

INTERAZIONE TRA TETTONICA RECENTE E PROCESSI GEOMORFICI

Nicoletta Santangelo

Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Napoli “Federico II”

RIASSUNTO

L'obiettivo di questo lavoro è quello di individuare i principali indicatori geomorfologici di attività tettonica recente e di evidenziare le possibili interazioni tra tettonica e processi erosivo/deposizionali nei vari contesti geomorfici (fluviali, di versante, carsici e costieri). Particolare attenzione è stata rivolta al problema della taratura degli indicatori ed alla definizione della loro sensibilità. Da questa analisi è emerso che molti di essi presentano dei limiti e che la possibilità del loro ritrovamento è funzione del contesto geologico e geomorfologico in cui ci si trova. Esistono contesti “più favorevoli” alla genesi ed alla conservazione degli indicatori (aree caratterizzate da tassi elevati di deformazione, con bassi tassi dei processi erosionali e caratterizzate da affioramenti di litologie più conservative) e contesti “meno favorevoli”. In ogni situazione la ricerca degli indicatori di attività tettonica recente dovrà essere rigorosa e calibrata in funzione dello scenario in cui verrà eseguita.

ABSTRACT

The interaction between active tectonics and geomorphic processes. This paper was addressed to point out the main geomorphic indicators of active tectonics and to clarify the possible interactions between tectonics and erosional/depositional processes in various geomorphic scenarios. For each group of processes (fluvial, slope, karst and coastal) the most common indicators have been selected trying also to discern the typology of the tectonic movement (uplift, faulting, tilting) that they can outline. The problem of the “calibration” and sensitivity of the various indicators was also faced.

The analysis outlines that the use of many indicators is limited by several factors represented by the difficulty on finding precise chronological constraints, by their low degree of preservation and by the convergence between some landforms actively and passively controlled by structure.

Moreover, due to the variable erodibility of the outcropping rocks and to the variable rates of deformation with respect to the rates of geomorphic processes, the various geomorphic scenarios can be more or less favourable for the genesis and preservation of the indicators. The absence of geomorphic indicators will not necessarily outline the absence of active tectonics, but could represent the response to tectonics active with rates lower than the rates of the main geomorphic processes.

For this reason, the research for the indicators will have to be detailed and calibrated in relation to the scenario in which it will be carried out.

Parole chiave: Indicatori geomorfologici – tettonica recente – processi geomorfici.

Keywords: Geomorphological indicators – active tectonic – geomorphic processes.

INTRODUZIONE

Per affrontare un discorso sugli indicatori geomorfologici di attività tettonica recente è innanzitutto necessario chiarire cosa si deve intendere per “tettonica recente” (active tectonics o active faulting della letteratura inglese ed americana). Il termine “recente” è infatti abbastanza ambiguo e necessita di una precisazione cronologica più accurata, ed il termine “tettonica” risulta abbastanza generico e non dà alcuna informazione sulle modalità e sul tipo di deformazione in oggetto.

Consultando la letteratura è possibile associare all'aggettivo “recente” una finestra temporale compresa tra l'attuale e 10^4 anni ed indicare con il termine più generico di “neotettonica”, tutti i movimenti e le deformazioni che ricadono in un intervallo più ampio ($10^4 - 10^6$ anni). Una definizione cronologica così rigorosa però, può risultare sterile, in quanto una comprensione approfondita dell'evoluzione della deformazione nel tempo può richiedere una indagine su intervalli temporali più ampi. Ciò accade, per esempio, quando le meto-

dologie adottate, o le aree in studio, non hanno una sensibilità tale da consentire una risoluzione cronologica così dettagliata. In queste condizioni, anche l'approccio su una scala temporale più ampia (ultimi 200-300 ka per esempio), potrà fornire delle preziose informazioni sul comportamento tettonico recente dell'area in studio. Per tale motivo, si può ritenere questa finestra temporale relativamente flessibile e si può stabilire di tararla ogni volta in funzione delle caratteristiche dell'area in studio e delle metodologie adottate.

Altra cosa importante da chiarire è il tipo di deformazione tettonica che si vuole ricercare è cioè moti verticali “in toto” della superficie terrestre, quali sollevamenti e subsidenze a carattere regionale, oppure fagliezioni e quindi dislocazioni verticali, oblique ed orizzontali o, ancora, basculamenti della superficie terrestre dovuti a piegamenti o a *tilting* localizzati.

Queste precisazioni sono necessarie per scegliere gli indicatori più significativi ed in particolare per chiarire quale sensibilità essi devono avere per assumere tale ruolo.

INDICATORI GEOMORFOLOGICI

Processi fluviali

Facendo riferimento a quanto detto nel paragrafo precedente ed analizzando la letteratura esistente su questo argomento, è stata prodotta la Tab. 1, nella quale i principali indicatori sono raggruppati in funzione dei processi geomorfici e delle diverse tipologie di deformazione.

L'interazione tra movimenti tettonici e processi fluviali può essere ricondotta ad una generale variazione dei rapporti tra erosione e sedimentazione lungo un corso d'acqua in funzione della capacità erosiva, del tipo di trasporto, dei tassi e delle modalità del movimento (continuo o discontinuo).

Tab.1 - Principali indicatori geomorfologici di attività tettonica recente

Main geomorphological indicators of active tectonics

PROCESSI EROSIVO DEPOSIZIONALI	INDICATORI GEOMORFOLOGICI ATTIVITÀ TETTONICA RECENTE			INTERAZIONI TETTONICA/ PROCESSI
	Moti verticali "in toto"	Fagliazione	Basculamenti	
FLUVIALI	<ul style="list-style-type: none"> - Episodi di incisione o aggradazione non giustificati da sola componente climatica - Terrazzi 	<ul style="list-style-type: none"> - Duplicazione di terrazzi ed anomalie nella loro distribuzione generale. - Anomala distribuzione aree in erosione ed in aggradazione - Anomalie profilo longitudinale - Valli tronche (hanging valleys) - valli a calice (wine-glass valleys) - Anomalie tracciato - Anomalie nella morfologia e nei gradienti delle conoidi alluvionali (sensu Bull, 1977) - Dislocazione depositi fluviali 	<ul style="list-style-type: none"> - Variazione morfologia letto (sensu Ouchi, 1985; Shumm 1986) 	<ul style="list-style-type: none"> - Variazione dei rapporti tra erosione e sedimentazione lungo il corso d'acqua in funzione di: capacità erosiva e tipo di trasporto, tassi e modalità del sollevamento-subsidenza (continuo /discontinuo)
DI VERSANTE		<ul style="list-style-type: none"> - Dislocazione fasce detritiche pedemontane - Scarpate ("nastri") in roccia e/o detriti - Indice Smf (Bull & McFadden (1977)) 		<ul style="list-style-type: none"> - Dissezione e/o seppellimento fasce detritiche pedemontane in funzione dei rapporti tra tassi di sollevamento-subsidenza e velocità di sedimentazione. - Attivazione e/o riattivazione di processi franosi
CARSICI		<ul style="list-style-type: none"> - Dislocazione riempimenti - Dislocazione morfologie carsiche - Anomalie di crescita concrezioni 	<ul style="list-style-type: none"> - Deviazione asse di accrescimento di stalagmiti (Forti & Potschpil, 1984; 1985) 	<ul style="list-style-type: none"> - Variazione contesto microambientale. - Improvvisa formazione di doline da crollo sia in roccia che in coperture detritiche.
COSTIERI	<ul style="list-style-type: none"> - Formazione lagune (sollevamento con emersione barre sommerse) - Avanzamento e arretramento spiagge - Dissezione o sommersione delta. 	<ul style="list-style-type: none"> - Dislocazione depositi marini - Dislocazione morfologie costiere - Anomalie altimetriche di terrazzi marini (OIS 5 e successivi) rispetto alle paleoquote eustatiche 	<ul style="list-style-type: none"> - Basculamenti regionali o locali di terrazzi 	<ul style="list-style-type: none"> - Variazione dei rapporti tra erosione /sedimentazione e quindi arretramento/progradazione in funzione dei tassi e delle modalità di sollevamento-subsidenza

Nel caso di moti verticali di carattere regionale e ad una scala temporale secolare, gli indicatori geomorfologici sono rappresentati da episodi di incisione (sollevamenti relativi) o di aggradazione (abbassamenti relativi) delle aree in movimento e da formazione di veri e propri terrazzi su tempi più lunghi (migliaia o decine di migliaia di anni). Ovviamente, la ricerca di questi indicatori è facilitata nelle porzioni montane ed intermedie dei bacini idrografici mentre risulta più complessa nelle zone costiere, dove l'interazione con le oscillazioni eustatiche rende più difficile l'individuazione degli effetti indotti sui processi fluviali dalla sola componente tettonica. A tale riguardo Merritts *et al.* (1994), in uno studio comparato dei terrazzi fluviali di tre bacini idrografici adiacenti, in un'area della California settentrionale soggetta ad *uplift* nel tardo Quaternario e nell'Olocene (ultimi 250 ka), hanno evidenziato come l'influenza dell'eustatismo sul terrazzamento sia intensa nella porzione costiera e di pianura alluvionale dei bacini in esame, mentre nelle zone montane il terrazzamento è causato quasi interamente dal sollevamento tettonico. La risposta di questi corsi d'acqua all'*uplift* di lungo termine è stata la formazione di terrazzi erosionali spaiati (*unpaired strath terrace*); la distribuzione asimmetrica delle superfici rispetto all'asse vallivo viene interpretata dagli autori come la risposta ad un processo di sollevamento continuo, mentre l'ampiezza di queste superfici e l'entità

del dislivello esistente fra i vari ordini sono funzione della capacità erosiva del corso d'acqua e delle modalità del sollevamento (Fig 1).

Per quanto riguarda invece gli indicatori geomorfologici di fagliazione in ambiente fluviale, la casistica è molto più ampia; tralasciando le evidenze di fagliazione di depositi alluvionali recenti (che costituiscono un indicatore in senso stratigrafico, geologico più che geomorfologico), gli indicatori più utilizzati sono rappresentati dalla duplicazione di uno stesso ordine di terrazzi fluviali, dall'anomala distribuzione di aree in aggradazione e/o in erosione, da anomalie nel profilo longitudinale (sensu Burnett & Schumm, 1983), da piccole scarpate rettilinee che dislocano superfici deposizionali tardoquaternarie-oloceniche e da susseguenze o gomiti fluviali impostate su depositi tardo-pleistocenici. Anche le valli tronche (*hanging valleys*) e le valli a calice (*wine-glass valleys*) vengono comunemente elencate tra gli indicatori di dislocazioni verticali ma esistono dei casi di convergenza morfologica che pongono dei limiti al loro utilizzo (cfr. paragrafo successivo).

Lo studio delle conoidi alluvionali fornisce ulteriori utili indicatori (Keller, 1986) sia per l'individuazione di episodi di fagliazione recente (presenza di scarpate trasversali o brusche variazioni di pendenza nel gradiente longitudinale di apparati tardo pleistocenici-olocenici) che per una quantificazione relativa dei tassi di movimento lungo il lineamento in questione.

In quest'ultimo caso infatti la presenza di apparati sovrapposti (con deposizione concentrata nelle aree apicali) od incastrati (Fig. 2) può indicare tassi di sollevamento differenziati (rispettivamente maggiori e minori) del fronte montuoso rispetto alla capacità di dissezione dei torrenti alimentatori delle conoidi (Bull, 1977). Ancora, un'anomala distribuzione delle caratteristiche morfometriche (area, gradiente) di apparati di conoidi coevi, disposti al piede di un fronte montuoso di origine tettonica, può indicare la presenza di settori caratterizzati da diversi tassi di sollevamento o la presenza di importanti lineamenti trasversali (Hooke, 1972; Rockwell *et al.*, 1984). In altri casi le conoidi possono essere spostate orizzontalmente lungo faglie trascorrenti e quindi possono riuscire ad indicare direzione e verso del movimento oltre che i tassi di scorrimento, qualora sia possibile la determinazione della loro età. Gli esempi più significativi a riguardo sono quelli identificati lungo la faglia di San Andreas in California (Keller *et al.*, 1982).

Per quanto riguarda infine le variazioni indotte sui corsi d'acqua da movimenti plicativi localizzati, Ouchi (1985) e Schumm (1986) ritengono che l'aumento o la diminuzione di gradiente longitudinale di un corso d'acqua prodotti da basculamenti della superficie associati al sollevamento di una anticlinale o alla subsidenza di una sinclinale, produrrebbero sul breve termine delle brusche variazioni della morfologia del letto fluviale. Le varie possibilità, simulate in laboratorio, sono riportate in Fig. 3 e sono funzione del tipo di trasporto prevalente (carico sospeso, braided etc).

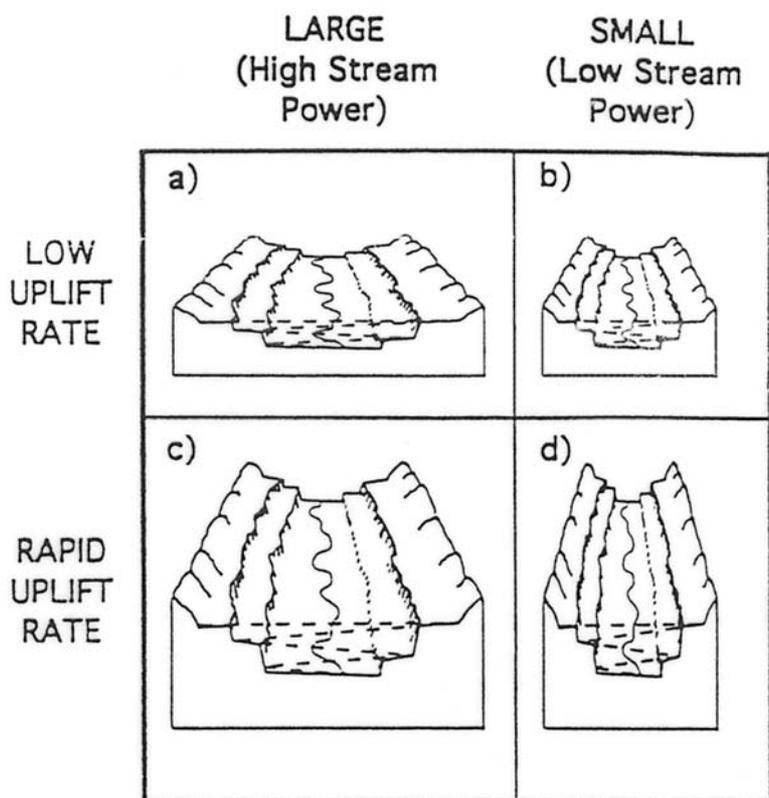


Fig. 1 - Differenti morfologie trasversali di sezioni vallive con formazione di terrazzi erosionali spaiati in funzione di tassi di sollevamento differenti e di diversa capacità erosionale del corso d'acqua. Gli schemi c) e d) si riferiscono ad un tasso di sollevamento due volte più alto di quello degli schemi a) e b). Da Merritts *et al.*, 1994, modificato.

Model of unpaired strath terrace development along a meandering bedrock river for different uplift rates and river sizes. Sketches c) and d) are for a rate two times greater than sketches a) and b). From Merritts et al., 1994, modified.

Processi di versante

Le interazioni più importanti tra eventi tettonici e processi di versante possono essere ricondotte ad episodi di dissezione e/o di seppellimento delle fasce detritiche pedemontane poste al piede di un fronte montuoso o di un versante impostato su di una faglia, in funzione dei rapporti tra tassi di sollevamento-subsidenza e tassi di sedimentazione. In tale contesto gli indicatori geomorfologici saranno relativi solo ad episodi di fagliazione e potranno darci informazioni relative alla tipologia del movimento (diretto, inverso o trascorrente) e/o sull'età relativa del movimento.

Oltre alle classiche evidenze stratigrafiche, rappresentate dalla fagliazione di detriti di versante recenti, gli indicatori morfologici più utilizzati in questo settore sono rappresentati da piccole scarpate di faglia ("nastri") in roccia o detriti, che interrompono la continuità del profilo longitudinale di un versante di faglia. E' questo un esempio di indicatori che presentano però vari limiti. Non sempre infatti la scarpata è il prodotto diretto di un movimento tettonico ma può essere legata ad erosione differenziale tra litologie più e meno conservative che vengono in contatto lungo la faglia (caso molto frequente in Appennino ed anche nelle Alpi, Panizza et al., 1978; Brancaccio et al., 1979; 1986; Cinque et al., 1991; Ascione & Cinque, 1997; Bartolini & Peccerillo, 2002) o ad un costipamento differenziale nell'ambito dei detriti di versante. Inoltre l'assenza di tale indicatori non implica necessariamente l'assenza di attività tettonica recente, in quanto la scarpata potrebbe non essere presente perché sepolta dai detriti, qualora i tassi di uplift/subsidenza eguagliano quelli di sedimentazione della falda detritica, o perché cancellata dagli agenti esogeni qualora i processi di arretramento della scarpata stessa avvengano con tassi maggiori di quelli del sollevamento. A tale riguardo sono significativi i lavori di Wallace (1977), di Mayer (1986) e di Nash (1986) relativi alle variazioni morfologiche nel tempo di scarpate di faglia in funzione del tipo di processo prevalente (fig. 4).

Un'altra anomalia del profilo longitudinale di un versante di faglia che può indicare una ripresa dell'attività tettonica in tempi recenti è la presenza di un tratto basale caratterizzato da maggiore pendenza rispetto alla porzione sommitale (Brancaccio et al., 1979; Cinque et al., 1991; Bartolini & Peccerillo, 2002). In questi casi bisognerà porre particolare attenzione a casi di convergenza morfologica legati ad erosione selettiva. Scartate le situazioni in cui lungo la faglia vengono a contatto litologie a forte contrasto morfoselettivo, profili longitudinali di versanti di faglia caratterizzati da bruschi aumenti di pendenza basali, potranno essere considerati ottimi indicatori di tettonica recente, soprattutto se impostati su litologie tenere.

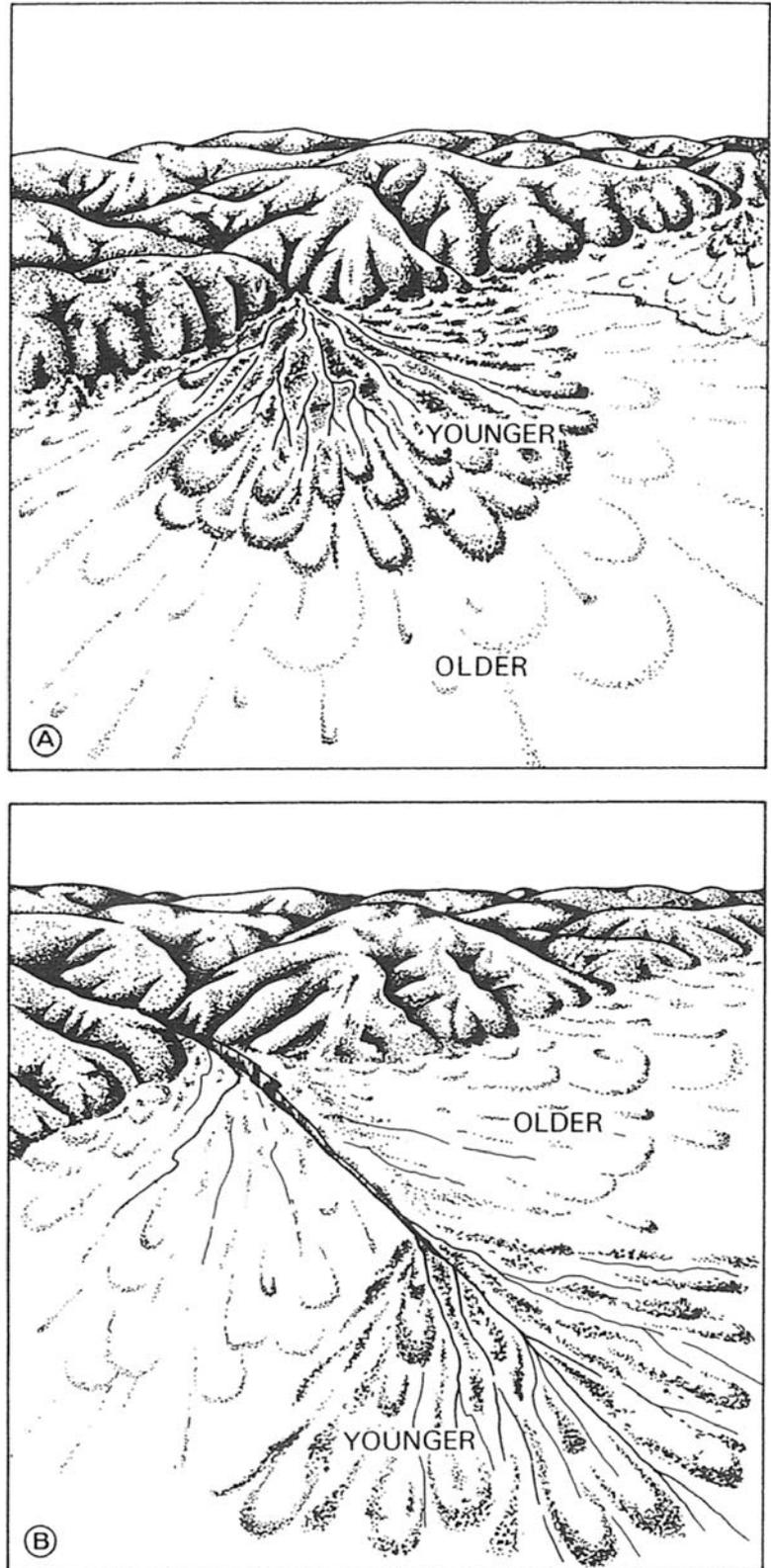
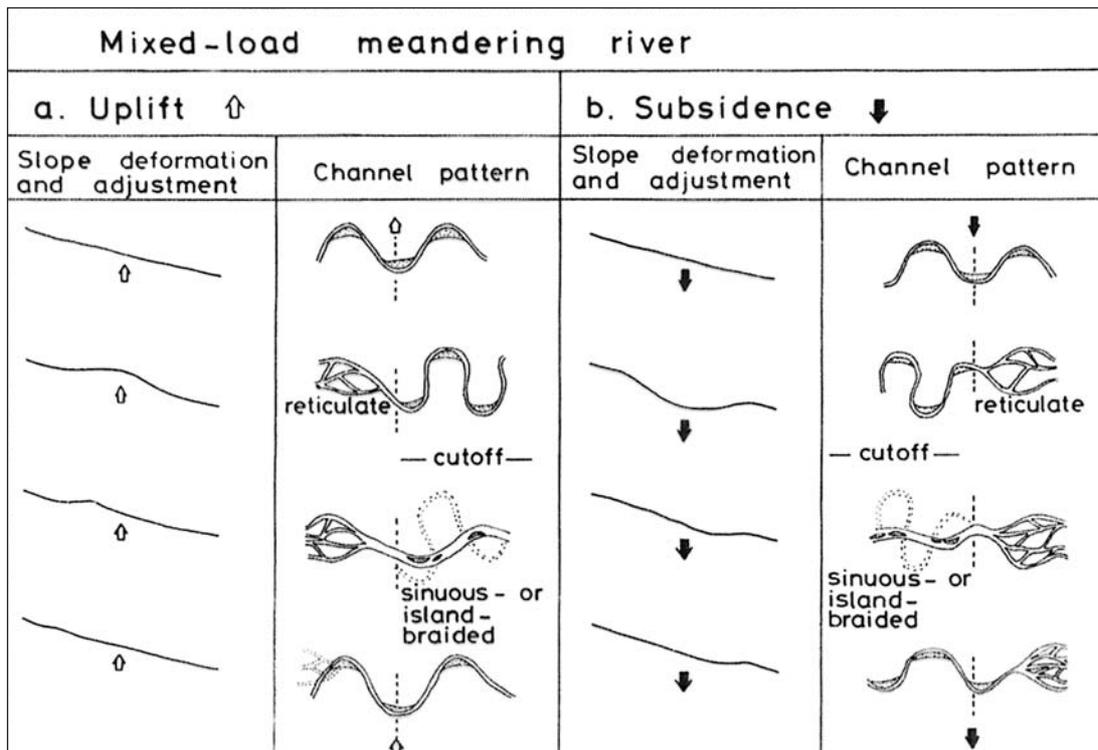


Fig. 2 - Formazione di conoidi sovrapposte (A) o incastrate (B) ai piedi di un fronte montuoso in sollevamento in funzione di differenti tassi di uplift. In A i tassi di sollevamento sono maggiori che in B. Da Bull, 1977.

Formation of superimposed fans (A) or entrenched fans at the foot of an uplifting mountain front for different rates of uplift. The rate uplift of A is major than B). From Bull, 1977.

Fig. 3 - Risultati della simulazione in laboratorio della risposta di un corso d'acqua meandriforme a carico misto prevalente ad a) un inarcamento di tipo anticlinale e b) ad una subsidenza legata ad una deformazione di tipo sinclinale. L'ordine temporale è dall'alto verso il basso. Da Ouchi, 1985.

Adjustment of a mixed load meandering river to a) anticlinal uplift and b) synclinal subsidence across it. Time sequence is expressed in the order from top to bottom. From Ouchi, 1985.



Un altro indicatore di attività tettonica recente lungo un versante di faglia o lungo un fronte montuoso, è rappresentato secondo Bull e Mc Fadden (1977) dall'indice di sinuosità del versante (indice Smf), dato dal rapporto tra la lunghezza del versante misurata lungo il

suo piede e la lunghezza del versante in linea d'aria. Questo indice riflette un bilancio ideale tra la tendenza dei processi di versante e dei processi fluviali a creare un andamento sinuoso, in pianta, del versante e la tendenza dei processi tettonici di sollevamento verticale a produrre un andamento rettilineo. Bassi indici di sinuosità pertanto, saranno indicatori di versanti lungo i quali i tassi di sollevamento tettonico prevalgono su quelli del processo erosivo-deposizionali. Anche in questo caso sussistono possibilità di casi di convergenza morfologica, per esempio con versanti di linea di faglia per i quali il basso indice di sinuosità è legato soltanto ad una esumazione recente del piede del versante per morfoselezione e non ad un movimento recente lungo la faglia.

Discorso a parte meritano i casi di attivazione e/o riattivazione di processi franosi che spesso si verificano in aree caratterizzate da tettonica recente ed in particolare in concomitanza di grossi eventi sismici (vedi terremoti del Friuli e dell'Irpinia). Tali fenomeni sono da considerarsi semplicemente degli "effetti" della tettonica recente ma non possono assumere il ruolo di indicatori a causa dei numerosi fattori di controllo passivo che condizionano la loro distribuzione.

Processi carsici

In ambiente carsico gli indicatori più significativi di attività tettonica recente sono rappresentati dalle anomalie di crescita di concrezioni di grotta.

La dislocazione diretta di morfologie carsiche epigee ed ipogee (paleosuperfici carsiche dislocate a gradinata, complessi carsici fagliati e sospesi rispetto agli attuali livelli di base; Bellucci *et al.*, 1983; Santangelo & Santo 1991; Piccini, 1997) rappresenta infatti un buon indicatore di fagliazione sul lungo termine, ma sono abbastanza rare le segnalazioni di evidenze di questo

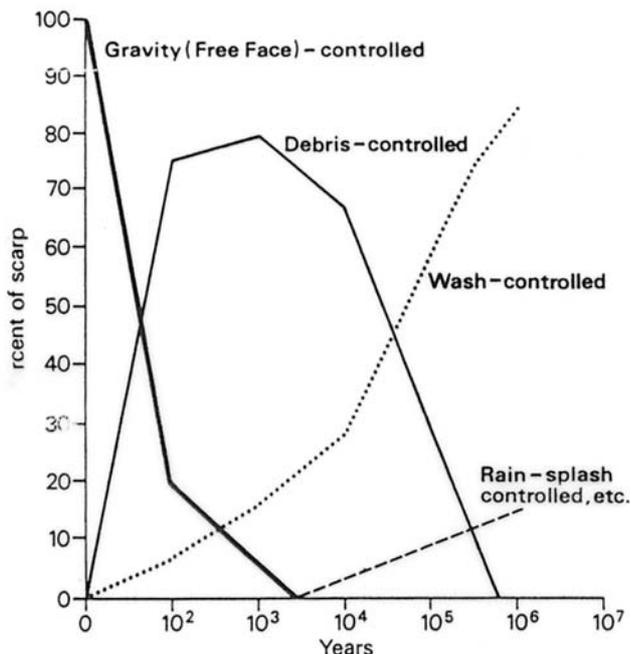


Fig. 4 - Variazioni morfologiche di una scarpata di faglia nel tempo in funzione dei processi di degradazione prevalenti. Da Wallace, 1977.

Change in fault scarp morphology with time for different fault-scarp degradation processes.

tipo sul breve termine.

Le anomalie di crescita delle concrezioni di grotta (Forti & Postpischl, 1984:1985) invece costituiscono degli ottimi indicatori soprattutto in campo paleosismologico; lo studio di queste anomalie infatti, oltre a fornire informazioni sulla tipologia della deformazione (fagliazione o basculamenti), consente di accedere ad una registrazione di eventi sismici che va ben oltre l'arco temporale coperto dai dati storici, normalmente utilizzati in paleosismologia. A ciò si aggiunge un altro prezioso requisito che le concrezioni hanno rispetto ad altri indicatori e cioè la possibilità di essere facilmente datate con metodi radiometrici (serie U/Th).

Processi costieri

Anche le interazioni tra tettonica e processi costieri sono riconducibili ad una variazione dei rapporti tra erosione e sedimentazione e quindi tra arretramento e progradazione della linea di costa in funzione dei tassi e delle modalità della deformazione tettonica. La situazione in questo caso è complicata anche dalle oscillazioni eustatiche del livello marino e dalle loro possibili interazioni con i movimenti tettonici.

Gli indicatori più utilizzati sono senz'altro rappresentati dalle anomalie altimetriche di terrazzi marini e/o di paleomorfologie costiere deposizionali ed erosionali (cordoni costieri, solchi, falesie), rispetto alle paleoquote eustatiche. L'analisi della distribuzione planimetrica di queste anomalie aiuta a comprendere la modalità e la tipologia del movimento tettonico.

Nella finestra temporale in cui abbiamo confinato la tettonica recente ricadono gli stage isotopici 2 e 1 a cui corrispondono paleoquote eustatiche negative; la possibilità di trovare in superficie indicatori di paleolivelli marini, implica quindi necessariamente la presenza di attività tettonica. Le aree del nostro pianeta in cui sono conservate gradinate di terrazzi marini tardo pleistocenici ed olocenici sono generalmente quelle interessate da forti tassi di dislocazione (sollevamento) e deformazione (piegamento e fagliazione) legati direttamente ai movimenti delle placche litosferiche (subduzione e *rifting*) o ad attività vulcano tettonica. Fanno eccezione le aree del Nord Europa e del Nord America in cui le gradinate di terrazzi tardo pleistoceniche ed oloceniche riflettono la risposta isostatica della Crosta e del Mantello alla deglaciazione tardo pleistocenica.

Per tutte le altre aree non interessate da tassi di movimento tali da consentire la deformazione e l'emersione di linee di riva del tardo Pleistocene superiore e dell'Olocene, tra le quali rientra la maggior parte delle aree costiere italiane (fatta eccezione per la Calabria, la Sicilia e le aree vulcaniche come Ischia ed i Campi Flegrei per esempio), l'attività tettonica recente potrà essere evidenziata almeno dalla anomala distribuzione altimetrica delle linee di riva dell'ultimo interglaciale (Cosentino & Gliozzi, 1988; Romano, 1992).

LIMITI DEGLI INDICATORI

Quanto finora detto consente di constatare che i vari indicatori elencati presentano, di frequente, dei limiti di applicabilità o di validità, riconducibili alle seguenti casistiche.

Casi di convergenza morfologica

Sono molto frequenti e legati al classico problema del controllo attivo o passivo della struttura sulle forme del rilievo: è il caso delle fault scarps e delle fault-line scarps, delle anomalie di tracciato della rete idrografica (antecedenze e sovrimposizioni, *offsets* dovuti a susseguenza etc.) e per tale discussione si rimanda alla letteratura (Thornbury 1954, 243-275 pp.; Bartolini & Peccerillo, 2002). Altre situazioni classiche di convergenza morfologica si realizzano in casi di controllo climatico e/o antropico: esempio tipico è quello dei fenomeni di erosione e di aggradazione recenti lungo gli alvei fluviali legati ad oscillazioni climatiche secolari (piccola età glaciale per es.) che limitano effettivamente l'utilizzo di questi elementi come indicatori di attività tettonica recente.

Cronologia

La maggior parte degli indicatori citati spesso fornisce indicazioni cronologiche soltanto relative e pertanto non consente di ricavare informazioni quantitative sui tassi della deformazione; pochi sono gli indicatori che risultano associati a depositi su cui sia possibile effettuare datazioni assolute (tefra e paleosuoli intercalati nelle successioni continentali o associati a terrazzi, depositi marini, concrezioni di grotta).

Scarso grado di conservazione

Alcuni indicatori (p.es piccole scarpate di faglia) possono essere cancellati dai processi geomorfici. La possibilità di conservazione di un indicatore dipende da vari fattori quali litologia, entità e tassi dei processi geomorfici, contesto climatico, entità della deformazione. Non sempre l'assenza di indicatori sarà significativa di assenza di tettonica recente ma potrà indicare, per esempio, bassi tassi di deformazione rispetto ai ritmi dei processi erosionali predominanti.

Distribuzione localizzata (scarsa rappresentatività)

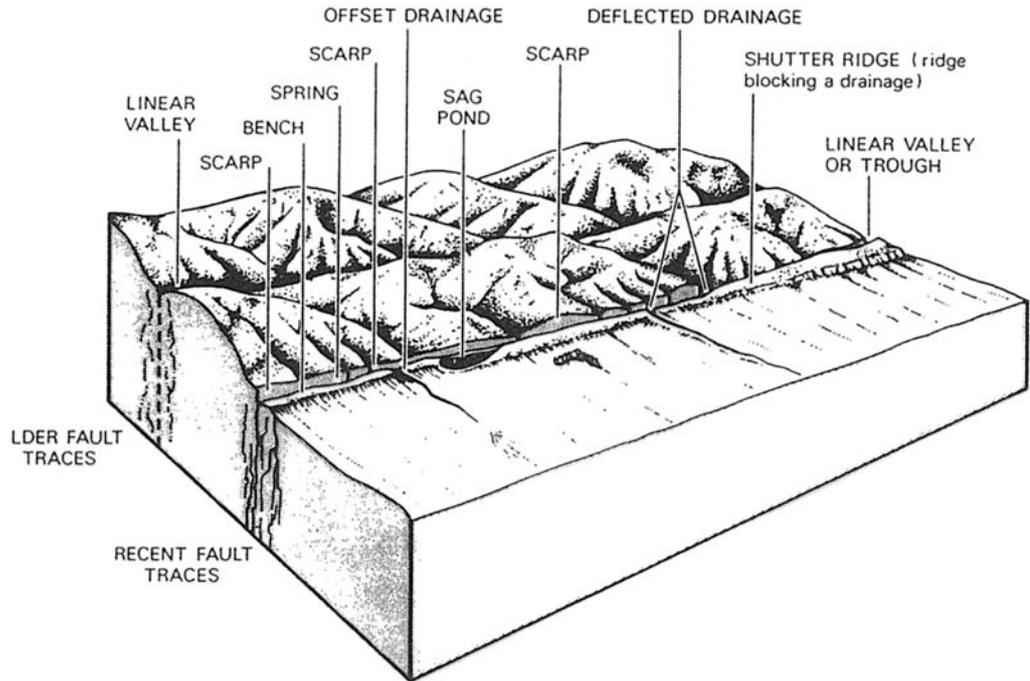
Alcuni indicatori, presi singolarmente non sono significativi e sono invece necessarie delle associazioni di forme per rendere "visibile" la deformazione tettonica. E' il caso per esempio degli *offsets* laterali su faglie trascorrenti: una semplice deflessione di drenaggio non sarà un indicatore "sufficiente" di movimenti recenti lungo una faglia trascorrente ma, associato ad altri indicatori (dossi lineari, scarpate, *sag ponds* vedi Fig. 5), risulterà un indicatore di ottima qualità.

CONCLUSIONI

Prima di concludere si può fare una breve panoramica sulla situazione della ricerca italiana su questo tema. I vari progetti ("Morfortettonica", "Geomorfologia strutturale", "Catene e pianure") portati a termine tra gli anni '80 e '90 ed i vari congressi e convegni (Fiastra, Camerino, Parma, Siena) organizzati sul tema, hanno delineato il quadro morfostrutturale del territorio italiano con un buon grado di approfondimento a scala regionale, per quanto riguarda l'evoluzione di medio e lungo termine ($10^4 - 10^6$ anni). Meno approfondito risulta invece il quadro relativo all'evoluzione della tettonica recente,

Fig. 5 - Associazioni di forme indicatrici di attività recente lungo una faglia trascorrente. Da Keller, 1986.

Assemblage of landforms associated with active strike-slip faulting. From Keller, 1986.



anche perché il contesto geologico e geomorfologico della nostra Penisola fa sì che gli effetti al suolo delle deformazioni siano poco evidenti.

Si può infatti affermare che esistono contesti più o meno favorevoli alla produzione ed alla conservazione degli indicatori di tettonica recente. Slemmons & Depolo (1986) per esempio, sottolineano come la possibilità di avere buone evidenze morfologiche di fagliazione superficiale in corrispondenza di faglie attive, sia funzione della magnitudo e del tempo di ritorno degli eventi

sismici e quindi del contesto geodinamico in cui si trova l'area di studio (vedi fig. 6). A questi fattori si possono aggiungere l'entità ed i tassi dei processi erosionali e l'erodibilità delle litologie interessate.

I contesti più favorevoli sono quindi rappresentati da aree interessate da grossi tassi di deformazione, bassi tassi di erosione e aggradazione ed impostate su litologie più resistenti. (situazione opposta per le meno favorevoli). In contesti sfavorevoli gli indicatori significativi sono a volte indiretti (per esempio distribuzione dei

depoventri deposizionali in una conca intermontana, anomalie della forma e dei gradienti di conoidi alluvionali etc.) e devono essere ricercati con maggiore scrupolosità ed attenzione.

Si può quindi concludere affermando che la ricerca degli indicatori di attività tettonica recente deve essere rigorosa e calibrata in funzione dello scenario in cui viene eseguita.

L'approccio metodologico deve essere necessariamente multidisciplinare e quindi l'analisi geomorfologica deve integrarsi con quella paleosismologica, geologico-strutturale, geocronologica al fine di produrre un quadro dettagliato dell'evoluzione delle deformazioni nel tempo e nello spazio. In particolare essa deve contribuire a definire i tassi di movimento su breve e lungo termine, a fornire informazione sui tassi dei processi erosionali che interagiscono con l'attività tettonica, a proporre dei modelli quantitativi di evoluzione dei singoli processi in rapporto a diversi tassi di deformazione (Nash, 1986; Cinque et al., 1991; 1995), a migliorare i dati di cronologia assoluta e relativa.

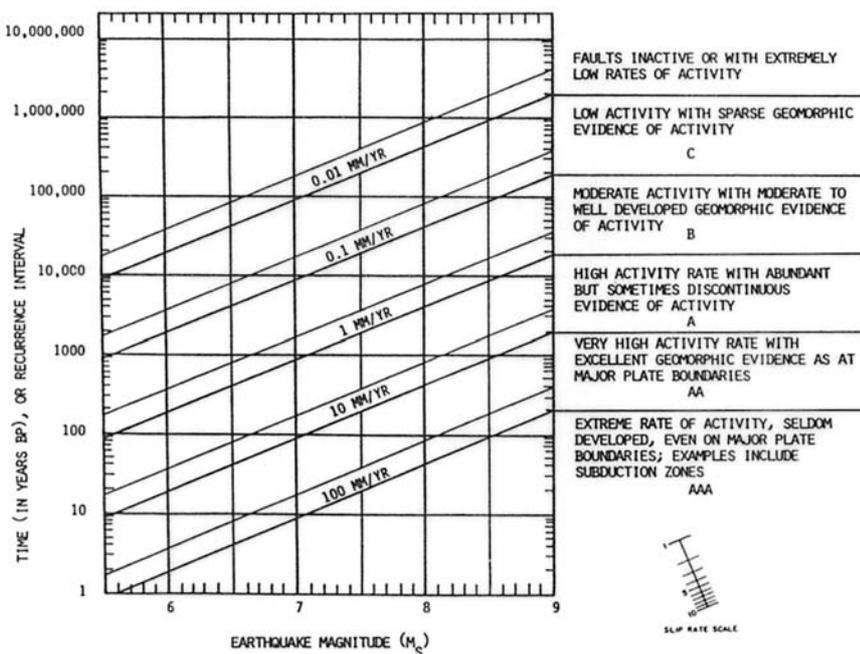


Fig. 6 - Diversa evidenza geomorfologica delle faglie attive in funzione del tempo di ritorno e della magnitudo degli eventi sismici. Da Slemmons and Depolo, 1986.

Geomorphological features of active faulting related to recurrence interval and magnitude of earthquakes. From Slemmons and Depolo, 1986.

I possibili sviluppi futuri dell'analisi geomorfologica in questo campo potranno fornire importanti contributi nella individuazione delle aree caratterizzate da tettonica recente e nella selezione dei siti in cui l'approfondimento delle ricerche potrà essere produttivo. Ciò soprattutto in relazione a problematiche relative alla quantificazione dei tassi di deformazione sul breve e sul lungo termine, alla determinazione del tempo di ritorno dei terremoti ed alla zonazione (macro e micro) della pericolosità sismica.

BIBLIOGRAFIA

- Ascione A. & Cinque A. (1997) - *Le scarpate su faglia dell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico* - Il Quat., 10(2), 285-293.
- Bartolini C. & Peccerillo A. (2002) - *I fattori geologici delle forme del rilievo. Lezioni di Geomorfologia strutturale* - pp. 216, Pitagora ed.
- Bellucci F., Brancaccio L., Celico P. Cinque A., Giulivo I., Santo A. (1983) - *Evoluzione geomorfologica, carsismo ed idrogeologia della Grotta del Caliendo (Campania)*. Le Grotte d'Italia 4, XI 1983.
- Brancaccio L., Cinque A., Sgrosso I. (1979) - *L'analisi dei versanti di faglia come strumento per la ricostruzione di eventi neotettonici*. Mem. Soc. Geol. It., 19.
- Brancaccio L., Cinque A., Sgrosso I. (1986) - *Elementi morfostrutturali ereditati nel paesaggio dell'Appennino centro-meridionale* - Boll. Soc. Geol. It., 35, 869-874.
- Bull W.B. (1977) - *The alluvial fan environment* - Progr. Phys. Geogr., 1, 222-270.
- Bull W.B. & Mac Fadden L.D. (1977) - *Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California* - in geomorphology in arid regions, D.O. Doehring ed., Publications in Geomorphology, State university of New York at Binghamton, 115-138.
- Burnett A.W. & Schumm S. A. (1983) - *Active tectonics and river response in Louisiana and Mississippi*. Science, 222, 49-50.
- Cinque A., Cammisa A. & Monaco R. (1991) - *Fault scarps with straight profile in Southern Apennines. Simulation modelling and neotectonic deductions*. Mem.Soc.Geol.It., 47,575-585.
- Cinque A., De Pippo T. & Romano P. (1995) - *Coastal slope terracing and relative sea-level changes: deduction based on computer simulations* - Earth surface Processes and landforms, 20, 87-103.
- Cosentino D. & Gliozzi E. (1988) - *Considerazioni sulla velocità di sollevamento dei depositi marini eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia*. Mem.Soc.Geol.It., 41, 653-665.
- Forti P. & Postpischl D. (1984) - *Seismotectonic and paleoseismic analyses using karst sediments*. Marine geology, 55, 145-161.
- Forti P. & Postpischl D. (1985) - *Relazioni tra terremoti e deviazioni degli assi di accrescimento delle stalagmiti*. Le Grotte d'Italia, 4(XII), 287-303.
- Hooke R.L. (1972) - *Geomorphic evidence for late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death valley, California* - Geol.Soc.Am.Bull.,83, 2073-2098.
- Keller E.A. (1986) - *Investigations of active tectonics. Use of surficial Earth Processes* - in "Active Tectonics" - Studies in Geophysics, 136-147, National Academy Press, Washington.
- Lajoie K. R. (1986) - *Coastal tectonics*. In Active Tectonics" - Studies in Geophysics, 136-147, National Academy Press, Washington
- Mayer L. (1986) - *Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts*. In Active Tectonics" - Studies in Geophysics, 136-147, National Academy Press, Washington
- Merritts D.J., Vincent K.R., Wohl E.E. (1994) - *Long river profiles, tectonism and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces*. Journ. Geophys. Res., 99, No. B7, 14031-14050.
- Nash D. B. (1986) - *Morphological dating and modelling degradation of fault scarps*. In Active Tectonics" - Studies in Geophysics, 136-147, National Academy Press, Washington
- Ouchi S. (1985) - *Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement*. Geol.Soc.Am.Bull.,96, 504-515.
- Ota Y, Hull L. A.G. & Berryman K.H (1991) - *Coseismic uplift of Holocene marine terraces in the Pakarua river area, eastern north island, New Zealand* - Quat. Res., 35, 331-346.
- Panizza M., Carton A., Castaldini D., Mantovani F. & Spina S. (1978) - *Esempi di morfoneotettonica nelle Dolomiti occidentali e nell'Appennino modenese*. Geogr. Fis. Din. Quat.,1, 28-54.
- Piccini L.(1997) - *Evolution of karst caves in the Alpi Apuane (Italy): relationships with the morphotectonic history*. Geogr.Fis Din.Quat., Suppl III, 4, 21-31.
- Rockwell T.K., Keller E.A., Clark M. N., & Johnson D.L. (1984) - *Chronology and rates of faulting of Ventura river terraces, California*. Geol. Soc. Am. Bull.,95, 1466-1474.
- Romano P. (1992) - *La distribuzione dei depositi marini pleistocenici lungo le coste della Campania. Stato delle conoscenze e prospettive di ricerca*. Studi Geol. Camerti., vol.spec. 1992/1, 265-269.
- Santangelo N. & Santo A. (1991) - *Endokarstic evolution of carbonatic massifs in Campania (Southern Italy)*. Quad. Geogr., Univ. Padova, 13.
- Schumm S.A. (1986) - *Alluvial river response to active tectonics* - in "Active Tectonics" - Studies in Geophysics, 80-94, National Academy Press, Washington.
- Slemmons D.B. & Depolo C.M. (1986) - *Evaluation of active faulting and associated hazards* - in "Active Tectonics" - Studies in Geophysics, 45-62, National Academy Press, Washington.
- Thornbury W.D. (1954) - *Principles of geomorphology*. John Wiley & sons Ed., 618 pp.
- Wallace R.E. (1977) - *Profiles and ages of young fault scarps, north central Nevada*. Geol.Soc.Am. Bull.,88,1267-1281.

Ms. ricevuto il 7 gennaio 2003
Testo definitivo ricevuto il 13 maggio 2003

Ms. received: January 7, 2003
Final text received: May 13, 2003