în date înainte de anul 1950, mai evident în componenta Z. Cauza acestui zgomot este de natură instrumentală și derivă din dificultatea menținerii la nivel constant a liniei de bază a înregistrărilor, în special în cazul componentei verticale. În intervalul 1920 – 1955 datele H și Z pentru Coimbra (COI) sunt foarte perturbate și nu au fost reprezentate.

In intervalele de timp cu un bun raport semnal/zgomot, curbele prezintă caracteristici similare, care sunt date de semnătura sursei externe comune a acestei variații. Diferențele de amplitudine și fază între observatoare sunt produse de diferențe în proprietățile magnetice și electrice ale subsolului în zona observatoarelor, așa cum s-a arătat în cazul rețelei de observatoare europene (Demetrescu et al., 1988; Demetrescu și Andreescu, 1992). Conform studiilor citate, în timp ce datele H sunt mai mult influențate de inducția magnetică diferențială în rocile crustale de sub observatoare, produsă de sistemele de curenți externi variabili, datele Z sunt dominate de inducția magnetică diferențială, produsă de aceleași sisteme de curenți în structurile conductoare din manta și din crustă. In consecință, diferențele de fază apar mai pregnant în cazul componentei verticale, așa cum se poate vedea și din figura 4.19.

Intre cele cinci zone de pe glob din studiul de față pot fi observate diferențe semnificative de amplitudine și de fază, care pot fi explicate prin condițiile magnetice și electrice din subsol și din zona limitrofă, foarte diferite în comparație cu Europa, cum ar fi: prezența bazaltelor intens magnetizate (Alibag, ABG) sau a oceanului (Honolulu, HON), sau a structurilor magnetice și/sau conductoare într-o zonă de subducție activă (Kakioka, KAK). Observatoarele europene prezintă variații similare între ele, care totuși reflectă și variații laterale, de mai mică amploare, ale proprietăților magnetice și electrice ale subsolului.

4.2.2 Variația de 22 ani

Aplicând în continuare procedeul descris mai sus, adică mediind variația liberă de efectele ciclului solar undecenal (H11 și Z11) cu o ferestră mobilă de 22 ani, se obțin mediile H22 și Z22. Diferențele H11-H22 și Z11-Z22, reprezentând variația de 22 ani



Fig. 4.19 Variația legată de ciclul solar în componenta orizontală și verticală a câmpului geomagnetic de la 11 observatoare cu serie lungă de date și numerele lui Wolf

prezentă în date, sunt redate în figura 4.20. Atât în H, cât și în Z, variația de 22 ani prezintă, în cazul observatoarelor europene și al observatorului nord-american, o creștere substanțială a amplitudinii, de la 10 - 20 nT la cca 60 nT în zona anilor 1900 și 1980. In



cazul componentei verticale se poate observa suplimentar o scădere pronunțată în zona anului 1930.

Fig. 4.20 Variația de 22 de ani în componenta orizontală și verticală a câmpului geomagnetic de la 11 observatoare cu serie lungă de date

De asemenea, se pot observa cu uşurință diferențe de fază de 10 - 22 ani între observatoarele europene și celelalte observatoare, ceea ce ne face să considerăm că variația de 22 ani este dominată de câmpuri cu surse interne. Posibila componentă externă, care ar putea avea amplitudini de 5 - 6 nT conform concluziilor secțiunii 4.1 și care ar trebui să fie aproximativ în fază la toate observatoarele de pe glob, este mascată de variația de origine internă, cu amplitudine mult mai mare. Se confirmă în acest fel
concluziile anterioare ale lui Alldredge (1976) și Langel et al. (1986) privind caracterul intern al sursei variației de 22 ani. În încheierea acestui paragraf facem observația că valorile variației de 22 ani sunt mult mai puțin afectate de erorile instrumentale decât variația undecenală, în care este inclusă cea mai mare parte a acestui tip de eroare.

4.2.3 Variația de ~80 ani

O simplă privire asupra graficelor ce prezintă seriile de date de la observatoarele cu 100 - 150 de ani de activitate evidențiază prezența unei variații la scară de timp multidecadală (Fig. 4.17). După eliminarea variațiilor de 11 și 22 ani din seria de date, aplicarea unui filtru de mediere cu fereastra de 78 ani separă o variație de 78 - 80 ani (denumită în continuare variația de ~80 ani) suprapusă peste o variație pe care am numit-o "staționară", date de diferența H22-H78 și respectiv H78. Aceste variații sunt reprezentate, în cazul observatorului Hartland, în figurile 4.18 și respectiv 4.17 cu linie verde. Se remarcă amplitudinile foarte diferite ale celor trei tipuri de variație (10 - 20 nT pentru variația undecenală, 10 - 60 nT pentru variația de 22 ani și > 250 nT pentru variația de ~80 ani).

De asemenea, în reprezentarea din figura 4.18 s-a utilizat, pentru determinarea variației de ~80 ani (linie întreruptă), și ipoteza că variația staționară peste care se suprapun variațiile de $\sim 80, 22$ și 11 ani, definită doar pe un interval scurt de timp ar putea fi extrapolată la intervalul de timp pe care este definit semnalul H22, sau pentru tot intervalul pentru care există date, obținându-se astfel o imagine a variației de ~80 de ani la scară mare. Imaginea obținută, în cazul în care H78 este extrapolat la tot intervalul pentru care există date, va fi afectată de zgomotul introdus de prezența variațiilor de 11 și 22 ani, dar are avantajul că ilustrează principalele caracteristici ale variației de ~80 de ani pe un interval de timp mult mai mare decât cel permis de aplicarea strictă a metodei mediilor succesive cu ferestre de 11, 22, și 78 ani. Rezultatele sunt redate în figura 4.21a, pentru intervalul de timp pe care este definit H78, și în figura 4.21b, pentru intervalul de timp pe care există date măsurate. Variația de ~80 de ani, astfel obținută, a fost suprapusă, pentru toate cele 11 observatoare de pe glob, pentru a putea evidenția caracteristicile diferite pentru diferitele zone de pe glob. Se remarcă modul similar de evoluție a acestei componente a variației câmpului geomagnetic în cazul observatoarelor europene, de asteptat, dată fiind poziția acestor observatoare într-o zonă geografică relativ restrânsă, aflată probabil sub influența unei singure surse primare de variație, situată în nucleul



extern. Diferențele în amplitudine ale acestei variații, la observatoarele europene, sunt date de structura electrică și magnetică a rocilor de sub observatoarele respective. Se

Fig. 4.21 Variația de 80 de ani: pe intervalul pe care este definit H78 (a); extrapolat la intervalul pe există date măsurate (b) a componentei orizontale a câmpului geomagnetic la cele 11 observatoare

remarcă, de asemenea, modul de evoluție diferit al celorlalte 4 observatoare, prezentând atât diferențe în amplitudine cât și în fază. In timp ce FRD se află în fază, observatorele KAK, HON și ABG sunt aproximativ în opoziție de fază cu observatoarele europene. In timp ce pentru observatoarele KAK, HON și ABG amplitudinea variației de ~80 de ani este de același ordin de mărime ca și în cazul observatoarelor europene, pentru observatorul FRD apar diferențe de aproximativ 1500 nT.

4.2.4 Componenta staționară

Componenta staționară reprezintă cea mai mare parte a câmpului observat. În raport cu cele trei tipuri de variație prezentate mai sus, ea se caracterizează prin lipsa oscilațiilor și printr-o evoluție lentă cu o tendință persistentă în intervalul de timp analizat. Variația anuală a acestei componente a câmpului prezintă o variație laterală semnificativă, după cum se poate vedea în tabelul 4.1 în cazul componentei orizontale. Astfel, în vestul Europei se poate observa o variație de la N la S a tendinței pozitive, de la Hartland și Eskdalemuir în Marea Britanie la Ebro și Coimbra în Peninsula Iberică, precum și o schimbare a tendinței pozitive ce caracterizează Europa de vest într-o tendință negativă în zona Europei centrale și de sud est. Aceasta din urmă este ilustrată în Fig. 4.22 de graficele corespunzătoare observatoarelor Hartland (Marea Britanie), Brorfelde (Danemarca) și Surlari (România). In cazul observatorului Surlari, seria de timp, care începe doar în 1952, a fost completată cu măsurători repetate, analizate de Soare et al. (1999).



Fig. 4.22 Variația staționară (linia verde) în cazul a trei observatoare din Europa

Tabelul 4.1

Observator	Variația anuală a componentei
	staționare (nT/y)
HAD	7
ESK	7.2
CLF	10.8
VAL	16.3
EBR	20.7
COI	22.1
BFE	-3.2
FRD	11.5
ABG	18.1
КАК	4.4
HON	-18.9

4.3 Studiul impulsurilor de variație seculară și rezultate obținute

Aşa cum aminteam în primul capitol al tezei, impulsurile de variație seculară sau jerkurile geomagnetice reprezintă modificări bruşte ale variației seculare, produse într-un interval de timp de 1-3 ani, și sunt observate în special în urma analizei derivatei întâi a componentei Y a câmpului geomagnetic. Pe baza acestei analize s-au putut defini impulsuri la epocile 1969, 1978 și 1992, cu extindere la scara globului, precum și impulsuri la epocile 1901, 1913, și 1925, pe date mai puțin extinse spațial (Courtillot și LeMouel, 1976; Courtillot et al., 1978; Courtillot și LeMouel, 1984; Alexandrescu et al., 1995, 1996; Mandea et al., 2000). În prezent este acceptat faptul că impulsurile au o componentă internă dominantă (Malin și Hodder, 1982), ele fiind produse în nucleul extern, fie prin modificări bruște ale accelerației mișcării fluidului la limita nucleu-manta (Le Huy et al., 2000), fie prin oscilații torsionale ale nucleului (Bloxham et al., 2002).

Recent, apariția jerkurilor geomagnetice a fost investigată și în datele satelitare. Distribuția neuniformă a observatoarelor geomagnetice pe globul terestru a condus la imaginarea așa numitei rețele de "observatoare virtuale" în spațiu, la 400 km altitudine, rețea implementată de către Mandea și Olsen (2006), pe baza datelor satelitare ale satelitului CHAMP din anii 2001 – 2005. Utilizând mediile lunare de la această rețea de

observatoare virtuale, Olsen și Mandea (2007) au pus în evidență un jerk geomagnetic ce a avut loc în luna ianuarie a anului 2003. Acest jerk nu s-a produs simultan pe glob, evidențe pentru acest fapt fiind variații în lungimea zilei (LOD).

In această secțiune a tezei se arată că, în opinia noastră, jerkurile au o importantă componentă externă, legată de ciclul solar undecenal, suprapusă peste variațiile cu perioade de 22 și ~80 de ani ale câmpului geomagnetic. In Fig. 4.23 este prezentată seria de valori a declinației la observatorul Chambon La Foret (CLF), căreia i s-a aplicat aceeași metodă de evidențiere a variației legate de ciclul solar, a celei de 22 ani și a variației de ~80 de ani, ca cea descrisă în secțiunile anterioare. Derivata temporală a mediilor anuale ale declinației este prezentată în Fig. 4.24. Jerk-urile sunt marcate cu săgeți pe aceeași figură. In figură, sunt redate de asemenea, derivatele mediilor succesive cu ferestre mobile de 11, 22 și 78 de ani, precum și derivatele variațiilor corespunzătoare acestora. Jerk-urile par să fie rezultatul suprapunerii variațiilor legate de ciclul solar undecenal pe variațiile de 22 și ~80 de ani. Momentul de apariție, durata și amplitudinea jerk-ului depind după părerea noastră de modul în care se combină cele trei tipuri de variație.



Rezultatele prezentate în secțiunile 4.2 și 4.3 ale tezei au făcut obiectul unor articole publicate în Revue Roumaine de Geophysique (Demetrescu și Dobrică, 2005) și în Romanian Astronomical Journal (Demetrescu și Dobrică, 2006) și al mai multor comunicări științifice prezentate la cel de al 32-lea Congres Geologic internațional, Florența, Italia (Demetrescu și Dobrică, 2004), la centenarul observatorului Ebro, Spania (Demetrescu și Dobrică, 2004), la a 10-a Adunare a Asociației Internaționale de Geomagnetism și Aeronomie (IAGA), Toulouse, Franța (Demetrescu și Dobrică, 2005) și la al doilea Simpozion Internațional de Climatul Spațiului, Sinaia, România (Demetrescu și Dobrică, 2006).



Fig. 4.23 Valorile măsurate ale declinației câmpului geomagnetic și medii ale acestora pentru perioade de 11, 22 și 78 de ani (a); Variația de 11, 22 și 78 ani (b) la Observatorul Chambon la Foret (CLF)



Fig. 4.24 Derivata temporală a declinației și a mediilor pe 11, 22 și 78 de ani, precum și a variațiilor corespunzătoare la Observatorul Chambon la Foret (CLF). Săgețile indică momentele jerkurilor geomagnetice în intervalul studiat

CAPITOLUL V. CONTRIBUȚII LA STUDIUL PROPRIETĂȚILOR ELECTRICE ȘI MAGNETICE ALE INTERIORULUI GLOBULUI PRIN CERCETĂRI ASUPRA VARIAȚIILOR GEOMAGNETICE DE PERIOADĂ LUNGĂ

In acest capitol al tezei este prezentată contribuția autorului tezei cu privire la proprietățile electrice și magnetice ale interiorului Globului, obținute pe baza cercetărilor efectuate asupra variației diurne și a variației undecenale a câmpului geomagnetic. Studiul variației laterale a proprietăților electrice și magnetice ale Pământului din date de variație diurnă a câmpului geomagnetic înregistrate în mod continuu într-o rețea de magnetometre, a fost posibil ca urmare a unei colaborări dintre Institutul de Geodinamică și Institutul de Seismologie și Vulcanologie (ISV) al Universității din Hokkaido, Japonia., în timp ce variația laterală a proprietăților electrice și magnetice din date de variație undecenală a fost studiată utilizând atât datele de la rețeaua de observatoare geomagnetice europene stocate la marile centre de date ale lumii, cât și datele rețelei naționale de variație seculară din intervalul de timp 1980 – 2004.

5.1 Variația diurnă. Studiu de caz: rețeaua de stații magnetometrice din insula Hokkaido, Japonia și rezultate obținute

In acest paragraf sunt prezentate rezultate proprii privind proprietățile interiorului globului obținute pe baza cercetărilor asupra variației diurne a câmpului geomagnetic. Hokkaido, insula nordică a Japoniei, este situată la intersecția arcurilor cuaternare al insulelor Kurile și cel al Japoniei de Nord-Est, create prin subducția, începută în Miocen, a plăcii Pacificului. Harta tectonică simplificată a regiunii este prezentată în Fig. 5.1 (Kimura, 1994; Ogawa et al., 1994). Kimura (1994) împarte insula în trei regiuni: Hokkaido Vest (WH), Central (CH) și Est (EH). Procesele de subducție anterioare, de vârstă jurasic-cretacică au creat o geologie de suprafață constând din cinci compartimente geologice longitudinale, și anume Domeniile Oshima, Sorachi-Yezo, Hidaka, Tokoro și, respectiv, Nemuro (Fig. 5.1). In prezent are loc un proces de subducție a Plăcii Pacificului sub regiunile Hokkaido Est și Centru, cu o viteză de aproximativ 8 cm/an, procesul ducând la apariția cutremurelor de adâncime și la existența unui lanț vulcanic activ ce traversează insula.

Datele utilizate au fost înregistrate în rețeaua de magnetometre instalată de Institutul de Seismologie și Vulcanologie al Universității din Hokkaido, Japonia, pentru monitorizarea activității tectonice și vulcanice din insula Hokkaido. Schimbările geomagnetice asociate activității tectonice și vulcanice, în general mici (ordin de mărime de cel mult 10 nT), pot fi puse în evidență prin măsurători continue în rețele de magnetometre după eliminarea din date a câmpului variabil, produs de surse ionosferice și magnetosferice, și, respectiv, a câmpurilor induse, corespunzătoare acestor surse. Eliminarea câmpului extern din datele electromagnetice pentru a obține semnalul dat de activitățile crustale a constituit scopul multor studii recente (Johnston, 1997; Utada et al., 2000; Fujiwara et al., 2001; Harada et al., 2004). Des întâlnită este practica utilizării unei stații de referință pentru a elimina efectele surselor externe din datele înregistrate într-o rețea de magnetometre (Gamble et al., 1979; Gough and Ingham, 1983; Larsen, 1997; Uyeshima et al., 2001; Harada et al., 2004).

5.1.1 Analiza variației diurne în domeniul temporal

Pentru monitorizarea activitătii tectonice si vulcanice din insula Hokkaido, Institutul de Seismologie și Vulcanologie (ISV) al Universității din Hokkaido, Japonia, a amplasat încă din 1996, o rețea de patru stații magnetometrice, ERM, NIJ, TNK și URH, a căror poziție este redată în figura 5.1. Datele înregistrate în cursul anului 2000 și 2001, și anume cele trei componente ortogonale ale câmpului magnetic terestru, eșantionate la 10 s, au fost prelucrate de autorul tezei pentru a obține valorile medii orare ale componentelor nordică, estică și verticală ale câmpului geomagnetic. În Fig. 5.2 sunt prezentate valorile medii orare în cazul componentei nordice (X), componentei estice (Y) și componentei verticale (Z) ale câmpului geomagnetic la trei dintre statiile magnetometrice, și anume ERM, NIJ și TNK, pentru intervalul de timp 1-7 mai 2000. Se observă că variația diurnă este bine reprezentată de valorile medii orare desfășurate după timpul local. Din figura 5.2 se poate observa că mersul diurn este caracterizat de un minim pronunțat în jurul orei 10 timp local și variații în orele după-amiezii și nopții, mult mai pronunțate în X decât în Z. De asemenea, se mai poate observa existența diferențelor de amplitudine și fază între cele trei stații, diferențe care sunt mai pronunțate în componenta verticală a câmpului geomagnetic.

Datele de variație diurnă astfel obținute au fost prelucrate pentru a pune în evidență efectele de inducție magnetică și electromagnetică după metodologia propusă de Demetrescu et al. (1985; 1988) și Demetrescu și Andreescu (1992), prezentată în partea I

a tezei. Pe baza studiului componentei de inducție magnetică pură a variației diurne se pot evidenția variații laterale ale proprietăților magnetice ale litosferei, în timp ce studiul componentei de inducție electromagnetică indică variațiile în proprietățile electrice ale interiorului până la adâncimi mantelice.



Fig. 5.1 Harta tectonică simplificată a insulei Hokkaido. Simbolurile - locația stațiilor magnetometrice și a observatorului geomagnetic Memambetsu (modificată după Kimura, 1994; Ogawa et al., 1994)

5.1.1.1 Model de inducție pentru variația diurnă

Câmpul magnetic extern variabil legat de variația diurnă induce câmpuri magnetice interne variabile atât prin inducție magnetică cât și electromagnetică. Datele de variație diurnă (Fig. 5.2) au fost comparate cu un model de inducție magnetică obținându-se atât componenta de inducție magnetică pură – valorile calculate ale modelului, cât și componenta de inducție electromagnetică – reziduurile.

In cazul inducției magnetice pure, variația temporală a componentelor câmpului geomagnetic într-un punct de observație dat este o combinație liniară de componentele forței magnetice inductoare. In estimarea componentelor forței magnetice am utilizat componentele câmpului la observatorul geomagnetic cel mai apropiat de rețea, și anume observatorul Memambetsu (MMB). La momentul t, pentru fiecare stație și componentă a câmpului, avem:

$$X^{(S)} = \begin{array}{c} \alpha_{X} & \alpha_{Y} & \alpha_{Z} \\ \Delta Y^{(S)} & (t) = \beta_{X} \Delta X^{(M)} & (t) + \beta_{Y} \Delta Y^{(M)} & (t) + \beta_{Z} \Delta Z^{(M)} & (t) \\ Z^{(S)} & \gamma_{X} & \gamma_{Y} & \gamma_{Z} \end{array}$$
(5.1)

unde Δ semnifică variații în raport cu media în timp pentru intervalul considerat, X^(S), Y^(S) și Z^(S) sunt componentele câmpului la stație, iar X^(M), Y^(M) și Z^(M) componentele câmpului magnetic la observatorul Memambetsu.

Coeficienții α , β și γ depind de permeabilitatea magnetică efectivă care, la rândul ei, depinde de poziția punctului de observație. Ei se pot calcula prin metoda celor mai mici pătrate. Valorile calculate din ecuația anterioară, $\Delta X^{(S)}(calc)$, $\Delta Y^{(S)}(calc)$ și $\Delta Z^{(S)}(calc)$ conțin contribuția inducției magnetice, iar reziduurile, $\text{Rez}_X = \Delta X^{(S)} - \Delta X^{(S)}(calc.)$, $\text{Rez}_Y = \Delta Y^{(S)} - \Delta Y^{(S)}(calc.)$ și $\text{Rez}_Z = \Delta Z^{(S)} - \Delta Z^{(S)}(calc.)$, conțin contribuția inducției electromagnetice la câmpul de variație diurnă observat.

Rezultatele calculului, pentru perioada 1-7 mai 2000, sunt prezentate în figurile 5.3 și 5.4.

5.1.1.2 Efecte de inducție magnetică

Contribuția inducției magnetice în variația diurnă a elementelor geomagnetice este dată de valorile calculate ale modelului (Fig. 5.3). Se poate remarca răspunsul inductiv mai pronunțat în cazul componentei orizontale (componenta estică și cea nordică). Coeficienții α , β și γ depind atât de permeabilitatea efectivă a rocilor de sub punctul de observație cât și de proprietățile magnetice de sub observatorul MMB. Modelul de inducție a fost aplicat pe mai multe intervale de timp, atât din anul 2000, când au fost efectuate măsurători numai la trei stații magnetometrice (ERM, NIJ, TNK), cât și din 2001, când au funcționat toate cele patru stații, obținându-se astfel o serie de coeficienți α , β și γ . Coeficienții α și γ sunt prezentați în Tabelul 5.1, aceștia fiind reprezentativi pentru componenta orizontală, respectiv cea verticală a câmpului de variație diurnă.

Pentru a testa stabilitatea metodei de calcul, modelul de inducție a fost aplicat folosind drept componente ale forței magnetice inductoare câmpul magnetic de la un



Fig. 5.2 Variația diurnă a componentelor câmpului geomagnetic la stațiile magnetometrice ERM, NIJ și TNK



Fig. 5.3 Model de inducție magnetică pură – valorile calculate ale modelului



Fig. 5.4 Model de inducție magnetică pură – reziduurile modelului

alt observator geomagnetic de pe teritoriul Japoniei, și anume Kakioka (KAK). Rezultatele obținute sunt în bună concordanță cu cele obținute în cazul folosirii câmpului de la observatorul Memambetsu drept estimare a câmpului magnetic inductor, însă coeficientii obtinuti contin pe lângă informatia legată de proprietătile magnetice de sub fiecare stație și informație legată de permeabilitatea magnetică a rocilor de sub observatorul Kakioka. In acest caz s-a aplicat modelul de inductie magnetică pură și pentru observatorul MMB, fiind astfel posibilă o estimare a proprietăților magnetice ale interiorului în zona observatorului MMB în funcție de cele de la observatorul Kakioka. În Tabelul 5.2 sunt dați coeficienții α și γ determinați funcție de observatorul geomagnetic Kakioka. Cele mai reprezentative grafice de stabilitate ale metodei sunt prezentate în figurile 5.5, 5.6, în care sunt redați coeficienții α și γ calculați pentru cele patru stații și unul dintre observatoarele geomagnetice în functie de datele celuilalt observator (KAK sau MMB), în cazul unor serii de date de 7 zile din diferite luni ale anilor 2000 și 2001. Aceste grafice ilustrează, pe lângă stabilitatea metodei, și diferențele proprietăților magnetice de la statie la statie. Indiferent de perioada considerată și de observatorul ale cărui înregistrări au fost utilizate pentru simularea sursei externe, tendința de variație de la o stație la alta a valorilor se păstrează. Există astfel premisele ca în cazul utilizării unui număr suficient de stații magnetometrice care să funcționeze simultan, să se obțină hărți ale variației laterale a proprietăților magnetice care nu-și schimbă forma (anomaliile evidențiate apar pe hartă în aceeași zonă) ci doar valorile, atunci când se aleg seturi de date corespunzătoare unuia sau altuia dintre intervalele de timp comune pentru care s-ar face analiza.

Darianda da timp	Comp. câmp	α					γ				
i enoada de timp	inductor (MMB)	ERM	NIJ	TNK	KAK	URH	ERM	NIJ	TNK	KAK	URH
1-7.05.2000	Х	1.07	1.05	1.13	0.87		0.48	0.19	0.23	0.45	
	Y	0	-0.15	-0.12	-0.09		-0.01	-0.02	0.19	0.06	
	Z	-0.66	-0.66	-0.71	-0.55		-0.3	-0.12	-0.13	-0.27	
1-7.06.2000	Х	1.14	1.12	1.21	0.82		0.67	0.28	0.31	0.58	
	Y	-0.01	-0.17	-0.15	-0.06		-0.05	-0.06	0.15	-0.02	
	Ζ	-0.7	-0.7	-0.76	-0.57		-0.41	-0.18	-0.18	-0.36	
1-7.07.2000	Х	1.11	1.08	1.17	0.8		0.55	0.23	0.26	0.61	
	Y	0.01	-0.15	-0.11	-0.05		-0.03	-0.04	0.19	-0.01	
	Ζ	-0.68	-0.68	-0.73	-0.5		-0.34	-0.15	-0.14	-0.37	
1-7.01.2001	Х	1.01	0.98	0.98	0.9	0.64	0.29	0.01	-0.03	0.38	0.1
	Y	-0.06	-0.3	-0.27	0.16	-0.47	-0.32	-0.31	0.02	-0.19	-0.46
	Z	-0.63	-0.63	-0.63	-0.54	-0.44	-0.21	-0.04	0.02	-0.25	-0.11
1-7.03.2001	Х	1.02	1.03	1.05	0.81	0.59	0.36	0.13	0.04	0.45	0.07
	Y	-0.02	-0.23	-0.23	0.13	-0.36	-0.31	-0.2	0.1	-0.15	-0.34
	Z	-0.63	-0.66	-0.67	-0.48	-0.4	-0.25	-0.1	-0.01	-0.29	-0.08

Tabelul 5.1 - Valori ale coeficienților α și γ pentru diverse perioade de timp

Darianda da timp	Comp. câmp	α					γ				
i enoada de timp	inductor (KAK)	ERM	NIJ	TNK	MMB	URH	ERM	NIJ	TNK	MMB	URH
1-7.05.2000	Х	0.75	0.69	0.68	0.71		-0.15	-0.21	-0.2	-0.22	
	Y	0.06	-0.11	-0.08	0.06		-0.08	-0.08	0.14	-0.03	
	Z	-0.63	-0.59	-0.58	-0.59		0.12	0.17	0.18	0.18	
1-7.06.2000	Х	0.51	0.45	0.4	0.43		-0.3	-0.27	-0.3	-0.28	
	Y	-0.05	-0.21	-0.2	-0.04		-0.11	-0.1	0.12	-0.05	
	Z	-0.44	-0.4	-0.36	-0.37		0.24	0.22	0.26	0.23	
1-7.07.2000	Х	0.27	0.2	0.09	0.16		-0.51	-0.47	-0.53	-0.48	
	Y	-0.11	-0.28	-0.26	-0.12		-0.16	-0.11	0.13	-0.05	
	Z	-0.24	-0.2	-0.11	-0.15		0.42	0.38	0.46	0.4	
1-7.01.2001	Х	0.84	0.8	0.77	0.82	0.55	-0.11	-0.13	-0.18	-0.14	-0.07
	Y	-0.25	-0.45	-0.4	-0.31	-0.53	-0.23	-0.24	0.05	-0.16	-0.37
	Z	-0.73	-0.72	-0.69	-0.72	-0.52	0.06	0.09	0.16	0.1	0.02
1-7.03.2001	Х	0.84	0.83	0.8	0.83	0.48	-0.09	-0.08	-0.15	-0.1	-0.14
	Y	-0.09	-0.29	-0.26	-0.14	-0.39	-0.19	-0.13	0.14	-0.07	-0.27
	Z	-0.71	-0.73	-0.7	-0.71	-0.45	0.06	0.06	0.14	0.08	0.09

Tabelul 5.2 - Valori ale coeficienților α și γ pentru diverse perioade de timp



Fig. 5.5 Coeficienții α_x și γ_z în cazul în care componentele câmpului magnetic inductor au fost componentele câmpului de la observatorul Memambetsu, în cazul unor serii de date de 7 zile, în lunile mai, iunie și iulie din anul 2000 și ianuarie și martie din anul 2001, marcate pe figură



Fig. 5.6 Coeficienții α_x și γ_z în cazul în care componentele câmpului magnetic inductor au fost componentele câmpului de la observatorul Kakioka, în cazul unor serii de date de 7 zile, în lunile mai, iunie și iulie din anul 2000 și ianuarie și martie din anul 2001, marcate pe figură

5.1.1.3 Efecte de inducție electromagnetică

Contribuția inducției electromagnetice în variația diurnă a elementelor geomagnetice este dată de reziduurile modelului de inducție magnetică (Fig. 5.4). Comparând rezultatele pentru componentele nordice și estice cu cele pentru componenta verticală a câmpului se constată diferențe: în timp ce, în cazul componentei orizontale contribuția inducției electromagnetice este mică, în cazul componentei verticale aceasta este bine evidențiată în variația diurnă.

Eficiența redusă a inducției electromagnetice în cazul componentei orizontale și răspunsul mai pronunțat prin inducție electromagnetică în cazul componentei verticale pot fi explicate prin structura stratificată a Pământului. În primul caz, această structură nu permite dezvoltarea unor curenți induși cu suficientă extindere verticală, favorizând bucle verticale de curenți alungite în direcția orizontală ce produc câmpuri rezultante orizontale slabe; în cel de-al doilea caz, structura favorizează formarea unor bucle de curenți orizontale, care produc câmpuri magnetice verticale comparativ mai puternice.

Dacă Rez_Z ar fi rezultatul inducției electromagnetice produse de câmpul magnetic inductor (aproximat prin câmpul înregistrat la observatorul Memambetsu), știind că tensiunea electromotoare de inducție este proporțională cu derivata temporală negativă a fluxului magnetic inductor, între $-\dot{Z}_{MMB}$ și Rez_Z ar trebui să existe o corelație semnificativă. Figura 5.7 nu confirmă această ipoteză, deoarece câmpul magnetic inductor aproximat prin câmpul de la observatorul MMB nu este unul independent de locul în care se află observatorul geomagnetic respectiv. Reziduurile modelului depind, pe lângă proprietățile electrice ale locului de observație și de proprietățile electrice și magnetice ale subsolului de la observator.

Tinând cont de faptul că inducția magnetică B produsă în centrul unei spire circulare de rază a de către un curent de intensitate I este dată de

$$B = 2\pi k \frac{I}{a}$$
(5.2)

unde $k = 10^{-7}$ WbA⁻¹m⁻¹, reziduurile ar putea fi văzute ca o măsură a intensității curentului într-o buclă circulară de rază unitate din jurul punctului de observație. Pe baza relației dintre valorile instantanee ale tensiunii, u, și intensității, i, într-un circuit R-L echivalent



Fig. 5.7 Corelația dintre reziduurile modelului de inducție magnetică pură și derivata temporală negativă a fluxului magnetic inductor

$$u = L\frac{di}{dt} + Ri$$
 (5.3)

se pot determina inductanța, L, și rezistența, R, ale circuitului echivalent, din relația următoare, scrisă pe baza echivalențelor stabilite între curent și reziduuri și între tensiunea electrică și variația temporală a componentei verticale la MMB.

$$-Z_{MMB}(t) = L \cdot R\dot{e} z(t) + R \cdot Re z(t).$$
(5.4)

L și R pot fi astfel determinate prin metoda celor mai mici pătrate pentru fiecare stație magnetometrică în parte. Ca și în cazul efectelor de inducție magnetică, s-au determinat L și R folosind drept estimări ale componentelor câmpului magnetic inductor componentele câmpului magnetic de variație diurnă atât de la observatorul geomagnetic Memambetsu cât și cele de la observatorul geomagnetic Kakioka, pentru mai multe perioade de timp. Valorile acestora sunt date în Tabelul 5.3. Graficele de stabilitate sunt prezentate în figurile 5.8 și 5.9, care demonstrează că și în cazul proprietăților electrice ale subsolului, metoda descrisă dă rezultate similare indiferent de perioada de timp analizată și de observatorul ale cărui date aproximează sursa externă de variație a câmpului geomagnetic.

Metoda prezentată poate fi utilizată, în cazul în care dispunem de o rețea de magnetometre distribuite cu o densitate adecvată, la cartarea variației laterale a proprietăților magnetice și electrice ale rocilor ce constituie mantaua și crusta în zona respectivă. Analiza unor variații cu frecvențe diferite ar putea conduce și la o separare pe verticală a acestor proprietăți.

Perioada de	Statie	M	MB	KAK		
timp	Observator	L	R	L	R	
1-7.05.2000	ERM	-0,593	-0,017	-0,728	-0,001	
	NIJ	-0,902	-0,038	-1,311	-0,004	
	TNK	-0,456	-0,005	-0,527	0,047	
	KAK/MMB	-0,546	-0,011	-1,217	0,016	
	ERM	-0,564	0,006	-0,75	0,074	
1 7 06 2000	NIJ	-0,829	-0,018	-1,196	0,141	
1-7.00.2000	TNK	-0,473	0,034	-0,537	0,172	
	KAK/MMB	-0,674	0	-1,1	0,155	
1-7.07.2000	ERM	-0,731	0,011	-0,708	0,11	
	NIJ	-0,931	-0,005	-0,935	0,164	
	TNK	-0,65	0,011	-0,528	0,223	
	KAK/MMB	-0,735	-0,006	-0,864	0,188	
	ERM	-0,366	0,148	-0,881	0,049	
	NIJ	-1,076	0,254	-1,909	0,067	
1-7.01.2001	TNK	-0,578	0,389	-1,007	0,52	
	URH	-0,244	0,045	-0,764	0,029	
	KAK/MMB	-0,396	0,133	-1,676	0,132	
1-7.03.2001	ERM	-0,142	0,047	-0,773	-0,036	
	NIJ	-0,357	0,07	-1,793	-0,028	
	TNK	-0,19	0,179	-1,014	0,374	
	URH	-0,133	0,045	-0,911	0,01	
	KAK/MMB	-0,227	0,06	-1,885	0,03	

Tabelul 5.3 – Valori ale constantelor L și R ce caracterizează structura electrică a interiorului de sub stație, respectiv observator



Fig. 5.8 Coeficienții L și R în cazul în care componentele câmpului magnetic inductor au fost componentele câmpului de la observatorul Memambetsu, în cazul unor serii de date de 7 zile, în lunile mai, iunie și iulie din anul 2000 și ianuarie și martie din anul 2001, marcate pe figură



Fig. 5.9 Coeficienții L și R în cazul în care componentele câmpului magnetic inductor au fost componentele câmpului de la observatorul Kakioka, în cazul unor serii de date de 7 zile, în lunile mai, iunie și iulie din anul 2000 și ianuarie și martie din anul 2001, marcate pe figură

5.1.2 Analiza variației diurne în domeniul frecvențelor

Pentru analiza variației diurne în domeniul frecvențelor am folosit datele la minut din intervalul de timp 1 - 7 iunie 2000. Domeniul temporal este transformat în domeniul frecvențelor folosind transformatele Fourier ale seriilor de timp (10080 puncte disponibile). Ecuația modelului de inducție în domeniul frecvențelor devine

$$\Delta \mathbf{N}(\omega) = \mathbf{\alpha} \Delta \mathbf{F}(\omega) \tag{5.5}$$

unde $N(\omega)$ este una dintre componentele câmpului geomagnetic variabil la stație, dată sub forma unui vector coloană, α este funcția de transfer între stație și stația de referință, dată sub forma unui vector cu trei componente, și $F(\omega)$ este matricea componentelor forței magnetice inductoare, în acest caz componentele câmpului la stația de referință (observatorul Memambetsu).

Folosind metoda celor mai mici pătrate, funcția de transfer α este dată de expresia:

 $\alpha = (\mathbf{F}^{\mathrm{T}} \mathbf{F})^{-1} \mathbf{F}^{\mathrm{T}} \mathbf{N}$ (5.6)

unde \mathbf{F}^{T} este transpusa matricii \mathbf{F} .

Amplitudinile spectrale ale valorilor măsurate, calculate și reziduurilor modelului de inducție magnetică, în cazul componentei nordice a câmpului geomagnetic sunt prezentate în Fig. 5.10 a, b, și c, iar în cazul componentei verticale a câmpului în Fig. 5.11 a, b, și c.

Analiza spectrală a valorilor măsurate ale componentei nordice și ale celei verticale ale câmpului înregistrat în rețeaua de magnetometre, în domeniul frecvențelor 0 $- 8 \times 10^{-5}$ Hz (perioada variază între 7 zile și 3 ore), scoate în evidență vârfuri la frecvențe corespunzătoare perioadei de 1 zi și armonicelor ei de 12, 8, și 6 ore. In cazul componentei nordice a câmpului geomagnetic nu există diferențe între cele trei stații, în acest domeniu de frecvențe, în timp ce în cazul componentei verticale a câmpului devin vizibile diferențe de amplitudine și fază pentru componentele de 8 și respectiv 6 ore ale câmpului.

Amplitudinile spectrale ale valorilor calculate ale modelului de inducție, ilustrate în Fig. 5.10 b și 5.11 b, prezintă aceleași caracteristici ca și valorile măsurate ale celor două componente ale câmpului. La frecvențe corespunzătoare variației diurne semnalul intern indus prin inducție magnetică este bine reprezentat în ambele componente ale câmpului geomagnetic. In domeniul frecvențelor $4 - 8x10^{-5}$ Hz, semnalul intern indus în componenta verticală este mai mic decât cel indus în componenta orizontală.



Fig. 5.10 Amplitudinea spectrală a valorilor măsurate (a) – sus, valorilor calculate (b) –
 mijloc și reziduurilor (c) – jos, componentei nordice a câmpului geomagnetic la cele trei stații magnetometrice, în domeniul frecvențelor 0 – 8x10⁻⁵ Hz



Fig. 5.11 Amplitudinea spectrală a valorilor măsurate (a) – sus, valorilor calculate (b) –
 mijloc şi reziduurilor (c) – jos, componentei verticale a câmpului geomagnetic la cele trei stații magnetometrice, în domeniul frecvențelor 0 – 8x10⁻⁵ Hz

In domeniul frecvențelor mai ridicate, de la 8x10⁻⁵ Hz la 2.7x10⁻⁴ Hz, corespunzătoare perioadelor de la 3 la 1 oră, analiza spectrală a componentelor nordică și verticală ale câmpului geomagnetic în cazul valorilor măsurate, calculate și reziduale este ilustrată în figurile 5.12 a, b, c și 5.13 a, b, c. Amplitudinile spectrale ale valorilor calculate în componenta nordică (Fig. 5.12 b) nu prezintă diferențe semnificative între cele trei stații analizate, însă cele ale componentei verticale (Fig. 5.13 b) prezintă atât diferențe de amplitudine cât și de fază de la o stație la alta. Semnalul intern indus prin inducție magnetică este mai mic în componenta verticală decât cel în componenta orizontală a câmpului.

Amplitudinile spectrale ale reziduurilor modelului de inducție magnetică în componenta nordică, X, și verticală, Z, a câmpului, și care reprezintă contribuția inducției electromagnetice la semnalul masurat, sunt date în figurile 5.10 c, și respectiv 5.11 c. Din aceste figuri se poate observa că în timp ce semnalul dat de reziduuri, în componenta Z a câmpului, prezintă vârfuri la frecvențe corespunzătoare variației diurne, reziduurile în componenta X a câmpului sunt afectate de zgomot. De asemenea, în domeniul frecvențelor joase, $0 - 4x10^{-5}$ Hz, semnalul indus prin inducție electromagnetică la perioade de 1 zi și prima ei armonică (12 h) este mic în cazul componentei X și mult mai vizibil în componenta Z. In domeniul frecvențelor mai mari de $4x10^{-5}$ Hz (vezi figurile 5.12 c și 5.13 c), semnalul indus prin inducție electromagnetică pare să aibă aceleași variații în amplitudine în ambele componente ale câmpului, depinzând însă de punctul de stație.

Aşadar, semnalul indus prin inducție magnetică în componenta orizontală și verticală a câmpului de variație diurnă se regăsește în mare parte în semnalul observat al celor două componente ale câmpului la frecvențe joase, în particular la frecvențe corespunzătoare perioadei de 1 zi și primei ei armonice. In domeniul de frecvențe $4 - 8x10^{-5}$ Hz contribuția inducției magnetice în componenta verticală este mai mică decât aceea în componenta orizontală a câmpului.

In cazul semnalului indus prin inducție electromagnetică se observă că, la frecvențe corespunzătoare variației diurne cu perioada de 1 zi și primei ei armonice, contribuția acestuia este mică în cazul componentei orizontale și este mult mai semnificativă în componenta verticală. În domeniul frecvențelor mai ridicate, semnalul indus prin inducție electromagnetică are o contribuție semnificativă în ambele componente ale câmpului geomagnetic.



Fig. 5.12 Amplitudinea spectrală a valorilor măsurate (a) – sus, valorilor calculate (b) – mijloc şi reziduurilor (c) – jos, componentei nordice a câmpului geomagnetic la cele trei stații magnetometrice, în domeniul frecvențelor 8x10⁻⁵ - 2.7x10⁻⁴ Hz



Fig. 5.13 Amplitudinea spectrală a valorilor măsurate (a) – sus, valorilor calculate (b) – mijloc și reziduurilor (c) – jos, componentei verticale a câmpului geomagnetic la cele trei stații magnetometrice, în domeniul frecvențelor 8x10⁻⁵ - 2.7x10⁻⁴ Hz

5.1.2.1 Comparația cu date independente a rezultatelor obținute

După cum aminteam în secțiunea anterioară, pe baza componentelor de inducție magnetică (valorile calculate ale modelului de inducție) și electromagnetică (reziduurile modelului) se pot obține informații calitative despre variația laterală a proprietăților magnetice și, respectiv, electrice sub punctul de observație.

Astfel, componenta de inducție magnetică poate da informații despre proprietățile magnetice ale rocilor până la o adâncime corespunzătoare izotermei Curie. Studiul lui Okubo și Matsunaga (1994) a arătat că din punct de vedere geotermic insula Hokkaido poate fi împărțită în trei regiuni distincte și anume, un front aseismic, un front vulcanic și arcul Kurilelor. Izoterma Curie dedusă din date aeromagnetice prezintă o schimbare bruscă în adâncime între frontul vulcanic și cel aseismic. Autorii acestui studiu au estimat adâncimea la baza benzii magnetice ce traversează Hokkaido de la nord la sud. Ei găsesc că izoterma Curie coboară de la 10 km adâncime în partea de vest a insulei la 20 km adâncime sau mai mult în partea sud-estică a insulei. Pe baza acestor evidențe fiecare stație magnetometrică din cadrul rețelei de magnetometre studiată în teză este localizată într-o zonă diferită, astfel că izoterma Curie este situată la o adâncime mai mică în zona stației TNK și la o adâncime mai mare în zona stației ERM. Caracteristicile spectrelor de putere ale componentei de inducție magnetică analizate confirmă această situație.

Este binecunoscut faptul că adâncimea de pătrundere a curenților induși în interior depinde de perioada variațiilor geomagnetice și de proprietățile interiorului, care la rândul lor depind de poziția punctului de observație. Ținând cont de acest fapt se poate conchide că, la adâncimea de pătrundere a variației geomagnetice cu perioada de 1 zi și armonicele ei, structura de adâncime a interiorului (adâncimi ale mantalei superioare) este aproape identică pentru toate cele trei stații din insula Hokkaido. In cazul variațiilor cu perioada mai scurtă de 6 ore, structura interiorului în zona de studiu diferă de la loc la loc. Rezultatele calitative obținute în lucrarea de față sunt în concordanță cu modelul de referință pentru conductivitatea electrică în zona Pacificului de nord propus de Utada et al. (2003), unde dependența conductivității electrice de adâncime în intervalul de adâncime 0 – 1000 km prezintă două salturi, la adâncimile de 410 km și 660 km. De asemenea, studiul lui Uyeshima et al. (2001), privind aplicarea metodei rețelei magnetotelurice în partea estică și centrală a insulei Hokkaido, a scos în evidență faptul că regiunea studiată este afectată de neomogenități tridimensionale ale structurii de adâncime.

*
*
*

In încheiere, menționez că rezultatele prezentate în paragrafele anterioare au fost posibile în urma unui stagiu efectuat, în intervalul mai – octombrie 2004, la Institutul de Seismologie și Vulcanologie al Universității Hokkaido în calitate de bursier al Societății Japoneze pentru Promovarea Științei (JSPS) și Ministerului Educației și Cercetării (MEC), în cadrul cooperării dintre Institutul de Geodinamică al Academiei Române și Institutul de Seismologie și Vulcanologie al Universității Hokkaido. Unele rezultate au fost prezentate la al 3-lea Workshop internațional "Metode magnetice, electrice și electromagnetice în Seismologie și Vulcanologie", Moscova, Rusia (Demetrescu et al., 2002), la Adunarea Generală a Societății Japoneze de Stiințele Pământului, Tokyo, Japonia (Dobrică et al., 2004), și la Adunarea științifică a Asociației Internaționale de Geomagnetism și Aeronomie, IAGA, Toulouse, Franța (Dobrică et al., 2005).

5.2 Variația undecenală. Studiu de caz: rețeaua europeană de observatoare geomagnetice și rezultate obținute

5.2.1 Determinarea variației laterale a proprietăților electrice ale litosferei în Europa folosind modelul de inducție magnetică și electromagnetică

Este bine stabilit că mediile anuale ale elementelor geomagnetice determinate în cadrul observatoarelor geomagnetice conțin o variație legată de ciclul solar (CS) (Chapman și Bartels, 1940; Yukutake, 1965; Alldredge, 1976; Courtillot și Le Mouel, 1976; Alldredge et al., 1979; Yukutake și Cain, 1979; Demetrescu et al., 1988). In cadrul unor cercetări anterioare (Demetrescu et al., 1988, Demetrescu și Andreescu, 1992; 1994) s-a pus la punct o metodă de utilizare a acestei variații în determinarea contribuțiilor inducției magnetice pure și inducției electromagnetice la răspunsul interiorului Pământului sub acțiunea câmpurilor magnetice externe variabile care produc variația CS.

Cercetările menționate mai sus, descrise și în capitolul III al tezei, au condus la elaborarea unor modele pentru variația laterală a proprietăților magnetice ale litosferei pe teritoriul României și la scara întregii Europe, pe baza studiului componentei de **inducție magnetică pură** a variației CS.

In această secțiune a tezei se prezintă contribuția autorului la caracterizarea interiorului pe baza variațiilor laterale ale proprietăților electrice sub continentul european pe baza studiului componentei de **inducție electromagnetică**. In acest scop, am reanalizat datele prezentate în lucrările menționate anterior și am refăcut modelul de inducție magnetică pentru a obține componenta de inducție electromagnetică sub forma

reziduurilor acestui model. Pentru evidențierea variației CS au fost analizate mediile anuale ale componentei verticale a câmpului geomagnetic de la 22 observatoare europene în intervalul 1952,5-1980,5 și 41 de observatoare în intervalul 1961,5-1980,5, cuprinse în baza de date (http://www.geomag.bgs.ac.uk/gifs/annual_means.html). Distribuția acestor observatoare este ilustrată în Fig. 2.18. Rezultatele pentru primul set de date sunt prezentate în Fig. 5.14.



Fig. 5.14 Rezultatele aplicării modelului de inducție magnetică în cazul variației undecenale a componentei verticale a câmpului geomagnetic. Sus: variația legată de ciclul solar. Mijloc: valorile calculate ale modelului de inducție. Jos: reziduurile modelului de inducție

Contribuția inducției electromagnetice în variația legată de ciclul solar a elementelor câmpului magnetic terestru înregistrate la observatoarele geomagnetice este dată de reziduurile modelului de inducție magnetică. Comparând rezultatele pentru componenta orizontală cu cele pentru componenta verticală a variației SC se pot observa următoarele diferențe: în timp ce, în cazul componentei orizontale contribuția inducției electromagnetice este mică și/sau mascată de zgomot, în cazul componentei verticale aceasta este bine evidențiată în variația legată de ciclul solar.

Eficiența redusă a inducției electromagnetice în cazul componentei orizontale și răspunsul mai pronunțat prin inducție electromagnetică în cazul componentei verticale pot fi explicate prin structura stratificată a Pământului. În primul caz, această structură nu permite dezvoltarea unor curenți induși cu suficientă extindere verticală, favorizând bucle verticale de curenți alungite în direcția orizontală, ce produc câmpuri rezultante orizontale slabe; în cel de-al doilea caz, structura favorizează formarea unor bucle de curenți orizontale, care produc câmpuri magnetice verticale comparativ mai puternice.

Dacă RezZ ar fi rezultatul inducției electromagnetice produse de câmpul magnetic al dipolului extern (inductor) prin componenta sa verticală, $Z_{d,}$, știind că tensiunea electromotoare de inducție este proporțională cu derivata temporală negativă a fluxului magnetic inductor (legea inducției electromagnetice), între $-\dot{Z}_d$ și RezZ ar trebui să existe o corelație semnificativă. Figura 5.15 care prezintă, suprapus, RezZ și $-\dot{Z}_d$ pentru câteva dintre observatoare, confirmă această ipoteză.

Pe baza acestei relații se pot determina inductanța, L, și rezistența, R, ale unui circuit echivalent de rază unitate în jurul punctului de observație (vezi secțiunea 5.1.1.3), și anume:

$$-\dot{Z}_{d}(t) = L \cdot R\dot{e} z Z(t) + R \cdot Re z Z(t).$$
(5.9)

L și R pot fi determinate prin metoda celor mai mici pătrate pentru fiecare observator geomagnetic în parte, făcând posibilă cartarea variației laterale a proprietăților electrice ale subsolului. Ca și în cazul efectelor de inducție magnetică, s-au determinat L și R folosind cele 41 observatoare geomagnetice europene, cu serie mai scurtă de date, implicate în acest studiu. Figurile 5.16 și 5.17 prezintă variația laterală a proprietăților electrice ale subsolului continentului european. Acestea pot fi considerate imagini coerente ale variației laterale a proprietăților electrice, însă trebuie avut în vedere că informația pe care o conțin cei doi parametri care descriu proprietățile electrice ale structurii adânci de sub fiecare observator se referă la un volum de rocă ce cuprinde atât

crusta, cât și mantaua. Valorile celor doi parametri R și L reprezintă contribuția tuturor straturilor conductive și rezistive, de sub fiecare observator în parte, de la suprafață și până la adâncimi din manta. În interpretarea rezultatelor obținute trebuie avut în vedere că hărțile prezentate în figurile 5.16 și 5.17 pun în evidență contraste ale proprietăților electrice, nu valori ale proprietăților electrice.



Fig. 5.15 Corelația reziduurilor (linia continuă) cu $-\dot{Z}_d$ (linia întreruptă) în cazul câtorva

observatoare geomagnetice europene



Fig. 5.16 Variația laterală a parametrului R (contur)



Fig. 5.17 Variația laterală a parametrului L (contur)

Din examinarea figurilor 5.16 și 5.17 se poate observa conductanța ridicată în partea estică a Europei, în timp ce partea vestică este caracterizată de o conductanță scăzută. O bandă de conductanță scăzută/inductanță ridicată marchează Zona de Sutură Trans-Europeană (TESZ). Se mai pot remarca, de asemenea, benzi de conductanță ridicată/inductanță scăzută în partea de vest și centru a Europei care sunt dispuse NV-SE, precum și structura conductivă din sud-estul peninsulei Iberice.

In cele ce urmează, comparăm rezultatele obținute mai sus cu date independente privind zonele conductoare din Europa, obținute din analize făcute pentru alte frecvențe ale variațiilor câmpului, cu metode complet diferite, așa cum rezultă dintr-un studiu publicat de Hjelt și Korja (1993), în care s-a prezentat o sinteză a datelor magnetotelurice și de sondaj geomagnetic de adâncime pentru continentul european. Pentru aceasta, pe harta parametrului R am evidențiat, în Fig. 5.18, zone conductive și rezistive marcate pe hartă cu numere de la 1 la 8. Astfel zona 1 cuprinde observatoarele ESK, WNG, RSV, HLP; zona 2 – WIT, NGK, BEL; zona 3 – DOU, FUR, WIK, LVV; zona 4 – ODE, KIV; zona 5 – TRO, SOD, MMK; zona 6 – DOB, NUR, LNN; zona 7 – LNN, MOS și zona 8 – SFS, TOL, LGR. Unele din aceste zone evidențiate se regăsesc și în studiul lui Hjelt și Korja (1993). O comparație a hărții parametrului R cu zonele conductoare din Europa din studiul lui Hjelt and Korja (1993) relevă următoarele:



Fig. 5.18 Variația laterală a parametrului R (contur). 1 – 8, zonele discutate în lucrarea de față

valori pozitive ale lui R (zonele 2, 4 și 5) corespund cu conductorii alungiți de la adâncimi crustale superioare și medii, precum Nordul Germaniei – Polonia (cu un conductor superficial în cuvertura sedimentară și unul de adâncime), Scutul Fenoscandian și, respectiv, anomalia de conductivitate Kirovograd; conductori ca cei din Sudul Finlandei și pe aliniamentul lacul Ladoga – Moscova corespund la valori intermediare ale parametrului R (zonele 6 și 7). Cele mai mici valori ale parametrului R se află în zonele 1, 3 și 8. Primele două zone cu valori scăzute ale lui R ar putea fi datorate unor conductori mai adânci (situați în crusta inferioară sau mantaua superioară), neexistând nici un conductor superficial care să ecraneze informația de la adâncime. Despre regiunea evidențiată pe harta parametrului R cu numărul 8 nu se pot face deocamdată comentarii, privind adâncimea conductorului, întrucât din studiul lui Hjelt și Korja (1993) rezultă că această zonă pare a nu fi fost studiată magnetoteluric sau prin sondaje geomagnetice de adâncime.

Atât contribuția inducției magnetice cât și a celei electromagnetice au fost puse în evidență în variația legată de ciclul solar (de perioadă 11 ani) prezentă în mediile anuale de la observatoarele geomagnetice, printr-o metodă originală pusă la punct în cadrul colectivului de autori citați în acest paragraf. Studiul a fost realizat pentru intervalul de timp 1952,5 – 1973,5, interval pentru care au existat date privind câmpul magnetic inductor estimat prin câmpul dipolului extern. Studiile vor fi continuate pe seturi de date

extinse până în prezent, utilizând câmpul magnetic extern evidențiat în modelele cuprinzătoare ale câmpului geomagnetic.

*

Rezultatele prezentate în această secțiune au făcut obiectul unui articol publicat în Romanian Report in Physics (Demetrescu și Dobrică, 2003) și al unei comunicări științifice prezentate la Adunarea Generală a Societății Europene a Geoștiințelor, Nice, Franța (Demetrescu et al., 2004).

5.2.2 Determinarea proprietăților electrice ale interiorului globului în zona europeană folosind funcțiile de răspuns

După cum am arătat în Capitolul III, cu ajutorul funcțiilor de răspuns se pot obține informații despre proprietățile electrice ale interiorului globului. În prezenta secțiune a tezei voi ilustra determinarea funcțiilor de răspuns, raportul inter/extern și lungimea scalei inductive, folosind modelul de inducție magnetică pură pentru câmpul indus de către câmpul dipolului extern.

In cadrul modelului de inducție magnetică și electromagnetică, răspunsul electromagnetic care reprezintă raportul dintre răspunsul intern și câmpul inductor (**"raportul intern/extern"**) pentru un observator dat, se calculează folosind relația (Demetrescu et al., 1999):

$$Q = \operatorname{Rez} Z/Z_d, \qquad (5.10)$$

în care RezZ este reziduul modelului de inducție în componenta verticală, iar Z_d este componenta verticală a câmpului dipolar extern în zona observatorului.

Funcția de răspuns Q a fost determinată de către autorul tezei pentru câteva observatoare geomagnetice europene, situate în zonele centrală și de est ale Europei, și anume: CLF, ESK, FUR, NGK, SUA, PAG și ODE.

Lungimea scalei inductive, definită funcție de răspunsul Q conform relației (3.10), pentru n, gradul armonicei sferice, egal cu 1, devine:

$$C = \frac{R}{2} \frac{1 - 2Q}{1 + Q} \tag{5.11}$$

Trecerea din domeniul temporal în cel al al frecvențelor s-a realizat prin aplicarea transformatei Fourier rapidă, FFT, semnalului inițial. Valorile lui Q și apoi ale lui C s-au calculat folosind o bandă de frecvență de la $0,30 \times 10^{-8}$ s⁻¹ până la $1,05 \times 10^{-8}$ s⁻¹ (perioade cuprinse între 3 și 11 ani).
Conform modelului conductorului perfect echivalent al lui Schmucker (1987), pe baza calculelor efectuate pentru lungimea scalei inductive se pot obține:

$$z^* = \operatorname{Re}\{C\}$$
 (5.12)
 $\rho^* = 2\mu_0 \omega (\operatorname{Im}\{C\})^2$ (5.13)

unde z*, reprezintă *adâncimea sferei conductoare* și ρ* *rezistivitatea sferei conductoare*. Conductivitatea sferei conductoare este dată de relația lui Chandraseckhar și Arora (1996).

Adâncimea sferei conductoare și rezistivitatea acesteia pentru cele 7 observatoare geomagnetice menționate anterior sunt date în tabelul 5.4.

Tabel 5.4 – Adâncimea și rezistivitatea sferei conductoare pentru diverse observatoare geomagnetice europene

	Re(C)	Im(C)	z*(km)	$\rho^*(\Omega m)$	σ (S/m)
CLF	2025	-3712	2025	1.43	1.59
ESK	2875	-2761	2875	0.79	2.87
FUR	2632	-2934	2632	0.89	2.54
NGK	2787	-2752	2787	0.78	2.89
ODE	3102.3	-1662.8	3102	0.13	7.93
PAG	4725.9	8983.9	4726	3.81	0.27
SUA	4289.4	7247	4289	2.48	0.41

In ceea ce privește datele obținute pentru rezistivitatea și conductivitatea electrică, în cazul primelor cinci observatoare geomagnetice europene din tabelul 5.4, acestea se încadrează în limitele de valori ale modelului propus de Olsen (1999) pentru conductivitatea electrică sub continentul european. In cazul ultimelor două observatoare geomagnetice europene, se pare că valorile exced aceste limite, probabil datorită existenței altor variații care se regăsesc în reziduurile modelului de inducție electromagnetică.

*

Rezultatele prezentate în această secțiune au făcut obiectul unui studiu comunicat la Adunarea Generală a Uniunii Internaționale de Geologie și Geofizică, Birmingham, Marea Britanie (Demetrescu et al., 1999).

5.2.3 Variația undecenală. Anomalii crustale la observatoarele geomagnetice, comparație cu date independente

Măsurătorile efectuate în observatoarele geomagnetice reprezintă una dintre cele mai utilizate surse de informație cu privire la evoluția temporală a câmpului geomagnetic intern. În modelarea câmpului principal pe baza datelor de observator și/sau a datelor satelitare cuplate cu cele de observator, este necesară cunoașterea contribuției câmpului magnetic crustal, neglijarea acestei contribuții ducând la erori locale de aproape 10% din câmpul total în anumite regiuni.

Anomaliile crustale, de origine indusă sau remanentă, se pot determina ca diferența dintre câmpul geomagnetic înregistrat la observator și câmpul dat de un model geomagnetic pentru câmpul principal. Mandea și Langlais (2002) au calculat anomaliile crustale pentru diverse observatoare geomagnetice utilizând datele din lunile noiembrie și decembrie 1979 înregistrate de satelitul MAGSAT și datele din lunile noiembrie și decembrie 1999 înregistrate de satelitul ØRSTED. Autorii acestui studiu determină câmpul crustal pentru cele două epoci satelitare, datorat numai magnetismului remanent al rocilor crustale, ca diferența dintre componentele câmpului geomagnetic înregistrat la observator și componentele câmpului calculate pe baza unui model geomagnetic ce folosește numai date satelitare, considerând că acestea nu conțin efectul crustei. Ei găsesc că anomaliile crustale sunt mai mari în componenta verticală a câmpului geomagnetic decât în celelalte componente. Aceasta se datorează probabil câmpului indus care nu a fost luat în calcul, considerându-se că anomaliile crustale sunt date doar de magnetismul remanent al rocilor.

Modelul de inducție magnetică discutat de către autorul tezei în secțiunea 5.2.1 a acestui capitol, separă câmpul intern, indus de către câmpul extern inductor, în componenta de inducție magnetică pură și în componenta de inducție electromagnetică. Componenta de inducție magnetică pură este parametrizată funcție de componentele câmpului inductor prin intermediul unor coeficienți ce depind de proprietățile magnetice ale locului de măsură (vezi secțiunea 3.2). Am calculat coeficienții α_x , α_y , și α_z corespunzători componentei nordice a câmpului geomagnetic, și coeficienții γ_x , γ_y , γ_z , corespunzători componentei verticale a câmpului geomagnetic, pentru cele 32 de observatoare geomagnetice de pe glob avute în vedere în studiul Mandea și Langlais (2002). Am comparat apoi acești coeficienți cu componentele Xc și Zc ale anomaliilor crustale determinate de autorii citați, date în tabela 2 a lucrării menționate. Rezultatul comparației este prezentat în figurile 5.19 (componenta nordică) și 5.20 (componenta

verticală), care redau Xc, Zc și coeficienții α_x și γ_x , așa cum apar în succesiune de la un observator la următorul aranjat în ordine alfabetică.

Se observă că informatia furnizată de coeficienții α si γ reflectă într-adevăr variatia laterală a câmpului crustal determinat de Mandea și Langlais (2002), deoarece tendintele de variație laterală se păstrează, cu excepția câtorva observatoare (LER, MCQ, SJG în cazul componentei verticale, GDH, LER, SJG, SUA, în cazul componentei orizontale nordice). Corespondența între variația laterală a anomaliilor crustale determinate de Mandea și Langlais (2002) și variatia laterală prezentată de coeficienții α și γ determinati de noi este mai bună în cazul componentei verticale decât în cazul componentei orizontale, as cum se poate vedea în Fig. 5.19 și 5.20. Diferentele observate pot fi puse pe seama unor posibile erori în valorile din anii '60 ai secolului trecut, utilizate în calculul coeficienților α și γ la observatoarele nordice, LER, GDH, sau la cele din emisfera sudică, MCQ, SJG. Reamintim că erorile de câțiva nT în seria de timp a mediilor anuale, care sunt nesemnificative în această serie, capătă o semnificație mult sporită în variația legată de ciclul solar, a cărei amplitudine este de 10 - 20 nT. Aceasta constituie o verificare a faptului că modelul de inductie magnetică și electromagnetică reuseste să furnizeze informații imporatnte despre variația laterală a proprietăților magnetice ale rocilor de sub rețeaua studiată.



Fig. 5.19 Câmpul crustal pentru 32 observatoare geomagnetice în componenta nordică, Xc, de la satelitul MAGSAT (curba neagră) și ØRSTED (curba roșie) în comparație cu coeficientul modelului de inducție magnetică pură, α_x (curba albastră)



Fig. 5.20 Câmpul crustal pentru 32 observatoare geomagnetice în componenta verticală,
 Zc, de la satelitul MAGSAT (curba neagră) şi ØRSTED (curba roşie) în comparație cu
 coeficientul modelului de inducție magnetică pură, γ_x (curba albastră)

5.3 Variația undecenală. Studiu de caz: rețeaua națională de variație seculară în intervalul 1980 – 2004 și rezultate obținute

In România, începând cu anul 1964 s-au efectuat măsurători sistematice ale componentelor câmpului geomagnetic într-o rețea de 26 de stații, distribuite relativ uniform pe teritoriul țării. Dintre stațiile menționate un număr de 21 de stații sunt considerate stații de bază pentru determinarea distribuției câmpului normal (câmpul de referință pentru definirea anomaliilor magnetice de interes economic puse în evidență de prospecțiunea magnetică). Rețeaua națională a celor 21 de stații repetate este prezentată în Fig. 2.10.

Rezultatele măsurătorilor efectuate în intervalul 1980 – 2004, în stațiile de bază, sunt reprezentate în Fig. 5.21, sub forma diferențelor față de media pe intervalul studiat. Curbele reprezentând datele de la 21 stații din Rețeaua națională de variație seculară au fost suprapuse pentru a se evidenția caracteristicile comune ale acestei variații și, totodată, diferențele dintre stații, produse de răspunsul diferit al subsolului la variațiile câmpului extern.

In Fig. 5.22 este reprezentată variația legată de ciclul solar, H_S , la cele 21 stații. Această variație a fost obținută aproximând câmpul principal cu un polinom de gradul II în timp (Courtillot și Le Mouël, 1976; Courtillot et al., 1978). Cu linie mai groasă este reprezentată variația H_S la observatorul Surlari. Față de cazul observatoarelor geomagnetice, curbele H_S obținute în cazul stațiilor repetate prezintă un grad mai ridicat de zgomot, produs de semnale nelegate de variația undecenală, cum ar fi: erori de măsură, erori de reducere la epocă, erori de reprezentativitate a măsurătorii repetate (efectuată punctual în timp) în comparație cu reprezentativitatea datelor de observator (mediere anuală a unor observații continue). Valorile obținute pentru epocile geomagnetice 1991,5; 1993,5 și 1994,5 par a fi afectate de erori de reducere, provocate foarte probabil de ajustarea liniei de bază a înregistrărilor observatorului pentru calcularea mediei anuale la care se raportează măsurătorile din stațiile repetate.

5.3.1 Model al distribuției proprietăților magnetice ale rocilor crustale pe teritoriul României

Demetrescu et al. (1985) au arătat că în cazul inducției magnetice variația temporală a câmpului geomagnetic într-un punct dat este o combinație liniară a componentelor forței inductoare, adică:

$$\Delta T = \sum_{k=1}^{3} \boldsymbol{\alpha}_{k} \Delta F_{k} , \qquad (5.14)$$

în care Δ reprezintă variații față de media temporală, F_k sunt componentele forței inductoare și coeficienții α_k depind de permeabilitatea magnetică efectivă, care la rândul ei, depinde de poziția punctului de observație. Ecuația (5.14) este valabilă pentru componentele inducției magnetice, în particular pentru H_s .



Fig. 5.21 Componenta orizontală a câmpului geomagnetic măsurat la stațiile rețelei de variație seculară, redusă față de media valorilor pentru intervalul de timp 1980,5 – 2004,5

Dacă se echivalează componentele forței inductoare cu componentele variației legate de ciclul solar determinate pentru Observatorul Surlari ($\Delta X_S^{(0)}$, $\Delta Y_S^{(0)}$, $\Delta Z_S^{(0)}$), atunci, pentru fiecare din cele 21 de stații din Rețeaua națională de variație seculară vom avea:

$$\Delta H_{s}(t) = \alpha_{x} \Delta X_{s}^{(0)}(t) + \alpha_{y} \Delta Y_{s}^{(0)}(t) + \alpha_{z} \Delta Z_{s}^{(0)}(t).$$
(5.15)

Coeficienții α_x , α_y , α_z se calculează prin metoda celor mai mici pătrate, utilizând datele H_S .



Fig. 5.22 Variația legată de ciclul solar în componenta orizontală, la stațiile rețelei de variație seculară, și numerele lui Wolf

In Fig. 5.23 sunt prezentate sintetic rezultatele acestui calcul (valorile calculate în panoul superior și reziduurile în cel inferior). Valorile ΔH_S (calc) reprezintă acea parte a variației undecenale controlată de inducția magnetică, iar reziduurile conțin răspunsul interiorului Pământului prin inducție electromagnetică. In cazul de față, acest răspuns este slab și acoperit de erorile care afectează datele primare și metoda utilizată.

In Fig. 5.24 este prezentată distribuția geografică a coeficienților α . Se remarcă diferențe semnificative pentru diferite zone ale țării în valorile coeficienților α_x , α_y și α_z . Așa cum s-a precizat și în secțiunea anterioară, informația conținută de coeficienții α privește un volum mare de material magnetic, delimitat în partea inferioară de izoterma Curie. La interpretarea hărților din Fig. 5.24 trebuie, evident, să se țină seama că forța inductoare folosită la deducerea lor este de fapt rezultanta câmpului extern și a răspunsului indus în rocile de sub Observatorul Surlari.



Fig. 5.23 Valorile calculate și reziduurile modelului

Hărțile prezentate indică o variație laterală semnificativă a proprietăților magnetice ale crustei pe teritoriul României. Diversele zone evidențiate pe hărți se corelează destul de bine cu distribuția diferitelor blocuri crustale cunoscute pe teritoriul studiat: vorlandul Carpaților de Curbură, Platforma Moesică, Platforma Moldovenească, Banatul și Crișana, etc. Rezultatele obținute pentru intervalul 1980 – 2004 confirmă rezultatele obținute anterior pe un alt set de date (1964 – 1980). Continuarea logică a acestui tip de cercetări o constituie utilizarea unei informații independente pentru câmpul magnetic extern inductor, eliminându-se astfel dependența modelului obținut de proprietățile magnetice și electrice ale subolului în zona stației de referință (în cazul de față Observatorul geomagnetic Surlari). Noile modele cuprinzătoare pentru câmpul geomagnetic vor fi de natură să contribuie esențial la acest deziderat.



Fig. 5.24 Distribuția geografică a coeficienților α pe teritoriul României

CONCLUZII

Variațiile geomagnetice observate la suprafața Pământului prezintă un interes științific deosebit, având în vedere că ele conțin răspunsuri la diverse probleme privind atât interiorul globului, cât și spațiul interplanetar și activitatea solară. Astfel, date cu privire la natura fizică a unei părți a câmpului magnetic terestru (magnetosfera), informații cu privire la straturile superioare ale atmosferei (ionosfera), informații cu privire la fenomenele solare, variațiile geomagnetice fiind în strânsă legătură cu emisiile corpusculară și ultravioletă ale Soarelui și cu interacția acestora cu magnetosfera și ionosfera, și nu în ultimul rând informațiile cu privire la conductivitatea electrică a interiorului globului până la adâncimi ale mantalei inferioare, facilitate de apariția prin inducție, datorită variațiilor geomagnetice, a curenților electrici în Pământ, sunt toate informații care se pot obține din analiza variațiilor câmpului geomagnetic. Cunoașterea variațiilor geomagnetice este de interes, de asemenea, în prospecțiunea magnetică, pentru reducerea valorilor de câmp geomagnetic în vederea punerii în evidență a anomaliilor magnetice locale și regionale.

In lucrarea de față, în Partea I, au fost prezentate aspecte teoretice privind variațiile geomagnetice de perioadă lungă observate la suprafața Pământului în relație cu obținerea de informații asupra proprietăților electrice și magnetice ale interiorului globului. Mai întâi a fost făcută o trecere în revistă a noțiunilor generale privind câmpul magnetic al Pământului și variațiile sale de origine externă, ca apoi să fie descrise principiile pe baza cărora, prin cercetări asupra acestor variații, s-au obținut informații despre structura interiorului globului, prin prisma proprietăților electrice și magnetice ale acestuia. Au fost descrise în detaliu atât variația diurnă a câmpului geomagnetic, în special aspectele morfologice ale acestei variații, pe glob și pe teritoriul României, și folosirea acestei variații în calculul conductivității electrice a subsolului în intervalul 50 – 500 km adâncime, cât și variația undecenală, pusă în evidență în mediile anuale ale componentelor câmpului geomagnetic la observatoarele geomagnetice, și utilizarea acestei variații în studii privind variația laterală a proprietăților magnetice la scară europeană și la scara teritoriului României. In mai mică măsură s-au discutat, de asemenea, variația de 27 zile și variația anuală și semianuală, variații prezentate ca făcând parte din spectrul variațiilor geomagnetice de perioadă lungă.

Principalele contribuții ale autorului tezei în studiul variațiilor geomagnetice de perioadă lungă în relație cu obținerea de informații ce privesc proprietățile magnetice și

electrice ale interiorului globului, sunt prezentate în Partea a II-a a lucrării. Acestea se referă la:

• studiul variațiilor geomagnetice de perioadă lungă, produse în activitatea geomagnetică de ciclurile Schwabe, Hale și Gleissberg ale activității solare;

• cercetări cu privire la variațiile geomagnetice de perioadă lungă, de 11, 22 și \sim 80 de ani, evidențiate în mediile anuale ale elementelor geomagnetice înregistrate la observatoarele geomagnetice cu serie lungă de date (100 – 150 ani);

 evidențierea variațiilor laterale ale proprietăților magnetice şi electrice ale interiorului globului prin cercetări asupra variației diurne înregistrate în rețeaua de magnetometre din insula Hokkaido (Japonia);

• evidențierea variațiilor laterale ale proprietăților magnetice și electrice ale interiorului globului prin cercetări asupra variației legate de ciclul solar undecenal înregistrate în rețeaua europeană de observatoare geomagnetice și în stațiile rețelei naționale de variație seculară.

Principalele rezultate obținute sunt descrise în cele ce urmează:

A. Studiul variațiilor de perioadă lungă, produse de ciclurile Schwabe, Hale și Gleissberg ale activității solare, în activitatea geomagnetică, descrisă cu ajutorul indicilor geomagnetici aa și IDV, printr-o metodă simplă de mediere succesivă cu ferestre mobile de 11, 22 și 88 ani, a condus la stabilirea cauzelor care ar provoca creșterea accentuată (65%) a activității geomagnetice din secolul trecut. Acestea pot fi rezumate astfel (Demetrescu și Dobrică, 2006; 2007; Demetrescu et al., 2005; Dobrică et al., 2006):

1. Variația evidențiată în mediile mobile pe 11 ani ale indicilor aa (1868-2004) și IDV (1872-2004), care definește, conform lui Le Mouel et al. (2005), o așa-numită tendință geomagnetică generală, este rezultatul suprapunerii efectelor ciclurilor Hale (MC) și Gleissberg (GC) ale activității solare în seriile de timp ale activității geomagnetice. Contribuția celor două efecte este de cca 50% din cea a efectului undecenal (4-5 nT și, respectiv, 3 nT) (cap. IV, subcap. 4.1.2.1);

2. Creșterea activității solare și a celei geomagnetice în cursul secolului 20 se datorează ramurii ascendente a ciclului Gleissberg, în timp ce variația de 22 ani, suprapusă peste ciclul Gleissberg, este responsabilă pentru variațiile de mai mică amplitudine prezente în mediile mobile pe 11 ani ale lui R și aa (cap. IV, subcap. 4.1.2.2);

3. Corelația foarte bună dintre cele două semnale evidențiate în activitatea geomagnetică și semnalele corespunzătoare din activitatea solară implică faptul că atât

radiația electromagnetică cât și fluxul corpuscular în vecinătatea Pământului (1 AU) sunt supuse acelorași variații temporale, nu numai pentru variația undecenală, ci și pentru variațiile de 22 și ~80 ani. Rezultatele obținute au condus la concluzia că atât la scara de timp a variației de 22 ani, cât și la scara de timp a variației Gleissberg, câmpul magnetic al sursei coronale (reflectat de condițiile heliosferice la 1 AU – intensitatea câmpului magnetic interplanetar IMF, viteza și densitatea vântului solar, descrise de indicele aa al activității geomagnetice, și/sau reflectate de intensitatea IMF la 1 AU, descrisă de indicele IDV) și câmpul magnetic fotosferic (reflectat de seria numărului petelor solare R) au o evoluție temporală similară, fiind un rezultat intrinsec al proceselor ce se petrec în Soare (cap. IV, subcap. 4.1.2.2).

B. Analiza variației temporale a câmpului geomagnetic înregistrat la unsprezece observatoare cu serie lungă de date (100 – 150 ani) – şapte din Europa și câte unul în America de Nord, India, Japonia și Hawai – a condus la punerea în evidență, prin aplicarea metodei de mediere succesivă cu ferestre mobile de 11, 22 și 78 de ani, a unor variații cu perioade de 11, 22 și, respectiv, ~80 ani, suprapuse peste o variație cu desfășurare mult mai lentă în timp, denumită de noi "variație staționară". S-a constatat că (Demetrescu și Dobrică, 2005):

1. Variația undecenală la cele unsprezece observatoare cu serie lungă de date, pare să aibă o cauză externă comună, și anume ciclul undecenal al activității solare, diferențele de amplitudine și fază între observatoare fiind produse de diferențe în proprietățile magnetice și electrice ale subsolului în zona observatoarelor, confirmându-se un rezultat anterior, obținut pentru intervalul 1950 – 1980 în cazul observatoarelor europene (cap. IV, subcap. 4.2, 4.2.1);

2. Variația de 22 ani, pusă în evidență în lucrare, prezintă, în cazul observatoarelor europene și al observatorului nord-american, o creștere substanțială a amplitudinii în jurul anilor 1900 și 1980, atât în componenta verticală, cât și în cea orizontală a câmpului geomagnetic. Componenta verticală prezintă o scădere pronunțată în jurul anului 1930. Diferențele de fază de 10 – 22 ani dintre observatoarele europene și celelalte observatoare, precum și mărimea amplitudinii (20 – 70 nT) conduc la ideea că variația de 22 ani este de origine internă. Componenta de origine externă (amplitudine 5 – 6 nT) joacă un rol minor în variația observată (cap. IV, subcap. 4.2, 4.2.2);

3. Variația de ~80 ani a câmpului geomagnetic prezintă o evoluție similară în cazul observatoarelor europene, în timp ce modul de evoluție în cazul celorlalte 4 observatoare studiate este diferit, existând atât diferențe în amplitudine, cât și în fază. Amplitudinea mare

a acestei variații (400 nT în H și 300 nT în Z) indică o sursă de origine internă. In timp ce observatoarele europene, fiind situate într-o zonă geografică relativ restrânsă de pe glob, se află sub influența unei singure surse primare de variație, situată în nucleul extern, se pare că celelalte patru observatoare se află sub acțiunea unor surse diferite din nucleul extern al Pământului (cap. IV, subcap. 4.2, 4.2.3, 4.2.4);

4. Jerkurile geomagnetice au fost studiate din perspectiva variațiilor geomagnetice de perioadă lungă și s-a constatat, contrar părerii acceptate în prezent în literatura de specialitate, că ele au o importantă componentă externă, legată de ciclul solar undecenal, suprapusă peste variațiile cu perioade de 22 și ~80 de ani ale câmpului geomagnetic. Momentul de apariție, durata și amplitudinea jerk-ului depind după părerea noastră de modul în care se combină cele trei tipuri de variație (cap. IV, subcap. 4.3).

C. Evidențierea variației laterale a proprietăților electrice ale interiorului globului cu ajutorul modelului de inducție magnetică și electromagnetică, elaborat anterior în cadrul laboratorului, constituie, pe lângă cele de mai sus, o contribuție importantă a acestei lucrări. Astfel, au fost investigate trei regiuni din diverse zone ale globului, și anume continentul european, cu ajutorul rețelei europene de observatoare geomagnetice, insula Hokkaido, cu ajutorul rețelei de stații magnetometrice din acea regiune, și nu în ultimul rând, teritoriul României, cu ajutorul rețelei naționale de stații de variație seculară. In cele trei studii de caz s-au folosit variația diurnă (rețeaua Hokkaido) și variația undecenală (rețeaua de observatoare europene și rețeaua națională de stații de variație seculară) (Demetrescu et al., 2003; Dobrică et al., 2004; 2005).

Metoda de separare a efectelor inducției magnetice și ale inducției electromagnetice, produse de câmpul magnetic extern variabil care este sursa variației diurne a câmpului geomagnetic, a fost aplicată datelor înregistrate într-o rețea de patru stații magnetometrice amplasate în insula Hokkaido, Japonia. Forța magnetică inductoare – câmpul magnetic variabil produs de sistemul de curenți ionosferici – a fost aproximată, în lipsa informației legate de sistemul de curenți ionosferici, prin variația diurnă înregistrată la un observator geomagnetic din zonă (Memambetsu) sau la un observator mai îndepărtat (Kakioka). In acest fel, forța magnetică inductoare folosită este o rezultantă a câmpului magnetic extern și a răspunsului indus în Pământ sub observatorul respectiv. Acest studiu a pus în evidență următoarele:

1. Modelul variației laterale a proprietăților electrice și magnetice este același indiferent de intervalul de timp ales pentru modelare și de observatorul de referință, de unde rezultă stabilitatea metodei de calcul (cap. V, subcap. 5.1, 5.1.1);

2. Analiza spectrală a valorilor măsurate ale componentei nordice și ale celei verticale ale câmpului înregistrat în rețeaua de magnetometre, în domeniul frecvențelor $0 - 8 \times 10^{-5}$ Hz (perioada variază între 7 zile și 3 ore), scoate în evidență vârfuri la frecvențe corespunzătoare perioadei de 1 zi și armonicelor ei de 12, 8, și 6 ore (cap. V, subcap. 5.1, 5.1.2);

3. Semnalul indus prin inducție magnetică în componenta orizontală și verticală a câmpului de variație diurnă se regăsește în mare parte în semnalul observat al celor două componente ale câmpului la frecvențe joase, în particular la frecvențe corespunzătoare perioadei de 1 zi și primei ei armonice. În domeniul de frecvențe $4 - 8x10^{-5}$ Hz contribuția inducției magnetice în componenta verticală este mai mică decât aceea în componenta orizontală a câmpului (cap. V, subcap. 5.1, 5.1.2);

4. La frecvențe corespunzătoare variației diurne cu perioada de 1 zi și primei ei armonice, contribuția semnalului indus prin inducție electromagnetică este mică în cazul componentei orizontale și este mult mai semnificativă în componenta verticală. În domeniul frecvențelor mai ridicate ($8x10^{-5} - 2,7x10^{-4}$ Hz), semnalul indus prin inducție electromagnetică are o contribuție semnificativă în ambele componente ale câmpului geomagnetic (cap. V, subcap. 5.1, 5.1.2);

5. Variația laterală a proprietăților electrice și magnetice, obținută din modelare, este consistentă cu structura și compoziția crustei și mantalei în zona de studiu (cap. V, subcap. 5.1, 5.1.2.1).

D. Modelul de inducție magnetică și electromagnetică a fost aplicat datelor de variație undecenală, înregistrate în rețeaua europeană de observatoare geomagnetice, pentru evidențierea variației laterale a proprietăților electrice ale interiorului globului. Au fost analizate mediile anuale ale componentei verticale în intervalul 1950 – 1980, din punct de vedere al efectelor de inducție magnetică și electromagnetică induse de câmpul magnetic extern variabil ce produce variația legată de ciclul solar undecenal al activității solare. Acest studiu a pus în evidență următoarele (Demetrescu și Dobrică, 2003; Demetrescu et al., 2004):

1. Componenta de inducție electromagnetică este dominantă în componenta verticală a câmpului geomagnetic, având o amplitudine între 2 – 20 nT și este întârziată față de câmpul inductor cu 1 – 2 ani (cap. V, subcap. 5.2, 5.2.1); 2. In termeni de curenți care circulă în straturile conductoare ale crustei și mantalei, s-a determinat variația laterală a rezistenței, R, și inductanței, L, ale unui circuit circular echivalent de rază unitate în jurul punctului de observație. Cartarea variației laterale a acestor doi parametri în cazul continentului european a evidențiat: o zonă de conductivitate ridicată în partea de est a Europei; o zonă de conductivitate scăzută în partea de vest a Europei; o bandă de conductivitate scăzută/inductanță ridicată care marchează Zona de Sutură Trans-Europeană (TESZ); benzi de conductanță ridicată/inductanță scăzută în partea de vest și centru a Europei care sunt dispuse NV-SE; o structură conductoare în peninsula Iberică (cap. V, subcap. 5.2, 5.2.1);

3. Valorile celor doi parametri, R şi L, reprezintă contribuția tuturor straturilor conductive şi rezistive, de sub fiecare observator în parte, de la suprafață și până la adâncimi din manta. De menționat că aceste valori pun în evidență contraste ale proprietăților electrice, nu valori absolute ale proprietăților electrice. Distribuția laterală a conductivității, ilustrate prin parametrul R, se încadrează în rezultatele obținute prin metodele tradiționale de cercetătorii din domeniu, dar aduce și elemente noi în caracterizarea interiorului din punct de vedere electric, în zona continentului european. Parametrul L furnizează o caracterizare suplimentară a proprietăților electrice ale subsolului, cuantificând întârzierea cu care interiorul răspunde variațiilor câmpului extern inductor. Această caracteristică a interiorului este discutată pentru prima oară în literatura de specialitate (cap. V, subcap. 5.2, 5.2.1);

4. S-a determinat adâncimea și conductivitatea sferei conductoare prin cercetări asupra funcțiilor de răspuns electromagnetic, utilizând semnalul indus prin inducție electromagnetică, de către câmpul magnetic inductor, în cazul a câtorva observatoare europene. Valorile obținute se încadrează în limitele de valori ale modelului propus de Olsen (1999) pentru conductivitatea electrică sub continentul european (cap. V, subcap. 5.2, 5.2.2);

5. Componenta de inducție magnetică pură este semnificativă în rocile crustale, având amplitudini între 2 – 10 nT și fiind în fază cu câmpul inductor (câmpul dipolului extern). Această componentă este parametrizată funcție de componentele câmpului inductor prin intermediul unor coeficienți ce depind de proprietățile magnetice ale rocilor din interior, sub locul de măsură. Coeficienții au fost calculați în cazul a 32 de observatoare geomagnetice de pe glob și comparați cu câmpul crustal determinat de Mandea și Langlais (2002) printr-o metodă complet diferită, ce utilizează date satelitare și de observator într-o procedură de inversie. S-a observat că informația furnizată de coeficienți reflectă într-adevăr variația laterală a câmpului crustal determinat de Mandea și Langlais (2002) (cap. V, subcap. 5.2, 5.2.3).

E. Aplicarea modelului de inducție magnetică și electromagnetică pentru teritoriul României, pe date de la rețeaua națională de variație seculară din intervalul 1980 – 2004, a făcut posibilă, de asemenea, cartarea variațiilor laterale ale proprietăților magnetice ale crustei. Se evidențiază o variație laterală semnificativă a proprietăților magnetice ale crustei pe teritoriul României, care se corelează destul de bine cu distribuția diferitelor blocuri crustale cunoscute pe teritoriul studiat (Demetrescu et al., 2005) (cap. V, subcap. 5.3).

.....

Rezultatele lucrărilor descrise în teza de față constituie noutăți în literatura de specialitate. Ele au fost prezentate de autor la mai multe reuniuni științifice internaționale (Adunările Generale ale Uniunii Europene a Geoștiințelor – EUG, Nisa 2004, Viena 2005, 2006, 2007; Adunările Generale ale Uniunii Internaționale de Geodezie și Geofizică – IUGG, Birmingham 1999, Sapporo 2003; Reuniunea științifică a Asociației Internaționale de Geomagnetism și Aeronomie, Toulouse 2005; Adunarea Generală a Societății Balcanice de Geofizică, București 2005; Al doilea Simpozion internațional de Climatul Spațiului, Sinaia 2006; Workshopul internațional MagNetE, Varșovia 2005, București 2007).

De asemenea, parte din rezultatele obținute fac obiectul a trei articole publicate în revistele Academiei Române (Romanian Reports in Physics, Revue Roumaine de Géophysique, Romanian Astronomical Journal), a unui articol trimis spre publicare la Journal of Geophysical Research – Space Physics și a mai multor articole aflate în faza finală de redactare, ce vor fi trimise la Geophysical Journal International și Physics of the Earth and Planetary Interiors.

BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu, M., Gibert, D., Hulot, G., Le Mouël, J. -L., Saracco, G., 1995, Detection of geomagnetic jerks using wavelet analysis, J. Geophys. Res., 100, B7, 12557-12572.
- Alexandrescu, M., Gibert, D., Hulot, G., Le Mouël, J.-L., Saracco, G., 1996, Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks, J. Geophys. Res., 101, B10, 21975-21994.
- Alldredge, L. R., 1976, Effects of solar activity on annual means of geomagnetic components, J. Geophys. Res., 81, 2990-2996.
- Alldredge, L. R., Stearns, C. O. and Sugiura, M., 1979, Solar cycle variation in geomagnetic external spherical harmonic coefficients, J. Geomag. Geoelectr., 31, 495-508.
- Anghel, M. and Demetrescu, C., 1980, The effect of solar activity on the secular variation of the geomagnetic field in Romania, Phys. Earth Planet. Inter., 22, 53-59.
- Arora, B. R., Campbell, W. H. and Schiffmacher, E. R., 1995, Upper mantle electrical conductivity in the Himalayan Region, J. Geomag. Geoelectr., 47, 653-665.
- Banks, R., 1969, geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle, Geophys. J. R. astr. Soc., 17, 457-487.
- Banks, R., 1975, Complex demodulation of geomagnetic data and the estimation of transfer functions, Geophys. J. R. astr. Soc., 43, 87-101.
- Bhargava, B. N., Yakob, A., 1969, Solar cycle response in the horizontal force of the Earth's magnetic field, J. Geomag. Geoelectr., 21, 385-398.
- Bloxham, J and Jackson, A., 1992, Time-dependent mapping of the magnetic field at the core-mantle boundary, J. Geophys. Res., 97, 19537-19564.
- Bloxham, J., Zatman, S. and Dumberry, M., 2002, The origin of geomagnetic jerks, Nature, 65–68.
- Cain, J. C, Daniels, W. E, Hendricks, S. J, Jensen, D. C, 1965, An evaluation of the main geomagnetic field, 1940-1962, J. Geophys. Res., 70, 3647–3674.
- Cain, J. C., Hendricks, S. J., Langel, R. A. and Hudson, W. V., 1967, A proposed model for the International Geomagnetic Reference Field —1965. J. Geomag. Geoelectr., 19, 335–355.
- Campbell, W. H., 1987a, The upper mantle conductivity analysis method using

observatory records of the geomagnetic field, Pure Appl. Geophys., 125, 427-457.

- Campbell, W. H., 1989, The regular geomagnetic field variations during quiet solar conditions, Cap. 6, în Geomagnetism, vol. 3, edited by J.A. Jacobs, 385-460, Academic Press, London.
- Campbell, W. H., 2003, Introduction to Geomagnetic Fields, Second Edition, 337 pp, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Campbell, W. H. and Schiffmacher, E. R., 1985, Quiet ionospheric currents of the Northern Hemisphere derived from geomagnetic field records, J. Geophys. Res., 90, 6475-6486.
- Campbell, W. H. and Schiffmacher, E. R., 1988, Quiet ionospheric currents of the Southern Hemisphere derived from geomagnetic records, J. Geophys. Res., 93, 933-944.
- Campbell, W. H. and Schiffmacher, E. R., 1988, Upper mantle electrical conductivity for seven subcontinental regions of the Earth, J. Geomag. Geoelectr., 40, 1387-1406.
- Cernosky, E. J., 1966, Double sunspot-cycle variation in terrestrial magnetic activity 1884-1963, J. Geophys. Res., 71, 965-974.
- Chambodut, A., 2004, Le champ magnétique terrestre: structures spatiales et variations temporelles vues par les ondelettes, Ph.D thesis.
- Chambodut, A. and Mandea, M., 2005, Evidence for geomagnetic jerks in comprehensive models, Earth Planets Space, 57, 139–149.
- Chandrasekhar, E. and Arora, B. R., 1996, Complex demodulation and electromagnetic response function for geomagnetic field variations at 27-day and its harmonics, Jour. Assoc. Expl. Geophys., vol. XVII, no. 2, 91-98.
- Chapman, S. and Bartels, J., 1940, Geomagnetism, Clarendon Press, Oxford, 1049.
- Clilverd, M. A., Clark, T. G. C., Clarke, E. and Rishbeth H., 1998, Increased magnetic storm activity from 1868 to 1995, J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 60, 1047–1056.
- Clilverd, M. A., Clarke, E., Ulich, T., Linthe, J. and Rishbeth, H., 2005, Reconstructing the long-term aa index, J. Geophys. Res., 110, A07205, doi: 1029/2004JA010762.
- Cliver, E. W., Boriakoff, V. and Bounar, K. H., 1996, The 22-year cycle of geomagnetic and solar wind activity, J. Geophys. Res. A, 101, 27091-27109.
- Cliver, E. W., Boriakoff, V. and Feynman, J., 1998, Solar variability and climate

change: Geomagnetic aa index and global surface temperature, Geophys. Res. Lett, 25, 1035-1038.

Constable, S., 1993, Constraints on mantle electrical conductivity from field and laboratory measurements, J. Geomag. Geoelectr., 45, 707-728.

Constantinescu, L., Steflea, V., 1971, Distribution of the solar quiet daily variation of the geomagnetic field in its vertical component on the Romanian territory, Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr.-série de Géophysique, 15, 2, 217-222.

Constantinescu, L., Steflea, V., Calotă, F., 1969b, Contribuții la studiul variației magnetice calme diurne Sq pe baza înregistrărilor Observatorului Surlari (România). Partea a II-a. Câmpul total și înclinația, St. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geofiz., tom 7, nr. 2, 181-187.

- Constantinescu, L., Ionescu, A., Soare, A., Steflea, V., 1969a, Contribuții la studiul variației magnetice calme diurne solare Sq pe baza înregistrărilor
 Observatorului Geofizic Surlari (România). Partea I. Declinația, componenta orizontală și componenta verticală, St. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geofiz., tom 7, nr. 2, 163-180.
- Courtillot, V. and Le Mouël, J. -L., 1976, On the long period variations of the Earth's magnetic field from 2 months to 20 years, J. Geophys. Res., 81, 2941-2950.
- Courtillot, V. and Le Mouël, J. -L., 1984, Geomagnetic secular variation impulses, Nature, 311, 709–716.
- Courtillot, V., Ducruix, J. and Le Mouël, J. -L., 1978, Sur une acceleration récente de la variation séculaire du champ magnétique terrestre, C. R. Acad. Sci. Paris, 287, Série D, 1095–1098.
- Courtillot, V., Le Mouël, J. -L. and Ducruix, J., 1984, On backus' mantle filter theory and the 1969 geomagnetic impulse, Geophys. J. R. Astr. Soc., 78, 619-624.
- Currie, R. G., 1973, Geomagnetic line spectra 2 to 70 years, Astrophys. Space Sci., 21, 425-438.
- Currie, R. G., 1976, Long period magnetic activity 2 to 100 years, Astrophys. Space Sci., 39, 251-254.
- Demetrescu, C. and Andreescu, M., 1992, Magnetic and electromagnetic induction effects in the annual means of geomagnetic elements, R.A. Langel and R.T. Baldwin (editors), Types and Characteristics of Data for Geomagnetic Field Modeling, NASA Conference Publication 3153, 333-341.

Demetrescu, C. and Andreescu, M., 1994, Magnetic and electromagnetic induction

effects in the annual means of the vertical component of the geomagnetic field at European observatories, Rev. Roum. Geophys., 38, 73-84.

- Demetrescu, C. and Dobrică, V., 2003, On the electric properties of rocks under the network of European geomagnetic observatories as derived from series of annual means of geomagnetic elements, Romanian Reports in Physics, vol 3, nr. 55.
- Demetrescu, C. and Dobrica, V., 2005, Recent secular variation of the geomagnetic field. New insights from long series of observatory data, Rev. Roum. Geophys., 49, 22-32.
- Demetrescu, C., Dobrica, V., 2006, Solar activity signature in the time evolution of the geomagnetic field, Romanian Astronomical Journal, vol. 16, Supplement., 217-227.
- Demetrescu, C. and Dobrica, V., 2007, Signature of Hale and Gleissberg solar cycles in the geomagnetic activity, J. Geophys. Res. Space Physics, submitted.
- Demetrescu, C., Andreescu M. and Nestianu, T., 1988, Induction model for the secular variation of the geomagnetic field in Europe, Phys. Earth Planet. Inter., 50, 261-271.
- Demetrescu, C., Dobrică, V., Ciocoiu, N., 1999, Magnetic and electromagnetic induction effects in the annual means of geomagnetic elements, IUGG General Assembly, Birmingham (UK).
- Demetrescu, C., Ene, M., Dobrica, V., 2005, The secular variation of the geomagnetic field in Romania in the time interval 1980-2004, Suppl. Journ. Balkan Geophysical Society, 8, 241-244.
- Demetrescu, C., Ene, M., Dobrica, V., 2005, Data from Romanian repeat station network in the time interval 1980-2004. CD – 2nd Workshop on European Geomagnetic Repeat Station Survey, A. Sass-Uhrynowski (Ed).
- Demetrescu, C., Andreescu, M., Nestianu, T. and Ene, M., 1985, Characteristics of the secular variation of the geomagnetic field between 1964 and 1981 in Romania, Phys. Earth Planet. Inter., 37, 46-51.
- Demetrescu, C., Dobrica, V., Boroneant, C., Maris, G., 2005, Solar variability effects in long series of air temperature and precipitation data in Romania, General Assembly of the European Meteorological Society, Utrecht, Olanda.

Demetrescu, C., Dobrica, V., Ene, M., Andreescu, M., 2004, On the electric

properties of rocks under the network of European geomagnetic observatories as derived from series of annual means of geomagnetic elements, EGU, Nice, Franța.

- Demetrescu, C., Mogi, T., Ciocoiu, N., Takada, M., Dobrică, V., 2002, Magnetic and electromagnetic effects in long-term recordings from tectonomagnetic arrays. Case study Hokkaido array, Japan, Conferința internațională "III International Workshopon Magnetic, Electric and Electromagnetic Methods in Seismology and Volcanology", 3-6 septembrie, Moscova, Rusia.
- Demetrescu, C., Mogi, T., Dobrică, V., Takada, M., 2003, Imaging magnetic and electric properties of the underground in volcanic and active faults areas by means of geomagnetic arrays, XXIII General Assembly of the IUGG, June 30 – July 11, Sapporo, Japan.
- Dobrică, V., Demetrescu, C., Mogi, T., 2004, Magnetic and electric properties of rocks as derived from long-term recordings of the geomagnetic field. Case studies: the network of European observatories and the Hokkaido array, Japan, Adunarea Generală a Societății Japoneze de Stiințele Pământului, 9-13 mai, Tokyo, Japonia.
- Dobrică, V., Demetrescu, C., Boroneant, C., 2006, On the relationship between geomagnetic activity and climatic parameters for Romania in the last 150 years, European Geophysical Union, 3-7 April, Vienna, Austria.
- Dobrică, V., Mogi, T., Demetrescu, C., 2005, On the removing of external signals in data from the Hokkaido magnetometer array (Japan). Insights from the diurnal variation, International Association of Geomagnetism and Aeronomy, 17-30 July, Toulouse, France.
- Dobrică, V., Demetrescu, C., Boroneant, C., Maris, G., 2006, Influences of the solar and geomagnetic activity on the climatic variations in Romania, The Second International Symposium on Space Climate, 13-16 September, Sinaia, Romania.
- Dobrică, V., Demetrescu, C., Ene, M., Soare, A., Cucu, G., 2007, The 2006 geomagnetic repeat station survey – Romania, 3rd Workshop on European Geomagnetic Repeat Station Survey, 14-16 May, București, Romania.
- Dormy, E. and Mandea, M., 2005, Tracking geomagnetic impulses down to the coremantle boundary, Earth Planet. Sci. Lett., 237, 300–309.
- Feynman, J., 1982, Geomagnetic and solar wind cycles, J. Geophys. Res. A, 87, 6153-6162.

- Feymann, J., 1983, Solar cycle and long term changes in the solar wind, Rev. Geophys. Space Phys., 21, 338-348.
- Feynman, J. and Crooker, N. U., 1978, The solar wind at the turn of the century, Nature, 276, 626-627.
- Feynman, J. and Gabriel, S. B., 1990, Period and phase of the 88-year solar cycle and the Maunder Minimum: Evidence for a chaotic Sun, Solar Physics, 127, 393-403.
- Fujiwara, S., Nishiki, T., Shirai, H., Hamazaki, H. and Golovkov, V. P., 2001, Modeling the daily mean values of regional geomagnetic total force field changes in Japan, Earth Planets Space 53, 69-73.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M. and Clarke, J., 1979, Magnetotellurics with a remote magnetic reference, Geophysics, 44, 53-68.
- Garcia, A. and Mouradian, Z., 1998, Solar Phys., 180, 495. Fide Mouradian (2001)
- Glatzmaier, G. A. and Roberts, P. H., 1997, Simulating the geodynamo, Contemporary Physics, 38, 269-288.
- Gleissberg, W., 1944, Terr.Magn.Atmosph.Electr., 49, 243. Fide Mouradian (2001)
- Golovkov, V. P., Kolomijtzeva, G. I., Konyashchenko, L. P. and Semyonova, G. M., 1983, The summary of the annual mean values of magnetic elements at the world magnetic observatories, IZMIRAN, Moscow, 351 pp.
- Gough, D. I. and Ingham, M. R., 1983, Interpretation methods for magnetometer arrays, Rev. Geophys. 21, 805-827.
- Gubbins, D. and Herrero-Bervera, E., 2007, Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Springer, in press.
- Harada, M., Hattori, K., Isezaki, N., Nagao, T. and Uyeda, S., 2004, Elimination of the effects of external source field from electric and magnetic data on the ground, Proc. IWAM04, Mizunami, Japan, pp. 271-278.
- Hitchman, A. P., Lilley, F. E. M., Campbell, W. H., 1998, The quiet daily variation in the total magnetic field: global curves, Geophysical Research Letters, vol. 25, no. 11, 2007-2010.
- Honkura, Y. and Matsushima, M., 1998, Electromagnetic response of the mantle to long-period geomagnetic variations over the globe, Earth Planets Space, 50, 651-662.
- Hjelt, S. E., Korja, T., 1993, Lithospheric and upper-mantle structures, results of electromagnetic soundings in Europe, Phys. Earth Planet. Inter., 79, 137-177.
- Jackson, A., Jonkers, A. R. T. and Walker, M. R., 2000, Four centuries of

geomagnetic secular variation from historical records, Phil. Trans. R. Soc. Lond., 358, 957–990.

- Jacobs, J.A., 1987, Geomagnetism, Academic Press, London.
- Johnston, M. J. S., 1997, Review of electric and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity, Surveys in Geophysics, 18, 441- 475.
- Khan, A., Connolly, J.A.D., Olsen, N., 2006, Constraining the composition and thermal state of the mantle beneath Europe from inversion of long-period electromagnetic sounding data, J. Geophys. Res., 111, B10102, doi:10.1029/2006JB004270.
- Kimura, G., 1994, The latest Cretaceous-early Paleogene rapid growth of accretionary complex and exhumation of high pressure series metamorphic rocks in northwestern Pacific margin, J. Geophys. Res. 99, B11, 22147-22164.
- Kuklin, G. V., 1976, Cyclical and secular variations of solar activity, în: V. Bumba şi J. Kleczek (Editori), Basic mechanisms of solar activity, D. Reidel Publishing Company, Dordreche, Boston, p.147-190.
- Langel, R. A., 1987, The Main Field. In Geomagnetism, Volume I, (Ed. J. A. Jacobs). London: Academic Press, pp 249–512.
- Langel, R. A. and Hinze, W. J., 1998, The magnetic field of the Earth's lithosphere. The satellite perspective, Cambridge University Press, 417 pp.
- Langel, R. A., Estes, R. H., Mead, G. D., 1982. Some new methods in geomagnetic field modelling applied to the 1960–1980 epoch. J. Geomagn. Geoelectr., 34, 327– 349.
- Langel, R. A., Kerridge, D. J., Barraclough, D. R., Malin, S. R. C., 1986, Geomagnetic temporal change: 1903–1982, a spline representation. J. Geomag. Geoelectr., 38, 573–597.
- Larsen, J. C., 1997, Noise reduction in electromagnetic time series to improve detection of seismic induced signals, J. Geomag. Geoelectr. 49, 1257-1265.
- Le Huy, M., Alexandrescu, M., Hulot, G. and Le Mouël, J. -L., 1998, On the characteristics of succesive geomagnetic jerks, Earth Planets Space, 50, 723-732.
- Le Mouël, J. -L., Kossobokov, V. and Courtillot, V., 2005, On long-term variations of simple geomagnetic indices and slow changes in magnetospheric currents: The emergence of anthropogenic global warming after 1990?, Earth Planet. Sci. Lett., 232, 273-286.
- Lockwood, M., Stamper, R., Wild, M. N, 1999, A doubling of the Sun's coronal magnetic field during the past 100 years, Nature, vol. 399, 437-439.

- Malin, S. R. C. and Hodder, B. M., 1982, Was the 1970 geomagnetic jerk of internal or external origin?, Nature, 296, 726–728.
- Malin, S. R. C. and Winch, D. E., 1996, Annual variation of the geomagnetic field, Geophys. J. Int., 124, 170-174.
- Malin, S. R. C., Winch, D. E., Isikara, A. M., 1999, Semi-annual variation of the geomagnetic field, Earth Planets Space, 51, 321-328.
- Mandea, M. and Langlais, B., 2002, Observatory crustal magnetic biases during MAGSAT and Ørsted satellite missions, Geophys. Res. Lett., vol. 29, 15, 10.1029/2001GL013693.
- Mandea, M. and Olsen, N., 2006, A new approach to directly determine the secular variation from magnetic satellite observations, Geophys. Res. Lett., 33, L15306, doi:10.1029/2006GL026616.
- Mandea, M. and Purucker, M., 2005, Observing, modeling, and interpreting magnetic fields of the solid Earth, Surveys in Geophysics, 26, 415-459, doi: 10.1007/s10712-005-3857-x.
- Mandea, M., Bellanger, E. and Le Mouël, J.-L., 2000, A geomagnetic jerk for the end of the 20th century?, Earth Planet. Sci. Lett., 183, 369–373.
- Mariş, G., Popescu, M.D., Donea, A.C., Mierlă, M., 2002, The 22-year solar magnetic cycle. II Flare activity, în G. Mariş and M. Messerotti (Eds.), Proceedings of the Regional Meeting on Solar Physics "Solar researches in the South-Eastern European Countries: Present and Perspectives", 24-28 April 2001, Bucharest, Romania, 48-55, Ed. Academiei Române.
- Matsushita, S. and Campbell, W.H., 1967, Physics of Geomagnetic Phenomena, Academic Press, New York.
- Maus S. and Weidelt, P., 2004, Separating the magnetospheric disturbance magnetic field into external and transient internal contributions using a 1D conductivity model of the Earth, Geophys. Res. Lett., 31, doi:10.1029/2004GL020232.
- Maus, S., Macmillan, S., Chernova, T., Choi, S., Dater, D., Golovkov, V., Lesur, V.,
 Lowes, F., Lühr, H., Mai, W., McLean, S., Olsen, N., Rother, M., Sabaka, T.,
 Thomson, A. and Zvereva, T., 2005, The 10th Generation International
 Geomagnetic Reference Field, Geophys. J. Int., 161, 561-656.
- Maus, S., Rother, M., Stolle, C., Mai, W., Choi, S., Lühr, H., Cooke, D., Roth, C., 2006,
 Third generation of the Potsdam Magnetic Model of the Earth (POMME),
 Geochem. Geophys. Geosyst., 7, Q07008, doi:10.1029/2006GC001269.

- Mayaud, P. N., 1972, The aa indices: a 100-year series characterizing the geomagnetic activity, *J. Geopys. Res.*, *72*, 6870-6874.
- Mayaud, P. N., 1980, Derivation, meaning, and use of geomagnetic indices, in Geophysical Monograph 22, 154 pp, AGU, Washington, D. C.
- McLeod, M. G., 1994, Magnetospheric and ionospheric signals in magnetic observatory monthly means: Electrical conductivity of the deep mantle, J. Geophys. Res., 99, 13577-13590.
- Merrill, R. T., McElhinny, M. W., McFadden, P. L., 1998, The magnetic field of the Earth – Paleomagnetism, the core and the deep mantle, Academic Press.
- Mouradian, Z., 2002, Extended Gleissberg cycle, in Observations Solaires, edited by G. Maris and M. Messerotti, Romanian Academy Publ. House, 56-60.
- Mursula, K. and Ziegler, B., 2001, Long-term north-south asymetry in solaar wind speed inferred from geomagnetic activity: A new type of century-scale solar oscillation?, Geophys. Res. Lett., 28, 95-98.
- Mursula, K., Usoskin, I.G. and Kovaltsov, G. A., 2001, Persistent 22-year cycle in sunspot activity: Evidence for a relic solar magnetic field, Solar Physics, 198, 51-56.
- Mursula, K., Martini, D. and Karinen, A., 2004, Did open solar magnetic field increase during the last 100 years? A reanalysis of geomagnetic activity, Solar Physics, 224, 85-94.
- Mursula, K. and Martini, D., 2005, Centennial change in geomagnetic activity: Evaluating the effect of changed sampling to the IHV index, Proc. of the 11th Solar Wind Conference, Whistler, Canada, ESA-SP-.
- Ogawa, Y., Nishida, Y., Makino, M., 1994, A collision boundary imaged by magnetotellurics, Hidaka Mountains, central Hokkaido, Japan, J. Geophys. Res. 99, B11, 22373-22388.
- Okubo, Y. and Matsunaga, T., 1994, Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity, J. Geophys. Res. 99, B11, 22363-22371.
- Olsen, N., 1992, Day-to-day C-response estimation for Sq from 1 cpd to 6 cpd using the Z:Y-method, J. Geomag. Geoelectr., 44, 433-447.
- Olsen, N., 1998, The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C-responses from 3 to 720 hr, Geophys. J. Int., 133, 298-308.
- Olsen, N., 1999, Long-period (30 days 1 year) electromagnetic sounding and the

electrical conductivity of the lower mantle beneath Europe, Geophys. J. Int., 138, 179-187.

- Olsen, N., 2007, Natural sources for electromagnetic induction studies, in Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Eds. David Gubbins and Emilio Herrero-Bervera, in press.
- Olsen, N. and Mandea, M., 2007, Investigation of a secular variation impulse using satellite data: The 2003 geomagnetic jerk, Earth and Planet. Sci. Lett., 255, 94-105, doi:10.1016/j.epsl.2006.12.008.
- Olsen, N., Lühr, H., Sabaka, T., Mandea, M., Rother, M., Tøffner-Clausen, L. and Choi, S., 2006, CHAOS - a model of Earth's magnetic field derived from CHAMP, Ørsted, and SAC-C magnetic satellite data, GJI, doi: 10.1111/j.1365– 246X.2006.02,959.x.
- Parkinson, W. D. and Hutton, V. R. S., 1989, in Geomagnetism, Jacobs, J.A., vol 3, 261-323, Academic Press.
- Rangarajan, G. K., 1989, Indices of geomagnetic activity, Cap. 5, în Geomagnetism, vol. 3, edited by J.A. Jacobs, 385-460, Academic Press, London.
- Roberts, R.G., 1984, The long-period electromagnetic response of the earth, Geophys. J. R. astr. Soc., 78, 547-572.
- Rokityansky, I. I., 1982, Geoelectromagnetic investigation of the Earth's crust and mantle, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- Rotanova, N. M., Papitashvili, N. E., Pushkov, A. M. and Fishman, V. M., 1985, Spectral – statistical spatial analysis of 60 and 30-year geomagnetic field variations and conductivity of the lower mantle, Ann. Geophys., 3, 225-238.
- Russell, C. T., 1974, On the heliographic latitude dependence of the interplanetary magnetic field as deduced from the 22-year cycle of geomagnetic activity, Geophys. Res. Lett., 1, 11-12.
- Russell, C. T. and Mulligan, T., 1995, The 22-year variation of geomagnetic activity: Implications for polar magnetic field of the Sun, Geophys. Res. Lett., 22, 287-328.
- Sabaka, T. J., Olsen, N. and Langel, R. A., 2002, A comprehensive model of the quiet-time near-Earth magnetic field: Phase 3, Geophys. J. Int., 151, 32–68.
- Sabaka, T. J., Olsen, N. and Puruker, M. E., 2004, Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Ørstedt and CHAMP data, Geophys. J. Int., doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02421.x.

Schmucker, U., 1970, Anomalies of geomagnetic variations in the Soutwestern United

States, Bull. Scripps Inst. Of Oceanography, vol. 13, University of California.

- Schmucker, U., 1985, Magnetic and electric fields due to electromagnetic induction by external sources, electrical properties of the earth's interior, în Landolt-Börnstein, New-Series, 5/2b, Springer-Verlag, Berlin.
- Schmucker, U., 1987, Substitute conductors for electromagnetic response estimates, Pageoph, 125, 341-367.
- Schmucker, U., 1999, A spherical harmonic analysis of solar daily variations in the years 1964-1965: response estimates and source fields for global induction – I. Methods, Geophys. J. Int., 136, 439-454.
- Schmucker, U., 1999, A spherical harmonic analysis of solar daily variations in the years 1964-1965: response estimates and source fields for global induction II. Results, Geophys. J. Int., 136, 455-476.
- Schultz, A. and Larsen, J. C., 1987, On the electrical conductivity of the mid-mantle –
 I. Calculation of equivalent scalar magnetotelluric response functions, Geophys. J.
 R. astr. Soc., 88, 733-761.
- Schultz, A. and Larsen, J. C., 1990, On the electrical conductivity of the mid-mantle –
 II. Delineation of heterogeneity by application of extremal inverse solutions,
 Geophys. J. Int., 101, 565-580.
- Silverman, S. M., 1992, Secular variation of aurora for the past 500 years, Rev. Geophys., 30, 333-351.
- Soare, A., Cucu, G., Mandea, M., 1999, Long periods of the geomagnetic field in Romania, Rev. Roumaine de Geophysique, 43.
- Solanki, S. K., Usoskin, I. G., Kromer, B., Schüssler, M. and Beer, J., 2004, Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years, Nature, 431, 1084-1087.
- Stamper, R., Lockwood, M., Wild, M. N. and Clark, T. D. G., 1999, Solar causes of the long term increase in geomagnetic activity, J. Geophys. Res., A 12, 28325-28342.
- Stern, D. P., 2002, A Millennium of Geomagnetism, Rev. Geophys., 40(3), 1-30.
- Svalgaard, L. and Cliver, E. W., 2005, The IDV index: Its derivation and use in inferring long-term variations of the interplanetary magnetic field strength, J. Geophys. Res., A 110, doi: 10.1029/2005JA011203.
- Svalgaard, L., Cliver, E. W. and Le Sager, P., 2004, IHV: A new long-term geomagnetic index, Adv. Space Res., 34, doi: 10.1016/j.asr.2003.01.029.

- Torrence, C. and Compo, G. P., 1998, A practical guide to wavelet analysis, Bull. of the American Meteorological Society, 79, 61-78.
- Usoskin, I. G., Solanki, S. K., Schüster, M., Mursula, K. and Alanko, K., 2003, Millenium-scale sunspot number reconstruction: Evidence for an unusually active Sun since the 1940s, Phys.Rev.Lett., 91, 211101.
- Utada, H., Neki., M. and Kagiyama, T., 2000, A study of annual variations in the geomagnetic total intensity with special attention to detecting volcanomagnetic signals, Earth Planets Space 52, 91-103.
- Utada, H., Koyama, T., Shimizu, H. and Chave, A. D., 2003, A semi-global reference model for electrical conductivity in the mid-mantle beneath the north Pacific region, Geophys. Res. Lett. 30(4), 1194, doi: 10.1029/2002GL016092.
- Uyeshima, M., Utada, H. and Nishida, Y., 2001, Network-magnetotelluric method and its first results in central and eastern Hokkaido, NE Japan, Geophys. J. Int. 146, 1-19.
- Vaguero, J.M., Gallego, M.C. and Garcia, J.A., 2002, A 250-year cycle in naked-eye observations of sunspots, Geophys.Res.Lett., 29,10.1029.
- Vestine, E.H., 1953, On variations of the geomagnetic field, fluid motions, and the rate of the Earth's rotation, J. Geophys. Res., 58, 127-145.
- Wagner, R., Beer, J., Maserik, J., Muscheler, R., Kubik, W. P., Mende, W., Laj, C.,
 Raisbeck, G. M. and Yiou, F., 2001, Presence of the solar de Vries cycle (~
 205 years) during the last ice age, Geophys. Res. Lett., 28, 303-306.
- Wardinski, I. and Mandea, M., 2006, Annual and semi-annual variations of the geomagnetic field components analysed by the multi-taper method, Earth Planets Space, 58, 785-791.
- Yukutake, T., 1965, The solar cycle contribution to the secular change in the geomagnetic field, J. Geomag. Geoelectr., 17, 287-309.
- Yukutake, T. and Cain, J.C., 1979, Solar cycle variations of the first-degree spherical harmonic components of the geomagnetic field, J. Geomag. Geoelectr., 31, 509-544.