

**CARATTERI GEOLOGICO-STRUTTURALI DELL'AREA PEDEAPPENNINICA
MARCHIGIANO-ABRUZZESE DURANTE IL PLEISTOCENE (***)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 193
ABSTRACT	" 193
INTRODUZIONE	" 193
STRATIGRAFIA ED EVOLUZIONE	
PALEOGEOGRAFICA	" 194
CARATTERI STRUTTURALI	" 197
ELEMENTI DI TETTONICA ATTIVA	" 197
CONCLUSIONI	" 198
BIBLIOGRAFIA	" 199

RIASSUNTO

L'evoluzione tettonica pleistocenica del settore marchigiano - abruzzese del bacino periadriatico è il risultato dell'azione di diversi meccanismi concomitanti, che agiscono durante le fasi finali di strutturazione della catena e che controllano sia l'evoluzione e la distribuzione degli ambienti sedimentari che l'assetto morfostrutturale del paesaggio continentale. Tra questi particolare importanza assumono la pressoché continua attività delle dorsali longitudinali e dei sistemi di faglie trasversali nonché il sollevamento regionale differenziato, particolarmente attivo a partire dal Pleistocene inferiore-medio, cui è legato il generale basculamento verso Est della successione sedimentaria e quindi l'emersione dell'area.

Le evidenze degli effetti della tettonica quaternaria sono costituite dalla presenza, lungo le dislocazioni recenti, di anomalie del reticolo idrografico, di fenomeni di migrazione di antichi corsi d'acqua ad andamento trasversale, di basculamenti di depositi terrazzati, di faccette triangolari e trapezoidali, di valli sospese, di depositi quaternari di diversa età dislocati più volte, di allineamenti di vulcanelli di fango e della concentrazione anomala di fluidi gassosi, dall'insorgere di movimenti gravitativi profondi e anche dalla morfologia calanchiva di alcune aree a rapido sollevamento.

Un confronto effettuato tra l'attività sismica dell'area in esame e le suddette strutture presenta inoltre una certa corrispondenza, soprattutto per quanto riguarda le strutture compressive (struttura di Porto S. Giorgio e del Conero) e quelle trasversali.

L'esame di questi elementi suggerisce che nell'area siano ancora attivi i meccanismi compressivi, legati o alle fasi finali di strutturazione della catena nell'ambito di campi di *stress* ancora a carattere compressivo oppure ad un generale collasso di tipo gravitativo per effetto del basculamento verso Est del settore periadriatico.

ABSTRACT

The Pleistocene tectonic evolution of the Marche-Abruzzi sector of the Periadriatic basin is the result of several mechanisms acting at the same time, during the final phases of the

(*) Dipartimento Scienze della Terra, Università "La Sapienza", Roma.

(**) Dipartimento Servizi Tecnici Nazionali, Presidenza del Consiglio dei Ministri.

(***) lavoro presentato a GEOITALIA 1997 - I.F.I.S.T., Bellaria (Rimini) 5-9 Ottobre 1997, eseguito con i fondi M.U.R.S.T. 40% e 60% Resp. Prof. Centamore.

structuring of the Apennine chain. These mechanisms control the sedimentary evolution of the basin, the distribution of the sedimentary environments and the morphostructural setting of the continental landscape.

Among them the most important are the activity of the longitudinal ridges, striking about N-S (buried thrust front), of the linked transversal fault systems and of the regional uplift, different from one sector to another and active from the Pleistocene time, with the general tilting toward east of the sedimentary sequence and even the emersion of the area are connected to.

The quaternary tectonic evidences along the recent structures are made of anomalies of the fluvial net, migration of the ancient alveo of rivers with a E-W trend, of tilting of terraces fluvial deposits, triangular and trapezoidal facette, of suspended valleys, of quaternary deposits cutted several times, of allinement of mud volcanoes and anomalies of gases emission.

A good correlation exists between the seismic activity in the area and the structures described before, mainly for the compressional (Porto S. Giorgio Ridge, Conero Ridge) and the transversal ones.

The analysis carried out suggests that in the study area are still active the element described above, connected with a compressive final stage of the structuring of the chain or with a general collapse in a gravitative regime due to the regional tilting to east of the periadriatic area.

PAROLE CHIAVE: Bacino periadriatico, Pleistocene, evoluzione tettonica.

KEY WORDS: Periadriatic basin, Pleistocene, tectonic evolution.

INTRODUZIONE

L'area in esame comprende il settore del bacino periadriatico tra il M. Conero, a Nord, e il Fiume Sangro, a Sud, nel quale è evidente il controllo della tettonica sin-sedimentaria quaternaria sia sull'evoluzione degli ambienti sedimentari e della sedimentazione marina che sull'assetto morfostrutturale del paesaggio continentale.

Lo studio della tettonica quaternaria nel bacino periadriatico e dell'attuale assetto strutturale del settore in esame va inserita nell'evoluzione tettonica dell'intero bacino, delineatosi alla fine del Pliocene inferiore, durante le fasi finali di strutturazione della catena. Essa è infatti il risultato di diversi meccanismi in parte concomitanti, quali l'attività delle dorsali longitudinali, dei sistemi di faglie trasversali e del generale sollevamento dell'area a partire dal Pleistocene inferiore-medio.

Questi meccanismi sono attivi durante tutto il Pliocene-Pleistocene, come è possibile dedurre studiando le successioni sedimentarie, la loro distribuzione areale e il loro assetto strutturale (CANTALAMESSA *et alii*, 1986; ORI *et alii*, 1990; BIGI *et alii*, 1995a; BIGI *et alii*, 1997b).

Durante il Quaternario, in particolare, grande importanza assume il sollevamento regionale differenziato che ha determinato il progressivo basculamento verso Est delle successioni sedimentarie fino all'emersione dell'area. Esso ha inoltre contribuito alla riattivazione quaternaria delle strutture compressive preesistenti, dando luogo localmente a processi di distensione superficiale e basculamento di alcuni settori.

Questo lavoro si propone di fornire un contributo alla conoscenza dell'assetto strutturale superficiale dell'area periadriatica, definito in base ai rilevamenti geologici di dettaglio e dell'analisi strutturale e di inserirli nel contesto dell'evoluzione del bacino durante il Quaternario, integrandoli con l'analisi stratigrafica e sedimentologica delle successioni affioranti e con i dati geofisici disponibili (meccanismi focali e distribuzione dei terremoti).

STRATIGRAFIA ED EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA

Nel settore periadriatico compreso tra il M. Conero, a Nord, e il F. Sangro, a Sud, affiora una successione marina del Pliocene medio - Pleistocene inferiore, prevalentemente argillosa compresa tra depositi neritici trasgressivi a letto e analoghi depositi "di chiusura" a tetto, disposti secondo un assetto monoclinale, con blande immersioni a E e NE (Fig. 1).

Tale successione del bacino periadriatico presenta numerose differenziazioni sia in senso verticale che orizzontale, con discontinuità di sedimentazione e discordanze geometriche anche di notevole entità, pur mantenendo, in generale, lo stesso *trend* evolutivo in tutto il bacino. Questi caratteri indicano che la sedimentazione è stata strettamente controllata dall'attività di una intensa tettonica plio-quaternaria oltre che da quella di altri fattori, talora concomitanti, quali le variazioni climatiche e quelle eustatiche (CANTALAMESSA *et alii*, 1986, 1993; ORI *et alii*, 1990; FARABOLLINI & NISIO, 1997; BIGI *et alii*, 1995a, 1996, 1997a,b).

Durante l'intervallo Pliocene medio-Pleistocene inferiore gli effetti di tale attività tettonica sono evidenziate dalle discordanze angolari legate alle sequenze sedimentarie riconosciute nella successione marina di tale bacino (*P2*, *Qm*, *Qm1*, *Qc* di CANTALAMESSA *et alii*, 1986, 1993; *MP1*, *MP2*, *UP*, *Q* di ORI *et alii*, 1991) e dai gruppi di parasequenze o cicli del quarto ordine (*P2a*, *P2b*, *P2c*, *Qma*, *Qmb*, *Qmc* di BIGI *et alii*, 1995a, 1996), caratterizzate, queste ultime, da depositi clastici grossolani intercalati a più altezze stratigrafiche nelle argille.

La distribuzione areale di questi ultimi e la loro geometria, e le variazioni di spessore delle successioni sia in direzione E-W che N-S, indicano che, durante il Pliocene medio-superiore i sistemi deposizionali erano confinati in depressioni assai limitate ed i flussi gravitativi, dopo l'immissione nel bacino soprattutto da W, venivano smistati lungo l'asse della depressione principale, localizzata, nell'intervallo di tempo considerato, nel bacino più interno, mentre, durante il Pliocene superiore - Pleistocene la depressione principale è spostata verso Est. Tale processo è dovuto all'attività della dorsale "mediana" di Ortezzano-Bellante che costituiva dappr-

ma uno sbarramento e che in seguito al riempimento del bacino ed al sollevamento della porzione più occidentale viene superata dai flussi torbidity (Fig. 1).

Le variazioni di spessore e di litofacies sono evidenti anche analizzando la successione da N a S, con caratteri così evidenti (CANTALAMESSA *et alii*, 1993) da permettere la suddivisione del bacino in senso longitudinale in settori (*settore anconetano*, *maceratese*, *fermano*, *teramano* e *chietino*) con diverso grado di subsidenza e/o di sollevamento. Questi settori sono separati da sistemi di faglie a direzione circa E-W, generalmente impostati su discontinuità più antiche e con un comportamento cinematico assai variabile nel tempo (Fig. 1).

I flussi torbidity sono convogliati nel bacino in esame attraverso canali importati su dislocazioni parallele al principale sistema trasversale. A luoghi l'andamento di alcuni corsi d'acqua attuali coincide all'incirca con quello di alcuni dei canali sopra descritti, per l'azione combinata di fenomeni di sollevamento regionale, antecedenza e sovrainposizione (MELTON, 1959; BOCCALETTI *et alii*, 1983; CICCACCI *et alii*, 1986; CENTAMORE *et alii*, 1996) (Fig. 1 e 2).

Le dorsali longitudinali corrispondono a pieghe anticlinali che coinvolgono la successione pre-Pliocene medio localizzate al fronte di due *thrusts* profondi, con depressioni assiali o dislocazioni dovute a faglie trasversali (CANTALAMESSA *et alii*, 1986, 1993; ORI *et alii*, 1990; FARABOLLINI & NISIO, 1995, BIGI *et alii*, 1995a, 1996, 1997b). Alla loro continua evoluzione possono essere associate anche alcune faglie normali superficiali parallele alla direzione dell'asse della piega. In alcuni casi, il livello di scollamento dei sovrascorrimenti descritti corrisponde alle evaporiti messiniane o ai depositi argillosi del Pliocene superiore.

A questi due principali fattori tettonici se ne deve aggiungere un altro, che diventa particolarmente importante a partire dalla fine del Pleistocene inferiore, rappresentato dal progressivo basculamento verso ENE del blocco periadriatico, localizzato tra la parte interna della catena, in sollevamento, e la depressione adriatica ancora in subsidenza (AMBROSETTI *et alii*, 1982; DRAMIS, 1992; FARABOLLINI & NISIO, 1995, 1997; BIGI *et alii*, 1995a, 1996, 1997a,b), e registrato dalle discordanze angolari riscontrate nella successione pleistocenica del bacino.

I depositi pleistocenici della sequenza *Qm*, che inizia alla fine del Pliocene superiore e si estende nel Pleistocene inferiore p.p., sono costituiti ancora da argille con intercalazioni di depositi clastici grossolani. Tali depositi risultano spesso in giacitura *onlap* verso il fianco della dorsale esterna, in corrispondenza della quale localmente si rinvengono invece litofacies carbonatiche a Coralli, Lamellibranchi e Gasteropodi (Porto S. Giorgio, CANTALAMESSA *et alii*, 1987), mentre la distribuzione dei depositi clastici grossolani nel bacino non presenta più deviazioni in senso assiale.

La prima importante discordanza angolare, legata ad una più intensa ripresa del basculamento verso E, NE, si registra nel bacino periadriatico, dopo l'Emiliano, alla base della sequenza *Qmb*. I depositi siciliani (con litofacies da spiaggia sommersa a battigia) poggiano discordanti (con angoli da 0° a 30°) sulla successione del Pliocene medio-Emiliano basculata ed erosa.

All'interno della sequenza *Qmb*, poi, si ricono-

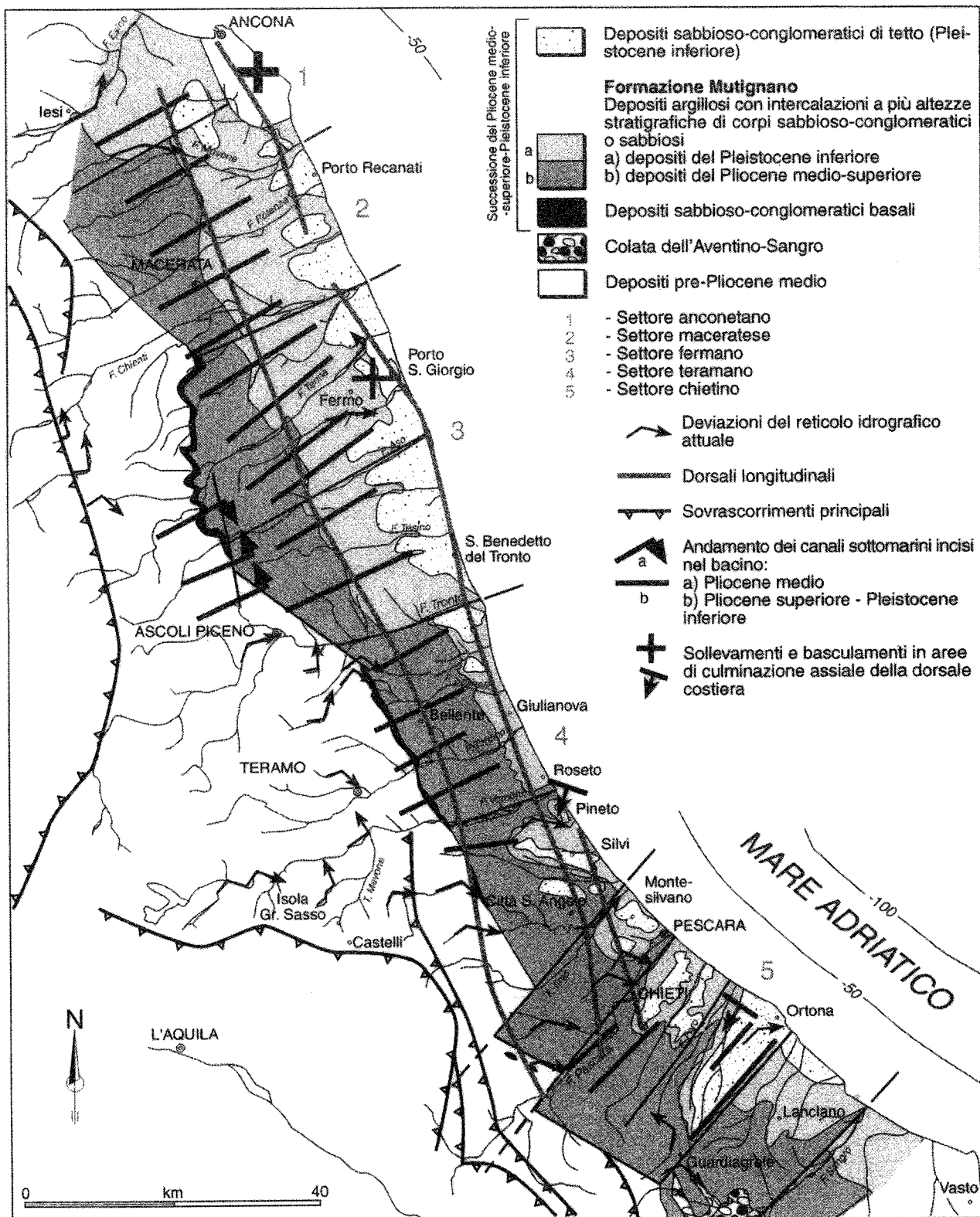


Fig. 1 - Carta geologica con alcuni caratteri morfostrutturali dell'area in esame.

scono, cicli minori, trasgressivo-regressivi, che testimoniano fasi di progradazione verso Est della spiaggia.

Ad un successivo incremento del basculamento va correlata la deposizione della sequenza *Qmc*, costituita da depositi da transizione a continentali.

Un ulteriore importante impulso del sollevamento differenziato, porta alla definitiva emersione dell'area e allo sviluppo di una estesa superficie di erosione

(“superficie Villafranchiana”, DEMANGEOT, 1965) sulla quale poggia la sequenza continentale *Qc*, con litofacies da piana alluvionale a fluvio deltizia e di piana costiera.

Il sollevamento coinvolge in questo momento anche la fascia periadriatica marchigiano - abruzzese mentre raggiunge i suoi massimi valori (oltre 1000 - 1500 m) lungo l'asse attuale della catena appenninica (AMBROSETTI *et alii*, 1983; DUFAURE *et alii*, 1988;

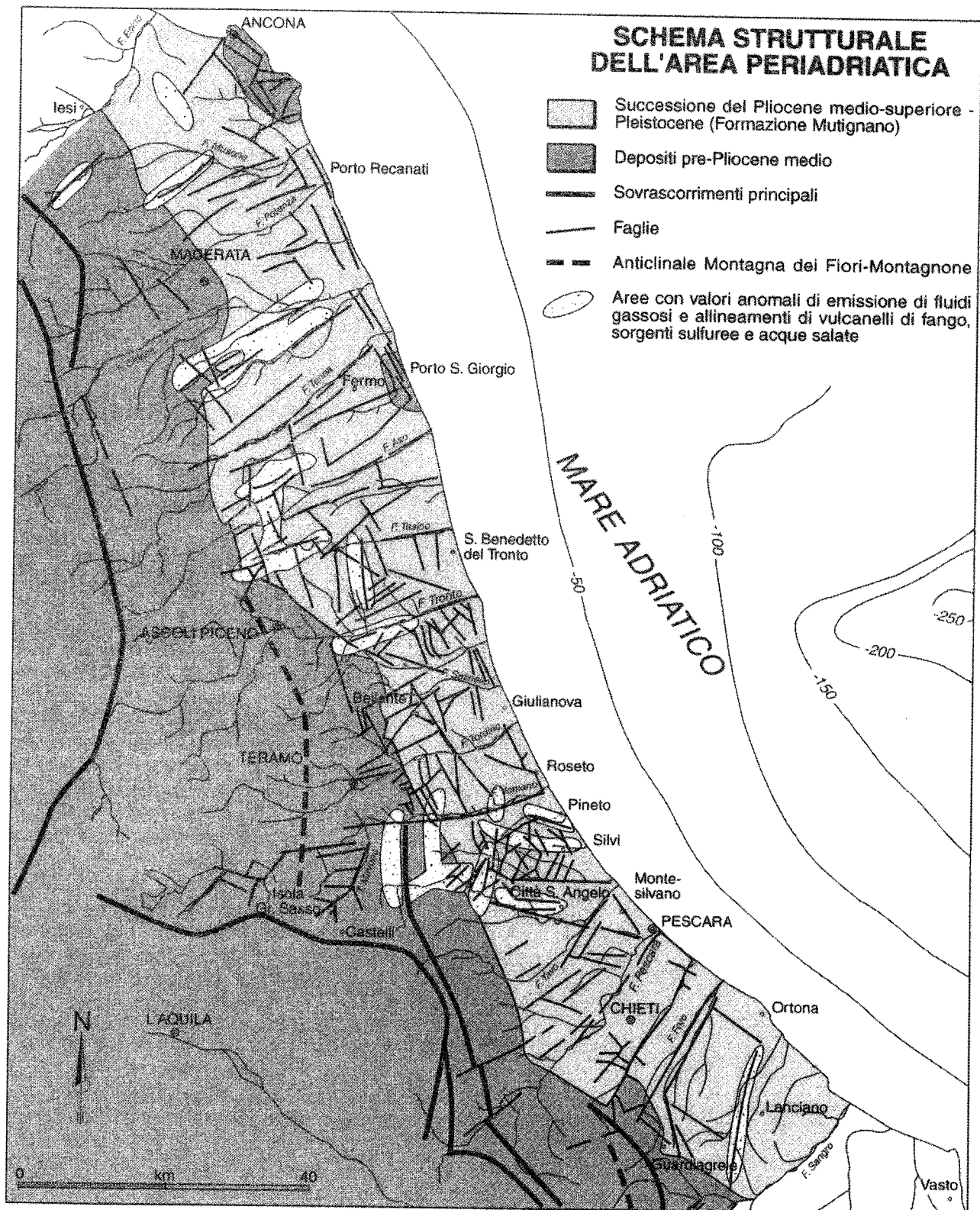


Fig. 2 - Carta strutturale dell'area in esame, con evidenziate le aree di attività recente: emissione anomala di gas, vulcani di fango, emissione di acque salate e sulfuree.

COLTORTI *et alii*, 1991; DRAMIS, 1992; BIGI *et alii*, 1995a; CALAMITA *et alii*, 1997). Questo fenomeno determina un ulteriore basculamento della successione marina che assume un assetto monoclinico inclinato verso E-NE; nello stesso momento (Pleistocene medio - superiore) si imposta e si sviluppa in superficie un primo sistema vallivo, mentre si osserva una riattivazione della dorsale longitudinale più esterna, di cui

sono un indizio i blandi piegamenti dei depositi di chiusura sul rilievo di Montesilvano e la giacitura, basculata verso SW, degli stessi depositi tra Pineto e Silvi, tutti localizzati sulla sommità di tale dorsale costiera (CANTALAMESSA *et alii*, 1986, 1987, 1993; CENTAMORE & MICARELLI, 1991; FARABOLLINI & NISIO, 1995, 1997).

CARATTERI STRUTTURALI

Nell'area in esame si individuano diversi sistemi di faglie con direttrici N-S, N 40° - 60° W e N 80° E + 10° (BIGI *et alii*, 1997b; NISIO, 1997); tali sistemi non risultano distribuiti in maniera omogenea nel settore analizzato (Fig. 2). Molte di queste dislocazioni riprendono elementi più antichi, altre sono invece di neoformazione; in genere presentano movimenti normali, trastensivi e trascorrenti, e mostrano evidenze di attività a più riprese nell'arco di tempo considerato (Pliocene medio - Pleistocene inferiore). I piani di faglia non sono generalmente osservabili direttamente; il loro carattere cinematico è stato ricostruito in gran parte su basi stratimetriche e morfostrutturali.

Il sistema a direzione N-S (+ 20°) è presente in tutta l'area studiata con evidenze di attività pleistocenica. Nell'area di Castelli l'attività pleistocenica di faglie a direzione N-S è ben evidente nelle dislocazioni dei depositi dell'*Unità di San Donato* (FARABOLLINI & NISIO, 1997; NISIO, 1997), corrispondenti ai terrazzi del II ordine del Pleistocene medio; altre evidenze dello stesso tipo si osservano nei dintorni di Forca di Valle - Mercato Vecchio - Leognano e lungo il corso del T. Mavone, che presenta un andamento a zig zag controllato da strutture con la stessa orientazione, da Isola Gran Sasso alla confluenza con il F. Vomano. Per quanto riguarda i caratteri cinematici, si tratta prevalentemente di faglie normali, come è possibile dedurre dalla dislocazione dei depositi suddetti, con evidenze di trastensione sinistra. All'attività di questo sistema e di quello a direzione N80° E, anch'esso costituito in prevalenza da faglie a rigetto verticale con evidenze di trastensione destra, è inoltre dovuto, sempre in quest'area, il basculamento verso Est dei diversi settori tra Forca di Valle e Leognano e della deviazione di alcuni corsi d'acqua (BERNARDINI *et alii*, 1995a e b; FARABOLLINI & NISIO, 1997; NISIO, 1997) (Fig. 2). Nelle aree più settentrionali situazioni analoghe si riscontrano sia tra la Montagna dei Fiori e Civitella del Tronto, dove si osservano le deviazioni a 90° del T. Marino (che prima scorreva verso Est) e dell'affluente del Tordino, sia nell'area tra Pian di Pieca e Camporotondo dove le deviazioni interessano sia il corso del Fiastrone e di alcuni suoi affluenti che quello di affluenti del Tenna-cola.

Anche in corrispondenza delle dorsali longitudinali si ha un'evidenza dell'attività di tale sistema. In corrispondenza della dorsale interna alcune faglie normali sinsedimentarie del Pliocene medio - superiore dislocano i depositi della trasgressione e favoriscono l'appoggio *onlap* sulla superficie di faglia delle argille del Pliocene superiore. In corrispondenza della dorsale costiera, durante il Siciliano faglie normali favoriscono la diversificazione di ambienti sedimentari della dorsale di Porto S. Giorgio (CANTALAMESSA *et alii*, 1986, 1987, 1993; CENTAMORE & MICARELLI, 1991), e il basculamento verso S e SW degli depositi siciliani tra Pineto e Montesilvano (Fig. 1-2).

Queste strutture sono state interpretate come faglie gravitative la cui genesi è legata alle fasi di strutturazione delle dorsali suddette alle quali peraltro risultano parallele; lungo la costa adriatica strutture analoghe collegate alla dorsale costiera (in CANTALAMESSA *et alii*,

1986, 1987, 1993; BIGI *et alii*, 1995a, 1996, 1997b; corrispondente alla *Struttura Costiera Thrust Front* di ORI *et alii*, 1990), bordano attualmente il litorale adriatico, favorendo l'insacco di movimenti gravitativi sia profondi che superficiali (DRAMIS & SORRISO VALVO, 1994, in stampa; FARABOLLINI & NISIO, 1997; NISIO, 1997)

Il sistema N 80° E + 10° comprende in genere strutture che rappresentano la riattivazione di elementi strutturali preesistenti e strutture di neoformazione; spesso corrispondono ad antiche faglie di trascinamento legate alle fasi compressive di strutturazione della catena, che già in precedenza avevano condizionato l'evoluzione sedimentaria del bacino periadriatico plio-pleistocenico, frammentandolo in settori a subsidenza differenziata.

Gli strati inclinati verso S nei depositi appartenenti alla *sequenza Qc* (Pleistocene medio basale, BIGI *et alii*, 1995a, 1996) e nei depositi terrazzati del I ordine dei principali corsi d'acqua a direzione E-W, nonché i fenomeni di migrazione verso S degli stessi alvei fluviali, suggeriscono inoltre la presenza di processi di basculamento differenziato in corrispondenza di tali faglie trasversali.

Il sistema appenninico (N 40° W - N 60° W) è presente in tutta l'area e comprende faglie a prevalente carattere normale. In particolare, nella fascia più orientale tale sistema presenta evidenze di attività recente, poiché disloca anche i depositi terrazzati del III ordine; inoltre, lungo tali allineamenti sono osservabili vulcanelli di fango e sono stati misurati valori anomali di emissione di fluidi gassosi. (Fig. 2)

ELEMENTI DI TETTONICA ATTIVA

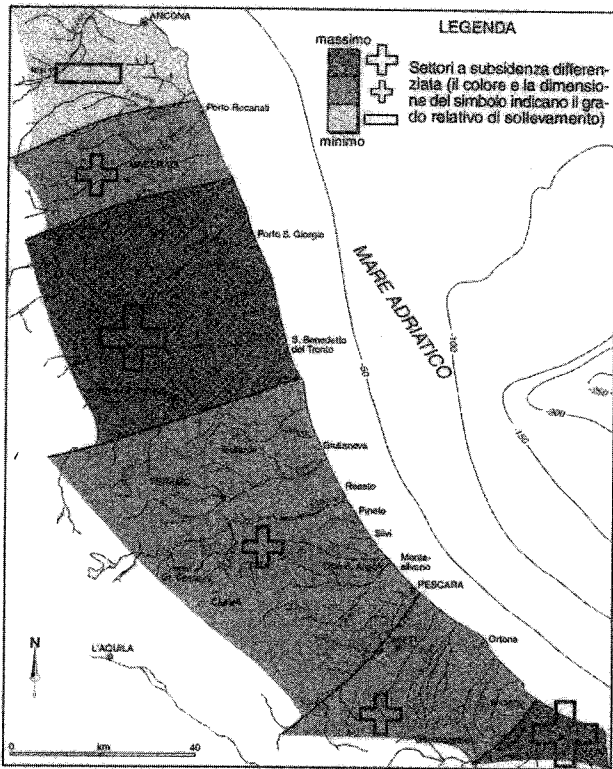
L'attività tettonica quaternaria è evidenziata dal controllo esercitato sulla progressiva evoluzione del reticolo idrografico, dall'insacco di fenomeni franosi e di deformazioni gravitative profonde, dalla genesi di faccette triangolari o trapezoidali, dalla concentrazione anomala di fluidi gassosi e di vulcanelli di fango lungo le dislocazioni più recenti e dalla attività sismica frequente in alcune aree di questo settore.

Particolarmente importante risulta la fase tettonica che ha dato l'impronta all'attuale assetto morfostrutturale e che si è manifestata dopo la deposizione dell'*Unità di San Donato* (FARABOLLINI & NISIO, 1997; NISIO, 1997), del Pleistocene medio e in cui assumono un notevole rilievo le dislocazioni ad andamento meridiano e N 80° E, cui sono legate catture o gomiti fluviali, la migrazione verso sud dell'alveo fluviale e la formazione di alcune limitate depressioni tettoniche.

Gli effetti dei movimenti verticali differenziati sono evidenti dalla diversa evoluzione dei settori precedentemente citati. In alcuni casi, come nel *settore anconetano*, si osserva una relativa concordanza tra il *trend* dei movimenti recenti e quelli più antichi, mentre in altri casi come quelli dei *settori fermano e chietino*, si nota una inversione di tendenza dei movimenti verticali che mostrano evidenze di una marcata subsidenza fino al Pliocene superiore, e poi, durante il Pleistocene medio-superiore, di un maggiore sollevamento rispetto ai settori vicini (Fig. 3).

Un altro dato viene dal confronto tra la sismicità

Schema dell'assetto morfostrutturale durante il Pliocene medio-Pleistocene inferiore



Schema dell'assetto morfostrutturale durante il Pleistocene medio-superiore

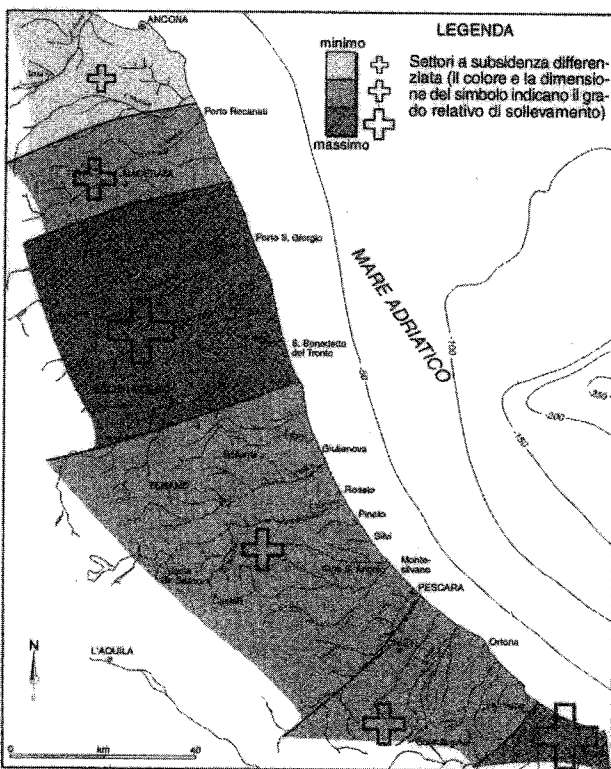


Fig. 3 - Schemi morfostrutturali dell'area durante il Pliocene medio-superiore ed il Pleistocene.

dell'area e l'attività tettonica recente (Fig. 4). Da un punto di vista cinematico infatti l'area in esame è compresa in una zona sismogenetica caratterizzata da mecca-

nismi di *thrust* e subordinatamente trascorrenti (LAVECCHIA *et alii*, 1994) e vi si sono manifestati terremoti piuttosto forti come quello, per esempio, del 3 Ottobre 1943 a Offida ($M=5.5$), i cui meccanismi focali indicano compressione pura (FREPOLI & AMATO, 1997) o quello del 3 Luglio 1987 di Porto S. Giorgio ($M=4.9$, RIGUZZI *et alii*, 1989; CONSOLE *et alii*, 1989).

Si osserva che l'attività sismica è particolarmente concentrata intorno alle culminazioni assiali della dorsale costiera (area di Ancona - Conero e di Porto S. Giorgio) e della dorsale interna (Offida, Ascensione) e lungo le dislocazioni trasversali che delimitano tali strutture; tali aree, che rappresentano le porzioni più attive sismicamente, sono anche quelle che mostrano tassi di sollevamento e di movimenti recenti maggiori (Fig. 4).

Infine alcuni Autori (ANTINORI *et alii*, 1983; CALAMITA *et alii*, 1987; CALAMITA & INVERNIZZI, 1991) hanno evidenziato attraverso l'analisi geologico-strutturale la presenza di campi di *stress* compressivi attivi durante il Quaternario.

CONCLUSIONI

L'evoluzione plio-pleistocenica di questo settore del bacino periadriatico e l'attuale assetto morfostrutturale rappresentano gli effetti di una tettonica plio-quadernaria che si è manifestata con meccanismi diversi e talora concomitanti durante le fasi finali della strutturazione della catena e che possono essere così sintetizzati:

1) la progressiva evoluzione delle dorsali longitudinali, corrispondenti alle pieghe frontali di due principali *thrust* profondi (ORI *et alii*, 1990; CASNEDI & SERAFINI, 1994; BIGI *et alii*, 1995a,b), alla quale si associa l'attività dei sistemi di faglie trasversali ed oblique, interpretabili come faglie di strappo;

2) il sollevamento regionale differenziato, particolarmente attivo dal Pleistocene inferiore (AMBROSETTI *et alii*, 1982; DUFAURE *et alii*, 1988; COLTORTI *et alii*, 1991; DRAMIS, 1992; BIGI *et alii*, 1995a, 1996, CALAMITA *et alii*, 1997), che porta all'emersione totale dell'area e al progressivo basculamento verso E e NE della fascia periadriatica. A questi fattori può essere attribuita l'ulteriore strutturazione delle strutture compressive costiere, con conseguente sviluppo di faglie normali sui fianchi delle pieghe e basculamento di settori.

Tali processi risultano attivi durante quasi tutto il Pleistocene, almeno fino al I ordine dei depositi fluviali terrazzati che presentano giaciture inclinate verso S e SW.

Da quanto sopra esposto sembra molto probabile che siano ancora attivi meccanismi legati a campi di *stress* ancora a carattere compressivo; inoltre, l'esistenza di una sismicità che si manifesta con terremoti anche relativamente forti come quelli sopracitati e con meccanismi focali indicanti compressione pura fa ritenere che tale campo di *stress* sia legato a meccanismi profondi connessi con le fasi finali di strutturazione della catena generati da un generale collasso di tipo gravitativo che dovrebbe coinvolgere settori crostali, come proposto anche da CALAMITA *et alii* (1997). Inoltre associamo a

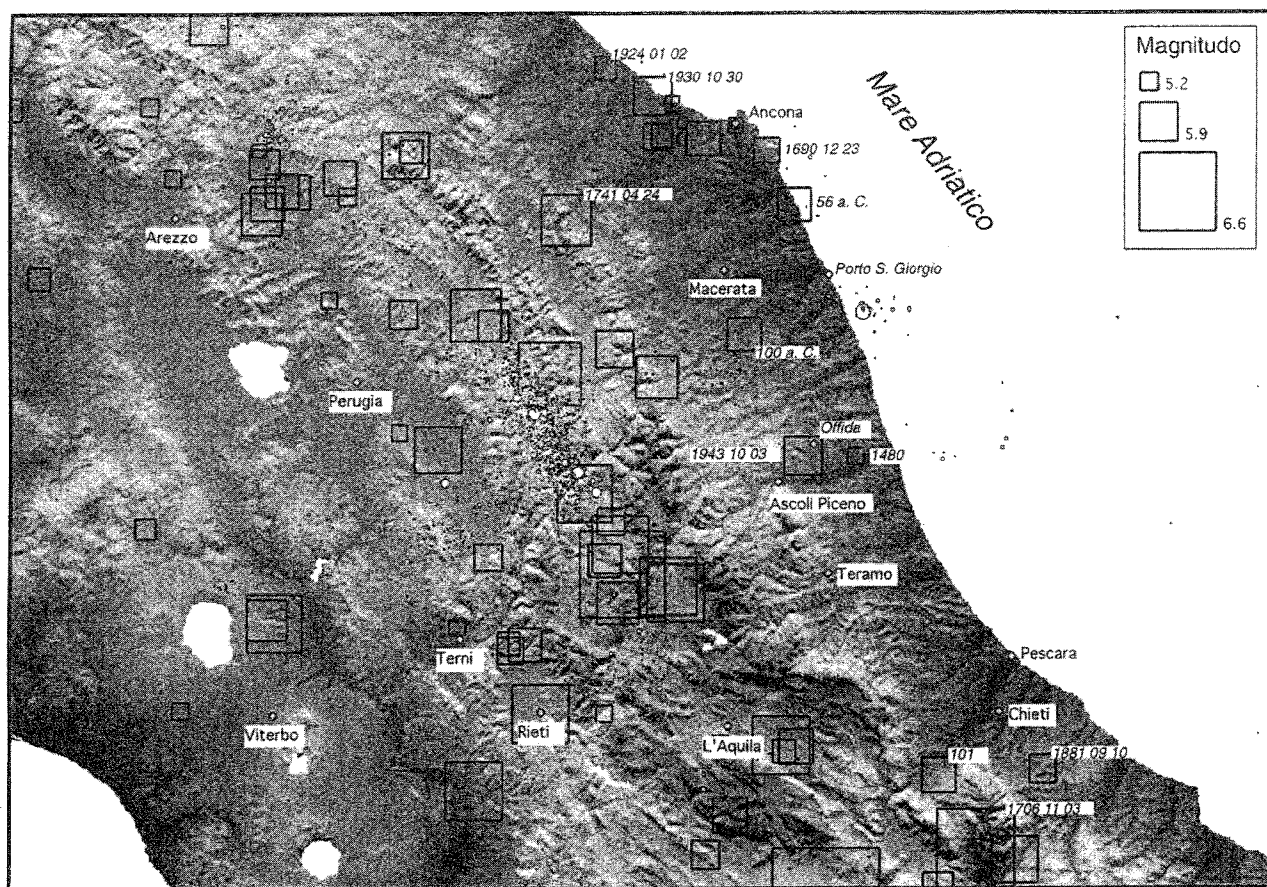


Fig. 4 - Distribuzione dell'attività sismica dell'area (per gentile concessione dell'ING). I quadrati corrispondono ai terremoti storici. La loro area è pari alla Rupture Surface derivabile dalla magnitudo momento del terremoto secondo le relazioni di WELLS & COPPERSMITH (1994), che per i terremoti storici più forti è fornita dal Catalogo dei Forti Terremoti (BOSCHI *et alii*, 1997) attraverso relazioni empiriche che la legano alla magnitudo dei terremoti stessi. I numeri indicano anno, mese e giorno dei terremoti storici (Catalogo dei forti terremoti, BOSCHI *et alii*, 1997); i cerchietti e i puntini corrispondono agli epicentri dei terremoti strumentali. Da notare la sequenza di P.S. Giorgio (terr. strumentali ING) del 1985-1996.

collapsi gravitativi superficiali le strutture distensive osservate che coinvolgono la parte più superficiale della copertura e che, come tali, risultano non sismogenetiche.

Ringraziamenti

Si ringrazia il Dott. G. Valensise per la collaborazione e le stimolanti discussioni e il Prof. F. Calamita per i preziosi consigli e la rilettura critica del testo.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., CARRARO F., DELANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio*. In: CNR - Progetto Finalizzato "Geodinamica" - contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, p. 2, 219-223.
- ANTINORI A., CALAMITA F., CENTAMORE E., DELANA G. & PIERUCCINI U. (1983) - *Primi dati mesostrutturali dei depositi postorogeni dell'avanfossa messiniana. Riunione su: Meccanismi deformativi nelle catene perimediteranee*. Stato di avanzamento delle ricerche e problematiche emerse. Atti, Firenze, 5 Dicembre 1983.
- BERNARDINI M., FARABOLLINI P., NISIO S. & PRESTININZI A. (1995a) - *Carta geologica e schema geomorfologico dell'area di Isola Gran Sasso d'Italia - Castelli (Abruzzo nordorientale, Teramo)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2.
- BERNARDINI M., FARABOLLINI P., NISIO S. & PRESTININZI A. (1995b) - *Evoluzione geologico-geomorfologica dell'area di Isola Gran Sasso d'Italia - Castelli (Teramo)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2, 63-67.
- BIGI S., CALAMITA F. & PALTRINIERI W. (1995b) - *Modi e tempi della strutturazione della catena appenninica abruzzese dal Gran Sasso alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2.
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., INVERNIZZI C., MICARELLI A., NISIO S., PAMBIANCHI G. & POTETTI M. (1995a) - *La fascia periadriatica marchigiano-abruzzese dal pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2, 37-49.
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., MICARELLI A., PENNESI T. & POTETTI M. (1996) - *L'influenza della tettonica e del clima sugli ambienti e sui processi sedimentari nel bacino periadriatico marchigiano-abruzzese durante il Plio-Pleistocene*. Atti Riunione Gruppo Sedimentologia, C.N.R., Catania, 10-14 Ottobre, 1996.
- BIGI S., CENTAMORE E., CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., NISIO S. & PAMBIANCHI G. (1997a) - *Quaternary evolution and morphotectonics of the Marche-Abruzzi peri-adriatic belt*. Covegno internazionale Geomorfologia Bologna, Agosto 1997.
- BIGI S., CENTAMORE E. & NISIO S. (1997b) - *Elementi di tettonica quaternaria nell'area pedepenninica marchigiana*.

- no-abruzzese*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 10 (2).
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & DRAMIS F. (1983) - *The Umbria-Marche Apennine: an example of thrust and wrenching tectonic in a model of ensialic neogenic-quaternary deformation*. Boll. Soc. Geol. It., 102, 581-592.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461a.C. al 1990*. ING - SGA, Bologna, 644 pp. and a CD Rom.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERANTONI P.P., PIERUCCINI P., PIZZI A. & SCISCANI V. (1997) - *Plio-quaternary structural evolution and morphogenesis in the Umbria - Marche Apennines (Italy) from the Tyrrhenian side to the Adriatic coast*. Tectonic studies group, Annual General Meeting, December 1997, Durham.
- CALAMITA F. & INVERNIZZI C. (1991) - *Mesostructural analysis on the conglomerates of the outer marchean area (between M. Ascensione and S. Benedetto)*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 667-673.
- CALAMITA F., MASTROVINCENTO S. & INVERNIZZI C. (1987) - *Analisi mesostrutturale sui depositi mio-pliocenici della zona marchigiana esterna*. Acta Nat. de "l'Ateneo Parmense", 23, 265-272.
- CANTALAMESSA G., CASNEDI R., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M., RICCI LUCCHI F. con la collaborazione di AGIP, CRISTALLINI C., DI LORITO R. (1986) - *Il Plio-Pleistocene marchigiano-abruzzese*. Guida alle escursioni del 7-10 Ottobre, 73° Congresso della Soc. Geol. It., Dip. Scienze della Terra, Università di Camerino, 43 pp.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CRISTALLINI C., INVERNIZZI C., MATTEUCCI R., MICARELLI A., PICCINI M., PONTONI F., POTETTI M. (1987) - *Nuovi dati sulla geologia dell'area di Porto S. Giorgio (Marche meridionali)*. Geologica Romana, 26 (1987), 359-369.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., MICARELLI A., POTETTI M., with contribution of DIDASCALOU P., PENNESI T. & PICCINI M. (1993) - *Neogene - Quaternary evolution of the Marche-Abruzzi periadriatic basin in the stretch between the Musone and the Pescara river*. In: Cantalamessa G. & Dramis F. (eds.) - *Field trip Guide Book of the International Symposium on Dynamics of Fluvial Coastal System and Environmental Changes*, S. Benedetto del Tronto, Italy, June 21-24 1993, 81 pp.
- CASNEDI R. & SERAFINI G. (1994) - *Interpretazione geologica della sezione sismica nella Valle del Vomano (Abruzzo)*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, ser. spec., 2, 45-49.
- CENTAMORE E., CICCACCI S., DEL MONTE M., FREDI P. & LUPA PALMIERI E. (1996) - *Morphological and morphometric approach to the study of the structural arrangement of the northeastern Abruzzo (Central Italy)*. Geomorphology, 16, 127-137.
- CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In: *L'ambiente fisico delle Marche*. Regione Marche-Giunta Regionale, Assessorato Urbanistica-Ambiente, S.E.L.C.A., Firenze, 5-58.
- CICCACCI S., FREDI P., LUPA PALMIERI E. & SALVINI F. (1986) - *An approach to the quantitative analysis of the relations between drainage pattern and fracture trend*. In: *International Geomorphology, Part II*. Wiley, Chichester, pp. 49-68.
- COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 14(1), 87-100.
- CONSOLE R., DI GIOVANBATTISTA R., FAVALLI P. & SMRIGLIO G. (1989) - *Definizione delle strutture della costa adriatica attivate nelle sequenze sismiche del 1987*. Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, 8° Conferenza, Proceedings, v. 6, p. 519-529.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Geomorphologie des Abruzzes adriatiques*. Memoires et Documents, Ed. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- DRAMIS F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1992/1, 9-15.
- DRAMIS F. & SORRISO VALVO (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides, and tectonics*. In: N. Oragy, M. Sorriso-Valvo & B. Voight (eds.) "Deep-seated landslides and large-scale rock avalanches", Engineering Geology, 38 (3-4), 231-243.
- DRAMIS F. & SORRISO VALVO M. (in stampa) - *Deformazioni gravitative, grandi frane e attività tettonica lungo la costa adriatica marchigiano-abruzzese*. Atti del Convegno Nazionale sui "Grandi Fenomeni Gravitativi Lenti nei Centri Abitati della Regione Alpine ed Appenniniche". Maratea, 28-29 Settembre, 1995.
- DUFAURE J.J., BOSSUYT D., RASSE M. (1988) - *Deformations Quaternaires et morphogenese de l'Apennin Central Adriatique*. Phisio-Geo, 18, 9-46.
- FARABOLLINI P. & NISIO S. (1995) - *Evoluzione geomorfologica del bacino del F. Vomano (Abruzzo settentrionale)*. Atti Convegno Nazionale sul Tema "Il ruolo della geomorfologia nella geologia del Quaternario" presso la Società delle Scienze, Lettere ed Arti in Napoli. 27-29 Febbraio, 1996, pg. 57.
- FARABOLLINI P. & NISIO S. (1997) - *Evoluzione geomorfologica del bacino del F. Vomano (Abruzzo settentrionale)*. Il Quaternario, 10(2), 101-104.
- FREPOLI A. & AMATO A. (1997) - *Contemporaneous extension and compression in the northern Apennines from earthquake fault plane solutions*. Geophys. J. Int., in press.
- LAVECCHIA G., BROZZETTI F., BARCHI M., MENICETTI M. & KELLER J.V.A. (1994) - *Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from an analysis of the Neogene to present deformations and related stress field*. Geol. Soc. Am. Bull., v. 106, 1107-1120.
- MELTON F.A. (1959) - *Aerial photographs and structural geomorphology*. Jour. Geol., 67 (4), 351-370.
- NISIO S. (1997) *Evoluzione geologica e morfotettonica dell'area compresa tra il Gran Sasso ed il Mare Adriatico*. Geol. Rom. (in stampa)
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1990) - *The Plio-Pleistocene Adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. Third Conference of European Association of Petroleum Geology, May, 1991, Adriatic Foredeep Field Trip Guidebook. 85 pp.
- RIGUZZI F., TERTULLIANI A. & GASPARINI C. (1989) - *Study of the seismic sequence of Porto S. Giorgio (Marche)*, 3 Luglio 1987. Il Nuovo Cimento, 12C, v. 4, 453-466.
- WELLS D.L. & COPPERSMITH K.J. (1994) - *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area and surface displacement*. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.