

Usporedba modeliranih i mjerenih vrijednosti geomagnetnog polja na širem području Balkana

Mladenić, Ana

Master's thesis / Diplomski rad

2020

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Science / Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: <https://um.nsk.hr/um:nbn:hr:217:030484>

Rights / Prava: [In copyright](#)/Zaštićeno autorskim pravom.

Download date / Datum preuzimanja: **2024-12-20**



Repository / Repozitorij:

[Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb](#)



SVEUČILIŠTE U ZAGREBU
PRIRODOSLOVNO – MATEMATIČKI FAKULTET
GEOFIZIČKI ODSJEK

Ana Mladenić

USPOREDBA MODELIRANIH I MJERENIH
VRIJEDNOSTI GEOMAGNETSKOG POLJA NA
ŠIREM PODRUČJU BALKANA

Diplomski rad

Zagreb, 2020.

SVEUČILIŠTE U ZAGREBU
PRIRODOSLOVNO – MATEMATIČKI FAKULTET
GEOFIZIČKI ODSJEK

DIPLOMSKI SVEUČILIŠNI STUDIJ FIZIKA – GEOFIZIKA
SEIZMOLOGIJA I FIZIKA ČVRSTE ZEMLJE

Ana Mladenić

Diplomski rad

**USPOREDBA MODELIRANIH I
MJERENIH VRIJEDNOSTI
GEOMAGNETSKOG POLJA NA ŠIREM
PODRUČJU BALKANA**

Voditelj diplomskog rada: izv. prof. dr. sc. Snježana Markušić

Zagreb, 2020.

Sažetak

U ovom radu provedena je usporedba modeliranih i mjerenih vrijednosti geomagnetskog polja na širem području Balkana u razdoblju od 1967. godine do 2015. godine. Modelirane vrijednosti su rezultat IGRF-a 13. generacije, a mjerene vrijednosti su godišnji srednjaci na pojedinom opservatoriju za datu godinu. Rezidualno polje koje je razlika mjerene i modelirane vrijednosti prikazano je na kartama izolinija. Dobiveno rezidualno polje ima tipične vrijednosti kojem su uzroci geološke značajke područja, vanjsko geomagnetsko polje i antropogeni utjecaji. Takvi rezultati pokazuju prikladnost korištenja IGRF-a na promatranom području.

Ključne riječi: geomagnetsko polje, šire područje Balkana, IGRF, rezidualno polje

Comparison between modeled and measured geomagnetic field in the Balkan region

Abstract

Comparison between the modeled and measured geomagnetic field was carried out for the Balkan region for the years 1967 – 2015. Modeled values are result of the 13th generation IGRF. Measured values are annual means for each observatory. Residual field is modeled field subtracted from measured field and is shown as contour-line map. Residual field has typical values and the cause of this field is in Earth's crust, external geomagnetic field and anthropogenic impact. These results show that IGRF is suitable for this area.

Keywords: geomagnetic field, Balkan region, IGRF, residual field

Sadržaj

1	Uvod	1
2	Geomagnetsko polje	3
2.1	Komponente geomagnetskog polja	3
2.2	Izvor i održavanje glavnog geomagnetskog polja	5
2.3	Geomagnetsko polje kore	6
2.4	Vremenske promjene geomagnetskog polja	7
2.4.1	Dugoperiodičke promjene	7
2.4.1.1	Sekularna varijacija (SV)	7
2.4.1.2	Sekularna akceleracija (SA) – geomagnetski trzaji	8
2.4.2	Kratkoperiodičke promjene	9
2.4.2.1	Sunčev vjetar i magnetosfera	9
2.4.2.2	Ionosfera	10
2.4.2.3	Dnevne varijacije	11
2.4.2.4	Geomagnetske oluje	12
2.4.2.5	Geomagnetske pulsacije	13
2.5	Instrumenti za mjerenje geomagnetskog polja	14
2.5.1	Protonski i Overhauser magnetometar	14
2.5.2	Fluxgate variometar	14
2.5.3	DIM	15
2.5.4	dIdD magnetometar	15
2.6	Tipovi geomagnetskih mjerenja	16
2.6.1	Geomagnetski opservatoriji	16
2.6.2	Satelitska mjerenja	17
2.6.3	Aeromagnetska mjerenja	18
2.6.4	Marinska mjerenja	19
2.6.5	Mjerenje sekularne varijacije	19
2.6.6	Terenska istraživanja	19
2.7	Modeliranje geomagnetskog polja	20
2.7.1	Dipolno polje	20
2.7.2	Potpuni prikaz geomagnetskog polja	21
2.7.3	IGRF	23
3	Odabir i analiza podataka	26
4	Rezultati i diskusija	29
5	Zaključak	34
6	Literatura	35

1 Uvod

Postojanje magnetskog polja je karakteristična i uobičajena pojava u Sunčevom sustavu te je odredilo evoluciju planetarnih atmosfera, evoluciju površine i omogućilo razvoj i održavanje života. Geomagnetsko polje štiti Zemlju od kozmičkog zračenja. Postojanje geomagnetskog polja je vlastito svojstvo planeta. Za generiranje geomagnetskog polja Zemlja mora imati dovoljno veliku brzinu rotacije da bi se fluid u unutrašnjosti Zemlje gibao. Također je u svemiru moralo postojati početno magnetsko polje. Za održavanje geomagnetskog polja ključni su procesi koji se događaju između vanjske i unutarnje jezgre, kao i na granici jezgre i plašta. Mehanizam održavanja geomagnetskog polja naziva se geomagnetski dinamo.

Geomagnetsko polje je vrlo promjenjivo na različitim vremenskim i prostornim skalama. Razlikujemo kratkoperiodičke promjene (dnevne, geomagnetske oluje, geomagnetske pulsacije) i dugoperiodičke promjene (sekularna varijacija, sekularna akceleracija). Postoji više tipova mjerenja geomagnetskog polja. Opservatorijska mjerenja su dugoročna, kontinuirana, apsolutna vektorska mjerenja visoke kvalitete (standard preciznosti ± 5 nT, dugoročna stabilnost 5 nT/god) s vremenskom rezolucijom manjom od minute. Satelitska mjerenja služe kao komplement globalnoj mreži opservatorija. Također se vrše aeromagnetska i marinska mjerenja, mjerenja sekularne varijacije i terenska istraživanja. Ukupno geomagnetsko polje koje mjerimo na površini Zemlje je zbroj doprinosa polja kore, vanjskog polja i polja jezgre, koje je dominantno. Jakost geomagnetskog polja je oko 30.000 nT na ekvatoru te oko 60.000 nT blizu polova.

Zbog vremenskih i prostornih promjena geomagnetskog polja moraju se generirati modeli, koji polje što točnije prikazuju. Međunarodno geomagnetsko referentno polje (eng. *International Geomagnetic Reference Field*, IGRF) je međunarodno priznati globalno sferno harmonički model geomagnetskog polja, čiji su izvori u Zemljinoj jezgri. Koriste ga geofizičari za proučavanje geoloških značajki nekog područja, za istraživanje ionosfere i magnetosfere te proučavanje kozmičkih zraka u blizini Zemlje.

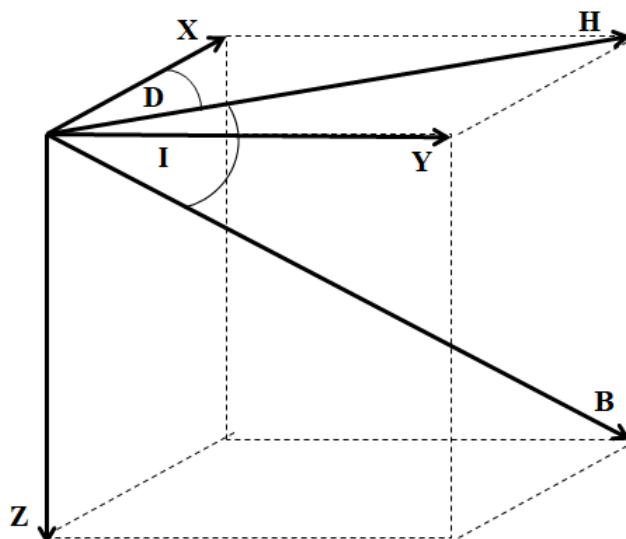
Cilj ovog rada je analizirati rezidualno geomagnetsko polje na širem području Balkana za razdoblje od 1967. do 2015. godine. Rezidualno geomagnetsko polje je

dobiveno oduzimanjem modelirane vrijednosti (dobivene iz IGRF modela 13. generacije) od mjerene vrijednosti (godišnji srednjak za pojedini opservatorij). Analizom rezidualnog polja provjerava se prikladnost korištenja IGRF-a za prikaz geomagnetskog polja na odabranom području. Također se analizira jesu li opaženi reziduali rezultat doprinosa polja kore, poznatih magnetskih anomalija, utjecaja vanjskog polja i antropogenih utjecaja.

2 Geomagnetsko polje

2.1 Komponente geomagnetskog polja

Međunarodnim dogovorom je usvojeno da komponente geomagnetskog polja tvore desni koordinatni sustav. Na Slici 1 su prikazane komponente za točku na sjevernoj polutci.



Slika 1 Komponente Zemljinog magnetskog polja

X je sjeverna komponenta polja (usmjerena prema geografskom sjeveru), Y je istočna komponenta polja (usmjerena prema geografskom istoku), Z je vertikalna komponenta polja (usmjerena prema središtu Zemlje), H je horizontalna komponenta polja (usmjerena prema magnetskom sjeveru), B je ukupni intenzitet polja, D je kut između geografskog i geomagnetskog sjevera, I je kut između horizontalne ravnine i vektora ukupnog magnetskog polja. Polje se prikazuje u (X, Y, Z) ili (H, D, Z) ili (B, D, I) sustavu, ovisno o tome koji instrument je korišten za mjerenje. Jednostavne relacije omogućuju nam prijelaz iz jednog sustava u drugi. Znamo li H, D i Z komponentu tada su:

$$\begin{aligned}X &= H \cos(D), \\Y &= H \sin(D), \\B &= \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2}.\end{aligned}$$

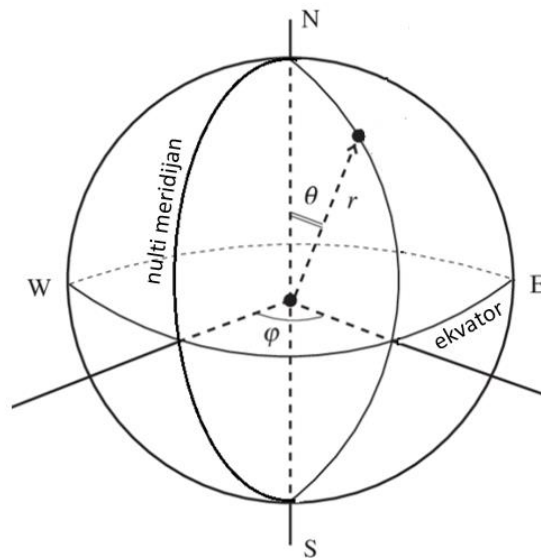
Inklinaciju I možemo izračunati iz relacije

$$\frac{Z}{H} = \operatorname{tg}(I).$$

Iz X, Y možemo izračunati:

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \text{ te } D = \operatorname{tg}^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right).$$

Zemljin sferni koordinatni sustav je opisan trima smjerovima kutom θ mjenenog od geografskog sjevera (kolatituda), kutom ϕ mjenenog istočno longitudom od referentnog meridijana i radijalnom komponentom r mjenenom od središta Zemlje (Slika 2).



Slika 2 Zemljin sferni koordinatni sustav

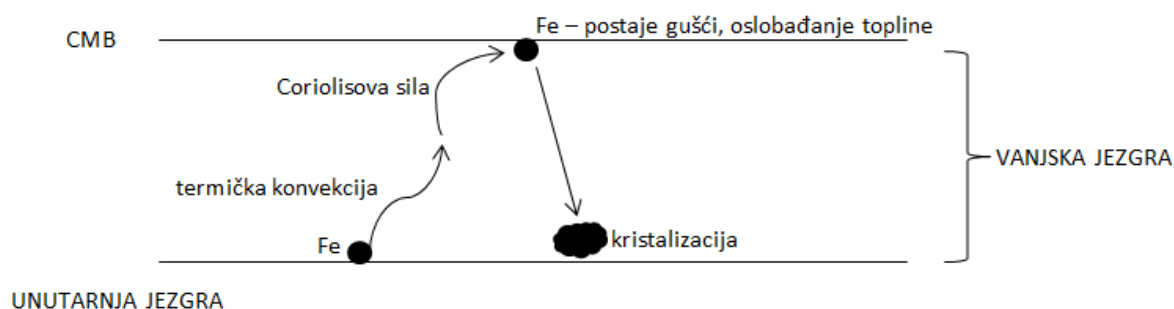
Na Zemljinoj površini je ukupno magnetsko polje \vec{B} izraženo u sfernim koordinatama: $B_\theta = -X, B_\phi = Y$ i $B_r = -Z$. Ukupno geomagnetsko polje je $\vec{B} = \vec{B}_m + \vec{B}_c + \vec{B}_e$, gdje je \vec{B}_m polje jezgre, \vec{B}_c polje kore, a \vec{B}_e vanjsko polje. Polje jezgre još se naziva i glavno geomagnetsko polje i čini više od 95 % ukupnog geomagnetskog polja. Jakost magnetskog polja se najčešće izražava u nanoteslama (nT). Jakost glavnog geomagnetskog polja blizu polova je oko 60.000 nT, a blizu ekvatora oko 30.000 nT. Dnevne varijacije polja mogu biti oko 20 – 100 nT za vrijeme solarne tišine, oko 250 – 1.000 nT za vrijeme jače Sunčeve aktivnosti, a geomagnetske pulsacije su iznosa oko 0.01 – 10 nT.

2.2 Izvor i održavanje glavnog geomagnetskog polja

Postojanje geomagnetskog polja je vlastito svojstvo planeta. Iz paleomagnetnih mjerenja znamo da ono postoji barem 3 milijarde godina. Glavno geomagnetsko polje nema nikakve veze s magnetskim materijalima u unutrašnjosti Zemlje, jer se povećanjem temperature gubi magnetičnost. Da bi Zemlja imala vlastito magnetsko polje moraju biti zadovoljeni sljedeći uvjeti:

- 1) stratifikacija, tj. postojanje sloja s vodljivim fluidom u unutrašnjosti Zemlje
- 2) dovoljno velika brzina rotacije da bi se vodljivi fluid gibao.

Kombinacija gore navedenih uvjeta određuje jačinu magnetskog polja. Također je bitno da imamo krutu jezgru planeta. Ključno za generiranje magnetskog polja je da ima dovoljno energije (dovoljno velika brzina rotacije) da bi se vodljivi fluid gibao i postojanje početnog magnetskog polja. Početno magnetsko polje je Sunčevo magnetsko polje koje je Sunčevim vjetrom došlo do Zemlje. Ključni za održavanje magnetskog polja su procesi koji se događaju između vanjske i unutarnje jezgre, kao i na granici jezgre i plašta (eng. Core Mantle Boundary - CMB). Kao što je prikazano na Slici 3, postoji nekoliko procesa zbog kojih se održava magnetsko polje.

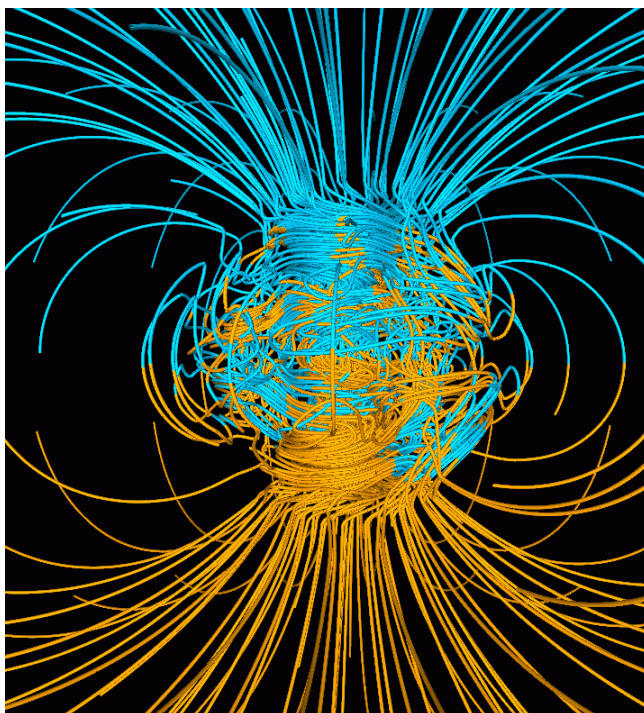


Slika 3 Procesi u vanjskoj jezgri Zemlje

Čestica (npr. atom Fe) se termičkom konvekcijom uzdiže prema CMB-u, a pritom joj smjer gibanja otklanja Coriolisova sila. Na CMB-u čestica postaje gušća i oslobađa toplinu. Tada na česticu djeluje uzgon te se ona giba prema unutarnjoj jezgri, gdje se kristalizira zbog porasta tlaka i oslobađa se latentna toplina koja pomaže termičku konvekciju. Procesom kristalizacije raste unutarnja jezgra. Ukupna gibanja u vanjskoj jezgri su izrazito komplicirana. U vanjskoj jezgri je ispunjen uvjet dobre vodljivosti, pa

vrijedi "frozen flux" (silnice polja prate gibanje fluida). Mehanizam održavanja glavnog magnetskog polja nazivamo geomagnetski dinamo.

Geomagnetsko polje ima svojstvo promjene smjera za 180° koje nazivamo magnetski reverzali. Rezultat reverzala je da magnetska igla koja je pokazivala prema jednom geografskom polu, nakon reverzala pokazuje prema suprotnom geografskom polu. Reverzali su kaotične pojave koje su česte u geološkom vremenu, ali se događaju u nepravilnim razmacima. Simulirano polje koje je rezultat Glatzmaier-Roberts modela geodinama je nakon 36.000 godina doživjelo promjenu polova (Glatzmaier i Roberts, 1995b). Dakle reverzali govore o promjenama gibanja fluida vanjske jezgre Zemlje. Na Slici 4 je prikazano magnetsko polje dobiveno Glatzmaier-Roberts-ovim modelom geodinama gdje se vidi komplicirana struktura polja u unutrašnjosti Zemlje.



Slika 4 Magnetsko polje dobiveno Glatzmaier-Roberts-ovim modelom geodinama

(<https://websites.pmc.ucsc.edu/~glatz/geodynamo.html>)

2.3 Geomagnetsko polje kore

Magnetični minerali u stijenama Zemljine gornje litosfere generiraju magnetska polja kada se nalaze u području gdje je temperatura manja od njihove Curieve temperature. Magnetizacija stijene ovisi o uvjetima kojima je ona izložena tijekom nastajanja i kroz tektonsku evoluciju. Magnetizacija "pamti" uvjete u prošlosti

(jačina i smjer polja u trenutku nastajanja ili kemijske promjene) te se oni očituju u komponenti koju nazivamo remanentna magnetizacija. Trenutni uvjeti kojima su magnetični minerali izloženi se očituju u induciranoj magnetizaciji. Vektorski zbroj inducirane i remanentne magnetizacije je ukupna magnetizacija stijene, koja uzrokuje magnetsko polje stijene. Ta polja stijena nazivamo geomagnetsko polje kore. Polje kore nam daje mnoge korisne informacije. Najpoznatiji primjer je otkriće širenja oceanskog dna gdje su nađena područja normalno i reverzno polariziranih stijena. Polje kontinentalne kore koristi za otkrivanje geologije kore (struktura, sastav i evolucija). Ako od mjerenja na sekularnim točkama oduzmemo vrijednosti glavnog polja (iz modela) možemo modeliranjem ili interpolacijom i ekstrapolacijom dobiti kartu polja kore za to područje. Tipična vrijednost polja kora je nekoliko stotina nT. Regionalne vrijednosti mogu biti veće i od 10.000 nT (Kursk, Ukrajina) zbog formacija bogatih željezom. Lokalne vrijednosti mogu biti veće i od 30.000 nT (Rogaland, Norveška), no dimenzija područja je nekoliko stotina metara.

2.4 Vremenske promjene geomagnetskog polja

Vremenske promjene geomagnetskog polja možemo podijeliti na one kojima je uzrok u unutrašnjosti Zemlje i one kojima je uzrok iznad površine Zemlje. Kratkoperiodičke promjene s periodima manjima od 5 godina su vanjskog podrijetla i one se vide u opservatorijskim podacima i podacima sa sekularnih stanica. Dugoperiodičke promjene s periodima većim od 5 godina imaju podrijetlo u unutrašnjosti Zemlje. Njih možemo vidjeti u opservatorijskim, arheološkim i paleomagnetskim zapisima.

2.4.1 Dugoperiodičke promjene

2.4.1.1 Sekularna varijacija (SV)

Sekularna varijacija je promjena magnetskog polja koja je vidljiva na skalama većim od 5 godina i odražava promjene u unutrašnjosti Zemlje. Iz opservatorijskih podataka zadnjih 400 godina dobivena su sljedeća obilježja sekularne varijacije:

1. prosječni godišnji dipolni moment opada za oko 0.05 % srednje vrijednosti dipolnog momenta, a posljednjih 30 – 40 godina pad se ubrzava
2. precesija osi dipola za oko 0.08°/god prema zapadu
3. pomak dipola prema sjeveru za oko 2 km/god

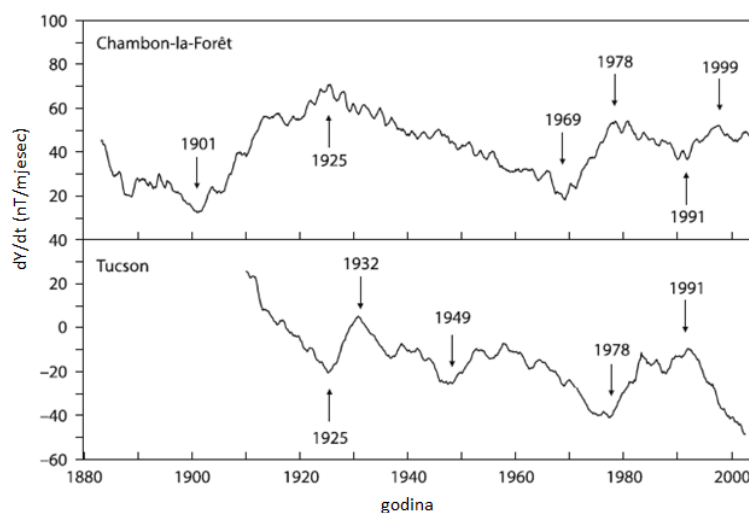
4. drift prema zapadu viših harmonika geomagnetskog polja za oko $0.2^\circ - 0.3^\circ/\text{god}$
5. srednja varijacija intenziteta viših harmonika geomagnetskog polja oko $10 \text{ nT}/\text{god}$.

Iz paleomagnetnih i arheomagnetnih zapisa dobivna su sljedeća obilježja:

1. drift prema zapadu nije stalna karakteristika SV
2. magnetsko polje usrednjeno na skali većoj od 100.000 godina je dipolno, geocentrično i u smjeru Zemljine osi rotacije
3. nasumično se događaju magnetski reverzali.

2.4.1.2 Sekularna akceleracija (SA) – geomagnetski trzaji

Geomagnetski trzaji su nagle promjene druge derivacije geomagnetskog polja po vremenu (sekularna akceleracija). SV pokazuje vremenske promjene, koje se očituju kao promjene nagiba u vremenu 1 – 2 godine i to nazivamo geomagnetski trzaji (Slika 5). Kompjuterska simulacija fizikalnih svojstava Zemljine jezgre (Aubert i Finlay, 2019) dovela je do pojave geomagnetskih trzaja. Pokazano je da su uzroci trzaja hidromagnetski valovi emitirani iz unutarnje jezgre. Ti valovi se pojačavaju kako se približavaju površini jezgre i uzrokuju magnetske perturbacije, koje su usporedive s opaženim trzajima.



Slika 5 Geomagnetski trzaji (označeni strelicama) na zapisima dvaju opservatorija (Lanza i Meloni, 2006)

2.4.2 *Kratkoperiodičke promjene*

2.4.2.1 *Sunčev vjetar i magnetosfera*

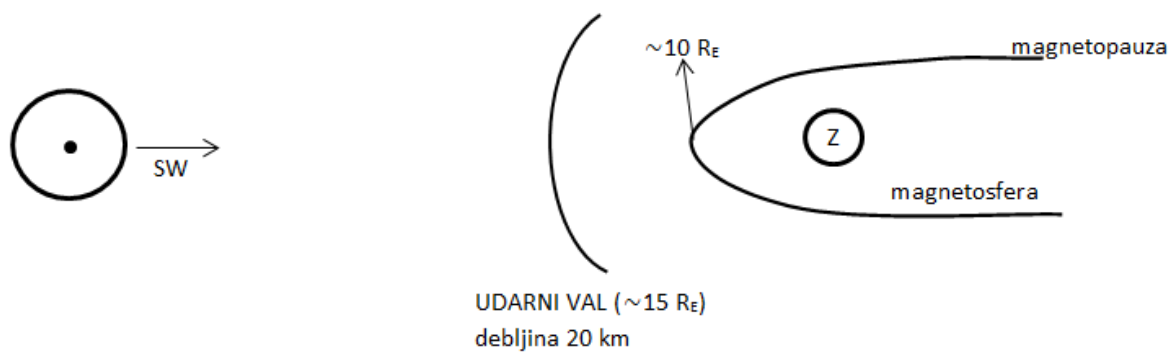
Interplanetarno područje popunjavaju čestice i magnetsko polje Sunčevog podrijetla. Sunčev vjetar (SW) je dominantno strujanje plazme u blizini Zemlje, a sastoji se od elektrona i protona. Zbog velike razlike u tlakovima između korone i interplanetarnog prostora čestice akceleriraju i bivaju oslobođene. Prvo se oslobađaju elektroni zbog manje mase, a protoni početno ostaju u koroni. Stvara se električno polje između elektrona i protona, koje tada akcelerira protone te i oni odlaze iz korone. Postoji stalan tok materijala sa Sunca. U Tablici 1 su navedene karakteristike SW u blizini Zemlje. Karakteristike SW ovise o ciklusu Sunčeve aktivnosti i području na Suncu na kojem nastaje.

Tablica 1 Karakteristike SW u blizini Zemlje

Gustoća protona	6.6 cm ⁻³
Gustoća elektrona	7 cm ⁻³
Gustoća He ⁺⁺	0.25 cm ⁻³
Temperatura protona	1.2·10 ⁵ K
Temperatura elektrona	1.4·10 ⁵ K
Magnetsko polje (B _{sw})	5 – 7 nT
Brzina SW	400 – 450 km/s

Međudjelovanje s koroninim izbačajima mase može navedene vrijednosti jako povećati. Brzim SW nazivamo onaj koji ima brzinu veću od 600 km/s, a sporim onaj koji ima brzinu manju od 400 km/s.

Magnetosfera je područje u kojem dominira Zemljino magnetsko polje. Magnetosfera je odijeljena od interplanetarnog magnetskog polja magnetopauzom. Magnetopauza je površina gdje je postignuta ravnoteža između tlaka geomagnetskog polja i tlaka čestica SW. Na Slici 6 je shematski prikazano interplanetarno područje Sunce – Zemlja.



Slika 6 Interplanetarno područje Sunce – Zemlja

SW dolaskom u blizinu Zemlje usporava i u trenutku kada doživi najveći pad stvara se udarni val. Pad brzine SW dovodi do porasta gustoće te plazma unutar SW postaje jako turbulentna. Takav promijenjeni SW i dalje utječe na magnetosferu. Jedna od posljedica interakcija SW i magnetosfere je pojava struja. Magnetosferske struje su vrlo važne za dinamiku Zemljinog plazmenog okoliša. Struja transportira naboje, masu, energiju, kutnu količinu gibanja te svojim magnetskim poljem utječe na plazmeni okoliš. Ugrubo možemo reći da postoje tri načina ulaska čestica u magnetosferu: ulazak preko polarnog lijevka, rekonekcija i direktno (kozmičko zračenje). Čestice kozmičkog zračenja imaju vrlo visoke energije što znači da imaju i veliki radijus kruženja te ako je radijus reda veličine radijusa magnetosfere čestica može direktno ući u magnetosferu. U području polarnog lijevka silnice geomagnetskog polja su orijentirane prema dolje i polje je slabo pa čestice mogu ući u magnetosferu. Sunčevo magnetsko polje je suprotno orijentirano geomagnetskog i giba se prema njemu. Kada se susretnu zbog koncepta zamrznutosti polja u plazmi ne mogu prodrijeti jedno u drugo. Događa se magnetska rekonekcija tj. od početnih polja dobili smo jedan zajednički magnetski sustav i prijenos plazme u drugom smjeru nego je ona tekla. Zbog magnetske rekonekcije čestice SW mogu ući u magnetosferu.

2.4.2.2 Ionosfera

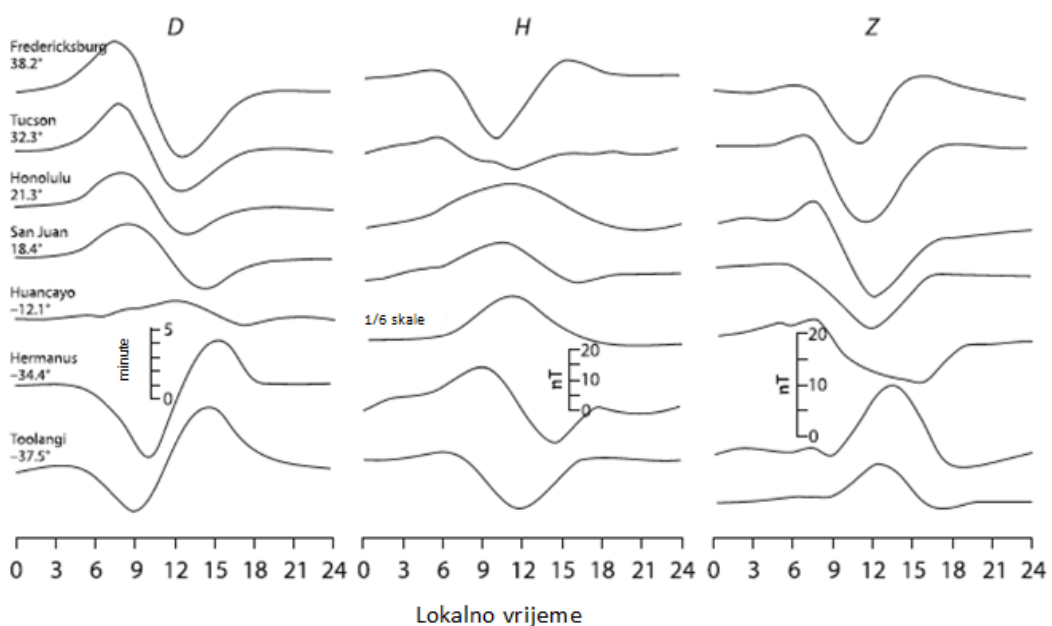
Ionosfera je ionizirana komponenta gornje atmosfere. Zbog postojanja ionosferskih naboja i magnetskog polja omogućen je nastanak električnih struja. Gledano u cjelini ionosfera je plazma, jer imamo jednak broj pozitivno i negativno nabijenih čestica. Ionosferu možemo podijeliti na 3 sloja:

- D ($h < 90$ km)
- E ($90 \text{ km} < h < 170$ km)
- F ($170 \text{ km} < h < 1\,000$ km).

Nastanak ionosferskih slojeva događa se na visini gdje je zračenje dovoljno intenziteta da dovodi do ionizacije, a gustoća plina dovoljno velika da to zračenje apsorbira, a to je na Zemlji između 50 i 1.000 km. Noću D sloj potpuno nestaje, E sloj je značajno oslabljen, a F sloj ostaje, jer su reakcije gubitka ionizacije jako spore.

2.4.2.3 Dnevne varijacije

Postojanje ionosfere omogućuje nam objašnjenje nekih varijacija vanjskog geomagnetskog polja. Solarne dnevne varijacije direktno su povezane s električnom vodljivošću gornje atmosfere i gibanjima atmosferskog plina kroz geomagnetsko polje. Gibanje čestica i njihova interakcija s magnetskim poljem dovode do pojave ionosferskih struja. Vodljivost ionosfere ovisi o koncentraciji čestica i frekvenciji sudara, pa su najveće struje na visini od 90 do 120 km. Struje modificiraju magnetsko polje mjereno na površini Zemlje. Takve varijacije mogu se vidjeti samo za geomagnetski mirnih dana (solarna tišina, S_q), kada nema jakih poremećaja u magnetosferi. Dnevne varijacije prate lokalno vrijeme i ponašanje komponenti magnetskog polja može se interpretirati kao superpozicija valova s periodima 24 i 12 sati (Slika 7).



Slika 7 Dnevne varijacije geomagnetskog polja (Campbell, 2003)

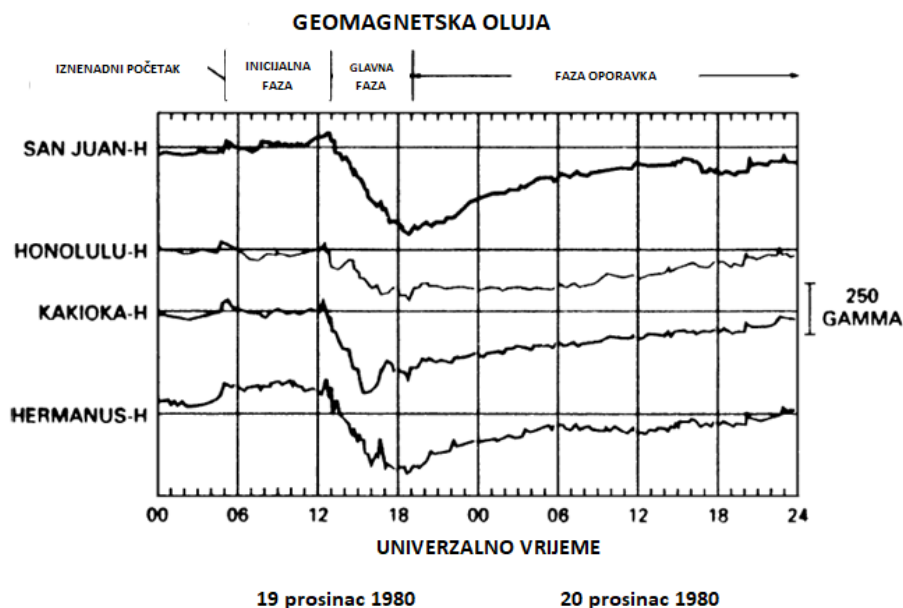
Amplituda varijacija je reda nekoliko desetaka nT. Amplituda varijacije mijenja se tijekom godišnjih doba. Visoke i srednje širine imaju maksimum ljeti i minimum zimi, a intertropska zona ima ekvinočijske maksimume. Amplituda dnevne Sunčeve varijacije ovisi i o broju Sunčevih pjega, najmanja je kada je broj pjega minimalan. Tijekom noćnih sati varijacije su zanemarive.

U blizini magnetskog ekvatora dnevne varijacije mogu doseći i do 200 nT. Ionosferske struje odgovorne za takve varijacije nazivaju se ekvatorijalni elektromlaz (EEJ). EEJ je uzak pojas u kojem struja teče prema istoku duž magnetskog ekvatora u osunčanom dijelu ionosfere. Struje su pojačane zbog istočne komponente vodljivosti, koja je horizontalna i normalna u odnosu na Zemljino električno polje.

Postoji i slaba varijacija (1 – 2 nT) s periodom 12 sati koju nazivamo lunarna varijacija. Atmosferska plima podiže vjetar u ionosferi i gibanje vodljivih čestica međudjeluje s geomagnetskim poljem te nastaju električne struje koje uzrokuju varijacije magnetskog polja. Efekti od Mjeseca su gravitacijski dok su oni od Sunca termalni, pa su Sunčevi mnogo veći. Gibanje čestica uzrokovano gravitacijom je mnogo manje nego kada se ubrzavaju zbog porasta temperature uzrokovanog Sunčevim zračenjem.

2.4.2.4 Geomagnetske oluje

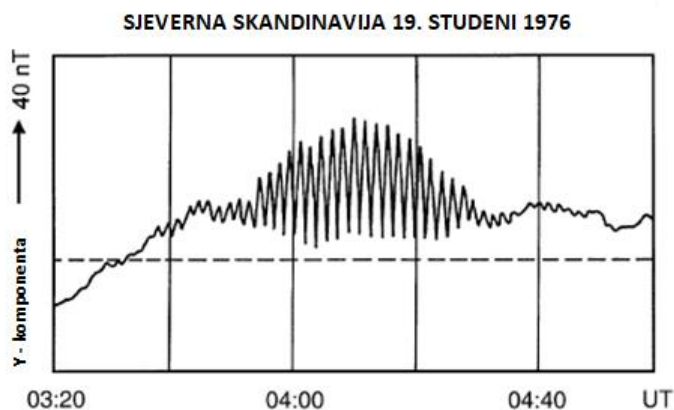
Geomagnetski poremećaj koji uzrokuje plazma izbačena sa Sunca naziva se geomagnetska oluja. Na srednjim geografskim širinama u prosjeku je jedna oluja godišnje veća od 250 nT, a desetak ih je oko 50 nT. Broj i intenzitet oluja ovisi o 11-godišnjem Sunčevom ciklusu aktivnosti. Na srednjim i niskim širinama većina oluja pokazuje iste karakteristike H komponente polja (Slika 8). Ponekad oluja počinje takozvanim iznenadnim početkom (sudden commencement - SC) koji se događa istovremeno svugdje na Zemlji. SC je uzrokovan udarnim valom u magnetosferi, a koji nastaje zbog dolaska brzog SW. Nakon SC-a može slijediti inicijalna faza u kojoj se povećava sjeverna komponenta polja. Većina oluja počinje glavnom fazom, gdje se H komponenta polja izrazito smanjuje. U fazi oporavka polje se vraća u neporemećeno stanje kroz period od nekoliko dana.



Slika 8 H komponenta polja za vrijeme geomagnetske oluje (Campbell, 2003)

2.4.2.5 Geomagnetske pulsacije

Geomagnetske pulsacije su plazmeni valovi ultraniske frekvencije u Zemljinoj magnetosferi. Frekvencije tih valova su u rasponu od 1 mHz pa do 10 Hz i pojavljuju se kao više-manje pravilne oscilacije u mjerenjima geomagnetskog polja (Slika 9). Valna duljina pulsacije nižih frekvencija je usporediva s karakterističnom skalom duljine cijele magnetosfere, pa se mogu interpretirati i kao svojstvene oscilacije stojnih valova u magnetosferi. Pulsacije viših frekvencija se obično prepoznaju kao proton ciklotronski valovi u magnetosferi. Amplitude pulsacija nižih frekvencija su oko nekoliko desetaka nT, pa do nekoliko stotina nT u polarnoj zoni. Amplitude pulsacija viših frekvencija su reda nekoliko nT.



Slika 9 Geomagnetska pulsacija (Glaßmeier, 2007)

2.5 Instrumenti za mjerenje geomagnetskog polja

2.5.1 Protonski i Overhauser magnetometar

Princip rada ovih magnetometara temelji se na paramagnetizmu, svojstvu da atomske jezgre imaju magnetski spin, koji se orijentira u smjeru vanjskog magnetskog polja. Senzor je napravljen od bočice napunjene tekućinom bogatom protonima oko koje su namotane dvije zavojnice. Polarizacijskom zavojnicom se pušta struja, generira se magnetsko polje u bočici te se spin protona orijentira u smjeru polja i frekvencija precesije je ovisna o jakosti magnetskog polja. Kada isključimo struju nestane stvoreno magnetsko polje i protoni se orijentiraju u smjeru geomagnetskog polja s frekvencijom $f = \frac{\gamma}{2\pi} B$, gdje je γ giromagnetski omjer protona, a B ukupno Zemljino magnetsko polje. Protoni precesijom stvaraju elektromotornu silu u mjernoj zavojnici iz čije frekvencije se onda izračuna jakost geomagnetskog polja. Nedostatak protonskog magnetometra je diskontinuitet u mjerenjima za vrijeme isključivanja struje.

Kontinuirana mjerenja se mogu postići pomoću Overhauserovog efekta. U tekućinu se dodaju slobodni elektroni i primjenjuje se polje radio-frekvencije koje orijentira elektrone. Overhauserovim efektom spin se prenosi na protone, što omogućuje kontinuirana mjerenja jer se sprega elektrona i protona može događati i dok se vrše mjerenja.

2.5.2 Fluxgate variometar

Variometri sa zasićenjem magnetske jezgre (eng. *fluxgate*) se koriste za kontinuirano mjerenje varijacija komponenti magnetskog polja. Ovisno o orijentaciji osi senzora mogu se mjeriti (X, Y, Z) ili (H, D, Z) komponente. Najjednostavniji primjer instrumenta se sastoji od feromagnetske jezgre i dvije zavojnice: pobudna (njome teče struja) i mjerna. Kada nema prisutnosti drugih magnetskih polja jezgra se pod djelovanjem naizmjeničnog magnetskog polja magnetizira u simetričnom ciklusu. U mjernoj zavojnici se stvara harmonički elektromagnetski signal. Ako na jezgru istodobno djeluje konstantno ili sporo mijenjajuće polje (geomagnetsko polje) tada krivulja magnetizacije mijenja svoj oblik i veličinu te postaje asimetrična. Također se mijenja elektromagnetski signal u mjernoj zavojnici. Pojavljuju se karakteristične harmoničke komponente signala, koje su proporcionalne jačini geomagnetskog polja.

Zbog osjetljivosti na temperaturu i orijentaciju osi, ne mogu se smatrati apsolutnim instrumentima.

2.5.3 DIM

Deklinacija – inkcinacija fluxgate magnetometar (DIM) je instrument koji se najčešće koristi za apsolutno mjerenje magnetskog polja. DIM se sastoji od fluxgate senzora koji se postavlja na teleskop nemagnetskog teodolita. Vrše se ručna mjerenja polja te se određuju deklinacija i inklinacija u koordinatnom sustavu geografskog sjevera i lokalne vertikalne osi. Ručna mjerenja se moraju vršiti u nekoliko pozicija pa se za proteklo vrijeme magnetsko polje promijeni. Da bi u mjerene podatke uračunali i promjene polja koristimo zapis s fluxgate variometra. Za računanje baznih linija drugih komponenti polja trebamo vrijednosti totalnog intenziteta polja koje dobivamo s opservatorijskog protonskog ili Overhauser magnetometra.

2.5.4 dIdD magnetometar

dIdD sustav se sastoji od protonskog, Overhauser ili kalijevog magnetometra smještenog između dviju međusobno okomitih zavojnica. Zavojnice su okomite na vanjsko magnetsko polje, jedna u vertikalnoj, a druga u horizontalnoj ravnini. Propuštanjem negativne i pozitivne električne struje naizmjenično kroz zavojnice mjere se nastala magnetska polja. Također se mjeri i vanjsko magnetsko polje. Iz tih podataka mogu se izračunati ukupni intenzitet polja i kutevi između vektora magnetskog polja i koordinatnih osi zavojnica: dI i dD . dI i dD se računaju pomoću relacija:

$$dD = \sin^{-1} \frac{D_p^2 - D_m^2}{4F \cos I \sqrt{\frac{D_p^2 + D_m^2}{2} - F^2}},$$

$$dI = \sin^{-1} \frac{I_p^2 - I_m^2}{4F \sqrt{\frac{I_p^2 + I_m^2}{2} - F^2}}$$

gdje je F intenzitet vanjskog magnetskog polja, I_p polje paralelno s osi I , I_m antiparaleno s osi I , D_p polje paralelno s osi D i D_m antiparaleno s osi D (Hrvoić i Newitt, 2011). Teoretski dIdD bi mogao biti apsolutni instrument, međutim samo u vlastitom koordinatnom sustavu. Zbog promjena u orijentaciji, u praksi se koristi za poboljšanje računanja baznih linija fluxgate magnetometra. Bazne linije se periodično

(obično jednom tjedno) odrede za dIdD koristeći DIM te se popravljene dIdD vrijednosti koriste za računanje baznih vrijednosti fluxgate magnetometra.

2.6 Tipovi geomagnetskih mjerenja

2.6.1 Geomagnetski opservatoriji

Geomagnetski opservatoriji vrše kontinuirana mjerenja velike točnosti svih komponenti geomagnetskog polja. Opservatorijski podaci pokazuju kako se polje mijenja na različitim vremenskim skalama, od nekoliko sekundi do stoljeća. Ti podaci su izuzetno važni za razumijevanje procesa koji se događaju unutar i oko Zemlje. U opservatorijima se koriste dvije kategorije instrumenata: apsolutni i variometri. Variometri se postavljaju u temperaturno stabilne objekte na izuzetno stabilne platforme jer su osjetljivi na promjenu položaja senzora i promjenu temperature. Najčešći apsolutni uređaji koji se koriste su DIM i protonski magnetometar. Na primjeru opservatorija Lonjsko polje možemo vidjeti raspored objekata i koji uređaji se nalaze u njima (Slika 10).



Slika 10 Opservatorij Lonjsko polje (Markušić, Herak i Mandić, 2012)

Variometarski podaci se pomoću baznih linija prilagođavaju apsolutnima i ako postoji još jedan variometar u opservatoriju (u drugom objektu) može se reducirati šum zbog ljudske aktivnosti ili popuniti praznine u podacima. Kada imamo kontinuirani, pročišćeni niz podataka reduciran na referentnu lokaciju radimo finalne opservatorijske podatke (minutni, satni, godišnji prosjeci i K indeksi).

Da bi instrumenti mogli kvalitetno mjeriti, opservatoriji moraju biti na lokaciji gdje je magnetski gradijent mali i poznate su promjene polja. Cijelo područje opservatorija može se smatrati instrumentom, pa je nužno da u opservatoriju i oko njega ima što manje magnetskih nečistoća, šumova i da su stupovi na koje su

postavljeni instrumenti stabilni. Distribucija opservatorija ovisi o nastanjenosti područja, postojanju lokalnih stručnih službi, financiranju, opskrbi energijom... Kao rezultat toga distribucija nije ujednačena, a u nekim područjima je i jako rijetka. U svijetu trenutno postoji oko 180 geomagnetskih opservatorija. Međunarodna mreža magnetskih opservatorija u stvarnom vremenu (eng. *the International Real-time Magnetic Observatory Network*, INTERMAGNET) okuplja najkvalitetnije opservatorije. INTERMAGNET opservatorij (IMO) mora zadovoljavati uvjete navedene u Tablici 2.

Tablica 2 Uvjeti za IMO (<https://www.intermagnet.org/imos/magobs-eng.php>)

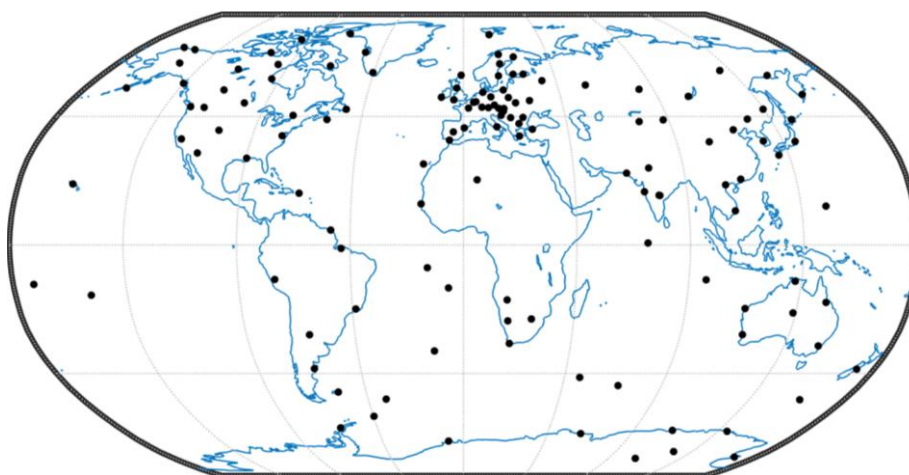
Vektorski magnetometar

rezolucija	0.1 nT
dinamički raspon	8.000 nT polarne i ekvatorijalne širine 6.000 nT srednje širine
pojasni opseg	DC na 0.1 Hz
frekvencija uzorkovanja	1 Hz (1 s)
termička stabilnost	0.25 nT/°C
dugoročna stabilnost	5 nT/god

Skalarni magnetometar

rezolucija	0.1 nT
frekvencija uzorkovanja	0.033 Hz (30 s)
točnost	1 nT

Trenutno rade 133 IMO-a, a među njima je i Geomagnetski opservatorij u Lonjskom polju. Njihova distribucija je prikazana na Slici 11.



Slika 11 Distribucija IMO-a

2.6.2 Satelitska mjerenja

Satelitska mjerenja su globalna mjerenja koja služe kao komplement mreži opservatorija. Rana mjerenja geomagnetskog polja vršila su se apsolutnim

instrumentima (npr. protonski magnetometar). Novije satelitske misije koristile su fluxgate variometre kalibrirane s apsolutnim instrumentima. U Tablici 3 se nalazi popis satelitskih misija.

Tablica 3 Popis satelitskih misija (Olsen i Kotsiaros, 2011)

Satelit	Vrijeme	Inklinacija	Visina [km]	Podaci
OGO-2	listopad 1965 – rujan 1967	87°	410 – 1 510	Skalarni
OGO-4	srpanj 1967 – siječanj 1969	86°	410 – 910	Skalarni
OGO-6	lipanj 1969 – lipanj 1971	82°	400 – 1 100	Skalarni
Magsat	studeni 1979 – svibanj 1980	97°	350 – 550	Skalarni i vektorski
Ørsted	veljača 1999-	97°	650 – 850	Skalarni i vektorski
CHAMP	srpanj 2000-	87°	310 – 450	Skalarni i vektorski
SAC-C/ Swarm	siječanj 2001 – prosinac 2004 2012 – 2016	97° 88°/87°	698 – 705 530/ < 450	skalarni Skalarni i vektorski

Instrumenti su postavljeni tako da se senzori nalaze na štapu udaljeni 2 – 8 m od letjelice, a GPS-om im se utvrđuje položaj u odnosu na letjelicu. Satelitska mjerenja imaju puno bolju globalnu pokrivenost nego opservatoriji, no postoje nedostaci u takvim mjerenjima zbog kojih ne mogu biti jedini za prikaz geomagnetskog polja. Zbog vibracija štapa na kojem su instrumenti mogu se izgubiti informacije o orijentaciji senzora. Sateliti lete iznad ionosfere, pa se mjeri i polje nastalo zbog ionosferskih struja te se teže identificira unutarnje polje Zemlje. Sekularna varijacija se može bolje utvrditi iz dugoročnih, stabilnih opservatorijskih mjerenja. Sve navedeno dovodi do zaključka da se najbolji modeli geomagnetskog polja dobivaju kombinacijom mjerenja na površini i satelitskih mjerenja.

2.6.3 Aeromagnetska mjerenja

Aeromagnetska mjerenja provode se u svrhu geološkog mapiranja, istraživanja minerala i nafte, okoliša i voda. Promjene u izmjerenom magnetskom polju odražavaju distribuciju magnetskih minerala i predmeta koje je napravio čovjek u Zemljinoj kori. Najviše aeromagnetskih istraživanja se koristi za geološko mapiranje na nepristupačnom i prekrivenom terenu. Letjelice koje provode mjerenja lete po

unaprijed određenim međusobno paralelnim linijama (linije leta). Također lete i po linijama okomitim na linije leta (kontrolne linije). Visina leta ovisi o razmaku među linijama leta i niže visine su pogodnije za manje razmake. Magnetometar se postavlja na štap udaljen od tijela letjelice (avion ili helikopter). Uz podatke s magnetometra nužno je znati i točan položaj i vrijeme, kao i imati snimku leta da bi se mogli vidjeti utjecaji čovjeka (npr. tračnice, strujni vodovi...). Kod interpretacije rezultata moramo uzeti u obzir i doprinos inducirane magnetizacije, koja se stvara jer se letjelica kreće u geomagnetskom polju.

2.6.4 Marinska mjerenja

Marinsko istraživanje je mjerenje geomagnetskog polja duž profila na interesnom području s ciljem utvrđivanja magnetizma oceanskog dna. Oceansko dno je magnetizirano u prugama različitih polariteta u kojima su zamrznuta povijesna geomagnetska polja te se marinskim mjerenjima magnetskog polja može rekonstruirati širenje oceanskog dna. Mjerenjima se mogu odrediti i granice tektonskih ploča. U marinskim istraživanjima brod vuče magnetometar, ali u zadnje vrijeme se instrumenti postavljaju i na autonomna podvodna plovila i plovila s daljinskim upravljanjem.

2.6.5 Mjerenje sekularne varijacije

Sekularna stanica je točno određeno mjesto na kojem se mjeri vektor geomagnetskog polja u pravilnim vremenskim intervalima (2 – 5 godina). Pozicija sekularne stanice mora biti detaljno zabilježena da bi se osiguralo da se mjerenja uvijek vrše na istom mjestu. Mjerenja sa sekularnih stanica su važna za modeliranje glavnog geomagnetskog polja i sekularne varijacije. Podaci se koriste za globalno i regionalno modeliranje geomagnetskog polja. Koriste se i za reduciranje šumova satelitskih mjerenja koja nastaju pri inverziji visine.

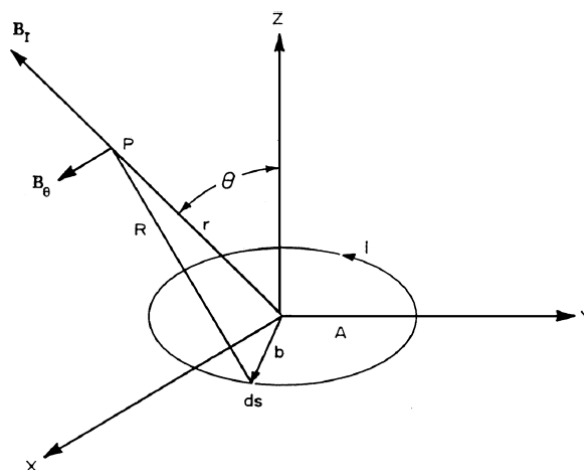
2.6.6 Terenska istraživanja

Terenska istraživanja su ciljana mjerenja geomagnetskog polja na određenoj lokaciji kojima dobivamo detaljan uvid u strukturu polja. Takva istraživanja se koriste za određivanje lokacije budućih geomagnetskih opservatorija ili traženja ruda i plina.

2.7 Modeliranje geomagnetskog polja

2.7.1 Dipolno polje

Struja koja teče jednostavnom petljom proizvodi dipolno magnetsko polje. Struja \vec{i} teče u X - Y ravnini duž vodljive petlje koja zatvara površinu A radijusa b , a Z je normala na površinu (Slika 12). P je točka udaljena za r od središta petlje i udaljena za R od elementa duljine ds .



Slika 12 Koordinatni sustav petlje kojom teče struja (Campbell, 2003)

Koristeći Biot-Savartov zakon:

$$d\vec{B} = \frac{\mu_0 \vec{i} ds \times \vec{R}}{4\pi R^3}$$

možemo izračunati element magnetskog polja dB u smjeru elementa vodiča ds :

$$dB = \frac{\mu_0 i ds R \sin\alpha}{4\pi R^3}$$

gdje je α kut između ds i R , a konstanta μ_0 je permeabilnost vakuuma. Uzimajući u obzir da je $r \gg b$ računamo komponente \vec{B} . Integracijom dobivamo:

$$B_r = \frac{\mu_0 i A \cos\theta}{2\pi r^3} i$$

$$B_\theta = \frac{\mu_0 i A \sin\theta}{4\pi r^3}.$$

Definiramo magnetski dipolni moment $M = iA$.

U prvoj aproksimaciji geomagnetsko polje je dipolno, a osi dipola su nagnute za 11° u odnosu na Zemljinu os rotacije. Komponente dipolnog polja na površini Zemlje su:

$$B_r = -Z = \frac{2[\mu_0 M \cos(\theta)]}{4\pi r^3} = Z_0 \cos(\theta),$$

$$B_\theta = -H = \frac{\mu_0 M \sin(\theta)}{4\pi r^3} = H_0 \cos(\theta),$$

gdje je r radijus Zemlje te je $H_0 = \frac{Z_0}{2}$. Ukupni intenzitet polja je:

$$B = \sqrt{H^2 + Z^2}.$$

U prosjeku je 90% Zemljinog polja dipolno pa možemo koristiti aproksimaciju $H_0 = 3.1 \cdot 10^4 \text{ nT}$ te je jakost polja na ekvatoru jednaka H_0 , a na polovima $2H_0$. Inklinacija je tada $\text{tg} I = \frac{Z}{H} = 2 \text{ctg} \theta$.

2.7.2 Potpuni prikaz geomagnetskog polja

Za elektromagnetske pojave vrijede Maxwellove jednačbe. Krećemo od jednačbe na Zemljinoj površini gdje je električna struja zanemariva:

$$\nabla \times \vec{B} = \vec{i} \left(\frac{\delta B_z}{\delta y} - \frac{\delta B_y}{\delta z} \right) + \vec{j} \left(\frac{\delta B_x}{\delta z} - \frac{\delta B_z}{\delta x} \right) + \vec{k} \left(\frac{\delta B_y}{\delta x} - \frac{\delta B_x}{\delta y} \right) = 0.$$

Magnetsko polje \vec{B} možemo izraziti kao gradijent skalarnog potencijala V :

$$\vec{B} = - \left(\vec{i} \frac{\delta V}{\delta x} + \vec{j} \frac{\delta V}{\delta y} + \vec{k} \frac{\delta V}{\delta z} \right) = -\nabla V.$$

Koristimo i jednačbu:

$$\nabla \cdot \vec{B} = \frac{\delta B_x}{\delta x} + \frac{\delta B_y}{\delta y} + \frac{\delta B_z}{\delta z} = 0.$$

Kombinirajući prethodne dvije jednačbe dobivamo

$$\nabla \cdot \vec{B} = -\nabla \nabla V = 0 \text{ ili}$$

$$\nabla^2 V = 0$$

i tu jednačbu zovemo Laplaceova jednačba. U sfernim koordinatama ona postaje:

$$\frac{\delta}{\delta r} \left(r^2 \frac{\delta V}{\delta r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\delta}{\delta \theta} \left(\sin \theta \frac{\delta V}{\delta \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\delta^2 V}{\delta \phi^2} = 0$$

gdje su r , θ i ϕ geocentrične koordinate: radijalna udaljenost, kolatituda i longituda. Rješenje jednadžbe za V je umnožak triju članova. Prvi član je samo funkcija r , drugi je samo funkcija θ , a treći samo funkcija ϕ . Rješenje možemo pisati u obliku

$$V(r, \theta, \phi) = R(r)S(\theta, \phi)$$

gdje je $S(\theta, \phi) = T(\theta)L(\phi)$.

Rješenje potencijalne funkcije V za geomagnetsko polje koje zadovoljava ove uvjete je:

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n S_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n^i \right]$$

gdje je a radijus Zemlje. Rješavanje ove jednadžbe za V nam omogućuje računanje vrijednosti magnetskih komponenti na bilo kojoj lokaciji oko i na Zemlji. Rješenje je takvo da za svaki n vrijede zakoni elektromagnetizma (kao da taj član jedini doprinosi polju).

V sadrži dva niza. Prvi niz sadrži članove s r^n . Kako se r povećava članovi sve više rastu što znači da se približavamo izvoru struje koja uzrokuje magnetsko polje. Te članove nazivamo V_e i oni su vezani uz vanjsko magnetsko polje. U drugom nizu ovisnost članova je o $\left(\frac{1}{r}\right)^n$ pa ti članovi rastu kako se r smanjuje što znači da se približavamo izvoru struje koja uzrokuje unutarnje polje. Te članove označavamo s V_i i odgovaraju unutarnjem magnetskom polju. $S(\theta, \phi)$ su funkcije koje nazivamo Legendreovi polinomi i možemo ih zapisati kao $P_n^m(\theta)$ gdje su n i m cijeli brojevi koje nazivamo stupanj odnosno red polinoma i vrijedi $n \geq 1$ i $m \leq n$. Unutarnje polje je zapravo glavno geomagnetsko polje B_m (uzrokovano strujama u Zemljinoj jezgri). Potencijal glavnog polja možemo izraziti pomoću Legendreovih polinoma:

$$V_i = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi)] P_n^m(\theta).$$

Koristeći vezu između magnetskog polja i potencijala možemo izračunati komponente magnetskog polja:

$$X(\theta, \phi) = -B_\theta = \frac{1}{a} \frac{\delta V}{\delta \theta},$$

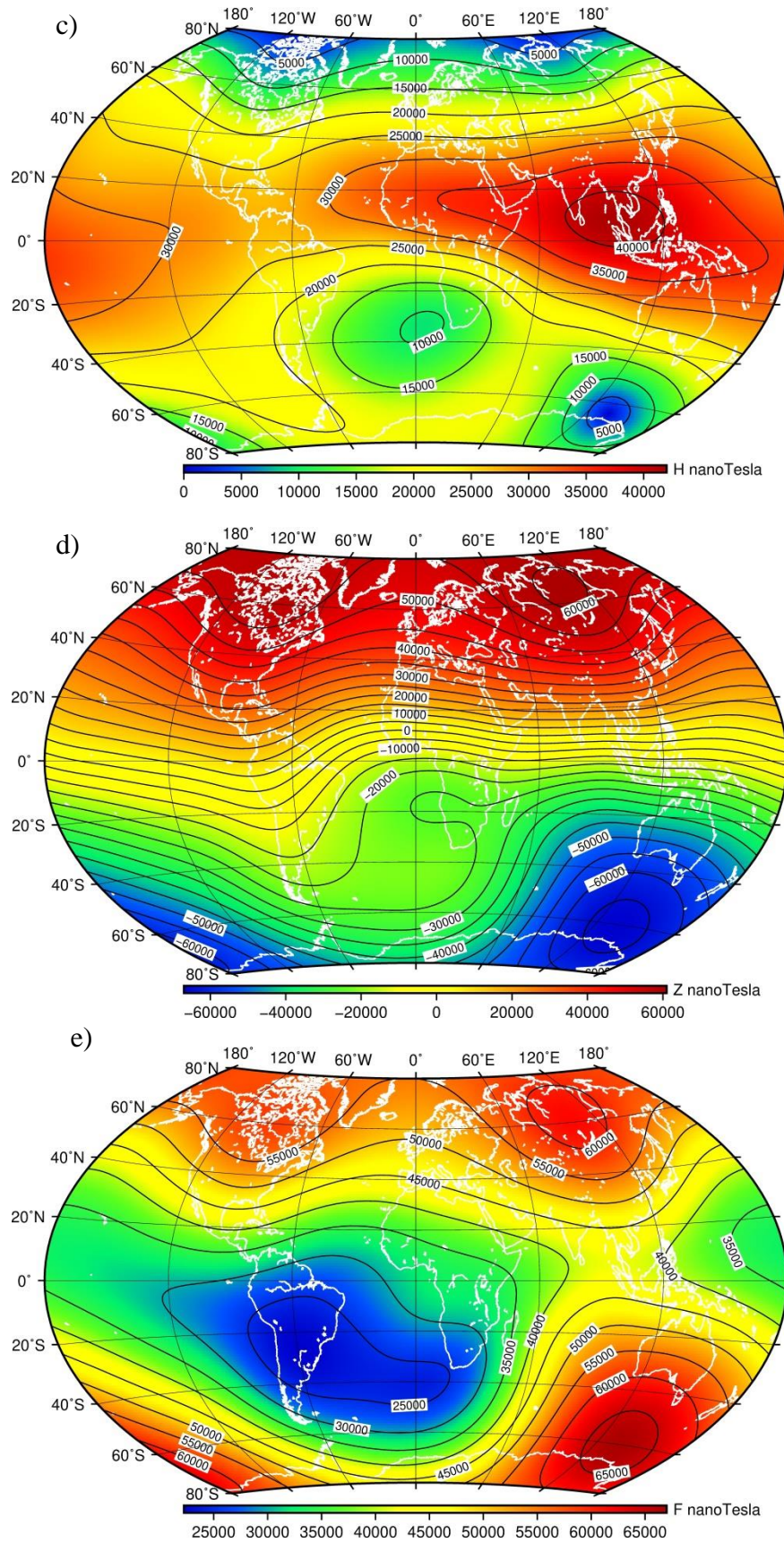
$$Y(\theta, \phi) = -B_\phi = -\frac{1}{a \sin \theta} \frac{\delta V}{\delta \phi},$$

$$Z(\theta, \phi) = -B_r = \frac{\delta V}{\delta r}.$$

Koeficijente g_n^m i h_n^m nazivamo Gaussovim koeficijentima. Za računanje Gaussovih koeficijenata koriste se mjerenja magnetskog polja. U praksi se magnetsko polje ne mjeri svugdje na Zrmljinoj površini, pa se koeficijenti g i h dobivaju prilagodbom na mjerenja metodom najmanjih kvadrata. Čak i danas imamo samo oko 200 opservatorija, koji nisu pravilno raspoređeni, što je problem za modeliranje glavnog geomagnetskog polja. Također se može dogoditi da su opservatoriji smješteni na području s velikom lokalnom anomalijom. Satelitska mjerenja su mnogo manje osjetljiva na efekte polja kore, no vrlo je teško točno orijentirati magnetometar da bi se točno odredile sve komponente vektora polja. Ukupno polje $|\vec{B}|$ puno je lakše mjeriti, no pokazano je da iako znamo $|\vec{B}|$ svuda ne možemo dobiti jedinstven model polja (Khokhlov, Hulot, Le Mouél, 1999). Postoje parovi polja \vec{B}_a i \vec{B}_b koji zadovoljavaju jednadžbe $\nabla \times \vec{H} = 0$ i $\nabla \cdot \vec{H} = 0$ izvan promatrane sfere i takvi da je $|\vec{B}_a| = |\vec{B}_b|$ svugdje na sferi, ali je $\vec{B}_a \neq \vec{B}_b$. Takva dva polja imaju iste vrijednosti totalnog intenziteta, ali daju dva različita modela.

2.7.3 IGRF

Geomagnetsko polje se mijenja u vremenu i prostoru te se mjerenja moraju vršiti kontinuirano i moraju se generirati modeli koji točno prikazuju magnetsko polje. IGRF je međunarodno priznat globalni sferno harmonički model geomagnetskog polja čiji su izvori u Zemljinoj jezgri. IGRF se prilagođava svakih 5 godina pod vodstvom Međunarodnog društva za geomagnetizam i aeronomiju (eng. *The International Association of Geomagnetism and Aeronomy*). Svaka generacija IGRF-a se sastoji od nekoliko sastavnih modela, od kojih su neki definitivni, i tada dobivaju naziv Definitivno magnetsko referentno polje (eng. Definitive magnetic reference field, DGRF) i nisu podložni promjenama u sljedećim generacijama IGRF-a. Za generiranje točnog IGRF-a potrebni su podaci visoke kvalitete ravnomjerno raspoređeni na Zemljinoj površini. Podaci iz geomagnetskih opservatorija su i dalje



Slika 13 Komponente glavnog geomagnetskog polja (a) D (b) I (c) H (d) Z (e) B
<http://www.geomag.bgs.ac.uk/research/modelling/IGRF.html>)

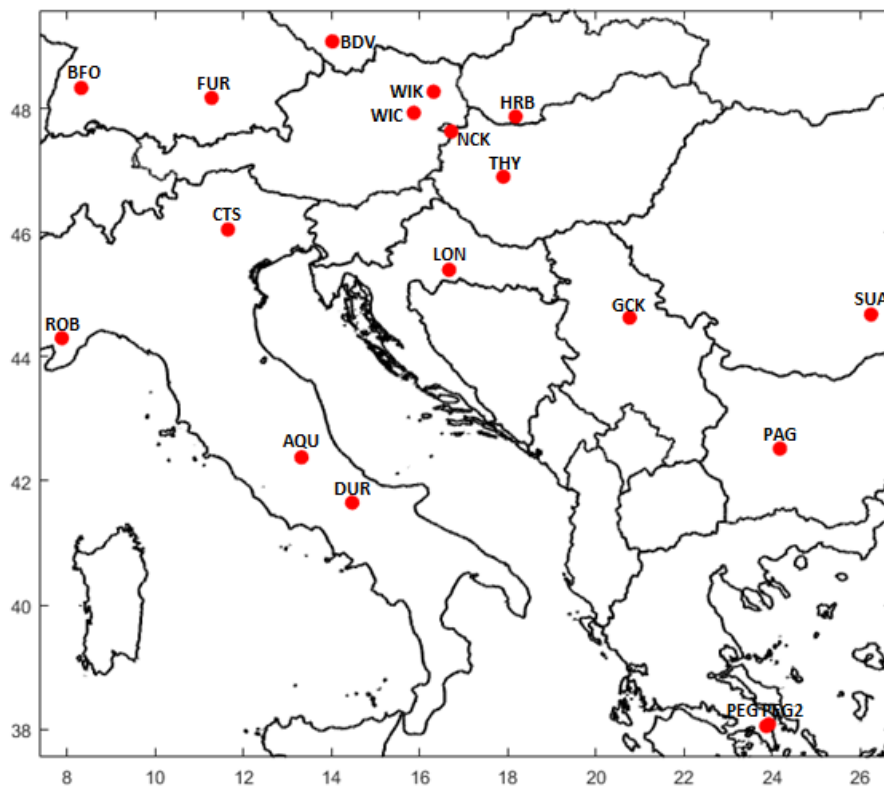
3 Odabir i analiza podataka

U ovom radu je šire područje Balkana interesno područje. Budući da je cilj izračunati razlike između mjerenih opservatorijskih vrijednosti i modeliranih vrijednosti korišteni su podaci s opservatorija koji pokrivaju to područje. U Tablici 4 su popisani korišteni opservatoriji, a na Slici 14 su prikazane njihove lokacijena geografskoj karti.

Tablica 4 Popis opservatorija

Opservatorij	geografska širina [°]	geografska dužina [°]	nadmorska visina [m]	orijentacija instrumenta	godine rada
L'Aquila (AQU) Italija	42.38	13.32	682	HDZF	1958 - 2009
Penteli (PEG) Grčka	38.05	23.87	/	/	1959 - 1986
Pedeli (PEG2) Grčka	38.08	23.93	380	HDZF	1987 -
Panagyurishte (PAG) Bugarska	42.52	24.18	556	HDZF	1948 -
Grocka (GCK) Srbija	44.63	20.77	231	XYZF	1959 -
Roburent (ROB) Italija	44.3	7.88	/	/	1964 - 1973
Furstenfeldbruck (FUR) Njemačka	48.17	11.28	572	XYZF	1939 -
Wien Kobenzl (WIK) Austrija	48.27	16.32	400	/	1955 - 2015
Hurbanovo (HRB) Slovačka	47.87	18.18	120	XYZF	1890 -
Budkov (BDV) Češka	49.08	14.02	496	XYZF	1967 -
Nagycenk (NCK) Mađarska	47.63	16.72	153	HDZF	1961 -
Tihany (THY) Mađarska	46.9	17.9	187	XYZF	1955 -

Black Forest (BFO) Njemačka	48.33	8.32	641	XYZF	2004 -
Duronia (DUR) Italija	41.65	14.47	920	XYZF	2010 -
Conrad (WIC) Austrija	47.93	15.87	1088	HDZF	2014 -
Surlari (SUA) Rumunjska	44.68	26.25	84	HDZF	1949 -
Lonjsko Polje (LON) Hrvatska	45.4	16.67	95	DIF	2012 -
Castello Tesino (CTS) Italija	46.047	11.65	1175	HDZ	1964 -



Slika 14 Lokacije opservatorija

Za račun sam kao mjerenu vrijednost na pojedinom opservatoriju uzela godišnji srednjak za datu godinu (http://www.geomag.bgs.ac.uk/data_service/data/annual_means.shtml). U izračunu godišnjih srednjaka korišteni su svi dani u gotovo svim slučajevima. Postoji nekoliko

vrijednosti koje su dobivene korištenjem samo apsolutnih mjerenja ili nepotpunih podataka, no takvih je zanemarivo malo. Područje između minimalne i maksimalne geografske dužine gdje imamo mjerenja sam podijelila na 1000 dijelova. Isto sam učinila i s geografskom širinom. Tada sam interpolirala mjerene vrijednosti na dobivenu mrežu točaka metodom prirodnog susjeda (eng. *natural*). Interpolacijom se upotpunjuju podaci jer opservatoriji nisu ravnomjerno i dovoljno gusto raspoređeni. Zbog malog broja mjerenja bilo je potrebno koristiti metodu prirodnog susjeda koja kompleksija od linearne, no jednostavnija od kubne (<https://se.mathworks.com/help/matlab/ref/griddata.html>). Linarna interpolacija i metoda najbližeg susjeda nisu davale glatke izolinije.

Modelirane vrijednosti su rezultat IGRF-a 13-te generacije koji je razvijen u prosincu 2019. IGRF 13 za potencijalnu funkciju koristi jednadžbu:

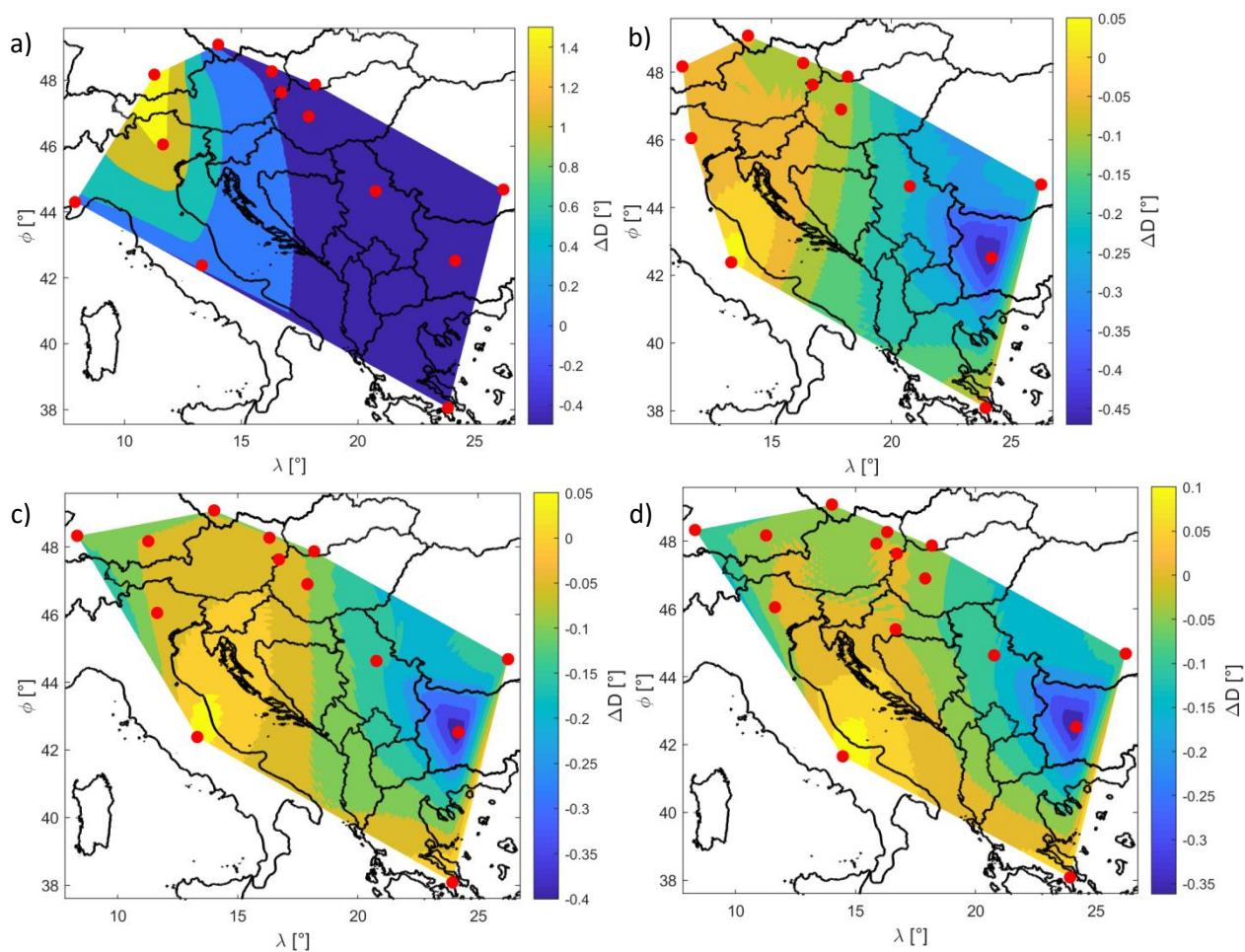
$$V(r, \theta, \phi, t) = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} [g_n^m(t)\cos(m\phi) + h_n^m(t)\sin(m\phi)]P_n^m(\theta)$$

gdje je $a = 6371.2$ km i $N = 13$ (<https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>). IGRF 13 je definitivni model za 1945. te 1950. do 2015. godinu. Za 1900., 1905. do 1940. i 2015. do 2020. godinu model nije definitivni. Pomoću programa IGRF13.f (<https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf13.f>) izračunala sam vrijednosti glavnog polja na mreži točaka razmaknutih 0.1° u smjeru i geografske širine i dužine za željenu godinu. Program nudi još računanje vrijednosti za različite lokacije u različito vrijeme i niza godišnjih vrijednosti za jednu lokaciju. Da bi setovi podataka bili usporedivi, rezultat modela sam interpolirala na istu mrežu istom metodom kao i mjerene vrijednosti. Zatim je bilo potrebno izračunati rezidual $\Delta X = X_o - X_m$, gdje je X_o mjerena vrijednost promatrane komponente, X_m modelirana vrijednosti i ΔX je rezidual promatrane komponente. Zadnji korak je bio prikazati rezidualne na karti izolinija.

Za vrijeme u kojem ću provesti analizu sam odabrala period od 1967. do 2015. godine. 1967. sam odabrala jer je bilo dovoljno opservatorijskih podataka i nalazi se oko sredine vremenskog perioda za prvu generaciju IGRF-a (1955 – 1975). 2015. sam odabrala jer je posljednja godina za koju je podnesen dovoljan broj godišnjih srednjaka i za koju je IGRF 13 definitivni model.

4 Rezultati i diskusija

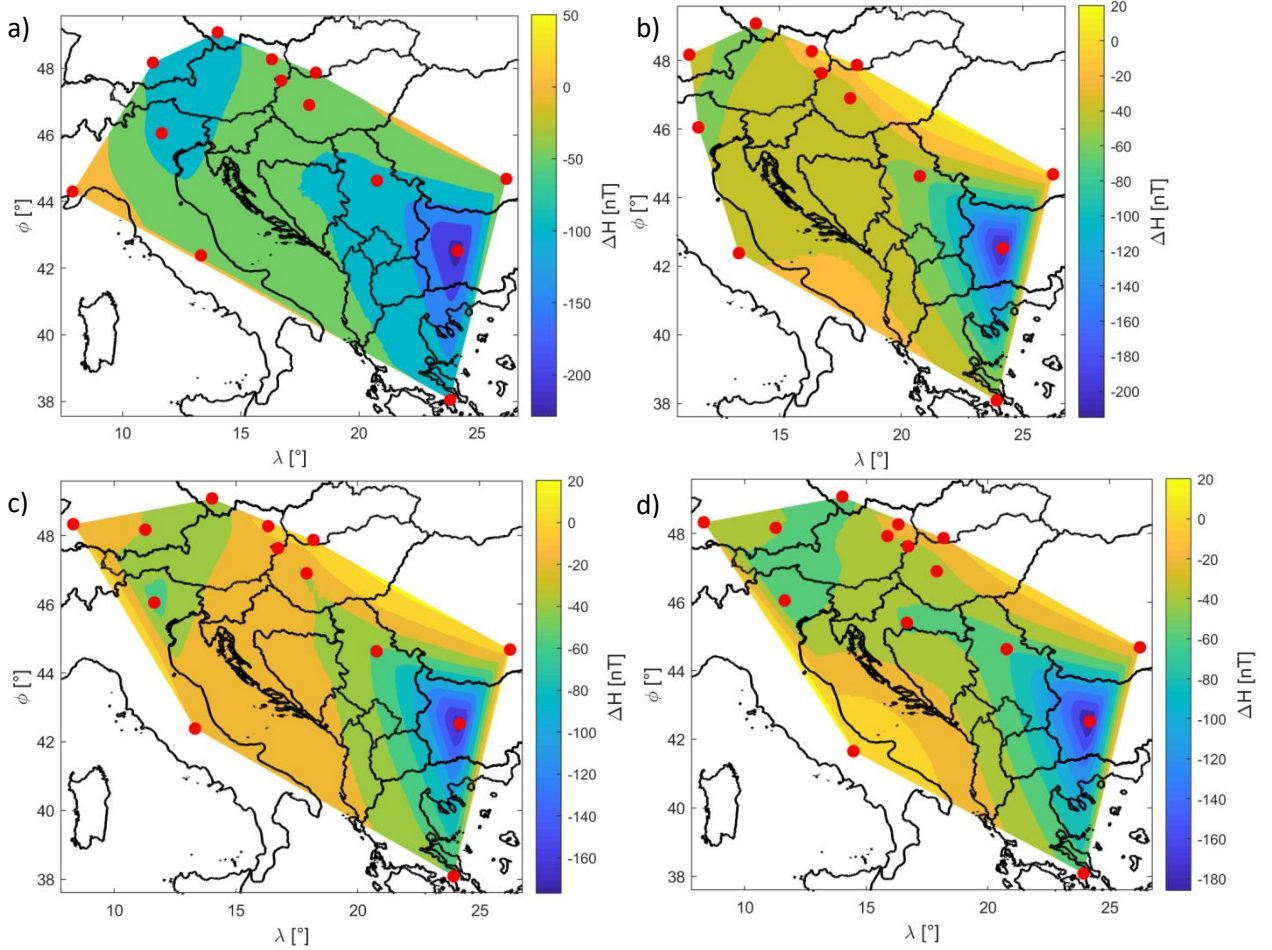
Prikazala sam karte izolinija za rezidualne komponente D (Slika 15), H (Slika 16), Z (Slika 17) i B (Slika 18) za 1967., 1987., 2007. i 2015. godinu. U godinama između nije bilo drastičnih promjena, pa su rezultati za izabrane godine reprezentativne za cijelo razdoblje. Ovakva analiza podataka nam govori o polju na mjestu gdje imamo mjerenja i o regionalnim značajkama jer se lokalne anomalije neće vidjeti zbog malog broja mjerenja.



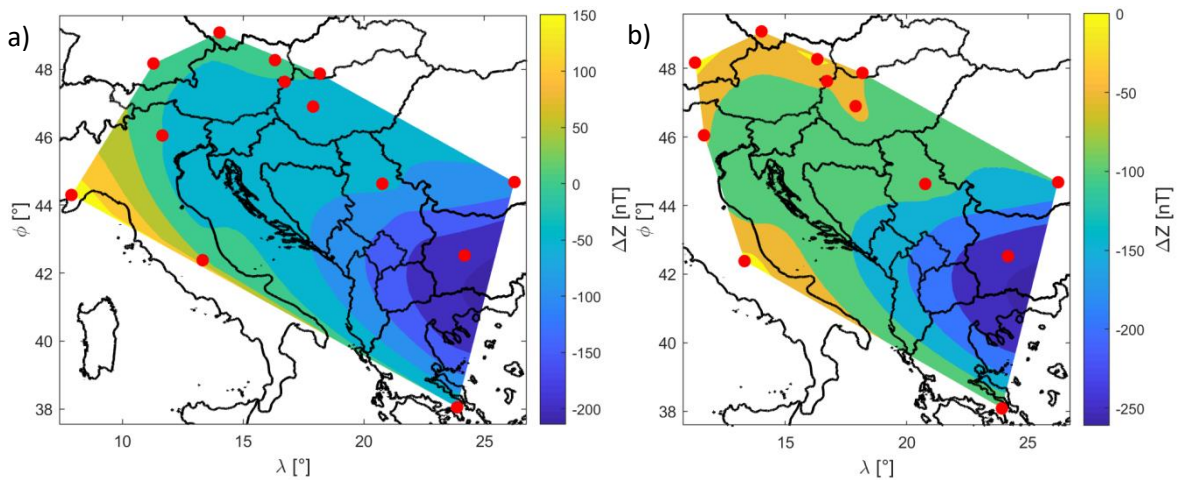
Slika 15 Karte izolinija reziduala ΔD za godinu a) 1967 b) 1987 c) 2007 d) 2015

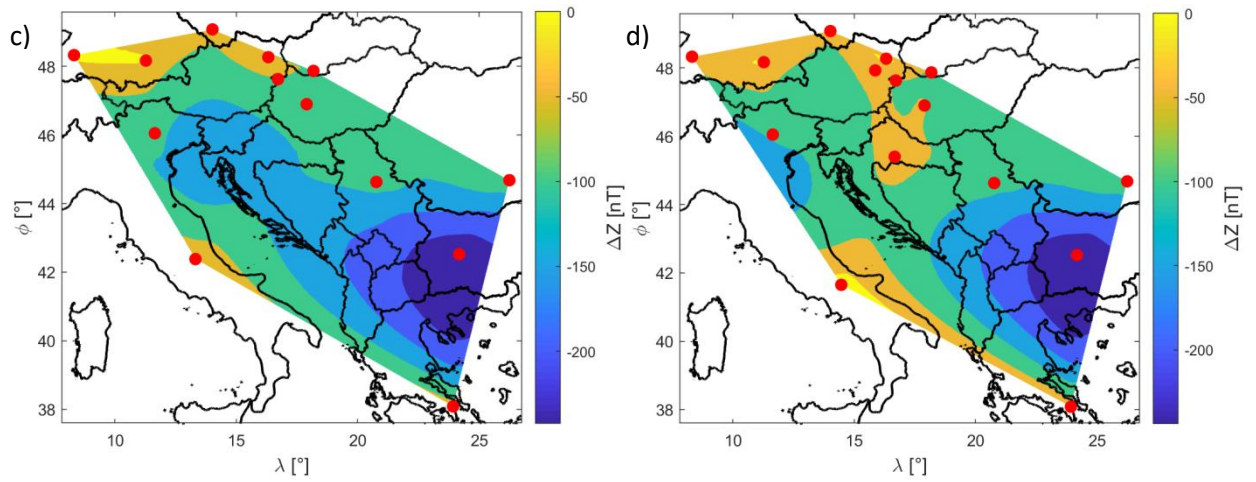
Rezidualni deklinacije su u rasponu -0.5° do 0.1° osim za 1967. godinu gdje je maksimum 1.5° . Reziduali su veći za 1967. godinu vjerojatno jer se tada još nisu koristili fluxgate variometri u opservatorijima nego klasični variometri čije su greške bile veće. 1987. godine vrijednosti su manje jer je sve više opservatorija koristilo fluxgate variometere, što je poboljšalo kvalitetu podataka pa i dovelo do osnivanja INTERMAGNETA (Matzka i sur., 2010). Lokalne anomalije (feromagnetske rude,

vulkanske stijene) obično uzrokuju anomalije amplitude 3 – 4° (Mandea, 2007), pa možemo zaključiti da na promatranom području nema anomalija koje se utječu na deklinaciju geomagnetskog polja.

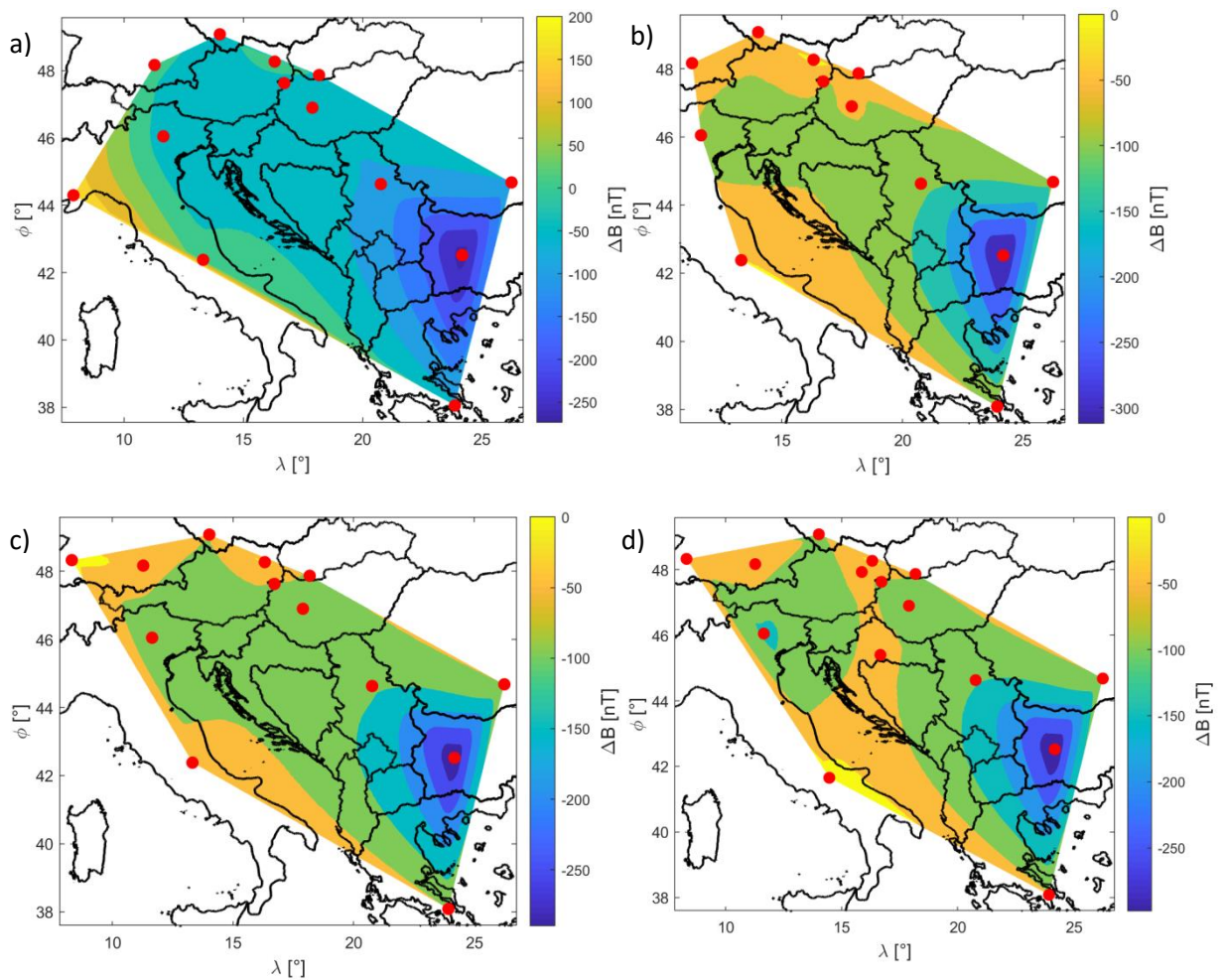


Slika 16 Karte izolinija reziduala ΔH za godinu a) 1967 b) 1987 c) 2007 d) 2015





Slika 17 Karte izolinija reziduala ΔZ za godinu a) 1967 b) 1987 c) 2007 d) 2015



Slika 18 Karte izolinija reziduala ΔB za godinu a) 1967 b) 1987 c) 2007 d) 2015

Pogledamo li karte za ostale komponente reziduala ΔH , ΔZ i ΔB vidimo da kroz godine nema značajnijih promjena, iako nisu za sve godine mjereni podaci s istih opservatorija. 1967. godine imamo mjerenja i s opservatorija Roburent koji je 1973. prestao s radom, pa tada imamo uvid u još jedan dio Italije, koji poslije nije pokriven

mjerenjima. Male razlike u dobivenim rezidualima za istu lokaciju kroz godine nam ukazuje da su anomalije koje uzrokuju razlike stalne, tj. da imaju svoj izvor u Zemljinoj kori. 2012. godine s radom počinje opservatorij Lonjsko polje, pa se na kartama poboljšava prostorna rezolucija, nije više cijelo područje Hrvatske homogeno. Za točno modeliranje geomagnetskog polja izuzetno je važna dobra prostorna pokrivenost i ovdje se na jednostavnom primjeru jednog dodanog opservatorija odmah vidi koliko više informacija možemo dobiti o području.

Vrijednosti ΔH su od -250 nT do 50 nT, ΔZ od -280 nT do 0 nT te ΔB od -320 nT do 200 nT. Takve vrijednosti odgovaraju tipičnim amplitudama Zemljinog polja kore. Odstupanja od modela su prisutna i u horizontalnoj i u vertikalnoj komponenti te su istog predznaka tako da su odstupanja ukupnog intenziteta polja veća nego odstupanja svake od komponenti polja. Reziduali ukupnog polja u području oko opservatorija Castello Tesino iznose oko -100 nT, a oko Roburent 200 nT. Usporedimo li te rezultate s kartom magnetskih anomalije Italije (Meloni i sur., 2007) vidimo da su vrijednosti anomalnog polja odgovaraju dobivenom ΔB . Veliku vrijednost reziduala imamo u području oko opservatorija Panagyurishte, ΔB je oko -300 nT. Kako navode Metodiev i Trifonova (2017) opservatorij je izgrađen na mjestu gdje anomaliju uzrokuju dvije žile andezita koji sadrže visok udio feromagnetskih minerala. Anomalija je bila poznata i prije izgradnje, no geolozi su smatrali da se može uzeti kao konstanta. Također su izračunali amplitude anomalije $\Delta H = -160$ nT, $\Delta Z = -250$ nT i $\Delta B = -297$ nT, što se slaže s rezultatima iz ovog rada. U području oko Lonjskog polja reziduali ukupnog polja su oko -50 nT što odgovara anomalijama koje su izračunale Verbanac i Korte (2006). I Mandić i sur. (2016) navodi da model daje vrijednosti veće od mjerenih.

U obzir treba uzeti i utjecaj vanjskog magnetskog polja. Verbanac, Korte i Manda (2008) su proučavanjem podataka s europskih opservatorija izračunali da je doprinos vanjskog polja u godišnjim srednjacima ± 10 nT.

Doprinos mjerenom polju daju i antropogeni utjecaji, kao što su tračnice i električni vodovi. Ponekad se na područje koje je bilo nenaseljeno i izgrađen je opservatorij dosele ljudi i pokrene se industrija i izgradi se infrastruktura te zbog urbanizacije pada kvaliteta mjerenih podataka. U Tablici 5 su navedene udaljenosti na kojima svakodnevni predmeti uzrokuju magnetske poremećaje od 1 nT.

Tablica 5 Magnetski poremećaji i udaljenosti (Newitt, Barton, Bitterly, 1996)

predmet	udaljenost
sat, metalna kemijska olovka, odvijač	1 m
nož	2 m
bicikl	7 m
motocikl	20 m
automobil	40 m

Vidimo da svaka ljudska aktivnost može doprinijeti povećanju razlika između mjerenih i modeliranih vrijednosti.

Kada pogledamo sve rezidualne kroz godine i na cijelom području možemo zaključiti da IGRF dobro prikazuje glavno geomagnetsko polje. Uzevši u obzir da je mjereno polje ukupno geomagnetsko polje koje je sastavljeno od glavnog polja, vanjskog polja i polja kore te da postoje antropogeni utjecaji dobiveni reziduali su očekivanih vrijednosti i može im se objasniti podrijetlo.

5 Zaključak

U ovom radu analizirano je rezidualno geomagnetsko polje na širem području Balkana u razdoblju od 1967. godine do 2015. godine. Rezidualno polje je dobiveno oduzimanjem modelirane vrijednosti polje od mjerene vrijednosti (godišnji srednjak za pojedini opservatorij). Modelirana vrijednost je vrijednost IGRF-a 13 generacije. Reziduali deklinacije su u rasponu od -0.5° do 0.1° osim za 1967. godinu, gdje je maksimum 1.5° . Možemo zaključiti da na promatranom području nema lokalnih anomalija koje utječu na deklinaciju geomagnetskog polja, jer su amplitude takvih anomalija oko 3 do 4° . Reziduali ΔH , ΔZ i ΔB se ne mijenjaju značajno kroz godine, što nam ukazuje da je njihov uzrok u Zemljinoj kori. Za 2015. godinu imamo i mjerenje s opservatorija Lonjsko polje te uočavamo da se povećanjem broja opservatorija poboljšava prostorna rezolucija. Vrijednosti ΔH su od -250 nT do 50 nT, ΔZ od -280 nT do 0 nT te ΔB od -320 nT do 200 nT i odgovaraju tipičnim amplitudama geomagnetskog polja kore. Izraženije anomalije na području Italije i Bugarske uzrokovane su već poznatim magnetskim anomalijama. Zaključujemo da je IGRF prikladan za prikazivanje geomagnetskog polja na području šireg Balkana, a razlike između modeliranih i mjerenih vrijednosti su očekivanih amplituda i podrijetlo im se može objasniti kao zbroj doprinosa polja kore, vanjskog polja te antropogenih utjecaja. Ovakve analize prikladnosti IGRF-a na određenom području su važne jer moramo koristiti što točnije vrijednosti glavnog geomagnetskog polja da bi reziduali bili rezultat geoloških značajki i vanjskih utjecaja. Korištenje takvog međunarodno priznatog modela omogućuje nam i usporedbu rezultata s drugim istraživanjima.

6 Literatura

- [1] Aubert, J., Finlay, C. (2019) Geomagnetic jerks and rapid hydromagnetic waves focusing at Earth's core surface. *Nature Geoscience*, 12, 1 – 6.
- [2] Campbell, W. (2003) *Introduction to Geomagnetic Fields*. 2nd edition. Cambridge: Cambridge University Press.
- [3] Glatzmaier, G.A., Roberts, P.H. (1995) A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, 377, 203 – 209.
- [4] Glaßmeier, K.-H. (2007) Geomagnetic Pulsations. U: Gubbins, D., Herrero-Bervera, E.(ur.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Dordrecht: Springer Netherlands, 333 – 334.
- [5] Hrvoic, I., Newitt, L.R. (2011) Instruments and Methodologies for Measurement of the Earth's Magnetic Field. U: Manda M., Korte M. (ur.), *Geomagnetic Observations and Models. IAGA Special Sopron Book Series, vol 5*. Dordrecht: Springer, 105 – 126.
- [6] *International Geomagnetic Reference Field* (2019) Dostupno na: <https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html> [4. ožujka 2020.]
- [7] *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)* (2019) Dostupno na: <http://www.geomag.bgs.ac.uk/research/modelling/IGRF.html> [20. lipnja 2020.]
- [8] Khokhlov, A., Hulot, G., Le Mouél, J.-L. (1999) On the Backus effect–II. *Geophysical Journal International*, 137, 816 – 820.
- [9] Lanza, R., Meloni, A., (2006) *The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologists*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag.
- [10] *Magnetic Observatories (IMOs)* (2019) Dostupno na: <https://www.intermagnet.org/imos/magobs-eng.php> [14. svibnja 2020.]
- [11] Manda, M. (2007) Main Field Maps. U: Gubbins, D., Herrero-Bervera, E. (ur.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Dordrecht: Springer Netherlands, 674 – 679.

- [12] Mandić, I., Vujić, E., Heilig, B., Pelajić, I., Herak, D. (2016) Recent Efforts Toward the Establishment of the Lonjsko Polje Geomagnetic Observatory. *Acta Geophys.*, 64, 1311–1339.
- [13] Markušić, S., Herak, D., Mandić, I., (2012) Prvi hrvatski geomagnetski opservatorij u Lonjskom polju. *Kartografija i geoinformacije : časopis Hrvatskoga kartografskog društva*, 11 (18), 194 – 199.
- [14] *MathWorks Help Center griddata* (2020) Dostupno na: <https://se.mathworks.com/help/matlab/ref/griddata.html> [3. ožujka 2020.]
- [15] Matzka, J., Chulliat, A., Manda, M., Finlay, C., Qamili, E. (2010) Geomagnetic Observations for Main Field Studies: From Ground to Space. *Space Science Reviews*, 155, 29-64.
- [16] Meloni, A., Carmisciano, C., Chiappini, M., Osvaldo, F., Marson, I. (2007) *Total Field Magnetic Anomaly Map of Italy and Surrounding Marine Areas at Sea Level. Recent Compilation and Scientific Significance.* Dostupno na: [10.3997/2214-4609-pdb.166.C PP 02](https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.166.C_PP_02) [20. lipnja 2020.]
- [17] Metodiev, M., Trifonova, P. (2017) Bulgarian Geomagnetic Reference Field (BulGRF) for 2015.0 and secular variation prediction model up to 2020. *Ann. Geophys.*, 35, 1085–1092.
- [18] Newitt, L.R., Barton, C.E., Bitterly, J. (1996) *Guide for magnetic repeat station surveys.* Boulder: International Association of Geomagnetism and Aeronomy.
- [19] Olsen, N., Kotsiaros, S. (2011) Instruments and Methodologies for Measurement of the Earth's Magnetic Field. U: Manda M., Korte M. (ur.), *Geomagnetic Observations and Models. IAGA Special Sopron Book Series, vol 5.* Dordrecht: Springer, 27 – 44.
- [20] *PROGRAM IGRF13* (2019) Dostupno na: <https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf13.f> [15. siječnja 2020.]
- [21] *The Geodynamo* Dostupno na: <https://websites.pmc.ucsc.edu/~glatz/geodynamo.html> [18. Lipnja 2020.]

- [22] Verbanac, G., Korte, M. (2006) The geomagnetic field in Croatia. *Geofizika*, 23 (2), 105-117.
- [23] Verbanac, G., Korte, M. (2008) On minimizing the external field contributions in annual means of the European geomagnetic observatories. *Geofizika*, 25 (1), 27-38.
- [24] *Worldwide Observatory Annual Means* (2020) Dostupno na:
http://www.geomag.bgs.ac.uk/data_service/data/annual_means.shtml [14. svibnja 2020.]