

TERREMOTI CROSTALI E SUB-CROSTALI NELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

RIASSUNTO

L'analisi dei dati sismologici strumentali disponibili ci consente di formulare un modello dell'evoluzione geodinamica di questo settore dell'Appennino. I dati registrati dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata dell'ING negli ultimi 8 anni, insieme a quelli collezionati da numerose reti locali, rivelano l'esistenza di almeno tre fasce caratterizzate da sismicità differente: a) la zona del margine tirrenico, interessata da sismicità molto superficiale (7 km) in dipendenza dell'elevato gradiente geotermico, b) la zona di catena, dove è concentrata la maggiore sismicità, caratterizzata da profondità ipocentrali fino a circa 14 km e da movimenti generalmente distensivi e c) la fascia adriatica, con meccanismi compressivi o trascorrenti. Al di sotto di una crosta superiore a comportamento fragile e di una crosta inferiore prevalentemente duttile, riscontriamo terremoti "sub-crosta" fino a circa 90 km di profondità localizzati lungo un piano che immerge dall'Adriatico verso il Tirreno con una pendenza di circa 40-45 gradi. Tale evidenza supporta l'ipotesi di una litosfera adriatica in subduzione al di sotto dell'arco appenninico settentrionale. Viceversa, la mancanza di terremoti "sub-crosta" nell'Appennino centrale non permette di estendere questa ipotesi a tutta la catena.

ABSTRACT

Seismological data, recorded by the National Seismic Network of the Istituto Nazionale di Geofisica in the past 8 years allow to better understand the geodynamic evolution of northern and central Apennines. Three different zones can be defined looking at their crustal seismic behaviour: a) the peri-Tyrrhenian belt, interested by a very shallow seismicity (7 km) probably reflecting the high geothermic gradient; b) the Apenninic chain, where most of the seismicity takes place with hypocentral depths ranging between 8 and 14 km and predominant normal faulting events; c) the peri-Adriatic belt with strike slip and thrust fault plane solutions.

Deeper seismicity does occur in northern Apennines showing a 40 - 45 degrees dipping plane up to 90 km depth from the Adriatic to the Tyrrhenian sea. This observation suggests the presence of a subducting Adriatic lithosphere beneath northern Apennines. On the contrary, the lack of deep earthquakes in the central Apennines does not allow to extend such hypothesis in this area.

PAROLE CHIAVE: Sismicità, Appennino settentrionale.

KEY WORDS: Seismicity, Northern Apennines.

(*) Istituto Nazionale di Geofisica - Roma

INTRODUZIONE

L'attività sismica di una regione è il riflesso diretto e più immediato del regime tettonico in atto. Il tipo di sismicità di un'area può essere o meno connesso con quanto si osserva dalla geologia di superficie, a seconda se il regime tettonico attuale ha agito per un tempo sufficiente da lasciarne traccia negli elementi geologici superficiali.

Numerose sono le informazioni che possiamo ricavare dall'osservabile sismologico. Tra queste, le modalità temporali con cui viene rilasciata l'energia sismica (sequenze, sciame, etc.) ci fornisce indicazioni sulle caratteristiche reologiche del mezzo. Le localizzazioni ipocentrali dei terremoti ci suggeriscono a quali profondità, e quindi indirettamente in quali unità geologiche (copertura sedimentaria, basamento, etc.) avvengono le rotture sismogenetiche (e, di riflesso, quali altre si comportano plasticamente, o sono soggette a fenomeni di *creeping*). Dall'analisi della microsismicità si possono inoltre fare ipotesi su quali aree di una certa fascia sismogenetica risultino attualmente "bloccate" (si comportino cioè come *asperità*) e siano pertanto soggette a future rotture. I meccanismi focali costituiscono uno strumento molto importante, talvolta l'unico, per determinare lo stato di stress attivo in una regione.

Le tipologie con cui si manifesta l'attività sismica attraverso la catena appenninica sono oramai piuttosto note, grazie soprattutto all'acquisizione di dati strumentali da parte della Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC) dell'ING a partire dai primi '80, quando il numero delle stazioni sismiche è sensibilmente aumentato. Possiamo inoltre disporre di dati di reti locali permanenti, che incrementano il potere risolutivo della Rete Nazionale in alcune aree, e di reti microsismiche temporanee che hanno operato generalmente a seguito di forti terremoti.

Il quadro sismotettonico generale indica una sismicità frequente e non molto intensa nella fascia tirrenica, concentrata prevalentemente in corrispondenza dei complessi vulcanici quaternari della Toscana, del Lazio e della Campania (CARABELLI *et al.*, 1984; BATTINI *et al.*, 1990). Lungo l'asse della catena, assistiamo invece ad una sismicità caratterizzata da eventi sismici più forti, con meccanismi per lo più di faglia normale, lungo direzioni generalmente appenniniche (DESCHAMPS *et al.*, 1984; HAESSLER *et al.*, 1988; DESCHAMPS *et al.*, 1989). A differenza di quanto avviene nell'Appennino centro-meridionale, in quello centro-settentrionale le magnitudo massime registrate, anche

storicamente, non eccedono valori intorno a 6.0, e la sismicità è caratterizzata generalmente da una attività più frequente con sequenze ricche di repliche, spesso con le caratteristiche tipiche di uno sciame (UTSU, 1969).

Procedendo verso l'avanfossa, assistiamo ad una sismicità che riflette meccanismi compressivi, anche se per questi eventi le osservazioni sono più ridotte. Questo quadro generale è coerente con le osservazioni geologiche di superficie, anche se mancano in molte aree informazioni sismologiche di dettaglio. Nel capitolo seguente, verranno pertanto delineate le caratteristiche con cui si manifesta la sismicità in una fascia parallela al profilo CROP-03, basandosi sui dati registrati dalla RSNC dell'ING dal 1983 al marzo 1991, e su quelli delle reti locali permanenti dell'ENEL (reti del M. Amiata e di Latera; vedi CARABELLI *et al.*, 1984 e BATINI *et al.*, 1990) e delle reti temporanee installate da diversi istituti italiani e francesi a seguito dei terremoti di Ancona (1971-72), della Val Nerina (1979), di Perugia (1984), e di altri interventi in Umbria nel 1987.

SISMICITA' RILEVATA DALLA RETE SISMICA NAZIONALE CENTRALIZZATA (RSNC)

Come è noto, l'Istituto Nazionale di Geofisica, dopo il catastrofico terremoto irpino del 1980, ha iniziato un programma di rinnovamento della rete sismica nazionale centralizzata (RSNC) a causa della necessità di determinare rapidamente i parametri ipocentrali di un terremoto che avvenga sul territorio nazionale.

Oggi la RSNC si avvale dei segnali sismici di oltre 70 stazioni installate sull'intero territorio e la cui geometria è stata scelta in modo da coprire soprattutto le aree a maggiore rischio sismico. Le coordinate epicentrali di qualsiasi evento sul territorio nazionale con magnitudo maggiore di 2.5 sono oggi determinate in tempo reale grazie al sistema di acquisizione e localizzazione automatico *on line* di cui è dotato l'Istituto. Il calcolo della profondità ipocentrale è ben vincolato se questa è dello stesso ordine di grandezza della maglia della rete (LEE & STEWART, 1981). Le localizzazioni di ipocentri intermedi risultano pertanto paradossalmente più affidabili di quelli di eventi superficiali; infatti osservando la geometria della Rete Sismica Nazionale Centralizzata (figura 1) si vede come la distanza tra le varie stazioni sia generalmente superiore ai 35 - 40 km.

Per l'area in studio, compresa approssimativamente tra Roma, Livorno, Bologna e Pescara, è stata eseguita un'estrazione dal *datbank* dell'ING dal 1983 al Marzo 1991 di tutti gli eventi. In totale si è lavorato inizialmente con un *data set* di 3746 terremoti sui quali è stata operata una selezione, scartando gli eventi secondo i seguenti criteri:

1) eventi la cui profondità viene fissata dal programma di localizzazione; questi sono probabilmente riferibili a sismicità superficiale, proprio per ciò che è stato detto sulla risoluzione della RSNC per le profondità ipocentrali;

2) eventi con un residuo quadratico medio maggiore di 0.50 s per gli eventi fino a 15 km di profondità e di 0.80 s oltre i 15 km.

Dopo la selezione sono rimasti 774 terremoti con un'affidabile localizzazione dei parametri ipocentrali. Bisogna aggiungere che nessun terremoto con profondità ipocentrale oltre i 30 km è stato scartato in quanto risultano tutti ben localizzati.

Come si vede dalla figura 2, la sismicità è concentrata prevalentemente nell'area di catena, mentre risulta piuttosto diradata sia nelle zone più interne (Toscana e Lazio, ad eccezione dei Colli Albani), che verso l'avanfossa. La relativa mancanza di terremoti in Toscana è dovuta sia ad una effettiva minor sismicità che ad una scarsa densità di stazioni della RSNC che non consente di localizzare i terremoti di questo settore, eccettuato per gli eventi a magnitudo maggiore, che sono comunque piuttosto rari.

Osservando le sezioni di figura 2, si nota un generale approfondimento della sismicità crostale al di sotto della catena, con profondità ipocentrali per lo più entro i primi 15 km della crosta. Nonostante le difficoltà cui si è accennato in precedenza riguardo il calcolo della profondità ipocentrale con stazioni distanti, il trend generale può essere considerato significativo e reale. Il limite inferiore di occorrenza dei terremoti è indicativo della transizione tra crosta superiore a comportamento fragile e crosta a prevalente comportamento duttile. La profondità della transizione viene comunque meglio identificata dagli studi con reti locali, descritti nel seguito. Si può comunque affermare che tale limite è dipendente dal gradiente termico, e segue, più superficialmente, l'approfondimento della Moho (NICOLICH, 1989).

Un discorso a parte merita la sismicità più profonda, che è stata evidenziata dalla RSNC negli ultimi anni. Come accennato in precedenza, le localizzazioni di ipocentri intermedi risultano più affidabili di quelli di eventi superficiali. Ciò premesso, si noti come esistono numerosi terremoti "sub-crosta" al di sotto della catena appenninica, fino a profondità di quasi 100 km (Fig. 2). Il loro numero è di gran lunga inferiore a quelli superficiali, i loro parametri (magnitudo, meccanismo al fuoco) ancora per lo più sconosciuti. Data l'importanza che essi rivestono nella comprensione dell'evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale, essi saranno oggetto di approfondite ricerche nel futuro.

Gli ipocentri di tali eventi si approfondiscono dall'Adriatico verso il Tirreno, descrivendo approssimativamente un piano immergente di circa 40°-45°. La loro presenza è inoltre limitata all'Appennino settentrionale, come si nota dalle tre sezioni di figura 2.

SISMICITA' RILEVATA DALLE RETI LOCALI

Definire il comportamento nel tempo di singole strutture sismogenetiche è obiettivo primario della ricerca sismologica. Studi strumentali di dettaglio, attraverso l'installazione di reti sismiche locali, sono un passo obbligato per raggiungere tale fine. Per reti locali si intende generalmente reti sismiche con un'apertura di un centinaio di chilometri quadrati e con una distanza tra le varie stazioni dell'ordine di qualche chilometro. La risoluzione di reti locali ad alta qualità permette di valutare la geometria delle strutture sismogenetiche attraverso lo studio della distribuzione spaziale (con errore associato alle coordinate ipocentrali non superiore a qualche centinaio di metri) e temporale della sismicità; i meccanismi focali, inoltre, forniscono indicazioni sia del tipo di movimento delle faglie sismogenetiche che sullo stato dello stress in profondità.

Reti con queste finalità hanno temporaneamente operato nella regione umbro - marchigiana in occasione del terremoto della Val Nerina del 19/9/1979 (DESCHAMPS *et al.*, 1984), di Perugia del 29/4/1984 (HAESSLER *et al.*, 1988) ed in occasione di una campagna di monitoraggio sismico effettuata nei mesi di Maggio e Giugno 1987 (DESCHAMPS *et al.*, 1989). Inoltre, reti microsismiche permanenti operano da diversi anni nelle aree geotermiche di Latera e del M. Amiata (BATINI *et al.*, 1990).

Vista l'importanza che i dati delle reti locali offrono al fine di caratterizzare, come abbiamo detto prima, le diverse aree sismiche e di determinare lo spes-

sore dello strato sismogenetico crostale verranno qui riassunte le caratteristiche delle reti installate nell'area interessata dal profilo CROP-03 e i principali risultati ottenuti durante le diverse campagne di registrazione; per una completa trattazione si rimanda ai lavori che trattano anche criticamente i risultati e le metodologie applicate.

Il 19/9/1979 la Val Nerina è stata colpita da un forte terremoto ($M_s=5.9$, NEIS) provocando danni alle strutture ed anche feriti. Pochi giorni dopo la scossa principale diverse unità operative sono intervenute con la strumentazione che è rimasta installata per circa un mese. In figura 1 è rappresentata l'area coperta dalla rete sismica installata, composta da 19 stazioni analogiche con una distanza media di 5 km tra le varie stazioni e che ha permesso la registrazione di centinaia di repliche di cui 136 sono ben localizzate anche in profondità. La sequenza della Val Nerina è stata la prima sequenza sismica italiana dove è intervenuta una rete sismica locale fornendo un'eccellente opportunità per studiare in dettaglio la struttura sismogenetica responsabile dell'evento principale. DESCHAMPS *et al.* (1984) hanno studiato approfonditamente questo evento determinando sia il meccanismo focale della scossa principale che la geometria della superficie di rottura attraverso la distribuzione delle repliche. Il meccanismo focale mostra una soluzione per faglia normale e, associandolo alla direzione di allungamento delle repliche, si può ragionevolmente accettare il piano a direzione appenninica con dip di 70° circa e con una leggera componente trascorrente come il responsabile

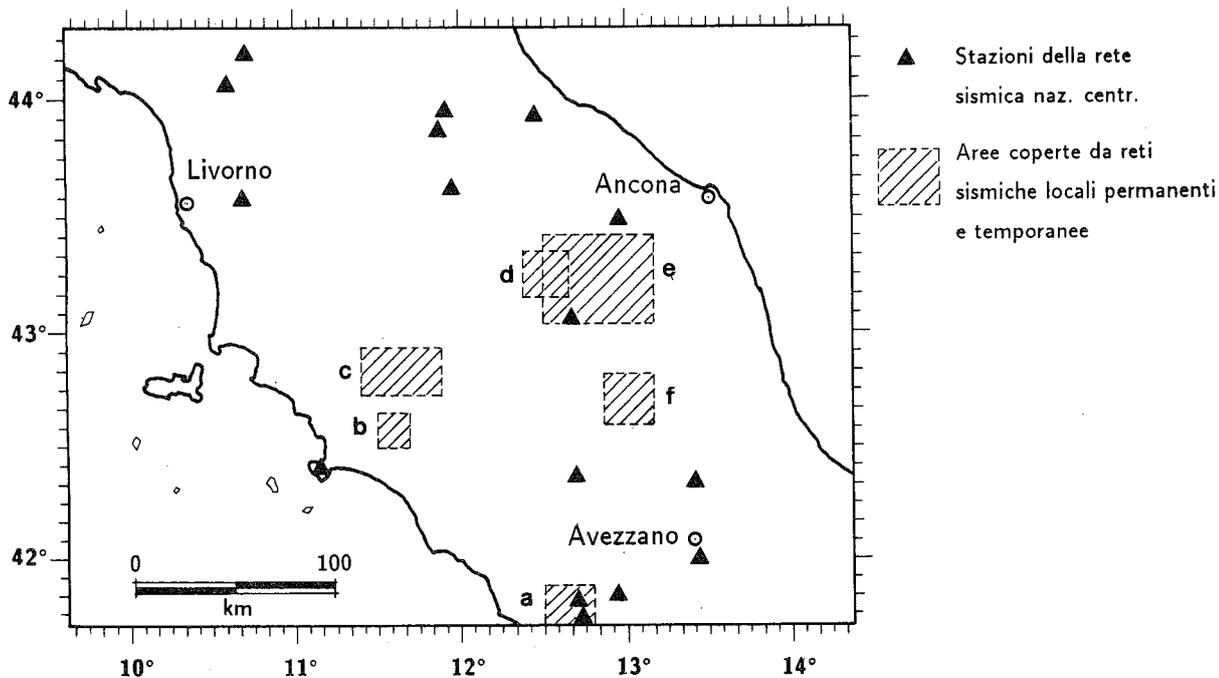


Fig. 1 - Le stazioni della Rete Sismica Nazionale Centralizzata gestite dall'Istituto Nazionale di Geofisica coprono uniformemente la regione umbro-marchigiana sede dell'attività sismica a più alta frequenza di occorrenza sul territorio nazionale. Le reti sismiche locali, rappresentate in figura dalle aree tratteggiate, permettono una definizione più accurata della sismicità in particolari zone di interesse geotermico (b-Latera, c-Monte Amiata, in occasione di forti terremoti (f-Norcia, d-Gubbio), oppure per caratterizzare aree sismicamente interessanti (a-Colli Albani, e-Umbria-Marche). I dati dei terremoti di Latera e del Monte Amiata provengono dalle reti dell'ENEL-UNG.

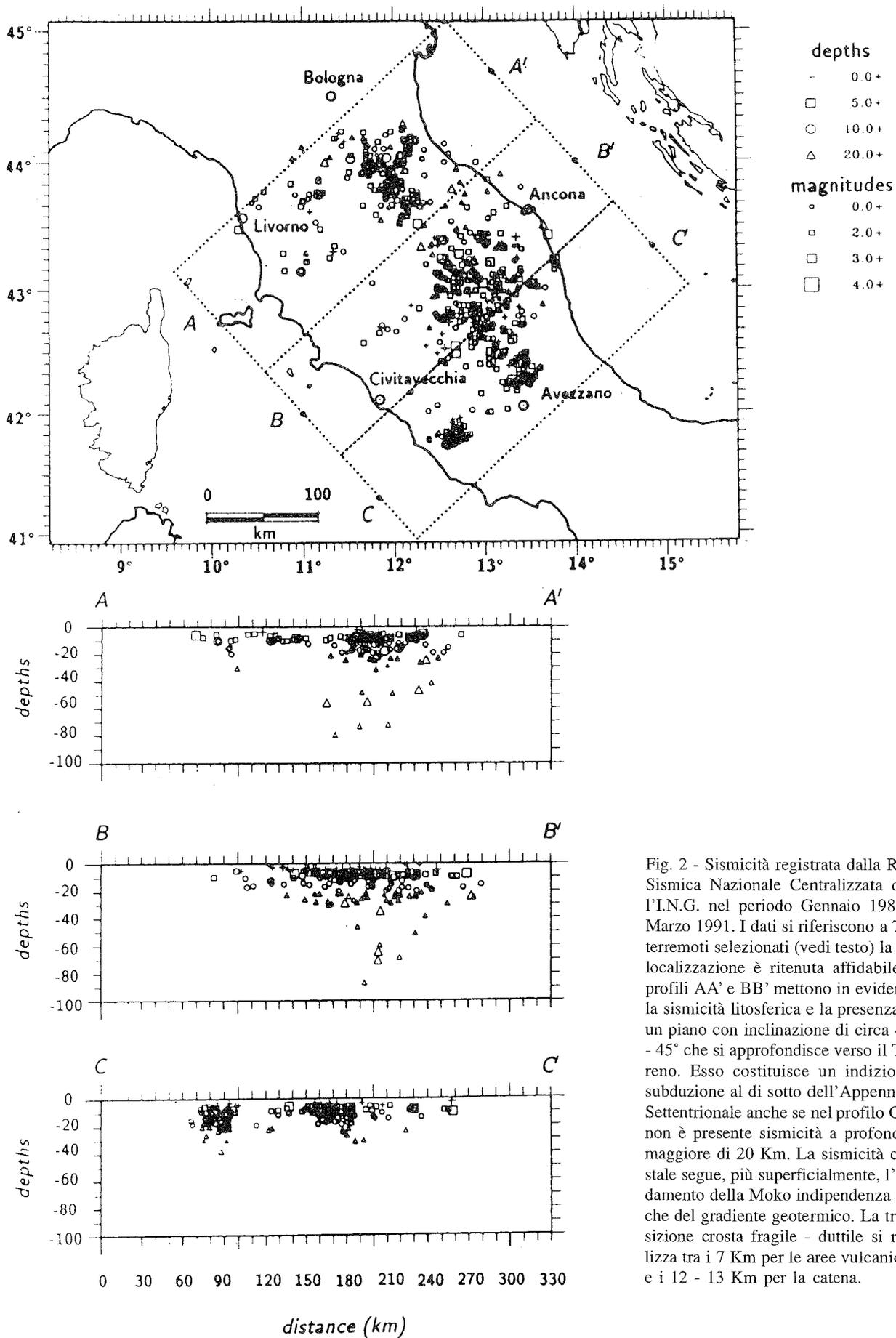


Fig. 2 - Sismicità registrata dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata dell'I.N.G. nel periodo Gennaio 1983 - Marzo 1991. I dati si riferiscono a 774 terremoti selezionati (vedi testo) la cui localizzazione è ritenuta affidabile. I profili AA' e BB' mettono in evidenza la sismicità litosferica e la presenza di un piano con inclinazione di circa 40° - 45° che si approfondisce verso il Tirreno. Esso costituisce un indizio di subduzione al di sotto dell'Appennino Settentrionale anche se nel profilo CC' non è presente sismicità a profondità maggiore di 20 Km. La sismicità crostale segue, più superficialmente, l'andamento della Moko indipendentemente anche del gradiente geotermico. La transizione crosta fragile - duttile si realizza tra i 7 Km per le aree vulcaniche e i 12 - 13 Km per la catena.

della scossa principale (Fig. 3). Il meccanismo focale è stato ottenuto dai primi impulsi P a lungo periodo registrati alla WWSSN e a diverse stazioni europee. La distribuzione degli *aftershocks* evidenzia alcune complessità nella rottura. Infatti si osservano due distinti *cluster* di epicentri; il principale dei due è di lunghezza approssimativamente di una decina di chilometri in direzione appenninica e viene associato direttamente alla scossa principale mentre il secondo *cluster* è stato attivato successivamente alla scossa principale (DESCHAMPS *et al.*, 1984). La maggior parte dell'attività registrata si concentra tra i 3 e i 14 chilometri di profondità; si tratta quindi di attività tutta concentrata nella crosta superiore.

Il terremoto di Perugia del 29/4/1984 ($M_s=5.3$, NEIC) è stato anch'esso studiato approfonditamente attraverso i dati provenienti da una rete sismica locale installata dall'Institut de Physique du Globe di Parigi e di Strasburgo per una settimana (HAESSLER *et al.*, 1988). La rete era composta da 9 stazioni sia analogiche che digitali. 70 eventi selezionati da un data set di circa 700 terremoti risultano localizzati con ottima affidabilità. Inoltre, per questi eventi selezionati è stato possibile ottenere i meccanismi focali. Il terremoto di Perugia è probabilmente il meglio conosciuto di questo settore dell'Appennino umbro - marchigiano, infatti diversi autori hanno lavorato sui dati strumentali (HAESSLER *et al.*, 1988; DESCHAMPS *et al.*, 1989) e sui rapporti tra questi e le evidenze geologiche (SELVAGGI & SYLOS, 1989; MENICETTI & MINELLI, 1991), metten-

do in evidenza la struttura sismogenetica in dettaglio. Sia il meccanismo focale della scossa principale che lo studio delle repliche hanno permesso di associare l'evento alla faglia di Gubbio che presenta notevoli evidenze di superficie. Analogamente al terremoto della Val Nerina, il terremoto di Perugia ha avuto un meccanismo per faglia normale con asse di distensione in direzione approssimativamente anti - appenninica. Esiste un'ottima correlazione tra la direzione della faglia di Gubbio e la direzione di allungamento delle repliche. La sismicità è compresa entro i primi 12 km di crosta. Dall'intero data set dei primi arrivi P riferiti ai terremoti di cui è stato ricavato il meccanismo focale, HAESSLER *et al.* (1988) hanno calcolato l'orientazione del tensore dello stress utilizzando la tecnica di RIVERA & CISTERNAS (1990): la soluzione mostra un σ_1 quasi verticale, il σ_2 in direzione E - W e il sigma 3 in direzione N - S.

Un importante monitoraggio sismico è stato effettuato nel 1987 (DESCHAMPS *et al.*, 1989) nella regione umbro - marchigiana con l'utilizzo di 26 stazioni sismiche installate per circa 2 mesi approssimativamente tra Gubbio e Cingoli. In figura 1 è rappresentata l'area coperta della rete sismica installata che ha permesso la registrazione di 680 terremoti e di cui ne sono stati selezionati 80 ben localizzati e presentati in questo lavoro.

La campagna di registrazione sismica effettuata nel Maggio - Giugno 1987 da parte di una cooperazione italo-francese (DESCHAMPS *et al.*, 1989) ha per-

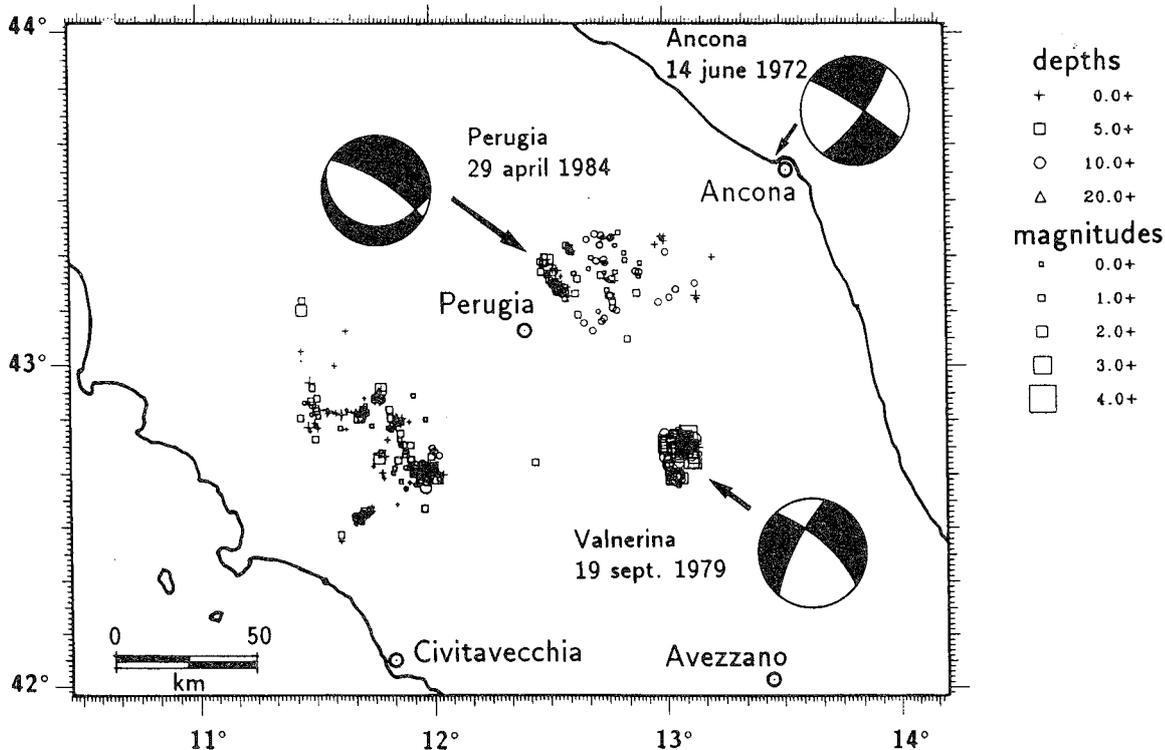


Fig. 3 - La distribuzione dei terremoti registrati dalle reti locali mostra un'alta attività superficiale nelle aree geotermiche di Latera e del Monte Amiata. I meccanismi focali dei terremoti di Norcia e di Perugia indicano principalmente distensione antiappenninica ed un asse di massima compressione verticale. Viceversa, il meccanismo focale del terremoto di Ancona, sebbene meno vincolato, rileva una compressione approssimativamente E-O.

messo di ottenere dati in tutto il settore settentrionale dell'Appennino umbro - marchigiano. I risultati confermano che la sismicità è confinata per lo più nella crosta fino a 15 km di profondità e che i meccanismi focali seguono generalmente quanto ottenuto per le sequenze di Norcia e di Perugia indicando un meccanismo distensivo con direzione di estensione anti-appenninica.

Oltre alle reti temporaneamente installate per monitoraggio sismico esistono, per altre finalità, alcune reti locali permanentemente installate nelle aree di interesse geotermico presso le aree vulcaniche dell'Amiata e Latera. Le reti sono gestite dall'ENEL-UNG e forniscono una registrazione continua dell'attività sismica naturale e indotta (BATINI *et al.*, 1990). I dati presentati in questo lavoro si riferiscono al biennio 1989-90; si tratta di 250 terremoti registrati da almeno 5 stazioni e con un affidabile localizzazione nelle tre dimensioni. Le profondità ipocentrali caratteristiche delle aree vulcaniche peri-tirreniche (Amiata, Vulsini, Colli Albani) tipicamente non superano i 7-8 km (AMATO *et al.*, 1989; BATINI *et al.*, 1990), in dipendenza dell'elevato gradiente geotermico rilevabile in quest'area.

Le localizzazioni dei terremoti di altre sequenze sismiche avvenute lungo la fascia adriatica (Ancona, 1972 e Porto S. Giorgio, 1987), purtroppo non sono sufficientemente vincolate sia per il numero esiguo di stazioni installate (CONSOLE *et al.*, 1973; RIGUZZI *et al.*, 1989), sia per il fatto che i terremoti erano localizzati in mare. Questi due fattori non hanno permesso una accurata stima dei parametri ipocentrali e quindi i meccanismi focali ottenuti da diversi Autori sono poco vincolati. Si può tuttavia affermare che i meccanismi presentati in bibliografia sono genericamente di tipo compressivo o trascorrente (GASPARINI *et al.*, 1985), con asse P generalmente orientato in direzione EW.

DISCUSSIONE

Il continuo monitoraggio sismico dal 1983 ad oggi della RSNC dell'Istituto Nazionale di Geofisica ha aperto nuove prospettive per la comprensione dell'evoluzione geodinamica dalla penisola italiana. In particolare l'analisi dei terremoti meglio localizzati avvenuti nella regione interessata dal profilo CROP-03, confrontati con i dati di alcune reti locali installate a seguito di sequenze sismiche o operanti in aree vulcaniche, permette una migliore definizione dei processi tettonici in atto dal Tirreno all'Adriatico. I risultati ottenuti si possono riassumere principalmente in tre punti:

1 - La sismicità crostale nella fascia appenninica è legata a tettonica distensiva come dimostrano i meccanismi focali dei terremoti della Val Nerina e Perugia e di altre minori sequenze sismiche; lungo la fascia adriatica, invece, non viene chiarito univocamente il tipo di movimento associato ai terremoti di Ancona del 1972 e alla sequenza di Porto S. Giorgio del 1987, che sembrano comunque essere legati a fenomeni com-

pressivi o trascorrenti. La fascia vulcanica tirrenica è interessata da sismicità molto superficiale come conseguenza dell'elevato gradiente termico di tutto il margine tirrenico dell'Appennino centro-settentrionale.

2 - L'andamento in profondità della sismicità crostale lungo il profilo CROP-03 evidenzia una relazione con l'andamento della Moho e della anomalia di gravità. Infatti l'approfondimento della sismicità sotto la catena appenninica segue, più superficialmente, il profilo della Moho e quello delle anomalie di gravità. La massima concentrazione di sismicità si osserva in corrispondenza della massima elevazione dell'Appennino. Il limite inferiore della sismicità crostale indica la transizione tra crosta fragile e crosta duttile che si realizza approssimativamente tra 5-7 km nella fascia tirrenica e 12-15 km all'interno della catena, in dipendenza del gradiente geotermico.

3 - E' univocamente dimostrata la presenza di terremoti subcrostali fino ad almeno 90 km di profondità. Nei profili descritti in figura 2 si vede come tale sismicità individui piuttosto chiaramente una superficie immergente dall'Adriatico verso il Tirreno con inclinazione di circa 40°-45° indicando la presenza di fenomeni attivi lungo tale superficie. Questa ultima considerazione ci porta a formulare una ipotesi di subduzione della litosfera adriatica al di sotto dell'arco appenninico. Considerata l'accuratezza delle localizzazioni ipocentrali (gli errori sul parametro profondità non superano per questi eventi i 3-5 km), non c'è generalmente altro modo per spiegare l'occorrenza di terremoti alle profondità del mantello. Una tale ipotesi trova conferme in altre evidenze geofisiche, quali le anomalie nella propagazione delle onde superficiali (MUELLER & PANZA, 1984), e gli studi tomografici (BABUVSKA & PLOMEROVA, 1990; SPAKMAN, 1990; AMATO *et al.*, questo volume). In questo stesso volume, AMATO *et al.* rilevano come una anomalia di velocità quale quella da loro riscontrata a profondità compresa tra gli 80 km e i 200 km sia verosimilmente attribuibile a un lembo di litosfera oceanica in subduzione. In questa ipotesi, la sismicità subcrostale che osserviamo oggi dovrebbe interessare la crosta continentale adriatica in flessione dalla zona di avanpaese, a NE a quella in subduzione verso SSW. Il fatto che non siano stati localizzati terremoti più profondi di 90-100 km non significa necessariamente che questi non avvengano; essi potrebbero non essere sufficientemente energetici da venire registrati dagli strumenti di cui disponiamo oggi.

Un tale modello di evoluzione geodinamica, che avrebbe alcuni punti in comune con quello proposto da REUTTER (1981) spiegherebbe la presenza della marcata anomalia di velocità positiva al di sotto della Toscana. I dati geochimici e petrografici (BECCALUVA *et al.*, 1989; CIVETTA *et al.*, 1989) mettono altresì in evidenza come il magmatismo della fascia tirrenica sia riferibile a subduzione di crosta continentale, piuttosto che di crosta oceanica.

Riteniamo, quindi, che ad una iniziale subduzione di litosfera oceanica abbia fatto seguito la subduzione

di litosfera "adriaticà" continentale: la prima è responsabile dell'anomalia di alta velocità osservata dalla tomografia (si veda, ad esempio, la figura 7 in AMATO *et al.*, questo volume) mentre la seconda è sede della sismicità "subcrostale" che si osserva fino a 90 km di profondità.

In questo quadro la sismicità crostale (0 - 15 km) della zona di catena, caratteristica, come abbiamo visto, di un'estensione anti-appenninica, può essere interpretata sia come il riflesso o dell'inarcamento della crosta adriatica in subduzione o, più genericamente del sollevamento della catena. I terremoti della fascia adriatica (Ancona, 1972) sono il risultato della compressione in direzione circa EW che si realizza attualmente verso il margine dell'avanzossa.

Assumendo che la subduzione abbia agito a partire dal Tortoniano (12 Ma) e considerando una profondità di circa 120 - 150 km nell'attuale per la litosfera oceanica subdotta, tramite una semplice ricostruzione geometrica otteniamo una velocità di subduzione dell'ordine di 1.5 - 2.0 cm/anno. Tale valore è compatibile con l'entità del raccorciamento stimata per l'Appennino settentrionale (PATACCA & SCANDONE, 1989; MALINVERNO & RYAN, 1986).

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano il Prof. Pialli quale coordinatore delle varie unità operative. Inoltre, un ringraziamento particolare a Daniela Riposati, che ha curato la parte grafica del lavoro, e a Sabina Vallati.

BIBLIOGRAFIA

AMATO A., CIMINI G., ALESSANDRINI A., 1992 - *Sistema litosferico - astenosferico nell'Appennino settentrionale da dati di tomografia sismica*. Questo volume.

AMATO A., BASILI A., BOSCHI E., COCCO M., DI BONA M. & FUNICIELLO R. (1989) - *La sequenza sismica dei Colli Albani iniziata nell'aprile 1989*. Il Cigno Galileo Galilei editore, 29 pp.

BABUSKA V. & J. PLOMEROVÀ (1990) - *Tomographic studies of the upper mantle beneath Italian region*. Terra Nova, 2, 569-576, 1990.

BATINI F., FIORDALISI A. & MOIA F. (1990) - *Main features of seismicity in the Monte Amiata and Latera geothermal areas (Italy)*. XXII General assembly E.S.C., abstract.

BECCALUVA L., BROTTU P., MACIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1989) - *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the sardo-tyrrhenian area*. In *The lithosphere in Italy, advances in Earth Science research*, A. BORIANI ET AL. EDS., CNR, Acc. Naz. Lincei, 230-248.

CARABELLI E., MOIA F., FIORDELISI A., 1984 - *Seismic monitoring during geothermal wells stimulation as contribution to the individuation of prevailing fracturation trend*. Seminar

on the Utilitation of geothermal energy for electric power production and space heating, Florence, Italy, 1984.

CIVETTA L., FRANCALANCI L., MANETTI P. & PECCERILLO A. (1989) - *Petrological and geochemical variations across the roman comagmatic province: inference on magma genesis and crust-mantle evolution*. In *The lithosphere in Italy, advances in Earth Science research*, A. BORIANI ET AL. EDS., CNR, Acc. Naz. Lincei, 249-269.

CONSOLE R., PERONACI F. & SONAGLIA A. (1973) - *Relazione sui fenomeni sismici dell'Anconitano (1972)*. Annali di Geofisica, 26, 148 pp.

DESCHAMPS A., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1984) - *The umbrian earthquake (Italy) of 19 september 1979*. Annales Geophysicae, 2, 1, 29 - 36.

DESCHAMPS A., SCARPA R. & SELVAGGI G. (1989) - *Analisi sismologica del settore settentrionale dell'Appennino umbro - marchigiano*. sottomesso Atti VIII Convegno Nazionale G.N.G.T.S.

GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1985). *Fault plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonophysics, 117, 59 - 78.

HAESSLER H., GAULON R., RIVERA L., CONSOLE R., FROGNEUX M., GASPARINI C., MARTEL L., PATAU G., SICILIANO M. & CISTERNAS A. (1988) - *The Perugia (Italy) earthquake of 29/ 04/ '84: a microearthquake survey*. Bull. Seism. Soc. Am., 78, 6.

LEE W. H. K. & STEWART S. W. (1981) - *Principles and application of microearthquake networks*. Academic Press.

MENICHELLI M. & MINELLI G. (1991) - *Extensional tectonic and seismogenesis in Umbria (Central Italy), the Gubbio area*. Boll. Soc. Geol. It. 110, in stampa.

MULLER St. & PANZA G.F. (1984) - *The lithosphere - asthenosphere system in Europe*. In *First EGT Workshop: The Northern Segment*, GALSON D.A & MULLER St. EDS Strasbourg, 23-26

NICOLICH R. (1989) - *Crustal structures from seismic studies in the frame of the European Geotraverse (southern segment) and CROP projects*. In *The lithosphere in Italy, advances in Earth Science research*, A. BORIANI ET AL. EDS. CNR, Acc. Naz. Lincei, 41-61.

PHILIP H. (1987) - *Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision*. Annales Geophysicae, 5b, (3), 301-320.

REUTTER K. J. (1981) - *A trench-forearc model for the Northern Apennines*. In *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, F.C. WEZEL ED., CNR Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, 433-443.

RIGUZZI F., TERTULLIANI A. & GASPARINI C. (1989) - *Study of the seismic sequence of Porto San Giorgio (Marche) - 3 July 1987*. Il Nuovo Cimento, 12 C, 4, 453-466.

RIVERA L. & CISTERNAS A. (1990) - *Stress tensor and fault plane solution for a population of earthquakes*. Bull. Seism. Soc. Am., **80**, 600-614.

SELVAGGI G. & SYLOS LABINI S. (1989) - *Analisi sismotettonica del bacino di Gubbio*. sottomesso atti VIII convegno nazionale G.N.G.T.S.

SPAKMAN W. (1990) - *Tomographic images of the upper mantle below Centrale Europe and the Mediterranean*. Terra Nova, **2**, 542-553.

UTSU T. (1969) - *Aftershocks and earthquake statistics*. Jou. Fac. Sc., Hokkaido Univ. Ser., Japan.