

**CONTRIBUTO DELLE ANALISI DI LABORATORIO ALLA DETERMINAZIONE  
DELLE PROPRIETA' ELASTICHE DELLE ROCCE DEL PROFILO CROP 03**

**RIASSUNTO**

Sono messe a confronto tra loro le principali tecniche di misura in laboratorio delle velocità delle onde elastiche ad alta temperatura e alta pressione. Queste costituiscono il metodo attualmente più risolvibile per l'individuazione della funzione velocità-profondità, di supporto all'interpretazione dei dati di sismica crostale. Le principali fonti di indeterminazione insite nel metodo sono legate sia alla presenza dei fluidi che in natura attenuano le velocità mantenendo le microfratture aperte (situazione difficilmente controllabile in laboratorio), sia alla scarsa possibilità di conoscenza dell'effettivo stato di microfratturazione dei materiali nelle loro condizioni naturali, sia al differente ordine di grandezza tra le lunghezze d'onda usate in laboratorio per investigare la roccia e quelle che si usano in sismica o in sismologia per determinare strutture crostali, e da ultimo, all'effettiva rappresentatività dei campioni.

Viene infine applicato un metodo di individuazione dei contatti litologici che più probabilmente possono dare luogo a riflessioni, sulla base dei contrasti di impedenza acustica calcolabili usando valori medi di densità e velocità determinate in laboratorio e riportate in letteratura. Tale applicazione è riferita a uno schema strutturale valido per l'Appennino centrale. Da tale analisi risulta che, nel caso di basso rapporto segnale/disturbo i contatti *multilayer* carbonatico - *flysch* e *multilayer* carbonatico - verrucano potrebbero non costituire riflettori mentre la riflettività maggiore sarà associata al contatto con le evaporiti.

**ABSTRACT**

The three most used laboratory techniques of wave velocity measurement at high pressure and temperature are discussed. These techniques are among the most resolute methods for determining the velocity-depth function, a support for the deep seismic sounding interpretation. Discrepancies between laboratory and field measurements are influenced by the presence of fluids, which keep the fractures open, by the shape, frequency and extension of fractures, by the different order of the used wavelength, and by the representativeness of rock samples.

We present a method for pointing out the lithological discontinuities which might represent good reflectors. The method is based on the acoustic impedance laboratory measurements reported in literature.

An application of the above described method is referred to the central Appenninic crust; it is shown that the contacts between carbonates and flysch or between carbonates and

Verrucano are not reflective, whilst all the considered lithologies in contact with evaporites are reflective.

**PAROLE CHIAVE:** Velocità, Impedenza, Riflettore, CROP.

**KEY WORDS:** Velocity, Impedance, Reflector, CROP.

**INTRODUZIONE**

La misura della velocità delle onde ultrasoniche è il metodo di laboratorio più efficace per studiare il comportamento elastico dei materiali naturali in condizioni crostali. Attualmente la ricerca in campo sismico considera sia le onde P che le due onde S polarizzate. La misura sperimentale delle  $V_p$  e delle  $V_s$  nei due piani di polarizzazione sui campioni di roccia è l'unico mezzo per verificare il comportamento delle onde elastiche nei mezzi anisotropi, cioè nelle rocce della crosta superiore (inclusa la copertura sedimentaria), profonda e del mantello superiore, e quindi è il supporto di laboratorio per eccellenza per l'interpretazione dei dati geofisici riguardanti la litosfera.

Tale tecnica si è sviluppata a partire dagli anni '60, grazie a BIRCH (1961). La ricerca in quegli anni è stata prevalentemente dedicata alla misura delle  $V_p$  nel maggior numero possibile di litotipi al fine di trovare le rocce candidate alle velocità misurate negli esperimenti di sismica crostale. Durante questa fase sono così state raccolte rocce provenienti sia dalla crosta superiore che inferiore e del mantello litosferico esumato, da un gran numero di province geologiche. A questa fase è legata la scoperta di proporzionalità diretta tra densità e velocità di propagazione delle onde elastiche (BIRCH, 1961), in accordo con quanto ipotizzato dalla sismica e dalla gravimetria. Il motivo di tale successo sta nel fatto che in laboratorio ad alte pressioni è possibile sottrarre dalla misura delle velocità gli errori introdotti dalle microfratture (BIRCH, 1961).

Negli anni settanta sono stati messi a confronto i parametri chimici, fisici e petrografici delle rocce con il comportamento elastico. Per questo motivo sono stati studiati diversi campioni dello stesso litotipo in funzione della variabilità petrografica (CHRISTIENSEN, 1979; CHRISTIENSEN & FOUNTAIN, 1975). Grande peso è stato dato alle rocce della crosta inferiore e del mantello (in assenza di pressione dei fluidi), e della crosta superiore (anche in presenza di fluidi). Per esempio è stato scoperto che l'orientazione preferenziale cristallografica dei minerali allungati (anfibioli, pirosseni) o

(\*) Univ. di Milano, Dip. Scienze della Terra, Sez. di Petrografia.

(\*\*) Univ. di Milano, Dip. Scienze della Terra, Sez. di Geofisica.

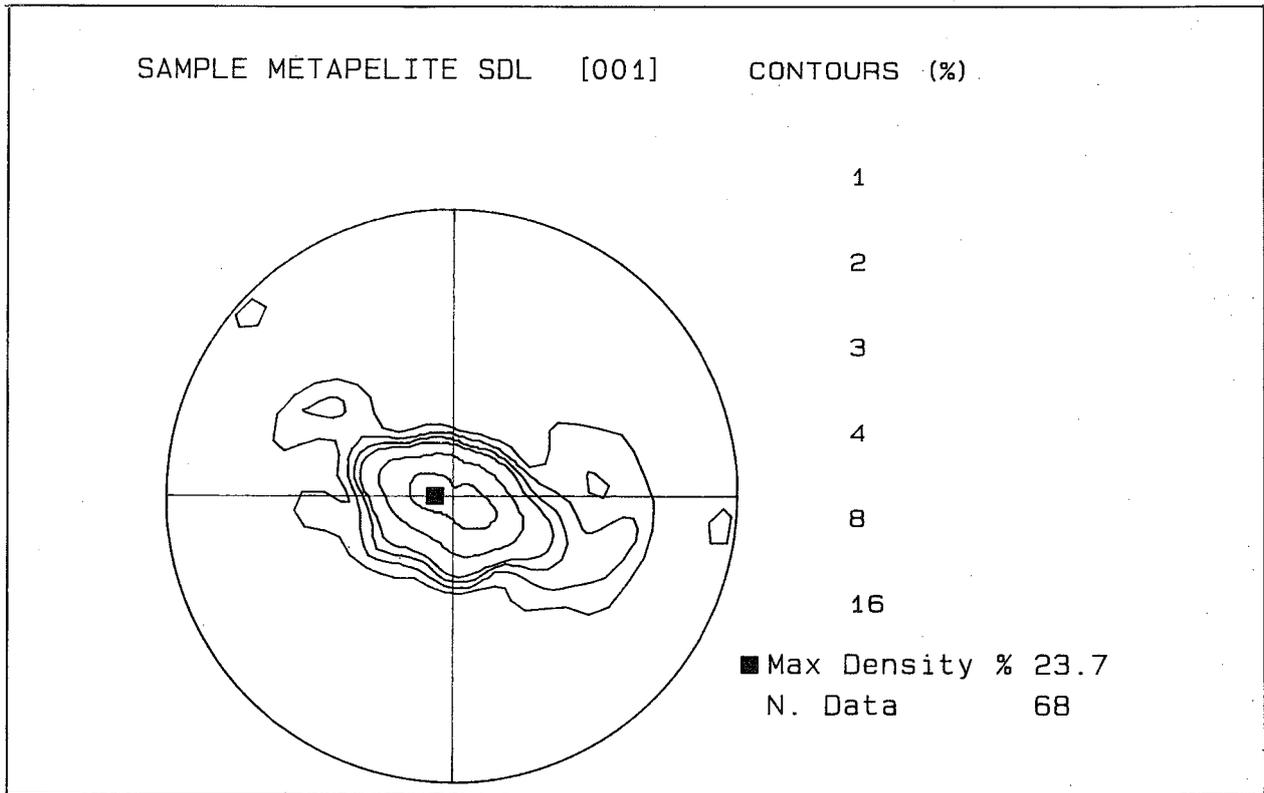


Fig. 1a - Stereogramma equiareale delle (001) della biotite in un campione di metapelite proveniente dalla *Serie dei Laghi* (L.Maggiore, NO).

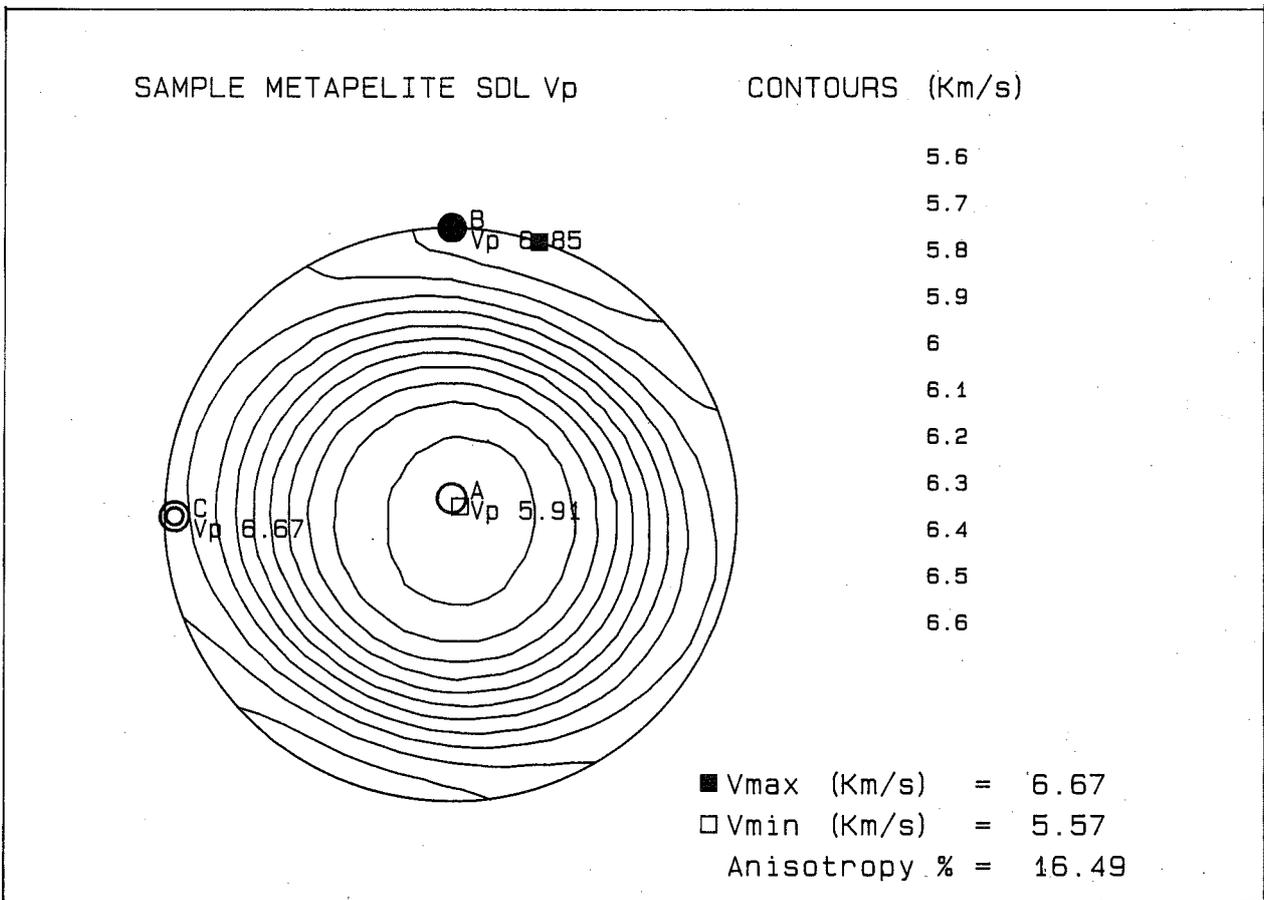


Fig. 1b - Stereogramma equiareale della distribuzione spaziale delle Vp calcolate per un modello a biotite + muscovite + quarzo + granato + sillimanite.

lamellari (miche) influenza sensibilmente l'anisotropia delle  $V_p$  e delle  $V_s$ , oppure, per quanto riguarda i fluidi, che le variazioni di velocità oltre una certa pressione sono influenzate dalla natura del fluido (con risvolti di notevole importanza nel campo della geologia del petrolio).

Negli anni ottanta è incominciata la misura sistematica delle velocità a pressione e temperatura variabile. È stato così scoperto che l'aumento delle velocità delle onde elastiche con la pressione è bilanciato dalla diminuzione di velocità all'aumentare della temperatura. Inoltre è stato scoperto che a temperature di un poco superiori alla transizione tra  $\alpha$ - $\beta$  nel quarzo, la velocità delle onde elastiche diminuisce drasticamente, per poi aumentare fino a livelli decisamente superiori di quelli iniziali. Poiché gran parte delle rocce della crosta superiore ed intermedia contengono quarzo, è possibile che questo fenomeno interessi una discreta parte della crosta continentale attuale. In poche parole la transizione  $\alpha$ - $\beta$  nel quarzo in una roccia di composizione granitica potrebbe simulare una *low velocity zone*, senza che vengano messi in gioco fusi o fluidi o contatti tra litotipi diversi.

In questi ultimi anni è stato dimostrato che la microstruttura è responsabile dell'andamento delle proprietà sismiche in 3-D. Questo concetto è probabilmente estendibile a tutte le grandezze vettoriali (conducibilità termica, elettrica ecc.). Ad esempio nella Fig. 1 sono messe a confronto un diagramma dell'orientazione della (001) delle miche e quello delle  $V_p$  nei diagrammi equiareali di Schmidt per una metapelite (Serie dei Laghi, L. Maggiore, NO), nei quali si osserva che i massimi e minimi di velocità sono determinati dall'orientazione delle miche. Inoltre è stata trovata una eccellente coincidenza tra le velocità misurate in laboratorio e quelle calcolate a partire dalle costanti elastiche dei minerali tenendo conto della loro orientazione cristallografica. Questa metodologia di calcolo delle velocità delle onde elastiche in ogni direzione a partire dai caratteri microstrutturali è nuovissima, ed è da soli due anni applicata alla sismologia. Grazie a ciò è possibile mettere in diretta correlazione le caratteristiche petrografiche e microstrutturali delle rocce con le caratteristiche sismiche, aprendo un nuovo capitolo nella geologia e geofisica della litosfera.

#### PROBLEMATICHE CONNESSE AL METODO

Le metodologie di laboratorio hanno dei limiti inevitabilmente insiti nel fatto che i materiali indagati vengono estratti dalle loro condizioni naturali, inoltre si pongono problemi di differenza di scala riguardanti ogni parametro fisico. Tra questi il più importante nella determinazione delle velocità di un ammasso roccioso è il ruolo giocato dalle discontinuità che in natura sono presenti ad ogni scala. In laboratorio invece si possono investigare solo microfratture, il cui effetto è ben noto sin dai primi esperimenti condotti da BIRCH

(1961), il quale interpretò la prima parte della curva  $V/P$  come dovuta all'effetto della chiusura di microfratture. Il ginocchio della curva rappresenta la pressione alla quale la maggior parte delle fratture resta chiusa (1-3 Kbar). L'importanza delle microfratture non è connessa solo ai primi chilometri della crosta, ma si estende fino alla transizione crosta - mantello, se le fratture vengono mantenute aperte da fluidi in pressione ( $H_2O$  -  $CO_2$  - *melts*). Una conseguenza dell'esistenza delle fratture ad ogni scala riguarda l'anisotropia. In laboratorio si correla l'anisotropia del litotipo investigato con il suo *fabric*, mentre l'anisotropia dedotta da studi sismologici o di sismica attiva è soggetta all'effetto di fratture isorientate (CRAMPIN *et al.*, 1990).

L'effetto dei fluidi in pressione è poco noto; non esiste una spiegazione univoca ai risultati sperimentali (CHRISTENSEN, 1979).

Bisogna inoltre ricordare che gli esperimenti di sismica crostale utilizzano frequenze da 6 a 10 ordini di grandezza minori rispetto a quelle di laboratorio. Secondo BIRCH (1969) una differenza di tre ordini di grandezza in frequenza provoca una variazione della velocità dello stesso ordine dell'indeterminazione sperimentale (1-2%).

#### TECNICHE MAGGIORMENTE IN USO

Le velocità delle onde elastiche ad alta pressione e temperatura vengono misurate su campioni di rocce della lunghezza di qualche centimetro, posti all'interno di celle di pressione. Le tre tecniche maggiormente in uso si differenziano sostanzialmente per il tipo di cella usata e per la posizione dei trasduttori rispetto al campione.

L'apparato descritto da BIRCH (1960) utilizza campioni cilindrici (diametro=2.65 cm, lunghezza=3.8 cm) inguainati da un sottile foglio di rame (Fig.2a). La pressione, strettamente idrostatica, è trasmessa attraverso un fluido (solitamente olio). Per ottenere dati nelle tre direzioni ortogonali sono necessari tre cilindri tagliati dalla stessa roccia. Il sistema di riscaldamento è costituito da una fornace esterna che riscalda anche i trasduttori, e perciò non può superare la temperatura di Curie (450°C). In questo tipo di celle è eventualmente possibile misurare anche le variazioni della pressione dei pori con la temperatura e la pressione confinante.

Una seconda tecnica, descritta da KERN (KERN & FAKHIMI, 1975) utilizza campioni cubici (lato=4.3 cm), non inguainati, posti in una cella cubica. Viene raggiunto uno stato di pressione ( $P_{max}=7$  Kb) quasi idrostatica mediante l'utilizzo di 6 pistoni piramidali che agiscono sul campione in tre direzioni ortogonali fra loro (Fig. 2b). Gli esperimenti vengono condotti fino a temperatura di 700°C grazie all'utilizzo di un sistema di riscaldamento solidale con i pistoni e separato dai trasduttori da refrigeratori. Si misurano così contemporaneamente i tempi di percorrenza di onde P

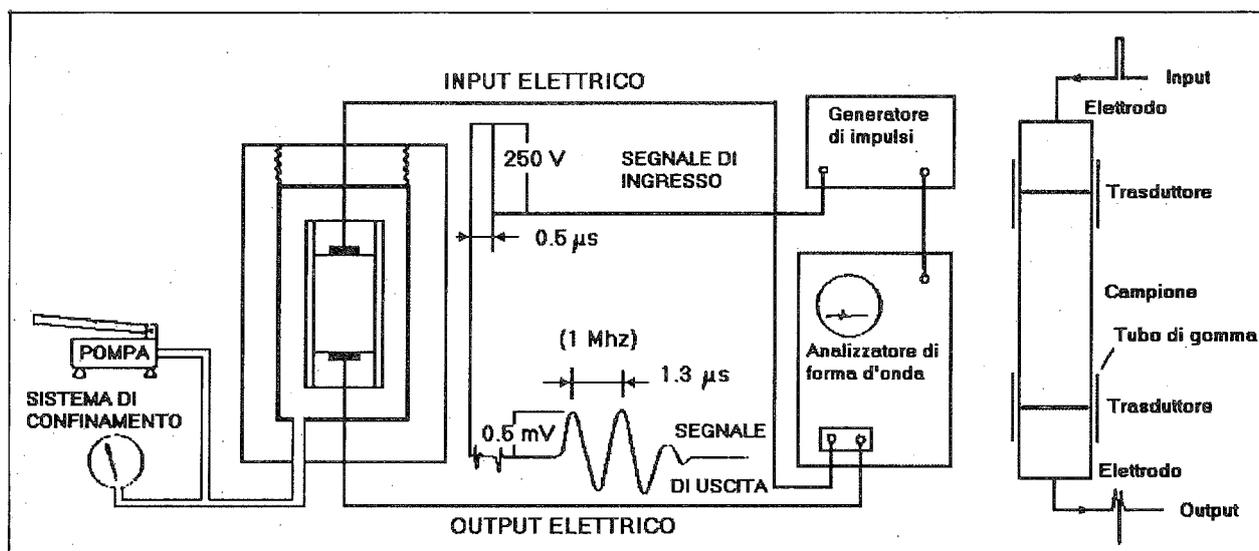


Fig. 2a - Diagramma schematico dei sistemi elettrico ed idraulico per la misura delle velocità ad alta pressione (dopo CHRISTIENSEN, 1979; ridisegnata) e schema della disposizione del campione e dei trasduttori.

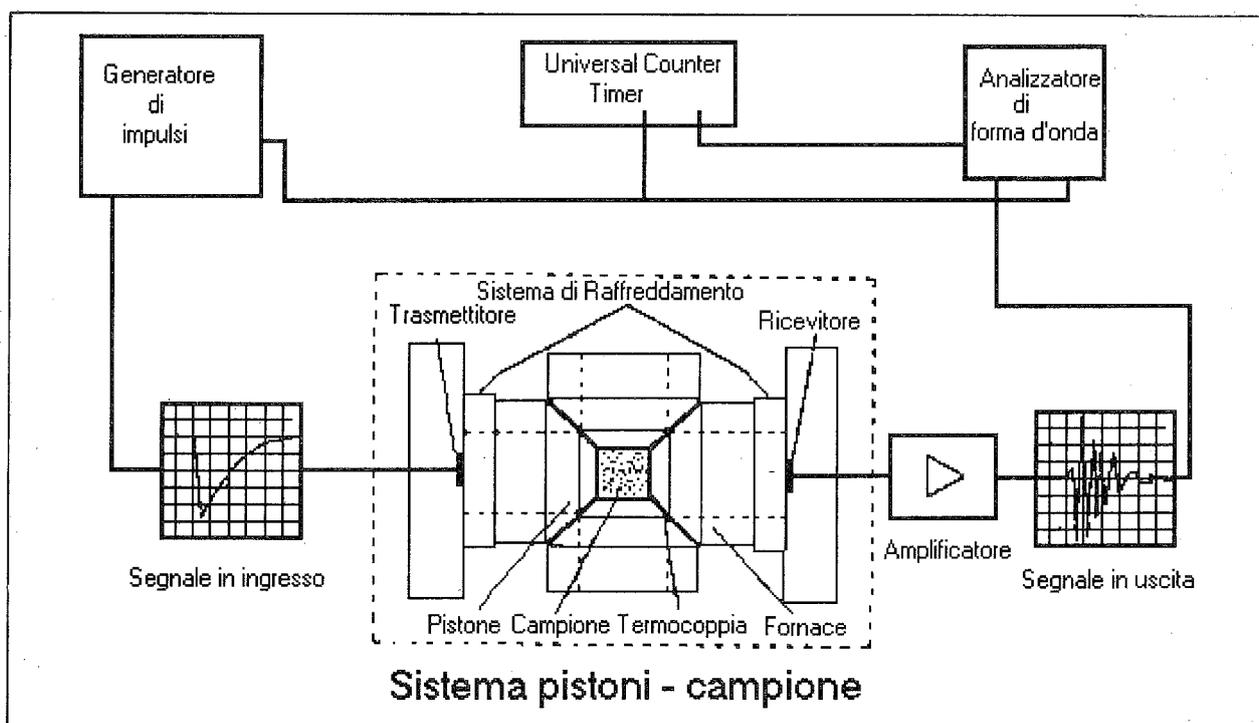


Fig. 2b - Diagramma schematico del sistema di misura delle velocità delle onde P ed S in laboratorio in condizioni di elevata pressione e temperatura. (da KERN, 1989).

ed S e le variazioni di lunghezza nelle tre direzioni ortogonali su di un solo campione in funzione della pressione e della temperatura. Il problema più importante legato a questo tipo di tecnica riguarda lo stato di pressione quasi idrostatico che può provocare una fratturazione sugli spigoli delle facce del campione, alterando il significato delle misure.

Per ultimo, la cella di pressione utilizzata dal Prof. Z. PROS (1977) dell'Accademia delle Scienze di Praga raggiunge solamente i 400 MPa di pressione ma pre-

sentata, rispetto alle macchine precedentemente descritte, il vantaggio di poter ottenere con la preparazione di un solo campione le misure di velocità in tutte le direzioni dello spazio. Vengono infatti utilizzati campioni sferici fissati in modo da ruotare attorno ad un asse mentre due trasduttori di ceramica ruotano attorno ad un asse perpendicolare a quello di rotazione della sfera; in questo modo si ottengono misure di onde P e S per più di 200 differenti direzioni. Anche questo apparato ha lo svantaggio di non poter effettuare nes-

sun controllo sulle variazioni di forma che il campione subisce quando è portato ad alte pressioni, e neppure è possibile effettuare misure in funzione della temperatura. Inoltre uno svantaggio derivante direttamente dalla necessità di utilizzare campioni sferici è dato dalla difficoltà di orientare la sfera stessa secondo le direzioni strutturali significative.

#### PROPOSTA DI UN METODO PER L'INDIVIDUAZIONE DI POTENZIALI RIFLETTORI

Come esempio di applicazione dei risultati di laboratorio sopraddescritti in termini non solo di controllo a posteriori delle strutture delineate dagli esperimenti di sismica attiva e passiva in situ, ma anche a priori, di predizione dei probabili riflettori, sono stati applicati a un modello strutturale della catena appenninica i valori medi di velocità e di densità misurati in laboratorio e riportati in letteratura, e quindi calcolati i coefficienti di riflettività dei contatti litologici di maggiore interesse.

In particolare sono state considerate alcune sezioni geologiche riportate da BALLY *et al.* (1986) inerenti l'area di interesse per il profilo Crop 03. È stato inoltre considerato il modello proposto da AMATO *et al.* (1991) che si riferisce all'interpretazione cinematica di un profilo di sismica a rifrazione di circa 80 Km, esplorato nell'area dei Monti Vulsini - Monte Amiata, in quanto in esso vengono definite le geometrie di un corpo ad alta velocità (6.4-7.1 Km/s per le onde P) molto esteso e continuo che si chiude in corrispondenza della sponda meridionale del lago di Bolsena. Lo strato "veloce" relativamente superficiale (4-6 km) nell'area investigata dal suddetto profilo è stato interpretato originariamente dagli Autori come una scaglia di

crosta media cristallina probabilmente costituita da gneiss e quarziti, oppure come una scaglia tettonica di crosta inferiore (BIELLA, comm. pers.) in base ai dati provenienti dai pozzi Agip (Torre Alfina n° 15). Se si trattasse di scaglie di crosta inferiore significherebbe che nell'area si è verificato un raddoppiamento crostale, e quindi è importante definire la geometria di questo corpo nell'ambito della catena appenninica per una corretta ricostruzione dell'evoluzione cinematica. Nel modello presentato dagli Autori tale corpo è sovrastato da unità carbonatiche ed evaporitiche caratterizzate da una velocità delle onde P di 5.5 Km/s. Ipotizzando una densità dell'ordine di 2.8-2.9 g/cc per lo strato "veloce" e utilizzando valori intorno a 2.6 g/cc per le unità sovrastanti come dalle densità medie calcolate dai dati in letteratura (vedi tabella) si ottiene un coefficiente di riflettività dell'ordine di 0.11-0.13 (vedi tabella 1). Quindi potenzialmente questo contatto è un buon riflettore.

Per quanto riguarda la natura degli altri possibili riflettori, desumibili dalle sezioni geologiche di BALLY *et al.* (1986), sono stati presi in considerazione le impedenze acustiche calcolate sulla base dei dati di velocità delle densità e delle onde elastiche misurate a 1.2 e 4 Kb in letteratura (CARMICHAEL, 1989) per rocce che possono rappresentare i seguenti litotipi (Tab. 1a): Evaporiti, *Flysch*, *Multilayer* carbonatico, Verrucano (arenarie quarzose e metapeliti), ultramafiti del mantello. In tal modo si sono potuti calcolare i Coefficienti di Riflettività ( $R_i = (d_1v_1 - d_2v_2)/(d_1v_1 + d_2v_2)$ ) dove  $d_1$  è la densità e  $v_1$  la  $v_p$  del primo mezzo mentre  $d_2$  e  $v_2$  del secondo) relativi ad ipotetici riflettori presenti sotto il profilo CROP 03 (Tab. 1b).

Si è assunto inoltre che le formazioni abbiano spessori tali da essere rilevabili anche alle frequenze sismiche e che i raggi delle onde siano incidenti perpendicolarmente alle interfacce.

	Vp(1)	Vp(2)	Vp(4)	Dens.	Z(1)	Z(2)	Z(4)
EVAPORITI	5.06	5.16	5.28	2.63	13.30	13.55	13.88
ARENARIE	6.16	6.26	6.36	2.77	17.06	17.34	17.64
MULTILAYER CARB.	6.80	6.72	6.83	2.82	19.14	18.92	19.23
METAPELITI	7.02	7.20	7.35	3.05	21.40	21.96	22.41
PERIDOTITI			8.29	3.28			27.17

TAB. 1a - Velocità delle onde P (Vp), impedenze acustiche (Z) alle pressioni di 1, 2, 4 Kbar e densità dei litotipi presenti sotto il profilo sismico (vedere testo) calcolati come medie di valori riportati in letteratura e raccolti in CARMICHAEL (1989).

	R(1)	R(2)	R(4)
ARENARIE-EVAPORITI	0.124	0.123	0.119
MULTILAYER CARB.-ARENARIE	0.043	0.043	0.043
MULTILAYER CARB.-EVAPORITI	0.180	0.165	0.162
METAPEL-MULTILAYER CARB.	0.056	0.074	0.076
METAPEL-ARENARIE	0.113	0.117	0.115
METAPEL-EVAPORITI	0.233	0.237	0.235
PERIDOTITI-METAPELITI			0.096

TABELLA 1b - Coefficienti di riflessione per incidenza normale calcolati alle pressioni di 1,2,4 Kbar per i possibili riflettori presenti sotto il profilo CROP03.

## CONCLUSIONI

Le interfacce con coefficienti di riflettività superiori a 0.05 costituiscano riflettori rilevabili nelle sezioni *film* (JONES & NUR, 1982). Tuttavia in funzione del disturbo locale, dell'assorbimento e dei parametri usati per il sondaggio sismico si possono rilevare riflettori anche interfacce con coefficiente di riflettività fino a 0.02 (SELLAMI *et al.*, 1990).

Pertanto si possono fare le seguenti osservazioni:

- tutti i contatti litologici esaminati possono essere potenziali riflettori in una sezione *film* NVR, e l'energia maggiore sarà associata al contatto con le evaporiti.

- nel caso di un rapporto segnale - disturbo sfavorevole e/o di attenuazione elevata sarà poco visibile il contatto tra il *multilayer* carbonatico - *Flysch* e tra *multilayer* carbonatico - verrucano.

- poichè dai dati elaborati al contatto metapeliti - peridotiti corrisponde un  $R=0.1$ , la Moho dovrebbe essere, in particolari condizioni di penetrazione del segnale, altamente riflettiva.

## BIBLIOGRAFIA

- AMATO *et al.* (1991) - *Velocity structure of the Vulsinian Volcanic Complex (Latium, Italy) from Seismic Refraction Data and three - dimensional inversion of travel times.* J. Geophys. Res., **96**, n°B1, 517 - 535.
- BALLY A. W. *et al.* (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Appennines.* Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257 - 310.
- BIRCH F. (1960) - *The velocity of compressional waves in rocks to 10 Kilobars, part 1.* J. Geophys. Res., **65**, n°4, 2199 - 2224.
- BIRCH F. (1961) - *The velocity of compressional waves in rocks to 10 Kilobars, part 2.* J. Geophys. Res., **66**, 2199 - 2224.
- CARMICHAEL R.S. (1989) - *Practical handbook of physical properties of rock and minerals.* CRC Press, Boca- Raton. 427 pp..
- CHRISTENSEN J. (1979) - *Compressional wave velocity in rocks at high temperature and pressure. Critical thermal gradients, and crustal low - velocity zones.* J. Geophys. Res., **84**, 6849 - 6857.
- JONES T. & NUR A. (1982) - *Seismic velocity and anisotropy in mylonites and the reflectivity of deep crustal fault zones.* Geol., **10**, 260 - 263.
- CRAMPIN S. (1990) - *Alignment of near - surface inclusions and appropriate crack geometries for geothermal hot - dry - rock experiments.* Geoph. Prospecting, **38**, 621 - 631.
- KERN H. (1982) - *P and S wave velocities in crustal and mantle rocks under simultaneous action of high confining pressure and temperature and the effect of the rock micro-structure.* W. Schreyer (editore), High Press. Res. in Geosc. Schweizerbart, Stuttgart, 15 - 45.
- KERN H. & FAKHIMI (1975) - *Effect of fabric anisotropy on compressional wave propagation in various metamorphic rocks for the range 20 - 700°C at 2 Kbars.* Tectonophysics, **28**, 227 - 244.
- KERN H. (1978) - *The effect of high temperature confining pressure on compressional wave velocities in quartz - bearing and quartz - free igneous and metamorphic rocks.* Tectonophysics, **44**, 185 - 203.
- KERN H. (1979) - *Effect of high - low in quartz transition on compressional and shear wave velocities in rocks under high pressure condition.* Phys. Chem. Minerals, **4**, 161 - 171.
- PROS Z. (1977) - *Investigation of anisotropy of elastic properties on rocks of spherical samples at high hydrostatic pressures.* In *High pressure and temperature studies of physical properties of rocks and minerals*, Naukova Dumka, Kiev 1977, 56 pp..
- SELLAMI S., BARBLAN F., MAYERAT A.M., PFIFFNER O., RISNES K. & WAGNER J.J. (1990) - *Compressional wave velocities of samples from the NFP - 20 East seismic reflection profile.* Vol. spec. Soc. Geol. Ital., n°1, 77 - 84.