
ATTI ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI
CLASSE SCIENZE FISICHE MATEMATICHE NATURALI

RENDICONTI

PIETRO CALOI

Un'insospettata causa di microsismicità presso una grande diga: il gelo spinto

Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali. Rendiconti, Serie 8, Vol. 56 (1974), n.3, p. 347–354.

Accademia Nazionale dei Lincei

<http://www.bdim.eu/item?id=RLINA_1974_8_56_3_347_0>

L'utilizzo e la stampa di questo documento digitale è consentito liberamente per motivi di ricerca e studio. Non è consentito l'utilizzo dello stesso per motivi commerciali. Tutte le copie di questo documento devono riportare questo avvertimento.

*Articolo digitalizzato nel quadro del programma
bdim (Biblioteca Digitale Italiana di Matematica)*

SIMAI & UMI

<http://www.bdim.eu/>

Geofisica. — *Un'insospettata causa di microsismicità presso una grande diga: il gelo spinto.* Nota (*) del Socio PIETRO CALOI.

SUMMARY. — It is found that the contrast in the rocky-medium above and beneath the Pieve di Cadore dam, due to severe frost, is the triggering agent of local microseismicity. The expansion of water absorbed in the rocky-medium beneath the dam brings the strains through the rocky system. The geodynamical conditions which give rise to the microshocks are studied; they especially occur during the few hours of diurnal heating, characterized by a partial superficial thawing, with ensuing abrupt "fall" of the dam downhill.

This phenomenon should be seen as a valuable indication of the mechanism which accompanies seismicity in an area subject to contrasting strains.

1. In due precedenti lavori [1, 2] è stato esposto il comportamento di una grande diga, e dell'annesso ambiente fisico, sotto l'azione del gelo spinto. Le registrazioni clinografiche, ottenute presso la diga di Pieve di Cadore, hanno provato che, quando la temperatura dell'aria scende sotto lo zero, la componente liquida presente nell'ammasso roccioso, formante il piazzale a valle della diga, si gela nella sua parte esterna (per qualche metro di spessore) e, gonfiandosi, provoca una spinta del mezzo roccioso contro il piede della diga, che flette verso monte (fig. 1). Il parziale disgelo diurno, determina la flessione del manufatto in senso opposto.

Nei lunghi periodi, caratterizzati da temperatura dell'aria mediamente sotto lo zero, avremo quindi una spinta progressiva del piede della diga verso monte, determinata dalla crescente frazione di ammasso roccioso raggiunta dal gelo (fig. 2): questa linea clinografica montante apparirà però animata da una ondulazione diurna, causata dalla diurna variazione della temperatura dell'aria (fig. 2). È soprattutto in corrispondenza di queste diurne variazioni di tensione nel mezzo, che il limite di elasticità può essere superato, fino alla rottura dell'equilibrio. Le dilatazioni e contrazioni del mezzo possono infatti manifestarsi nei limiti entro i quali il corpo può ritenersi perfettamente elastico: avremo allora soltanto le cennate flessioni verso monte o verso valle dello sbarramento. Però, se le dilatazioni o le contrazioni, nella loro entità e nella loro velocità, superano un certo limite, allora il fenomeno si manifesta in campo plastico: raggiunto il limite di fermezza (« strength »), il mezzo risponde quindi alle tensioni in giuoco con microfratture rivelate dalle stazioni sismiche, funzionanti in diga, sotto forma di microscosse (Tav. I).

Come è stato detto, durante la fase di raffreddamento sotto lo zero, la diga viene spinta gradualmente verso monte; e solo nei tratti in cui il raffreddamento è più rapido, questa spinta può provocare microscosse. In altri termini, durante il raffreddamento generalmente il mezzo reagisce in campo plastico. Nelle poche ore d'insolazione, in cui la temperatura riprende rapida-

(*) Presentata nella seduta del 9 marzo 1974.

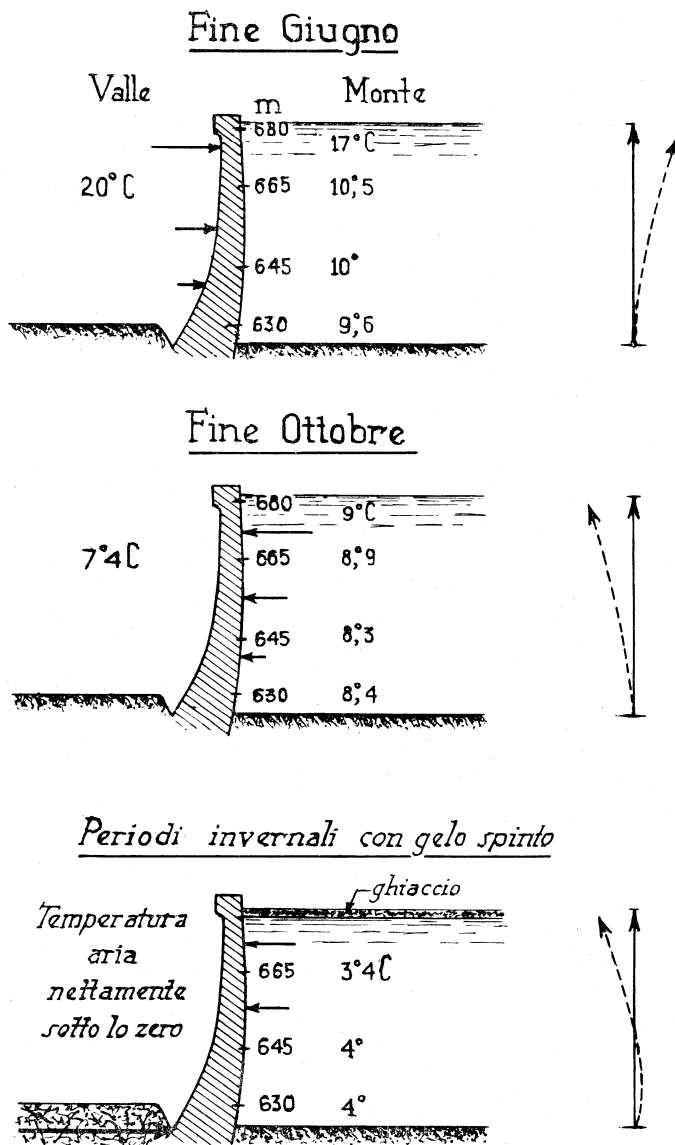


Fig. 1. - Andamento stagionale dei movimenti di una diga, a bacino pieno (Diga di Pieve di Cadore). Quando la temperatura media dell'aria supera quella dell'acqua nel bacino, si ha una spinta verso monte. Quando la temperatura media dell'aria scende al disotto del valor medio della temperatura dell'acqua, la spinta si inverte e la diga flette verso valle. Le parti superiore e media della figura, riproducono un momento di questo contrasto (a fine Ottobre, l'acqua del lago è in pieno rimescolamento, per il progressivo raffreddamento della superficie). Sovrapposto a questo andamento stagionale, vi è naturalmente quello diurno, associato all'insolazione e all'oscillazione diurna della temperatura (onda diurna). Per temperature dell'aria nettamente sotto lo zero, lo strato roccioso superficiale a valle della diga, imbevuto d'acqua, gelando si gonfia e spinge la base dello sbarramento verso monte, mentre in quota lo sbarramento flette verso valle (momento rappresentato nella parte inferiore della figura). Sovrapposto a questo andamento stagionale, sta quello diurno caratterizzato da un'inversione delle spinte per insolazione e parziale disgelo superficiale nelle ore meno fredde del giorno (testimoniato, alla base della diga, da un'onda diurna in opposizione di fase, rispetto a quella propria delle stagioni calde e, comunque, nei confronti di quella che si verifica in quota; ved. fig. 2).

mente quanto aveva perduto durante la notte, la parte esterna del mezzo si rilascia in modo brusco, consentendo alla diga di « cadere » verso valle (fig. 2) in modo troppo rapido per essere contenuta dal mezzo in campo plastico: superato quindi il limite di fermezza, sopravvengono più numerose le microscosse. Come provano i clinogrammi, l'arco percorso dal piede della diga, in un senso o nel senso opposto, è sostanzialmente lo stesso: nella fase di riscaldamento però esso è percorso più velocemente che non durante il raffreddamento; di qui il superamento della fase plastica e la susseguente microfrattura, come effetto di una più accentuata quantità di moto.

Si deve vedere in questo fenomeno un prezioso indizio sul meccanismo che accompagna la sismicità, in zone soggette a contrastanti tensioni.

Le tensioni tangenziali che agiscono, da monte, ai piedi della diga, a pieno vaso, sono dell'ordine di 30 kg/cmq. Sono queste le forze che premono sul mezzo a valle, quando – in seguito al cedimento del sistema roccioso, che si affloscia per parziale disgelo di superficie – la diga flette verso il piazzale.

2. Da quanto precede, le scosse per microfrattura dipendono dalla velocità con cui si manifesta la compressione (o la dilatazione) del mezzo.

Il processo di deformazione inizia probabilmente con lievi scorrimenti in sede plastica, ai quali corrisponde la spinta dello sbarramento verso monte o la flessione dello stesso verso valle, a seconda che le deformazioni sono positive (gelo spinto) o negative (parziale disgelo); e continua verso il punto di estrema fermezza, al quale corrisponde la microfratturazione. L'insorgere delle scosse per microfratture è provocato dalla *rapidità* della deformazione.

Pertanto, quando si formano dislocazioni nel mezzo (per dilatazioni o compressioni, come nel caso specifico) intorno a qualunque ostacolo (nella specie, la diga) si ha un progressivo accumulo di tensioni: quando l'entità di queste supera un certo valore critico medio, microfratture si verificano intorno all'ostacolo.

In altri termini, quando l'onda diurna di pressione, cui è soggetta la base della diga – e testimoniata dalle registrazioni clinografiche – si verifica senza scosse, ciò sta a significare che la deformazione plastica del mezzo a valle dello sbarramento è completamente assicurata dalla migrazione delle dislocazioni e conseguentemente non sono necessarie ulteriori dislocazioni o microfratture per lo sviluppo della deformazione. La fase in cui intervengono le microscosse, si verifica invece quando la deformazione plastica è così rapida, da non essere più appieno contenuta dalla sola migrazione delle dislocazioni: di qui l'insorgere di microfratture, causate appunto dalla troppo rapida crescita della tensione.

3. Abbiamo osservato che la media energia sviluppata dalle microscosse è dell'ordine di 10^{10} erg.

Possiamo giustificare tale energia in due modi: per via indiretta e per via diretta.

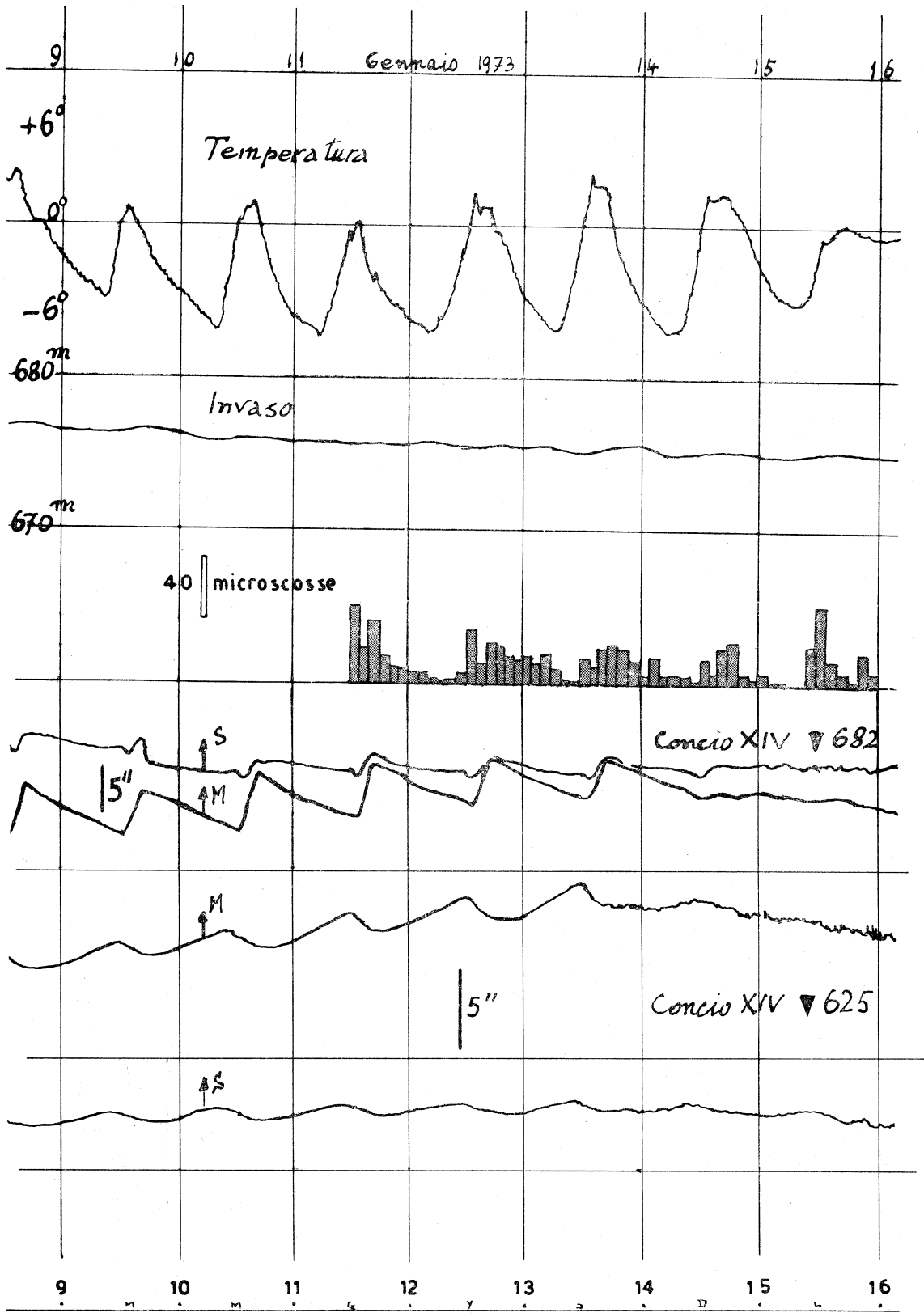


Fig. 2.

Per quanto riguarda la prima maniera, non c'è che da richiamarsi alle precedenti, numerose esperienze, atte a rivelare le oscillazioni libere dei conci della diga di Pieve di Cadore.

In media, per raggiungere lo scopo era necessario far esplodere, in fori praticati nella roccia a qualche diecina di metri dalla diga, cariche di dinamite dell'ordine di mezzo chilogrammo. Ora, è noto che l'esplosione di mezzo kg di dinamite sviluppa energia pari, approssimativamente, a $2 \cdot 10^{13}$ erg. Solo una parte di tale energia si trasforma però in movimento sismico. Esperienze condotte al riguardo provano che, all'incirca, solo $2 \cdot 10^{-2}$ parti dell'energia totale sprigionata dall'esplosione viene spesa come energia di moto oscillatorio; le parti rimanenti trasformandosi in suono, calore ed altro [3]. Nel nostro caso, quindi, la media energia capace di far oscillare la diga - a qualche diecina di metri di distanza - è dell'ordine di 10^{11} erg.

Tenuto conto dell'attenuazione che subisce l'energia sismica nella propagazione nel mezzo roccioso e del fatto che le micrososse per gelo spinto, capaci di mettere in vibrazione la diga e sue parti, sono quelle che si manifestano a ridosso del manufatto, resta spiegato l'ordine di energia di tali scosse, valutato appunto intorno ai 10^{10} erg.

Un altro valore medio dell'energia associata alle micrososse per gelo spinto, può essere tratto dalla conoscenza dello spostamento provocato dalla spinta (o dal cedimento) del mezzo roccioso in corrispondenza del piede della diga.

Qui soccorre una dimenticata teoria di Levi Civita e De Marchi [4].

Consideriamo una pressione p esercitata lungo una striscia abbastanza lunga da potersi ammettere, per gli effetti prodotti a grande distanza dagli estremi, come infinita.

Per le componenti dello spostamento secondo l'asse delle z , diretto verticalmente verso il basso, e secondo l'asse delle x , giacente sulla superficie, normalmente alla striscia sollecitata, e quando l'origine sia in un punto mediano di questa striscia, Levi Civita ottiene certe formule (le (1) della Nota citata), dalle quali De Marchi, nel caso di trazioni esercitate su due rette al finito, parallele alla striscia considerata, ottiene (p. 387, loc. cit.)

$$(1) \quad \begin{cases} w = \frac{pA}{2\pi B(A-B)} \lg \frac{1}{d} + \frac{pz^2}{2\pi B} \cdot \frac{1}{d^2} \\ u = -\frac{p}{2\pi(A-B)} \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{x}{z} + \frac{pxz}{2\pi B} \frac{1}{d^2} \end{cases}$$

dove

$$p = \int_{-x}^x p_x dx,$$

Fig. 2. - RegISTRAZIONI clinografiche in situazioni, di cui la parte inferiore della fig. 1 rappresenta un momento: al coronamento (q. 682), si ha l'onda diurna ordinaria (spinta verso monte durante l'insolazione, flessione verso valle in corrispondenza del raffreddamento, come da parte superiore della figura); alla base della diga (q. 625) si ha l'onda diurna alla rovescia, con « caduta » dello sbarramento verso valle durante le ore di ripresa termica, e spinta verso monte in corrispondenza del raffreddamento. È soprattutto durante la rapida « caduta » dello sbarramento verso valle che si verifica il massimo dell'attività delle micrososse (parte centrale della figura, dove le micrososse sono contate di 2 ore in 2 ore).

essendo p_x la pressione per unità di lunghezza della striscia in un punto qualunque x della sua sezione normale, di larghezza piccolissima 2ϵ ; $d = \sqrt{x^2 + z^2}$ è il raggio vettore del punto generico nel piano xz ; A , B sono le così dette costanti di isotropia, e valgono - indicando con E il modulo di Young e con σ il coefficiente di Poisson -

$$A = \frac{(1-\sigma)E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} \quad , \quad B = \frac{1}{2} \frac{E}{1+\sigma} .$$

Introducendo le costanti λ e μ di Lamé, a noi più familiari, è allora

$$A = \lambda + 2\mu \quad , \quad B = \mu .$$

Trasformiamo le (1) al nostro scopo. Se ρ è la densità del mezzo, indicando con v_1, v_2 le velocità delle onde longitudinali e trasversali proprie del mezzo è

$$v_1 = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad , \quad v_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} .$$

Avremo quindi

$$(2) \quad \left\{ \begin{aligned} w &= \frac{p}{2\pi\rho} \frac{1}{v_2^2} \left[\frac{1}{1 - \frac{v_2^2}{v_1^2}} \lg \frac{1}{d} + \frac{z^2}{d^2} \right] \\ u &= \frac{p}{2\pi\rho} \frac{1}{v_2^2} \left[\frac{1}{1 - \frac{v_2^2}{v_1^2}} \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{x}{z} + \frac{xz}{d^2} \right] . \end{aligned} \right.$$

Nel caso che a noi interessa, la striscia da prendere in esame è costituita dalla zona *verticale* di contatto fra il sistema roccioso a valle della diga e la diga stessa, avente lo spessore 2ϵ dello strato esterno impregnato d'acqua e soggetto a dilatazione per gelo spinto. In questa situazione, è come se nel piano verticale gli assi subissero una rotazione di 90° e l'asse delle z venisse a trovarsi nella posizione occupata precedentemente dalla x . Pertanto, noi ci varremo della prima delle (2), dove in luogo di z va preso x . La variazione della verticale apparente, registrata ai piedi della diga in corrispondenza della pressione esercitata dal mezzo in espansione (o in contrazione, quando la temperatura sale sopra lo zero), non è altro che lo spostamento u_1 lungo l'asse orizzontale (nel nuovo significato), tradotto in misura angolare. Poiché l'osservazione fornisce u_1 , otterremo per p l'espressione

$$(3) \quad p = 2\pi\rho \frac{v_2^2}{\frac{1}{1 - \left(\frac{v_2}{v_1}\right)^2} \lg \frac{1}{d} + \frac{x^2}{d^2}} \cdot u_1 .$$

A mò di semplificazione (più che consentita in quest'ordine d'indagini), consideriamo $\sigma = \frac{1}{4}$. È allora $v_1^2 = 3v_2^2$. La (3) diviene, in tal caso,

$$(4) \quad p = \frac{2}{3} \pi \rho \frac{v_1^2}{\frac{3}{2} \lg \frac{1}{d} + \frac{x^2}{d^2}} \cdot u_1.$$

4. Facciamo un'applicazione della (4), valendoci di valori di u_1 tratti dall'osservazione. Dalle molte determinazioni delle velocità delle onde longitudinali, effettuate in corrispondenza del massiccio formante il piazzale, a valle della diga di Pieve di Cadore, si può trarre per esse il valore medio di $v_1 = 5$ km/sec. Fatto $\rho = 2,7$, poniamo $d = 10$ m ca. e supponiamo x dell'ordine di d . Sia a 30 metri di profondità, rispetto alla postazione clinografica situata alla base del concio XIV della diga, l'asse di rotazione per la postazione stessa (le « radici » della diga sono dell'ordine di 25 m). Per una variazione angolare di $3''$ (quale si osserva, in media, durante i periodi di gelo spinto - fig. 2), avremo, in misura lineare, $u_1 = \text{cm } 0,045$; ne consegue, in valore assoluto,

$$p = 2,6 \cdot 10^{10} \text{ dine/cm}^2.$$

A parità di altre condizioni, per $d = x = m 5$ e $u_1 = 2''$ (cioè, in misura lineare, $u_1 = \text{cm } 0,03$), ne viene

$$p = 3 \cdot 10^{10} \text{ dine/cm}^2.$$

Ciò conferma l'ordine di grandezza della media energia sviluppata dalle micrososse, registrata nell'interno della diga.

In conclusione, si deve attribuire al fenomeno qui esaminato, un significato ben più esteso di quello associato alle particolari condizioni in cui si verifica. Estrapolando, non è azzardato ritenere che ovunque, nell'interno della crosta terrestre o nel mantello superiore, si verificano - per qualsiasi motivo - dilatazioni brusche, o improvvise contrazioni, contrastate dal mezzo circostante, ivi devono verificandosi rotture dell'equilibrio elastico.

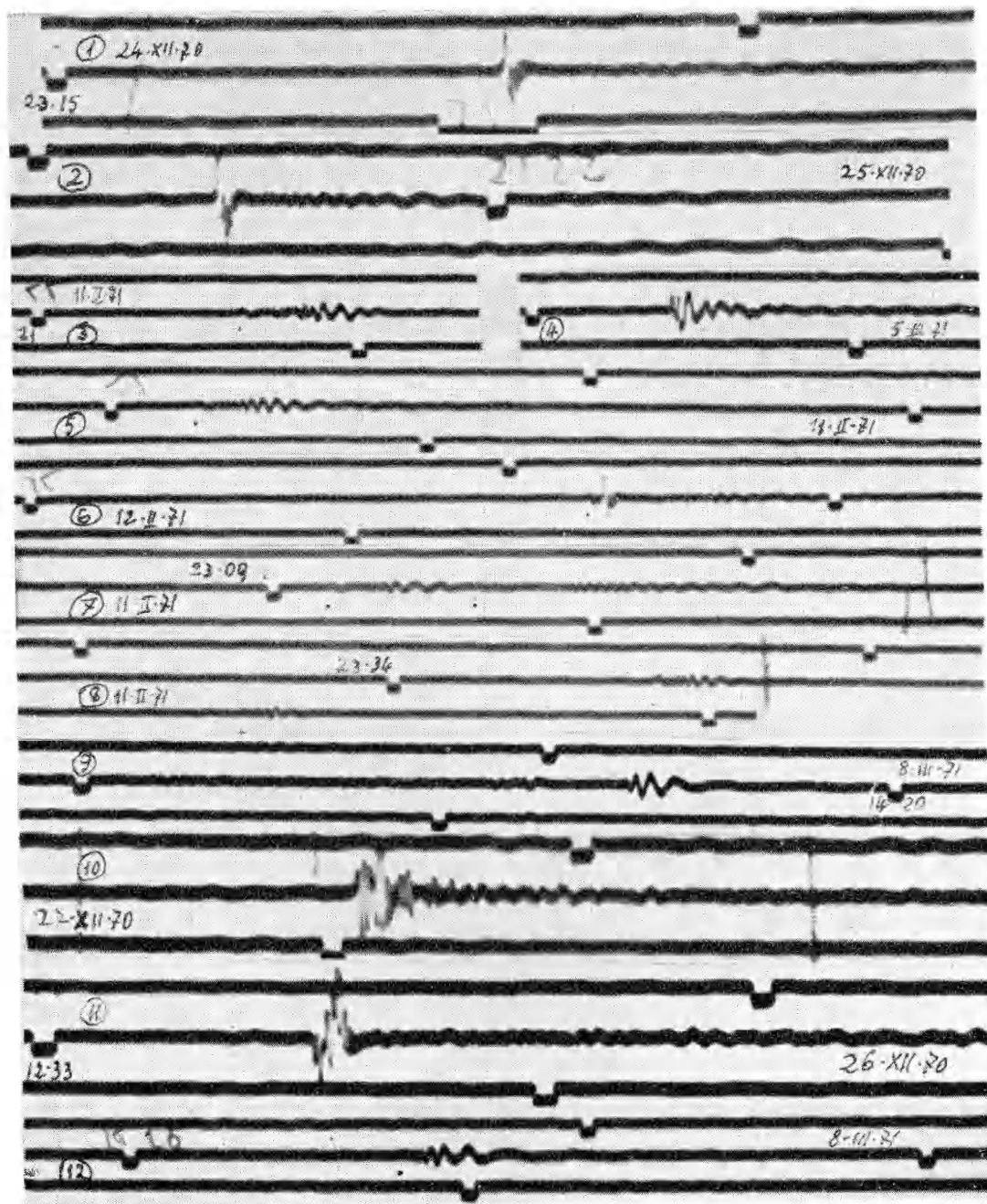
In altri termini, si deve vedere in quest'ordine di fenomeni uno dei meccanismi-origine dei terremoti.

Va inoltre sottolineato il fatto che le velocità di propagazione delle onde elastiche - longitudinali e trasversali - intorno alla culla di una diga e nel piazzale a valle della stessa, tendono a decrescere nel tempo, a volte anche in modo rapido [5, 6]. La causa di tale diminuzione - a cui corrisponde il contemporaneo decadimento del modulo elastico - va attribuito alla diffusa microsismicità comunque provocata; nella sua fase iniziale, collegata ai lavori di sbancamento e alla costruzione dello sbarramento.

In analoga microsismicità va pure individuata la causa della diminuzione di velocità, che generalmente si osserva in zone soggette a fenomeni sismici, da essa appunto preceduti [7].

BIBLIOGRAFIA

- [1] CALOI P., MIGANI M. e SPADEA M. C., *Comportamento di una grande diga sotto il gelo spinto*, «Annali di Geofisica», 25, 4 (1972).
- [2] CALOI P., MIGANI M. e SPADEA M. C., *Ancora sulla microsismicità per gelo spinto presso una grande diga e sulle condizioni geodinamiche per la sua insorgenza*, «Annali di Geofisica», 26, 4 (1973).
- [3] IKEGAMI R., *On Ground Vibrations caused by Explosions*, «Bull. Earthq. Res. Institute», 29 (1951), Part 1. Tokyo University.
- [4] DE MARCHI L., *Teoria elastica delle dislocazioni tectoniche*, «Rendiconti R. Acc. dei Lincei», ser. V, 16 (1907).
- [5] CALOI P. e SPADEA M. C., *Decadimento del modulo elastico in roccia a contatto con bacini idrici artificiali*, «Annali di Geofisica», 6, 4 (1954).
- [6] CALOI P., *Aspetti della dinamica di rocce, calcestruzzo ed acque*, «Annali di Geofisica», 15, 2-3 (1962).
- [7] CALOI P., *La geodinamica al servizio delle grandi dighe*, «Annali di Geofisica», 16, 1 (1965).



Serie di micrososse per gelo spinto, presso la diga di Pieve di Cadore, registrate in un cunicolo, nell'interno della diga stessa, 35 metri sopra il piazzale a valle. Le micrososse, originando in roccia nei pressi della diga, determinano le oscillazioni proprie del concio XIV - in cui la stazione è sistemata - e dell'intero sbarramento. Più lontana è l'origine dello scotimento dal concio XIV e più grande è l'intervallo fra le onde sismiche e l'inizio delle oscillazioni libere, e più lungo quindi il treno di queste ultime (che hanno velocità di poche centinaia di m/sec, decrescenti al crescere del periodo proprio), come in 1, in 6 (dove si susseguono due scosse), nella 2^a delle 7... Talvolta si hanno gruppi di micrososse, come in 10, 11,...