

La magnetotellurica e l'esplorazione della litosfera

Paolo Capuano e Paolo Gasparini

Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia, Università degli Studi «Federico II», Napoli, Italia

1. Introduzione

Il concetto di litosfera si sta rapidamente evolvendo. L'idea di una litosfera rigida, postulata dalla teoria classica della tettonica a zolle (per esempio Le Pichon, 1968; Wilson, 1968), sta rapidamente cedendo il posto ad un modello più complesso, nel quale sono comprese zone a bassa rigidità. La litosfera infatti non ha la stessa capacità di fratturarsi e dar luogo a terremoti in tutto il suo spessore; gli eventi sismici sono in genere concentrati nella crosta superiore (a profondità minori di circa 15 km) e immediatamente al di sotto della Moho (Chen e Molnar, 1983 e, per quanto riguarda la penisola italiana, Cassinis *et al.*, 1985). I grandi profili crostali effettuati da alcuni anni attraverso i continenti nord-americano ed europeo hanno mostrato che spesso questa zona asismica è caratterizzata da una scarsa riflessione, e da possibili inversioni di velocità delle onde sismiche (Choukrune *et al.*, 1989; Cook *et al.*, 1988). La zona a scarsa riflettività termina in genere pochi km al di sopra della Moho, con una fascia ad altissima riflettività.

Chen e Molnar (1983) attribuirono l'origine della zona asismica intracrostale alla variazione della duttilità delle rocce crostali all'aumentare della temperatura. Il ritorno ad un comportamento fragile nella crosta inferiore o nel mantello superiore veniva spiegato con un cambiamento della composizione crostale verso tipologie «basaltiche» o «peridotitiche», per

le quali la transizione da comportamento fragile a duttile avveniva a temperature più elevate.

Una interpretazione alternativa è costituita dalla presenza, nella crosta intermedia, di fasi fluide formate da soluzioni acquose ad alta viscosità derivanti dal degassamento della crosta inferiore.

Misure effettuate in laboratorio su rocce granitiche hanno mostrato che la conduttività elettrica di rocce di composizione granitiche e gabbriiche, tipiche della crosta continentale, aumenta di diversi ordini di grandezza all'aumentare della temperatura negli intervalli termici presumibili per la crosta continentale (fig. 1, da Shankland e Ander, 1983 e Lebedev e Khitarov, 1964). Un aumento ancora più marcato si registra con la presenza di piccole percentuali (1-2%) di acqua.

I metodi che consentono di ricostruire la variazione della conduttività (o della resistività) elettrica con la profondità possono dare un contributo notevole all'identificazione ed alla caratterizzazione di queste zone crostali a bassa rigidità, in quanto in ambo le ipotesi avanzate esse dovrebbero essere contrassegnate da valori molto elevati della conduttività elettrica.

Un ulteriore problema nella definizione della litosfera è costituito dalla determinazione sia del suo spessore che delle caratteristiche della zona di transizione con l'astenosfera. È noto infatti che possiamo distinguere tre diverse litosfere: a) la litosfera sismica, il cui limite inferiore è definito da una inversione nella

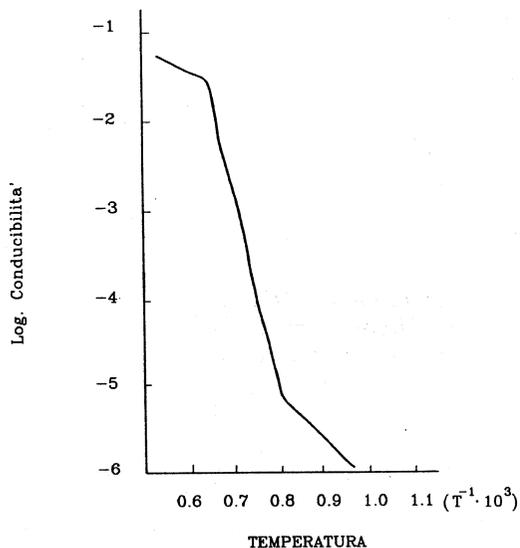


Fig. 1. Conducibilità elettrica dei graniti in funzione della temperatura.

velocità delle onde sismiche di taglio, e che è la litosfera alla quale in genere si riferisce il modello della tettonica delle zolle; b) la litosfera flessurale, il cui spessore viene determinato dalla flessione che essa subisce a causa del carico dovuto a isole oceaniche, catene montuose, ecc. In questo modello la litosfera viene considerata come una piastra a rigidità uniforme che poggia su di un substrato viscoso; c) la litosfera termica, il cui spessore viene determinato calcolando la profondità alla quale la geoterma incontra il solidus della peridotite.

Gli spessori delle tre litosfere così definite raramente coincidono (Anderson, 1990). È probabile che ciò sia, almeno in parte, dovuto alla gradualità con cui avviene la transizione litosfera-astenosfera. È estremamente interessante definire quindi una litosfera «elettrica», il cui limite inferiore dovrebbe essere marcato dalla comparsa di un orizzonte fortemente conduttivo, e confrontarla con le altre «litosfere».

Tra i metodi attualmente disponibili per la

determinazione della conduttività elettrica nell'interno della Terra, il metodo magnetotellurico (MT) è l'unico che, utilizzando sorgenti naturali di frequenza compresa tra qualche centinaio ed un millesimo di Hz, abbia la dinamica necessaria a sondare l'intero spessore litosferico.

2. Problemi metodologici

Il metodo MT utilizza le variazioni temporali del campo magnetico terrestre come sorgente per determinare la distribuzione di conduttività elettrica all'interno della Terra. Le componenti orizzontali del campo magnetico sono correlate con quelle del campo elettrico indotto dalle seguenti relazioni:

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_{xx}(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_{yy}(\omega) \quad (2.1)$$

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_{yx}(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_{yy}(\omega) \quad (2.2)$$

dove $Z(\omega)$ è il tensore d'impedenza ed ω è la frequenza dell'onda incidente.

La profondità di penetrazione (δ) dei campi nell'interno della Terra è proporzionale alla resistività del terreno ed al periodo dell'onda incidente:

$$\delta = 0.5 \sqrt{\rho T} \quad (2.3)$$

Una descrizione dettagliata dell'analisi dei dati MT può essere trovata in Vozoff (1972), Hermance (1973).

I campi elettromagnetici naturali con frequenza (f) inferiore ad 1 Hz hanno origine nei fenomeni magnetoidrodinamici della ionosfera e della magnetosfera. L'ampiezza spettrale di tali campi osservati sulla superficie terrestre varia approssimativamente come $1/f^3$, con un minimo nell'intervallo 0.5-5 Hz.

Per poter investigare, con un sondaggio MT, la litosfera, è necessario misurare la parte a più bassa frequenza (f compreso tra 0.1 Hz e 0.0005 Hz) dello spettro. Ciò richiede alcune considerazioni sui problemi legati all'acquisizione dei dati e del rumore indotto sui segnali.

Per quanto riguarda l'acquisizione dei dati sono da considerare due questioni:

1) *Lunghezza dei dipoli elettrici* - Generalmente vengono usati dipoli elettrici di 100-200 m di lunghezza, che potrebbero non essere sufficienti a misurare variazioni a bassa frequenza, ma l'allungamento dei dipoli può produrre un maggiore rumore indotto da perdite lungo i cavi e dal moto dei cavi causato per esempio dal vento. È da notare però che sono state usate anche linee telefoniche di circa 10 km di lunghezza (Mackie *et al.*, 1988).

2) *Taratura dei sensori magnetici* - La taratura delle bobine ad induzione, generalmente utilizzate in MT, a bassa frequenza è abbastanza problematica perché è necessario disporre di un segnale molto stabile per un lungo tempo. Inoltre la risposta strumentale decade molto rapidamente a bassa frequenza, per cui un piccolo errore nella taratura induce notevoli errori nel calcolo del campo magnetico e quindi della resistività.

Per quanto riguarda il rumore, esso viene definito, come qualunque campo non coerente con il campo elettromagnetico naturale nell'approssimazione di onda piana, usata in MT (fig. 2).

Le principali sorgenti di rumore sono:

- 1) le linee elettriche;
- 2) gli impianti elettrici agricoli ed industriali;
- 3) le linee ferroviarie elettrificate;
- 4) il rumore generato dai sensori.

Nei primi due casi il rumore è generalmente confinato ad alte frequenze, abbastanza ben definite, per cui è possibile ridurre l'effetto con l'utilizzo di opportuni filtri.

Per le linee ferroviarie in corrente continua il problema è molto più complesso. Nel caso italiano la potenza fornita è generata nelle sottostazioni, ubicate a distanza media di circa 20 km. La corrente tra le due sottostazioni varia al variare della posizione del treno, della sua velocità e del traffico sulla rete. Per protezione i binari sono cortocircuitati ogni chilometro circa. Senanayake (1990), simulando un modello di rete semplificato, determinò una perturbazione di circa 35 nT a 2 km di distanza dalla rete ed un decadimento in funzione della

distanza. Tale effetto è particolarmente evidente per $f < 10$ Hz.

Per il rumore generato dai sensori magnetici, Nichols *et al.* (1988), verificarono che esso aumenta al diminuire della frequenza e può essere anche 2 ordini di grandezza maggiore di quello teorico. Esso è causato dal movimento relativo tra le componenti della bobina provocato dalle vibrazioni del suolo dovute al vento, al mare, ai microsismi, etc.

Infine, a causa dei lunghi tempi di misura, tutta l'elettronica del sistema di acquisizione deve avere una piccola deriva temporale.

Un ulteriore problema esiste in fase interpretativa poiché i risultati MT sono fortemente influenzati da disomogeneità delle strutture geologiche, con comportamento diverso a seconda che esse siano superficiali o profonde:

1) *Disomogeneità superficiali* - Variazioni laterali di resistività esistenti nell'immediato intorno della stazione di misura, o variazioni morfologiche, hanno l'effetto di spostare lungo l'asse ρ una o entrambe le curve $\rho = \rho(T)$ (nei due modi TE e TM). Questo effetto, noto come «static shift», produce un notevole errore nello stimare le profondità dei vari strati. Infatti se la resistività superficiale varia di un fattore 4, le profondità variano di un fattore 2. Si può ovviare a questo problema con misure del solo campo magnetico, per esempio sondaggi TDEM (Capuano *et al.*, 1988, Sternberg *et al.*, 1988).

2) *Disomogeneità profonde* - La modellistica 2D e 3D ha mostrato che le curve di resistività apparente e fase sono fortemente influenzate da variazioni laterali profonde di resistività nelle strutture geologiche. Nella complessa situazione delle catene a pieghe italiane, nelle quali esistono frequentemente, e a piccola scala spaziale, passaggi laterali da rocce fortemente resistive (calcari, dolomie, etc.) a rocce altamente conduttive (argille, arenarie, etc.), è indispensabile l'utilizzo di una modellistica almeno 2D, se si vuole utilizzare la parte a bassa frequenza per identificare eventuali conduttivi profondi. Altro problema da considerare è l'effetto della vicinanza del mare, che nel caso di misure in California (Mackie *et*

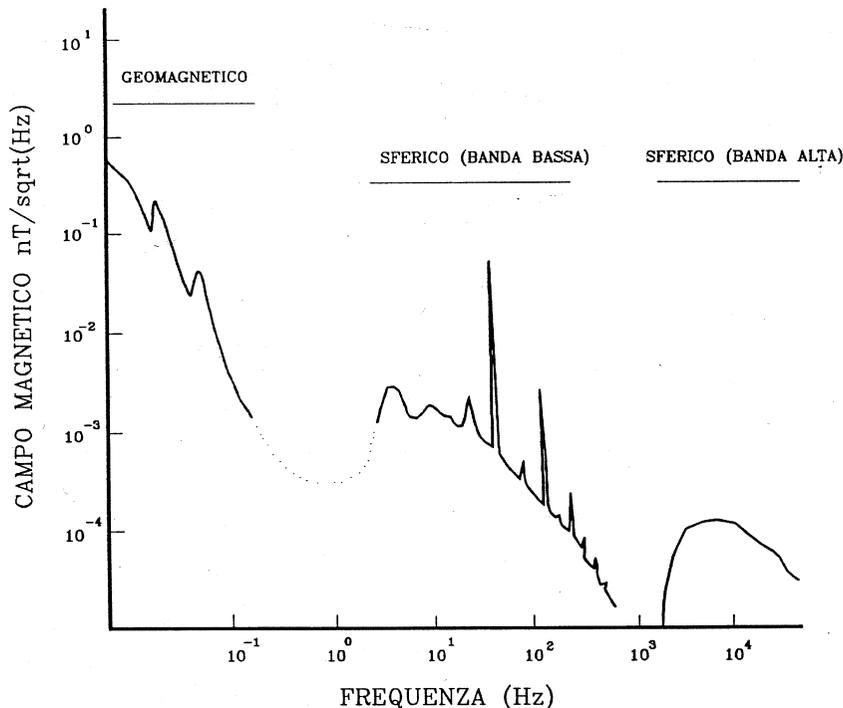


Fig. 2. Spettro del rumore elettromagnetico.

al., 1988) si risentì fino a distanza di decine di chilometri.

3. Risultati preliminari

Per mostrare le potenzialità del metodo nella definizione delle caratteristiche elettriche della litosfera riportiamo qui di seguito quattro esempi, due dei quali tratti da grossi progetti effettuati nella parte nord occidentale del continente americano: l'EMSLAB, condotto essenzialmente da enti di ricerca e consorzi industriali degli Stati Uniti e del Canada ed il LITHOPROBE canadese. Gli altri due esempi sono relativi all'Europa e sono risultati che potremmo definire collaterali, di rilievi che avevano in realtà obiettivi diversi.

Il progetto EMSLAB aveva come scopo l'esplorazione delle caratteristiche elettriche della zolla Juan de Fuca, applicando tutti i

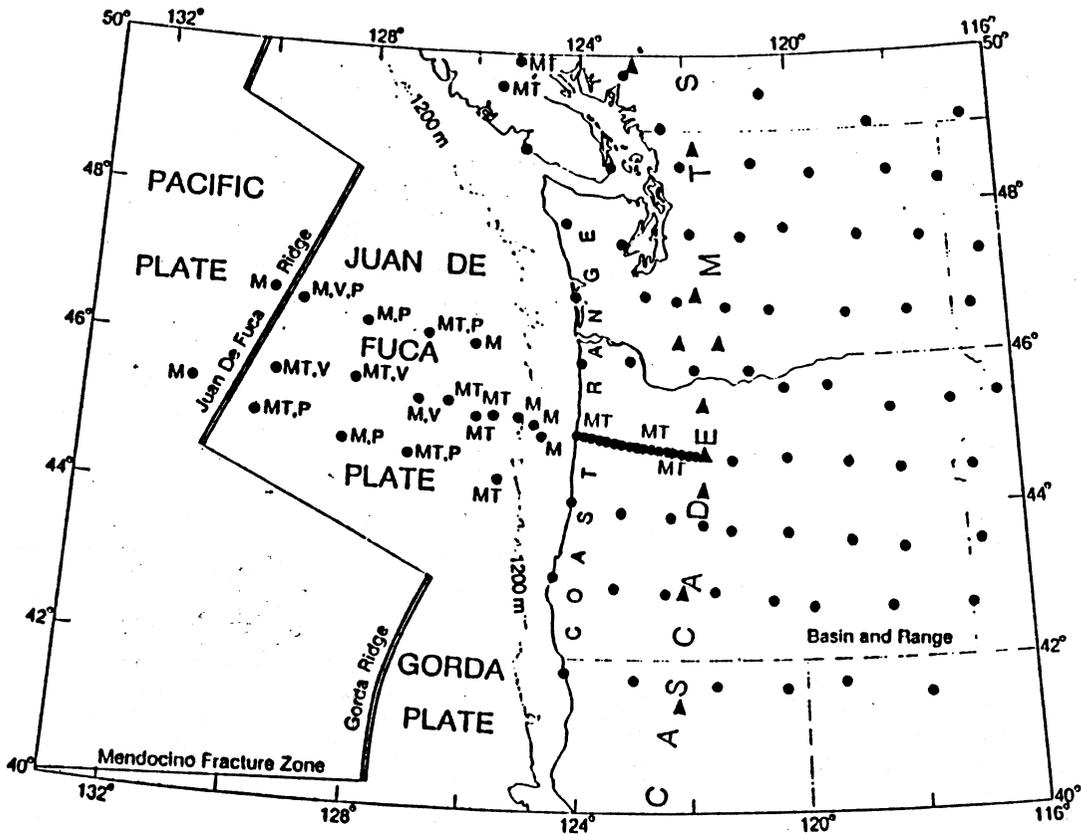
metodi elettromagnetici disponibili. La zolla Juan de Fuca viene generata lungo un ramo settentrionale del sistema di dorsali del Pacifico orientale e subduce al di sotto del continente americano. Le misure MT sono state concentrate lungo un profilo, chiamato Lincoln Line (fig. 3), che parte dalla dorsale e giunge a circa 200 km nell'interno del continente americano, e comprendente quindi sia stazioni in terra che in mare (Wannamaker *et al.*, 1989a). Le curve di resistività e fase ottenute in mare mostrano un netto e vasto minimo per $T = 500-2000$ s, che suggerisce la presenza di un importante conduttore, spesso più di 100 km, a partire da circa 40-50 km di profondità. Le curve MT relative ai sondaggi in terra sono di più difficile interpretazione, in quanto in molti dei sondaggi sono evidenti effetti di bi- e tri- dimensionalità delle strutture, che impediscono una interpretazione immediata delle curve di resistività e fase. Nei sondaggi

gi migliori (fig. 4) è comunque evidente un minimo tra 50 e 300 s, attribuibile ad un conduttore posto a circa 20-30 km di profondità.

Il problema principale della modellazione di dati MT a lungo periodo è l'effetto di forti disomogeneità laterali nei primi km, che è molto difficile poter determinare in modo adeguato. I sondaggi dell'EMSLAB sono stati inventiti con modelli bi-dimensionali, ma nono-

stante ciò i risultati ottenuti vanno ancora considerati con notevole cautela.

Il modello bi-dimensionale ricavato dai dati MT per la «Lincoln Line» è riportato in fig. 5 (Wannamaker *et al.*, 1989b). La litosfera oceanica appare come un uniforme resistivo di circa 50 km di spessore, che confina con un forte conduttivo, identificabile con l'astenosfera. Il limite inferiore della litosfera si approfondi-



- M = stazione magnetometrica MT = stazione magnetotellurica
 V = stazione tellurica P = sensori di pressione
 . = vulcano

Fig. 3. Ubicazione dei sondaggi nel progetto EMSLAB.

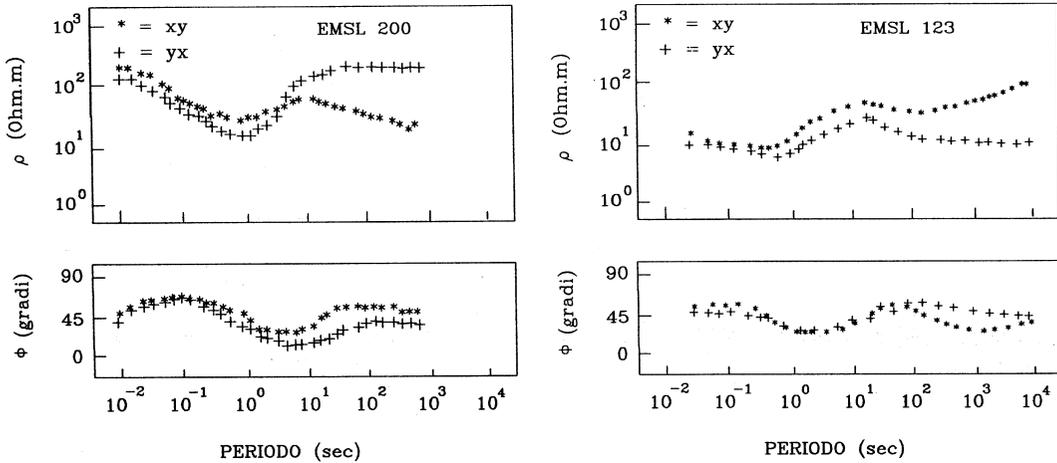


Fig. 4. Curve di resistività e fase di alcuni sondaggi EMSLAB, all'interno del continente americano.

sce rapidamente avvicinandosi al continente. Nei sondaggi ubicati ad E del Coast Range non esiste più evidenza di un conduttivo profondo. La litosfera continentale risulta invece più movimentata da un punto di vista elettrico. Al di sotto del Cascade Range la crosta inferiore è caratterizzata da uno spessore conduttivo, che inizia da 20 km di profondità e giunge praticamente fino alla Moho.

La sensibilità dei sondaggi MT a variazioni di resistività nella crosta inferiore continentale è confermata dai risultati ottenuti in Canada lungo la geotraversa LITHOPROBE (Jones *et al.*, 1988). La geotraversa interseca, con direzione W-E, i terreni del settore orientale della Cordillera Canadese, nella British Columbia. La porzione più occidentale della geotraversa interessa i terreni metamorfici paleozoici che sono considerati il basamento autoctono. In corrispondenza di questa zona i sondaggi sismici a riflessione hanno mostrato una complessa struttura crostale, sismicamente trasparente fino a 4 s (circa 9 km di profondità), con numerose riflessioni tra 4 e 8 s (circa 22 km), e di nuovo trasparente fino a 12 s (circa 35 km) dove appaiono le riflessioni attribuite alla Moho.

I sondaggi MT effettuati al di sopra degli affioramenti della formazione degli gneiss di Valhalla, forniscono curve di resistività e fase

abbastanza regolari, che giustificano una modellistica 1D (fig. 6). In esse appare evidente la presenza di un profondo conduttivo che è, forse, completamente attraversato dalle oscillazioni a più lungo periodo utilizzate nel sondaggio (circa 800 s). L'inversione 1D della curva mostra la presenza di uno spesso resistivo (alcune migliaia di Ohm·m) fino a circa 9 km di profondità, mentre l'inizio della zona sismicamente riflettente è marcato da una diminuzione di circa un ordine di grandezza della resistività elettrica. L'andamento delle curve MT richiede un'ulteriore diminuzione di resistività (fino a qualche decina di Ohm·m) a maggiori profondità, ed è compatibile con un modello che ponga l'inizio di questo ulteriore conduttore a circa 22 km, cioè alla profondità alla quale la crosta comincia ad essere trasparente alle onde sismiche. Questo grosso conduttore termina probabilmente in corrispondenza delle riflessioni sismiche attribuibili alla Moho (35 km), come è intuibile soprattutto dall'andamento della fase che tende a diminuire verso valori più bassi di 45° , indicativi di una transizione da uno strato conduttivo verso uno più resistivo. La combinazione di alta conduttività elettrica e di trasparenza sismica per la crosta inferiore suggerisce la presenza di concentrazioni di fluidi.

Nel caso del Canada i sondaggi MT non

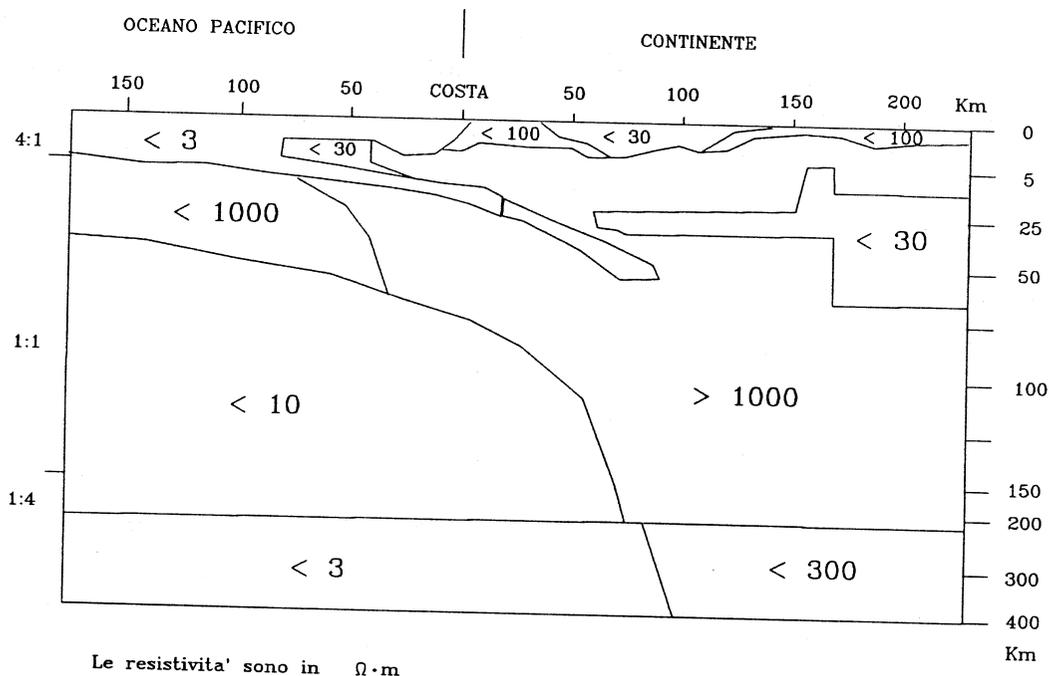


Fig. 5. Sezione elettrostatigrafica dai dati MT lungo la Lincoln Line.

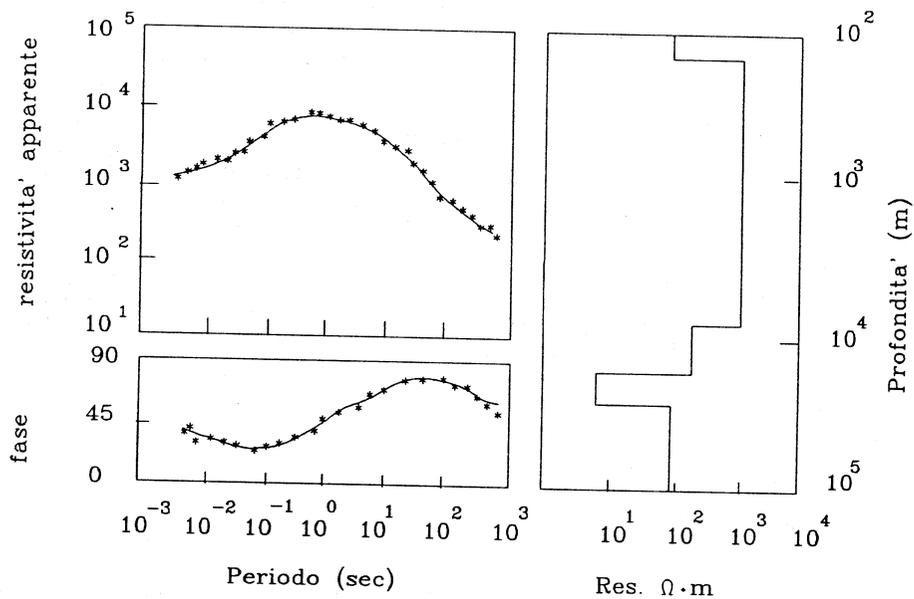


Fig. 6. Inversione 1D di un sondaggio ubicato sulla formazione degli gneiss di Valhalla (progetto LITHOPROBE).

hanno penetrato l'intera litosfera, probabilmente per l'assorbimento di energia legato ai grossi conduttori intracrostali.

Questa possibilità è confermata dall'interpretazione delle registrazioni MT ottenute in due stazioni del Friuli da un gruppo di ricercatori dell'Accademia Polacca delle Scienze e dell'Università di Trieste (Braitenberg e Zadro, 1990). Lo scopo dei sondaggi era quello di verificare la presenza di eventuali variazioni temporali del campo elettromagnetico, che potessero essere correlate all'attività sismica locale. Le registrazioni sono quindi durate alcuni mesi ed hanno fornito, nonostante la presenza di un notevole rumore di fondo, la possibilità di analizzare periodi fino a 300 min. Le curve di resistività e fase mostrano, in tutte e due le stazioni, andamenti compatibili con la presenza di conduttori profondi (fig. 7). Uno dei sondaggi (FDS) penetra completamente il conduttore, la cui presenza è individuata da un minimo compreso tra 8 e 12 minuti, e raggiunge il sottostante resistivo, mentre l'altro (IAI) termina dentro un conduttivo, la cui presenza è evidenziata dalla diminuzione della resistività apparente e dall'aumento della fase per periodi superiori a 17 minuti. Il sondaggio FDS è ubicato in una zona di ispessimento crostale, caratterizzata da un raddoppio della coltre sedimentaria. Un profilo di sismica crostale effettuato nelle zone indica la possibile presenza di strati a bassa velocità nella crosta inferiore. L'altra stazione MT è invece situata in una zona a crosta normale, in cui non vi è alcuna indicazione della presenza di strati sismici lenti.

Le curve MT parallela e trasversale sono coincidenti, entro gli errori, in ciascuna delle due stazioni, e giustificano quindi una modellistica 1D. Qualsiasi tentativo di invertire le curve dei due sondaggi con un unico modello è fallito (Braitenberg *et al.*, in stampa). Il minimo osservato nel sondaggio FDS può essere modellato con uno strato a bassa resistività (3 Ohm·m), coincidente con la crosta inferiore e concorde con il «sospetto» della presenza di strati sismici a bassa velocità. Il resistivo sottostante comincerebbe ad una profondità più o meno coincidente con quella riportata per la Moho. Analogamente ai sondaggi del LITHO-

PROBE, questo sondaggio non ha quindi penetrato l'intera litosfera a causa dell'assorbimento di energia da parte dello spesso conduttore intracrostale. La situazione è diversa per il sondaggio IAI. In questo caso il minimo non è modellabile con un conduttivo posto a poche decine di km di profondità, ma appare perfettamente attribuibile ad un conduttore posto a circa 90 km, che è la profondità alla quale gli studi sulla dispersione delle onde superficiali pongono il limite litosfera-astenosfera.

L'ultimo esempio si riferisce ad una serie di sondaggi MT effettuati in Epiro, al confine tra Grecia ed Albania, dalla GEOSYSTEM s.r.l., Milano, per conto del DEP, l'Ente Petroliero Greco. Lo scopo dei sondaggi era la ricerca petrolifera. I sondaggi erano localizzati su rocce appartenenti alla piattaforma carbonatica mesozoica, che costituiscono un orizzonte resistivo (con resistività di alcune centinaia di Ohm·m), spesso alcuni km. Gran parte delle curve MT ottenute mostrano chiaramente effetti di disomogeneità laterali, ma in almeno 6 sondaggi questi effetti erano inesistenti per frequenze più alte di 1 Hz e molto attenuati per frequenze inferiori. In tutti questi sondaggi le curve di resistività apparente presentano un minimo tra 0.1 e 1.0 s. (fig. 8), attribuibile ad un conduttivo nella copertura sedimentaria, ed un secondo minimo a periodi maggiori di 100 s. Questo secondo minimo non è modellabile con un conduttivo intracrostale, ma può essere giustificato solo da un conduttivo a profondità di 70-100 km, compatibili con lo spessore che la litosfera dovrebbe avere nell'area circumadriatica. Purtroppo mancano evidenze sismiche sullo spessore della litosfera in Epiro.

4. Conclusioni

Gli esempi su riportati mostrano come, in condizioni favorevoli, i sondaggi MT possono penetrare l'intera litosfera, e consentire la definizione delle sue caratteristiche elettriche.

La capacità di giungere sino al confine litosfera-astenosfera sembra legata all'assenza di grossi orizzonti conduttori nella crosta inferiore. Quando questi sono presenti la penetra-

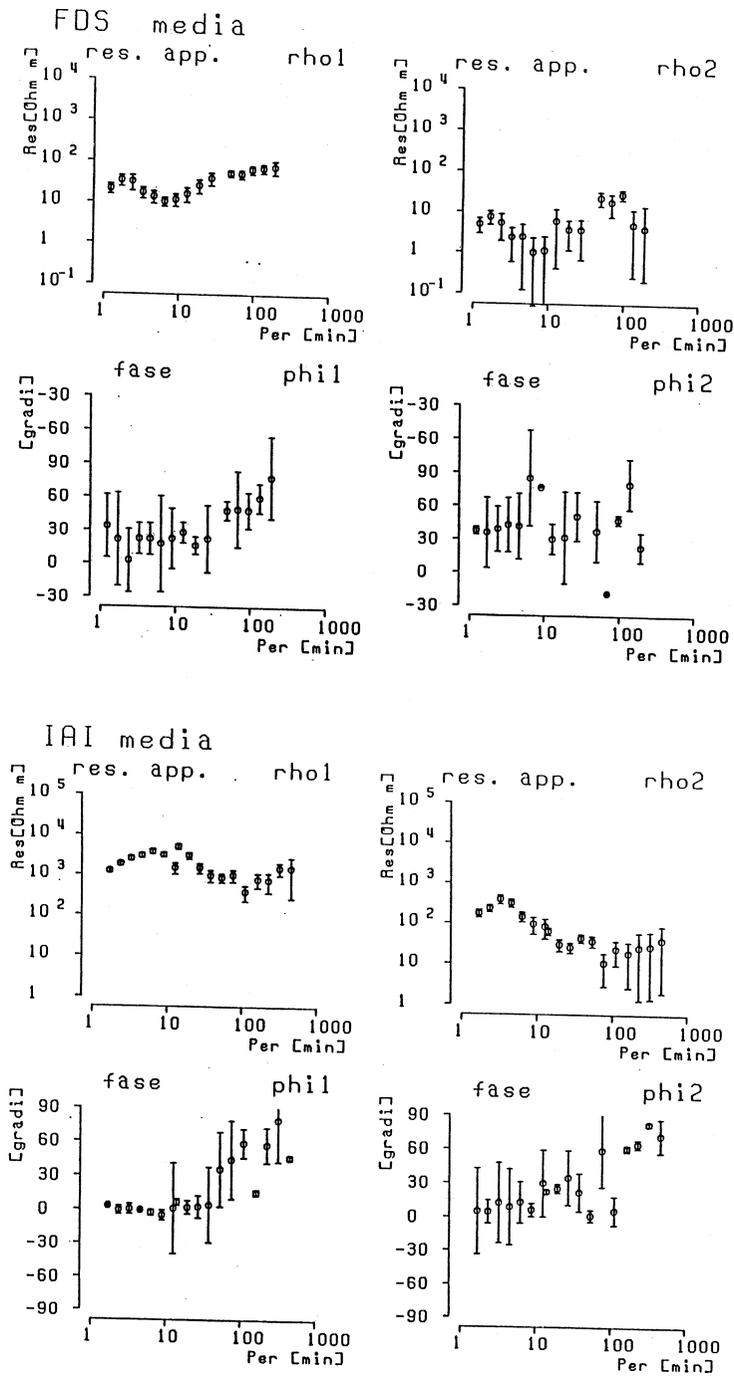


Fig. 7. Curve di resistività e fase di due sondaggi MT in Friuli.

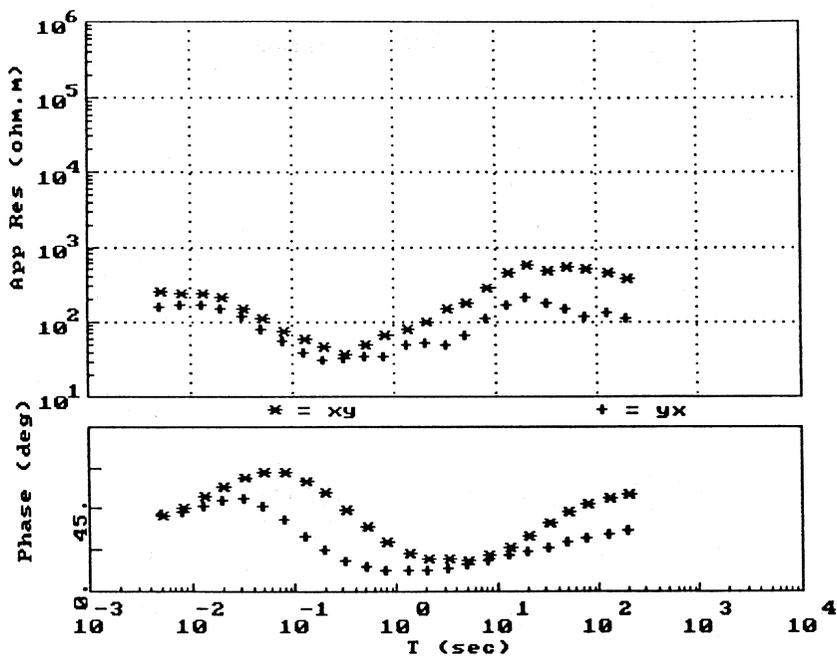


Fig. 8. Curve di resistività e fase di un sondaggio MT in Epiro.

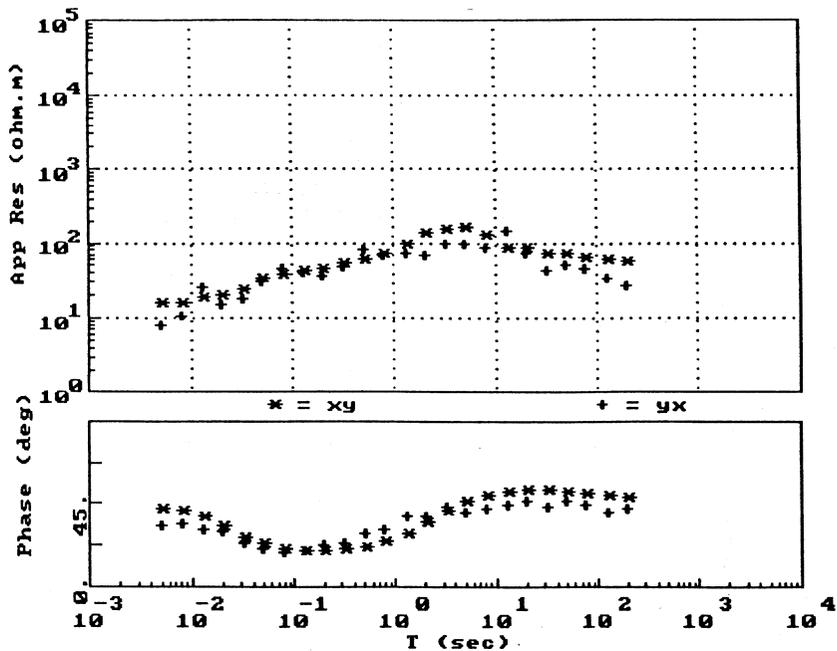


Fig. 9. Curve di resistività e fase di un sondaggio MT in Aetaloakarnania.

zione si arresta nell'interno del resistivo sottostante, che rappresenta probabilmente il LID. Oltre che nel caso del Canada occidentale e del Friuli, discussi in precedenza, un simile risultato è stato osservato anche in Grecia. Infatti, mentre in Epiro i sondaggi hanno raggiunto un conduttivo profondo identificabile con l'astenosfera, in una zona immediatamente a S, l'Aetaloakarnania, anch'essa caratterizzata dall'affioramento di terreni di piattaforma, i sondaggi MT (fig. 9) mostrano la presenza di un forte minimo attribuibile ad una sorgente profonda 20-30 km, quindi nella crosta inferiore, e non presentano alcuna evidenza di un conduttore più profondo.

Una causa di notevole incertezza, presente ancora attualmente nell'interpretazione dei dati MT a lungo periodo, è rappresentata dalla presenza di forti variazioni laterali nei primi km di crosta. È ben noto che eventuali variazioni di questo tipo influiscono notevolmente sull'andamento della parte a lungo periodo delle curve MT. Le curve di resistività risentono maggiormente di questi effetti, per cui è consigliabile che i procedimenti di inversione diano un peso maggiore alle curve di fase, che in genere sono però di qualità inferiore.

L'adozione di modelli 2D e 3D contribuisce senza dubbio a diminuire le incertezze e a migliorare la risoluzione del metodo a grandi profondità, ma richiede un'adeguata maglia di stazioni di misura e quindi una progettazione del rilievo che sia specifica ad un obiettivo profondo.

In assenza di ciò, i risultati più attendibili si ottengono interpretando con modelli 1D, curve di fase e resistività di quei sondaggi per i quali le differenze tra le curve dei due modi TE e TM (trasversale e parallelo), siano contenute entro gli errori.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, D.L. (1990): *Theory of the Earth* (Blackwell Sci. Co., Boston), 366.
- BRAITENBERG, C. e M. ZADRO (1990): The magnetotelluric campaign in Eastern Alps, NE Italy: regional and local 2-D responses of the seismic zone, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **32**, 141-156.
- BRAITENBERG, C., P. CAPUANO, P. GASPARINI e M. ZADRO (1994): Interpretation of long period magnetotelluric soundings in Friuli (North-East Italy) and the electrical characteristics of the lithosphere, *Geophys. J. Int.* (in stampa febbraio 1994).
- CAPUANO, P., P. GASPARINI e A. ZERILLI (1988): Improvements of MT soundings through combination with TDEM soundings, *Geofizik*, **2**, 143-150.
- CASSINIS, R., P. MAZZONI e A. RANZONI (1985): Active seismic layers and crustal structure in some Italian regions, *J. Geophys.*, **56**, 153-159.
- CHEN, W.P. e P. MOLNAR (1983): Focal depth of intra-continental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4183-4214.
- CHOUKROUNE, P. *et al.* (1989): The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, **8**, 23-39.
- COOK, F.A. *et al.* (1988): Lithoprobe seismic reflection structure of the Southeastern Canadian Cordillera: initial result, *Tectonics*, **7**, 157-180.
- HERMANCE, J.F. (1973): Processing of magnetotelluric data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **7**, 349-364.
- JONES, A.G., R.D. KURTZ, D.W. OLDENBURG, D.E. BOERNER e R. ELLIS (1988): Magnetotelluric observations along the lithoprobe Southeastern Canadian Cordillera transect, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 677-680.
- LEBEDEV, E.B. e N.I. KHITAROV (1964): Dependence of the beginning of melting of granite and the electrical conductivity of its melt on high water vapor pressure, *Geochem. Int.*, **1**, 193,197.
- LE PICHON, X. (1968): Sea floor spreading and continental drift, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3661-3697.
- MACKIE, R.L., B.R. BENNET e T.R. MADDEN (1988): Long-period magnetotelluric measurements near the Central California coast: a land-locked view of the conductivity structure under the Pacific Ocean, *Geophys. J.*, **95**, 181-194.
- NICHOLS, E.A., H.F. MORRISON e J. CLARKE (1988): Signals and noise in measurements of low-frequency geomagnetic fields, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13743-13754.
- SENANAYAKE, W.E. (1990): An investigation of magnetic effect associated with DC electrified trains, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **32** (127), 275-283.
- SHANKLAND, T.J. e M.E. ANDER (1983): Electrical conductivity, temperatures and fluids in the lower crust, *J. Geophys. Res.*, **88**, 9475-9484.
- STERNBERG, B.K., J.C. WASHBURNE e L. PELLERIN (1988): Correction for the static shift in magnetotellurics using transient EM soundings, *Geophysics*, **53**, 1459-1468.
- VOZOFF, K. (1972): The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, **37**, 98-141.
- WANNAMAKER, P.E., J.R. BOOKER, A.G. JONES, A.D. CHAVE, J.H. FILLoux, H.S. WAFFE e L.K. LAW (1989a): Resistivity cross section through the Juan de Fuca subduction system and its tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14127-14144.
- WANNAMAKER, P.E. *et al.* (1989b): Magnetotelluric observation across the Juan de Fuca subduction system in the EMSLAB project, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14055-14088.
- WILSON, J.T. (1968): Static or mobile Earth: the current scientific revolution, *Proc. Am. Philos. Soc.*, **112**, 5-309.