

## MODALITA' E STILI DEFORMATIVI NELL'AREA ANCONETANA(\*\*\*)

## INDICE

RIASSUNTO	pag.	37
ABSTRACT	"	37
INTRODUZIONE	"	37
INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE DELL'AREA ANCONETANA	"	38
ANALISI STRUTTURALE DELLE ASSOCIAZIONI DI FAGLIE MINORI	"	39
IPOSTESI INTERPRETATIVA SULLA STRUTTURAZIONE DELL'AREA ANCONETANA	"	42
CONCLUSIONI	"	46
BIBLIOGRAFIA	"	46

## RIASSUNTO

L'assetto geologico-strutturale dell'area anconetana è caratterizzato da elementi compressivi (pieghe e sovrascorrimenti) che sono tipici di una "foreland fold and thrust belt" e da faglie trascorrenti/transpressive che rappresentano, in parte, elementi di collegamento (rampe laterali, *transfer faults*) tra i maggiori *thrust sheets* ed, in parte, strutture di neof ormazione. Queste ultime, in particolare, sono successive alla principale fase compressiva pliocenica (terminata nel Pliocene medio-superiore e responsabile della strutturazione delle zone esterne della catena centro-appenninica) e risultano tuttora attive e responsabili della sismicità dell'area.

L'analisi strutturale relativa alle associazioni di faglie minori che interessano sia i terreni meso-cenozoici che i discordanti depositi pleistocenici del bacino di M. Sicuro, ha inoltre evidenziato che gli eventi deformativi neogenici possono essere distinti in pre, sin e post-plicativi. L'evento I (pre-plicativo) è responsabile dell'attivazione, in trascorrenza, di pre-esistenti faglie distensive originate nel corso della fase tettonica Giurassica. L'evento II (sin-plicativo), è responsabile dello sviluppo, in sequenza verso l'avampaese, di *thrust-related folds* a vergenza orientale e dell'impostazione di locali culminazioni di terreni meso-cenozoici nell'ambito del dominio marchigiano esterno. L'evento III (post-plicativo) produce, invece, la successiva segmentazione dell'area attraverso l'attivazione e/o neof ormazione di faglie trascorrenti destre ad andamento anti-appenninico e sinistre ad andamento circa E-W.

L'inversione dei dati mesostrutturali mostra anche che il regime tensionale è caratterizzato da una direzione di compressione massima orientata N 50° - 60° E che risulta pressoché stazionaria durante l'intero ciclo deformativo.

Sulla base di questi dati viene avanzata un'ipotesi di interpretazione dei meccanismi di deformazione che hanno portato ad una strutturazione dell'area anconetana che risulta essere più complessa rispetto ad altre aree esterne della catena appenninica. Nel modello proposto i vincoli originari so-

no: la pre-esistenza, in questo settore del margine afro-adriatico, di una marcata anisotropia strutturale ereditata dalla fase tettonica Giurassica e la invarianza dello stato tensionale in corso di deformazione. Partendo da queste premesse, è stato ipotizzato che la complessità strutturale dell'area derivi da una tettonica di tipo misto (*mixed-mode tectonics*) caratterizzata da modi deformativi sia di tipo discontinuo-rotazionale che progressivo-sequenziale.

## ABSTRACT

The Ancona area is part of the frontal zones of the central Apennines thrust system. The structural setting of the area being characterized by thrust-related folds and transcurrent/transpressive faults which are either lateral ramps among thrust sheets, or else newly-formed (still active) fault segments. Mesostructural analysis carried out in the area, allowed us to recognize three deformation events: Event I (? - Early Pliocene, G. punctulata Zone).

This event is active prior to the main folding phase and is responsible for the activation of pre-existing normal faults which were originated during the Jurassic segmentation and thinning of this sector of afro-adriatic margin.

Event II (from the Early Pliocene, G. punctulata zone to the Middle Late Pliocene).

This event represents the main folding phase in the area, and allows the in-sequence structuring of the frontal zones of the central Apennines thrust system.

Event III (from the Middle-Late Pliocene to the Present)

Event III is subsequent to the main folding phase and is responsible for the late segmentation of the area through the activation and/or the development of NNE-SSW trending strike-slip faults (block tectonics).

The inversion of mesostructural data also shows that the geometry of the stress field during the deformation is invariant.

Based on this set of data, we propose a kinematic picture which, by integrating classical thrust mechanics and block rotation models, mimics the complex deformation history of the area.

PAROLE CHIAVE: Ancona, Analisi strutturale, Tettonica.

KEY WORDS: Ancona, Structural analysis, Tectonics.

## INTRODUZIONE

Le ricerche svolte negli ultimi anni sulla strutturazione delle zone esterne della catena appenninica hanno consentito di precisare la cronologia degli eventi deformativi Plio-Quaternari e l'assetto strutturale di questa "foreland fold and thrust belt" lungo alcune sezioni trasversali ai fronti di accavallamento dei principali "thrust sheets" (CASTELLARIN *et al.*, 1986; BALLY *et al.*, 1986; MOSTARDINI e MERLINI, 1986; BIANCHI *et al.*, 1987; PATACCA e SCANDONE, 1987; CELLO *et al.*, 1989).

Per l'Appennino Centrale, in particolare, sono sta-

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria.

(\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino.

(\*\*\*) Lavoro eseguito con il contributo finanziario M.P.I. 40% (responsabile G. Cello).

te definite e caratterizzate tre principali unità tettono-stratigrafiche (l'Appennino calcareo umbro-marchigiano-sabino; la piattaforma laziale-abruzzese ed il dominio esterno marchigiano-abruzzese) le quali si differenziano, oltre che per l'attuale assetto strutturale (Fig. 1), acquisito con modalità ed in tempi differenti (CALAMITA e DEIANA, 1986), anche per essere il risultato di una diversa evoluzione tettono-sedimentaria di questo settore del margine afro-adriatico (BOCCALETTI *et al.*, 1990).

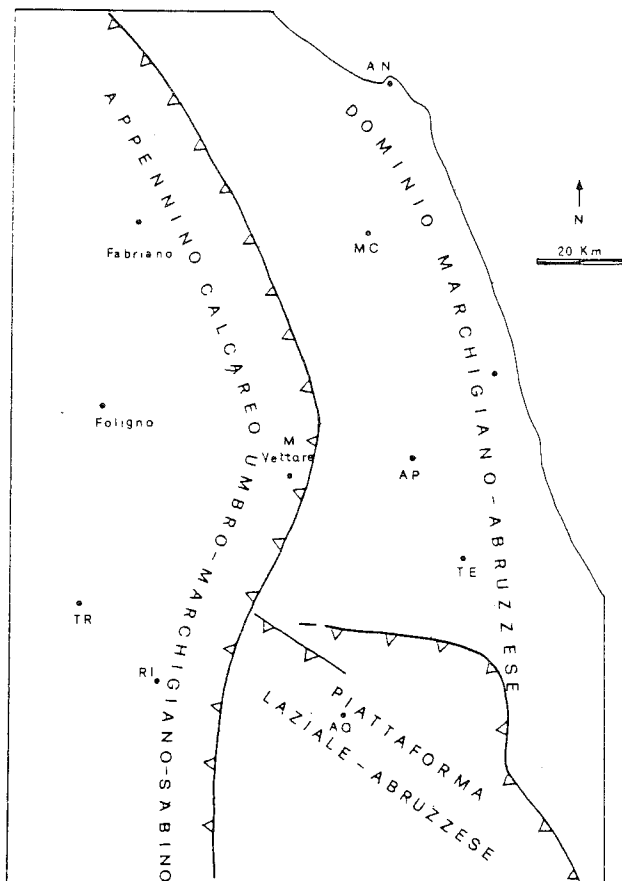


Fig. 1 - Schema tettonico dell'Appennino Centrale (da CALAMITA & DEIANA, 1986).

In questo contesto regionale alquanto ben definito rimangono tuttavia ancora aperte alcune questioni che riguardano problemi di ordine diverso; tra questi, la necessità di definire possibili relazioni spazio-temporali tra "fasi tettoniche" compressive, trascorrenti e distensive nonché il ruolo svolto nel corso della deformazione da strutture ereditate da eventi pre-orogonici, ci sembrano particolarmente importanti per poter adeguatamente interpretare i complessi meccanismi di strutturazione delle zone esterne della catena centro-appenninica.

Nel presente lavoro ci proponiamo di fornire un contributo alla soluzione dei problemi posti attraverso l'analisi e la rilettura critica delle informazioni geologico-strutturali disponibili per l'area anconetana, con l'obiettivo di proporre una gerarchizzazione degli elementi strutturali noti ed una ipotesi di interpretazione dell'insieme dei processi deformativi che hanno interessato l'area a partire dal Pliocene inferiore.

## INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE DELL'AREA ANCONETANA

Nell'ambito del sistema a thrust centro-appenninico, l'area in esame fa parte del dominio marchigiano esterno dove i maggiori elementi strutturali, affioranti e/o sepolti, risultano costituiti essenzialmente da "thrust-related folds" a vergenza orientale e di età pliocenica (BALLY *et al.*, 1986; CALAMITA, in stampa) e da faglie transpressive destre, orientate N-S e NNE-SSW, e sinistre, ad andamento circa E-W (LAVECCHIA e PIALLI, 1981; LAVECCHIA, 1988).

Nell'area anconetana (si veda la carta geologica allegata) le strutture suddette interessano una sequenza sedimentaria che può essere distinta in due successioni litostratigrafiche separate da una lacuna stratigrafica comprendente il Pliocene medio p.p. ed il Pleistocene p.p. (CELLO e COPPOLA, 1984). La successione I affiora lungo la fascia costiera da Ancona a Numana ed è costituita da: i) facies pelagiche ed emipelagiche, rappresentate in affioramento da termini cretacicooligocenici (PIRINI e RADRIZZANI, 1963) e ii) sedimenti clastici, di età mio-pliocenica (SELLI, 1967; CRESCENTI *et al.*, 1974; COLALONGO *et al.*, 1979), che costituiscono i depositi di bacini di avanfossa e di piggy-back che hanno migrato verso oriente a mano a mano che la deformazione interessava domini sempre più esterni del margine afro-adriatico (RICCI LUCCHI, 1986; BOCCALETTI *et al.*, 1986).

La successione II, assente lungo la fascia costiera, affiora invece estesamente nell'entroterra anconetano dove si presenta in facies pelitico-sabbiose derivanti da cinque cicli batimetrici trasgressivo-regressivi sviluppatisi in continuità di sedimentazione durante il Pleistocene (COLALONGO *et al.*, 1979). I depositi della successione pleistocenica sono discordanti su quelli del Pliocene medio p.p. che chiudono la successione I e testimoniano quindi che la deformazione di questo settore del dominio marchigiano esterno è ancora attiva nel Pliocene medio-superiore.

Anche da un punto di vista strutturale l'area anconetana può essere distinta in due zone che, in affioramento, mostrano caratteri sostanzialmente differenti. La zona di affioramento della successione I, posta ad oriente della faglia di Torrette-Camerano, risulta caratterizzata nel suo insieme sia da strutture compressive ad andamento appenninico (pieghe e sovrascorimenti) che da faglie variamente orientate e con differenti caratteri cinematici. Particolarmente importante sembra essere la faglia di Rio Borranico (ad andamento NNE-SSW ed a componente di trascorrenza destra) la quale divide il settore settentrionale, dove sono ben visibili gli effetti di una tettonica da thrust che interessa anche i terreni del Pliocene inferiore sommitale (zona a G. Puncticulata, parte alta; CALAMITA *et al.*, 1989), dal settore meridionale (M. Conero) dove invece affiorano essenzialmente terreni pre-miocenici strutturati in un'ampia anticlinale asimmetrica, a vergenza orientale, dislocata da numerose faglie trasversali.

Analizzando i rapporti reciproci tra gli assi delle pieghe affioranti lungo la fascia costiera, Cello e Coppola (1984) hanno inoltre evidenziato che alcune di queste strutture, e segnatamente la sinclinale di Tavernelle e l'anticlinale di Varano, registrano rotazioni relative in senso antiorario dell'ordine dei 20°-25°.

La zona di affioramento della successione II, posta ad occidente della faglia di Torrette-Camerano, mo-

stra invece uno stile strutturale completamente differente, essendo caratterizzata da diversi blocchi, di forma e dimensioni variabili, limitati da faglie ad andamento sia appenninico che anti-appenninico. Le strutture principali sono orientate NW-SE (faglie di Torrette-Camerano, M. Ferro ed Offagna) e registrano solo movimenti normali i quali hanno consentito, nel Pleistocene, l'instaurazione e la differenziazione degli ambienti sedimentari in cui si sono depositi i diversi cicli trasgressivo-regressivi del bacino di M. Sicuro; le faglie ad andamento anti-appenninico, così come quelle orientate circa E-W, sembrano invece avere un carattere cinematico più complesso.

Ad integrazione dei dati macrostrutturali esposti, di seguito vengono riportati anche i risultati dell'analisi strutturale relativa ad associazioni di faglie minori allo scopo di fornire ulteriori dati, maggiormente significativi e vincolanti, circa il carattere cinematico (spesso di difficile attribuzione) delle faglie cartografate nell'area anconetana.

#### ANALISI STRUTTURALE DELLE ASSOCIAZIONI DI FAGLIE MINORI

L'analisi delle mesostrutture fornisce informazioni utili sia per la definizione del carattere cinematico dei vari sistemi sia per la comprensione dei processi deformativi che interessano una data area. L'elaborazione dei dati, tuttavia, impone la discriminazione degli effetti relativi alle diverse fasi tettoniche e la loro ripartizione cronologica. Questo specifico aspetto dell'analisi è stato attentamente valutato nella fase di acquisizione dei dati in campagna e poi controllato, in corso di elaborazione, mediante il metodo numerico di Armijo (1977) che consente di calcolare il valore del rapporto  $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$  (asse z verticale), a partire dagli elementi giacitureali di un piano di faglia e dal valore del *pitch* delle strie. Questo rapporto definisce la forma dell'ellissoide del campo tensionale e quindi il regime tettonico corrispondente a ciascuna popolazione di faglie. Il metodo di Armijo permette quindi di isolare, nell'ambito di un insieme di faglie minori dello stesso tipo, gruppi originati da un diverso regime di stress ottenendo per ognuno di essi un risultato che minimizza il valore di R.

Su queste basi, nell'area in esame, sono stati individuati e caratterizzati diversi gruppi di faglie compatibili con differenti stati tensionali (COPPOLA, 1987).

Il *primo gruppo* è costituito da faglie normali con inclinazioni comprese tra 35° e 80° e *pitch* maggiore di 45°; la geometria è caotica, con piani orientati in quasi tutte le direzioni (Fig. 2). Osservazioni relative ai piani stilolitici, paralleli alla stratificazione, ed alle fessure d'estensione, mostrano che l'insieme delle strutture esaminate risulta coinvolto in successivi eventi deformativi che ne hanno determinato un diverso assetto giacitureale rispetto alla loro posizione originaria. I piani di discontinuità strutturale hanno subito, nel corso delle successive fasi di piegamento, una rotazione angolare, funzione dell'inclinazione degli strati corrispondenti, tale che il sistema ha assunto una configurazione geometrica piuttosto disordinata. Di fatto ruotando gli strati all'orizzontale e conseguentemente le superfici di discontinuità, i rapporti reciproci tra faglie, fessure d'estensione e stiloliti diventano coerenti (Fig. 3) e rispondenti allo stesso stato tensionale. Que-

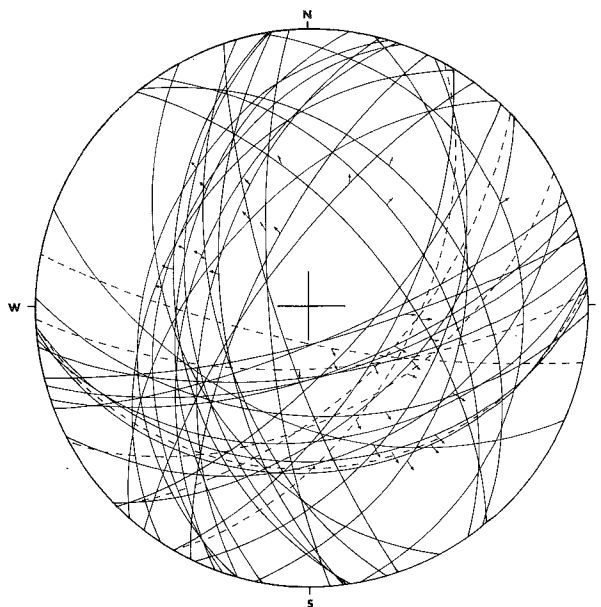


Fig. 2 - Faglie del Gruppo I. Dati giacitureali e *pitch* delle strie NON ruotati. Stereoplot (reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore).

Le ciclografie tratteggiate si riferiscono a faglie di dubbia compatibilità.

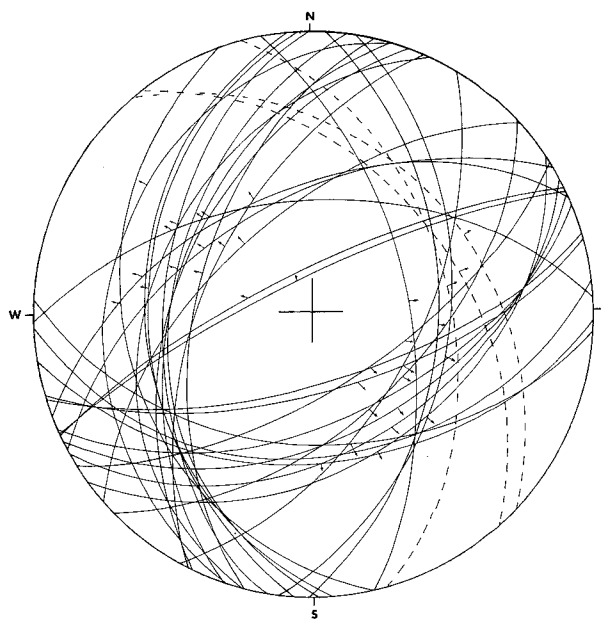


Fig. 3 - Faglie del Gruppo I. Dati giacitureali e *pitch* delle strie RUOTATI. Per la legenda vedi fig. 2.

sto ammette  $\sigma_1 = 90^\circ$  (verticale),  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  orizzontali ed orientati rispettivamente in direzione N 130° e N 40° (Fig. 4). Il rapporto tra gli assi tensionali esprime un valore di  $R = 71,2$  che definisce un'alta compatibilità ed una bassa dispersione delle strutture. In questa configurazione, inoltre, il *pitch* delle strie assume un valore prossimo a 90°, mentre la geometria dell'intero sistema, pur restando di tipo radiale e suggerendo quindi che i valori di  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  sono pressoché uguali, mostra due direzioni preferenziali orientate circa NNE-SSW ed E-W.

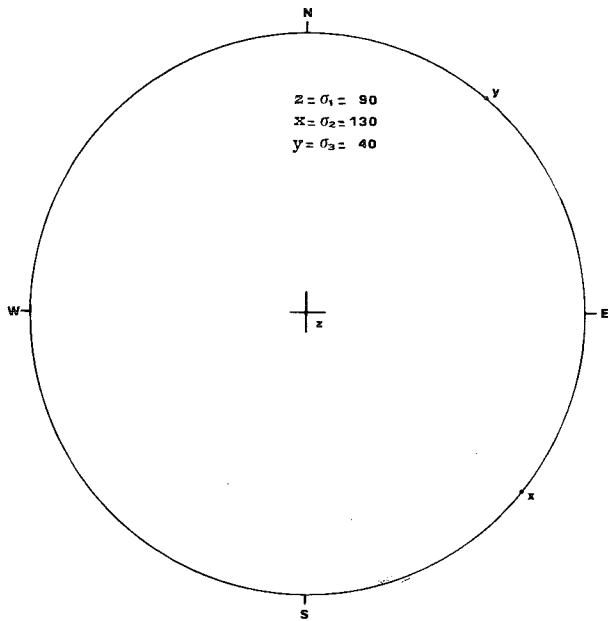


Fig. 4 - Geometria del campo tensionale derivata dalle faglie del Gruppo I.

E' evidente quindi che le faglie di questo gruppo sono state generate da una fase tettonica distensiva pre-orogena probabilmente connessa con l'estensione dell'originario margine afro-adriatico. A scala regionale strutture appartenenti allo stesso sistema sono ritenute responsabili della differenziazione di spessore e di facies delle successioni giurassiche (e di parte di quelle del Cretaceo inferiore) del dominio umbro-marchigiano (GALDENZI, 1986). Evidenze circa la riattivazione di queste stesse strutture, nel Cretaceo superiore e fino all'Eocene, derivano invece dalla distribuzione dei corpi torbiditici intraformazionali e degli *slumps* che si ritrovano a varie altezze stratigrafiche sia nella Scaglia rossa che nella Scaglia variegata (ALVAREZ, 1989).

Il *secondo gruppo* è costituito da un insieme di faglie trascorrenti che comprende in parte quelle con doppie strie del gruppo I ed in parte faglie con una sola generazione di strie (fig. 5). Le superfici di rottura presentano giacitura caotica, sono irregolari e spesso dislocate da strutture di taglio successive. Anche in questo gruppo il *pitch* delle strie è "contenuto nella stratificazione", ovvero ha un valore dipendente da quello di inclinazione degli strati; ciò lascia supporre una variazione giaciturale degli originari piani di faglia e quindi un loro coinvolgimento in successivi eventi deformativi. Effettuando la "rotazione" delle faglie, corrispondente alla rotazione degli strati all'orizzontale (Fig. 6), il nuovo assetto giaciturale evidenzia ancor meglio il carattere prevalentemente trascorrente di queste strutture che risultano con piani più inclinati ed esprimono un movimento trascorrente "puro" con *pitch* delle strie prossimo a zero. La soluzione "ruotata" definisce una geometria del campo tensionale con  $\sigma_1 = N 55^\circ$  e  $\sigma_3 = N 145^\circ$ , giacenti entrambi su un piano orizzontale e  $\sigma_2 = 90^\circ$ , verticale (Fig. 7). Il rapporto  $R = -23,8$  esprime, anche in questo caso, alta compatibilità e bassa dispersione delle faglie del gruppo II. Questo sistema di faglie, tuttavia, è privo di quelle strutture minori (*tension gashes*, stiloliti, etc.) che generalmente accompagnano e/o predatano lo sviluppo di nuovi piani

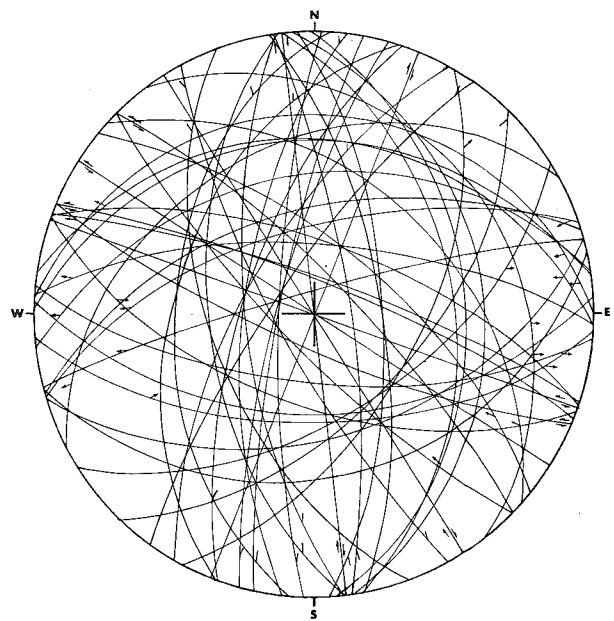


Fig. 5 - Faglie del Gruppo II. Dati giaciturali e *pitch* delle strie NON ruotati. Per la legenda vedi fig. 2.

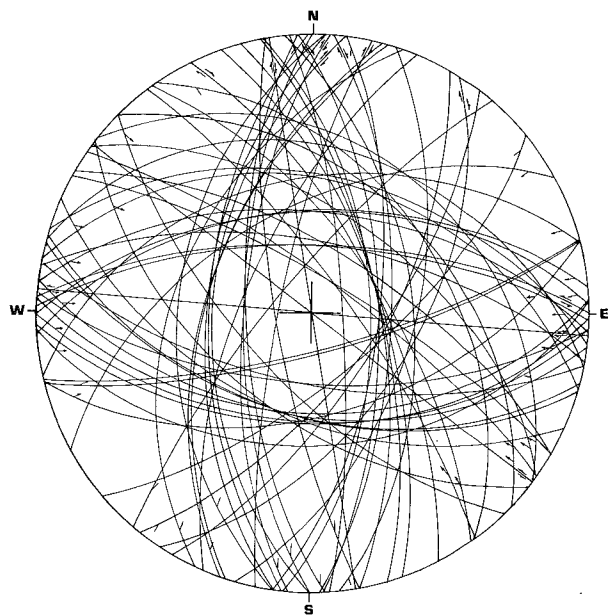


Fig. 6 - Faglie del Gruppo II. Dati giaciturali e *pitch* delle strie RUOTATI. Per la legenda vedi fig. 2.

di taglio. Ciò lascia supporre che il movimento trascorrente dei blocchi si sia sviluppato prevalentemente lungo le pre-esistenti faglie normali.

Il *terzo gruppo* è costituito da faglie inverse a direzione appenninica con inclinazioni medie di circa  $35^\circ$  a SW (Fig. 8). I piani stilolitici corrispondenti, ad andamento  $N 130^\circ - N 160^\circ$ , intersecano la stratificazione con angolo di circa  $60^\circ - 80^\circ$  mentre le fratture d'estensione sono inclinate di  $10^\circ - 40^\circ$  rispetto alla stessa. Il regime tensionale, desunto dai dati relativi alle faglie di questo gruppo, è caratterizzato da  $\sigma_1 = N 55^\circ$  e  $\sigma_2 = N 45^\circ$ , giacenti su piano sub-orizzontale e  $\sigma_3 = 60^\circ$  sub-verticale (Fig. 9).

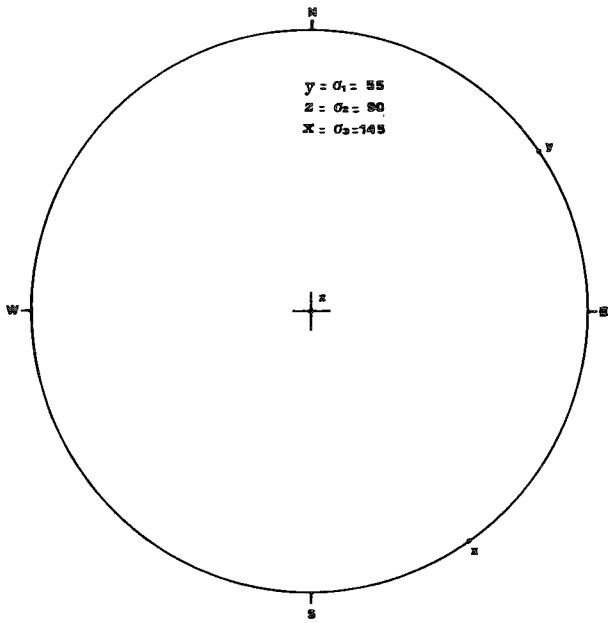


Fig. 7 - Geometria del campo tensionale derivata dalle faglie del Gruppo II.

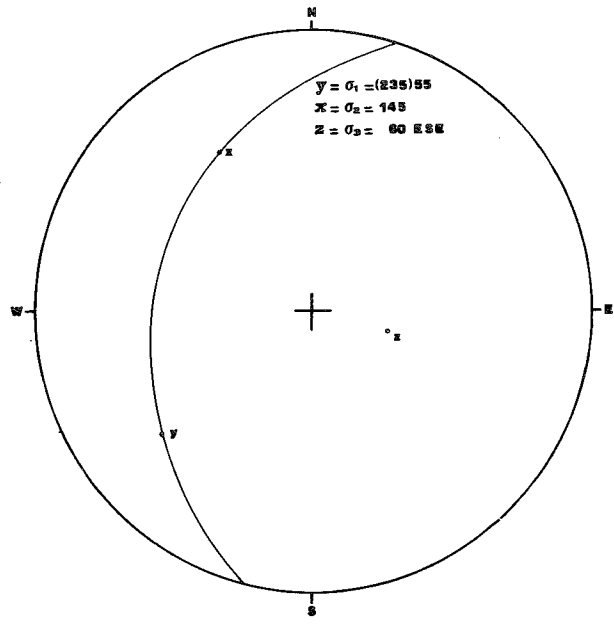


Fig. 9 - Geometria del campo tensionale derivata dalle faglie del Gruppo III.

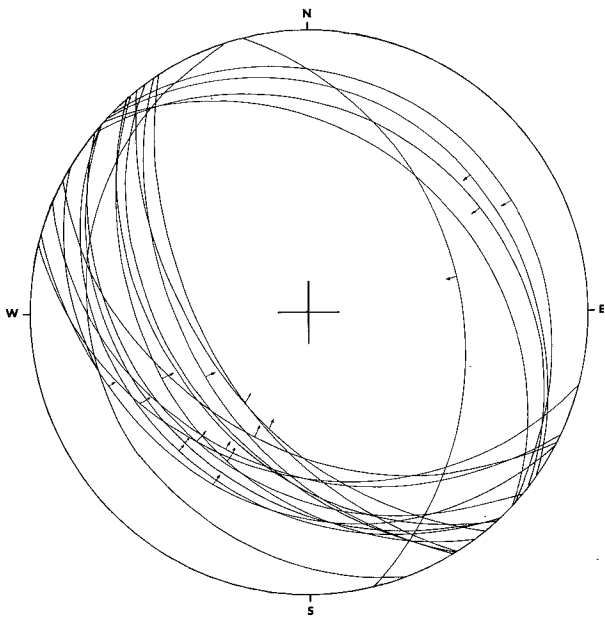


Fig. 8 - Faglie del Gruppo III. Dati giacitureali e pitch delle strie NON RUOTATI. Per la legenda vedi fig. 2.

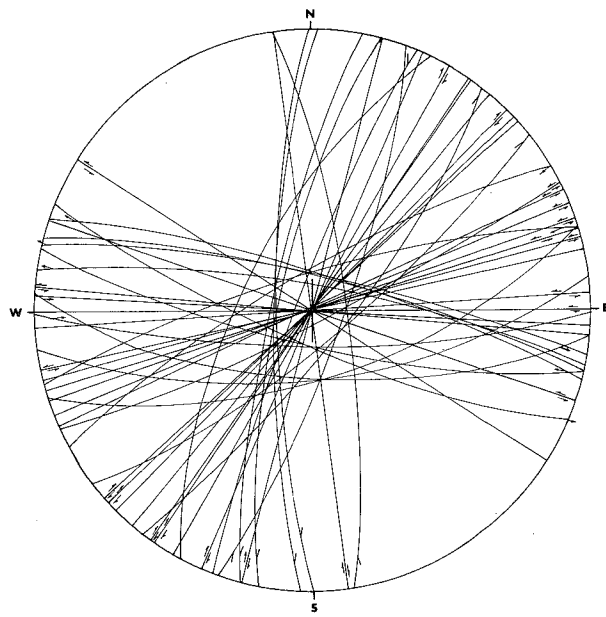


Fig. 10 - Faglie del Gruppo IV. Dati giacitureali e pitch delle strie NON RUOTATI. Per la legenda vedi fig. 2.

Il *quarto gruppo*, infine, comprende faglie trascorrenti con *pitch* prossimo o uguale a zero (Fig. 10) che diclocano strutture plicative, faglie inverse e piani di clivaggio orientati N 130° - N 150°. Il risultato del calcolo numerico effettuato direttamente sugli elementi giacitureali delle faglie rilevate in campagna minimizza il valore di R ( $R = -28,4$ ) ottenendo alta compatibilità e bassa dispersione. Il campo tensionale derivato è dato da  $\sigma_1 = N 50^\circ$  e  $\sigma_3 = N 140^\circ$  giacente su un piano sub-orizzontale e  $\sigma_2 = 52^\circ$  sub-verticale (Fig. 11). Strutture appartenenti a questo gruppo sono state rilevate anche nei terreni pleistocenici del ba-

cino di M. Sicuro (Fig. 12). In conclusione gli elementi strutturali analizzati sembrano registrare una sequenza di eventi deformativi pre-plicativi (gruppi I e II), sin-plicativi (gruppo III) e post-plicativi (gruppo IV). Questi eventi sono ascrivibili a due principali fasi tettoniche: la prima, a carattere distensivo e di probabile età Giurassica, ha generato le sole strutture del gruppo I e la seconda, di tipo compressivo e di età Plio-Quaternaria, è responsabile invece, sia della attivazione delle faglie del gruppo II (pre-plicative) che dello sviluppo di quelle dei gruppi III (sin-plicative) e IV (post-plicative).

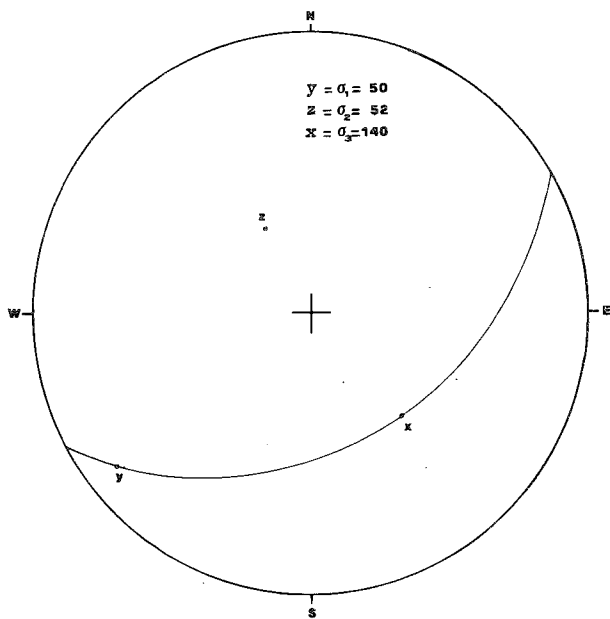


Fig. 11 - Geometria del campo tensionale derivata dalle faglie del Gruppo IV.

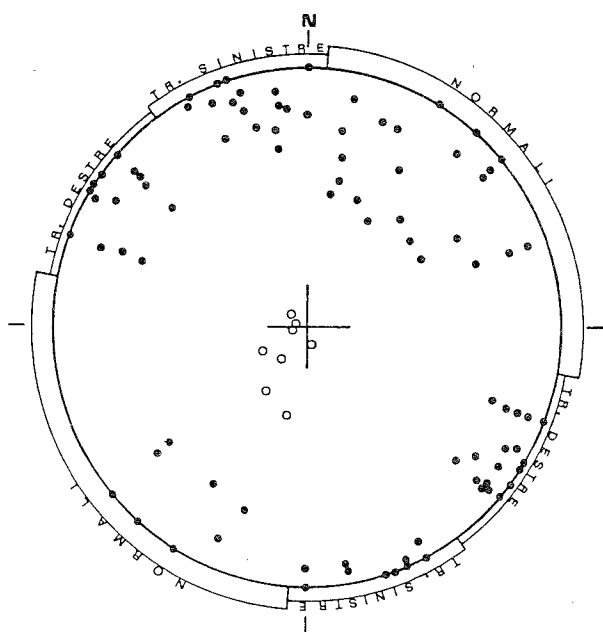


Fig. 12 - Rappresentazione polare dei piani di taglio nei terreni del Quaternario marino del bacino di M. Sicuro. o = poli di strato (da COPPOLA, 1987).

#### IPOTESI INTERPRETATIVA SULLA STRUTTURAZIONE DELL'AREA ANCONETANA

Prima di discutere la nostra proposta di interpretazione ci sembra utile indicare brevemente quelli che rappresentano i vincoli fondamentali che il modello intende soddisfare.

Il primo, e forse più importante vincolo, è rappresentato dal fatto che questo settore del dominio marchigiano esterno deriva dalla deformazione di una zona di margine continentale caratterizzata da una marcata anisotropia strutturale che si suppone ereditata da

una fase distensiva Giurassica. Di pari importanza e significato appare inoltre il fatto che: i) il regime di sforzi agente nell'area, a partire dal Pliocene inferiore e fino all'Attuale, risulta essere pressoché stazionario; e ii) la sequenza degli eventi deformativi pliocenici è caratterizzata da uno stadio iniziale, documentato dalla riattivazione di strutture pre-esistenti, e da una fase tettonica compressiva responsabile invece dello sviluppo continuo e progressivo di "thrust-related folds" che interessano domini via via più esterni. La durata massima possibile per questo evento è di circa 2 MA (dal Pliocene inferiore sommitale al Pliocene medio-superiore) come si deduce dai dati di CALAMITA *et al.* (1989) sulla strutturazione della zona immediatamente più interna rispetto all'anticlinale di Polverigi, dove elementi frontali della struttura di Cingoli sono ricoperti in discordanza angolare da sedimenti del Pliocene inferiore sommitale (zona a *G. puncticulata*, parte alta) e dall'esistenza di depositi pleistocenici discordanti su quelli del Pliocene medio. Subito dopo questa fase, nell'entroterra anconetano, si registrano gli effetti di una tettonica distensiva a carattere locale e di brevissima durata (Pleistocene basale) mentre l'intera area, già strutturata come zona frontale di un sistema a *thrust*, continua a deformarsi in compressione (CELLO e COPPOLA, 1984).

I vincoli suddetti impongono, da un lato, la necessità di valutare il comportamento delle pre-esistenti faglie estensionali nel corso dei successivi eventi deformativi, e dall'altro, quella di ipotizzare meccanismi che consentano di spiegare lo sviluppo di elementi compressivi, trascorrenti e distensivi in un regime di stress invariante nel corso della deformazione.

Una possibile soluzione ad entrambi i problemi posti va quindi ricercata partendo da una rappresentazione schematica dello stato retro-deformato e dalla conseguente modellizzazione della geometria e degli stili delle faglie estensionali. Si è già detto che il sistema di faglie distensive minori (gruppo I, pre-plicative) individuate nell'area anconetana, pur mostrando due massimi di frequenza in direzione circa E-W e NNE-SSW, ha, nell'insieme, geometria pressoché radiale. Per quanto riguarda invece gli andamenti regionali e lo stile tettonico delle faglie giurassiche, le indicazioni emerse dallo studio delle serie complete, composite e condensate dell'Appennino umbro-marchigiano (COLACICCHI *et al.*, 1970; CENTAMORE *et al.*, 1971; COLTORTI e BOSELLINI, 1982; GALDENZI, 1986) suggeriscono che queste possono interpretarsi come *facies* distinte di un articolato ambiente sedimentario che caratterizza un sistema di strutture a semi-graben interconnesse e collegate tra loro da faglie di trasferimento (BALLY *et al.*, 1986). In particolare, gli Autori propongono un modello paleotettonico in cui dette faglie non producono estensione crostale ma si raccordano invece alla base delle evaporiti triassiche (Fig. 13).

Partendo da una rappresentazione schematica della situazione retro-deformata (Fig. 14) è possibile quindi immaginare che, durante le fasi iniziali della compressione pliocenica, eventuali discontinuità strutturali minori pre-esistenti (a direzione NW-SE) funzioneranno come faglie inverse, mentre le più importanti faglie ad andamento E-W e NNE-SSW si attiveranno rispettivamente come trascorrenti sinistre e destre. A partire da questo momento, in un ipotetico dominio esterno a geometria piana assimilabile a quella schematizzata in Fig. 15a, i settori compresi tra le faglie trascorrenti

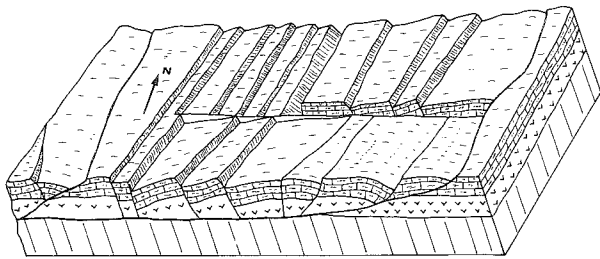


Fig. 13 - Schema paleotettonico di un ipotetico settore esterno del margine afro-adriatico durante la fase tettonica Giurassica. Si noti che l'estensione interessa solamente la copertura sedimentaria (con alla base le evaporiti triassiche ed al tetto il calcare massiccio) e che il sistema di semi-graben, raccordati da faglie di trasferimento ad andamento circa E-W, individua una moltitudine di ambienti "bacinali" e di "alto-strutturale" allungati circa NNE-SSW.

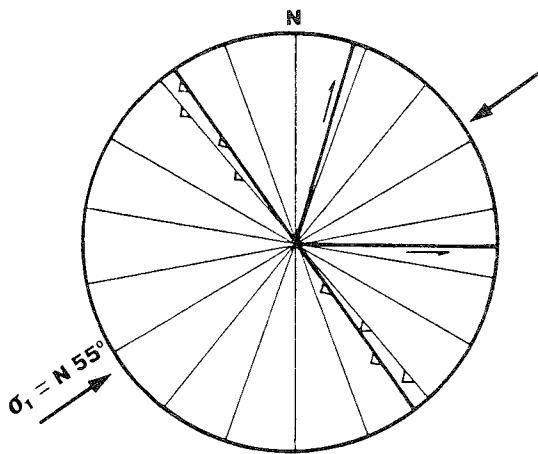


Fig. 14 - Rappresentazione schematica delle discontinuità strutturali pre-esistenti alla fase tettonica del Pliocene inferiore-medio. Le discontinuità a geometria radiale rappresentano associazioni di faglie minori, mentre quelle ad andamento NNE-SSW ed E-W sono faglie di importanza regionale ereditate dalla fase tettonica giurassica. I simboli sono ovvi.

destre ad andamento NNE-SSW tenderanno inoltre a ruotare in senso antiorario (FREUND, 1974) fino a quando la resistenza frizionale lungo le stesse sarà:

$$\tau \leq s + \mu \sigma_0 = s + \mu (\sigma_n - p) \quad (1)$$

dove  $\sigma_0$  e  $\sigma_n$  esprimono rispettivamente lo sforzo efficace e quello normale agenti sul piano di faglia,  $p$  è la pressione di fluidi,  $\mu$  il coefficiente di frizione ed  $s$  la coesione.

Se però un piano di faglia orientato in posizione ottimale rispetto ad uno stato di stress stazionario viene ruotato (Fig. 16), la componente tangenziale agente lungo il piano tenderà a diminuire fino ad annullarsi ( $\sigma_t = 0$ ) via via che aumenterà il valore dell'angolo

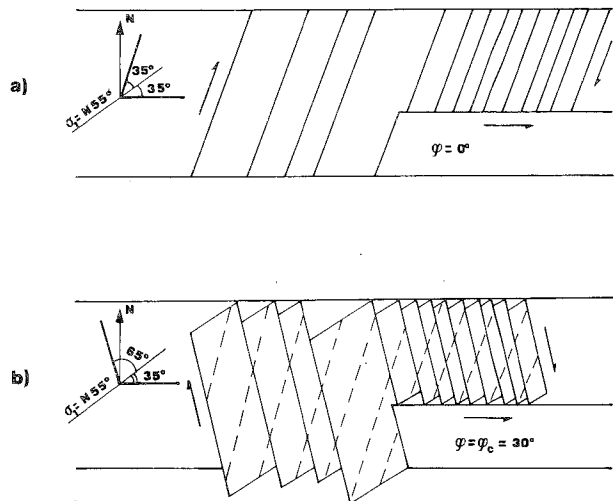


Fig. 15 - a) Modello bi-dimensionale dello stato retrodeformato di un dominio esterno caratterizzato da un set pervasivo di discontinuità strutturali pre-esistenti orientate N15°E e da faglie di trasferimento, non pervasive, ad andamento E-W. b) Stato deformato per raccorciamento e per scorrimento relativo e conseguente rotazione dei blocchi. Le linee tratteggiate rappresentano discontinuità di neoformazione. Per spiegazione vedi testo.

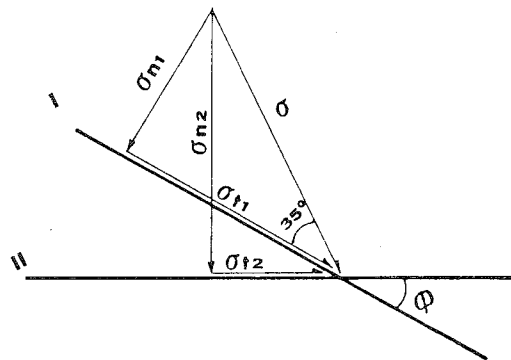


Fig. 16 - Relazioni tra l'angolo di rotazione ( $\Phi$ ) di un piano e le componenti normali e tangenziali dello sforzo applicato ( $\sigma$ ). Per spiegazione vedi testo.

$\Phi$ . E' evidente pertanto che esiste un valore critico dell'angolo di rotazione ( $\Phi_c$ ) oltre il quale non vi potrà essere ulteriore scorrimento relativo tra i blocchi; il problema che si pone è dunque quello di calcolare il valore di  $\Phi_c$  che caratterizza questo modo deformativo di tipo discontinuo e rotazionale. Per fare ciò, NUR *et al.* (1986) sono partiti dalla relazione funzionale  $\tau = f(\sigma_n)$  che in un diagramma di Mohr (Fig. 17) definisce sia le condizioni a rottura in roccia integra (retta a) nel momento in cui si sviluppa una frattura instabile orientata in posizione ottimale rispetto allo stato di stress dato, che quelle di scorrimento frizionale lungo una frattura pre-esistente (retta b). Il campo totale di instabilità è rappresentato nel diagramma della coppia di valori  $\tau$  e  $\sigma_n$  compresi tra le due rette, mentre quelli corrispondenti all'intersezione della retta b con il cerchio di rottura rappresentano le condizioni-limite per lo

scorrimento frizionale. Dette condizioni sono definite proprio dall'angolo di rotazione critico che è dato da:

$$2\Phi_c = 2\Phi_n - 2\Phi_0 \quad (2);$$

da cui (Fig. 17):

$$\begin{aligned} \cos(2\Phi_c) &= OH/OK = (r - \Delta s \cos \Theta)/OK = \\ &= [(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}) - \Delta s \cos \Theta] : (\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}) = 1 - 2 \frac{\Delta s \cos \Theta}{\sigma_1 - \sigma_3}; \end{aligned}$$

quindi

$$\Phi_c = \frac{1}{2} \arccos \left( 1 - 2 \frac{\Delta s \cos \Theta}{\sigma_1 - \sigma_3} \right) \quad (3)$$

Poiché

$$\begin{aligned} \tau_o &= \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2} \sin(2\Phi_0) = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2} \sin(90 - \Theta) = \\ &= \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2} \cos \Theta, \end{aligned}$$

possiamo anche scrivere:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2\tau_o}{\cos \Theta} = \frac{2(S_o + \mu \sigma_o)}{\cos \Theta} \quad (4)$$

Combinando quest'ultima espressione con la (3) si ricava che:

$$\begin{aligned} \Phi_c &= \frac{1}{2} \arccos \left( 1 - \frac{2 \Delta s \cos \Theta}{2(S_o + \mu \sigma_o)} \right) = \\ &= \frac{1}{2} \arccos \left( 1 - \frac{(S_o - S_1) \cos^2 \Theta}{S_o + \mu \sigma_o} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

poiché  $\sin^2 \Theta + \cos^2 \Theta = 1$  e  $1/\cos^2 \Theta = \tan^2 \Theta + 1$ , sostituendo nella (5) si ottiene:

$$\Phi_c = \frac{1}{2} \arccos \left[ 1 - \frac{(S_o - S_1)}{(1 + \tan^2 \Theta)(S_o + \mu \sigma_o)} \right] \quad (6)$$

e ricordando che  $\tan^2 \Theta = \mu^2$ , dividendo per  $S_o$  si ha:

$$\Phi_c = \frac{1}{2} \arccos \left[ 1 - \frac{(1 - S_1/S_o)}{(1 + \mu^2)(1 + \mu \sigma_o/S_o)} \right] \quad (7)$$

La (7) consente di stimare l'angolo critico di rotazione sulla base di alcuni parametri fisico-meccanici caratteristici per le diverse litologie e, cosa non trascurabile, di semplice determinazione in laboratorio. Utilizzando questa equazione, NUR *et al.* (1986) hanno calcolato i valori di  $\Phi_c$  in funzione dei rapporti  $S_1/S_o$  e  $\sigma_o/S_o$  per valori di  $\mu = 0.6$ ,  $S_o = 2kb$  e  $0 \geq S_1 \leq S_o/2$ . Considerando un gradiente di carico litostatico pari a 0.3 kb/km, si ricava che, per profondità di 2,5 e 10 km, i valori del rapporto  $\sigma_o/S_o$  risultano essere compresi tra 0.3 ed 1.5. Come si vede quindi il rapporto  $\sigma_o/S_o$  dipende dalla profondità a cui avviene la deformazione; cresce cioè al crescere della profondità.

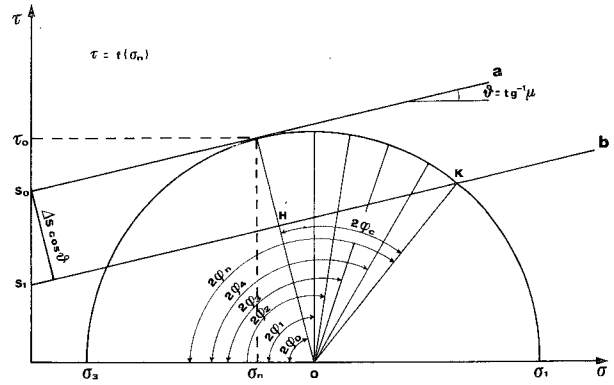


Fig. 17 - Diagramma di MOHR. Rappresentazione bi-dimensionale delle condizioni di stress: a rottura, in roccia integra (a); per scorrimento frizionale lungo una frattura pre-esistente (b).  $\Delta s = S_o - S_1$  è la differenza tra la coesione in roccia integra e la coesione residua in roccia fratturata.  $\Phi_0$  è l'angolo tra  $\sigma_1$  ed il piano di frattura formatosi in direzione ottimale in roccia integra, mentre  $\Phi_1, \Phi_2 \dots \Phi_n$  rappresentano posizioni ruotate di detto piano. Per spiegazione vedi testo.

I risultati dell'analisi, espressi in forma grafica in Fig. 18, mostrano che, con questi parametri che sono tipici per la maggior parte delle rocce deformate a livelli crostali superficiali (per profondità inferiori ai 15 km; JEAGER e COOK, 1976; BYERLEE, 1978), l'angolo critico di rotazione è compreso tra un minimo di 24° (per profondità superiori ai 10 km) ed un massimo di 37° (per profondità intorno ai 3-4 km). Ciò significa che le rotazioni antiorarie che si erano attivate nelle fasi

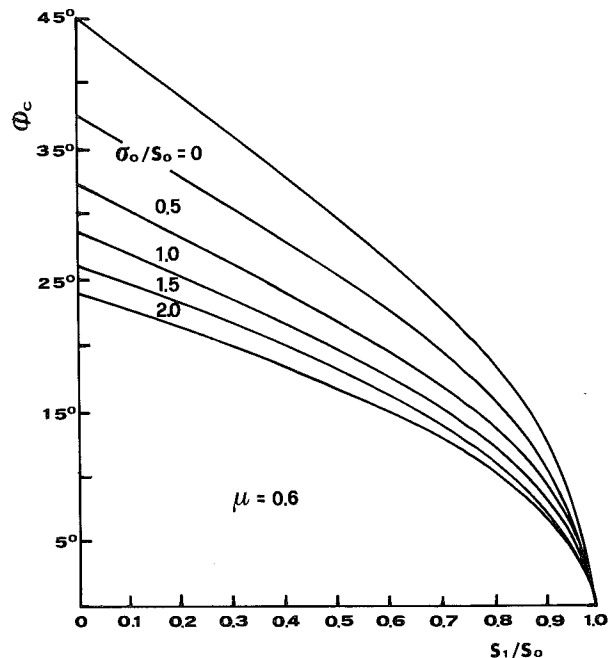


Fig. 18 - I valori dell'angolo critico di rotazione sono espressi in questo diagramma (ridisegnato da NUR *et al.*, 1986), in funzione dei rapporti  $S_1/S_o$  e  $\sigma_o/S_o$  per un valore di  $\mu$  pari a 0.6. In rocce già fratturate, ed in condizioni di stress stazionarie, rotazioni superiori ai valori di  $\Phi_c$  calcolati con la (7) potranno aversi solo attraverso la creazione di nuove fratture orientate ancora in direzione ottimale rispetto a  $\sigma_1$ .



iniziali di deformazione del dominio rappresentato in Fig. 15 si arresteranno, e lo stesso acquisirà una configurazione di maggiore stabilità, allorché le faglie trascorrenti destre saranno orientate circa in direzione NNW-SSE (Fig. 15b). Da questo momento in poi, la deformazione non sarà più controllata da processi di tipo discontinuo e rotazionale, ma si svilupperà invece essenzialmente attraverso la crescita progressiva ed in sequenza di strutture compressive. Nel corso di questa fase, al cui termine (Pliocene medio-superiore) la catena risulterà già strutturata secondo modalità e stili che sono tipici delle zone esterne di un sistema a thrust (PLATT, 1988; CELLO e NUR, 1988), alcune delle pre-esistenti faglie estensionali a basso angolo potranno riattivarsi come livelli di scollamento basale per la messa in posto dei maggiori "thrust sheets", mentre quelle ad alto angolo potrebbero favorire invece sollevamenti differenziali (*pop-ups*) con conseguente formazione di cunei di espulsione (un esempio di struttura di questo tipo potrebbe essere la culminazione meso-cenozoica di M. Conero).

Si noti anche che per motivi di compatibilità cinematica connessi con la precedente rotazione dei blocchi (si veda lo schema di Fig. 15b) lungo le discontinuità bordiere vengono ad individuarsi "zone di vuoto" che potrebbero simulare, in condizioni naturali, delle aree bacinali (*compatibility basins*). Nel contesto geologico in esame, tali aree potrebbero corrispondere a bacini-trappola organizzati lungo fasce trasversali alla catena ed attraverso cui il materiale clastico deri-

vante dalle aree interne viene elaborato e poi convogliato negli antistanti bacini di avanfossa.

Ulteriori complicazioni nel processo di strutturazione interna dei maggiori *thrust sheets*, possono derivare, già in questa fase, dallo sviluppo di fenomeni transpressivi ai margini dei settori precedentemente ruotati e/o dalla incipiente attivazione di un nuovo set di discontinuità strutturali (sostitutive di quelle ormai inattive a seguito della rotazione; NUR et al., 1986) la cui direzione preferenziale, date le perduranti ed invariate condizioni di stress, risulta essere ancora anti-appenninica (si veda lo schema di Fig. 15b).

Evidenze circa l'esistenza di piani di faglia minori post-plicativi (ad andamento anti-appenninico e con componente di trascorrenza destra) sono state documentate nell'entroterra anconetano, nei sedimenti del Quaternario marino della successione II (Fig. 12), e nella zona di M. Conero, dove la linea di cerniera dell'anticlinale è dislocata da una serie di piccole faglie orientate circa NNE-SSW. Alcune di queste strutture neofornate (sviluppatasi cioè dopo la principale fase di piegamento che ha interessato l'area anconetana) sembrano peraltro essere tuttora attive. Le localizzazioni relative ad eventi sismici di bassa energia ( $1 \geq M \geq 4$ ) registrati in prossimità della fascia costiera nel periodo Giugno '73 - Settembre '76 (CRESCENTI et al., 1977) individuano infatti quattro fasce sismogenetiche, tutte con un andamento compreso tra N-S e NNE-SSW (Fig. 19): la concentrazione epicentrale C-D risulta di-

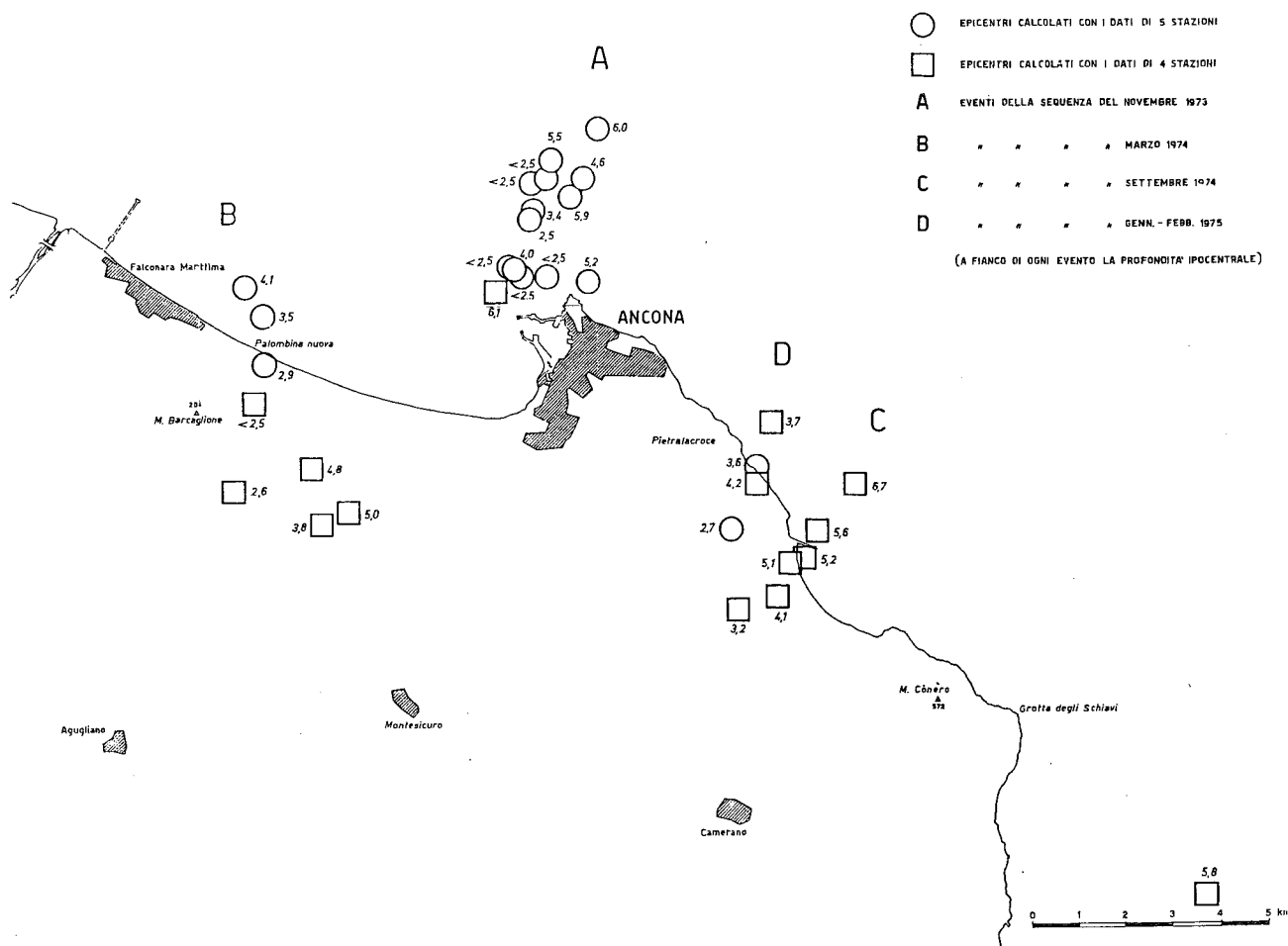


Fig. 19 - Localizzazioni epicentrali degli eventi registrati nel periodo Giugno 1973 - Settembre 1976 nell'area anconetana (da CRESCENTI et al., 1977).

rettamente correlabile con la faglia di Rio Borranico e la A con la faglia di S. Ciriaco (Ancona-porto), mentre la B potrebbe invece correlarsi con due segmenti minori (ad andamento circa N-S ed ubicati lungo l'allineamento M. Ronzano-Palombina), del sistema di strutture trasversali compreso tra la faglia di Torrette-Camerano e quella di M. Ferro.

Questi dati trovano ulteriore conferma nei risultati dell'analisi dei meccanismi focali di sei eventi, relativi alla crisi sismica di Ancona (1971-1972), i quali mostrano che il rilascio di energia avviene attraverso meccanismi di *strike-slip* lungo piani di faglia orientati NNE-SSW e/o circa E-W (CONSOLE *et al.*, 1973; GASPARI *et al.*, 1980).

Nella nostra interpretazione il potenziale sismico dell'area anconetana sarebbe associato essenzialmente alla attivazione (e/o neoformazione) di segmenti di faglie trasversali alle principali strutture appenniniche ormai bloccate.

## CONCLUSIONI

Nell'area anconetana si riconoscono elementi strutturali che sono tipici di una "*foreland fold and thrust belt*" unitamente a faglie trasversali alle principali strutture appenniniche; queste ultime rappresentano, in parte, elementi di collegamento tra i maggiori "*thrust sheets*" ed, in parte, strutture di neoformazione successive alla principale fase di costruzione della catena. L'assetto geologico-strutturale che ne deriva (si veda la carta geologica allegata) risulta, in generale, più complesso di quello delle zone esterne di altre catene a pieghe e thrust a causa della estrema segmentazione dell'area e della varietà di stili strutturali che la caratterizzano.

Partendo da queste osservazioni e sulla base dei dati relativi al comportamento cinematico delle associazioni di faglie minori, la complessità strutturale dell'area è stata interpretata introducendo, in un modello di "*thrust tectonics*", alcuni fattori di complicazione rispetto a situazioni deformative classiche che prevedono l'esistenza di una successione sedimentaria indeformata tipo "*layercake*" (BUTLER, 1987). In particolare, si è ritenuto che la compressione neogenica abbia interessato un settore esterno del margine afro-adriatico caratterizzato da una marcata anisotropia strutturale ereditata da una fase tettonica estensionale responsabile sia delle variazioni di spessore e di *facies* delle serie giurassiche e di parte del Cretaceo inferiore, che dello sviluppo dei livelli torbiditici e degli *slumps* presenti nei terreni del Cretaceo superiore e del Terziario (almeno fino all'Eocene).

Da questa premessa è stato ipotizzato un modello di deformazione che prevede lo sviluppo (in un regime di stress invariante) di una sequenza di eventi caratterizzati da modalità e stili differenti:

Evento I (? - Pliocene inferiore, pre-zona a G. punctulata, parte alta). Modo deformativo: discontinuo-rotazionale. Stadio iniziale della deformazione: attivazione di faglie pre-esistenti in trascorrenti destre (ad andamento NNE-SSW) e sinistre (E-W) e rotazioni antiorarie (comprese tra 24° e 37°) dei blocchi limitati dalle faglie trascorrenti destre. Il regime tensionale, che rimarrà invariato nel corso di successivi eventi, è caratterizzato da una direzione di massima compressione orientata N 50°-60° E.

Evento II (Pliocene inferiore, zona a G. punctulata, parte alta - Pliocene medio-superiore). Modo deformativo: progressivo-sequenziale. Fase compressiva principale: sviluppo in sequenza (verso l'avampaese) di *thrust-related folds*. In questa fase le principali faglie estensionali a basso angolo potranno attivarsi come livelli di scollamento basale e quelle ad alto angolo come strutture minori nell'ambito dei maggiori *thrust sheets*. Le faglie trascorrenti destre (già ruotate nel corso dell'evento I) potranno invece attivarsi come strutture transpressive ad andamento circa N-S e NNW-SSE.

Al termine di questa fase, che nell'area anconetana si chiude con la costruzione di un cuneo di accrezione (*thrust-wedge*) frontale, si imposta, nel Pleistocene, il bacino di M. Sicuro. La distensione responsabile dell'apertura del bacino viene qui interpretata come un evento locale verificatosi in risposta alle condizioni di disequilibrio del cuneo stesso durante le fasi finali di strutturazione del sistema a thrust (DAVIS *et al.*, 1983). Questi fenomeni distensivi vanno pertanto considerati di ordine inferiore rispetto a quelli connessi con il *rifting* tirrenico e che sono invece ben sviluppati nelle aree più interne della catena (LAVECCHIA, 1988).

Evento III (Pliocene medio-superiore - Attuale). Segmentazione della catena. Stadio finale della deformazione: riattivazione delle faglie trascorrenti sinistre ad andamento circa E-W e sviluppo di un nuovo set di faglie trascorrenti destre ad andamento anti-appenninico. Queste ultime, in particolare, sembrano essere ancora attive e responsabili della sismicità dell'area anconetana.

Il modello proposto implica una gerarchizzazione dei processi deformativi e delle risultanti associazioni strutturali che ne codificano modalità e stili; consente di valutare l'importanza relativa e le relazioni esistenti tra strutture compressive, trascorrenti e distensive nonché il ruolo svolto, in fase di deformazione, da strutture ereditate da fasi tettoniche pre-orogeniche.

## RINGRAZIAMENTI

Gli Autori desiderano ringraziare Calamita F. e Deiana G. per le proficue discussioni avute in fase di stesura del manoscritto e nel corso di alcune escursioni effettuate in diverse aree dell'Appennino centrale. La loro disponibilità è stata estremamente utile per la focalizzazione di alcuni problemi di carattere generale, come ad esempio il tema della tettonica Giurassica, che sono stati affrontati nel presente lavoro.

## BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W. (1989) - *Evolution of the Monte Nerone seamount in the Umbria-Marche apennines*. Boll. Soc. Geol. It., 108, 3-21.
- ARMIGO R. (1977) - *La zone de failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiqes, Bétiqes, Espagne)*. Thèse 3° cycle. Univ. Paris VII.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C., & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 257-310.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1987) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. Mem. Soc. Geol. It., 38, 429-458.

- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MORATTI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol., **48**, (1-2), 227-233.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990) - *Migrating foredeep - thrust belt system in the northern apennines and southern alps*. Palaeo, Palaeo, **77**, 3-14.
- BUTLER R.W.H. (1987) - *Thrust evolution within previously rifted regions: an example from the Vercors, french subalpine chains*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 5-18.
- BYERLEE J.D. (1978) - *Friction of rocks*. Pageoph, **116**, 615-626.
- CALAMITA F., & DEIANA G. (1986). *Geodinamica dell'appennino umbro-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 311-316.
- CALAMITA F., CRISTALLINI C., DEIANA G., INVERNIZZI C., MICARELLI A., PIZZI A. & POTETTI M. (1989) - *Timing of compressive deformation in the outer area of the Marche apennine chain*. Ab. Convegno CNR, Pisa, 26-27 ottobre.
- CALAMITA F. (in stampa) - *Thrust and fold-related structures in the Umbria-Marche apennines (central Italy)*. Annales Tectonicae.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G., & VAI G.B. (1986) - *Analisi strutturale del fronte appenninico padano*. Giorn. Geol. (in mem. R. Selli), **47** (1-2), 47-76.
- CELLO G., & COPPOLA L. (1984) - *Assetto geologico-strutturale dell'area anconetana e sua evoluzione plio-quadernaria*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 97-109.
- CELLO G. & NUR A. (1988) - *Emplacement of foreland thrust systems*. Tectonics, **7**, 261-271.
- CELLO G., TORTORICI L., MARTINI N., & PALTRINIERI W. (1989) - *Structural styles in the frontal zones of the southern apennines: an example from the Molise district*. Tectonics, **4**, 753-768.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A., & PIERRUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geologici Camerti, **1**, 7-89.
- COLACICCHI R., PASSERI L., & PIALI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurassico umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9** (4), 839-874.
- COLALONGO M.L., NANNI T. & RICCI LUCCHI F. (1979) - *Sedimentazione ciclica nel Pliocene anconetano*. Geol. Romana, **8**, 71-92.
- COLTORTI M., & BOSELLINI A. (1982) - *Sedimentazione e tettonica nel Giurassico della dorsale marchigiana*. Studi Geologici Camerti, **6**, 13-21.
- CONSOLE R., PERONACI F. & SONAGLIA A. (1973) - *Relazione sui fenomeni sismici dell'anconetano (1972)*. Annali di Geof., **26**.
- COPPOLA L. (1987) - *La deformazione mesozoico-quadernaria nel bacino marchigiano esterno*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 113-140.
- CRESCENTI U., COPPOLA L. & TOMMASSONI D. (1974) - *Sul Miocene di Ancona: note stratigrafiche*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **95**.
- CRESCENTI U., NANNI T., RAMPOLDI R. & STUCCHI M. (1977) - *Ancona: considerazioni sismo-tettoniche*. Boll. Geof. Teorica Appl., (73-74), 33-48.
- DAVIS D., SUPPE J. & DAHLEN F.A. (1983) - *Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges*. J. Geoph. Res., **88**, 1153-1172.
- FREUND R. (1974) - *Kinematics of transform and transcurrent faults*. Tectonophysics, **21**, 93-134.
- GALDENZI S. (1986) - *Rapporti laterali tra diverse sequenze giurassiche della dorsale marchigiana fra la Gola della Rossa e Monte Canfai*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 49-55.
- GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1980) - *On the focal mechanism of Italian Earthquakes*. Rock Mechanics, **9**, 85-91.
- JAEGER J.C. & COOK N.G.W. (1976) - *Fundamentals of rock mechanics*. J. Wiley and Sons, 585 pp.
- LAVECCHIA G., & PIALI G. (1981) - *Modello geodinamico dell'area umbro-marchigiana e suo significato sismogenetico*. Ann. Geol., **34**, 135-147.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- MOSTARDINI F., & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- NUR A., RON H., SCOTTI O. (1986) - *Fault mechanics and the kinematics of block rotations*. Geology, **14**, 746-749.
- PATACCA E., & SCANDONE P. (1987) - *Structural evolution of the outer margin of the apennines and related foredeep system*. Pre-print volume, The lithosphere in Italy, Acc. Naz. Lincei, Roma 5-6 maggio.
- PIRINI C. & RADRIZZANI S. (1963) - *Stratigrafia del foglio 118. Ancona/*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **83**, 71-200.
- PLATT J.P. (1988) - *The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis*. Geol. Rundschau, **2**, 577-589.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The foreland basin system of the northern apennines and related clastic wedges: a preliminary outline*. Giorn. Geol., **48**, (1-2), 165-185.
- SELLI R. (1967) - *Cenni sul Neogene dell'avanfossa marchigiana*. U.I.S.G., Comm. Strat., Comit. Neogene Medit., IV Congr. Guida alle escursioni, pp. 126-135, 3 ss., Bologna.

(Manoscritto ricevuto nel novembre 1989).

