

# Precursori elettromagnetici dei sismi

di Ezio Roberto Mognaschi - IW2GOO

## 1. Introduzione

**S**ino alla metà degli anni '60 se aveste chiesto ad un geofisico: "Si possono prevedere i terremoti?" questi avrebbe risposto, con convinzione, di no.

Verso la fine degli anni '60 e negli anni '70 vennero svolte, in diverse parti del mondo (Giappone, URSS, Cina, USA, Grecia), approfondite ricerche sui meccanismi geodinamici che portano al manifestarsi dei sismi e furono anche studiate, con tecniche statistiche, la loro ricorrenza temporale e la loro distribuzione geo-grafica utilizzando anche tutte le possibili fonti storiche (cronache, iconografia, atti notarili, ecc.).

Una parte dei geofisici cominciò allora ad essere moderatamente ottimista sulla possibilità di prevedere i terremoti anche sulla base di alcune previsioni risultate corrette.

Dopo la metà degli anni '80 prevalse di nuovo un certo pessimismo in quanto ci si rese conto della complessità del problema, dovuta alla grande varietà di rocce presenti nella crosta terrestre, alla grande varietà di situazioni possibili anche per un determinato tipo di roccia ed alla conseguente variabilità di comportamento delle rocce da una situazione all'altra. Le ricerche, tuttavia, proseguirono e proseguono tuttora in vista dell'importanza sociale ed economica del problema che contempla almeno i seguenti aspetti: quello di evitare, per quanto possibile, perdite di vite umane, pericoli per persone e cose e danni alle cose ed al patrimonio artistico e culturale.

Per quanto sia a tutti evidente l'importanza psicologica e materiale della previsione dei sismi e delle azioni da intraprendere per prevenire i danni, questa si trova inevitabilmente contrapposta alla riluttanza di chi governa a diffondere notizie che possano allarmare le popolazioni. In parole povere chi governa preferisce di gran lunga che soccomba un certo numero di cittadini e che vengano arrecati anche ingenti danni materiali da imputare naturalmente alla fatalità dell'evento

calamitoso, danni che verranno poi riparati con il lavoro ed i sacrifici dei superstiti, piuttosto che dedicare risorse agli studi di previsione e di prevenzione di fenomeni, tutto sommato, rari e circoscritti e rischiare, eventualmente, l'impopolarità e la reazione delle popolazioni in caso di falso allarme.

In generale i sismi tettonici si sviluppano secondo cinque stadi. Nel primo stadio, che può durare molti anni, si ha accumulo di energia elastica a causa della compressione esercitata dal movimento di una zolla tettonica rispetto ad un'altra. In questo stadio, in seguito all'aumento degli sforzi, si ha aumento delle deformazioni e diminuzione del volume delle rocce. Allorché lo sforzo è divenuto sufficientemente grande; iniziano a manifestarsi nella roccia delle microfrazture, prevalentemente orientate in modo parallelo all'asse di massima compressione, e, di conseguenza, aumenta il volume. Questo aumento di volume viene chiamato dilatazione ed inizia per uno sforzo pari a circa metà di quello che corrisponde alla rottura. In questa situazione, che corrisponde al secondo stadio, il volume libero aumenta ad una velocità maggiore di quella con la quale l'acqua riesce a riempire i

**L**a presente riproposta di questo articolo è dedicata alla memoria del compianto Prof. Ezio Roberto Mognaschi, prematuramente scomparso nel 2006.

Il Prof. Mognaschi era docente di Fisica presso l'Università di Pavia.

In qualità di socio dell'A.I.R. - Associazione Italiana Radioascolto, ha partecipato con grande impegno alla vita associativa, oltre a contribuire, con articoli scientifici di notevole interesse, alla pubblicitaria promossa dall'AIR.

Forse è opportuno notare che questo articolo era già apparso in un Inserto allegato al mensile Radiorama N. 10 del 1998 e che l'immagine del titolo è stata elaborata in quella occasione, cioè nel 1998, per cui il suo soggetto appare - oggi - inquietante, se non dolorosamente premonitore.



volumi vuoti e le rocce divengono sottosature. A questo punto l'acqua viene richiamata dalle zone vicine (terzo stadio) e le rocce divengono nuovamente sature d'acqua. Poiché, nel frattempo, durante la dilatazione, lo sforzo tettonico è aumentato ancora, la pressione nelle fratture sature d'acqua aumenta sino a che si scatena il terremoto. La dilatazione ritarda quindi il manifestarsi di un terremoto riducendo la pressione dell'acqua nelle fratture, ma scatena il terremoto allorché la pressione dell'acqua viene ripristinata.

Nella seconda e terza fase (che possono durare da qualche ora a parecchi giorni) si osservano variazioni, spesso di segno opposto, di alcuni parametri fisici e di alcune proprietà delle rocce. Il quarto stadio è il terremoto, mentre il quinto è rappresentato dall'improvvisa caduta dell'energia elastica, seguita dalle cosiddette scosse di assestamento.

In questa relazione ci interesseremo solo dei primi tre stadi e verranno illustrati brevemente i diversi fenomeni precursori dei terremoti tettonici soffermandoci più in dettaglio sui precursori elettromagnetici. Verranno infine evidenziate le possibilità di studio in quest'ultimo settore.

## 2. Fenomeni precursori

Negli ultimi 30 anni le ricerche hanno messo in evidenza molti fenomeni precursori dei terremoti.

Nel 1969 due ricercatori russi, I. L. Nersesov e A. N. Semonova (1), segnalano di aver osservato variazioni inconsuete nella velocità di propagazione di onde sismiche poco prima che si scatenassero dei terremoti nella regione di Garm del Tagikistan. Il rapporto  $v_p/v_s$  tra la velocità di propagazione delle onde sismiche longitudinali e quella delle onde trasversali diminuisce sino a valori anormalmente bassi, per poi risalire ai valori normali poco prima del sisma. La diminuzione di  $v_p/v_s$  è dovuta alla dilatazione delle rocce che divengono sottosature d'acqua; questo riduce fortemente  $v_p$  ma ha poco effetto su  $v_s$ .

Successivamente i russi annunciarono che, nelle regioni epicentrali dei terremoti che si erano scatenati nelle regioni di Gram, di Tashkent e in Kamciatka, avevano individuato mutamenti sia nella resistività elettrica delle rocce, che comincia a diminuire molte settimane prima di un terremoto, sia nel contenuto di gas rado nelle acque di pozzi profondi.

Sono stati individuati inoltre altri fenomeni precursori che possiamo suddividere in due categorie: quelli di tipo meccanico e quelli di tipo elettromagnetico che elencheremo nell'ordine.

Il livello dell'acqua nei pozzi e la portata cambia spesso in modo vistoso prima dei terremoti. A volte il livello dell'acqua sale, altre volte scende. Nei pozzi vicini all'epicentro a volte si hanno cambiamenti definitivi.

Si osservano cambiamenti nella normale sismicità; uno sciame di piccole scosse viene spesso osservato prima di un grande terremoto.

I movimenti della crosta terrestre possono fornire importanti indicazioni in quanto le variazioni della forma della superficie terrestre sono indicatori dell'esistenza di sforzi nella crosta.

Poco prima di piccoli terremoti si osservano variazioni di inclinazione della superficie terrestre sia in aumento, sia in diminuzione.

L'aumento di gas idrogeno che esce dal terreno in prossimità di una faglia è anch'esso un fenomeno che si osserva prima di un terremoto.

Tra i fenomeni di carattere elettrico, magnetico od

elettro-magnetico che precedono i terremoti si possono annoverare i seguenti.

Il campo magnetico terrestre può mostrare cambiamenti localizzati dovuti a sforzi nelle rocce ed a movimenti nella crosta.

Le variazioni delle correnti elettriche naturali e dei potenziali geoelettrici, connesse con le variazioni di resistività delle rocce, precedono anch'esse il manifestarsi di terremoti. La ricerca nel campo dei potenziali geoelettrici è stata sviluppata particolarmente in Grecia ad opera di P. Varotsos, K. Alexopoulos e K. Nomicos (2). Secondo questi geofisici il loro metodo di previsione è in grado di predire la magnitudo del terremoto, la località dell'epicentro con un errore di 50 km e la finestra temporale dell'avvenimento, compresa solitamente tra 7 e 115 ore.

Nella letteratura scientifica il primo riferimento ad emissioni nello spettro radio, associate alle fratture delle rocce, si trova in un lavoro di J. W. Warwick, C. Stoker e T. R. Meyer (3) i quali, riesaminando dopo circa venti anni le registrazioni di segnali radio acquisiti il 16 maggio 1960 da diversi radiotelescopi, molto lontani tra di loro, ma tutti negli Stati Uniti, formularono l'ipotesi che un segnale anomalo, ricevuto il 16 maggio 1960, fosse dovuto a microfessure indotte dagli sforzi accumulati nella faglia del Cile e che portarono al grande terremoto cileno del 22 maggio 1960 di magnitudo 8.3. I radiotelescopi erano quelli di Boulder, Colorado; Lake Angelus, Michigan; Sacramento Peak, New Mexico e Makapuu Point, Hawaii. Tutti erano in quel momento sintonizzati a 18 MHz, con una larghezza di banda di 100 kHz per un programma di studio del rumore radio di origine cosmica. Gli autori non furono naturalmente in grado di stabilire un nesso di causalità tra il segnale radio ed il terremoto, ma suffragarono la plausibilità della loro ipotesi con l'osservazione in laboratorio di segnali elettromagnetici emessi da campioni di granito, la roccia che costituisce le montagne cilene, sottoposto a compressione sino alla rottura.

Negli Stati Uniti un gruppo di ricercatori, guidati da A. C. Fraser-Smith della Stanford University, studia da anni il rumore elettromagnetico a bassa frequenza in ULF (tra 0.01 e 10 Hz) ed in ELF/VLF (tra 10 Hz e 32 kHz) in prossimità degli epicentri della costa californiana e non ha trovato precursori elettromagnetici in ELF/VLF, mentre i dati in ULF hanno mostrato anomalie che potrebbero essere fenomeni precursori (4).

Sempre negli Stati Uniti il gruppo di J. Y. Dea, P. M. Hansen e W.-M. Boerner del Comando Navale di San Diego, California e dell'Università dell'Illinois a Chicago nello studio del rumore elettromagnetico durante il grande terremoto dell'Annenia del 1989, di magnitudo 6.9, ha riferito che sono state trovate variazioni della componente verticale del campo magnetico a frequenze di 1 Hz e poco superiori (5).

Queste ricerche e le precedenti, sebbene meno avanzate di quelle in corso in Grecia, sono riconducibili agli stessi fenomeni, cioè alle correnti geoelettriche le cui variazioni danno origine a campi magnetici lentamente variabili evidenziati con costose antenne a solenoide con nucleo di mumetal anziché con semplici elettrodi infissi nel terreno come viene fatto in Grecia.

Un gruppo di ricerca attivo all'Università di Roma tenta di trovare una correlazione tra le variazioni nella propagazione di onde radio di superficie nella banda delle onde lunghe (6) ed i terremoti nel centro Italia e studia anche il rumore radio nelle bande 0.3-3 kHz, 3-30 kHz e 30-300 kHz (7).

### 3. Precursori elettromagnetici del terremoto del 12 maggio 97 nell'Italia centrale

Ebbi modo di descrivere già in precedenza (8,9), in riferimento ad una comunicazione ricevuta da Marco Eleuteri (10) di Todi (PG) il QRM osservato prima del sisma del 12 maggio 1997. Questo QRM, demodulato da un radiorecettore, risultava simile al suono prodotto dal cellophane accartocciato.

In quell'occasione, è stata effettuata da Marco Eleuteri una osservazione sistematica della frequenza del particolare QRM che può essere considerato, come vedremo, precursore elettromagnetico di un sisma.

Ho pensato di sfruttare i dati quantitativi sufficientemente precisi e dettagliati forniti da Eleuteri e di riportare in un grafico semilogaritmico, mostrato nella Fig.1, la frequenza radio  $f$  del QRM osservato in funzione del tempo di osservazione  $t$  e di indicare le incertezze temporali e gli intervalli di frequenza con un appropriato rettangolo. La sorpresa è stata che, ove per la prima osservazione si tenga conto della frequenza più alta ricevuta, le frequenze osservate risultano allineate su di una retta di equazione:

$$\log f = \log f_0 - k (t - t_0) \quad (1)$$

ove  $t_0$  rappresenta il tempo (misurato in ore) al quale viene osservato il sisma,  $f_0$  la frequenza limite del QRM al momento del sisma e  $k$  una costante che, per i dati in esame, vale  $5.5 \times 10^{-2} \text{ h}^{-1}$ . Passando dai logaritmi decimali a quelli naturali e, da questi, ai numeri si ottiene:

$$f = f_0 \exp - \alpha (t - t_0) \quad (2)$$

$$\text{ove } \alpha = k/0.4343 = 0.13 \text{ h}^{-1}.$$

La frequenza del QRM in funzione del tempo potrebbe, in altri casi, non essere sempre rappresentata da questa dipendenza, ma potrebbe essere più complicata e sarebbe naturalmente interessante disporre di un maggior numero di dati per ciascun sisma in modo da poter verificare l'attendibilità della relazione proposta.

Se, per il momento, si accetta per buona, per il sisma in questione, l'osservata dipendenza di  $f$  da  $t$  e la si estrapola sino all'ora di inizio del sisma ( $t = t_0$ ), che è nota con precisione, è possibile anche calcolare quale sarebbe, approssimativamente, la frequenza limite  $f_0$  raggiunta dai precursori elettromagnetici subito prima del sisma stesso. Nel caso considerato questa frequenza è di circa 1700 MHz.

Dato che l'andamento della frequenza in funzione del tempo risulta crescente e con andamento noto, l'osservazione dei precursori elettromagnetici di un sisma potrebbe portare a capacità di previsione estremamente utili.

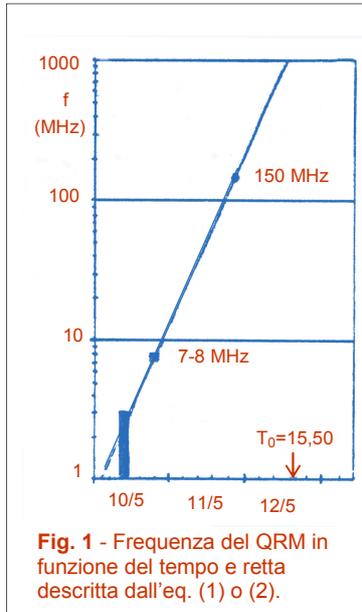


Fig. 1 - Frequenza del QRM in funzione del tempo e retta descritta dall'eq. (1) o (2).

### 4. Il modello fisico proposto come spiegazione

A questo punto bisogna anche trovare una spiegazione fisica per l'origine dei precursori elettromagnetici; l'ipotesi di un'origine piezoelettrica non può reggere in generale in quanto non tutte le rocce sono piezoelettriche ed in particolare quelle calcaree dei nostri Appennini non lo sono affatto. Tuttavia si sa che, prima di un sisma e più precisamente nel primo stadio degli eventi che portano ad esso, le rocce sono sottoposte a sforzi di compressione crescenti nel tempo. Si sa anche che, prima del manifestarsi nei materiali di una frattura macroscopica, si ha la formazione di microfrazture che si propagano in modo ramificato all'interno del materiale stesso. Una microfrazione comporta la rottura di molti legami chimici e, se il materiale non è un ottimo conduttore, si creano al suo interno intensi campi elettrici dovuti al fatto che, subito dopo la frattura, la distribuzione delle cariche elettriche (elettroni) non è quella di equilibrio esistente prima della frattura: alcune cariche rimangono da una parte della frattura lasciando dall'altra una mancanza di carica.

Viene così originato un dipolo elettrico che esiste per un tempo dell'ordine del tempo di rilassamento del materiale considerato. Per una roccia con resistività dell'ordine di  $10^6 \Omega \text{ m}$  e costante dielettrica relativa  $\epsilon_r \sim 10$  risulta  $\tau = \rho \epsilon_r \epsilon \sim 10^{-4} \text{ s}$ , un intervallo di tempo breve, ma sufficiente per permettere la generazione di onde elettromagnetiche. La rottura di un legame chimico tra gli atomi di una roccia comporta inoltre il venir meno di una situazione di equilibrio nella quale, ad ogni atomo, era assegnata una propria posizione di equilibrio nel reticolo cristallino. Di conseguenza gli atomi che si trovano sulla superficie della microfrazione sono sottoposti a forze di richiamo da parte degli altri atomi situati all'interno della roccia, forze non più compensate da altrettanto, di segno opposto, dovute ai legami chimici che si sono spezzati. Questo fatto comporta un'oscillazione smorzata degli atomi posti sulle facce della microfrazione e quindi l'esistenza di un dipolo elettrico oscillante. Il dipolo elettrico, che oscilla in modo smorzato, genera emissioni elettromagnetiche smorzate.

L'esistenza di vibrazioni meccaniche nelle rocce sottoposte a sforzi uniassiali di compressione è stata evidenziata trent'anni fa per mezzo di trasduttori piezoelettrici incollati a campioni di rocce (11,12) in una serie di esperimenti che hanno mostrato che la formazione di microfrazture inizia per uno sforzo pari a circa metà di quello corrispondente alla rottura, il numero di microfrazture aumenta sempre di più, all'aumentare dello sforzo, sino al momento della frattura della roccia. Da un'analisi dei dati contenuti nelle pubblicazioni

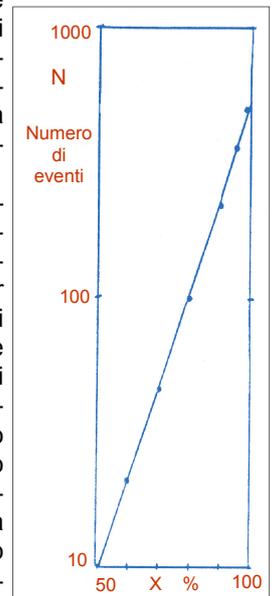


Fig. 2

(11) e (12), la frequenza degli eventi di microfrazione in funzione dello sforzo è risultata crescente con legge esponenziale, proprio come per la frequenza del QRM elettromagnetico. Più precisamente, indicato con  $N$  il numero di eventi di microfrazione rilevati in corrispondenza di uno sforzo  $x$  che rappresenta il valore percentuale rispetto allo sforzo alla rottura, si ha:

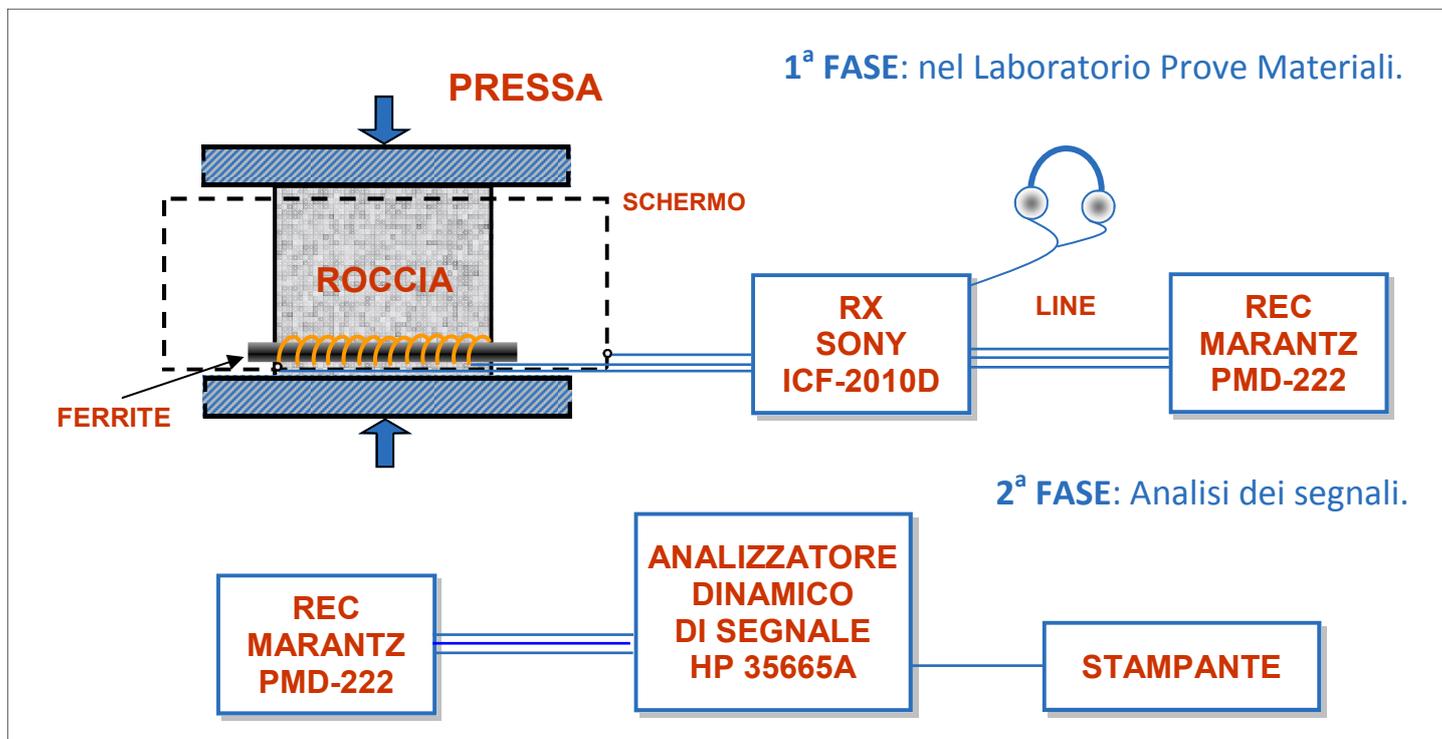


Fig. 3 - Dispositivo sperimentale per la registrazione e l'analisi di emissioni elettromagnetiche da parte di rocce compresse.

$$N = N_0 \exp - h(x - 100)(3)$$

ove  $N_0 = 500$  ed  $h = 0.08$ . Il grafico relativo all'equazione (3) è rappresentato in Fig. 2.

Poiché nell'esperimento considerato lo sforzo veniva aumentato in modo proporzionale al tempo, così come presumibilmente avviene in natura nella fase di accumulo di sforzi nelle rocce, risulta evidente la stretta connessione tra numero di eventi di frattura in una roccia sottoposta a sforzo e frequenza del QRM elettromagnetico emesso dalla stessa.

È anche relativamente facile comprendere come un segnale elettromagnetico generato per frattura delle rocce possa essere ricevuto nella zona dell'epicentro (se l'ipocentro non è troppo profondo) e non a distanza: infatti l'efficienza di radiazione dei dipoli entro la roccia è piuttosto bassa in quanto la dimensione lineare del dipolo oscillante è molto inferiore alla lunghezza d'onda generata. Inoltre la profondità alla quale vengono generati i segnali, tipicamente sino a 20 km nel caso considerato, fa sì che questi giungano in superficie attenuati.

Naturalmente è possibile che per altre situazioni, cioè per altri tipi di rocce e per l'evoluzione di stati di sforzo che daranno origine a sismi di intensità molto diversa da quella considerata, il modello presentato non sia adeguato.

## 5. Gli esperimenti di laboratorio

Sono stati recentemente eseguiti, all'Università di Pavia, alcuni esperimenti, aventi carattere preliminare, in collaborazione con geologi del Dipartimento di Scienza della Terra ed utilizzando alcune apparecchiature del Laboratorio Prove Materiali e Strutture del Dipartimento di Meccanica Strutturale della stessa Università allo scopo di ottenere una conferma sperimentale diretta dell'emissione di segnali elettromagnetici da rocce sottoposte a compressione uniassiale.

Il materiale roccioso utilizzato era costituito da campioni di gneiss della mumetal Val d'Ossola (beola ghianonata), sotto forma di cubi delle dimensioni di 10 x 10 x 10 cm, gentilmente messi a disposizione dal Prof. Ugo

Zecca del Dipartimento di Scienza della Terra. Questi cubi, accuratamente lavorati per quanto riguarda il parallelismo tra le facce opposte, sono stati introdotti in una pressa idraulica nella quale la compressione poteva essere aumentata in modo continuo sino a raggiungere la rottura della roccia. Gli esperimenti di rottura dei campioni sono stati effettuati con la preziosa collaborazione del Geom. D'Adamo del Laboratorio Prove Materiali e Strutture. Per i campioni esaminati il carico di rottura era dell'ordine di  $10^5$  kg, corrispondente ad una pressione dell'ordine di  $10^3$  kg cm<sup>-2</sup>, che veniva raggiunta in poco più di un minuto. Accanto al campione di roccia, alla distanza di 2 cm da questo e separata da una parete di plastica, era posta un'antenna costituita da una barra di ferrite lunga 12 cm, del diametro di 1 cm, recante 80 spire di filo di rame smaltato (V. Fig. 3).

È stato curato l'isolamento meccanico tra la ferrite ed il campione di roccia in modo da evitare effetti di microfonicità. La ferrite ed il campione di roccia erano racchiusi in una scatola di banda stagnata con la funzione di schermare l'antenna da eventuali segnali elettromagnetici esterni. Un ulteriore schermo era costituito dalle massicce pareti in acciaio della pressa stessa. L'antenna in ferrite era poi collegata, per mezzo di un pezzo di cavo coassiale della lunghezza di circa un metro, all'ingresso di antenna di un ricevitore Sony ICF-2010 sintonizzato sulla frequenza di 500 kHz, con larghezza di banda di 10 kHz. La scelta della frequenza di 500 kHz è stata dettata da due considerazioni: prima di tutto, dalle misure di carattere acustico (11,12), era noto che lo spettro delle vibrazioni meccaniche nelle rocce sottoposte a frattura era, grosso modo, compreso tra 100 kHz ed 1 MHz; in secondo luogo è molto raro riscontrare trasmissioni radio a 500 kHz e nelle immediate vicinanze di questa frequenza. L'uscita *line* del radoricevitore era collegata all'ingresso *line* di un registratore Marantz PMD-222 dotato di cassetta con nastro tipo *metal* e con l'esclusione del controllo automatico di guadagno. Inoltre il segnale veniva controllato in cuffia durante la registrazione. Sia il ricevitore che il registratore erano alimentati con pile. La prima fase dell'esperimento è consistita nel registrare su nastro i segnali audio corrispon-

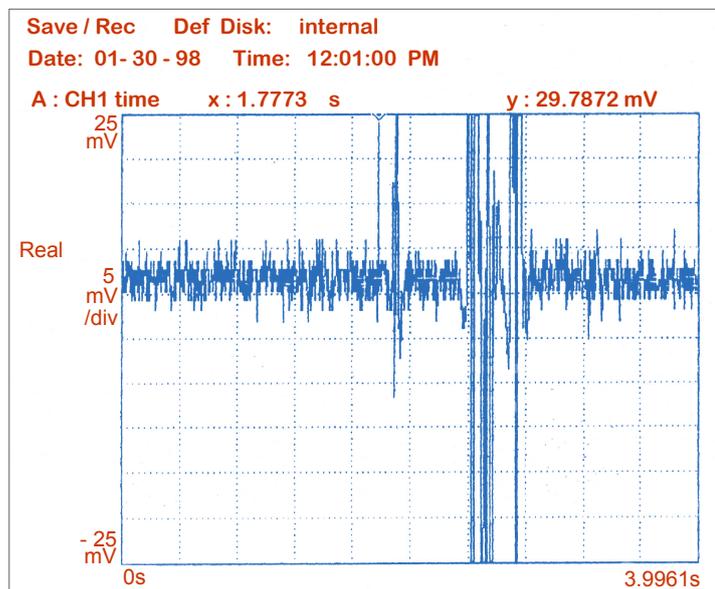


Fig. 4 - Evoluzione temporale del segnale a 500 kHz emesso, alla rottura, da un campione di gneiss della val d'Ossola.

denti alle emissioni elettromagnetiche di 7 campioni sottoposti a compressione sino alla rottura; successivamente i segnali audio registrati sono stati analizzati con un analizzatore dinamico di segnale Hewlett-Packard mod. 35665A. Tutti i campioni hanno mostrato, in corrispondenza della rottura, ed in alcuni casi anche prima della rottura, segnali costituiti da impulsi o, più spesso, da oscillazioni smorzate con intensità ben al di sopra del rumore. All'ascolto questi segnali sembrano brevi crepitii ed assomigliano a quelli prodotti da piccole scariche elettriche.

In Fig. 4 è mostrato un gruppo di segnali particolarmente significativo come intensità e durata. Ove si tenga presente che l'esperimento i cui risultati sono descritti in Fig. 4 è durato complessivamente 82 s e che i segnali elettromagnetici sono stati osservati in 5 gruppi, gli ultimi 4 dei quali riportati in Fig. 4, mentre il primo è fuori scala a sinistra e precede la rottura di circa 5 s, è lecito ritenere che, qualora, con un'opportuna metodica sperimentale, venisse ridotta la velocità di crescita dello sforzo ed aumentata quindi la durata dell'esperimento, si potrebbe parimenti dilatare l'intervallo di tempo di osservazione dei segnali stessi.

In natura l'accumulo di sforzi elastici nelle rocce avviene molto lentamente, nell'arco di anni o di decenni. Fatte le debite proporzioni, per un accumulo di energia elastica della durata di un anno (stadio 1) si dovrebbero osservare i precursori elettromagnetici (stadi 2 e 3) molti giorni prima del sisma.

Esistono naturalmente delle differenze tra la situazione sperimentale che può essere realizzata in laboratorio e quella che si ha in natura; innanzi tutto, mentre in natura le rocce hanno un naturale contenuto d'acqua e si trovano in una determinata condizione di equilibrio per quanto riguarda questo contenuto d'acqua, le rocce estratte e lavorate hanno perso gran parte dell'acqua che contenevano; in secondo luogo gli sforzi uniaxiali applicati in laboratorio non creano la medesima situazione che si ha in una roccia che fa parte della crosta terrestre a diversi chilometri di profondità. Tuttavia, sia dagli esperimenti preliminari svolti, sia dai dati riportati in letteratura (3), è accertato che diverse rocce, prima della rottura e non solo alla rottura, emettono sia segnali acustici ed ultra acustici (11,12), sia segnali elettromagnetici complessi. Questo fatto, pur tenendo presente la varietà e la complessità delle situazioni che si pos-

sono incontrare in natura, fa sperare di poter individuare, attraverso uno studio sistematico ed un'accurata analisi delle emissioni elettromagnetiche di rocce in compressione, l'impronta elettromagnetica che preannuncia il manifestarsi di un sisma. Da uno studio della dipendenza dal tempo dello spettro di frequenze emesse dovrebbe potersi prevedere il momento del sisma, mentre dall'intensità dei segnali dovrebbe potersi dedurre la magnitudo del fenomeno. Con più stazioni di rilevamento sul territorio sarebbe poi possibile localizzare l'epicentro.

## 6. Conclusioni

È ovvio che, prima di pensare ad un'applicazione pratica e generalizzata di quanto sopra esposto, sia necessaria un'attenta e prolungata sperimentazione per verificare la ripetibilità delle osservazioni e se diverse situazioni locali (tipo di roccia e grado di compressione) forniscono diversi risultati quanto a tipo di segnale e dipendenza dal tempo della frequenza del segnale.

In questo campo l'attività a livello radioamatoriale, purché svolta con serietà e con continuità, può essere molto più proficua di quella istituzionalizzata la quale soggiace a pesanti limiti burocratici ed amministrativi, per non parlare della ben nota diffidenza degli ambienti scientifici ufficiali verso attività non ancora etichettate con un nome preciso le quali, per il solo fatto di esistere e di essere interdisciplinari, vengono solitamente considerate come una potenziale minaccia da parte dei centri di potere costituiti.

Si può infine auspicare che, come in atto per la radioastronomia, vengano riservate delle bande per l'osservazione dei segnali radio naturali e per lo studio delle emissioni del nostro pianeta e che non ci si debba in futuro affidare, come oggi, a quelle parti di spettro elettromagnetico non utilizzate, o poco utilizzate, da altri servizi.

## Ringraziamenti

Ringrazio Massimo Ossidi per l'invito a presentare questa relazione all'AIR DX Meeting [1998] di Sirolo (AN), il Prof. Ugo Zezza del Dipartimento di Scienza della Terra che ha messo gentilmente a disposizione i campioni di roccia, il Prof. Carlo Cinquini, Direttore del Dipartimento di Meccanica Strutturale, ed il Prof. Gianmichele Calvi, Direttore del Laboratorio Prove Materiali e Strutture, che hanno permesso lo svolgimento delle prove di rottura ed il Geom. D'Adamo per la preziosa collaborazione negli esperimenti.

## Riferimenti bibliografici

- (1) I. L. Nersesov e A. N. Semonova in *Physical Basis of Foreshocks*, Nauka, Mosca, 1969
- (2) P. Varotsos e K. Alexopoulos, *Tectonophysics*, 110, 73 (1984) -
- (3) J. W. Warwick, C. Stoker e T. R. Meyer, *J. Geophys. Res.*, 87, 2851 (1982)
- (4) A. C. Fraser-Smith *et al.*, *Geophys Res. Lett.*, 17, 1465 (1990) -
- (5) J. Y. Dea, P. M. Hansen e W.-M. Boerner, *Phys. Earth Planetary Interiors*, 77, 109 (1993)
- (6) F. Bella *et al.*, comunicazione alla XXI General Assembly della IUGG, Boulder, 1995
- (7) F. Bella *et al.* in *Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 1994.
- (8) E. Mognaschi, *Radioonde*, 8, 2 (1997).
- (9) E. Mognaschi, *Radorama*, 12/97, pag. 34.
- (10) M. Eleuteri, comunicazione privata.
- (11) C. H. Scholz, *J. Geophys. Res.*, 73, 1417 (1968).
- (12) C. H. Scholz, *J. Geophys. Res.*, 73, 1447 (1968) □