

IMPIEGO DELL'INTERFEROMETRIA A LARGA BANDA NELLO STUDIO DEI SEGNALI ELETTROMAGNETICI DI ORIGINE INTERNA ALLA TERRA NEL PROGETTO FIRB-ABRUZZO

P. Palangio, C. Di Lorenzo, C. Bianchi e M. Pietrolungo

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Premessa. Il terremoto di L'Aquila del 2009 ci ha resi consapevoli che occorre fare un salto qualitativo nella osservazione dei campi magnetici naturali se vogliamo estendere le nostre indagini ai fenomeni elettromagnetici che accompagnano in generale i processi geodinamici (Palangio *et al.*, 2008). Questo terremoto è l'unico nella storia che si sia verificato praticamente sotto un osservatorio geomagnetico con 50 anni di storia. La disponibilità di un così esteso archivio dati ci consente di monitorare tutta la fase preparatoria finale del terremoto. Stando alla letteratura corrente avremmo dovuto osservare effetti cosismici molto intensi, invece i segnali osservati lambiscono appena la superficie del mare di noise in cui sono immersi (Palangio *et al.*, 2007) soltanto in alcune bande di frequenza i segnali ipogeici emergono nettamente dal rumore di fondo (Di Lorenzo *et al.*, 2011). Da questa esperienza del terremoto di L'Aquila è emersa la necessità di progettare un sistema osservativo che consenta di rilevare "l'impronta" del terremoto nei segnali elettromagnetici misurati sulla superficie terrestre. Questa impronta dovrebbe fornire la prova del legame tra il fenomeno tettonico e il campo magnetico osservato. Lo studio dei segnali magnetici prima e durante la fase sismica di L'Aquila ha messo in luce alcuni aspetti interessanti che riguardano il rumore di fondo e le finestre spettrali e temporali di osservabilità degli eventuali segnali magnetici di origine interna alla terra legati al terremoto. I punti salienti emersi sono i seguenti:

- 1) l'interno della Terra emette con continuità segnali elettromagnetici le cui proprietà vengono modulate dall'attività geodinamica
- 2) questi segnali vengono emessi anche a distanza di anni dal terremoto, prima e dopo.
- 3) le caratteristiche di questi segnali dipendono anche dalla struttura di conducibilità elettrica dell'interno della terra nel punto di osservazione oltre che dalle proprietà della sorgente;
- 4) per frequenze al di sotto della frequenza di diffusione, i segnali osservati sono associati a processi poissoniani, questi segnali si manifestano sotto forma di impulsi caratteristici. Al di sopra della frequenza di diffusione il processo è ancora poissoniano però i segnali osservati manifestano proprietà gaussiane, le proprietà spettrali dei segnali sono quelle del rumore bianco.
- 5) Per osservare i segnali generati nel volume focale del terremoto e poterne caratterizzare la proprietà occorre impiegare metodi interferometrici.
- 6) la sensibilità del sistema di misura deve essere almeno dell'ordine di 0.01 pT.

Pertanto questo tipo di indagine prescinde dalle circostanze legate all'imminenza terremoto in quanto sono legate ai processi geodinamici in generale.

Introduzione. Sulla base delle osservazioni effettuate nella fase cosismica del terremoto di L'Aquila riteniamo che l'impronta incontrovertibile sia costituita dalla curva di dispersione decifrabile dai segnali magnetici misurati in superficie. Da un unico punto di osservazione è molto difficile rilevare gli effetti dispersivi della Terra data la presenza di una miriade di altri segnali che si sovrappongono a quelli di interesse.

L'interferometria è una tecnica osservativa utilizzata in diversi campi della Fisica, come nella radioastronomia e nell'ottica. L'interferometria radioastronomica si basa sulla misura simultanea, in punti differenti, del segnale emesso da una radiosorgente, vengono studiate le frange di interferenza prodotte nella rete di misura.

Nell'interferometria a larga banda e a bassa frequenza (ULF-ELF-VLF), le assunzioni che stanno alla base dell'interferometria classica (Burke e Graham-Smith, 2002) sono capovolte:

- 1) le sorgenti naturali sono prevalentemente estese e le loro dimensioni sono molto più grandi o comparabili con le dimensioni della rete rivelatrice;
- 2) la distanza tra le sorgenti e le stazioni di misura sono dello stesso ordine di grandezza delle dimensioni della rete interferometrica;

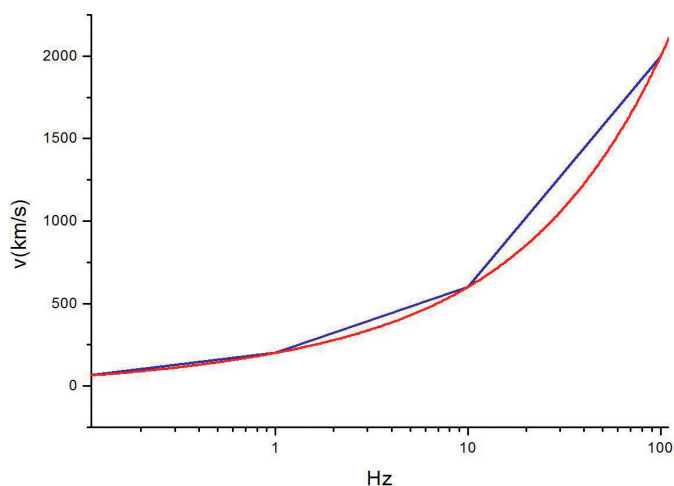


Fig. 1 - Velocità dei segnali magnetici all'interno della terra.

- 3) la lunghezza d'onda dei segnali è, per gran parte dello spettro investigato, molto più grande della rete;
- 4) gli osservatori si trovano sempre nel campo vicino (near field);
- 5) le proprietà dei segnali elettromagnetici misurati vengono considerevolmente modificate dal contesto elettromagnetico terrestre;
- 6) I segnali vengono osservati in una banda di frequenze estremamente ampia, 5-6 decenni di frequenza.

Queste condizioni di contorno ci indurrebbero a concludere che non avrebbe alcun senso l'impiego dell'interferometria nello studio dei segnali ULF/ELF/VLF nella cavità terra-ionosfera. Soprattutto tenendo conto che la lunghezza d'onda dei segnali nel vuoto si estende da qualche centinaio di km fino alla distanza terra-sole, distanze queste molto più grandi delle dimensioni della rete. Un altro aspetto controverso riguarda il regime diffusivo dei segnali all'interno della terra. L'interferometria è legata al concetto di propagazione delle onde elettromagnetiche (polarizzazione, velocità di gruppo e di fase) e al concetto di "ray-trace". La propagazione dei segnali elettromagnetici all'interno della terra è dominata non dall'equazione delle onde bensì dall'equazione della diffusione che evoca concetti legati alla termodinamica, al caos molecolare e alle funzioni di distribuzione di probabilità che governano la descrizione dei fenomeni diffusivi. Nei processi diffusivi di un'onda elettromagnetica all'interno di un conduttore ha ancora senso parlare di direzione di propagazione, di polarizzazione, di velocità di gruppo? Al più si potrebbe parlare di velocità di diffusione che però implica una diversa visione del fenomeno se affiancata al concetto velocità di un transiente elettromagnetico generato all'interno di un mezzo come ad esempio una delta di Dirac. Ma nel caso di segnali armonici appare a prima vista difficile definire una velocità di gruppo. Sembra pertanto che l'interferometria a larga banda proposta non abbia molto senso. In realtà le cose non stanno come sembra.

Per quanto riguarda il primo punto c'è da precisare che la velocità di propagazione dei segnali che intendiamo investigare non è quella della luce, ma è molto più bassa. I segnali magnetici si propagano all'interno della terra con velocità che va da qualche km/s fino a qualche migliaio di km/s, dipende dalla frequenza (Fig. 1). Mentre per quanto riguarda il secondo punto c'è da osservare che è vero che nel dominio del tempo l'equazione delle onde e l'equazione della diffusione sono diverse. Tuttavia nel dominio della frequenza questa diversità, almeno nelle basse frequenze, molto al di sotto della frequenza di transizione, diviene trascurabile fino a quasi scomparire. Nel dominio del tempo l'equazione delle onde è un'equazione differenziale parziale di tipo iperbolico, mentre l'equazione della diffusione è un'equazione differenziale parabolica. Nel dominio della frequenza

sia l'equazione delle onde che quella della diffusione si riducono ad una equazione differenziale ellittica. Per concludere la caratterizzazione delle sorgenti elettromagnetiche interne alla Terra si basa essenzialmente sulla gradiometria tensoriale e sulle peculiari proprietà dei due tensori caratteristici: il tensore intensivo e quello di fase. Entrambi sono nulli nei confronti dei segnali di origine esterna alla terra e quelli generati nella cavità Terra-ionosfera perchè viaggiano a velocità prossime a quella della luce, raggiungono i 3 punti della rete interferometrica nello stesso istante e con la stessa fase nei limiti di risoluzione del clock di sistema. Mentre i gradienti spaziali delle fasi e delle ampiezze dei segnali di origine interna alla terra sono diversi da zero perchè la velocità di propagazione dei segnali all'interno della Terra è enormemente più bassa di quella della luce, è anisotropa e dipende dalla frequenza. Il tensore intensivo descrive le proprietà geometriche della sorgente ipogeica (planarità, isotropicità, assialità), i parametri energetici (le 3 componenti del momento magnetico associato alle sorgenti dominanti) e i parametri spaziali (coordinate della sorgente rispetto al riferimento materializzato dalla rete). Il secondo tensore è legato alle proprietà dispersive del mezzo attraversato dai segnali ipogeici per raggiungere le 3 stazioni di misura.

Interferometria elettromagnetica a larga banda. L'interferometria proposta (Palangio *et al.*, 2009) si basa essenzialmente su due punti:

- 1) i segnali generati nella cavità Terra-ionosfera si propagano a velocità vicine a quella della luce
- 2) i segnali di origine interna alla Terra si propagano a velocità estremamente più basse della velocità della luce, inoltre la velocità di propagazione dipende dalla frequenza, a L'Aquila la velocità varia da da 2 km/s a 2000 km/s nella banda 0.0001 Hz 100 Hz.

Da ciò si deduce che:

- 1) Le superfici equifase delle varie componenti spettrali dei segnali che si generano e si propagano nella cavità terra-ionosfera sono piani paralleli e ortogonali al vettore d'onda. Questi segnali raggiungono i singoli punti di misura della rete nello stesso istante con la stessa intensità e con la stessa fase (onda piana). Per i segnali generati all'esterno della cavità, nella ionosfera e nella magnetosfera e sulla superficie terrestre, questa assunzione è parziale in quanto sono presenti piccoli gradienti spaziali e temporali che però nei limiti della risoluzione temporale del clock del sistema e della risoluzione dei convertitori A/D possono anch'essi rientrare nella categoria precedente. Pertanto tutti questi segnali possono essere eliminati quasi del tutto con la gradiometria tensoriale.
- 2) le componenti spettrali dei segnali di origine interna alla terra invece raggiungono la rete con ampiezze e fasi diverse perchè si propagano con velocità estremamente più basse di quella dei segnali generati nella cavità Terra-ionosfera. Inoltre i rapporti tra i tempi di arrivo dei segnali di diversa frequenza sono proporzionali alla differenza di frequenza, perchè l'interno della terra si comporta come un mezzo dispersivo.

Il primo punto concerne la geometria della rete interferometrica, in ogni caso la massima estensione spaziale è dell'ordine di 20-30 km (Fig. 2).

Il dimensionamento geometrico della rete inoltre deve tener conto anche della frequenza minima utilizzata, della differenza di fase minima rilevabile per un segnale armonico immerso nel noise e della struttura di conducibilità della zona fino ad una profondità di 20 km (profondità sismogenica nell'Italia centrale).

Il secondo punto riguarda il dimensionamento della finestra temporale attraverso la quale vengono effettuate le elaborazioni dei segnali. Tale scelta si basa sulle proprietà statistiche dei segnali osservati. È necessario che per ciascuna classe di fenomeni venga scelta una finestra avente caratteristiche di "stazionarietà locale", considerato che il rumore em di fondo presenta un elevato grado di non stazionarietà.

L'interferometria proposta si basa essenzialmente sulla gradiometria tensoriale (Palangio *et al.*, 2010): i gradienti spaziali dell'intensità e i gradienti spaziali delle fasi dei campi esterni sono nulli perchè la geometria della rete viene dimensionata in maniera che sia così, mentre i gradienti spaziali dei segnali interni, per la loro natura, sono diversi da zero. Abbiamo quindi due tensori, il primo relativo ai gradienti intensivi e il secondo relativo alle fasi.

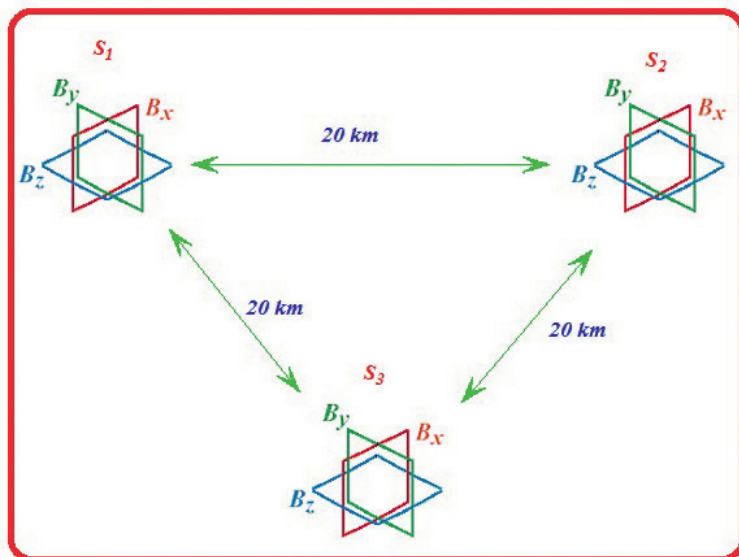


Fig. 2 - Geometria della rete interferometrica.

$$\nabla \mathbf{B} = \begin{bmatrix} \frac{\partial \mathbf{B}_x}{\partial x} & \frac{\partial \mathbf{B}_x}{\partial y} & \frac{\partial \mathbf{B}_x}{\partial z} \\ \frac{\partial \mathbf{B}_y}{\partial x} & \frac{\partial \mathbf{B}_y}{\partial y} & \frac{\partial \mathbf{B}_y}{\partial z} \\ \frac{\partial \mathbf{B}_z}{\partial x} & \frac{\partial \mathbf{B}_z}{\partial y} & \frac{\partial \mathbf{B}_z}{\partial z} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{T}_{xx} & \mathbf{T}_{xy} & \mathbf{T}_{xz} \\ \mathbf{T}_{yx} & \mathbf{T}_{yy} & \mathbf{T}_{yz} \\ \mathbf{T}_{zx} & \mathbf{T}_{zy} & \mathbf{T}_{zz} \end{bmatrix}$$

$$\nabla \Phi = \begin{bmatrix} \frac{\partial \Phi_x}{\partial x} & \frac{\partial \Phi_x}{\partial y} & \frac{\partial \Phi_x}{\partial z} \\ \frac{\partial \Phi_y}{\partial x} & \frac{\partial \Phi_y}{\partial y} & \frac{\partial \Phi_y}{\partial z} \\ \frac{\partial \Phi_z}{\partial x} & \frac{\partial \Phi_z}{\partial y} & \frac{\partial \Phi_z}{\partial z} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} & \Phi_{xz} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} & \Phi_{yz} \\ \Phi_{zx} & \Phi_{zy} & \Phi_{zz} \end{bmatrix}$$

Gli elementi di questo secondo tensore derivano dalla matrice di cross-correlazione:

$\chi_j = \frac{1}{n} B_{jm}^T B_{jm}$ dove B_{jm} è il campo misurato nei punti j dell'interferometro:

$$B_{jm} = \begin{bmatrix} B_{jx}(t_1) & B_{jx}(t_2) & \dots & B_{jx}(t_n) \\ B_{jy}(t_1) & B_{jy}(t_2) & \dots & B_{jy}(t_n) \\ B_{jz}(t_1) & B_{jz}(t_2) & \dots & B_{jz}(t_n) \end{bmatrix}$$

$J=1,2,3$

Analisi del tensore intensivo. L'analisi degli autovalori e degli autovettori associati al tensore intensivo consente di legare agli autovalori il momento magnetico della sorgente dominante ad un certo istante, mentre gli autovettori corrispondenti definiscono la direzione sorgente-origine del

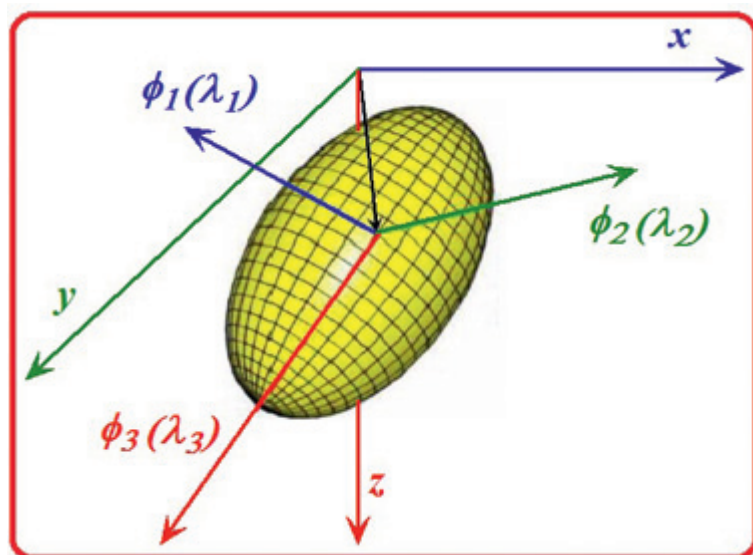


Fig. 3 - Rappresentazione della matrice del tensore.

sistema di riferimento cartesiano materializzato dalla rete interferometria.

Il tensore intensivo rappresenta la diffusività della sorgente in almeno cinque direzioni non collineari considerata la indivergenza e la irrotazionalità del campo magnetico misurato sulla superficie terrestre. Per calcolare il tensore di diffusione sono pertanto necessari almeno cinque gradienti di diffusione e quindi cinque direzioni ortogonali (3 ortogonali geometrici: x , y , z , e 2 combinati: xy , xz , yz). Aumentando il numero delle direzioni codificate si perfezionerà l'accuratezza delle misurazioni del tensore per ogni arbitrario orientamento della terna di misura. La matrice del tensore può essere rappresentata come un ellissoide, con gli assi nelle direzioni degli autovettori della matrice, e di lunghezza proporzionale ai suoi autovalori (Fig. 3); la misura degli assi in ogni direzione è una stima della diffusività in quella direzione, e l'asse maggiore è orientato in direzione di massima diffusività (Fig. 2). In generale se $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$ allora la nostra sorgente ipogeica è isotropa, non ha direzioni privilegiate di diffusione, diffonde isotropicamente in ogni direzione. Se $\lambda_1 \gg \lambda_2 = \lambda_3$ la sorgente ha una delle 3 dimensioni diffusivamente dominante, generalmente è approssimabile con un ellissoide molto schiacciato il cui asse maggiore è nella direzione dell'autovettore associato a λ_1 . Mentre se $\lambda_1 = \lambda_2 \gg \lambda_3$ la sorgente ha caratteristiche planari, il cui piano è definito dai due autovettori associati agli autovalori λ_1 e λ_2 .

Bibliografia

- Burke B.F. and F. Graham-Smith 2002: An Introduction to Radio Astronomy, Second Edition, Cambridge University Press (Cambridge, England)
- Di Lorenzo C., P. Palangio, G. Santarato, A. Meloni, U. Villante, L. Santarelli (2011): Non-inductive component of electromagnetic signals associated with L'Aquila earthquake sequences estimated by means of inter-station impulse response functions. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1-9.
- Palangio P., C. Di Lorenzo, F. Masci and M. Di Persio (2007): The study of the electromagnetic anomalies associated with the Earth's crustal activity in the frequency band from 0.001Hz to 100 kHz, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 507-511.
- Palangio P., C. Di Lorenzo, M. Di Persio, F. Masci, S. Mihajlovic, L. Santarelli and A. Meloni (2008): Electromagnetic monitoring of the Earth's interior in the frame of MEM Project, *Annals of Geophysics*, 51, 225-236.
- Palangio P., F. Masci, C. Di Lorenzo, M. Di Persio (2009): The wide band [0.001Hz -100kHz]interferometry project in Central Italy, *Geophysical Prospecting*, 57, 729-737.
- Palangio P., C. Di Lorenzo (2010): Magnetic Tensorial Gradiometer, *Geophysical Prospecting - Advances in Electromagnetic, Gravity and Magnetic Methods for Exploration*. (sottomesso)