

Sulle determinazioni dirette delle velocità delle onde elastiche longitudinali in rocce stratificate *

M. BERNABINI **

SOMMARIO: Si esaminano i vari fattori che influenzano i valori delle velocità di propagazione delle onde elastiche in mezzi stratificati e quindi le velocità medie misurate tra una sorgente di impulsi elastici ed un ricevitore. Si mostra che tali velocità medie dipendono in vario modo dal rapporto tra spessori degli strati e distanza tra sorgente e ricevitore e dalla posizione, orientazione e lunghezza della base di misura.

Nelle determinazioni delle caratteristiche elastiche di porzioni di roccia, i vari valori delle velocità saranno dispersi in dipendenza sia dei fattori intrinseci sopra visti, sia dello stato di fratturazione ed alterazione della roccia. Vengono indicati, i criteri per distinguere, nella dispersione complessiva dei valori, la dispersione normale, dovuta ai vari fattori intrinseci ed alle condizioni di sperimentazione, dalla dispersione anomala dovuta alla fratturazione.

1. Premesse.

In una precedente nota [BERNABINI, BEOMONTE 1965] si erano indicati i criteri di scelta dei metodi operativi e di elaborazione degli elementi rilevati che erano stati seguiti nella progettazione ed esecuzione di prove sismiche effettuate per il controllo dell'efficacia dei trattamenti di consolidamento della roccia di fondazione di una grande diga.

Si era mostrato in particolare che, nel caso abbastanza frequente di rocce inomogenee (in piccolo o in grande) o anisotrope, per ottenere un quadro sufficientemente dettagliato delle caratteristiche medie della porzione di roccia posta sotto controllo fosse necessario eseguire un gran numero di misure di velocità di propagazione delle onde elastiche su percorsi variamente ubicati ed orientati.

I risultati di tali misure sono, di regola, dispersi; si era indicato che i criteri statistici sono quelli più idonei per valutare i valori medi e la relativa dispersione al fine di un giudizio, anche solo comparativo, sulle caratteristiche elastiche medie e sul grado di inomogeneità (o anisotropia) della porzione di roccia posta sotto controllo.

Nel caso di rocce costituite da alternanze di strati con caratteristiche elastiche differenti, i valori medi e le dispersioni dei valori in una stessa porzione di roccia possono variare anche di molto in dipen-

denza delle caratteristiche locali e della metodologia operativa: in particolare i principali fattori che entrano in gioco, oltre alle caratteristiche elastiche dei materiali ed ai rapporti tra gli spessori degli strati, sono i rapporti tra spessori degli strati e lunghezza di onda dell'impulso sismico di cui si misura la velocità di propagazione, la distanza tra punto origine delle vibrazioni e punto di ricezione e la loro posizione rispetto alle stratificazioni ed infine lo stato di fratturazione e di alterazione della roccia.

La valutazione dell'influenza dei diversi fattori è essenziale per una determinazione sufficientemente corretta delle caratteristiche elastiche medie della porzione di roccia posta sotto osservazione, dalla quale possa derivare, per i fini pratici, un giudizio sulle condizioni nelle quali si trova la roccia stessa o sulle variazioni di tali condizioni a seguito di interventi particolari.

Nella presente nota verrà riportata una analisi della influenza dei vari fattori sui valori della velocità nelle diverse condizioni di sperimentazione. Verranno inoltre indicati alcuni criteri per valutare l'importanza di tali influenze e distinguere quindi, nella dispersione complessiva, la parte dovuta allo stato di fratturazione ed alterazione della roccia.

2. Influenza dello spessore degli strati.

È noto che la velocità di propagazione di un impulso meccanico in un mezzo limitato, isotropo ed elastico dipende oltre che dalle caratteristiche elastiche, anche dalle condizioni ai limiti e dalla frequenza dell'impulso stesso.

* Lavoro eseguito con contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

** Prof. Ing. Marcello BERNABINI, Aiuto alla Cattedra di Geofisica Mineraria della Facoltà di Ingegneria della Università di Roma.

Nel caso di un unico mezzo elastico, è noto che la velocità di propagazione dipende dai rapporti tra lunghezza d'onda e dimensione del mezzo. A seconda se si sia in presenza di una barra (due dimensioni del mezzo piccole rispetto alla lunghezza d'onda), di una lamina (una sola dimensione piccola rispetto alla lunghezza d'onda) o di un mezzo illimitato (tutte e tre le dimensioni grandi rispetto alla lunghezza di onda), le velocità dell'onda elastica di compressione assumono valori di:

$$V_{\text{barra}} = \sqrt{\frac{E}{\rho}}; \quad V_{\text{lamina}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{1-\nu^2}};$$

$$V_{\text{III}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}}$$

in cui E è il modulo di Young, ν il coefficiente di Poisson e ρ la densità. Ad esempio per ν compreso tra 0,2 e 0,3, le differenze percentuali tra i valori della velocità nei diversi casi variano dal 2 al 16 %, differenze di regola superiori agli errori di misura.

Se il mezzo considerato è circondato invece che dal vuoto da un altro mezzo con diverse caratteristiche elastiche, le velocità varieranno in funzione delle caratteristiche elastiche e geometriche dei corpi e della frequenza dell'onda.

Il problema della determinazione delle velocità, anche nell'ipotesi semplificativa di un solo strato piano indefinito di un certo spessore S ed inglobato in un mezzo illimitato di diverse caratteristiche elastiche, non ha trovato ancora la sua piena soluzione né teorica, né sperimentale. ROSENBAUM [1965] ha trattato teoricamente il caso di uno strato sottile (con spessore S cioè molto minore della lunghezza d'onda λ impiegata) inglobato in un mezzo elastico dotato di una certa rigidità e di velocità di propagazione inferiore, ed ha concluso che nello strato si propaga un'onda longitudinale con velocità presso a poco uguale a quella della lamina e con una attenuazione di tipo esponenziale con esponente inversamente proporzionale allo spessore.

POLEY e NOOTEBOOM [1966] riportano in un grafico riprodotto in fig. 1 i risultati di prove sperimentali su modelli bidimensionali effettuate da loro e da altri Autori [LAVERGNE, 1961; LEVIN e INGRAM, 1962; RIZNICHENKO e SHAMINA, 1957] sempre nel caso di uno strato sottile a velocità maggiore inglobato in un mezzo a velocità minore.

Si può notare dai diagrammi che per rapporti S/λ maggiori di 0,4-0,8 (a seconda dei materiali), le velocità misurate sono praticamente uguali a

quelle della lamina⁽¹⁾; per rapporti S/λ inferiori le velocità dapprima decrescono raggiungendo un minimo per $S/\lambda \cong 0,2$ per poi risalire tendendo a valori dell'ordine di quelli della barra o superiori.

Non compaiono nel grafico valori di velocità per rapporti S/λ inferiori a 0,1, in quanto in tal caso

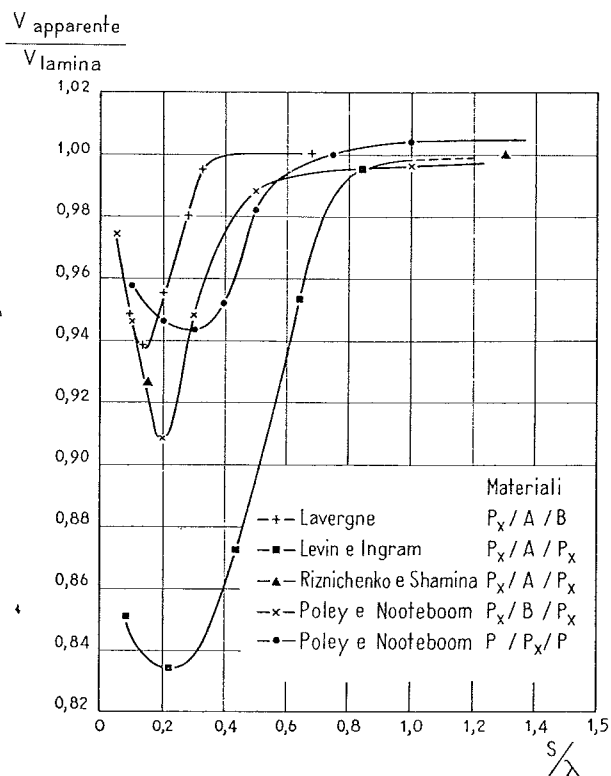


Fig. 1. - Dispersione delle velocità apparenti con lunghezza d'onda nel caso di uno strato di spessore S ad alta velocità inglobato in un mezzo a bassa velocità. Le misure sono state effettuate da vari autori su modelli costituiti da diversi materiali (A = alluminio, B = bronzo, P_x = perspex; P = polistirene). [Da POOLEY e NOOTEBOOM, 1966].

l'onda elastica veniva tanto attenuata da non essere più percettibile: ciò in accordo con le conclusioni di ROSENBAUM più sopra riportate.

Una prima conseguenza di tale fenomeno è che le velocità rilevate sono funzione della lunghezza d'onda; una seconda conseguenza, più interessante, è che oltre certe distanze reciproche tra emettitore, ricevitore e strato sottile, non è possibile rilevare

(1) Si ricorda che i modelli sismici bidimensionali, introdotti da OLIVER, PRESS e EWING, [1954], sono costituiti da pezzi di lamina di ugual spessore di diversi materiali uniti tra loro in corrispondenza dei bordi in modo da ottenere una lamina unica, composta dello stesso spessore. In tali modelli la velocità della lamina sostituisce quella del mezzo illimitato, mentre quella della barra sostituisce la velocità in strati sottili.

la presenza dello strato stesso; si registrerà soltanto l'onda che si propaga nel mezzo circostante con la velocità del mezzo stesso considerato illimitato.

Quando si è in presenza di un mezzo stratificato costituito da alternanze di due materiali con caratteristiche elastiche differenti, il problema, nel caso delle onde piane, non diventa sostanzialmente più complesso. Se lo spessore degli strati è molto maggiore della lunghezza d'onda, la perturbazione si propagherà nei due materiali con le velocità che sono proprie dei materiali stessi considerati illimitati. I percorsi dell'onda sismica e le velocità medie complessive saranno pertanto determinabili ricorrendo alle leggi dell'ottica geometrica.

Se invece la lunghezza d'onda è molto maggiore dello spessore degli strati, si dovranno considerare le caratteristiche elastiche medie del complesso e non più quelle dei singoli strati. Nel caso che le alternanze siano ritmiche e regolari, il mezzo si comporta come un mezzo omogeneo ed anisotropo le cui caratteristiche sono funzione delle caratteristiche elastiche dei due materiali e dei rapporti tra gli spessori degli strati, come sarà appresso indicato.

Si può concludere pertanto che le velocità medie di propagazione in un mezzo stratificato dipendono dal rapporto tra lunghezza d'onda utilizzata e spessore degli strati.

3. Influenza della direzione delle stratificazioni.

Nel caso di mezzi stratificati è intuitivo che la velocità di propagazione di un'onda elastica dipende dalla direzione (rispetto alla giacitura delle stratificazioni) nella quale l'onda elastica si propaga; è anche intuitivo che la velocità massima si ha di regola in direzione parallela alle stratificazioni e la minima in direzione normale.

Tali valori massimi e minimi, come anche i valori per le diverse direzioni, possono esser calcolati in alcuni semplici casi. Ci riferiremo in particolare ai due casi limiti di lunghezza d'onda molto piccola o molto grande rispetto allo spessore medio degli strati.

Nel caso di lunghezza d'onda molto piccola, si deve considerare una ulteriore variabile: il rapporto tra spessore degli strati e distanza tra punto origine delle vibrazioni e ricevitore (base di misura). Infatti se tale « base di misura » è piccola rispetto allo spessore degli strati sarà poco probabile che essa cada a cavallo di un giunto di stratificazione e quindi si misurerà in genere la velocità di uno dei due materiali: tale velocità sarà ovviamente indipendente dall'orientazione della base di misura.

Anche se si ricade a cavallo dei giunti di stratificazione, la velocità media apparente⁽²⁾ dipenderà più dalla entità della frazione della « base di misura » che interessa uno dei due materiali che dalla orientazione; in generale prevarrà quindi l'influenza della posizione della « base di misura » rispetto a quella della sua orientazione. Se si ubicano casualmente un certo numero di basi di misura nel mezzo stratificato, si otterranno due gruppi di valori di velocità relativi alle basi ricadenti per intero in uno o nell'altro dei due materiali, ed un terzo gruppo, relativo alle basi ricadenti sui giunti di stratificazione, i cui valori possono essere dispersi in tutta la gamma dei valori compresi tra le velocità dei due materiali; l'importanza numerica del terzo gruppo diminuirà al diminuire della lunghezza delle basi di misura, in quanto è sempre meno probabile che le basi stesse ricadano sui giunti di stratificazione.

Se la lunghezza della base è molto grande rispetto allo spessore degli strati, i valori delle velocità dipendono dall'orientazione in quanto con l'orientazione varia, nel percorso complessivo dell'onda, la frazione relativa al materiale con velocità maggiore.

Tale frazione, per basi sufficientemente lunghe e per mezzi regolarmente stratificati, non muta in maniera sensibile traslando la base parallelamente a se stessa: le velocità medie non dipendono in questo caso dalla posizione della base.

Come esempio, sono stati calcolati, e riportati in fig. 2, i valori che le velocità medie assumono al variare dell'angolo α , formato dalla base di misura con la giacitura delle stratificazioni, nel caso di una alternanza regolare di strati di spessore piccolo rispetto alla lunghezza della base e costituiti da due materiali con velocità $V_1 = 2$ km/sec e $V_2 = 4$ km/sec e con rapporti tra gli spessori S_1/S_2 uguali ad $1/3$, 1 e 3 . Si può notare dai diagrammi di fig. 2 che per percorsi paralleli agli strati ($\alpha = 0$) si ottiene sempre la velocità del mezzo a velocità maggiore; all'aumentare dell'angolo α le velocità diminuiscono, ma in maniera più accentuata per valori maggiori del rapporto S_1/S_2 ; per angoli prossimi a 90° le velocità dipendono in maniera determinante dal rapporto degli spessori mentre variano poco con l'angolo α .

Rispetto ai casi limite fin qui esaminati, per lunghezze della base né molto grandi né molto piccole

⁽²⁾ Si ricorda che di regola in tali casi si considera la velocità media apparente ricavata come rapporto tra la lunghezza del segmento compreso tra emettitore e ricevitore (« base di misura ») e il tempo impiegato dall'onda per giungere dall'emettitore al ricevitore.

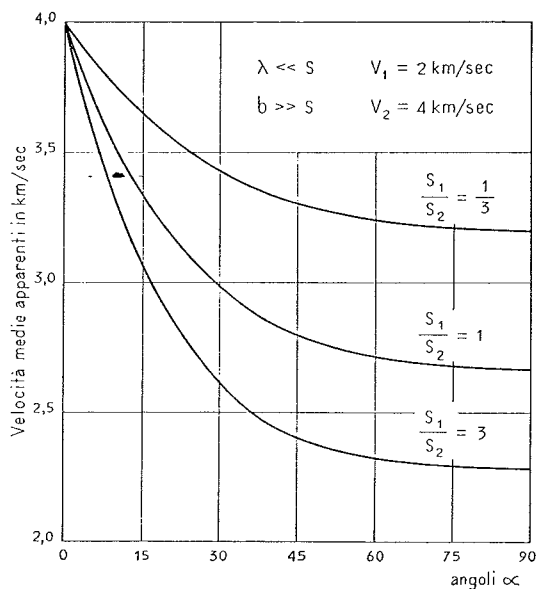


Fig. 2. - Variazioni di velocità con l'angolo α , formato dalla base di misure con le stratificazioni, nel caso di lunghezza d'onda λ molto minore dello spessore S degli strati e nel caso di base di misura grande rispetto agli strati. Si considera una alternanza regolare di strati di due materiali con velocità V_1 e V_2 e spessori S_1 ed S_2 .

rispetto allo spessore degli strati, la velocità è funzione sia dell'orientamento che della posizione della base stessa.

In generale per ogni orientamento della base, se si trasla la base stessa in direzione normale alle stratificazioni, le velocità medie variano entro un certo intervallo che dipende, oltre che dalle caratteristiche dei materiali, anche dai valori dell'angolo α e dal rapporto b/S tra la lunghezza della base e spessore degli strati. Come esempi sono stati calcolati i campi di variabilità della velocità con la posizione della base, in funzione dell'angolo α per due casi di rapporto b/S uguali rispettivamente a 4 (fig. 3) ed a 7 (fig. 4). I campi di variabilità, indicati nelle figure con aree a tratteggio, sono molto più ampi nella fig. 3 ($b/S = 4$) che nella fig. 4 ($b/S = 7$) confermando la progressiva diminuzione dell'influenza della posizione della base sulla velocità all'aumentare del rapporto b/S : per b/S tendenti all'infinito, i campi di variabilità tendono a ridursi alla curva $S_2/S_1 = 1$ indicata in fig. 2 e riportata a tratteggio nelle figure 3 e 4.

Si è detto nel precedente paragrafo che quando la lunghezza d'onda è molto maggiore dello spessore delle stratificazioni, il complesso si comporta, ai fini della propagazione delle onde elastiche, come un mezzo omogeneo, anisotropo a simmetria esagonale (mezzo trasversalmente isotropo). Il comportamento elastico di un tale complesso è dunque

definito una volta fissati cinque parametri elastici, che sono legati alle caratteristiche elastiche dei due materiali da relazioni ricavate da RYTOV [1956 - vedi anche BREKHOVSKIKH 1960, pag. 93]. Una volta ricavati i cinque parametri elastici è possibile calcolare le velocità di propagazione delle onde elastiche nelle varie direzioni [GRANT-WEST, 1965; HEARMON, 1961] ⁽³⁾.

Tale calcolo è stato eseguito (fig. 5) per i due materiali considerati precedentemente ($V_1 = 2$ km/sec e $V_2 = 4$ km/sec) avendo assunto per il coefficiente di Poisson il valore 0,25, nei tre casi di rapporto tra spessori S_1/S_2 rispettivamente di 3, 1 e $1/3$. Dai diagrammi riportati in fig. 5 si rileva che la variazione dei valori delle velocità con l'an-

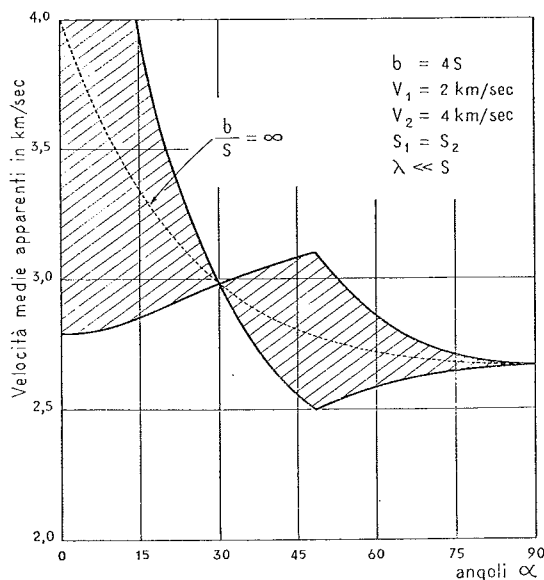
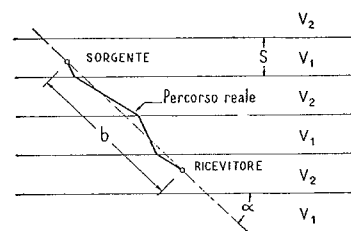


Fig. 3. - Campi di variabilità della velocità media con la posizione della base di misura in funzione dell'angolo α , nel caso di lunghezza d'onda λ molto minore dello spessore S degli strati e di rapporto tra lunghezza della base b e spessore degli strati uguale a 4. Nella parte alta della figura è indicato un esempio di percorso sismico reale.

⁽³⁾ Si ricorda che per mezzi trasversalmente isotropi quali quelli in studio, l'onda che si propaga con velocità maggiore è una longitudinale pura (deformazioni solo nella direzione di propagazione) soltanto nel caso di direzione di propagazione parallela o normale alle stratificazioni. Nelle altre direzioni non si hanno onde né longitudinali né trasversali, ma onde miste.

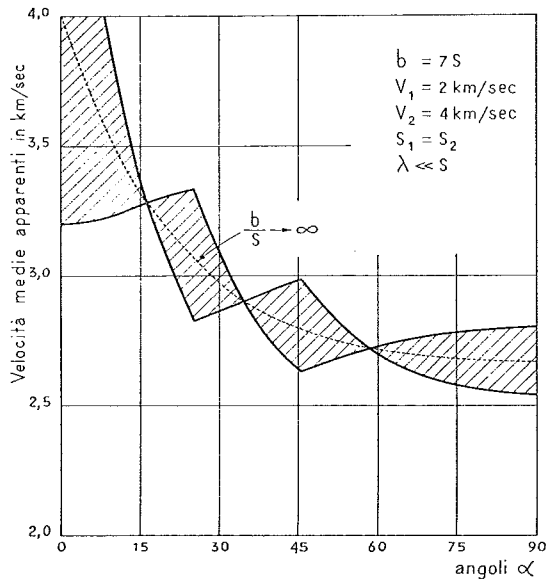
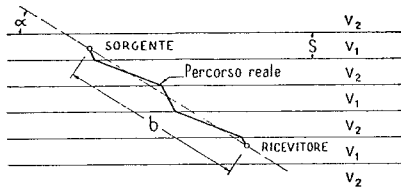


Fig. 4. - Campi di variabilità della velocità media con la posizione della base di misura in funzione dell'angolo α , nel caso di lunghezza d'onda λ molto minore dello spessore S degli strati e di rapporto tra lunghezza della base b e spessore degli strati uguale a 7. Nella parte alta della figura è indicato un esempio di percorso sismico reale.

golo di inclinazione è esigua (minore del 10 %) mentre assume una influenza determinante la variazione dei valori delle velocità con il rapporto tra gli spessori degli strati dei due materiali.

Dal confronto tra le figure 2 e 5, relative a due casi che differiscono tra loro solo per la lunghezza d'onda impiegata, risulta che i valori delle velocità riportate in fig. 2 ($\lambda \ll S$) sono sempre maggiori dei corrispondenti valori di fig. 5 ($\lambda \gg S$) per uguali rapporti S_1/S_2 , in special modo per i rapporti S_1/S_2 alti; le differenze, relativamente esigue ($\sim 10\%$) per i maggiori valori di α , crescono con il diminuire dell'angolo fino a superare ad esempio il 40 % per α uguale a 0 e rapporto S_1/S_2 uguale a 3.

4. Osservazioni sul comportamento di un mezzo stratificato in relazione alle modalità di misura.

Si è visto nel precedente paragrafo che la velocità di propagazione è fortemente influenzata dall'ordine di grandezza della lunghezza d'onda. Se nel mezzo si propaga un impulso con un certo spettro di frequenza, le frequenze che lo compongono possono propagarsi con diverse velocità; di tali fre-

quenze interessano però solo quelle che vengono alla fine registrate dalle apparecchiature. Esse dipendono dalla distanza tra emettitore e ricevitore in relazione con le caratteristiche di attenuazione del mezzo in cui l'impulso si propaga (per cui determinate frequenze possono essere praticamente del tutto assorbite), dal tipo di sorgente, dalle caratteristiche dell'apparecchiatura di ricezione e di registrazione dell'impulso.

Nella precedente nota [BERNABINI-BEOMONTE, 1965] si era indicato che in generale le apparecchiature più utilizzate (a registrazione galvanometrica o con oscillografo a raggi catodici) permettono registrazioni di impulsi con frequenze da qualche Hertz a qualche MegaHertz.

Le frequenze dell'ordine dei MegaHertz possono però essere registrate di regola, solo su distanze molto piccole (fino a qualche centimetro) in rocce usuali a causa degli assorbimenti che sono funzioni crescenti della frequenza. In effetti anche con registrazioni con oscillografo a raggi catodici, su distanze fino all'ordine della decina di metri si registrano normalmente solo frequenze inferiori a 100 KHz.

Su distanze maggiori (20-50 m), il campo di frequenze va grosso modo da 100 KHz ai 10 KHz cui corrispondono, ad esempio, per velocità di 3 km/sec lunghezze d'onda dai 30 ai 0,3 m. Se si considera che le maggiori variazioni della velocità in mezzi stratificati avvengono nell'ambito di rapporti tra spessore e lunghezza d'onda compresi tra 0,1 e 0,5 (vedi ad es. fig. 1) ne consegue che in un mezzo regolarmente stratificato, per frequenze di 100 Hz

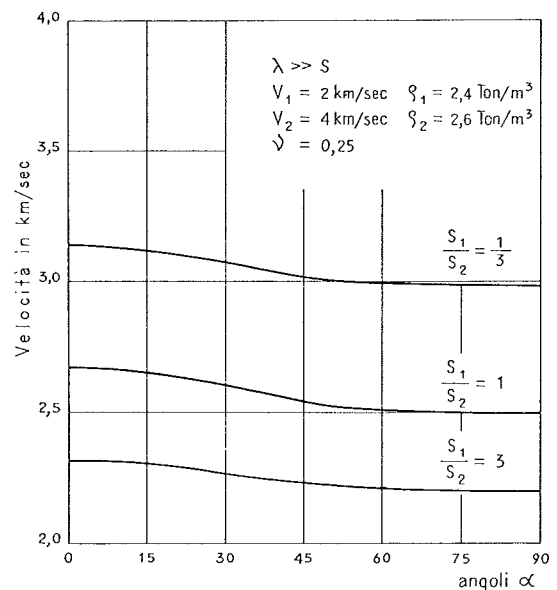


Fig. 5. - Variazioni della velocità con l'angolo α e con i rapporti S_1/S_2 tra gli spessori degli strati dei due materiali con velocità V_1 e V_2 , nel caso di lunghezza d'onda grande rispetto allo spessore degli strati stessi.

si hanno le maggiori variazioni di velocità, con lo spessore degli strati, nell'ambito dei valori dello spessore dell'ordine dei 3-15 m; se la frequenza è di 10 KHz, tale ambito è tra i 3 ed i 15 cm, sempre per velocità di 3 km/sec.

Tali valori degli spessori sono valori normali in molte formazioni geologiche e pertanto si possono avere notevoli differenze tra i risultati ottenuti sulla stessa roccia in prove effettuate in diverse condizioni di sperimentazione.

È sufficiente, ad esempio, che in due prove si registrino lunghezze d'onda in una maggiori e nell'altra minori degli spessori degli strati⁽⁴⁾ perché si ottengono alla fine risultati molto differenti.

Per un confronto corretto tra i risultati di diverse prove occorrerà sempre controllare la lunghezza di onda registrata; il confronto diretto dei valori delle velocità sarà possibile solo quando le lunghezze d'onda sono quasi uguali o quando il loro rapporto con lo spessore degli strati è per tutte le prove o nettamente minore di 0,1 o nettamente maggiore di 0,5.

Occorre tener presente che variazioni di frequenza tra una prova ed una successiva, effettuate in una stessa porzione di roccia, possono verificarsi, anche utilizzando le stesse apparecchiature e gli stessi schemi di misura, a causa di possibili variazioni nelle attenuazioni alle diverse frequenze a seguito di interventi particolari effettuati nella roccia.

Le considerazioni fin qui fatte si riferiscono a successioni ritmiche e costanti di strati costituiti da due materiali con diverse caratteristiche elastiche. Può accadere che gli spessori dei vari strati varino in modo che si possano distinguere pacchi di strati costituiti mediamente da diverse percentuali dei due materiali.

Tali pacchi possono esser costituiti da un gran numero di strati e pertanto, per onde con lunghezza d'onda grande rispetto allo spessore dei singoli strati, ma piccola rispetto a quello dei pacchi, i singoli pacchi si comportano, ai fini della propagazione dell'onda, come mezzi omogenei anisotropi, ma con caratteristiche diverse da pacco a pacco in relazione alla percentuale media dei due materiali costituenti; si ricorda a questo proposito la forte dipendenza della velocità media con i rapporti degli spessori degli strati (vedi fig. 2 e 5) e quindi con la composizione media della roccia.

Il complesso sarebbe perciò assimilabile ad un mezzo stratificato i cui « strati », anisotropi, sarebbero costituiti dai singoli pacchi.

⁽⁴⁾ Ciò potrebbe ad esempio esser dovuto all'impiego di due apparecchiature con bande passanti nettamente diverse.

5. Criteri generali per l'analisi dei risultati dei controlli sismici.

È noto che le indagini sismiche per la determinazione delle caratteristiche elastiche medie di una porzione di roccia vengono effettuati misurando, su numerosi percorsi variamente ubicati ed orientati la velocità media di propagazione dai punti origine delle vibrazioni ai punti ove sono collocati i trasduttori riceventi. Nel caso di rocce omogenee, i valori della velocità dovrebbero risultare coincidenti tra loro entro gli errori di misura, mentre se risultassero maggiormente dispersi, indicherebbero uno stato disomogeneo di fratturazione, allentamento od alterazione della roccia.

Per ottenere una valutazione semiquantitativa delle caratteristiche elastiche si era indicato nella precedente nota che era preferibile applicare i metodi statistici considerando la media delle velocità per una valutazione dello « stato » medio della roccia e la varianza o lo scarto quadratico medio per una valutazione della disomogeneità.

Si è detto che nel caso di rocce stratificate è normalmente presente una dispersione dei valori della velocità⁽⁵⁾, a meno che non si tratti di alternanze molto regolari di strati sottili costituiti da materiali di caratteristiche elastiche non molto diverse e che gli strati stessi abbiano spessori piccoli rispetto alla lunghezza d'onda⁽⁶⁾.

I parametri che intervengono in tali dispersioni sono stati analizzati nei paragrafi precedenti: essi sono i rapporti tra gli spessori degli strati, rapporti di tali spessori con la lunghezza d'onda e la lunghezza della base di misura, posizione della base di misura rispetto ai vari strati o ai vari pacchi di strati, orientamento della base di misura rispetto alle stratificazioni. A tali parametri, per così dire intrinseci, che determinano una dispersione « normale » dei valori della velocità, si sovrappone lo stato di fratturazione e di alterazione della roccia che in generale determina una dispersione « anomala ».

Il problema più complesso che si presenta nelle prove pratiche è appunto la determinazione o la valutazione della dispersione normale nella dispersione complessiva dei valori. Dato il gran numero

⁽⁵⁾ In casi eccezionali si potrebbero avere dispersioni molto piccole se la roccia fosse stata mediamente riomogeneizzata a causa ad es. di fenomeni tettonici o alterazioni; i valori medi della velocità sarebbero però in questo caso relativamente bassi.

⁽⁶⁾ Si può citare come esempio il caso di fig. 5; la variazione della velocità (per rapporti $S_2/S_1 = \text{cost}$) è piccola, benché le caratteristiche elastiche dei materiali considerati siano nettamente diverse.

dei parametri che entrano in gioco non è possibile indicare metodi generali di valutazione che non siano estremamente complessi.

È preferibile caso per caso tentare una valutazione della dispersione normale una volta conosciute le condizioni di sperimentazione e, se possibile, la posizione e lo spessore dei vari strati.

In alcuni casi si potranno anche adottare procedimenti particolari: ad esempio nel caso indicato in figura 4 ove i valori della velocità presentano una notevolissima dispersione normale, potrebbe essere più semplice, piuttosto che valutare tale dispersione normale, ricostruire i singoli percorsi dell'onda (e pertanto i valori delle velocità sui vari tratti percorsi nei due materiali) e considerare le medie e le dispersioni dei due gruppi di valori della velocità relativi ai due materiali.

Un parametro la cui influenza può essere almeno in parte valutata e quindi eliminata, è l'inclinazione della base di misura rispetto alle stratificazioni.

Osservando ad esempio le fig. 2 e 5 si può notare che le velocità sono decrescenti con l'angolo e che le variazioni maggiori della velocità media si hanno per valori degli angoli compresi tra 0 e 60°. Per valutare la dispersione della velocità con l'inclinazione della base di misura si potrà controllare se sia significativa o meno una correlazione lineare o quadratica tra valori della velocità ed angoli formati tra la direzione di ogni base di misura e la giacitura degli strati per i valori angolari compresi grosso modo tra 0 e 60°.

Una volta che tale correlazione sia risultata significativa, si potrà calcolare con i metodi statistici la dispersione residua eliminando così la varianza dovuta alla correlazione che rappresenta, almeno per difetto, la dispersione derivante dalla stratificazione.

6. Conclusioni.

Le considerazioni svolte nei precedenti paragrafi hanno indicato la grande importanza che assumono, nella determinazione diretta delle velocità sismiche in rocce stratificate, i vari fattori « normali » che influenzano le velocità stesse ed in particolare la notevole influenza del rapporto tra lunghezza d'onda predominante dell'impulso registrato e spessore degli strati. A seconda del valore di tale rapporto, infatti, si possono determinare, a parità di ogni altra condizione, valori delle velocità medie notevolmente differenti tra loro che possono portare, se non correttamente valutati, a conclusioni del tutto erronee sulle caratteristiche medie della roccia sotto controllo.

Nella dispersione dei valori delle velocità che, a parità di frequenza, si ottengono su vari percorsi possono assumere un ruolo anche preponderante la lunghezza d'onda, l'orientazione delle basi di misura rispetto alle stratificazioni e la lunghezza delle basi stesse rispetto allo spessore degli strati. Non considerare la possibile dispersione normale dovuta a tali fattori può far presumere in qualche caso che una roccia sana, regolarmente stratificata, sia invece disomogeneamente alterata o degradata.

In ultimo si desidera richiamare ancora una volta l'attenzione sulla opportunità di determinare, in prove del tipo descritto, un numero quanto maggiore possibile di valori di velocità media, soprattutto nel caso di rocce stratificate; solo in tal modo è possibile effettuare analisi statistiche significative e quindi valutare correttamente le caratteristiche elastiche medie e l'effettiva disomogeneità « normale » delle rocce stesse nonché le variazioni di tali caratteristiche, sia nel tempo, sia a seguito di consolidamenti.

Lo scrivente ringrazia il Prof. Carmelo AQUILINA, Direttore dell'Istituto di Geofisica Mineraria, dell'Università di Roma e l'Ing. Franco CAPOZZA, Capo del Servizio Geologico e Geotecnico del Centro Nazionale Studi e Progetti dell'ENEL per i consigli dati e il Dott. G. LATMIRAL per la collaborazione prestata nella stesura della presente nota.

BIBLIOGRAFIA

- BERNABINI M., BEOMONTE M. (1965). - *Un esempio di controllo con metodo sismico delle caratteristiche di una roccia consolidata*. Geotecnica, n. 2.
- BREKHOVSKIKH L. M. (1960) - *Waves in layered media* (trad. dal russo). Academic Press, New York.
- GRANT F. S., WEST G. F. (1965) - *Interpretation theory in Applied Geophysics*. Mc Graw, New York.
- HEARMON R. F. S. (1961) - *An introduction to applied anisotropic elasticity*. Oxford Un. Presse.
- LAVERGNE M. (1961) - *Étude sur modèle ultrasonique du problème des couches minces en sismique refraction*. Geoph. Prosp.
- LEVIN F. K., INGRAM J. D. (1962) - *Head waves from a bed of finite thickness*. Geophysics, vol. XXVII, n. 6.
- OLIVER J., PRESS F., EWING M. (1954) - *Two-dimensional model seismology*. Geophysics, vol. XIX, n. 2.
- POLEY J. Ph., NOOTEBOOM J. J. (1966) - *Seismic refraction and screening by thin high velocity layers*. Geophysical Prospecting, vol. XIV.
- RYTOV S. M. (1956) - *Le proprietà acustiche di un mezzo finemente stratificato* (in russo). Akust. Zhur., 2, 71.
- RIZNICHENKO YU. V., SHAMINA O. G. (1957) - *Onde elastiche in un mezzo solido stratificato con misure su modelli bidimensionali* (in russo). Izv. Akad. Nauk S.S.S.R. Geophysi Ser. n. 7.
- ROSENBAUM J. H. (1965) - *Refraction arrivals through thin high-velocity layers*. Geophysics, vol. XXX, n. 2.

S U M M A R Y

On direct determination of longitudinal elastic wave velocities in stratified rocks.

It was indicated previously that to determine the mean elastic properties of a rock, it is necessary to measure the mean velocity along several paths variously placed and orientated. In stratified rocks the values of the mean velocities are scattered, either because of fracturation and weathering (anomalous dispersion), or intrinsic factors (wave length, layer thickness, length and orientation of the « interval of measure »).

Variation of velocity vs. ratio between wave length and layer thickness is given in fig. 1 in the case of a high velocity layer situated between two low velocity layers. When wave length is large compared to layer thickness, the regularly stratified layers are similar to a transversally isotropic medium, where velocities vary essentially with the ratio between thicknesses of layers (fig. 5), and secondarily, with the angle between the « interval of measure » and bedding.

If the wave length is small, the variations of velocity with the angle are much bigger (fig. 2); if the « interval of measure » is not very long compared to thickness, velocities vary also depending on the position of the « interval » (fig. 3 and 4).

The recorded wave length is dependent on damping characteristics of medium and type of source and recording equipment. Therefore, in a stratified rock the measured velocity can vary in relation with the used recording system.

In investigating the elastic characteristics of rocks, the velocity values measured on various paths are scattered in connection with intrinsic and experimental factors, and with rock fracturation and weathering.

For a correct evaluation of the results of such seismic tests, it is necessary, in the total scattering of velocity values, to try to calculate everytime the fraction due to « normal » dispersion by intrinsic and experimental factors.