

JOINTING NELL'AREA MARCHIGIANA ESTERNA:
CARATTERISTICHE GEOMETRICHE E SIGNIFICATO STRUTTURALE***

INDICE

RIASSUNTO	pag. 137
ABSTRACT	” 137
INTRODUZIONE	” 137
CONTESTO GEOLOGICO	” 138
METODOLOGIE	” 138
ELABORAZIONE E DISCUSSIONE DEI DATI	” 139
CONCLUSIONI E COMMENTI	” 142
BIBLIOGRAFIA	” 143

RIASSUNTO

E' stato condotto uno studio sui *joints* nei depositi Plio-Pleistocenici marini (Postorogeno *Auctorum*) affioranti tra i fiumi Aso e Tronto ("area marchigiana esterna").

Scopi del lavoro sono stati: a) lo studio sistematico di geometrie, frequenze e distribuzioni architettoniche dei *joints*, in relazione anche alle diverse litologie e posizioni stratigrafiche; b) un tentativo di interpretazione genetica, applicando alcune metodologie proposte da vari Autori specialmente in aree di avampaese; c) considerazioni sulle relazioni tra fratturazione e impostazione del reticolo idrografico (a tal fine l'indagine è stata concentrata in alcuni calanchi).

I dati raccolti hanno consentito il riconoscimento dei sistemi principali di *joints*, organizzati in coppie di *sets*, tutti verticali e di carattere estensivo, con le seguenti direzioni: N70° e N150°, N20° e N100°. I *joints* con direzione N70° e N20° sono, in genere, cronologicamente anteriori a quelli ad andamento N150° e N100° rispettivamente, poiché questi ultimi hanno direzione molto più dispersa e frequentemente si interrompono sugli altri.

Sulla base dei numerosi dati e delle osservazioni, il fenomeno del *jointing* nell'area marchigiana esterna viene interpretato in un quadro di sollevamenti differenziali dall'interno verso l'esterno della catena. Tali sollevamenti avrebbero prodotto da un lato una flessurazione ad asse appenninico responsabile dell'origine dei *joints* con direzione N70° e N150° e dall'altro, in relazione al forte raccorciamento della catena nella sua porzione meridionale, una flessurazione minore ad asse E-W alla quale si associa la formazione di *joints* a direzione N20° e N100°.

ABSTRACT

An analysis on jointing in the Plio-Pleistocene marine deposits between Aso and Tronto rivers (outer Marche region, central Italy) has been carried out.

These deposits are mainly pelitic turbidites with some coarse grained interbedded deposits (sandstones and conglomerates).

The aims of this work are: a) a systematic study on geometries, frequencies and architectures of joints; b) a genetic interpretation of jointing using some methods developed in

foreland and plateau areas; c) relationships between fractures and hydrographic network, looking to the badlands.

The collected data allowed to recognize vertical and extensional joints organized in two main systems: the N70°/N150° system and the N20°/N100° system. Looking to the strike dispersion and to the continuity of fractures, the N70° and N20° joint sets precede the N150° and N100° joint sets development.

In this area the jointing phenomena has been interpreted in a context of differential uplift moving from the inner to the outer part of the area and related to the major shortening of the chain in its western and southern part. These uplifts produced a flexure with an upward concavity which is responsible for the jointing phenomena together with the uplift itself.

PAROLE CHIAVE: Area marchigiana esterna, sollevamento, *joints* di estensione.

KEY WORDS: Outer Marche Area, uplift, extension joints.

INTRODUZIONE

E' stato condotto uno studio sui *joints* che interessano i depositi plio-pleistocenici marini (Postorogeno *Auctorum*) affioranti tra i fiumi Aso e Tronto (area marchigiana esterna, Tav. IA).

Scopi del lavoro sono stati: a) lo studio sistematico delle geometrie dei *joints*, in relazione alle diverse litologie e posizioni stratigrafiche; b) un tentativo di interpretazione genetica dei *joints* stessi; c) le relazioni tra creste dei calanchi (assai diffusi nell'area) e fratturazione.

I *joints* sono, per definizione, fratture planari senza spostamento apprezzabile ad occhio nudo. Essi sono certamente tra le strutture più comuni esistenti e si rinvencono in qualunque tipo di roccia, ma sono anche difficili da interpretare poiché si possono sviluppare in qualsiasi momento della storia di un corpo roccioso: la loro genesi pertanto non è sempre di facile comprensione. E' importante stabilire le relazioni esistenti tra *joints* con diversa orientazione nello spazio (*sets* diversi) e tra questi e le altre strutture presenti in un'area.

Particolarmente complesso si rivela lo studio della fratturazione in aree che hanno subito molteplici fasi deformative, per le rotazioni e riattivazioni che fratture preesistenti possono aver subito. Anche per questo motivo, numerose tecniche di analisi del *jointing* sono state messe a punto ed utilizzate in aree scarsamente deformate (avampaese) o particolarmente rigide (p. es. *plateaux*).

Negli ultimi anni diversi Autori hanno analizzato la reale e completa distribuzione tridimensionale dei *joints*, avvalendosi di numerose osservazioni sul terreno e/o di studi sperimentali. I risultati di questi lavori vanno ben al di là dello studio geometrico sull'orien-

(*)Università degli Studi di Camerino

(**)Laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Camerino

(***)Lavoro eseguito con il Contributo C.N.R., G. Deiana

tazione e la spaziatura delle fratture. Essi hanno condotto alla identificazione di nuovi criteri di classificazione, a valutazioni sulla genesi dei *joints*, sul meccanismo di fratturazione, sulle relazioni temporali esistenti tra diversi *joint sets*, alla comprensione delle relazioni tra *joints* e campo degli sforzi (PRICE, 1966; ENGELDER & GEISER, 1980; ENGELDER, 1985; HANCOCK, 1985; HANCOCK *et al.*, 1987; BAHAT, 1987a/b; DYER, 1988; BOUROTZ *et al.*, 1989; LIOTTA, 1990; BARCHI *et al.*, 1991; BERGERAT *et al.*, 1992).

Nella porzione meridionale dell'area marchigiana esterna lo studio della fratturazione si è rivelato essenziale per la comprensione dell'evoluzione strutturale recente dell'area, vista la scarsità di altri elementi strutturali. La successione studiata, infatti, si trova ad oriente dei fronti più esterni affioranti della catena appenninica umbro-marchigiana meridionale e costituisce, almeno in parte, i depositi di chiusura e/o di *piggy back* per strutture più o meno sovrascorse rimaste sepolte o ubicate ancora più ad oriente.

La catena *sensu stricto*, posta più ad occidente, porta in affioramento, grazie a strutture a pieghe e sovrascorimenti, tutti i termini della successione umbromarchigiana fino al Calcere massiccio (Lias Inferiore). La catena raggiunge la sua massima elevazione proprio nelle aree poste ad ovest e sud-ovest di quella studiata nel presente lavoro dove, come si è detto, affiorano i terreni plio-pleistocenici. Per le ragioni sopra descritte questi ultimi depositi sono stati poco deformati e si sono rivelati adatti ad uno studio metodologico sulla fratturazione.

Gli elementi strutturali presenti, oltre le fratture, sono meso e microstrutture sulla superficie dei ciottoli che appartengono ai corpi conglomeratici intercalati nella sequenza pelitica plio-pleistocenica (CALAMITA & INVERNIZZI, 1991) ed alcune faglie normali con debole rigetto. Tuttavia l'insieme di queste strutture si è rivelato utile ai fini di una corretta interpretazione dei dati inerenti i *joints*, come pure di aiuto è stato il confronto con le aree interne della catena appenninica umbro-marchigiana.

CONTESTO GEOLOGICO

L'area oggetto di studio fa parte di un vasto bacino sede, a partire dal Pliocene medio, di sedimentazione terrigena che ha dato luogo ad una sequenza sedimentaria poggiante in discordanza angolare sulle sottostanti torbiditi della Formazione della Laga (Messiniano); quest'ultima è coinvolta in pieghe e sovrascorimenti (CANTALAMESSA *et al.*, 1986a).

La sequenza plio-pleistocenica dell'area costituisce una monoclinale blandamente immergente verso NE di circa 20°-25° nelle aree più occidentali (settori A-G di Tav. IA) e verso NNE di circa 05° in quelle più orientali (settori H-L), con graduale e costante diminuzione di inclinazione degli strati e variazione della loro direzione. Essa inizia con un orizzonte di sabbie e conglomerati fortemente bioturbati alla base, interpretati come depositi di spiaggia o strati di tempesta (CANTALAMESSA *et al.*, 1986a). A questo orizzonte, che indica l'inizio della trasgressione marina nota in letteratura come "trasgressione medio-pliocenica", segue una potente successione pelitica indicante profondità crescenti, fino a batiali, e spesso circa 2000 m in cui sono intercalati, a diverse altezze stratigrafiche, orizzonti più

grossolani, da arenacei a conglomeratici, di spessore variabile. Questi ultimi rappresentano il riempimento di canali sottomarini ad opera di correnti di torbida ad alta densità e a prevalente carico grossolano. I canali principali, ad andamento trasversale, hanno assi sovrapposti sullo stesso allineamento, ciò che depone a favore di un controllo strutturale sulla loro impostazione e sullo scorrimento dei flussi gravitativi (RICCI LUCCHI, 1975; CANTALAMESSA *et al.*, 1980). La sequenza si chiude con i depositi, da sabbiosi a conglomeratici, di tetto che appartengono al ciclo regressivo e mostrano strutture di spiaggia prima sommersa e poi emersa (Tav. IA).

Nella successione sono state individuate alcune discordanze le quali sono evidenziate da superfici erosive subaeree sugli alti strutturali, mentre si attenuano nelle depressioni dove la sedimentazione è continua. Dette discordanze, messe in relazione con la tettonica sinsedimentaria, hanno consentito la suddivisione della successione in "sequenze" o "cicli sedimentari" (CANTALAMESSA *et al.*, 1986a).

Negli ultimi anni l'interpretazione di dati geofisici pubblicati dall'AGIP, derivanti dai pozzi profondi e dai profili sismici a riflessione, ha consentito l'esecuzione di sezioni bilanciate attraverso tutto il bacino (BALLY *et al.*, 1986; CALAMITA *et al.*, 1990). Queste mettono in evidenza l'andamento delle strutture profonde, sepolte sotto la copertura del ciclo sedimentario plio-pleistocenico e permettono di ipotizzare l'estensione originaria e la fisiografia delle avansosse recenti.

Riferendoci ora ai corpi grossolani intercalati nella successione, i più importanti, nella porzione da noi studiata, sono quelli di M. Ascensione, Rotella, Colle Cilestrino, Castignano e S. Vittoria in Matenano che costituiscono nell'insieme un unico corpo composito il cui inizio di sedimentazione è riferibile alla base del Pliocene medio (CANTALAMESSA & CHIOCCHINI, 1986b). I minori corpi di Montedinove, Montalto e Offida sono stati invece attribuiti al Pliocene superiore, mentre quelli di Castorano, Cossignano, Petritoli e Carassai appartengono al Pleistocene inferiore.

Per quanto riguarda in particolare i conglomerati, costituenti fondamentali delle intercalazioni grossolane, questi sono per lo più scarsamente cementati, fortemente eterometrici e con matrice sabbiosa; gli elementi che li compongono sono prevalentemente calcarei, provenienti dai terreni della successione mesozoico-paleogenica umbro-marchigiana, anche se non mancano ciottoli arenacei riferibili alla Formazione della Laga.

Verso l'alto i conglomerati passano ad associazioni arenacee, arenaceo-pelitiche o pelitico-arenacee; queste sono localmente cementate ed abbondantemente interessate da *jointing*: nell'ambito di queste ultime formazioni sono stati raccolti la maggior parte dei dati oggetto di questo studio.

E' importante sottolineare il notevole sollevamento che tutta l'area ha subito in tempi recenti: testimonianza ne sono i depositi del Pliocene medio che raggiungono i 1100 m di quota al M. Ascensione e quelli del Pleistocene inferiore a 500 m di altezza nei pressi di Ripatransone.

METODOLOGIE

Riguardo ai metodi di osservazione utilizzati nello studio dei *joints* dell'area, ci si è avvalsi sia di criteri

di classificazione puramente descrittivi, noti da tempo in letteratura (PRICE, 1966), che tengono conto della forma, delle dimensioni e della frequenza dei *joints*, che di altri parametri qualitativi e quantitativi precisati più avanti.

In base alla forma si distinguono: a) *sets* di *joints* (*joints* sistematici, paralleli tra loro); b) sistemi di *joints* (due o più *sets* con diversa orientazione); c) *joints* non sistematici (*joints* più irregolari, con frattura spesso curva o concoide, che incontrano altri *joints* ma non li tagliano).

In base alle dimensioni si distinguono: a) *master joints* (piani assai continui che possono attraversare intere strutture); b) *joints* maggiori (piani ben definiti la cui continuità prosegue attraverso vari strati o è rilevabile alla scala dell'affioramento = **joints di tipo II** nel presente lavoro); c) *joints* minori (confinati all'interno di un singolo strato = **joints di tipo I** nel presente lavoro); d) *micro joints* (di dimensioni fino a microscopiche).

In base alla frequenza si distinguono a) *joints* primari e b) *joints* secondari.

Come sopra accennato, durante la raccolta dei dati e la loro elaborazione si è tenuto conto di alcuni parametri qualitativi e quantitativi:

- 1 - orientazione dell'affioramento nel punto di stazione;
- 2 - variazioni litologiche;
- 3 - spessore degli strati;
- 4 - frequenza dei *joints*;
- 5 - continuità verticale dei *joints* alla scala dell'affioramento (classificazione in base alle dimensioni);
- 6 - presenza di faglie normali nell'intorno della stazione di misura;
- 7 - geometria delle fratture in pianta (architettura), alla scala del singolo strato;
- 8 - relazioni di intersezione tra *joint sets* diversi;
- 9 - dispersione degli *azimuth*;
- 10 - direzione delle creste ("lame") dei calanchi.

La scelta di questi parametri è stata fatta sia in base alle caratteristiche dell'area, sia tenendo presenti le osservazioni ed i risultati ottenuti da altri Autori. Tralasciando per il momento i parametri puramente descrittivi (forma, dimensioni e frequenza), cui si è accennato prima, le informazioni che possono scaturire, per esempio, dall'architettura dei *joints*, cioè dalle relazioni spaziali esistenti tra superfici vicine, visualizzabili in pianta attraverso la disposizione delle loro tracce (riferite alle lettere dell'alfabeto latino), riguardano principalmente la distinzione tra *joints* di estensione e *joints* di taglio.

In HANCOCK (1985) si descrivono le relazioni tra lo sviluppo dei vari tipi di *joints*, le orientazioni principali dello *stress* e la magnitudo dello *stress*. Geometricamente le distinzioni tra le varie classi sono effettuate in base all'angolo diedro 2θ tra i *joint sets*, nell'ambito di uno "spettro di *joints*" coassiali che si sviluppa quando il valore dello *stress* differenziale ($\sigma_1 - \sigma_3$) è compreso tra 4 e 8 volte la resistenza tensile T di una roccia. Lo "spettro" comprende *joints* puramente estensivi, puramente di taglio ed "ibridi", cioè di transizione tra i due tipi precedenti (angolo $2\theta < 90^\circ$). L'angolo diedro dipende dalle proprietà delle rocce e precisamente $2\theta = 90^\circ - \Phi$ dove Φ è l'angolo di attrito interno del materiale.

Altri parametri costituiscono dei criteri cronologici: le relazioni di intersezione tra *joint sets* diversi ap-

partengono a questa categoria; quando si osserva un *set* interrompersi sistematicamente contro l'altro, si può affermare che quest'ultimo è più antico (BOURTOZ *et al.*, 1989). Quando le relazioni di intersezione tra i due *joint sets* sono casuali e si osservano in pianta le tipiche strutture "a griglia" (HANCOCK *et al.*, 1987) la formazione dei due *joint sets* è quasi simultanea ed è dovuta alla stessa generazione di eventi poiché, nel momento in cui si forma un *set* di fratture si ha rilascio dello *stress*, lo *stress* principale minimo cambia e si può avere lo sviluppo di un secondo *joint set* perpendicolare al primo.

Inoltre, i *joint sets* più antichi hanno generalmente superfici più lisce e planari ed orientazioni azimuthali assai meno disperse di quelli relativamente più recenti (BOURTOZ *et al.*, 1989; Fig. 1). Le relazioni tra *joints* e faglie presenti in un'area possono costituire tanto un criterio cronologico (alcuni *joints* possono essere utilizzati come piani di faglia durante un evento tettonico tardivo; BERGERAT *et al.*, 1992), quanto genetico, confrontando gli andamenti dei *joints* e gli assi di *palaeostress* ricavati dall'analisi dello spostamento sulle faglie.

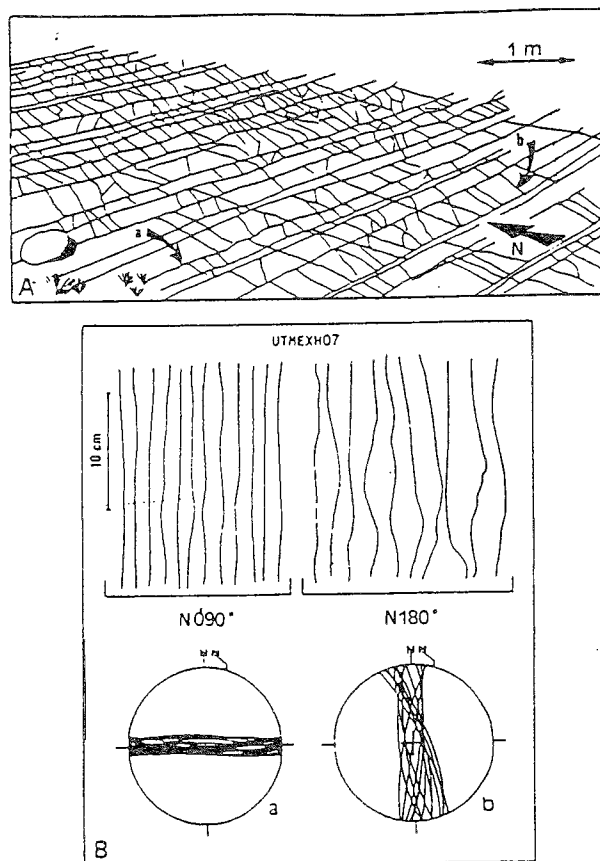


Fig. 1 - Da Bourtoz *et al.* (1989): le superfici planari e le orientazioni meno disperse dei *joints* orientati N90°E denotano la loro precedenza rispetto agli altri.

ELABORAZIONE E DISCUSSIONE DEI DATI

Si sono effettuate 65 stazioni di misura, ubicate con simboli sullo schema geologico (Tav. 1A); trattandosi di *joints* subverticali, i dati raccolti sono stati rappresentati con diagrammi a rosa che forniscono una

visione immediata dell'orientazione delle fratture e della frequenza relativa tra direzioni principali e secondarie dei *joints*.

Tutte le litologie presenti nell'area sono interessate da *jointing* non appena il sedimento presenta un certo grado di compattazione.

Dopo un'analisi preliminare dei diagrammi relativi alle singole stazioni, si è fatto un confronto tra i dati raccolti lungo due sezioni parallele, Force-Ripatransone (DIGNANI, tesi di Laurea) e M. Ascensione-S. Benedetto (CACCIAMANI, tesi di Laurea), per osservare eventuali variazioni in senso longitudinale. Non avendo ottenuto risultati di qualche rilievo, i dati sono stati assemblati in base alla loro posizione stratigrafica (Settori A, B, C... in Tav. 1). Il numero dei dati indicato in ciascun diagramma in Tav. 1B è perciò il risultato della somma di più stazioni.

Si è giunti all'individuazione di 4 *joint sets* associati a due a due in sistemi e le cui direzioni sono un dato di carattere regionale (INVERNIZZI, *Tesi di Dottorato*): $N 70^\circ \pm 15^\circ / N 150^\circ \pm 15^\circ$; $N 20^\circ \pm 15^\circ / N 100^\circ \pm 10^\circ$ (subordinato). Di questi, il primo sistema è più persistente nei settori A-E: qui le direzioni dei *joints* sono rispettivamente perpendicolari e parallele alle direzioni degli strati; il secondo sistema è meglio rappresentato nei settori H-L dove pure presenta gli stessi rapporti rispetto alla stratificazione. I settori F e G mostrano una sovrapposizione dei due sistemi suddetti (Tav. 1B).

Tra i parametri elencati nel capitolo precedente, uno si è rivelato influente mentre altri sono significativi ai fini della spaziatura, dell'orientazione dei *joints* o della loro attribuzione genetica.

Così, l'orientazione di esposizione dell'affioramento si è rivelata non determinante grazie alla metodologia utilizzata nella raccolta dei dati: infatti, per quanto possibile, in ogni stazione si sono considerate due o più sezioni diversamente esposte; inoltre l'esposizione non ha influito sul dato di spaziatura poiché quest'ultima è stata sempre calcolata perpendicolarmente alla direzione del *joint set*. A tale proposito è necessario precisare che il calcolo della frequenza dei *joints* ($F = x$ nei diagrammi di Tav. 1B) è stato sempre riferito a 2 m di lunghezza, calcolati perpendicolarmente alla direzione delle fratture, e che il dato di frequenza riportato nei diagrammi stessi è la media aritmetica calcolata sul numero di stazioni che si trovano all'incirca allo stesso livello stratigrafico e che hanno litologia tra loro comparabile.

I diagrammi ottenuti con i dati raccolti in alternanze arenaceo-pelitiche rivelano maggiori dispersioni nell'orientazione delle fratture (Tav. 1A e B settori E ed F) rispetto ai dati provenienti da depositi solo arenacei o solo pelitici. Nel complesso le fitte alternanze litologiche producono non solo una rifrazione nella pendenza delle fratture (Fig. 2), ma, in parte, anche nella loro direzione azimutale funzionando come anisotropie strutturali preesistenti.

Nei conglomerati intercalati nella successione pelitica la direzione delle fratture risente notevolmente dell'orientazione preferenziale dei ciottoli, dovuta a corrente, nei corpi torbiditici (le fratture si dispongono perpendicolarmente all'asse maggiore del ciottolo) mentre la stessa è più dispersa nei ciottoli della regressione; pertanto i dati relativi ai conglomerati sono trattati separatamente (*joints* su ciottoli di Tav. 1B).

Come già accennato sopra, sono stati definiti

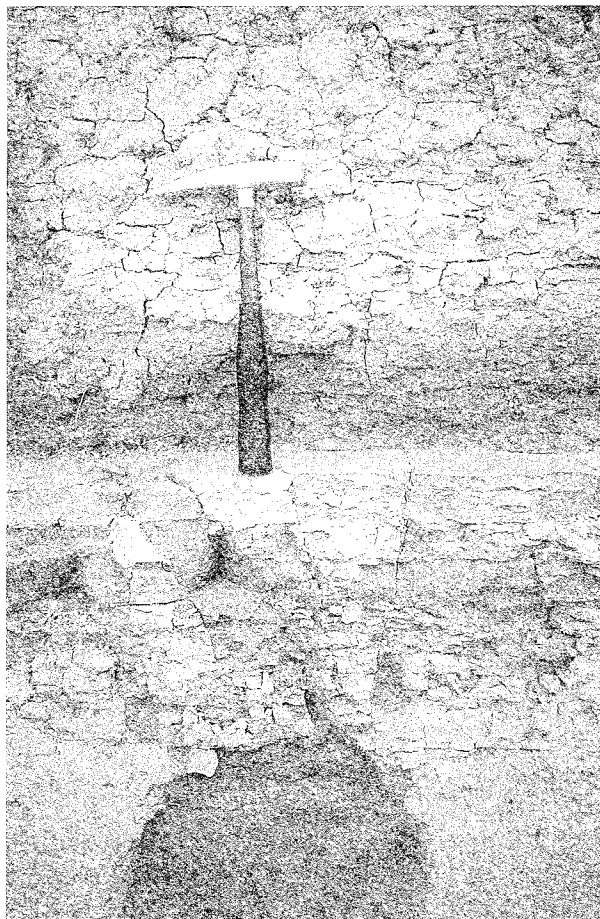


Fig. 2 - La fitta alternanza di peliti e sabbie provoca una rifrazione delle pendenze delle fratture.

joints di tipo I quelli che rimangono confinati all'interno dello spessore di un singolo strato: essi, se associati in sistemi subperpendicolari, spesso danno luogo a caratteristiche strutture a "denti di sega", evidenti negli strati più cementati (Fig. 3). **Joints di tipo II** so-

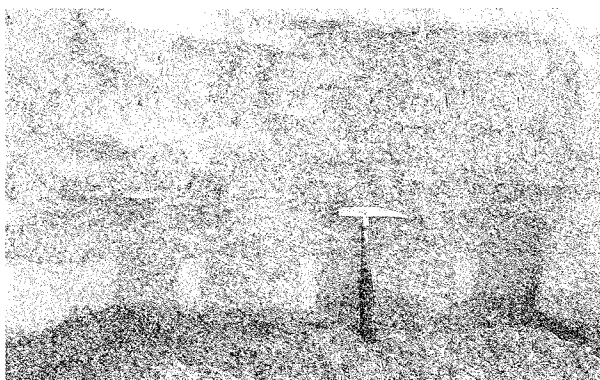


Fig. 3 - *Joints* di tipo I organizzati in "denti di sega" nell'ambito di uno strato di arenaria (ad ovest di S. Benedetto del Tronto).

no invece quelli che proseguono attraverso più strati (Fig. 4-5) con una continuità osservabile almeno alla scala dell'affioramento. Generalmente ciascuno strato ha una propria costante elastica E e resistenza ten-

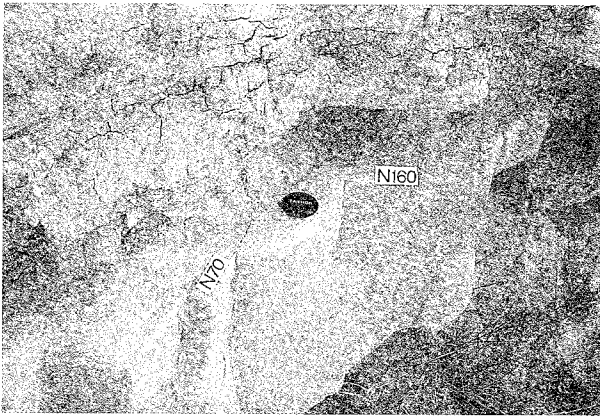


Fig 4 - *Joints* di tipo II (continui attraverso più strati); si noti che le fratture orientate N160°E si interrompono sulle fratture N70°E con architettura a "T" in pianta (depositi sabbiosi della regressione, ad ovest di S. Benedetto).



Fig. 5 - *Joints* di tipo II nella successione pelitico-arenacea di Carassai (settore H di tav. 1). Si osservi l'architettura a "I" ed "H" in pianta.

sile T; pertanto una qualunque deformazione uniformemente applicata alla successione stratificata provoca un diverso *layer-parallel normal stress* in ciascuno degli strati. La continuità dei *joints* si ottiene generalmente quando si susseguono strati che raggiungono in uno stesso momento il proprio limite di resistenza a frattura (SUPPE, 1985); variazioni di questi parametri tra uno strato e l'altro favoriscono invece la formazione di *joints* di tipo I.

I *joints* di tipo II, generalmente piuttosto spazati tra loro, hanno l'aspetto di fratture beanti; la loro direzione è spesso influenzata dalla presenza, nelle immediate vicinanze, di faglie dirette con la medesima orientazione (vedi Tav. 1A e B). A questo proposito

si deve tenere presente che tutta l'area studiata è interessata da faglie dirette con rigetto verticale massimo dell'ordine delle decine di metri, aventi direzioni appenninica, antiappenninica ed E-W. Solo in pochi casi è stato possibile riconoscere un piano di faglia e caratterizzarlo alla scala dell'affioramento (Fig. 6); più spesso la presenza di faglie è stata riconosciuta grazie a considerazioni geomorfologiche e stratimetriche (Tav. 1A).

Equal Area

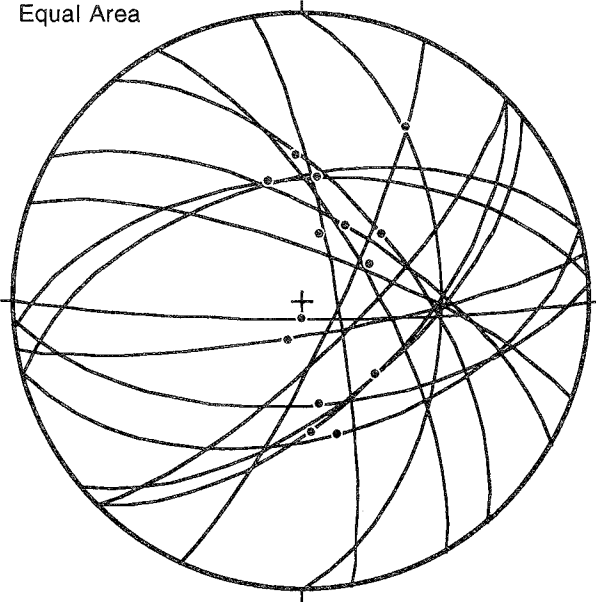


Fig. 6 - Proiezione stereografica dei piani delle faglie dirette alla mesoscala misurati in tutta l'area, con relative strie di movimento.

La spaziatura dei *joints* di tipo I è legata allo spessore degli strati da una legge di proporzionalità diretta, verificata nella maggior parte dei casi. Ciò sembra concordare con la teoria di Griffith (1925) secondo cui una frattura realizza un rilascio di *stress* significativo solo in un raggio pari alla lunghezza della frattura stessa; per ottenere spaziature minori occorrerebbero notevoli incrementi dello *stress*.

Basandosi sul metodo usato in HANCOCK (1985), si sono osservate le disposizioni architettoniche in pianta (sulla superficie di strato) dei *joints* di tipo I (Figg. 5-7)

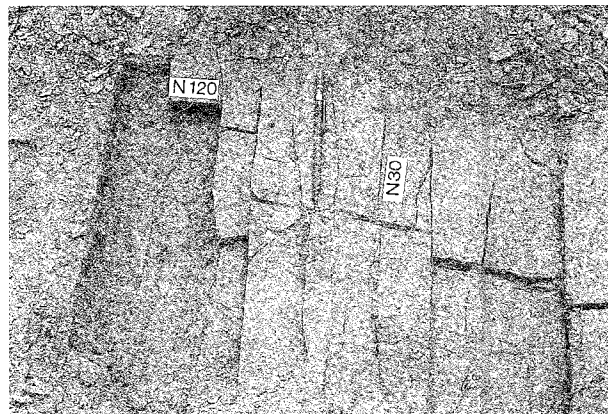


Fig. 7 - *Joints* osservati sulla superficie di strato e disposti secondo un'architettura ad H; le fratture orientate N120° si interrompono su quelle orientate N30° (località Cossignano, settore H).

e, talvolta, dei *joints* di tipo II (Fig. 5): l'utilizzazione di questo criterio, oltre a suggerire il carattere estensivo dei *joints* in quest'area (essi sono disposti secondo le lettere I, H e T dell'alfabeto), ha consentito di accertare una certa costanza nei rapporti reciproci tra di essi. Si è visto, infatti, che i *joints* con direzione appenninica, fatta eccezione per le aree in prossimità di faglie) si interrompono su quelli con direzione $N70^\circ \pm 15^\circ$ (Fig. 4); analogamente i *joints* con direzione $N100^\circ \pm 10^\circ$ si interrompono sui $N20^\circ \pm 15^\circ$ (Fig. 7). Ciò fa supporre una precedenza nella genesi dei *joints* $N70^\circ \pm 15^\circ$ e $N20^\circ \pm 15^\circ$ rispetto agli altri (BOUROTZ *et al.*, 1989) come rappresentato nel blocco diagramma di Fig. 8). Tuttavia, nei depositi più

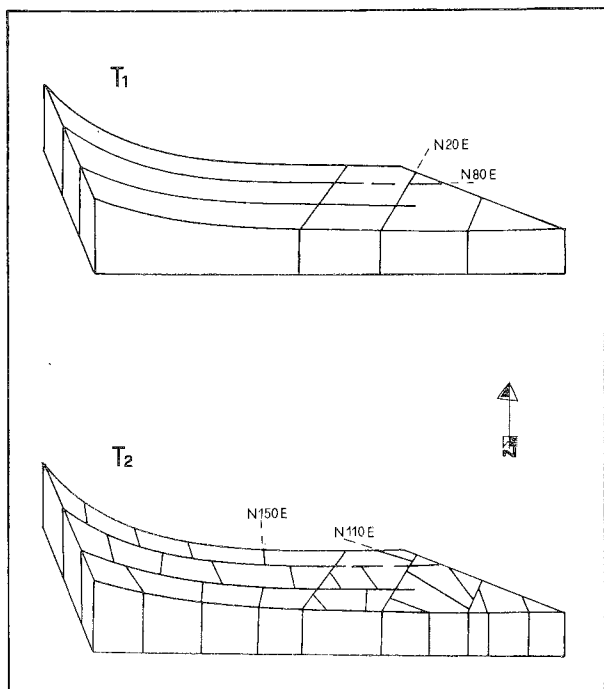


Fig. 8 - I blocco-diagrammi visualizzano la cronologia relativa delle fratture distinguendo due momenti: T1 = formazione delle fratture $N80^\circ$ e $N20^\circ$; T2 = formazione delle fratture $N150^\circ$ e $N110^\circ$.

antichi (Pliocene medio-superiore) queste relazioni non sono sempre evidenti ed è più corretto parlare di una disposizione a griglia dei medesimi sistemi di *joints*.

Le osservazioni effettuate sui calanchi sono state sia di carattere quantitativo, calcolando la frequenza delle fratture come nelle altre stazioni di misura, che qualitativo. In tal modo si è stabilita l'influenza di alcuni *joint sets* sulla formazione delle creste dei calanchi stessi: il *joint set* parallelo alla linea di massima pendenza del versante condiziona la formazione delle creste principali (C1 nelle Figg. 9 e 10), mentre le creste secondarie che si sviluppano sui fianchi di quelle principali (C2 in Fig. 9) hanno la stessa orientazione degli altri *joint sets* presenti nell'area. Ciò è reso possibile, con ogni probabilità, dalla consistente precipitazione di carbonato di calcio, proveniente dalle acque circolanti nelle fratture, che provoca una parziale cementazione delle argille nell'intorno della frattura stessa (FARABOLLINI *et al.*, in stampa).



Fig. 9 - Calanchi ad est di Montalto (settore G): le creste principali sono orientate $N20^\circ$ e quelle secondarie $N60^\circ$ e $N150^\circ$.



Fig. 10 - Le creste principali del calanco sono perfettamente orientate con il *joint set* di tipo II orientato $N90^\circ$: alcune fratture sono visibili al centro della foto.

CONCLUSIONI E COMMENTI

Il maggiore responsabile della genesi dei *joints* di estensione nell'area marchigiana esterna è, certamente, il sollevamento, principalmente isostatico, che risponde alla strutturazione della catena. Esso ha prodotto un rilascio di energia residua nelle rocce tale da generare fratture in direzione parallela e perpendicolare agli sforzi principali attivi durante la costruzione della catena (PRICE, 1966).

Tuttavia, a nostro avviso, altri elementi vanno te-

uti in considerazione. E' probabile, infatti, che i sollevamenti si siano verificati in modo differenziato dall'interno verso l'esterno della catena sia per la variazione nell'entità dei raccorciamenti che per diversità nei tempi di strutturazione (INVERNIZZI, 1990; CALAMITA *et al.*, 1992).

Tali sollevamenti differenziati avrebbero prodotto da un lato una flessurazione con concavità rivolta verso l'alto, ad asse appenninico, responsabile dell'origine dei *joints* con direzione $N70^\circ \pm 15^\circ$ e $N150^\circ \pm 15^\circ$ e dall'altro una flessurazione minore ad asse E-W alla quale associamo la formazione di *joints* a direzione $N20^\circ \pm 15^\circ$ e $N100^\circ \pm 10^\circ$ e che è da mettere in relazione sia al forte raccorciamento della catena nella sua porzione meridionale sia probabilmente a momenti compressivi con σ_1 orientato circa $N20^\circ$, già documentati in catena (CALAMITA *et al.*, 1992; INVERNIZZI & RIDOLFI, in stampa) e negli stessi conglomerati dell'area esterna (INVERNIZZI, 1990). Questi momenti compressivi possono aver debolmente tiltato la successione sedimentaria verso N. Come supporto a questa ipotesi vanno tenute in considerazione le graduali variazioni di giacitura degli strati proedendo da W verso E.

Il sollevamento che si verifica nell'area periadriatica, sia pur meno accentuato, può essersi esplicato in un regime di compressione con le strutture sepolte ancora attive, come suggerito dalle soluzioni dei meccanismi focali di terremoti al largo della costa di Ancona (1971-72) e a Porto San Giorgio (1987) (GASPARINI *et al.*, 1980; RIGUZZI *et al.*, 1989).

Del resto gli assi della compressione riscontrati nelle aree circostanti di catena (MATTEI, 1987; INVERNIZZI & RIDOLFI, in stampa; CALAMITA & PIERANTONI, in stampa) sono perpendicolari agli assi delle flessure monoclinali nei depositi plio-pleistocenici dell'area studiata suggerendo una possibile correlazione.

Un ulteriore sviluppo del presente lavoro, se si avranno a disposizione sezioni adatte per continuità di affioramento, potrà essere quello di seguire uno stesso orizzonte stratigrafico dall'interno verso l'esterno per poter verificare se sono presenti *joints* di estensione e di taglio rispettivamente nelle aree di estradosso e di intradosso dell'ampia flessura qui ipotizzata. Per esempio, i depositi del Pliocene medio che si trovano a 1100 m di quota al M.te Ascensione, scompaiono poco più ad est e riaffiorano in prossimità della costa, in alcune porzioni della "dorsale costiera" (struttura di Porto S. Giorgio), dando un'idea delle implicazioni che lo spazio ed il tempo hanno avuto sullo stesso orizzonte stratigrafico: i depositi del Pliocene medio vengono sollevati passivamente a notevoli quote in un momento di post-catena nell'area più occidentale, mentre ed oriente partecipano al *thrusting* più recente.

Si delinea così l'ampia flessura che, insieme al sollevamento generale dell'area, sarebbe responsabile del *jointing*.

BIBLIOGRAFIA

- BAHAT D. (1987a) - *Jointing and fracture interactions in Middle Eocene chalks near Beer Sheva, Israel*. Tectonophysics, 136, 299-321.
- BAHAT D. (1987b) - *Correlation between fracture surface morphology and orientation of cross-fold joints in Eocene chalks around Beer Sheva, Israel*. Tectonophysics, 136, 323-333.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced section and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 257-310.

- BARCHI M., LAVECCHIA G., MENICETTI M., PIALI G. & NARDON S. - *Analisi della fratturazione del Calcere Massiccio in una struttura anticlinale dell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., 110 (1), 101-124.
- BERGARAT F., BOUROTZ-WEIL C. & ANGELIER J. (1992) - *Paleostresses inferred from macrofractures, Colorado Plateau, western U.S.A.*. Tectonophysics, 206, 219-243.
- BOUROTZ C., ANGELIER J. & BERGARAT F. (1989) - *De la distribution des diaclasses dans des flexures à la chronologie tectonique: exemples dans le Plateau du Colorado (Utah-Arizona-Nouveau Mexique, U.S.A.)*. Geodinamica acta, 3 (4), 305-318.
- CACCIAMANI A. (1991) - *Analisi geologico-strutturale nella successione plio-pleistocenica lungo la sezione M. Ascensione-S. Benedetto (area esterna marchigiana meridionale)*. Università di Camerino: tesi di laurea, inedita.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W., RIDOLFI M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, volume speciale CROP 3.
- CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) - *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M.S. Vicino-Polverigi (Appennino marchigiano esterno)*. Studi Geol. Camerti, volume speciale Atti del Convegno "Neogene thrust tectonics" - Parma, 8-9 giugno 1990, 69-86.
- CALAMITA F. & INVERNIZZI C. (1991) - *Mesostructural analysis on the conglomerates of the Outer Marche Area (between M. Ascensione and S. Benedetto)*. Atti del Convegno "La geologia strutturale ed i possibili contributi all'interpretazione della sismica profonda" - Pisa, 26-27 ottobre 1989. Boll. Soc. Geol. It., 110, 667-673.
- CALAMITA F. & PIERANTONI P.P. (in stampa) - *Il sovrascorrimento di M. Cavallo-M. Primo (Appennino umbro-marchigiano)*. Boll. Soc. Geol. It.
- CALAMITA F., PIERANTONI P.P. & ZAMPUTI M. (1992) - *Il sovrascorrimento di Monte Cavallo-Monte Primo tra il F. Chienti e il F. Potenza (Appennino umbro-marchigiano): Carta geologica e analisi strutturale*.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., LIONELLI M., MICARELLI A., PESARESI A., POTETTI M., TADDEI L. & VENANZINI D. (1980) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici dell'Appennino umbro-marchigiano e laziale abruzzese: 8) Il bacino della Laga tra il F. Fiastrone-T. Fiastrella ed il T. Fluvione*. Studi Geol. Camerti, 6, 56-81.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F., con la collaborazione di CRISTALLINI C. e DI LORITO L. (1986a) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, volume speciale "La Geologia delle Marche", 61-81.
- CANTALAMESSA G. & CHIOCCHINI U. (1986b) - *Caratteri sedimentologici dei depositi ruditici e sabbioni del Pliocene medio-superiore tra gli abitati di Castignano e Offida (Ascoli Piceno)*. Riunione Gruppo di Sedimentologia C.N.R., Ancona, 5-7 giugno 1986.
- DIGNANI A. (1991) - *Analisi geologico strutturale dei depositi plio-pleistocenici dell'area marchigiana esterna tra Force e Ripatransone (Marche sud-orientali)*. Università di Camerino: tesi di laurea, inedita.
- DYER R. (1988) - *Using joint interactions to estimate paleostress ratios*. Journ. Struct. Geol., 10(7), 685-699.
- ENGELDER T. (1985) - *Loading path to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, U.S.A.*. Journ. Struct. Geol., 7 (3/4), 459-476.
- ENGELDER T. & GEISER P. (1980) - *On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, New York*. Journ. Geoph. Res., 85 (B11), 6319-6341.
- FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1992) - *Contributo allo studio dei calanchi: due aree campione nelle Marche*. Studi Geol. Camerti, 12.
- GASPARINI C., IANNAACONE G. & SCARPA R. (1980) - *On the focal mechanism of Italian earthquakes*. Rock Mechanisms, 9, 85-91.
- GRIFFITH A.A. (1925) - *Theory of rupture-processes*. First Int. Congr. for Applied Mechanics, Waltham Int. Press, 53-64.
- HANCOCK P.L. (1985) - *Brittle microtectonics: principles and practice*. Journ. Struct. Geol., 7 (3/4), 437-457.
- HANCOCK P.L., AL-KAHDI A., BARKA A.A., BEVAN T.G. (1987) -

- Aspects of analysing brittle structures*. Annales Tectonicae, **1** (1), 5-19.
- INVERNIZZI C. (1990) - *Evoluzione geologico-strutturale dell'area marchigiana esterna tra i Fiumi Esino e Tronto*. Tesi di Dottorato, Università di Perugia.
- INVERNIZZI C. & RIDOLFI M. (in stampa) - *Analisi geologico-strutturale nelle formazioni oligo-mioceniche dell'area della Montagna dei Fiori*. Studi Geol. Camerti, **12**.
- LIOTTA D. (1990) - *La distribuzione dei joints nel bacino di S. Barbara (Valdarno superiore): indicazioni sulla tettonica neogenica*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 437-444.
- MATTEI M. (1987) - *Analisi geologico-strutturale della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno, Italia centrale)*. Geologica Romana, **26**, 327-347.
- PRICE N.J. (1966) - *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock*. Pergamon Press, Oxford.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in Periadriatic Apennines*. Geology of Italy, Tripoli.
- RIGUZZI F., TERTULLIANI A.Z., GASPARINI C. (1989) - *Study of seismic sequence of Porto S. Giorgio (Marche) - 3 July 1987*. Il Nuovo Cimento della Soc. It. di Fisica, **12** (4).
- SUPPE J. (1985) - *Principles of structural geology*. Prentice Hall, New Jersey, 537 pp.