

**TETTONICA ESTENSIONALE NEL SETTORE ORIENTALE DEL MONTE ETNA (SICILIA):
DATI MORFOTETTONICI E SISMICI**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 363
ABSTRACT	" 363
INTRODUZIONE	" 363
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	" 364
DATI MORFOTETTONICI	" 366
<i>Sistema di Acireale - S. Alfio (NNW-SSE)</i>	" 366
<i>Sistema di Piedimonte (NNE-SSW)</i>	" 369
DATI SISMICI	" 369
CONCLUSIONI	" 370
BIBLIOGRAFIA	" 373

RIASSUNTO

L'Etna, il piú grande vulcano attivo d'Europa, è situato lungo la costa ionica della Sicilia a letto di una grande discontinuità crostale che separa la crosta continentale del Plateau Ibleo dalla crosta oceanica del Bacino Ionico. Le maggiori strutture tettoniche del M. Etna si trovano alla base del versante orientale e sono rappresentate da una fascia, lunga circa 30 km, di faglie attive caratterizzate da movimenti obliquo-destri diretti e lungo segmenti orientati rispettivamente NNW (sistema di Acireale-S. Alfio) e NNE (sistema di Piedimonte).

Le evidenze morfologiche e strutturali indicano che i due sistemi di faglia sono cinematicamente compatibili e legati ad estensione crostale di età mediopleistocenica-olocenica, orientata WNW-ESE. I differenti segmenti di faglia sono caratterizzati da tassi di movimento verticale compresi tra 1 e 2 mm/a.

Il sistema Acireale-S. Alfio (NNW-SSE) si estende verso sud nell'*off-shore* ionico, come evidenziato dall'analisi di linee sismiche monocanale. Nuove linee multicanale a riflessione profonda mostrano come al largo della costa etnea siano presenti una serie di strutture estensionali, parallele al sistema di Piedimonte (NNE-SSW), probabilmente riattivate a partire dal Pleistocene medio. L'analisi delle linee sismiche evidenzia come le strutture a mare, in corrispondenza delle quali si sviluppano bacini sedimentari di tipo *sin-rift*, siano caratterizzate da tassi di movimento verticale di circa 2 mm/a.

La linea sismica multicanale E53, acquisita nell'aprile 93 nell'ambito del progetto ETNASEIS, mostra che le faglie si accomodano lungo una superficie di scollamento che dalla base della crosta risale verso terra, indicando un apprezzabile assottigliamento crostale in corrispondenza dell'Etna. Ciò suggerisce che l'intero sistema di faglie costituisca un importante elemento crostale responsabile dell'attività del vulcano che può essere collegata al campo di deformazione estensionale che si è sviluppato nella parte a letto del sistema stesso, a partire dal Pleistocene medio.

ABSTRACT

Mt. Etna is located along the Ionian coast of Sicily, on the footwall of a major crustal discontinuity which separates the continental crust of the Hyblean Plateau from the oceanic

crust of the Ionian basin. The major tectonic features of Mt. Etna occurs at the base of its eastern flank. They are represented by a 30 km long belt of NNW (the Acireale-S. Alfio system) and NNE (the Piedimonte system) trending active faults, showing oblique (right-lateral) dip-slip and movements respectively.

Structural and morphological analyses allowed us to infer that both fault systems are kinematically compatible and are linked to Middle Pleistocene to Holocene WNW-ESE crustal extension. The different fault segments are characterized by vertical slip-rates ranging between 1.0 and 2.0 mm/yr.

The Acireale-S. Alfio system extends southwards in the Ionian off-shore, as pointed out by the analysis of monochannel reflection seismic profiles. New deep reflection multichannel lines along the Etnean off-shore show extensional structures parallel to the NNE trending Piedimonte system, probably reactivated since the Middle Pleistocene. The analysis of the seismic lines points out that these structures bound syn-rift sedimentary basins characterized by vertical slip-rates of about 2 mm/yr.

The seismic line E53, acquired on April 93 as part of the ETNASEIS project, also shows that the faults accommodate along a detachment surface uprising from the base of the crust landward, indicating a crustal thinning in correspondence of Mt. Etna. This suggests that the whole fault system represents an important crustal element in the evolution of the Etnean magmatism. This may be related to the dilatational strain field developed, since the Middle Pleistocene, on the footwall of the fault system.

PAROLE CHIAVE: Geologia Strutturale, Morfotettonica, Profili Sismici, Etna.

KEY WORDS: Structural Geology, Morphotectonics, Seismic Profiles, Mt. Etna.

INTRODUZIONE

L'Etna, il piú grande vulcano attivo d'Europa, è situato lungo la costa ionica della Sicilia sul fronte della catena maghrebide (Fig. 1). L'edificio vulcanico, caratterizzato da prodotti alcalino-sodici (CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982; CHESTER *et alii*, 1985), si è formato a partire da circa 170.000 anni fa (GILLOT *et alii*, 1994) al limite tra il dominio ionico e il dominio catenavampaese (BEN AVRAHAM *et alii*, 1990). In particolare le strutture tettoniche piú importanti che interessano il vulcano sono localizzate sul versante orientale dove si sviluppano faglie con andamento NNW-SSE, di tipo normale con componente obliquo-destra, che sembrano rappresentare la terminazione settentrionale del sistema ibleo-maltese (LO GIUDICE *et alii*, 1982), attivo sin dal Tortonian (CASERO *et alii*, 1984). Lungo il basso versante nord-orientale del vulcano (Fig. 1) queste faglie cambiano direzione assumendo un andamento NE-SW che si collega al sistema di faglie normali che

(*)Istituto di Geologia e Geofisica - Università di Catania.

(**)D.I.N.M.A. - Università di Trieste.

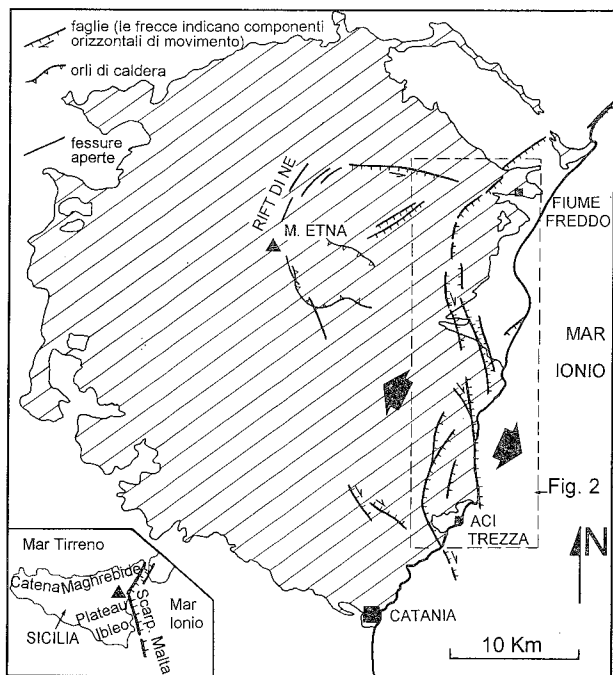


Fig. 1 - Schema tettonico del M. Etna. Il rigato obliquo indica l'area di affioramento dei prodotti vulcanici; le frecce grandi nere indicano la direzione d'estensione nel versante orientale etneo, ricavata dallo studio strutturale. In basso a sinistra, schema tettonico della Sicilia.

caratterizza lo Stretto di Messina (CRISTOFOLINI *et alii*, 1979) e che risulta parallelo alla direzione delle principali fessure di alimentazione del vulcano (Rift di NE). Le aree sommitali del vulcano sono invece caratterizzate da sistemi di fessure secche ed eruttive (Fig. 1), orientate prevalentemente da NNE a NE, sul versante nord-orientale, e da N a NNW, sul versante meridionale (RASÀ *et alii*, 1982; MC GUIRE & PULLEN, 1989).

L'edificio etneo (Fig. 1) si è sviluppato al letto del sistema di faglie ibleo-maltese (Scarpata di Malta) che separa il Bacino Ionico, caratterizzato da crosta assottigliata o oceanica comprendente sedimenti databili almeno fino al Giurassico (MAKRIS *et alii*, 1986; CERNOBORI *et alii*, 1995), dal Blocco Pelagiano e dal Plateau Ibleo, caratterizzato da una successione carbonatica mesozoico-neogenica su crosta continentale (BULLOT *et alii*, 1978). Il vulcanismo etneo è stato quindi messo in relazione a processi di estensione, orientata WNW-ESE, lungo una zona di rifting che si sviluppa dal Plateau Ibleo alla Calabria settentrionale (TAPPONNIER, 1977; TORTORICI *et alii*, 1986; 1995; TORTORICI *et alii*, questo vol.; ELLIS & KING, 1991; MAZZUOLI *et alii*, 1995; MONACO & TORTORICI, questo vol.).

Considerato che la posizione e l'età del vulcano hanno consentito di registrare l'attività tettonica avvenuta lungo i suoi versanti durante il Pleistocene superiore-Olocene, in questo lavoro si è cercato di caratterizzare l'attività recente e la cinematica dei sistemi di faglie del basso versante orientale dell'Etna. A questo scopo ci si è avvalsi dello studio morfologico e strutturale di campagna, accompagnato dall'analisi aereofotogrammetrica, e di dati stratigrafici esistenti. Si è tentato inoltre di mettere in relazione questi risultati con quelli ottenuti dall'analisi di una linea sismica (E 53), acquisita nell'aprile 93 nell'ambito del progetto ETNASEIS e localizzata nel Mar Ionio al largo di

Acì Trezza, dove si ha il prolungamento a mare, verso sud, dei sistemi di faglie studiati.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I sistemi di faglia analizzati sono situati nel basso versante orientale dell'edificio vulcanico etneo (Fig. 1), dove rigettano rocce sedimentarie e vulcaniche di età dal Pleistocene medio al presente. In questa zona vi è testimonianza delle prime fasi di attività vulcanica dell'area etnea (vulcanismo pre-etneo, 200-500 Ka), a carattere fissurale, sottomarino e con chimismo tholeitico-transizionale (ROMANO, 1982; CHESTER *et alii*, 1985; GILLOT *et alii*, 1994). Questa fase è coeva o di poco posteriore alla sedimentazione delle argille marnose del substrato etneo, di età mediopleistocenica (WEZEL, 1967; KIEFFER, 1985). Le vulcaniti pre-etnee sono costituite da lave a *pillow*, breccie di *pillow* e ialoclastiti affioranti a nord-ovest di Acì Trezza, intercalate o sovrapposte alle argille marnose (Fig. 2).

L'edificio vulcanico etneo è costituito da numerose sequenze di lave e piroclastiti, legate all'attività di differenti centri eruttivi che hanno subito nel tempo una migrazione da ESE a WNW (Lo GRUDICE *et alii*, 1982). Queste successioni sono state raggruppate in tre principali unità vulcano-stratigrafiche, conosciute come Centri Alcalini Antichi (CAA), Unità del Trifoglietto e Unità del Mongibello (ROMANO, 1982; CRISTOFOLINI *et alii*, 1991).

I CAA furono attivi a partire da circa 170 Ka (GILLOT *et alii*, 1994), periodo in cui si è verificato un cambiamento nei meccanismi di alimentazione e risalita dei magmi, cambiamento che ha causato una variazione nella composizione dei prodotti (da tholeitico-transizionale ad alcalino) e nel tipo di vulcanismo, da fissurale a centrale (TANGUY, 1978; CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982). I prodotti dei CAA sono rappresentati da lave e piroclastiti, di età fino a 100 Ka, poggianti direttamente sulle argille medio-pleistoceniche o sulle vulcaniti pre-etnee nelle aree di Acitrezza e di Piedimonte (Fig. 2). Essi sono ricoperti verso l'alto dalle vulcaniti dell'Unità del Trifoglietto, di età 60-80 Ka (CONDOMINES *et alii*, 1982; GILLOT *et alii*, 1994), affioranti a nord di Acireale e a Moscarello (Fig. 2). I prodotti dei CAA e dell'Unità del Trifoglietto sono stati raggruppati nella carta geologica sotto un'unica casella (Fig. 2) in quanto forniscono informazioni unitarie nella definizione dell'attività delle faglie analizzate.

Le vulcaniti dell'Unità del Mongibello mostrano un'età che va da 35 Ka al presente (CONDOMINES *et alii*, 1982; KIEFFER & TANGUY, 1993; GILLOT *et alii*, 1994). I prodotti più antichi, appartenenti al Mongibello Antico (CRISTOFOLINI *et alii*, 1977; ROMANO & GUEST, 1979) e datate circa 35 Ka (CONDOMINES *et alii*, 1982; GILLOT *et alii*, 1994), sono costituiti da colate di lave mugearitiche affioranti tra Piedimonte e Mascali (Fig. 2). A sud di Mascali si sviluppa una grande conoide alluvionale costituita da fanglomerati ("Chiancone"), spessi più di 400 m (ROMANO, 1982), di età tardowurmiana (KIEFFER, 1970). La conoide alluvionale è ricoperta dai prodotti hawaïtici del Mongibello Recente, più giovani di 14 Ka (KIEFFER & TANGUY, 1993), costituiti dalla colata lavica del Torrente Fago (Fig. 2), dalle piroclastiti del versante orientale etneo (8-5 Ka; KIEFFER & TANGUY, 1993; KIEFFER, 1979; 1985) e dalle lave preistoriche (5-2,4 Ka) poggianti su di esse. Le colate lavi-

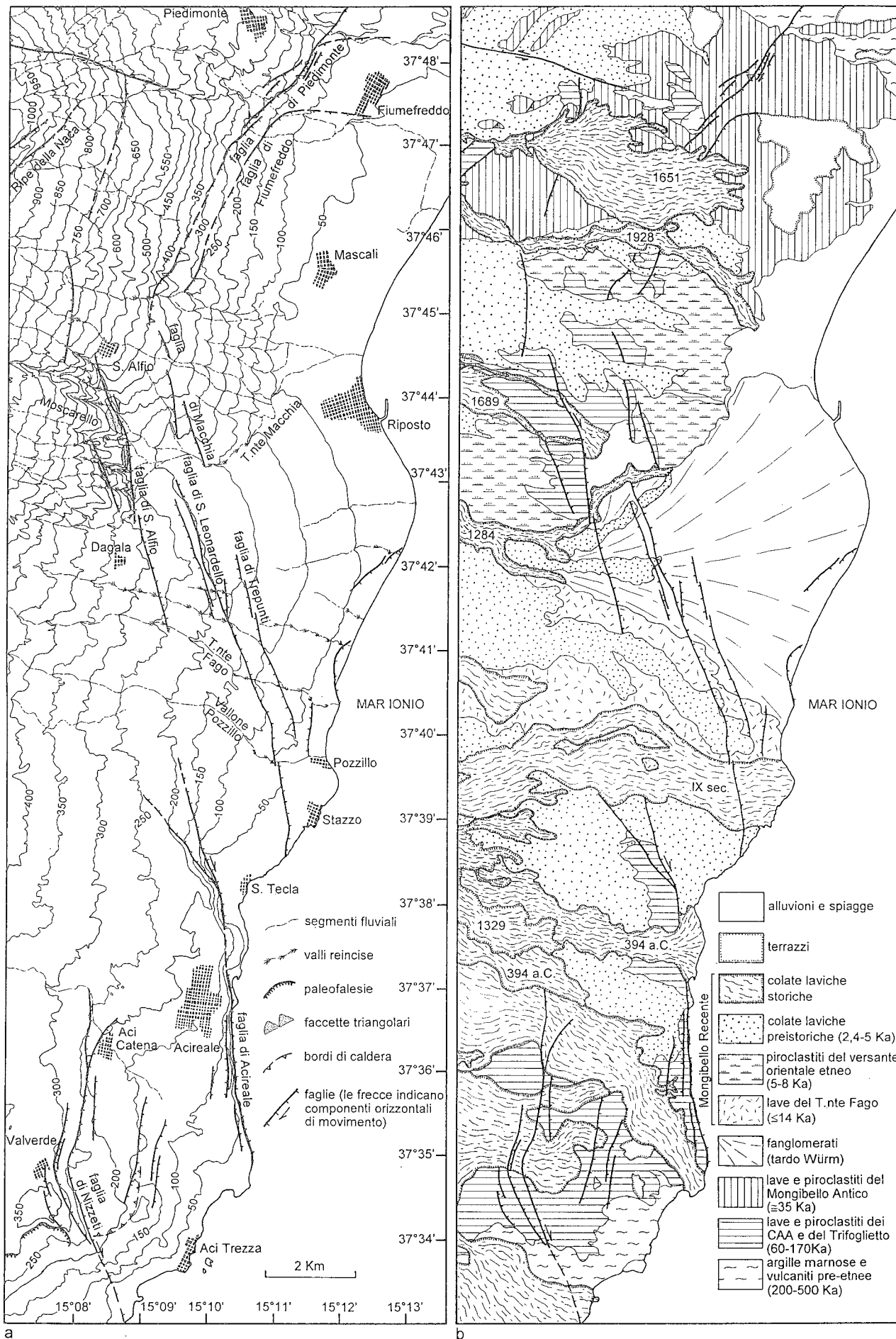


Fig. 2 - Rappresentazione cartografica dei sistemi di faglia del basso versante orientale etneo (per la localizzazione vedi Fig. 1); a: carta morfostrutturale; b: carta geologica (da AA.VV., 1979, modificata).

che storiche, datate per mezzo di documenti dell'epoca (ROMANO & STURIALE, 1982; CHESTER *et alii*, 1985; TANGUY & KIEFFER, 1993), vanno dal 394 a.C., età della colata affiorante poco a nord di Acireale (Fig. 2), al 1928 (lava di Mascali).

DATI MORFOTETTONICI

Le strutture tettoniche più importanti che interessano l'edificio etneo sono localizzate sul basso versante orientale dove si sviluppa un sistema di faglie, esteso circa 30 Km e con andamento NNW (Sistema di Acireale - S. Alfio) e NNE (Sistema di Piedimonte). Queste faglie formano scarpate ("timpe") di età suprapleistocenico-olocenica che controllano fortemente la topografia e il reticolo idrografico e sono in parte caratterizzate da una sismicità poco profonda associabile alla loro attività (POSTPISCHL, 1985; LO GIUDICE & RASÀ, 1986; 1992).

Sistema di Acireale-S. Alfio (NNW-SSE)

Il sistema NNW è caratterizzato da strutture che rigettano prodotti da 170 Ka ad oggi, comprese colate preistoriche e storiche come quella del 1284, 1329, 1689. Questo sistema è caratterizzato da una faglia principale che si estende, con direzione N160°E e immersione verso ENE, da S. Alfio ad Acireale, ribassando un bacino riempito dai fanglomerati del Chiancone e controllando in parte la linea di costa (Fig. 2). Verso est un sistema di faglie sintetiche (faglia di S. Leonardello) e antitetiche (faglie di Trepunti e di Macchia) formano un piccolo graben, mentre verso sud la faglia di Nizzeti forma un sistema en-echelon che tende a raccordarsi con la faglia principale (Fig. 2).

Nel settore più settentrionale del sistema NNW, la faglia di S. Alfio taglia prodotti di 80-60 Ka (Fig. 2) e mostra una scarpata cumulativa di 120 m (Timpa di Moscarello). In corrispondenza di questa scarpata e di una posta più a monte, legata ad una faglia coniugata, si sviluppano faccette triangolari e trapezoidali (Fig. 3) che indicano una reincisione del reticolo idrografico a letto delle faglie a partire da circa 60 Ka. Alla base della scarpata principale, nei pressi di uno stabilimento di acque minerali, la colata del 1689 (Fig. 2) mostra una zona di taglio cataclastica, larga circa due

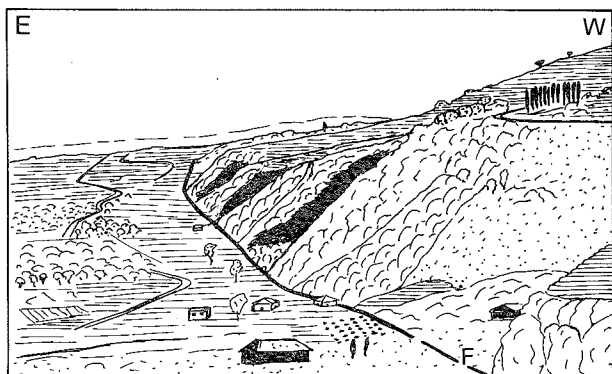


Fig. 3 - Scarpata (120 m) con faccette trapezoidali su prodotti dell'Unità del Trifoglietto (60-80 Ka), lungo la terminazione settentrionale della faglia di S. Alfio (F) (disegno da fotografia).

metri, che suggerisce movimenti recenti della faglia di S. Alfio. Questa è stata riattivata infatti durante i terremoti del 1865, 1911 e 1971 ($I = IX-X$; $M = 4.8-6.3$), con rigetti verticali al suolo tra i 20 e i 70 cm (GRASSI, 1865; RICCÒ, 1912; RIUSCETTI & DISTEFANO, 1971; POSTPISCHL, 1985). L'analisi strutturale lungo la zona cataclastica ha rivelato una serie di superfici di taglio caratterizzate da forte immersione verso ENE e *pitches* indicanti movimenti obliquo-destri (Fig. 4a). Verso sud la scarpata di faglia si riduce sempre più fino a sparire al di sotto di colate laviche preistoriche e storiche. La colata del 1284 (Fig. 2) è rigettata di circa 1,5 m mentre due colate laviche preistoriche ad est di Dagala presentano un rigetto di circa 5 m.

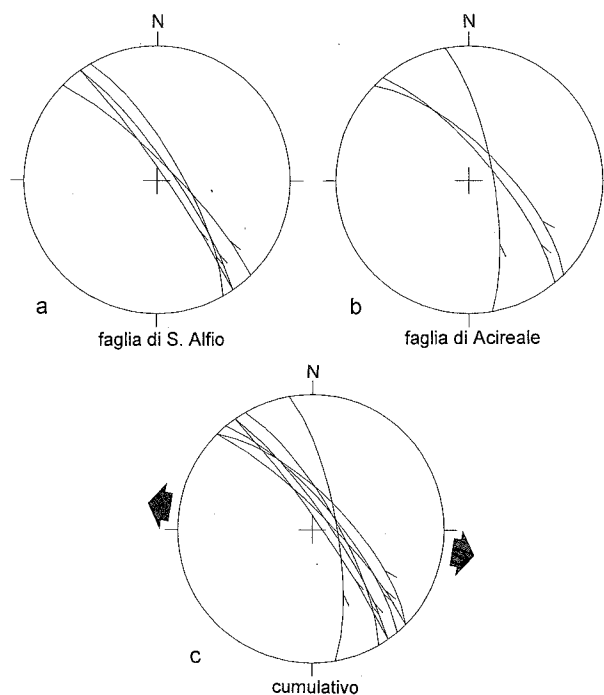


Fig. 4 - Diagrammi (Schmidt, emisfero inferiore) indicanti le ciclografiche di alcune superfici di taglio, con i relativi indicatori cinematici, lungo la faglia di S. Alfio (a) e la faglia di Acireale (b). Le frecce grandi nere nel diagramma cumulativo (c) indicano la direzione di estensione media ricavata tramite inversione dei dati disponibili.

La faglia di S. Leonardello mostra una scarpata rettilinea, alta fino a 25-30 m (Fig. 5), che taglia i fanglomerati del Chiancone e le colate laviche sovrastanti, più recenti di 14 Ka. Assieme alla faglia di Trepunti (rigetto = 5-10 m) forma un *graben*, largo circa 500 m, che modifica fortemente il reticolo idrografico formatosi sulle lave del Torrente Fago alla fine del Würm (≤ 14 Ka), dando luogo a valli reincise e/o sospese a letto delle faglie, deviazioni e catture (ADORNI & CARVENI, 1993). Verso sud la faglia di San Leonardello risulta mantellata da una colata preistorica (4-2,4 Ka) e dalla colata del IX secolo, scomparendo a mare nei pressi di Stazzo (Fig. 2); queste lave si presentano rigettate a loro volta di 5-6 m e di circa 1,5 m, rispettivamente (Fig. 6). La faglia di S. Leonardello è stata riattivata recentemente, durante i terremoti del 1881, 1920, 1950 e 1989 ($I = VIII-IX$; $M = 4.0-5.1$), con



Fig. 5 - Veduta aerea da est della scarpata rettilinea (25-30 m) della faglia di S. Leonardello dove taglia prodotti del tardo-Würm. La freccia indica una valle fluviale sospesa, a letto della faglia.



Fig. 6 - Scarpata (5-6 m) su lave preistoriche (2,4-4 Ka) all'estremità meridionale della faglia di S. Leonardello (veduta da SE). Sullo sfondo la scarpata è ricoperta dalla colata del IX secolo.

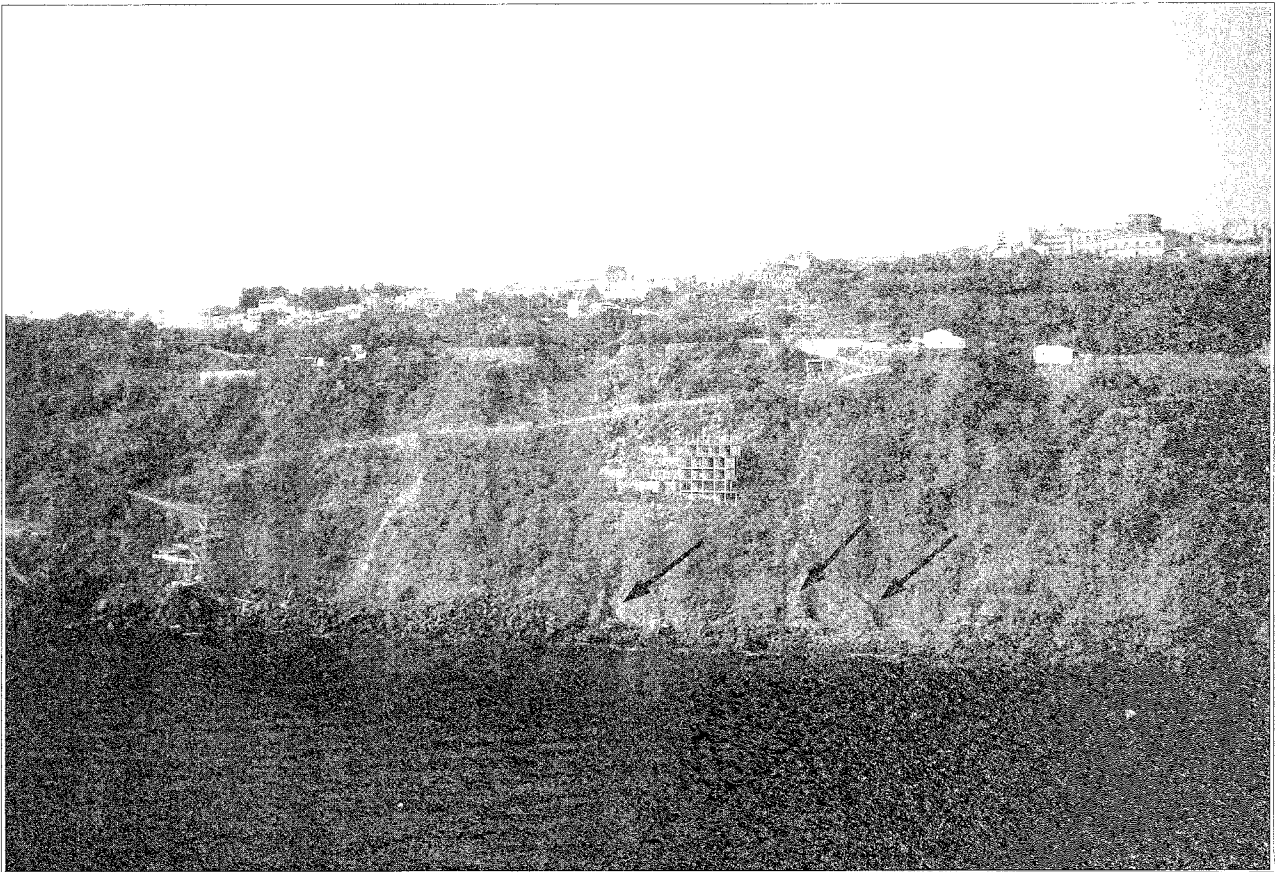


Fig. 7 - Veduta aerea da est della scarpata ($\cong 120$ m) della faglia di Acireale, dove forma una falesia rettilinea su prodotti di 170-60 Ka. Le frecce indicano fratture di Riedel legate a componenti laterali destre di movimento lungo la faglia.

getti verticali al suolo fino a 50 cm (SILVESTRI, 1883; PLATANIA, 1922; CUMIN, 1954; POSTPISCHL, 1985; AZZARO *et alii*, 1989).

La faglia di S. Alfio sembra riapparire verso sud in corrispondenza della Timpa di S. Tecla (Fig. 2), dove forma una scarpata rettilinea (faglia di Acireale), alta fino a 200 m, che taglia prodotti da 170 a 60 Ka (GILLOT *et alii*, 1995). A monte di S. Tecla, lungo un liscione su prodotti vulcanoclastici, si osservano delle strie e delle fratture di Riedel che indicano movimenti obliquo-destri (Fig. 4b). Tra S. Tecla ed Acireale la scarpata di faglia è mantellata dalla colata del 394 a.C. che, formando un'ampia conoide verso mare (Fig. 2), non si presenta rigettata lungo il tracciato della faglia stessa. A sud di Acireale la faglia corre lungo la costa formando una falesia rettilinea alta fino a 120 m, alla base della quale è possibile osservare fratture di Riedel indicanti componenti laterali destre nel movimento della faglia (Fig. 7). A riattivazioni lungo il settore settentrionale della faglia di Acireale (Timpa di S. Tecla) sono stati riferiti i terremoti del Settembre-Ottobre 1981 (I = V-VII MSK; LO GIUDICE & RASÀ, 1986; 1992) e del Febbraio 1986 (I = V-VII; $M \leq 3$; LO GIUDICE & RASÀ, 1992; PATANÈ *et alii*, 1994).

Il sistema di Acireale-S. Alfio termina verso sud con la faglia di Nizzeti, disposta *en-échelon* rispetto alla faglia di Acireale con cui si ricollega per mezzo di un sistema di piccole faglie normali con direzione NNE (Fig. 2). La faglia di Nizzeti disloca prodotti dei CAA, in quest'area rappresentate da lave poggianti su un livello eutirreniano (130 Ka), formando una scarpata alta fino a 100 m mantellata parzialmente da colate laviche

storiche. Queste ultime, coperte a loro volta dalla colata del 394 a.C. (Fig. 2), sono da riferire con tutta probabilità all'evento eruttivo del 479 a.C. (CHESTER *et alii*, 1985; TANGUY & KIEFFER, 1993). Esse nascondono il rigetto cumulativo ma risultano a loro volta dislocate fino a circa 5 m. La faglia di Nizzeti è stata sismicamente attiva in tempi storici (IMBÒ, 1935) ed è attualmente interessata da fenomeni di creep asismico (LO GIUDICE & RASÀ, 1986) che causano fratture nel terreno e danni ai manufatti nell'abitato di Aci Catena (Fig. 2). L'andamento delle faglie rilevate tra Acireale e Valverde (N20°E), interpretate come strutture a "coda di cavallo", è compatibile con una componente laterale-destra della faglia di Nizzeti. In quest'area è stata inoltre riconosciuta l'esistenza di un antico centro eruttivo (Fig. 2a), appartenente ai CAA (Centro di Valverde), parzialmente smantellato e ricoperto da prodotti più recenti (MONACO & VENTURA, 1995).

L'analisi morfologica delle scarpate di faglia descritte, in base alle differenti età dei prodotti interessati, ha permesso di stabilire i tassi di movimento verticale lungo queste strutture che hanno dato risultati compresi tra 1 e 2,1 mm/a. L'attività di queste faglie è legata ad un'estensione orientata circa N100°E (Fig. 4c), ottenuta tramite l'analisi strutturale condotta lungo le principali scarpate di faglia.

Sebbene l'analisi strutturale indichi l'esistenza di componenti laterali destre nel movimento delle faglie del sistema Acireale-S. Alfio, gli effetti di queste componenti sono raramente visibili nel reticolo idrografico che mostra una leggerissima deviazione solamente in corrispondenza della faglia di S. Alfio. Nondimeno,

tra Dagala e Pozzillo (Fig. 2), STEWART *et alii* (1993) identificano quattro faglie trascorrenti destre, a componente orizzontale pura e orientazione NNW, solamente sulla base di presunte deviazioni del Torrente Fago che risulterebbe rigettato, secondo gli Autori, di 30, 60, 105 e 200 m lungo le presunte discontinuità tettoniche. Ciò indicherebbe tassi di movimento orizzontali lungo il sistema NNW-SSE variabili da 1 a 2 cm all'anno, nettamente superiori a quelli verticali da noi ottenuti (1,0-2,1 mm/a) o riportati dagli stessi Autori (0,3-0,6 cm/a). Un dettagliata analisi morfologica condotta lungo il canale del Torrente Fago ci ha rivelato l'inesistenza di tali deflezioni tettoniche e quindi delle strutture ad esse legate, confermando unicamente l'esistenza delle faglie di S. Alfio, di S. Leonardello e di Trepunti (Fig. 2), caratterizzate da scarpate rettilinee alte da 5 a 30 m, a cui sono legati i già citati fenomeni di cattura fluviale e la formazione di valli reincise e/o sospese.

L'area studiata ha subito un rapido sollevamento a partire dal Pleistocene medio (KIEFFER, 1971). Ciò è confermato dal ritrovamento di un livello di spiaggia intercalato alle lave dei CAA, marcato da lenti di conglomerati basaltici con resti di malacofauna (peccinidi), a quota 175 m poco a NW di Acitrezza, al tetto della faglia di Nizzeti. Considerata l'età dei CAA (100-170 Ka) questo livello deve essere legato alla trasgressione eutirreniana (130 Ka), indicando un tasso di sollevamento dell'area di 1,35 mm/a. Questi tassi sono compatibili con quelli indicati dal livello di spiaggia ritrovato nella stessa area da KIEFFER (1971) a quota 130 m, riferibile alla trasgressione di 100 Ka (MARTINSON *et alii*, 1987). Alla trasgressione eutirreniana (130 Ka) dovrebbe essere legata anche la paleofalesia imposta su lave dei CAA, a letto della faglia di Nizzeti, riscontrata a sud di Valverde a quota 250-300 m (Fig. 2a). Il livello di spiaggia segnalato da KIEFFER (1971) a quota 220 m, anch'esso a letto della faglia di Nizzeti, dovrebbe corrispondere al livello di 175 m rigettato dalla stessa faglia e indicherebbe un tasso di sollevamento di 1.7 mm/a, compatibile con quello indicato dalla spianata di quota 325, ad ovest di Valverde (Fig. 2a), legata probabilmente ad una trasgressione paleotirreniana (190 Ka?).

La formazione di successive linee di costa è da collegare ad oscillazioni positive del livello del mare nel corso del sollevamento dell'area, sollevamento che si è prodotto fino ai giorni nostri come mostrato da alcune piattaforme di abrasione marine di epoca storica sollevate a diverse altezze attorno alla rupe di Acicastello (KIEFFER, 1971; ROMANO & STURIALE, 1981). Valori di sollevamento fino a 11 m negli ultimi 7700 anni (datazione ^{14}C), con un tasso variabile tra 0.8 e 1.4 mm/a, sono riportati da STEWART *et alii* (1993) per le isole dei Ciclopi (Acì Trezza).

Sistema di Piedimonte (NNE-SSW)

A nord di S. Alfio (Fig. 2) il sistema di faglie analizzato cambia direzione assumendo un andamento NNE che controlla la costa ionica da Fiumefreddo a Messina (Fig. 1). Nell'area etnea questo sistema è rappresentato dalle faglie di Ripa della Naca, di Piedimonte e di Fiumefreddo (Fig. 2). La faglia di Piedimonte si estende per circa 10 Km ed è parzialmente mantellata da colate laviche preistoriche e dalle colate del 1651 e del 1928. A sud-est di Piedimonte rigetta prodotti del

Mongibello Antico ($\cong 35$ Ka; GILLOT *et alii*, 1994; ROMANO, 1982; CONDOMINES *et alii*, 1982), creando una scarpata alta circa 60 m. Questa faglia, di tipo normale, rialza inoltre verso monte le argille marnose del Pleistocene medio che affiorano a circa 50 m di quota a tetto e fino a circa 600 m a letto.

Verso valle la faglia di Piedimonte è affiancata da una faglia normale sintetica, la faglia di Fiumefreddo, anch'essa parzialmente mantellata da prodotti recenti (Fig. 2). Quest'ultima è accompagnata da strutture d'estensione di tipo "gja" (fessure aperte fino a un metro circa, con rotazione del blocco ribassato) alla base di una scarpata alta circa 20 m, con direzione NE, situata ad ovest di Fiumefreddo. Verso Fiumefreddo questa faglia assume una direzione circa E-W (Fig. 2) e mostra fenomeni di *creep* asismico, legati a movimenti obliquo-sinistri, con danni ai manufatti.

L'analisi del sistema di faglie di Piedimonte ha rivelato tassi di movimento verticale variabili da circa 1,1 mm/a (lungo termine) a circa 1,7 mm/a (breve termine). Gli indicatori cinematici (fratture d'estensione sui piani di faglia, fessure aperte) suggeriscono che anche il sistema di Piedimonte sia legato ad un'estensione orientata circa ESE.

DATI SISMICI

L'analisi di alcune linee sismiche, pubblicate e/o di nuova acquisizione, ha consentito di definire, in corrispondenza dell'*off-shore* etneo, la geometria dei sistemi di faglia analizzati.

La linea monocanale sparker J1 (Fig. 8; da SCANDONE *et alii*, 1981) mostra il prolungamento a mare verso sud del sistema di faglie di Acireale-S. Alfio (NNW-SSE). Nel tratto occidentale della sezione le strutture attive vengono in parte coperte dai depositi attuali del Fiume Simeto. Verso est è ben evidente un bacino cuneiforme, limitato ad ovest da una faglia sinsedimentaria suturata da depositi recenti, riempito da sedimenti torbiditici del Pleistocene (SARTORI *et alii*, 1991). Queste strutture si raccordano al sistema di faglie riferibile alla Scarpata di Malta (Fig. 1), orientato anch'esso NNW-SSE (SCANDONE *et alii*, 1981; CASERO *et alii*, 1984; SARTORI *et alii*, 1991).

Alcuni profili sismici a riflessione sono stati eseguiti, nell'ambito del progetto ETNASEIS (CERNOBORI *et alii*, 1994), nell'immediato *off-shore* etneo e sulla scarpata di Malta. In particolare nel tratto prossimo alla costa della linea E53 (Fig. 9) si può osservare una fascia di riflessioni, aventi frequenza di circa 10 Hz, interpretata come crosta inferiore laminata (transizione crosta-mantello) che risale da oltre 20 Km, nel Mar Ionio, a circa 18 Km in corrispondenza del sistema di faglie esaminato ed a profondità ancora minori nell'immediato *off-shore* etneo (GALLART *et alii*, 1995). Tale assottigliamento crostale in corrispondenza dell'Etna è accompagnato da faglie normali che interessano l'intera crosta, accomodandosi nel livello laminato. Queste evidenziano un'attività recente caratterizzata da movimenti comparabili con quelli misurati a terra, con conseguente formazione di bacini sedimentari tipo *syn-rift* (Fig. 9).

Nel *line drawing* della linea E53 (Fig. 9) è evidenziata una faglia che giunge fino alla crosta laminata e che delimita un bacino sedimentario cuneiforme, avente uno spessore di circa 1500 m, riempito probabilmente

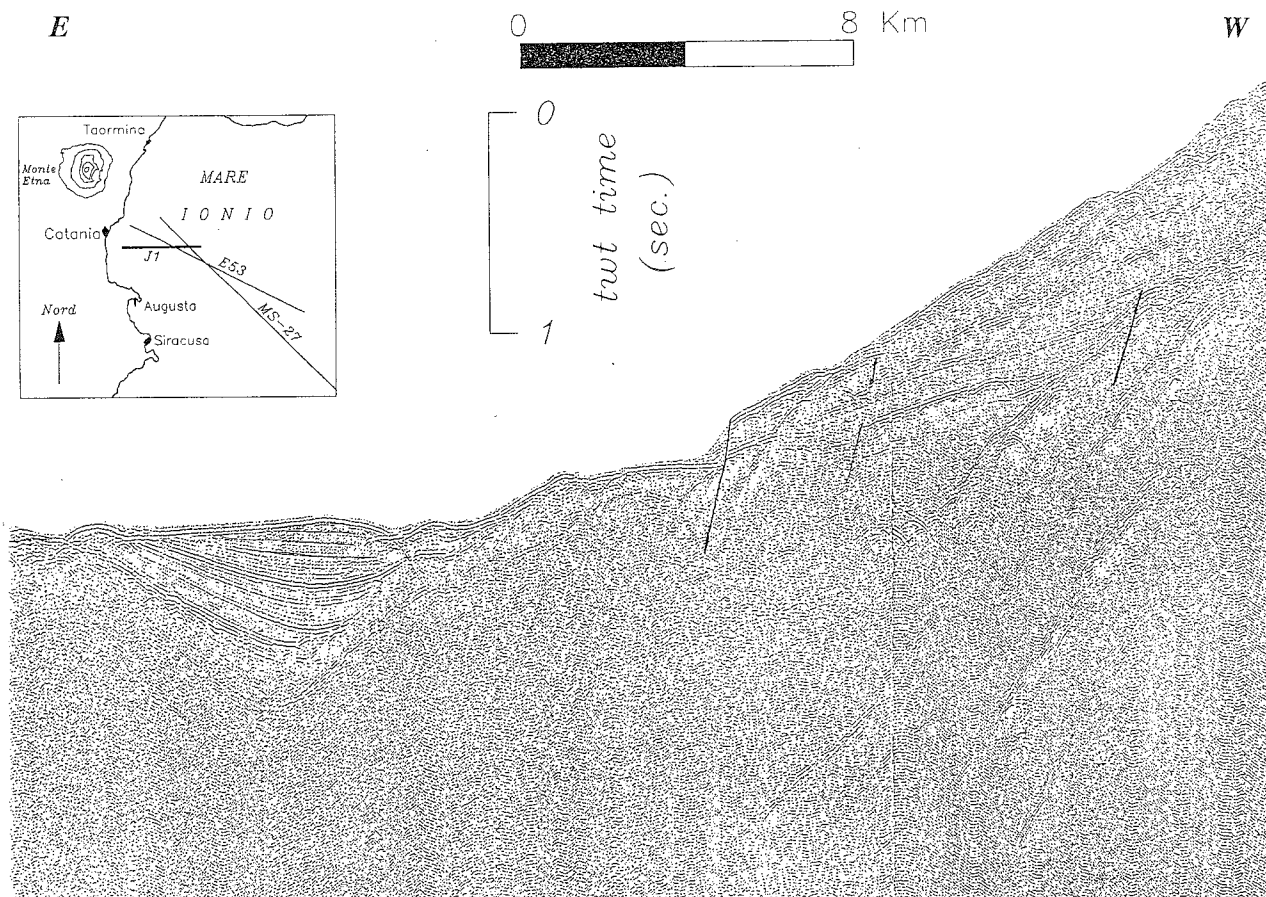


Fig. 8 - Linea monocanale sparker J1 (da SCANDONE *et alii*, 1981, modificato). Nella parte occidentale della sezione si notano strutture attive, coperte in parte dai depositi attuali del Fiume Simeto, la cui prosecuzione verso nord corrisponde al sistema di faglie di Acireale-S. Alfio. Verso est un bacino cuneiforme, di probabile età pleistocenica, appare suturato da depositi recenti.

da depositi pleistocenici (SARTORI *et alii*, 1991). Esso si sviluppa al piede di una conoide marina limitata verso SE da un pendio alto circa 600 m, formata probabilmente dall'accumulo di depositi torbiditico-vulcanoclastici, che alimenta il bacino stesso e che poggia su una superficie d'erosione. L'analisi sismostratigrafica, eseguita utilizzando la funzione di velocità all'intorno del bacino, ha suggerito delle possibili correlazioni di età. I depositi più alti del bacino, caratterizzati da velocità di 1,75 km/s (a in Fig. 9), dovrebbero corrispondere a depositi torbiditico-vulcanoclastici del Pleistocene medio-Olocene analoghi a quelli affioranti lungo la costa etnea (Fig. 2). Questi depositi, discordanti su sedimenti infrapleistocenici (calcareniti e marne?) caratterizzati da velocità di 2,8 km/s (b in Fig. 9) a loro volta in discordanza sul tetto della successione carbonatica mesozoica iblea (c in Fig. 9), raggiungono uno spessore di circa 800-1000 m (Fig. 9). Considerando un'attività sinsedimentaria della faglia che borda il bacino, questa struttura sarebbe caratterizzata da un tasso di movimento verticale compreso tra 1,6 e 2 mm/anno a partire da 500 ka.

Il tratto più occidentale della linea MS 27 (Fig. 10; per gentile concessione dell'O.G.S. di Trieste) mostra un bacino analogo a quello evidenziato dalla linea E53, limitato verso ovest da una faglia sinsedimentaria. Il bacino, di tipo *syn-rift*, è caratterizzato da una successione sedimentaria di probabile età pleistocenica, limitata alla base da una serie di riflettori curvi interpre-

tati come prodotti vulcanici attribuibili alla transizione Plio-Pleistocene. Data la disposizione delle linee E53 e MS 27 (Fig. 9 e 10), è probabile che esse mostrino un medesimo bacino situato poco al largo della costa etnea. Questo sarebbe limitato da una faglia normale orientata NNE-SSW, parallela al sistema di Piedimonte, che si collega verso nord al sistema dello Stretto di Messina (CRISTOFOLINI *et alii*, 1979) mentre verso sud viene probabilmente accomodata dal sistema NNW-SSE della Scarpata di Malta, caratterizzato da bacini con geometrie simili (Fig. 8).

CONCLUSIONI

La combinazione integrata delle informazioni desunte dallo studio geologico-strutturale e morfologico eseguito a terra e dall'analisi delle sezioni sismiche a mare ha consentito di ottenere un quadro completo dei principali sistemi di faglie presenti nel basso versante orientale dell'Etna sino all'*off-shore* ionico.

Le faglie del versante orientale dell'Etna, a cui sono legate deformazioni e sismicità attuali, possono essere considerate strutture crostali attive, tagliando i prodotti etnei da 170 ka ad oggi. Sia il sistema di Piedimonte, dato da faglie normali e fratture d'estensione orientate NNE-SSW, che quello NNW-SSE di Acireale-S. Alfio, caratterizzato da faglie normali con componente trascorrente destra, sono associati ad estensione

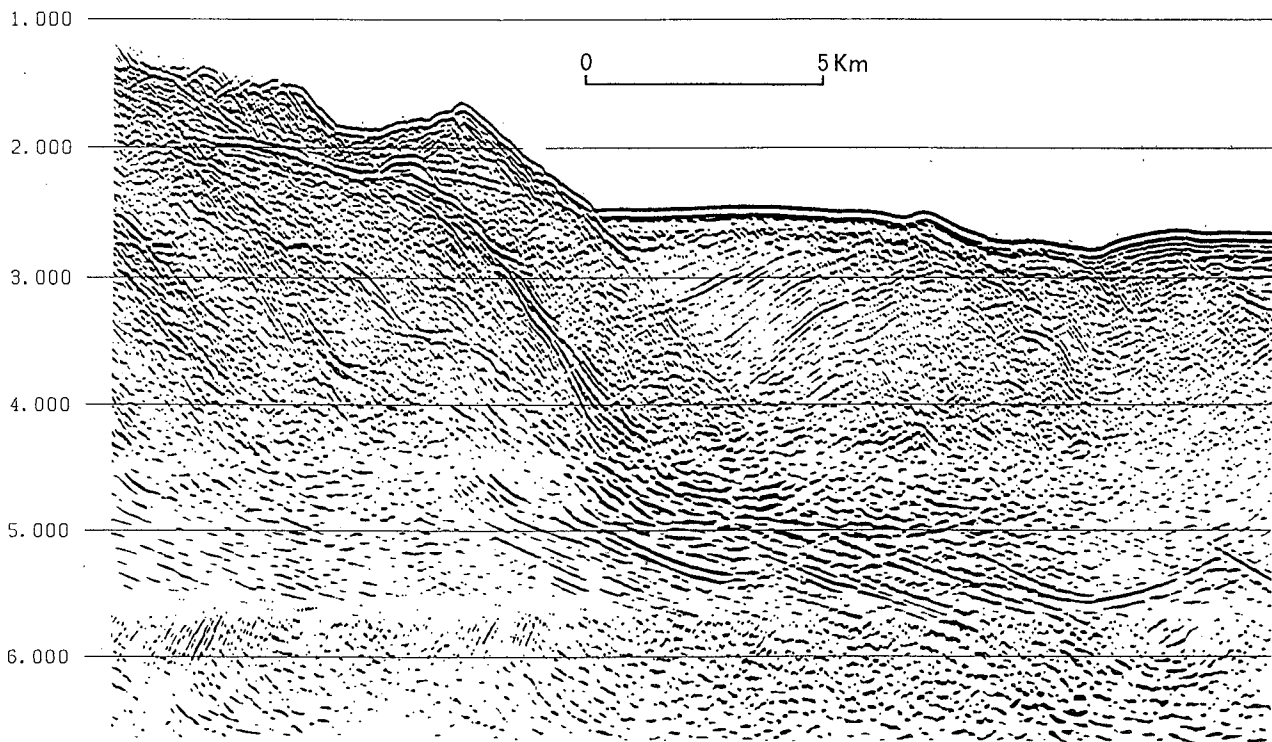
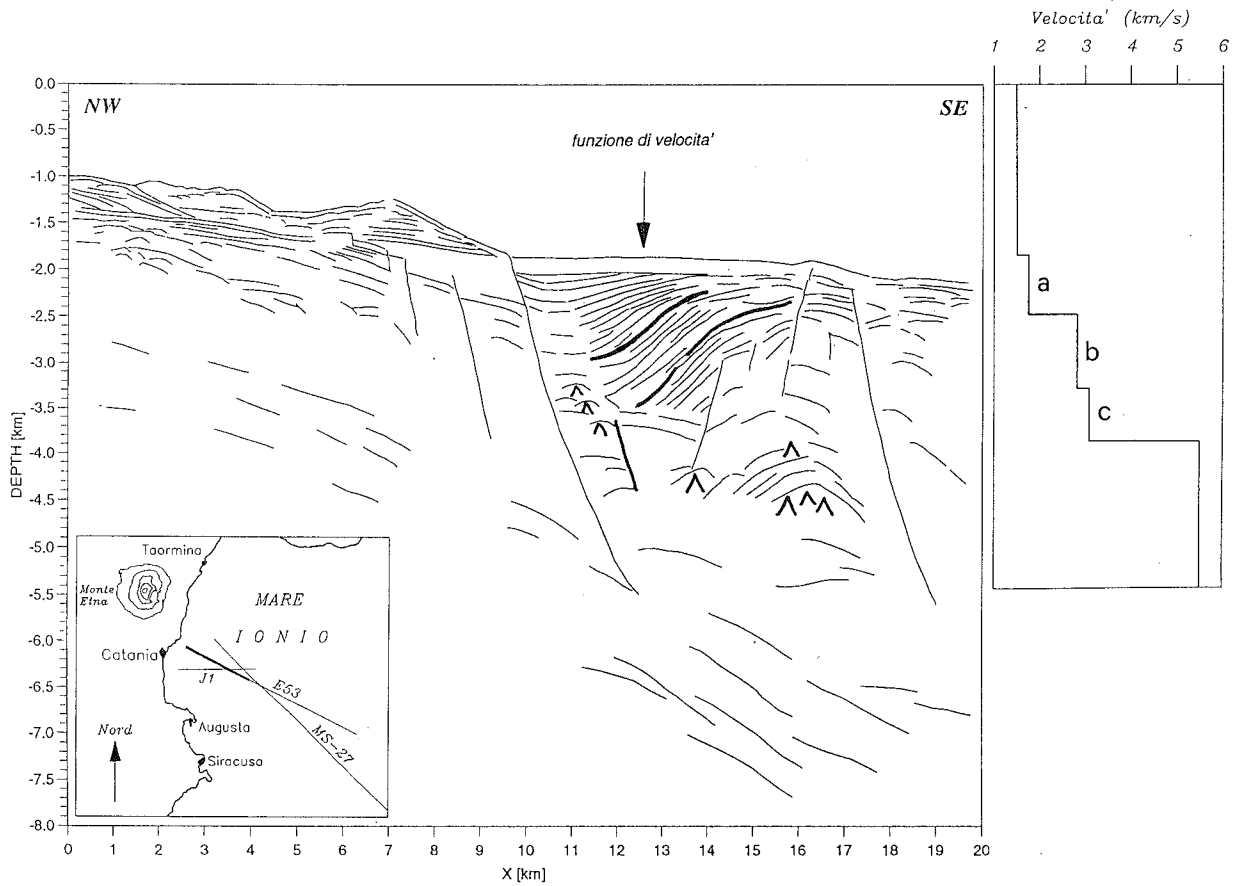


Fig. 9 - Particolare del tratto piú occidentale della linea E53 con relativo *line drawing* convertito in profondità. La fascia riflettente che tende a risalire dal bacino ionico verso l'Etna è interpretabile come transizione crosta-mantello (CERNOBORI *et alii*, 1995; GALLART *et alii*, 1995). L'assottigliamento crostale è accompagnato da una serie di faglie normali che raggiungono la base della crosta e che determinano una sedimentazione di tipo *syn-rift*. La conversione in profondità dell'intero disegno è stata eseguita utilizzando la funzione di velocità analizzata sul bacino ed ha quindi validità solo nell'intorno dello stesso. La velocità di 1750 m/s (a) dovrebbe corrispondere a depositi del Pleistocene medio-Olocene, quella di 2800 m/s (b) a depositi del Pleistocene inferiore (calcareniti e marne ?) e quella di 3000 m/s (c) a depositi del tetto della successione carbonatica mesozoica iblea.

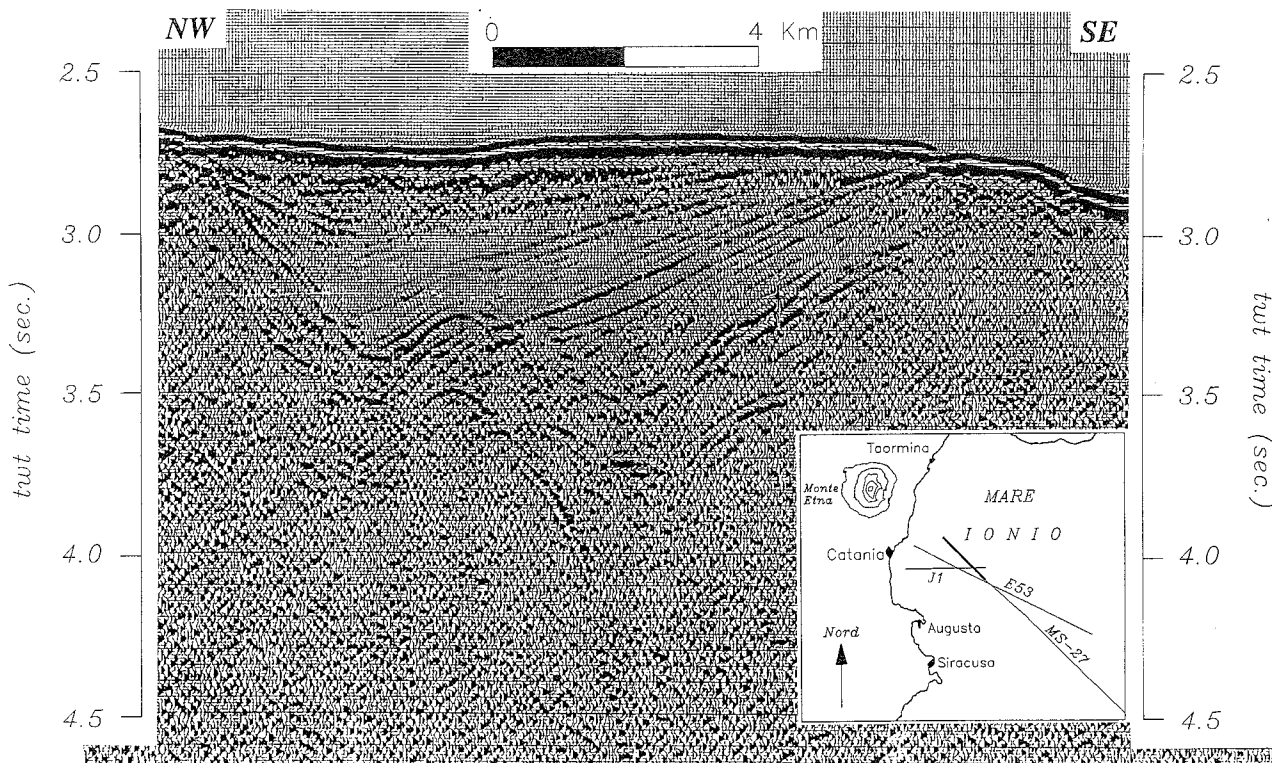


Fig. 10 - Particolare del tratto piú occidentale della linea multicannale MS-27 (per gentile concessione dell'O.G.S. di Trieste). Alla base della faglia, che determina una sedimentazione di tipo *syn-rift*, i riflettori curvi sono interpretati come prodotti vulcanici, attribuibili alla transizione Plio-Pleistocene.

orientata WNW-ESE (Fig. 1). I due sistemi, caratterizzati da tassi di movimento verticale compresi tra 1 e 2 mm/a, sono quindi cinematicamente compatibili.

Nell'*off-shore* etneo la sismica a riflessione multicannale ha messo in evidenza una serie di strutture distensive caratterizzate da bacini tipo *syn-rift* bordati ad ovest da faglie crostali a prevalente movimento normale. La faglia principale, parallela al sistema di Piedimonte e a quello dello Stretto di Messina (NNE-SSE), presenta tassi di movimento verticale tra 1,6 e 2 mm/a a partire da 500 ka, comparabile con quello misurato lungo le faglie a terra. Il sistema di Acireale-S. Alfio (NNW-SSE) prosegue verso sud al largo della costa ionica, come mostrato da una linea monocannale, ricollegandosi al sistema della Scarpata di Malta. I due sistemi fanno parte quindi di un'unica zona di *rifting*, di età mediopleistocenica-olocenica, che si estende dalla Calabria settentrionale alla Sicilia orientale, fino alla Scarpata di Malta, tagliando o riattivando strutture preesistenti (TORTORICI *et alii*, 1986; 1995; TORTORICI *et alii*, questo vol.; MAZZUOLI *et alii*, 1995; MONACO & TORTORICI, questo vol.).

Le principali fessure di alimentazione del vulcano si sviluppano nelle parti alte dell'edificio, al letto del sistema di faglie crostali che, con immersione verso est, si sviluppa alla base del versante orientale sino all'*off-shore* etneo. Sviluppandosi al letto della discontinuità crostale costituita dal sistema di faglie studiato, l'Etna potrebbe quindi rappresentare un *rift-flank* vulcano (ELLIS & KING, 1991). Secondo il modello proposto dagli Autori (Fig. 11), in un sistema crostale interessato da faglie normali i maggiori *crack* estensionali che permettono l'alimentazione di un vulcano, quando sia presente una sorgente di magma in profondità, si svi-

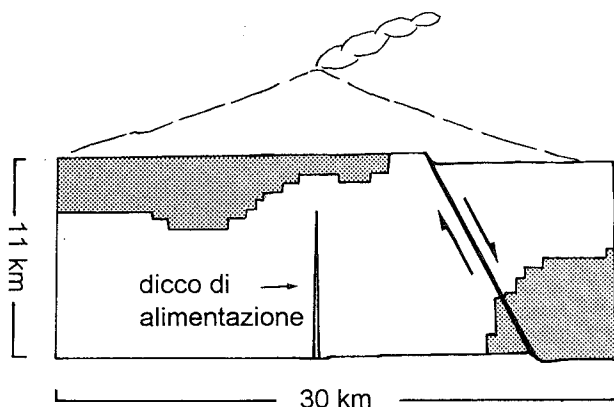


Fig. 11 - Distribuzione della deformazione in una piastra elastica, dovuta a piccoli spostamenti lungo una faglia normale e in risposta ad un crack tensionale al letto della faglia. In bianco le aree in estensione, in puntinato quelle in compressione (da ELLIS & KING, 1991, modificato). Il modello mostra come al letto di un sistema di faglie normali crostali, in presenza di fusi preesistenti, dei *crack* (dicchi) possano risalire dalla base della crosta ad alimentare un eventuale vulcanismo.

luppano proprio nel blocco rialzato. Questa interpretazione è supportata dal fatto che fusi subcrustali in Sicilia sud-orientale sono presenti almeno dal Cretaceo, come testimoniato dal vulcanismo ibleo (ROMANO & VILLARI, 1973; BARBERI *et alii*, 1974; DE ROSA *et alii*, 1991). Inoltre, come si desume dalla linea E53, i movimenti verticali lungo le faglie si accomodano lungo un piano di taglio che dalla base della crosta risale verso terra, suggerendo un apprezzabile assottigliamen-

to crostale in corrispondenza dell'Etna con conseguente intervento attivo del mantello.

RINGRAZIAMENTI

Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R. (contributo n. 94.00184.05). Si ringraziano L. TORTORICI e R. NICOLICH per la lettura del manoscritto e gli utili suggerimenti e P. TAPPONNIER e G. KING per le proficue discussioni. Si ringrazia inoltre l'O.G.S. di Trieste ed il Gruppo ETNASEIS per aver messo a disposizione i dati di sismica a mare.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1982) - *Geological Map of Mt. Etna*. In: Mem. Soc. Geol. It., **23**.
- ADORNI G. & CARVENI P. (1993) - *Geomorphology and seismotectonic elements in the Giarre area, Sicily*. Earth Surf. Proc. Land., **18**, 275-283.
- AZZARO R., CARVENI P., LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1989) - *Il terremoto di Codavolpe (basso versante orientale etneo) del 29 gennaio 1989: campo macrosismico e fratturazione cosismica*. Boll. Gruppo Nazionale Vulcanologia, **1**, 1-12.
- BARBERI F., CIVETTA L., GASPARINI P., INNOCENTI F., SCANDONE R. & VILLARI L. (1974) - *Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary: paleomagnetic and volcanologic evidence from Sicily*. Earth Planet. Sci. Lett., **22**, 123-132.
- BEN AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione neogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 453-462.
- BUROLLET P.F., MUGNIOT G.M. & SWEENEY P. (1978) - *The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of Southern Tunisia and Tripolitania*. In: A. NAIRN, W. KANES & F.G. STELHI (Ed.), *The ocean basins and margins*. Plenum Press, New York, N.Y., pp. 331-339.
- CASERO P., CITA M.B., CROCE M. & DE MICHELI A. (1984) - *Tentativo di interpretazione evolutiva della Scarpata di Malta basata sui dati geologici e geofisici*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 233-253.
- CERNOBORI L., NICOLICH R., ROMANELLI M., HIRN A., SACHPAZI M., AVEDIK F., GALLART J. & ETNASEIS GROUP (1994) - *The Sicilian margin to the Ionian basin and Mt. Etna*. In: Abstract book del XIX General Assembly EGS, Grenoble, 25-29 Aprile 1994.
- CERNOBORI L., HIRN A., MC BRIDE J.H., NICOLICH R., PETRONIO L., ROMANELLI M. & ETNASEIS GROUP (1995) - *Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins*. Tectonophysics, in stampa.
- CHESTER D.K., DUNCAN A.M., GUEST J.E. & KILBURN C.R.J. (1985) - *Mount Etna: the anatomy of a volcano*. Chapman and Hall, London, 404 pp.
- CONDOMINES J.C., TANGUY M., KIEFFER G. & ALLEGRE C.J. (1982) - *Magmatic evolution of a volcano studied by ^{230}Th - ^{238}U disequilibrium and trace elements systematics: the Etna case*. Geochim. Cosmochim. Acta, **46**, 1397-1416.
- CRISTOFOLINI R., PATANÈ G., PUGLISI D., RASÀ R. & TRANCHINA A. (1977) - *Il basso versante nord-orientale dell'Etna nei dintorni di Piedimonte Etneo: studio geologico e morfo-strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 695-712.
- CRISTOFOLINI R., GHISETTI F., RIUSCETTI M. & VEZZANI L. (1979) - *Neotectonic seismicity and volcanic activity in Northeastern Sicily*. In: VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region. 757-766.
- CRISTOFOLINI R. & ROMANO R. (1982) - *Petrologic features of the Etnean volcanic rocks*. Mem. Soc. Geol. It., **23**, 99-115.
- CRISTOFOLINI R., CORSARO R.A. & FERLITO C. (1991) - *Variazioni petrochimiche nella successione etnea: un riesame in base a nuovi dati da campioni di superficie e da sondaggi*. Acta Vulcanologica, **1**, 25-37.
- CUMIN G. (1954) - *Il terremoto di Codavolpe (versante orientale dell'Etna) dell'8/4/1950*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, **4**, 474-483.
- DE ROSA R., MAZZUOLI R., SCRIBANO B. & TRUA T. (1991) - *Nuovi dati petrologici sulle vulcaniti dei Monti Iblei (Sicilia sud-orientale): implicazioni genetiche e geotettoniche*. Miner. Petrogr. Acta, **34**, 133-151.
- ELLIS M. & KING G. (1991) - *Structural control of flank volcanism in continental rifts*. Science, **254**, 839-842.
- GALLART J., HIRN A., NICOLICH R., AVEDIK F. & CERNOBORI L. (1995) - *The transition from Ionian basin to Sicily and Mt. Etna*. Journ. Geoph. Res. Lett., submitted.
- GILLOT P.Y., KIEFFER G. & ROMANO R. (1994) - *The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating*. Acta Vulcanologica, **5**, 81-87.
- GRASSI G. (1865) - *Relazione storica ed osservazioni sulla eruzione etnea del 1865 e su tremuoti flegrei che la seguirono*. Tip. Galatola, Catania, 88 pp.
- IMBÒ G. (1935) - *I terremoti etnei*. R. Acc. Naz. dei Lincei, **5**, 1-94.
- KIEFFER G. (1970) - *Les depots detritiques et pyroclastiques du versant oriental de l'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, **7**, 3-32.
- KIEFFER G. (1971) - *Dépôts et niveaux marins et fluviaux de la regione de Catane (Sicile)*. Méditerranée, **5-6**, 591-626.
- KIEFFER G. (1979) - *L'attività de l'Etna pendant les derniers 20.000 ans*. C.R. Acad. Sci., **288**, 1023-1026.
- KIEFFER G. (1985) - *Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygenique: stades d'edification et activité actuelle de l'Etna (Sicile)*. Annales scientifiques de l'Universite de Clermont-Ferrand II, 497 pp.
- KIEFFER G. & TANGUY J.C. (1993) - *Evolution structurale, magmatique et dynamique d'un volcan "polygénique"*. Mém. Soc. géol. France, **163**, 253-271.
- LO GIUDICE E., PATANÈ G., RASÀ R., & ROMANO R. (1982) - *The structural framework of Mount Etna*. Mem. Soc. Geol. It., **23**, 125-158.
- LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1986) - *The role of the NNW structural trend in the recent geodynamic evolution of north-eastern Sicily and its volcanic implications in the Etnean area*. Jour. of Geodynamics, **25**, 309-330.
- LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1992) - *Very shallow earthquakes and brittle deformation in active volcanic areas: the Etnean region as an example*. Tectonophysics, **202**, 257-262.
- MAKRIS J., NICOLICH R. & WEIGEL W. (1986) - *A seismic study in the western Ionian Sea*. Ann. Geophys., **6**, 665-678.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. JR. & SHACKLETON N.J. (1987) - *Age Dating and the orbital Theory of the Ice Ages: development of high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy*. Quaternary Res., **27**, 1-29.
- MAZZUOLI R., TORTORICI L. & VENTURA G. (1995) - *Oblique rifting in Salina, Lipari and Vulcano Islands (Aeolian islands, Southern Italy)*. Terra Nova, **7**, 444-452.
- MC GUIRE W.J. & PULLEN A.D. (1989) - *Location and orientation of eruptive fissures and feeder-dykes at Mount Etna; influence of gravitational and regional tectonic stress regimes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **38**, 325-344.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tettonica estensionale quadernaria nell'Arco Calabro e in Sicilia orientale*. Studi Geol. Camerti, questo volume.
- MONACO C. & VENTURA G. (1995) - *Magmatic and structural features of the "Valverde Center" (Mt. Etna, Sicily)*. Studi Geol. Camerti, **13**, 89-101.
- PATANÈ G., MONTALTO A., IMPOSA S. & MENZA S. (1994) - *The role of regional tectonics, magma pressure and gravitational spreading in earthquakes of the eastern sector of Mt. Etna volcano (Italy)*. Journ. of Volc. and Geoth. Res., **61**, 253-266.
- PLATANIA G. (1992) - *Terremoto a Codavolpe (Etna) del Settembre 1920*. Boll. R. Oss. Geodin. Catania, **3-4**, 2-8.
- POSTPISCHL D. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. CNR, Pr. Fin. Geodinamica, Graficoop Bologna, 239 pp.
- RASÀ R., ROMANO R. & LO GIUDICE E. (1982) - *Morphotectonic Map of Mt. Etna*. In: R. ROMANO (Ed.), Mount Etna Volcano. Mem. Soc. Geol. It., **23**.
- RICCÒ A. (1912) - *Fenomeni geodinamici consecutivi alla Eruzione Etnea del Settembre 1911*. Boll. Soc. Sism. It., **16**, 11-32.
- RIUSCETTI M. & DISTEFANO R. (1971) - *Il Terremoto di Macchia (Catania)*. Boll. Geof. Teor. ed Appl., **13**, 150-164.
- ROMANO R. (1982) - *Succession of the volcanic activity in the Etnean area*. Mem. Soc. Geol. It., **23**, 75-97.
- ROMANO R. & GUEST J.E. (1979) - *Volcanic geology of the summit and northern flank of Mount Etna, Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 189-215.
- ROMANO R. & STURIALE C. (1981) - *Geologia del versante sud-orientale etneo, F° 270 IV (NO, NE, SO, SE)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 15-40.

- ROMANO R. & STURIALE C. (1982) - *The Historical eruptions of Mt. Etna (volcanological data)*. Mem. Soc. Geol. It., **23**, 75-97.
- ROMANO R. & VILLARI L. (1973) - *Caratteri petrologici e magmatologici del vulcanismo ibleo*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **29**, 453-484.
- SARTORI R., COLALONGO M.L., GABBIANELLI G., BONAZZI C., CARBONE S., CURZI P.V., EVANGELISTI D., GRASSO M., LENTINI F., ROSSI S. & SELLI L. (1991) - *Note stratigrafiche e tettoniche sul rise di Messina (Ionio nord-occidentale)*. Giorn. di Geol., **53**, 49-64.
- SCANDONE P., PATACCA E., RADOICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWSON M., CHEZAR H., MILLER E., MCKENZIE J. & ROSSI S. (1981) - *Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean)*. A.A.P.G. Bull., **65**, 1299-1319.
- SILVESTRI O. (1922) - *Sulla esplosione etnea del 22 Marzo 1883 in relazione ai Fenomeni vulcanici (Geodinamici ed Eruttivi) presentati dall'Etna durante il quadriennio compreso dal Gennaio 1880 al Dicembre 1883*. Osservazioni e studi. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, **3**, 237-421.
- STEWART L., MC GUIRE W., VITA-FINZI C., FIRTH C., HOLMES R. & SAUNDERS S. (1993) - *Active faulting and neotectonic deformation on the eastern flank of Mount Etna, Sicily*. Z. Geomorph. N.E. Suppl., **94**, 73-94.
- TANGUY J.C. (1978) - *Tholeiitic basalt magmatism of Mount Etna and its relations with the alkaline series*. Contr. Min. Petrol., **66**, 51-67.
- TANGUY J.C. & KIEFFER G. (1993) - *Les éruptions de l'Etna et leurs mécanismes*. Mém. Soc. géol. France, **163**, 239-252.
- TAPPONNIER P. (1977) - *Evolution tectonique du system alpin en Méditerranée: poinçonnement et encresement rigide-plastique*. Bull. Soc. Geol. Fr., **19**, 437-460.
- TORTORICI L., TAPPONNIER P., & WINTER T. (1986) - *Faulting during the 1783 Calabria earthquakes and tectonics of the Messina Strait*. AGU, EOS **67**, 1188.
- TORTORICI L., COCINA O., MONACO C., & TANSI C. (1995) - *Recent and active tectonics of the Calabrian Arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, **243**, 37-55.
- TORTORICI L., VENTURA G., MAZZUOLI R. & MONACO C. (1995) - *Strutture del settore orientale dell'arcipelago eoliano: interpretazione tettonica e modellizzazione numerica*. Studi Geol. Camerti, questo volume.
- WEZEL F.C. (1967) - *I terreni quaternari del substrato dell'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **6**, 271-282.