

PROPRIETÀ REOLOGICHE DELLA CROSTA NELLE REGIONI DI FAGLIA (**)

INDICE

RIASSUNTO	pag. 137
ABSTRACT	" 137
INTRODUZIONE	" 137
POSSIBILI MODELLI	" 138
CONFRONTO CON I DATI	" 140
CONCLUSIONI	" 141
BIBLIOGRAFIA	" 142

RIASSUNTO

Utilizzando modelli di dislocazione non-singolari, per superfici di scorrimento caratterizzate da una reologia di Bingham fortemente dipendente dalla profondità, abbiamo costruito un modello in grado di descrivere l'evoluzione della deformazione post-sismica e di tenere conto di una sua graduale penetrazione in profondità. Dal confronto con le osservazioni di moti post-sismici su alcune faglie trascorrenti in California, emerge un quadro in cui la deformazione duttile, inizialmente localizzata negli strati sedimentari più superficiali, va progressivamente ad interessare anche le zone più profonde del piano di faglia, secondo modalità strettamente dipendenti dalla stratificazione del mezzo, dalla distribuzione delle asperità, dall'ambiente tettonico e geotermico.

ABSTRACT

In order to describe the evolution of post-seismic deformation and take into account the gradual penetration to greater depth, we developed a non singular dislocation model for sliding surfaces characterized by a strongly depth-dependent Bingham rheology. By comparison with the observations of post-seismic motions on some California strike-slip faults, it appears that ductile deformation, which is initially localized in the shallowest sedimentary layers, involves progressively deeper and deeper regions of the fault plane, following a trend that strictly depends on the ground stratification, on the asperity distribution, on the tectonical and geothermal environment.

PAROLE CHIAVE: Scorrimento asismico, reologia di faglia, modelli a distribuzione di dislocazioni.

KEY WORDS: Creep, fault rheology, crack models.

(*) Dipartimento di Fisica, Settore Geofisica, Università di Bologna

(**) Lavoro effettuato con finanziamenti C.N.R., Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida.

INTRODUZIONE

Inferire le proprietà reologiche della crosta, discriminando possibilmente fra crosta superiore e inferiore, è un problema la cui soluzione dipende essenzialmente dalla capacità di compiere osservazioni dirette di processi lenti di deformazione delle rocce, a seguito di variazioni brusche dello stato di sforzo. In tal caso infatti è possibile, in linea di principio, ricavare la "funzione di *creep*" o la sua inversa ("funzione di rilassamento") che caratterizzano la risposta dinamica di un materiale viscoelastico. L'approccio generale degli studi di dinamica crostale a lungo termine si limita invece a definire il comportamento "plastico" della crosta, caratterizzato da una soglia di sforzo massimo realizzabile nel mezzo, raggiunto il quale la deformazione può progredire illimitatamente. Distinguere fra i due approcci allo studio della reologia crostale è importante perchè una deformazione continua è l'eccezione più che la regola (e anche in quei rari casi l'analisi di dettaglio mostra che il "continuo" è apparente, risultando da una successione ravvicinata di eventi discreti).

Il primo approccio consiste in sostanza nello studio delle brusche variazioni di sforzo connesse prevalentemente ai terremoti, queste danno luogo a deformazioni post-sismiche transienti, che vengono plausibilmente esaltate dalle variazioni delle proprietà fisiche delle rocce. Lo studio della reologia delle zone di faglia nella fase post-sismica ed intersismica sono pertanto la chiave per comprendere il comportamento reologico dei diversi strati della crosta terrestre "*in situ*" e per estrapolare correttamente le informazioni raccolte da indagini di laboratorio, effettuate necessariamente su piccoli campioni, per brevi archi di tempo, sotto l'azione di sforzi molto elevati. Sfortunatamente non sono molte le regioni del globo nelle quali sono state individuate deformazioni post-sismiche, dato che la loro misura richiede l'installazione di reti di estensimetri a registrazione continua. Nei rari casi in cui simili dati sono disponibili tuttavia, è possibile ricostruire la struttura reologica delle zone di faglia, in funzione della profondità.

Fra i vari effetti di rilassamento post-sismico si danno i fenomeni di *afterslip*. Col termine *afterslip* si denota un fenomeno di rilassamento post-sismico su una faglia superficiale in cui l'evoluzione dello scorrimento in funzione del tempo è direttamente osservabile in superficie. La quantità totale di scorrimento relativo, *slip*, sviluppata durante questo processo transiente è minore o confrontabile con lo *slip* cosismico prodotto nella faglia stessa più in profondità. Come ha delineato WESSON (1988) nella sua trattazione dei fenomeni di scorrimento asismico (*creep*), nel caso dell'*afterslip* tre sono i fattori che caratterizzano il fenomeno: 1) la trazione applicata sulla faglia all'istante del terremoto s_{ext} , 2) la resistenza allo scorrimento che si esercita tra i muri

di faglia s_{res} , 3) la distribuzione dello scorrimento sul piano di faglia che determina il terzo termine del bilancio fra le trazioni realizzato ad ogni istante del processo: l'autotrazione creata dallo stesso scorrimento.

Di solito si ammette che non avvenga scorrimento per valori di s_{ext} inferiori a una certa soglia, ciò permette di spiegare l'episodicità del fenomeno. D'altra parte eterogeneità sul piano di faglia dell'eccesso di s_{ext} , al di sopra di tale soglia permettono di riprodurre la propagazione del fenomeno lungo la faglia. Per spiegare la dipendenza dal tempo del processo in un contesto elastico non si può assumere una resistenza allo scorrimento indipendente dal tempo quale l'attrito classico. L'assunzione di particolari reologie per le zone di faglia consente di ricavare espressioni dipendenti dal tempo per s_{res} introducendo alcuni parametri contenuti nelle relazioni costitutive utilizzate, rispetto ai quali si può invertire il modello usando i dati a disposizione. La particolare dipendenza dal tempo dello sforzo applicato s_{ext} (che di solito viene schematizzato come una funzione a gradino) determina in linea di principio nel modello una dipendenza dal tempo tale da consentire di operare questa inversione. Infine i dettagli del processo e soprattutto la corretta stima dello *slip* prodotto sono fortemente dipendenti da quanto accuratamente viene trattato il termine di autotrazione; di solito si assumono faglie di estensione orizzontale infinita usando modelli cosiddetti unidimensionali oppure si media addirittura ogni quantità lungo la profondità in modelli zero-dimensionali. È chiaro che solo da un modello bidimensionale per faglia di estensione limitata ci si può attendere la massima rispondenza coi dati.

POSSIBILI MODELLI

Nel modello zero-dimensionale di MARONE *et al.* (1992) si introduce un'attrito dipendente non linearmente dalla velocità di scorrimento e quindi dal tempo. Detta legge di attrito, di tipo *velocity strengthening*, è tratta dalle proprietà delle superfici a contatto, in moto relativo, osservate in laboratorio. Tale modello è schematicamente in grado di riprodurre sia la fase cosismica che quella post-sismica. Nei modelli unidimensionali di WESSON (1988) e in quello di BELARDINELLI & BONAFEDE (1991), l'espressione della resistenza allo scorrimento è ricavata attribuendo proprietà reologiche al *gouge*, la zona di detrito non consolidato compreso tra i muri di faglia. In particolare nel primo si utilizza una relazione costitutiva in cui una potenza intera dello sforzo è proporzionale alla velocità di scorrimento, per valori della trazione applicata superiori a una certa soglia di plasticità. Nel secondo modello la relazione costitutiva è lineare, cioè al di sopra della soglia di plasticità, lo sforzo è proporzionale alla velocità di scorrimento e la costante di proporzionalità è la viscosità (reologia di Bingham).

È evidenza sperimentale (WILLIAM & MAGISTRALE, 1989) che vi sia una netta distinzione fra le fasi iniziali del processo, che possono essere descritte da una legge temporale di potenza, e le fasi più avanzate e più lente, per le quali è adeguata una legge di tipo logaritmico. I modelli di WESSON (1988) e BELARDINELLI & BONAFEDE (1991), d'ora in poi indicato come BB91, hanno evidenziato come le fasi iniziali del processo di scorrimento dipendono largamente

dalle caratteristiche reologiche della zona di faglia.

In BB91 si è considerata una faglia verticale trascorrente con *gouge* a viscosità eterogenea $\eta(x)$, essendo x la profondità; in particolare nella zona superficiale si è assunto un valore di alcuni ordini di grandezza più basso che sul resto della faglia. Tale regione si rilassa molto più rapidamente del resto della faglia (Fig. 1) fornendo un rapido contributo in fase di avvio del processo con un buon accordo coi dati analizzati (Fig. 2). Questi ultimi sono tratti da osservazioni condotte dopo il terremoto di Parkfield 1966 (ALLEN & SMITH, 1966) sulla faglia di San Andreas, dopo il terremoto di Imperial Valley 1979 sulla faglia Imperial (LOUIE *et al.*, 1985) e dopo il terremoto di Superstition Hills sulla faglia omonima (SHARP & SAXTON, 1989). Il modello di WESSON (1988) analizza gli stessi campioni relativi a Parkfield e Imperial Valley utilizzando una reologia più complessa che in BB91, ma non ottiene un'altrettanto soddisfacente accordo con le fasi iniziali osservate del processo.

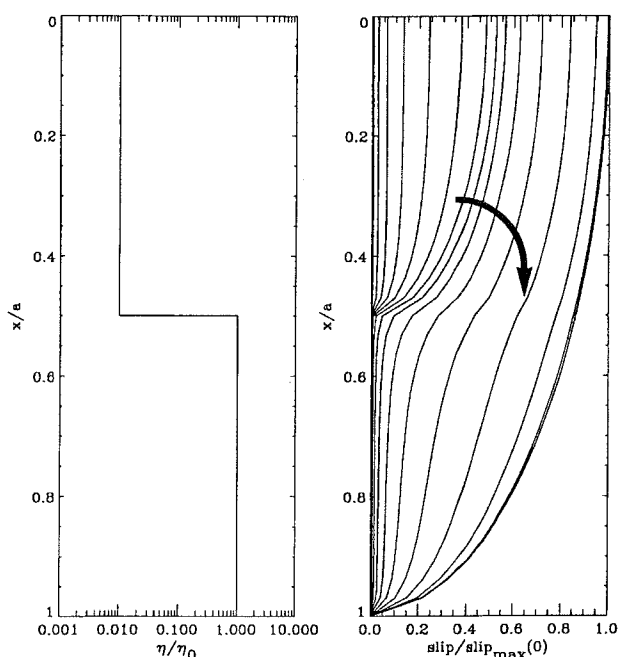


Fig. 1 - A destra: evoluzione dello scorrimento asismico plottata a vari istanti del tempo adimensionale t/T , ove T è tempo caratteristico e gli intervalli di tempo successivi sono l'uno il doppio del precedente (la freccia indica il verso di crescita del tempo), η viscosità, x profondità sul piano di faglia, $slip_{max}(0)$ massimo *slip* alla superficie terrestre, a estensione in profondità della zona interessata da scorrimento post-sismico, η_0 valor massimo di viscosità. La metà più superficiale della faglia è supposta con viscosità di due ordini di grandezza più piccola della restante parte, come si vede dal grafico a sinistra.

Il modello BB91 è stato recentemente generalizzato (BELARDINELLI & BONAFEDE, 1993, d'ora in poi BB93): rispetto al lavoro precedente, in cui la regione interessata da *slip* asismico aveva estensione fissata. In BB93 si è considerata la possibilità che la sezione asismica superficiale della faglia inizialmente estesa fino a $x = a_0$, si approfondisca nel tempo, cioè si propaghi verticalmente nella regione "sismica" profonda, $x > a_0$ (v. Fig. 3). La stessa profondità a_0 si assume come quella a cui la viscosità subisce una transizione da valori bassi a valori più elevati, di alcuni ordini di grandezza. La porzione di faglia asismica è stata rappresentata come un *crack* (distribuzione di dislocazioni)

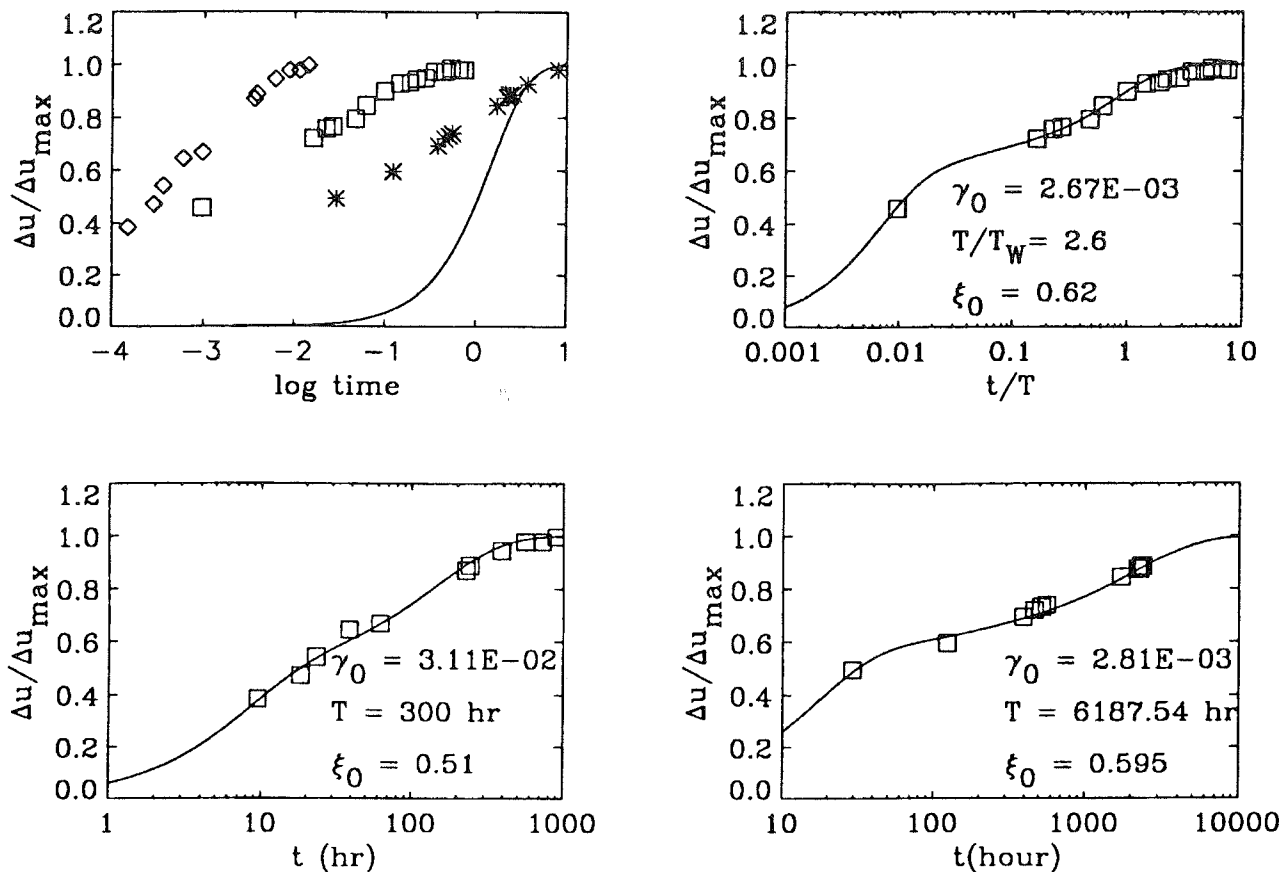


Fig. 2 - (a) Dati *afterslip* successivi al terremoto di Parkfield 1966 (rombi), Imperial Valley 1979 (quadrati) e Superstition Hills 1987 (asterischi), in funzione del logaritmo del tempo (in unità arbitrarie). Gli insiemi di dati sono stati arbitrariamente traslati per evitare sovrapposizioni. La linea continua rappresenta l'*afterslip* ottenuto con un modello a distribuzione di dislocazioni a viscosità uniforme evidentemente inadeguato per i dati. Il campione di Superstition Hills è normalizzato allo spostamento finale inferito dal modello. (b) Curva di *best fit* (linea continua) per i dati (quadrati) di Parkfield normalizzati allo spostamento massimo osservato, (c) di Imperial Valley (T_w è il fattore di scala dei tempi utilizzato da WESSON, 1988), e (d) di Superstition Hills. Δu *slip*, γ_0 rapporto fra viscosità superficiale e profonda, ξ_0 profondità di transizione della viscosità normalizzata all'ampiezza della sezione in scorrimento. (BELARDINELLI & BONAFEDE, 1991)

di taglio (regione in tratteggio in Fig. 3) esteso dalla superficie terrestre a una certa profondità a , detta ampiezza del *crack*, sulla cui superficie si realizza istante per istante l'equilibrio fra eccesso di sforzo al di sopra della soglia di plasticità e resistenza allo scorrimento. Da questa condizione si ottiene una equazione integro-differenziale per lo *slip* in funzione della profondità e del tempo, che viene risolta

a sistema con la condizione di non singolarità dell' autotrazione prodotta dal *crack* alla punta. Eliminare la singolarità "non fisica" dell' autotrazione alla punta del *crack* rappresenta un notevole progresso nel modello BB93 rispetto a BB91, inoltre in questo modo è possibile ricavare l'evoluzione dell' ampiezza del *crack*. Si è assunto a tal fine che la trazione totale applicata sul piano di faglia all'istante $t = 0$

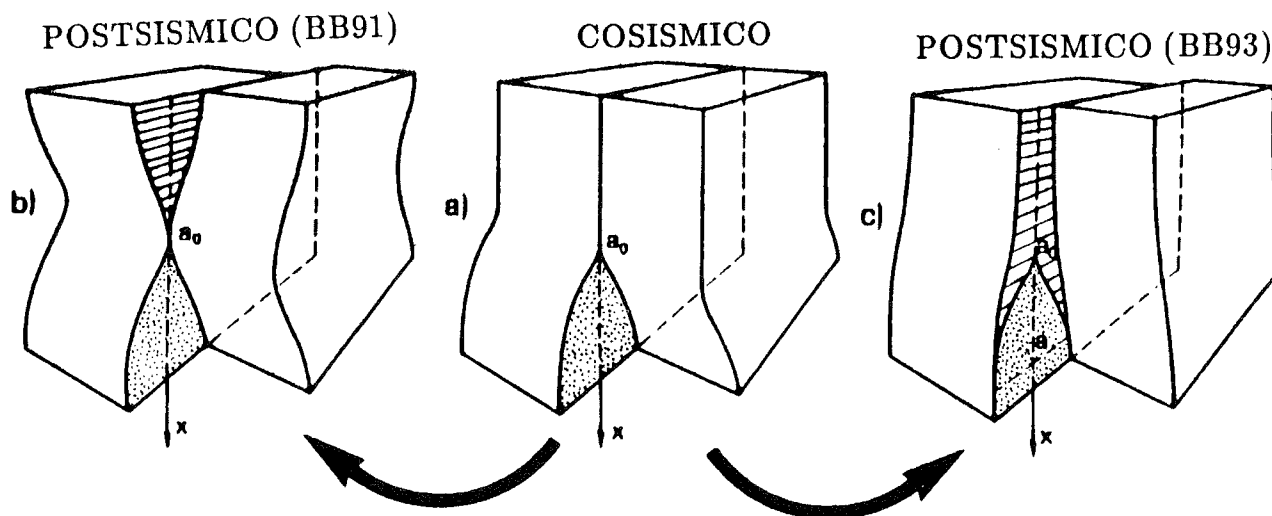


Fig. 3 - Rappresentazione delle zone a scorrimento sismico (in puntinato) e asismico (in tratteggio) su una faglia trascorrente (x , profondità): a) al momento del terremoto, b) dopo il terremoto nel modello del '91, c) dopo il terremoto nel modello BB93.

del terremoto, cada sotto la soglia di plasticità nella regione "sismica" $x > a_0$ (in puntinato in Fig. 3), concentrandosi invece nella regione superficiale $x < a_0$. Nella regione $x > a_0$ dunque si determina all'istante $t = 0$ un'asperità che il crack è in grado di penetrare gradualmente grazie alla concentrazione di autotrazione di fronte alla sua estremità $x = a$.

CONFRONTO CON I DATI

Sia in BB91 che in BB93 aumentando il contrasto di viscosità si sviluppa un'intervallo di tempo in cui la velocità di *slip* è notevolmente ridotta rispetto alla fase iniziale dovuta al rapido rilassamento superficiale (v. in Fig. 2 l'inflessione quasi orizzontale delle curve). La quantità relativa di *slip* sviluppata in questa prima fase diminuisce diminuendo il rapporto fra la profondità della zona a bassa viscosità e la massima estensione in profondità raggiunta dal crack asismico, infatti ci si può aspettare che quanto più esteso sia il crack tanto meno influisca la presenza della regione a bassa viscosità. Un'altro effetto dovuto alla zona a bassa viscosità che è tanto meno rilevante quanto maggio-

re è la massima ampiezza raggiunta dalla regione asismica, risulta dal modello BB93. Le fasi avanzate del processo non sono influenzate dalle proprietà reologiche superficiali, qualora si ammettano forti contrasti di viscosità fra zone superficiali e zone profonde della faglia (con rapporti fra le rispettive viscosità dell'ordine di $10^{-3} \div 10^{-2}$), tanto più, quanto più piccolo è il valore dell'altezza r_s dell'asperità di trazione incontrata dal crack alla profondità a_0 a $t = 0$. In questo ultimo caso la sezione asismica può infatti penetrare a grande profondità (v. Fig. 4) rispetto all'estensione della regione con viscosità bassa.

Indubbiamente i dati analizzati (Fig. 2) suggeriscono un avvio del processo piuttosto rapido, quale quello esibito dalle curve campione di BB91 che è prodotto dal rilassamento della parte superficiale a bassa viscosità della faglia. Tuttavia i dati relativi alle fasi immediatamente dopo il terremoto sono piuttosto scarsi. Abbiamo quindi concentrato l'attenzione nello studio delle fasi avanzate del processo. Si può vedere (BB93) che, nelle fasi avanzate, è possibile ottenere un'evoluzione molto simile sia prendendo valori molto bassi di viscosità superficiale che assumendo un conveniente spostamento iniziale u_0 e studiando l'evoluzione con viscosità uniforme partendo da quello spostamento

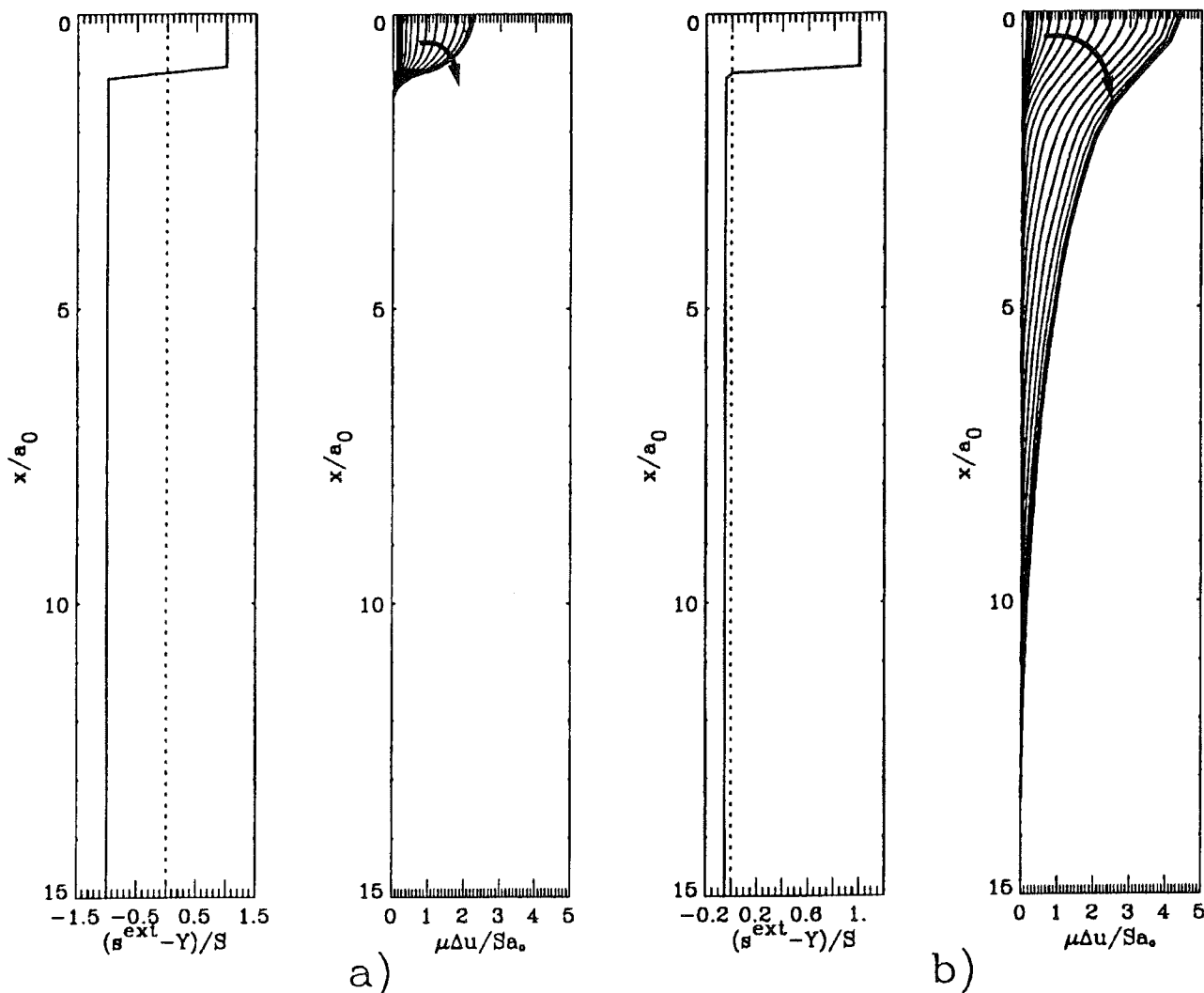


Fig. 4 - Effetto della distribuzione di asperità sull'evoluzione del crack con viscosità uniforme. L'evoluzione è plottata a uguali intervalli nel logaritmo del tempo adimensionale fra $t/T = 0.01$ e $t/T = 100$, ove T è un tempo caratteristico proporzionale al valor medio di viscosità (la freccia indica il verso di crescita del tempo). A sinistra delle curve di *slip* il corrispondente profilo di trazione applicata all'istante $t = 0$ sulla faglia. γ soglia di plasticità, μ rigidità del semispazio ove si considera la faglia, S valor massimo di trazione da rilasciare asismicamente. a): $r_s = 1$, b): $r_s = 0.05$.

(“modello semplificato”). Il modello semplificato è stato utilizzato in BB93 per studiare le fasi avanzate del processo di *afterslip* e inferire valori dei parametri liberi del modello, quali u_0 , l'altezza r_s dell'asperità e T (un tempo caratteristico proporzionale alla viscosità media η_0 sulla faglia) attraverso il confronto coi dati (Fig. 5).

Nell'inversione fatta in BB93 si è cercato di minimizzare lo scarto quadratico medio Δ dei dati delle curve campione del modello semplificato ottenendo valori confrontabili con gli errori di misura. I risultati ottenuti rivelano che: 1) i valori del parametro T variano da campione a campione, essendo tale parametro proporzionale alla viscosità profonda che è appunto una proprietà locale, 2) in tutti e tre i casi i dati erano compatibili con valori piccoli del parametro r_s e quindi con un sostanziale approfondimento della regione asismica rispetto all'estensione inizialmente occupata a_0 . Si noti che per il caso $r_s = \infty$ (Fig. 5a) che corrisponde al *crack* confinato in BB91 con viscosità uniforme, il *fit* del modello semplificato è peggiore che nell'altro caso (Fig. 5b) in cui si permette al *crack* di approfondirsi. Notevole infine è il fatto che le stime dei parametri reologici profondi (T) per Superstition Hills e Imperial Valley sono piuttosto vicine infatti questi due luoghi appartengono alla stessa provincia geotermica: il

Salton Trough nella California meridionale (e.g. LACHEMBRUCH & SASS, 1985).

CONCLUSIONI

Alla luce dei dati analizzati si è visto che se il rapido avvio dell'*after slip* è spiegabile con regioni superficiali del *gouge* di faglia a bassa viscosità, come nel modello BB91, l'andamento più lento della fase avanzata può essere riprodotto in modo alternativo rispetto a quel modello, lasciando alla faglia la possibilità di scorrere in profondità, penetrando regioni via via più profonde. In particolare nel modello “semplificato” presentato in BB93 si stima una viscosità profonda un ordine di grandezza più bassa che ammettendo come in BB91 che il *crack* sia confinato e che solo un valore più elevato della viscosità profonda sia responsabile della maggiore lentezza delle fasi avanzate rispetto alle fasi finali. Il reale approfondimento della regione asismica è però scarsamente deducibile da altre osservazioni di campagna in quanto il campo di spostamento calcolato alla superficie terrestre in direzione normale alla faglia, per esempio, è scarsamente sensibile alla massima profondità raggiunta dallo scorrimento. Assegnando alla profondità a_0

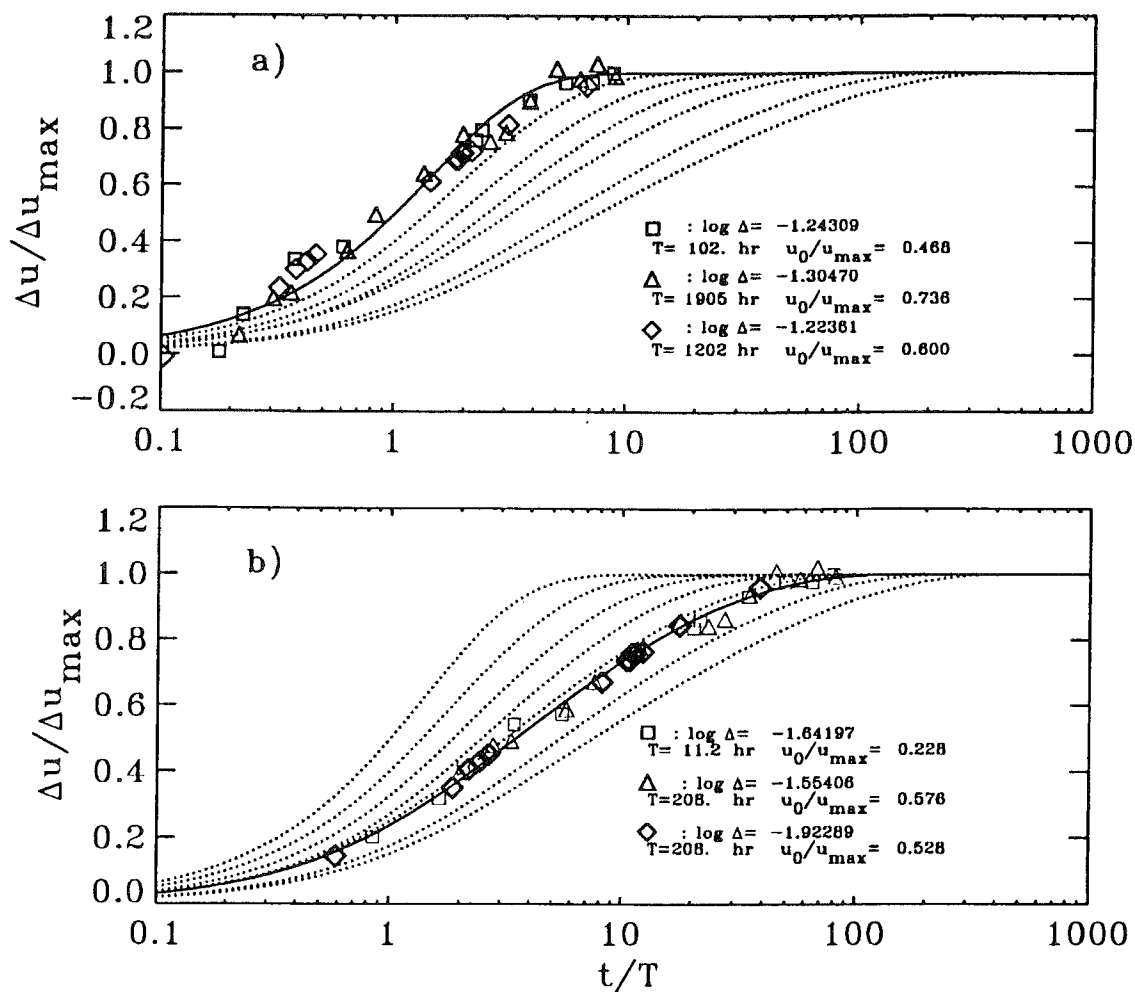


Fig. 5 - Curve di *slip* Δu normalizzato al valore massimo, in funzione del tempo al variare di r_s , con sovrapposti i dati analizzati. Da ciascun campione è stato sottratto lo *slip* u_0 , quindi il campione è stato normalizzato alla differenza tra il valore massimo osservato e u_0 e traslato lungo l'asse del logaritmo dei tempi di una quantità $\log T$ in modo da realizzare la minima distanza Δ (deviazione standard campionaria) dalla curva a tratto continuo che corrisponde a a) $r_s = \infty$ e a b) $r_s = 0.04$. I rombi rappresentano i dati di Superstition Hills, i quadrati quelli di Parkfield, i triangoli quelli di Imperial Valley (v. testo). (BELARDINELLI & BONAFEDE, 1993).

un valore dell'ordine del centinaio di metri (per esempio lo spessore dell'*alluvium*) si è visto che osservazioni condotte a distanza dalla faglia dell'ordine della decina di chilometri consentirebbero di identificare la profondità alla quale si sviluppa circa l'80% dello *slip* cumulativo sull'intera sezione asismica della faglia. Tale profondità si collocherebbe intorno a circa 3 o 4 km, assumendo $r_s \sim 0.04$, in buon accordo con i tre campioni utilizzati (Fig. 5b). Questa è una profondità tipica entro la quale si considerano avvenire fenomeni di *afterslip* superficiale in molti dei modelli proposti (WESSON, 1988; MARONE *et al.*, 1991), sulla base di dati geodetici (CROOK, 1984) che peraltro evidenziano anche una propagazione verticale del fenomeno, quale quella suggerita dal modello BB93. Chiaramente approfondendosi la regione in scorrimento può essere rilevante l'accoppiamento con l'astenosfera, per riprodurre il quale un modello puramente elastico è inadeguato. Ci si può aspettare che questo fattore determini un'ulteriore dilatazione temporale del processo su scale di tempo dell'ordine delle decine di anni, confrontabili col tempo di rilassamento dell'astenosfera.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN C.R. & SMITH S.W. (1966) - *Pre-earthquake superficial displacements in the Parkfield earthquakes of June 27-29, 1966, Monterey and San Luis Obispo counties, California*. Bull. Seismol. Soc. Am., **56**, 966-967.
- BELARDINELLI M.E. & BONAFEDE M. (1991) - *A crack model of afterslip on shallow faults*. Geophys. J. Int., **106**, 521-530.
- BELARDINELLI M.E. & BONAFEDE M. (1993) - *Rheology heterogeneities on fault surfaces inferred from the time history of afterslip events*. In corso di stampa su Geophys. J. Int.
- CROOK C.N. (1984) - *Geodetic measurements of the horizontal crustal deformation associated with the October 15, 1979 Imperial Valley (California) earthquake*. Tesi di Ph. D., University of London.
- LACHENBRUCH A.H., SASS J.H. & GALANIS S.P. (1985) - *Heat Flow in the Southernmost California and the origin of the Salton Trough*. J. Geophys. Res., **90**, 6709-6736.
- LOUIE J.N., ALLEN C.R., JOHNSON D.C., HAASE P.C. & COHN S.N. (1985) - *Fault slip in southern California*. Bull. Seism. Soc. Am., **75**, 811-833.
- MARONE C.R., SCHOLZ C.H. & BILHAM R. (1991) - *On the mechanics of earthquake afterslip*. J. Geophys. Res., **96**, 8441-8452.
- SHARP R.V. & SAXTON J.L. (1989) - *Three dimensional records of surface displacement on Superstition Hills fault zone associated with the earthquake of 24 November 1987*. Bull. Seism. Soc. Am., **79**, 376-389.
- WESSON L.R. (1988) - *Dynamic of fault creep*. J. Geophys. Res., **93**, 8929-8951.
- WILLIAM P.L. & MAGISTRALE H.W. (1989) - *Slip along Superstition Hills Fault associated with the 24 November 1987 Superstition Hills, California, earthquake*. Bull. Seism. Soc. Am., **79**, 390-410.