



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2-2-1960)

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
alla scala 1:50.000

foglio 633

PATERNÒ

a cura di

S. Carbone¹, F. Lentini¹, S. Branca²

con i contributi di

Sismicità e pericolosità sismica e vulcanica: **M.S. Barbano¹**

Geologia Applicata e Idrogeologia: **V. Ferrara¹**

Banca dati geognostici: **G. Pappalardo¹**

con la collaborazione di

Stratigrafia del vulcanico: **G. Garfi¹**

Archeositi: **G. Mannoia³**

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

² Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) - Sezione di Catania

³ Architetto, libero professionista, Catania

Ente realizzatore



Regione Siciliana

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: L. Serva

***Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. Galluzzo***

***Responsabile del Progetto CARG per la Regione Siciliana:
G. Arnone - Assessorato Territorio e Ambiente***

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

- R. Bonomo, M.C. Giovagnoli, E. La Posta

- R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita (Vulcanico)

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), **F. Pilato**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER LA REGIONE SICILIANA:

Gestione tecnico-amministrativa e coordinamento operativo:

dal 2000: **D. Greco**; dal 2009: **R. Giordano**

Informatizzazione dei dati geologici:

G. Barreca

Allestimento cartografico-editoriale:

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

***Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati
a cura della S.EL.CA. s.r.l., Firenze***

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

D. Greco e **R. Giordano** - Regione Siciliana

G. Ali - Università di Catania - Dipartimento Scienze Geologiche

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

Stampa: A.T.I. - SYSTEMCART srl - L.A.C. srl - S.EL.CA. srl - 2010

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag.	5
1.	- INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO	»	5
2.	- METODI DI INDAGINE	»	5
II	- CARATTERI GEOGRAFICO-MORFOLOGICI	»	7
1.	- OROGRAFIA	»	7
2.	- IDROGRAFIA	»	8
III	- STUDI PRECEDENTI	»	11
1.	- I TERRENI MESOZOICO-TERZIARI DEL GRUPPO DI M. JUDICA	»	11
2.	- LE UNITÀ SICILIDI E IL FLYSCH NUMIDICO	»	13
2.1.	- UNITÀ SICILIDI	»	13
2.2.	- FLYSCH NUMIDICO	»	16
3.	- I TERRENI QUATERNARI	»	18
4.	- EVOLUZIONE DELL'ATTIVITÀ VULCANICA DEL M. ETNA	»	19
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	25
1.	- AVAMPAESE-AVANFOSSA	»	25
2.	- CATENA	»	27
2.1.	- CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE	»	29
V	- STRATIGRAFIA	»	33
1.	- INTRODUZIONE E CRITERI	»	33
2.	- UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE	»	33
2.1.	- UNITÀ IONIDI	»	34
2.2.	- UNITÀ SICILIDI	»	48
2.3.	- DEPOSITI DI BACINI SATELLITE DEL MIOCENE MEDIO-PLIOCENE INFERIORE	»	52
3.	- DEPOSITI MARINI E TRANSIZIONALI QUATERNARI DI AVANFOSSA	»	58
3.1.	- GRUPPO DEI DEPOSITI SUBETNEI	»	59
4.	- DEPOSITI CONTINENTALI E VULCANITI QUATERNARI	»	63
4.1.	- PRODOTTI DEL DISTRETTO VULCANICO DEL MONTE ETNA E DEPOSITI TERRAZZATI DELLA PIANA DI CATANIA	»	63

4.2.	- DEPOSITI ALLUVIONALI DELLA PIANA DI CATANIA »	88
4.3.	- DEPOSITI UBIQUITARI »	89
VI	- TETTONICA »	93
1.	- INTRODUZIONE »	93
2.	- STRUTTURE TETTONICHE E TIPOLOGIA DEI CONTATTI MECCANICI »	95
3.	- RAPPORTI GEOMETRICI FRA UNITÀ TETTONICHE »	97
3.1.	- RAPPORTI FRA UNITÀ SICILIDI E UNITÀ DI M. JUDICA »	97
3.2.	- RAPPORTI FRA UNITÀ SICILIDI E DEPOSITI PLEISTOCENICI »	98
4.	- DESCRIZIONE DEL PROFILO GEOLOGICO »	99
5.	- EVOLUZIONE GEODINAMICA »	101
VII	- GEOMORFOLOGIA »	103
1.	- MORFOLOGIA DEI CAMPI LAVICI »	103
2.	- “SALINELLE DI PATERNÒ” »	105
VIII	- GEOLOGIA APPLICATA »	107
1.	- IDROGEOLOGIA »	107
1.1.	- SETTORE DELL'AREA VULCANICA DELL'ETNA »	107
1.2.	- SETTORE DELLA PIANA DI CATANIA »	111
IX	- RISCHIO GEOLOGICO »	121
1.	- CONSIDERAZIONI SULLA VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ VULCANICA »	121
X	- ANALISI DELLA SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA E VULCANICA »	125
1.	- SISMICITÀ E ZONE SISMOGENETICHE »	125
2.	- STORIA SISMICA E PERICOLOSITÀ »	127
3.	- CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE »	134
	APPENDICE 1 »	135
	APPENDICE 2 »	141
	BIBLIOGRAFIA »	148

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO

Il Foglio 633 Paternò della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 305/89) tramite Convenzione tra Presidenza del Consiglio dei Ministri-Servizio Geologico d'Italia e Regione Sicilia-Università di Catania.

Il Foglio è ubicato nel settore centrale della Sicilia orientale, ricade in massima parte entro i limiti amministrativi della Provincia di Catania, fatta eccezione per il settore nord-occidentale del Foglio che comprende la terminazione più orientale della Provincia di Enna e quella meridionale che, solo per qualche chilometro, rientra in quella di Siracusa.

L'area ricade nel Foglio 269 "Paternò" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (BALDACCI, 1886). Si tratta tuttavia di uno dei primi fogli della copertura geologica nazionale, con molte limitazioni tecnico-scientifiche. I primi dati cartografici "aggiornati" nel quale il Foglio "Paternò" ricade in buona parte, sono quelli espressi nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) a scala 1:50.000 e nella CARTA GEOLOGICA DELLA SICILIA CENTRO-ORIENTALE (1990) alla stessa scala e che comprende i fogli I.G.M.I. "Nicosia", "Monte Etna" *p.p.* e "Valguarnera-Caropepe" *p.p.*

2. - METODI DI INDAGINE

Il rilevamento geologico ha interessato un'area eterogenea dal punto di vista litologico e strutturale, prevalentemente collinare ed intensamente antropizzata nel settore settentrionale, e di pianura per la restante parte, con insediamenti agricoli e industriali nell'area della Piana di Catania.

Il rilievo geologico è stato effettuato integralmente alla scala 1:10.000, uti-

lizzando la Carta Tecnica Regionale, edita nel 1987 dall'Assessorato Territorio e Ambiente della Regione Siciliana, che rappresenta una base topografica aggiornata e dettagliata; ciò ha comportato una notevole diminuzione del margine di errore nel riporto degli elementi rilevati sui tipi I.G.M.I. in scala 1:25.000 (editi tra il 1969 ed il '79), e quindi un miglioramento del grado di affidabilità del dato geologico.

Il quadro geologico proposto deriva dall'integrazione dei dati di superficie, quali rilevamento e ricostruzione delle geometrie dei corpi vulcanici e sedimentari, analisi di foto aeree, analisi biostratigrafiche, con la ricostruzione dell'andamento dei corpi sedimentari nel sottosuolo basato sull'interpretazione dei numerosi sondaggi, pubblici e non, gentilmente messi a disposizione sia da Enti comunali e provinciali, che da parte di Studi geologici privati.

Per le aree urbane ci si è avvalsi preliminarmente di analisi di foto aeree alla scala 1:10.000. Le informazioni dedotte dall'analisi aerofotogrammetrica sono state controllate e verificate attraverso il rilievo puntuale sugli sporadici spuntoni rocciosi localmente presenti tra le varie costruzioni o localmente affioranti quali fondamenta a giorno di edifici o, ancora, disponibili in cave, in scavi per fondazioni e indagini, queste ultime spinte sino ad una profondità media di 15 m dal piano campagna, eccezionalmente fino a 50 m.

Per le aree di pianura le informazioni geomorfologiche e litologiche, con particolare riguardo alle tessiture, sono state determinate direttamente sul terreno.

Per la datazione delle formazioni sedimentarie affioranti si è fatto riferimento ai dati abbondanti ed aggiornati della letteratura, basati principalmente sui foraminiferi, per le formazioni cenozoiche, sui macrofossili per quelle mesozoiche (LENTINI, 1974).

Per le datazioni delle formazioni quaternarie, coi nannofossili calcarei, si è fatto riferimento ai dati del limitrofo Foglio "Catania", dove tali formazioni sono meglio esposte.

Nell'area del Foglio "Paternò" i campioni sono stati raccolti in maniera sparsa. Le analisi biostratigrafiche, hanno incontrato notevoli difficoltà per le caratteristiche tessiture dei depositi, prevalentemente sabbioso-ghiaiosi. Raramente i campioni relativi a questi terreni hanno mostrato un contenuto di microfossili significativo, molto spesso sono risultati sterili, o con abbondante malacofauna finemente triturata.

Per le caratteristiche petrografiche e composizionali della copertura lavica ci si è riferiti ai numerosi dati di letteratura e a quelli dei fogli "Acireale" e "Catania".

Le Note illustrative sono state curate da S. Carbone (stratigrafia del sedimentario e tettonica), S. Branca (stratigrafia e geomorfologia del vulcanico, rischio geologico) e F. Lentini (geologia regionale e geodinamica), alla loro stesura hanno contribuito M.S. Barbano (analisi della sismicità e pericolosità sismica), V. Ferrara (geologia applicata), G. Pappalardo (banca dati geognostici), con la collaborazione di G. Garfi (stratigrafia del vulcanico) e G. Mannoia (siti archeologici).

II - CARATTERI GEOGRAFICO-MORFOLOGICI

1. - OROGRAFIA

Morfologicamente l'area del Foglio "Paternò" è caratterizzata da un paesaggio da collinare a pianeggiante con notevole varietà di forme e litologie, date da terreni prevalentemente sedimentari e, lungo la fascia nord-orientale del Foglio, dai terreni vulcanici costituenti le pendici dell'Etna.

Nel settore occidentale del Foglio la fascia collinare che si sviluppa nei terreni sedimentari è rappresentata dai rilievi isolati di M. Pulicara (m 469), M. Guazzarano (m 457) e M. Serra di Spezia (m 433) orientati circa nord-sud, e dal gruppo del M. Judica caratterizzato da due dorsali orientate circa est-ovest con i rilievi di M. Vassallo (m 451) - M. S. Giovanni (m 501) - M. Turcisi (m 303) a nord, e di M. Matteo (m. 496) - M. Gallo (m 542) - M. Dragonia (m 447) a sud.

La fascia vulcanica si estende dalla quota massima di 600 m a nord di Belpasso, a quota 100 m a ovest di Paternò. L'attuale configurazione morfologica di questo settore del territorio è strettamente connessa alla complessa interazione dei processi fluviali e vulcanici, questi ultimi dati da prodotti, prevalentemente colate laviche effuse anche in tempi storici, che hanno modificato sensibilmente la fisiografia del paesaggio. A queste quote il pendio topografico è più blando e regolare in risposta alla naturale inclinazione assunta dalle colate laviche. I declivi più dolci corrispondono alla superficie superiore delle colate laviche, mentre la morfologia ripida a rilievi isolati è più tipica dei terreni sedimentari.

I terreni vulcanici sono costituiti da colate laviche emesse da bocche effusive situate sul medio-alto versante meridionale, al di fuori del Foglio, in corrispondenza del sistema di fessure eruttive appartenenti al *Rift* di S (v. Foglio "Acireale"). Le colate di lava riferibili ai sintemi Il Piano e Concazze presentano comunemente superfici di tipo *aa* e più raramente *pahoehoe*, con suolo assente o scarsamente sviluppato, mentre quelle più antiche (sintemi Timpe e Adrano) pre-

sentano, per lo sviluppo di un suolo intensamente coltivato e/o ricoperto da vegetazione, superfici fortemente degradate e morfologia scarsamente riconoscibile.

La restante parte del territorio è occupato dai depositi della Piana di Catania che si estende dal margine settentrionale dell'Altopiano Ibleo, a sud, alle estreme propaggini meridionali del massiccio etneo, a nord. Relativamente all'area del Foglio, la Piana si estende dalle colline a sud dell'allineamento Paternò-Motta S. Anastasia alla confluenza dei fiumi Simeto e Dittaino, fino a comprendere il medio corso del F. Gornalunga.

La Piana è costituita dai depositi dei tre principali fiumi. I depositi sono rappresentati prevalentemente da limi, sabbie fini, silt e da livelli generalmente lentiformi di ghiaie sabbiose. Questi ultimi costituiscono un acquifero di notevole importanza per l'economia agricola e industriale della provincia di Catania (v. capitolo Geologia Applicata). Infatti le risorse idriche contenute in questo acquifero sono oggetto di prevalente utilizzazione per fini irrigui di un vasto comprensorio di colture pregiate (agrumeti), ma vengono anche utilizzate per fabbisogni delle aziende produttive insediate nell'area di sviluppo industriale dei comuni perietnei e nell'area di pianura.

2. - IDROGRAFIA

Gran parte dei caratteri morfologici che caratterizzano il settore centro-orientale dell'area del Foglio sono legati alla dinamica evolutiva del F. Simeto.

La rete fluviale del territorio del Foglio comprende la parte medio-bassa del F. Simeto e la terminazione dei suoi principali due affluenti in destra idrografica, nell'ordine rispettivamente F. Dittaino e F. Gornalunga. L'andamento dei tre fiumi, nei tratti medio-alti, è all'incirca N-S per il Simeto, NO-SE per il Dittaino, E-O per il Gornalunga; nell'area di confluenza i tre fiumi assumono andamento E-O. I tributari minori sono rappresentati da torrenti a breve corso, e sono caratterizzati da fenomeni di erosione più diffusi rispetto a quelli di deposizione, che risultano quindi limitati, nei tratti a minore acclività, a modeste coperture alluvionali. Si tratta di corsi a regime torrentizio con elevato potere erosionale e di trasporto nei periodi di piena e in conseguenza di precipitazioni eccezionali. In queste occasioni la velocità di deflusso delle acque, regimentate in sezioni più o meno ampie e con modeste pendenze, determina il trasporto di elevato volume di detrito a granulometria fine, mentre il materiale più grossolano in gran parte viene abbandonato allo sbocco nelle pianure alluvionali, anche a notevole distanza dal litorale. Il trasporto solido in sospensione di questi corsi d'acqua è spesso notevole, specialmente quando sottendono a bacini imbriferi costituiti prevalentemente da sedimenti argillosi facilmente erodibili, anche per la scarsa copertura vegetale, con conseguente rapido interrimento degli invasi artificiali, a causa dell'abbondante deposito di materiali fini. Ove non esistono sbarramenti, le ondate di piena trasportano a valle ingenti volumi di materiale solido, che talora danno luogo ad alluvioni disastrose per le pianure coltivate.

Il versante sud occidentale etneo, ricoperto dai prodotti eruttivi, non mostra un reticolo idrografico sviluppato, essendo ivi assenti corsi d'acqua perenni, sia per la moderata piovosità (1000-500 mm/anno), concentrata in limitati periodi dell'anno (ANNALI SERVIZIO IDROGRAFICO, 1920-1990; COSENTINO, 1974; RAIMONDI *et alii*, 1999), sia per la grande permeabilità dovuta alla fessurazione dei terreni vulcanici. Come sarà meglio esposto in seguito, è da segnalare inoltre l'età molto recente della maggior parte delle lave, in molte delle quali sono tuttora conservate delle morfologie di dettaglio originarie. Queste sono caratterizzate da dorsali e depressioni allungate nella direzione di massima pendenza, corrispondenti a canali di flusso preferenziale delle colate, con sviluppo longitudinale molto eterogeneo e con irregolari ramificazioni e confluenze, che non agevolano la concentrazione delle acque di ruscellamento su aste di deflusso ben definite. Il complesso di tali fattori non ha quindi agevolato l'incisione di significative linee di impluvio nella zona interessata dalla copertura lavica.

PROGETTO
CARGO

III - STUDI PRECEDENTI

1. - I TERRENI MESOZOICO-TERZIARI DEL GRUPPO DI M. JUDICA

L'area del Foglio "Paternò" non gode di una cartografia geologica ufficiale (v. Capitolo I), se si esclude quella prodotta alla fine dell'800, a scala 1:100.000 (F. 269), a cura di BALDACCI (1886), corredata della prima monografia di geologia regionale, con tutte le limitazioni scientifiche che le conoscenze dell'epoca dettavano. L'opera tuttavia riveste un notevole interesse, se non altro per la minuziosa descrizione dei terreni affioranti, con riferimenti anche al contenuto paleontologico, che aveva consentito di ricostruire una stratigrafia attendibile, se si tiene conto dei tempi in cui la pubblicazione venne redatta. E sono proprio di carattere stratigrafico-paleontologico gli studi che interessarono l'area a partire dai primi dell'800, anche se le osservazioni furono rivolte quasi esclusivamente al gruppo montuoso del M. Judica e del M. Scalpello.

I primi cenni risalgono a PRÉVOST (1832), che attribuì erroneamente al Cretacico i calcari di M. Judica.

HOFFMANN (1833, 1839) riferì al Muschelkalk i calcari con selce e al Lias gli "scisti silicei", ritenendo questi ultimi correlabili con quelli di Taormina e di Termini Imerese; notò inoltre una formazione argilloso-arenacea a nummuliti e delle arenarie micacee simili a quelle affioranti nella Sicilia centro-settentrionale. Tuttavia le osservazioni dell'Autore, sebbene avanzate rispetto alle conoscenze geologiche di allora, non ebbero seguito tra gli studiosi successivi, tant'è che, sulla scia delle datazioni di PRÉVOST (1832), si continuò ad attribuire al Cretacico i calcari del gruppo del M. Judica. Infatti C. GEMMELLARO (1839, 1840, 1848) ritenne che fossero rappresentati in questa zona tutti i piani geologici, dal Giurassico superiore al Terziario, e che al Cretacico andassero attribuiti i "calcari secondari". Tale idea fu supportata dal rinvenimento, alla base di M. Turcisi, di un esemplare di *Hippurites*.

Una breve lista di fossili, fra cui specie come *Ammonites scordiae* e *A. sulcatus*, provenienti dalla “formazione secondaria” venne elencata da CALCARA (1840, 1845). Successivamente ARADAS (1853) rinvenne nella zona di M. Judica-M. Turcisi alcuni radioli di cidaridi indicanti un’età giurassica, ritenuti in seguito da G.G. GEMMELLARO (1860) rimaneggiati in una formazione cretacea.

GRAVINA (1858), occupandosi dei terreni terziari presenti nell’area del Foglio, ascrisse all’Eocene le marne associate a calcari nummulitici e ad arenarie, che dalle zone di M. Judica si estendono verso est, scomparendo sotto le alluvioni del F. Dittàino.

G.G. GEMMELLARO (1859, 1860) riferì i calcari con selce e le marne con *A. sulcatus* al Turoniano e le arenarie quarzose di C.da Quattro Finaite al Nummulitico. La specie *A. sulcatus* successivamente (G.G. GEMMELLARO, 1904) fu assegnata al Trias.

BALDACCI (1886) attribuì al Carnico i calcari compatti con noduli di selce, al Lias medio i calcari subcristallini a crinoidi, al Lias superiore le marne rosse e gli scisti silicei, all’Eocene le “argille scagliose variegate” con arenarie silicee e con brecciole a nummuliti, e al Miocene le argille con arenarie e conglomerati che si estendono fra M. Scalpello e M. Judica.

MARINELLI (1899) sulla base del rinvenimento di impronte di *Halobia* nei calcari con selce e nelle marne calcareo-arenacee di M. Scalpello e di una fauna illustrata da NELLI (1899a, 1899b), attribuì un’età supra-triassica a tutta la successione calcareo-silicea fino a comprendere i soprastanti “scisti silicei”, sulla base delle analogie con i depositi della Lucania. Ritrovò inoltre nella dorsale di M. Gambanera-Balconeri rocce eruttive ritenute basaltiche (RECUPERO, 1815) del tipo limburgiti e monchiquite. Scoprì infine presso la Mass. Franchetto, a sud di M. Turcisi, un blocco di calcare coralligeno con una fauna riferita da NELLI (1899a, 1899b) al Titonico, segnalando anche la presenza di blocchi di calcari ad ippuriti.

CHECCHIA RISPOLI (1903, 1904, 1910) limitò i suoi studi alle formazioni terziarie riferendole all’Eocene.

LUGEON & ARGAND (1906) considerarono le grandi masse mesozoiche del gruppo montuoso di M. Judica, come resti di un’immensa “*nappe de charriage*” discontinua e contornata dalle argille medio-mioceniche. Tale ipotesi fu ritenuta arbitraria da DI STEFANO (1907), secondo cui i calcari mesozoici non vanno considerati resti di una falda, in quanto le sottostanti argille datate eoceniche sarebbero invece triassiche.

SCALIA (1908, 1909, 1910-1914), sulla base di numerosi fossili, ricostruisce una successione stratigrafica costituita dal basso da: “marne calcareo-arenaceo-argillose” attribuibile al Carnico, “calcari siliciferi” ad *Halobia* della medesima età e verso l’alto “scisti siliceo-marnosi” ascritti dubitativamente al Lias. Tali formazioni sarebbero radicate sotto i terreni del Flysch eo-miocenico rappresentati da galestri, argille scagliose, marne e calcari marnosi, arenarie e brecciole nummulitiche. Inoltre interpreta le strutture di M. Scalpello, M. Judica e M. Gambanera come anticlinali separate da altrettante sinclinali con ai nuclei terreni terziari.

Dopo un lungo periodo durante il quale si registrano alcuni contributi multi-

disciplinari che interessano l'intero Foglio 269 Paternò (MAUGERI PATANÈ, 1934; MARCHESINI, 1937a, 1937b; LAZZARI, 1953; BALBONI *et alii*, 1958), l'area del gruppo M. Judica-M. Scalpello viene presa in esame nuovamente da ACCORDI & FRANCAVIGLIA (1960) e soprattutto da FRANCAVIGLIA (1960), per il quale il "complesso argilloso-marnoso" presente alla base degli affioramenti dei calcari triassici, riferito da BALDACCI (1886) al Tortoniano e da SCALIA (1908-1914) al Trias superiore, è invece di età aquitaniana. Pertanto i fossili raccolti da MARINELLI (1899) e da SCALIA (1908-1914) vanno considerati rimaneggiati. Inoltre le "placche mesozoiche" non sarebbero radicate, ma "annegate" in una massa argillosa con microfauna aquitaniana.

Infine SCHMIDT DI FRIEDBERG & TROVÒ (1962), utilizzando la terminologia adottata in SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) per le Madonie, ricostruiscono una successione stratigrafica discontinua, costituita, dal basso verso l'alto da: Fm. Mufara (marne e argille grigie con sottili intercalazioni calcaree) del Triassico superiore; Fm. Scillato (calcari con selce) di età supra-triassica; discordanza; Fm. Crisanti (argilliti silicee variegata con intercalazioni di rocce vulcaniche), Giurassico; discordanza; Fm. Caltavuturo (marne e calcari marnosi rossi, verdi e bianchi) dell'Eocene; Fm. Bonifato (argille e marne verdastre con intercalazioni di arenarie) dell'Oligocene-Miocene inferiore; discordanza; Olistostroma Lavanche (miscelanza caotica di argille, arenarie, calcareniti) d'età Cretacico-Miocene inferiore; discordanza; Fm. Terravecchia (argille grigie e sabbie giallastre) del Tortoniano. Gli Autori, basandosi sui dati dei sondaggi e della sismica, considerano il gruppo M. Judica-M. Scalpello un sistema di scaglie calcaree, formatosi a seguito di una fase tettonica iniziata nel Miocene inferiore e completatasi nel Pliocene.

L'analisi storica dell'area si completa con LENTINI (1974) il quale prende in esame i caratteri paleontologico-stratigrafici fin qui descritti e li integra con l'analisi strutturale delle tre dorsali costituenti il gruppo di M. Judica. Secondo l'Autore le tre dorsali corrispondono ad altrettante scaglie tettoniche con vergenza a sud, determinate da una tettonica d'età medio o supra-pliocenica. Viene analizzata la successione stratigrafica, anche sulla base delle faune raccolte dal Prof. Maugeri Patanè, giungendo così ad una maggiore definizione dell'età dei livelli triassici, nonché dell'età e del ruolo delle sequenze terziarie.

2. - LE UNITÀ SICILIDI E IL FLYSCH NUMIDICO

2.1. - UNITÀ SICILIDI

Nell'ambito della Catena Appenninico-Maghrebide, il "Complesso Sicilide" (OGNIBEN, 1960) raggruppava, nella sua accezione originaria, le successioni di bacino profondo in posizione strutturale più elevata e di deformazione precoce, immediatamente sottostanti i terreni cristallini del Complesso Calabride. Per tali caratteri queste successioni erano state assegnate dall'Autore ad un paleodominio interno, corrispondente al bacino eugeosinclinalico della letteratura geologica

dell'epoca, immediatamente confinante con il massiccio cristallino interno, identificato come originario margine europeo.

Nella letteratura geologica successiva il "Complesso Sicilide" ha mantenuto inalterato il proprio significato dal punto di vista della posizione strutturale, anche se sono state inserite via via formazioni (per es. parte del flysch numidico) prima assegnate ad altri complessi.

In generale, ancora oggi nel "Complesso Sicilide" sono comprese sequenze sedimentarie che vanno dal Cretacico inferiore al Miocene inferiore, successivamente smembrate in unità tettoniche che compongono distinte unità stratigrafico-strutturali, suturate da formazioni flyschoidi "tardogene" del Miocene medio.

Secondo OGNIBEN (1960), il Complesso Sicilide è formato da due falde sovrapposte, derivanti dalla deformazione di un'unica successione stratigrafica: la Falda di Cesarò e la sottostante Falda di Troina. Alla prima l'Autore assegna la successione del Flysch di M. Soro, di età Totonico-Cretacico superiore, costituita da una sequenza di argilliti nerastre e varicolori con intercalazioni carbonatiche nel terzo inferiore, evolvente a facies argilloso-arenacee con quarzareniti feldspatiche in posizione mediana, passanti verso l'alto ad argilliti varicolori, denominate "Argille Scagliose superiori". Alla seconda attribuisce una successione eocenica comprendente alla base Argille Varicolori evolventi alla "preflyschioide" Fm. di Polizzi (OGNIBEN, 1960), caratterizzata da notevoli variazioni laterali di facies. La formazione-tipo è costituita da marne e calcari biancastri, mentre le facies più terrigene sono rappresentate da alternanze argilloso-arenacee (Cerami-Troina) e da tufiti andesitiche (Tufiti di Tusa). Le due "falde" sarebbero state ricoperte in discordanza dal Flysch di Reitano, di età supra-oligocenica alla base.

Nelle successive ricerche che hanno interessato la Falda di Troina, alle varie facies attribuite alla Fm. di Polizzi nel senso di OGNIBEN (1960) sono state assegnate formazioni con età e posizione stratigrafico-strutturali differenti.

In particolare le Tufiti di Tusa, successivamente denominate Flysch di Troina-Tusa (LENTINI *et alii*, 1990a), sono state riferite al Miocene inferiore e le stesse Argille Varicolori presenti alla base sono state datate all'Oligocene superiore-Miocene inferiore. Nella nuova stratigrafia della Falda di Troina (Unità di Troina di LENTINI *et alii*, 1987, 1990a, 1991; CARTA GEOLOGICA DELLA SICILIA CENTRO-ORIENTALE, 1990), la Fm. di Polizzi separa due distinti orizzonti di argille sicilidi, le "Argille Scagliose" del Cretacico superiore, e le "Argille Varicolori" dell'Oligo-Miocene, mentre il Flysch di Troina-Tusa chiuderebbe l'intera successione, ricoperta in discordanza dal Flysch di Reitano di età Burdigaliano-Serravalliano.

La Falda di Cesarò, ridenominata Unità di M. Soro da LENTINI & VEZZANI (1978), veniva separata dalla successione sicilide di Troina (LENTINI, 1982) e considerata un'unità di derivazione ancora più interna, anche se riferita allo stesso paleobacino di sedimentazione.

Ulteriori analisi dei terreni del "Complesso Sicilide" (LENTINI *et alii*, 1996a, 1996b) hanno evidenziato alcuni aspetti nuovi rispetto al passato, fonte di sostan-

ziali revisioni della stratigrafia dei terreni silicidi.

LENTINI *et alii* (2000) distinguono diverse successioni stratigrafiche che occupano posizioni strutturali differenti:

Unità di Troina: Flysch di Troina-Tusa (Miocene inferiore), Argille Varicolori con calciruditi e calcareniti a Nummuliti (Eo-Oligocene).

Unità di Nicosia: Flysch Numidico: Argille brune e quarzareniti (Miocene inferiore), Argille Varicolori e Calcareniti e calciruditi di M. Pomiere (Eo-Oligocene).

Unità delle Argille Scagliose Superiori: Argille Scagliose (Cretacico inferiore).

Unità di M. Soro: Flysch di M. Soro *s.s.* (Cretacico inferiore).

Unità di M. Salici-M. Castelli: Flysch Numidico (Miocene inferiore) e Argille brune (Oligocene superiore).

Nel complesso le successioni sicilidi vanno riferite, per i loro caratteri strutturali, ad un originario cuneo d'accrezione dal Paleogene al Miocene inferiore lungo quello che era il margine attivo calabride (margine europeo). Il cuneo paleogenico sarebbe rappresentato dalle "Argille Scagliose superiori" già deformate all'Oligocene inferiore. Tale orizzonte rappresenta un *mélange* costituito da elementi dell'originaria successione oceanica tetidea estesa, secondo i dati di letteratura, dal Titonico al Cretacico inferiore. L'assenza di orizzonti giurassici più antichi è in accordo con la totale mancanza di ofioliti, che sarebbero state completamente subdotte con parte della copertura sedimentaria sovrastante. In questo quadro la successione oligo-miocenica dell'Unità di Troina, ancora oggi in parte sovrapposta al *mélange* tettonico, corrisponde a depositi di bacino di avanarco. Nel quadro originario ricomposto risulta una mancanza di orizzonti estesa dal Cretacico superiore all'Eocene che sembra negare una continuità di sedimentazione tra le due unità.

L'**Unità di Nicosia** corrisponde all'intervallo apicale delle successioni esterne dell'originario bacino oceanico, raggiunte dalla deformazione solo nelle fasi compressive post-burdigaliane. In questo caso la sequenza del Cretacico superiore-Miocene inferiore dell'Unità di Nicosia bilancia esattamente le successioni del Cretacico inferiore che compongono l'Unità di M. Soro, che, con sufficiente approssimazione, può essere interpretata come originaria base dell'Unità di Nicosia, come confermato dalla comune posizione strutturale al tetto dell'Unità di M. Salici-M. Castelli. Purtroppo le analisi stratigrafiche sono scarsamente risolutive a causa della sterilità degli orizzonti di probabile transizione fra il tetto del Flysch di M. Soro e la base dell'Unità di Nicosia. Soltanto eccezionalmente nelle argille nerastre al tetto del Flysch di M. Soro sono state rinvenute associazioni a nannofossili indicative del Paleocene.

L'**Unità di M. Salici-M. Castelli**, in posizione più profonda, sarebbe la successione più esterna del cuneo di accrezione sicilide, anche rispetto all'Unità di Nicosia, e la sua originaria base mesozoico-terziaria è rappresentata da modesti lembi di calcilutiti, in passato ascritti al Flysch di M. Soro (Carta geologica del Foglio Mistretta, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1972).

2.2. - FLYSCH NUMIDICO

Il flysch numidico è la formazione maggiormente rappresentata in Sicilia ed in particolare nel settore orientale dell'isola, ove affiora estesamente lungo la Catena Nebrodica fino alle aree più esterne dell'avanfossa.

È costituito da un'alternanza di argille brune e di quarzareniti; generalmente l'intervallo basale è a prevalenza argillosa e data all'Oligocene superiore, mentre i livelli quarzarenitici si infittiscono nell'intervallo Aquitaniano-Burdigaliano. Lo spessore della formazione raggiunge un massimo di circa 1500 metri. I volumi occupati da questa formazione risultano in realtà molto più ampi di quelli, già cospicui, ipotizzabili sulla base dei dati di superficie. Dall'analisi dei dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera e delle linee sismiche in Sicilia orientale, infatti, sono stati messi in evidenza enormi spessori di questa formazione derivanti da ripetizione tettonica della successione stratigrafica (dell'ordine delle migliaia di metri) completamente nascosti sotto le unità affioranti. In realtà la formazione costituisce più orizzonti strutturali sovrapposti corrispondenti ad unità stratigrafico-strutturali distinte attribuibili a "complessi" diversi, rappresentando la copertura oligo-miocenica di differenti successioni mesozoico-terziarie.

La formazione per la sua ampia diffusione era già stata segnalata nella letteratura geologica alla fine del secolo scorso. SEGUENZA (1873) individuava nei Monti Nebrodi una zona inferiore ad argille scagliose grigio o brune ed una superiore ad arenarie grossolane a granuli di quarzo e cemento siliceo. Qualche anno dopo BALDACCI (1886) segnalava una formazione argilloso-arenacea costituita da argille brune ed arenarie quarzose del Miocene inferiore, soprastanti alle argille scagliose dell'Eocene inferiore.

Denominata "Formazione di Geraci Siculo" da ACCORDI (1958), essa viene inquadrata nell'ambito della geologia del Mediterraneo da OGNIBEN (1960), che per primo riconosce la continuità strutturale tra il "Numidien" nord-africano, *sensu* FLANDRIN (1948), e la formazione siciliana, proponendo la denominazione di Flysch Numidico.

CAIRE & MATTEUR (1960) confermano l'identità litologica degli affioramenti siciliani di Flysch Numidico con quelli del "Numidien" del Marocco, Algeria e Tunisia.

La provenienza del detrito quarzoso, caratteristico della formazione, è stata oggetto di notevoli controversie nella letteratura geologica specialmente in merito all'originaria area sorgente dei sedimenti, se cioè questi derivassero da zone orogeniche ovvero da aree cratoniche africane (OGNIBEN, 1960, 1963; DUEÉ, 1969, 1970; BROQUET, 1970; CAIRE, 1970; WEZEL, 1973, 1974; GRASSO *et alii*, 1978; GIUNTA, 1985; LENTINI & TORTORICI, 1986; BIANCHI *et alii*, 1987).

Gli Autori che hanno privilegiato la provenienza del quarzo da aree africane hanno assegnato la formazione a domini paleogeografici esterni, prossimi cioè ad aree di alimentazione cratoniche. È questo il caso di OGNIBEN (1960), che includeva la formazione nel cosiddetto Complesso Basale (o Imerese) e pertanto la collocava in posizione strutturale profonda. Al contrario diversi Autori di scuola francese riconoscevano, per analogia con le aree maghrebine, una posizione del

Flysch Numidico associato alle Argille Scagliose di derivazione interna (DUEÈ, 1969, 1970; BROQUET, 1970).

La maggior parte degli Autori ha riconosciuto invece la presenza di successioni numidiche in differenti posizioni strutturali e riferibili a diversi paleodomini, mantenendo tuttavia la provenienza del quarzo da aree esterne. Il Flysch Numidico sembra costituire infatti la copertura terrigena delle successioni pelagiche del bacino imerese, dei sedimenti carbonatici di piattaforma del Complesso Panormide, nonché delle successioni sedimentarie originariamente più esterne del bacino Sicilide.

GIUNTA (1985) propone il termine di Flysch Numido-Siciliano (Numidoide degli Autori francesi) per i sedimenti depositi nel bacino ubicato sul margine passivo africano, la cui deformazione ha dato origine alle Unità Maghrebidi esterne, mentre restringe il termine di Flysch Numidico (*Numidien* dei Francesi) a quello poggiante stratigraficamente sulle più interne Unità Sicilidi; ciò per analogia con la terminologia adottata in letteratura sia nella Catena Betica, che nelle Maghrebidi nord-africane. Secondo il medesimo Autore, l'inizio degli apporti da aree sorgenti interne, dimostrato dalle arenarie arcosiche e dalle litareniti, segna la fase di chiusura del bacino numidico a partire dal Burdigaliano superiore-Langhiano.

Un'ulteriore revisione delle unità del Flysch Numidico viene proposta da BIANCHI *et alii* (1987) che, sulla base di analisi sia di superficie che di sottosuolo, hanno rilevato che questa formazione è disposta in scaglie ripetute, scollate dal loro originario substrato mesozoico, e pertanto hanno distinto diverse unità tettoniche. Queste, ordinate dal basso verso l'alto e presumibilmente dalle più esterne a quelle più interne, sono:

- 1) Unità Gagliano, nota solo in sottosuolo, ancora relativamente radicata sul substrato di tipo imerese, e costituente la roccia serbatoio dei campi gassiferi di Gagliano (Enna);
- 2) Unità Serra del Bosco, che forma le culminazioni affioranti soltanto nel territorio della Provincia di Enna, poco a nord di Leonforte, e costituisce un elemento strutturale intermedio tra le successioni numidiche sepolte e quelle di superficie nelle aree orogeniche a sud del F. Salso; il tetto dell'unità presenta un intervallo langhiano a marne e quarzareniti glauconitiche che la apparenterebbero con le successioni terrigene delle unità maghrebidi più esterne (Unità di M. Judica).
- 3) Unità Maragone, affiorante nelle Madonie ed estesamente nel territorio provinciale di Messina, è stata attraversata dal sondaggio omonimo e dal pozzo Pizzo Bellafontana 1, e costituisce presumibilmente la copertura delle unità carbonatiche Panormidi. La successione è caratterizzata da 1200 m di prevalenti quarzareniti passanti verso l'alto ad un'alternanza di argille e argille siltose con potenti intercalazioni quarzarenitiche, e da oltre 1000 m a di argille siltose scure con subordinate intercalazioni arenacee.
- 4) Unità di M. Salici, è costituita nella zona tipo, in provincia di Enna, da una porzione basale potente circa 500 m a prevalenti argille nerastre con sot-

tili livelli quarzosiltitici, passanti verso l'alto ad alcune centinaia di metri di quarzareniti in grossi banchi alternati a sottili livelli di argille brune. A questa unità è stato assegnato anche un intervallo apicale di argille marnose (Marne di Gagliano) spesse circa 200 m. L'età della successione numidica va dall'Oligocene superiore al Langhiano inferiore.

- 5) Unità di Nicosia, che rispetto alle precedenti occupa una posizione strutturale più elevata, si rinviene in associazione con le sequenze pelitiche "Sicilidi" ed è costituita da "argille varicolori" oligoceniche con intercalazioni di siltiti micacee, di quarzareniti fini e di microconglomerati a clasti metamorfici, passanti verso l'alto a circa 150 m di argilliti brune e quarzareniti dell'Aquitano, sormontate a loro volta da un intervallo di marne ed arenarie micacee con clasti andesitici di età burdigaliana (WEZEL, 1974; BROQUET *et alii*, 1975; HOJES & ANDREIEFF, 1975; GRASSO *et alii*, 1986).

LENTINI *et alii* (1990a, 1991, 2000) sulla base di una parziale reinterpretazione delle linee sismiche utilizzate in BIANCHI *et alii* (1987) semplificano ulteriormente l'assetto tettonico derivante dalla posizione strutturale tra le unità precedentemente descritte. Ne è risultato un quadro, in cui si riconosce un vasto orizzonte strutturale basale costituito da scaglie embricate del Flysch Numidico dell'Unità di Maragone equivalente, nelle aree nebrodiche, alle unità di Serra del Bosco e di Gagliano delle aree ennesi. Su questo orizzonte profondo poggiano tettonicamente unità numidiche completamente flottanti attribuibili alle unità di Nicosia e di M. Salici. Queste ultime due unità sono differenziabili solo per i caratteri stratigrafici, ma risultano strutturalmente assimilabili e per questo entrambe ascritte al "Complesso Sicilide".

Un'ulteriore semplificazione appare in FINETTI *et alii* (2005), che distinguono un Flysch Numidico sostanzialmente solidale con le sequenze carbonatiche imeresi e panormidi anche se più o meno scollato ed uno sovrastante ampiamente sovrascorso inteso come "*far travelled Numidian Flysch*".

3. - I TERRENI QUATERNARI

Benchè i terreni quaternari siano ampiamente affioranti nella Sicilia centro-orientale essi non hanno attratto, in passato, un particolare interesse scientifico.

Anche in questo caso l'approccio è paleontologico-stratigrafico; le prime segnalazioni risalgono a SEGUENZA (1862). Seguono, dopo un lungo periodo, i contributi di SCALIA (1907) e la monografia sul Pliocene-Pleistocene dell'Italia meridionale e della Sicilia di GIGNOUX (1913).

Un contributo conoscitivo e sistematico al Pleistocene della Sicilia viene fornito da MONCHARMONT ZEI (1960), e più ampiamente geologico da ACCORDI & FRANCAVIGLIA (1960) e da WEZEL (1966). Secondo quest'ultimo Autore la serie di terreni quaternari che costituisce il substrato dell'Etna è caratterizzato da depositi clastici, dal basso verso l'alto dati da argille marnose azzurre via via più sabbiose fino a sabbie litorali e infine da conglomerati poligenici di ambiente continentale (M. Tiriti).

4. - EVOLUZIONE DELL'ATTIVITÀ VULCANICA DEL MONTE ETNA

I primi studi di geologia sulla regione etnea risalgono a C. GEMELLARO (1858), LYELL (1859) e WALTERSHAUSEN (1880), del quale venne pubblicata postuma la prima carta geologica dell'Etna, in cui viene evidenziata la presenza di due edifici vulcanici sovrapposti, il più antico chiamato Trifoglietto e ubicato nella Valle del Bove e l'edificio attuale, il Mongibello (Tab. 1).

Tab. 1 - *Quadri stratigrafici del Monte Etna proposti da diversi Autori a partire dal XIX secolo (modificato da BRANCA et alii, 2004).*

Waltershausen, 1880	Rittmann, 1973	Romano, 1982	Chester et al., 1985	Kieffer and Tanguy, 1993	Sci, F° 625 Acireale, in stampa	Branca et al., 2004
Mongibello vulcano	Mongibello vulcano	Mongibello Recente Mongibello Antico: <i>Leone vulcano</i> <i>Ellittico vulcano</i>	Mongibello Recente Mongibello Antico: <i>Leone vulcano</i> <i>Ellittico vulcano</i> <i>Beholere vulcano</i> <i>Avallaci vulcano</i>	Mongibello Moderno Mongibello Recente Mongibello Antico	Sistema II Piano <i>Mongibello vulcano</i> Sistema Concazze <i>Ellittico vulcano</i>	Fase Stratovulcano <i>Mongibello vulcano</i> <i>Ellittico vulcano</i>
	Trifoglietto II vulcano	Umba del Trifoglietto <i>Serra Guantivola Piceola vulc.</i> <i>Tavolaci-Beholere vulcano</i> <i>Zoccolaro vulcano</i> <i>Trifoglietto II vulcano</i>	Trifoglietto: <i>Trifoglietto II vulc.</i>	Cuvigliattini Vavaleri Zoccolaro Trifoglietto II serie effusiva Trifoglietto II serie proclastica	Sistema Girolamo <i>Cuvigliattini vulcano</i> Sistema Zappia <i>Salfizio vulcano</i> <i>Giannicola vulcano</i>	Fase dei Centri della Valle del Bove <i>Cuvigliattini vulcano</i> <i>Salfizio vulcano</i> <i>Giannicola vulcano</i> <i>Trifoglietto vulcano</i> <i>Rocche vulcano</i> <i>Tanfara vulcano</i>
Trifoglietto vulcano	Trifoglietto I vulcano	Centri Alcalini Antichi <i>Trifoglietto I vulcano</i> <i>Calanna vulcano</i> <i>Monte Po vulcano</i>	Pre-Trifoglietto: <i>Trifoglietto I vulcano</i> <i>Calanna vulcano</i> <i>Tanfara vulcano</i>	Trifoglietto I Calanna Etna Antico	Sistema Acireale <i>Trifoglietto vulcano</i> <i>Rocche vulcano</i> <i>Tanfara vulcano</i> Impe Synthem	Fase delle Timpe
	Vulcaniti Pre-Etnae	Lave Subalcaline di Base	Vulcaniti Tholeiitiche Basali	Prime eruzioni dell'Etna	(1)	Fase delle Tholeiiti Basali

(1) vulcaniti fuori dell'area rilevata

Dopo circa un secolo RITTMANN (1973) propone una nuova suddivisione dell'evoluzione geologica dell'Etna in cinque fasi, basandosi sui rilievi in Valle del Bove di KLERX (1963, 1968) (v. Tab. 1 per confronto). La prima fase, definita "Attività vulcanica pre-Etna", corrisponde ad un lungo periodo di attività fissurale ad affinità tholeiitico-transizionale (TANGUY *et alii*, 1997), i cui prodotti affiorano in maniera discontinua lungo la periferia meridionale dell'Etna. Il vulcanismo ibleo mostra forti analogie con la prima lunga fase di attività nella regione etnea per quanto riguarda lo stile eruttivo, la composizione ed i volumi delle vulcaniti emesse. Le seguenti quattro fasi evolutive descritte da RITTMANN (1973) sono collegate alla crescita dell'edificio centrale formato dalla sovrapposizione di quattro stratovulcani: Calanna, Trifoglietto I e Trifoglietto II, localizzati nell'area occupata attualmente dalla Valle del Bove, che formano poi l'ossatura dell'edificio attuale, il Mongibello. Questo quadro geologico rappresenta lo schema stratigrafico di base utilizzato per la stesura della CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979), in cui furono adottati i criteri litologici e petrografici per la distinzione delle formazioni vulcaniche.

Sulla base dei rilievi effettuati per la realizzazione della carta geologica ROMANO (1982) suddivide la successione vulcanica etnea in quattro fasi (v. Tab. 1 per confronto).

In seguito, il quadro stratigrafico proposto da ROMANO (1982) è vincolato temporalmente dalle datazioni radiometriche effettuate da GILLOT *et alii* (1994) con il metodo K/Ar. La prima fase definita da ROMANO (1982), “Lave subalcaline di base”, raggruppa le prime manifestazioni eruttive sottomarine (*pillows* e ialoclastiti) localizzate lungo la costa ionica tra i paesi di Aci Castello e Acitrezza, con un’età compresa tra 580 e 460 ka, e le lave subaeree del basso versante SO del vulcano di età compresa tra 320 e 250 ka. Queste vulcaniti hanno affinità da tholeitica a transizionale (CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982; TANGUY *et alii*, 1997). Durante la seconda fase, “Centri eruttivi alcalini antichi”, si verifica il passaggio ad un’attività di tipo centrale con prodotti ad affinità alcalina-Na. Durante questa fase (da 170 ka a 100 ka) si forma innanzitutto un vasto vulcano a scudo, esteso dal F. Alcàntara al F. Simeto, e in seguito tre piccoli stratovulcani: Monte Po, Calanna e Trifoglietto I. La terza fase, “Trifoglietto”, inizia circa 100 ka con la formazione di diversi piccoli edifici vulcanici localizzati nel settore sud-occidentale della Valle del Bove caratterizzati dall’emissione di prodotti a composizione da intermedia a differenziata (CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982). La quarta fase, “Mongibello”, corrisponde alla crescita dell’edificio attuale, la cui attività inizia circa 35 ka a 4 km a NO del complesso vulcanico del Trifoglietto. L’attività eruttiva del Mongibello è stata divisa in due periodi: il Mongibello Antico, formato dai vulcani Ellittico e Leone, e il Mongibello Recente che comprende tutti i prodotti eruttati negli ultimi 15 ka.

Durante gli anni ‘90 sono iniziate sull’Etna le campagne di rilievi finalizzate alla stesura della nuova carta geologica d’Italia alla scala 1:50.000, che hanno portato alla ricostruzione della stratigrafia del versante orientale del vulcano (fogli “Acireale”, “Catania” e “Taormina”) attraverso l’utilizzo delle unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU, SALVADOR, 1987, 1994; PASQUARÉ *et alii*, 1992). I nuovi dati stratigrafici hanno permesso di definire un quadro aggiornato dell’evoluzione geologica del Monte Etna (BRANCA *et alii*, 2004) secondo differenti fasi che evidenziano lo sviluppo spazio-temporale dell’attività eruttiva. In particolare si suggerisce una suddivisione in quattro fasi della successione vulcanica etnea (Fig. 1).

La prima fase, denominata “*Basal Tholeiitic*”, mostra uno stile eruttivo simile a quello del vulcanismo infra-pleistocenico del margine settentrionale del *Plateau Ibleo* (SCHMINCKE *et alii*, 1997). Le più antiche manifestazioni vulcaniche di questa fase affiorano in una ristretta area compresa fra gli abitati di Aci Castello ed Aci Trezza a nord di Catania. Esse sono rappresentate sia da intrusioni superficiali, che da effusioni laviche sottomarine ad affinità tholeitica avvenute in acque poco profonde, quando era ancora in atto la sedimentazione delle argille grigio-azzurre del Pleistocene inferiore-medio. Nuove datazioni radiometriche con il metodo Ar^{40}/Ar^{39} hanno permesso di evidenziare con maggior dettaglio che questa prima fase è iniziata circa 500 ka fa (DE BENI, 2004). Uno *hiatus* di circa 200 ka separa i primi prodotti sottomarini dall’attività successiva che diventa subaerea in conseguenza del graduale sollevamento della regione etnea (DI STEFANO & BRANCA, 2002). In questo periodo eruzioni a carattere fissurale portano alla formazione di un *plateau* lavico che si estende per 18 km in direzione NO-SE

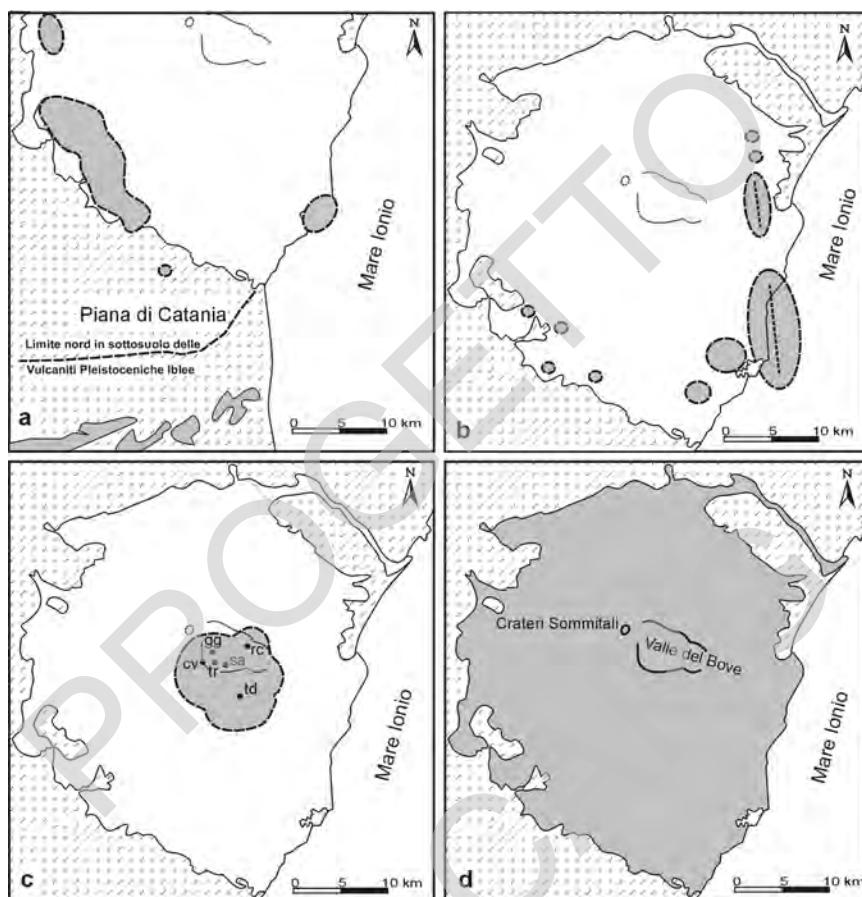


Fig. 1 - Rappresentazione schematica della fasi evolutive del M. Etna definite da BRANCA *et alii* (2004): a) Fase delle Tholeiiti di Base; b) Fase delle Timpe; c) Fase dei Centri della Valle del Bove, td=Tarderìa, rc=Rocche, tr=Trifoglietto, gg=Giannicola, sa=Salifizio, cv=Cuvigliuni; d) Fase Stratovolcanico.

nel settore sud-occidentale dell'edificio etneo lungo la sponda destra del Fiume Simeto fra gli abitati di Adrano e Paternò.

La seconda fase denominata "Timpe" inizia circa 225 ka fa. In questo periodo l'attività eruttiva di tipo fissurale era concentrata nel basso versante sud-orientale del vulcano lungo il sistema di faglie delle Timpe che costituiscono la prosecuzione settentrionale della Scarpata Ibleo Maltese (SCANDONE *et alii*, 1981; BEN AVRAHAM & GRASSO, 1991; TORELLI *et alii*, 1998). All'inizio di questa fase si assiste ad un graduale cambiamento del chimismo dei prodotti da sub-alcalino ad alcalino-Na. La tettonica estensionale del sistema di faglie delle Timpe permette-

rà una più efficiente risalita di magma dal mantello che porterà alla formazione di un vulcano a scudo, esteso per circa 15 km lungo la costa ionica fino al Simeto di Moscarello. Durante questa fase si verificano anche sporadiche eruzioni monogeniche lungo la periferia meridionale dell'edificio etneo i cui prodotti in gran parte smantellati sono costituiti da limitati affioramenti di lave e coni di scorie.

Con la terza fase, “*Valle del Bove Centers*”, si assiste al cambiamento dell'attività eruttiva che diventa di tipo centrale. Nuove datazioni radiometriche Ar^{40}/Ar^{39} hanno evidenziato che il passaggio fra l'attività fissurale delle fase Timpe e quella di tipo centrale si è verificato fra 130 e 126 ka fa senza *hiatus* temporali (DE BENI *et alii*, 2005). Durante questa terza fase si verifica lo spostamento del sistema di alimentazione dei magmi etnei nell'area ora occupata dalla Valle Del Bove. Tale migrazione è da mettere in relazione con lo spostamento verso ovest del regime distensivo del sistema di faglie delle Timpe. In questo contesto geodinamico si ha un incremento del tasso di emissione di magma che favorisce la stabilizzazione del sistema di alimentazione portando alla formazione di una serie di piccoli centri vulcanici compositi. I primi edifici di tipo centrale riconosciuti sono i vulcani Tarderìa, Rocche e Trifoglietto localizzati rispettivamente a sud della Valle del Bove, e nella porzione NE e SO dell'omonima valle. L'attività eruttiva successiva ai vulcani Trifoglietto e Rocche si localizza nel settore SO della Valle del Bove con la formazione di tre apparati vulcanici (Giannicola Grande, Salifizio e Cuvigghiuni) sovrapposti ai prodotti del Trifoglietto.

La quarta e ultima fase, “*Stratovulcano*”, è marcata da un importante spostamento di circa 4 km verso NO del sistema di alimentazione del vulcano rispetto all'asse eruttivo del Trifoglietto. Durante questa fase si verifica la definitiva stabilizzazione del sistema di alimentazione dei magmi etnei che porteranno alla formazione del centro eruttivo dell'Ellittico che costituisce la struttura principale dell'edificio vulcanico attuale. Le vulcaniti dell'Ellittico, la cui attività inizia circa 60-80 ka in accordo con le datazioni radiometriche eseguite da TRIC *et alii* (1994) nella parete nord della Valle del Bove, poggiano in discordanza angolare su di una superficie di erosione formatasi a spese dei prodotti del vulcano Rocche nella parete nord della Valle del Bove e del vulcano Cuvigghiuni nella parete sud-occidentale. Dal punto di vista composizionale le vulcaniti dell'Ellittico sono caratterizzate da un'ampio spettro di variazione che comprende prodotti da hawaiiiti a trachiti (D'ORAZIO *et alii*, 1997). L'attività eruttiva dell'Ellittico termina circa 15 ka fa con l'emissione di un magma trachitico (D'ORAZIO *et alii*, 1997) durante un'intensa fase esplosiva caratterizzata da una serie di eruzioni Pliniane (COLTELLI *et alii*, 2000), che hanno causato la formazione di una caldera di forma ellittica di circa 3.5x2.5 km (Cratere Ellittico di WALTERSHAUSEN, 1880). I prodotti di questa fase esplosiva affiorano in facies prossimale lungo la parete occidentale della Valle del Bove, presso Punta Lucia e Pizzi Deneri, mentre in facies distale sono costituiti da depositi di caduta di pomici ampiamente distribuiti nel fianco orientale (COLTELLI *et alii*, 2000), e da un deposito piroclastico di flusso affiorante nel versante sud-occidentale (Ignimbrite di Biancavilla-Montalto di DE RITA *et alii*, 1991). I prodotti dell'attività eruttiva posteriore alla formazione

della caldera dell'Ellittico ricoprono circa l'85% dell'intera superficie dell'Etna e hanno portato alla formazione dell'edificio vulcanico attuale, il Mongibello. I prodotti di quest'attività eruttiva sono costituiti prevalentemente da colate laviche a composizione hawaiiica (CORSARO & POMPILIO, 2004), emesse sia dalle bocche sommitali che da apparati eruttivi parassiti ampiamente distribuiti sui fianchi del vulcano (VILLARI *et alii*, 1988; DEL CARLO & BRANCA, 1998) secondo alcuni allineamenti principali, fra i quali il *Rift* di NE e di S che rappresentano i principali sistemi di intrusione magmatica dell'edificio etneo (MC GUIRE & PULLEN, 1989). Durante la fase iniziale di crescita del vulcano Mongibello si è verificato intorno a 10 ka fa un importante fenomeno di collasso gravitativo di una rilevante porzione del fianco orientale del vulcano (CALVARI *et alii*, 1998, 2004), che attraverso una serie di frane coalescenti ha portato alla formazione dell'ampia depressione della Valle del Bove. I depositi vulcanoclastici prodotti da questo evento di collasso affiorano in corrispondenza dell'apertura della Valle del Bove fra gli abitati di Milo (Milo *debris* di CALVARI *et alii*, 1998) e Pozzillo, dove costituiscono un'ampio deposito detritico-alluvionale, localmente chiamato "Chiancone" (ROMANO, 1982; GUEST *et alii*, 1984; CALVARI & GROPELLI, 1996).

Sebbene l'attività predominante fosse di tipo effusivo, numerose eruzioni esplosive di notevole intensità, generate dai crateri sommitali, hanno caratterizzato l'attività eruttiva del Mongibello. La successione piroclastica, formatasi fra circa 12 ka fa ed il presente, è costituita da numerosi depositi di caduta di origine sub-Pliniana (DEL CARLO *et alii*, 2004), che sono ampiamente distribuiti principalmente sul versante orientale del vulcano. L'eruzione esplosiva più intensa, di magnitudo Pliniana, si è verificata in epoca storica nel 122 a.C. (COLTELLI *et alii*, 1998) producendo uno spesso deposito di caduta, che ha coperto il versante sud-orientale del vulcano, causando notevoli danni all'antica città di Catania. A quest'eruzione è riferibile la formazione della Caldera del Piano, una struttura di collasso sommitale di circa 2 km di diametro, all'interno della quale i prodotti dell'attività eruttiva storica hanno formato il cono attuale.

PROGETTO
CARGO

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio "Paternò" ricade al limite tra il settore sud-occidentale dell'edificio vulcanico del Monte Etna, dell'avanfossa Gela-Catania, caratterizzata in affioramento dalle successioni fluvio-costiere della Piana di Catania, e il fronte più esterno della Catena Appenninica. Quest'area fa parte dell'orogene appenninico-maghrebide, nel quale sono riconoscibili gli elementi strutturali derivanti dalla deformazione di settori paleocrostaali che caratterizzavano i domini di avampaese-avanfossa e quello di catena (Fig. 2).

1. - AVAMPAESE-AVANFOSSA

Il dominio d'avampaese è rappresentato da diversi settori che differiscono tra loro sia per le caratteristiche crostaali che per le coperture sedimentarie. Questi, separati da importanti discontinuità crostaali, si identificano nel Blocco Pelagiano e nel Blocco Apulo, separati dal Bacino Ionico (Fig. 2). I blocchi apulo e pelagiano sono costituiti da crosta continentale, con spessori dell'ordine dei 25-30 km (FINETTI & MORELLI, 1972; COLOMBI *et alii*, 1973), su cui poggiano potenti successioni carbonatiche mesozoico-terziarie di piattaforma (CHANNEL *et alii*, 1979; PATACCA *et alii*, 1979; RICCHETTI, 1980; BOCCALETTI *et alii*, 1984; RICCHETTI *et alii*, 1988). Il Bacino Ionico è costituito invece da un'area a crosta da assottigliata ad oceanica (MAKRIS *et alii*, 1986), caratterizzata da spessori dell'ordine dei 10-15 km (FINETTI, 1982; BOCCALETTI *et alii*, 1984; LENTINI *et alii*, 1996a, 1996b; FINETTI *et alii*, 1996, 2005), nei quali sono comprese potenti successioni sedimentarie rappresentate da circa 2000-4000 m di sedimenti carbonatici mesozoico-paleogenici e da circa 2000-4000 m di sedimenti terrigeni supramiocenico-quadernari. Verso NO queste successioni sono interessate da una serie di *thrust*, che permettono di definire la fascia deformata dell'Arco Calabro Esterno (Fig. 2), interpretabile nel

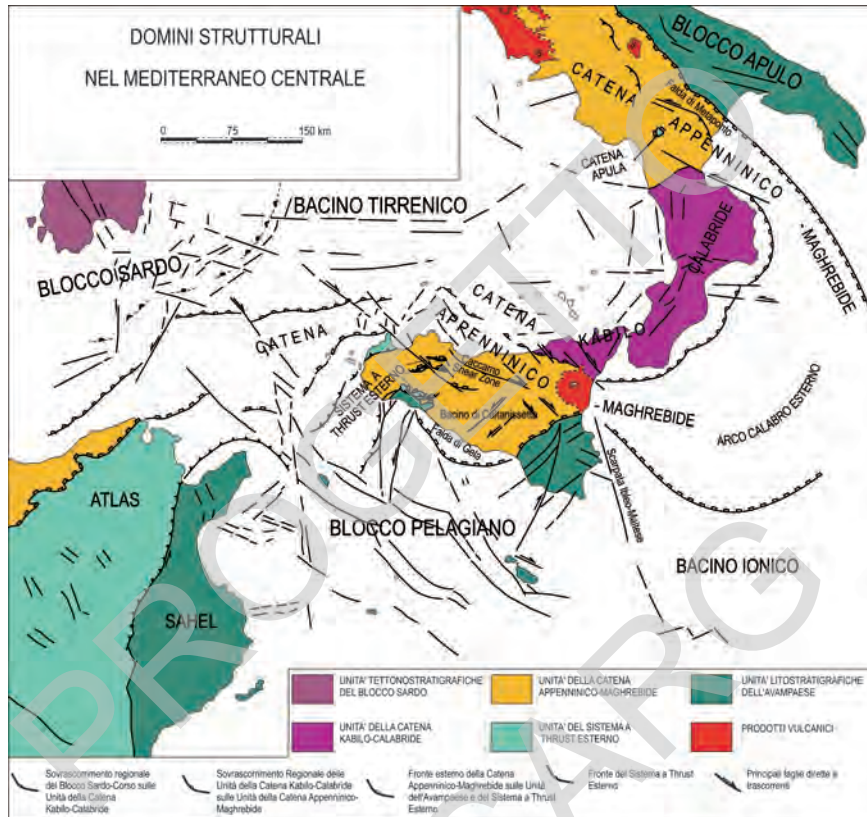


Fig. 2 - Domini strutturali nel Mediterraneo centrale (da LENTINI *et alii*, 1995, modificato).

suo insieme come un cuneo di accrezione neogenico-quadernario (KASTENS, 1981; ROSSI & SARTORI, 1981; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; FINETTI *et alii*, 1996, 2005).

In Sicilia orientale il dominio di avampaese è rappresentato dal *Plateau Ibleo* (Fig. 2), caratterizzato da una potente successione mesozoico-terziaria prevalentemente carbonatica, con ripetute intercalazioni di vulcaniti basiche (PATACCA *et alii*, 1979; LENTINI, 1984). Questo costituisce una porzione emersa del Blocco Pelagiano come definito da BUROLLET *et alii* (1978), il promontorio più settentrionale della crosta continentale africana, cui esso è fisicamente collegato attraverso il Canale di Sicilia (BOCCALETTI *et alii*, 1987), dove emerge in corrispondenza delle isole maltesi e pelagie. Verso est la continuità fisica del Blocco Pelagiano, è interrotta dalla Scarpata di Malta, generata da un sistema di faglie normali di età mesozoica che delimita il Bacino Ionico. Verso nord e nord-ovest l'avampaese ibleo si flette al di sotto della catena a formare una depressione strutturale

denominata “Avanfossa Gela-Catania” (DI GERONIMO *et alii*, 1978; LENTINI, 1982; COGAN *et alii*, 1989; TORELLI *et alii*, 1998).

Nel settore settentrionale, verso la Piana di Catania, il *plateau* carbonatico è delimitato dal sistema di faglie normali neogenico-quadernarie Pedagoggi-Lentini-Agnone, che ne ha accomodato la flessurazione e attraverso il quale passa ad una zona di transizione all’avanfossa vera e propria, comprendente il *graben* di Scordia-Lentini (CARBONE *et alii*, 1982) e l’alto strutturale di San Demetrio (TORELLI *et alii*, 1998).

L’Avanfossa Gela-Catania (Fig. 2 e 3), fortemente subsidente durante la migrazione plio-pleistocenica della catena, è stata sede della deposizione di sedimenti clastici di provenienza sia dalle aree esterne di avampaese che dal fronte avanzante della catena stessa. Parte della successione plio-pleistocenica dell’avanfossa siciliana è dunque sepolta sotto le coltri alloctone del sistema frontale della catena, denominato “Falda di Gela” (BENEO, 1958; OGNIBEN, 1969; DI GERONIMO *et alii*, 1978; LICKORISH *et alii*, 1999), mentre parte si è depositata al tetto dell’alloctono durante le fasi finali della migrazione verso sud, suturandone la porzione più avanzata. Al di sotto della catena il tetto dei carbonati neogenici iblei è stato raggiunto dai pozzi fino a profondità di oltre 3000 metri (BIANCHI *et alii*, 1987; LICKORISH *et alii*, 1999; BELLO *et alii*, 2000), mentre attraverso dati geofisici si suppone che sotto l’edificio vulcanico etneo esso raggiunga una profondità di circa 5 km (CRISTOFOLINI *et alii*, 1979).

Nell’area di Catania (Fig. 3), i sedimenti d’avanfossa sono rappresentati da una successione infra-mediopleistocenica (WEZEL 1967; DI STEFANO & BRANCA, 2002) costituita da una spessa sequenza di argille marnose passanti a loro volta ad alcune decine di metri di sabbie costiere e conglomerati fluvio-deltaici. Questa successione è ricoperta in discordanza da una serie di depositi terrazzati costituiti da sabbie e conglomerati fluvio-costieri (KIEFFER, 1971; CHESTER & DUNCAN, 1982; MONACO, 1997; MONACO *et alii*, 2002). Sondaggi petroliferi mostrano che nel depocentro del bacino questa successione raggiunge spessori di circa 1000 m (Pozzo Simeto 1; TORELLI *et alii*, 1998), assottigliandosi verso nord, dove essa è coinvolta nei *thrust* frontali della catena, e verso sud, dove poggia in *on lap* progressivo sui blocchi del *Plateau* Ibleo ribassati per faglia normale (TORELLI *et alii*, 1998).

2. - CATENA

Il dominio orogenico (Fig. 2) si estende dall’Appennino Meridionale, con un andamento generale NO-SE, alla Catena Siculo-Maghrebide, che invece mostra un andamento circa E-O, il tutto per effetto della rotazione antioraria del settore appenninico e oraria di quello siciliano. Questi segmenti d’orogene, costituiti da falde di copertura, sono collegati dalla struttura fortemente arcuata dell’Arco Calabro, nel quale sono rappresentate le unità del basamento cristallino delle porzioni più interne dell’intero sistema orogenico.

Per quanto riguarda la struttura crostale, l’area di catena è caratterizzata

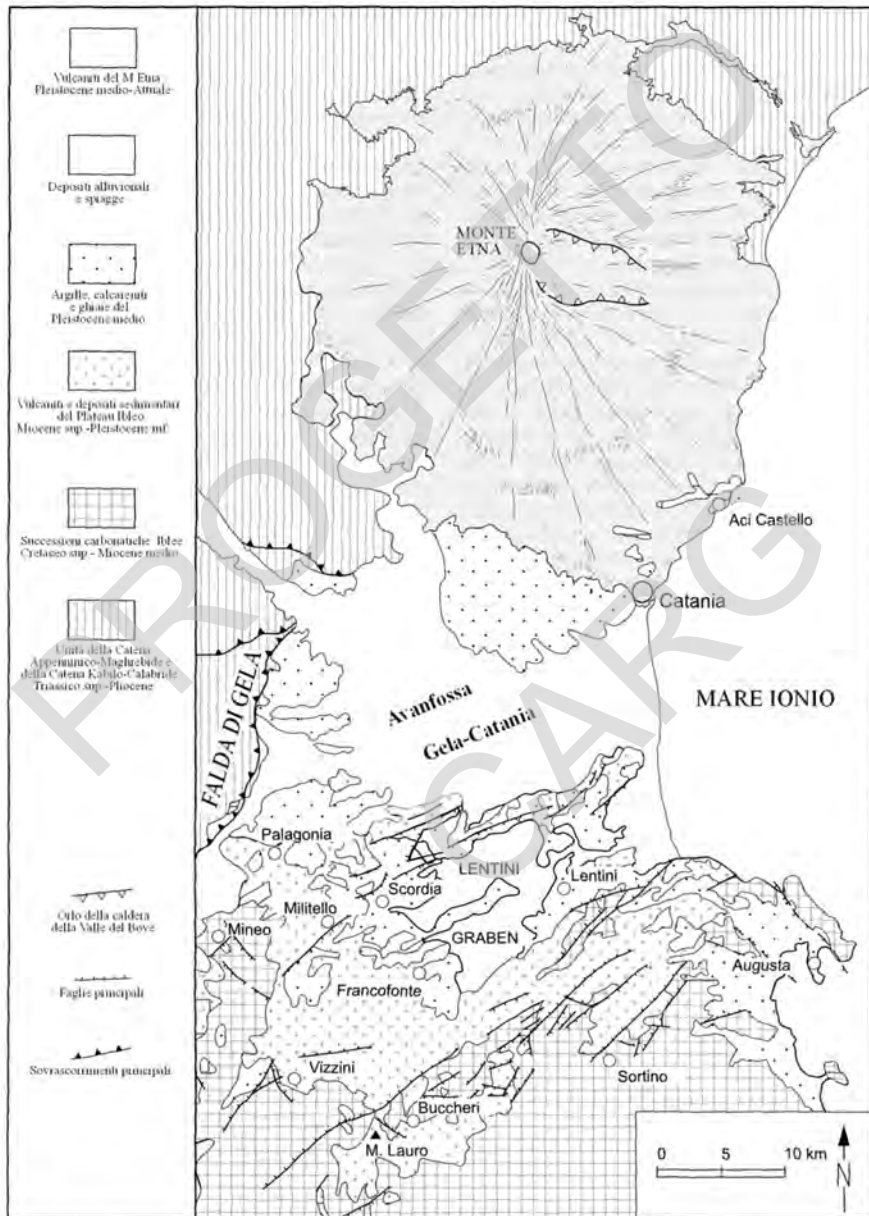


Fig. 3 - Schema strutturale della Sicilia centro-orientale.

dalla sovrapposizione di due discontinuità, interpretate come superfici Moho. Di queste una, che trova continuità nel dominio tirrenico, è ubicata a circa 25 km, l'altra, che si raccorda invece con i domini di avampaese, è definibile a circa 40 km di profondità (MORELLI *et alii*, 1975; CELLO *et alii*, 1981; NICOLICH, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990).

2.1. - CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

La Catena Appenninico-Maghrebide (Fig. 2) è formata da un sistema a *thrust* piccolare con vergenza verso SE nel tratto siculo-maghrebide e verso ENE in quello appenninico. Questo sistema comprende sequenze mesozoico-terziarie sia di piattaforma che di bacino, con le relative coperture flyschoidi mioceniche, ritenute da diversi Autori appartenenti ad un paleomargine afro-adriatico (OGNIBEN, 1960, 1969, 1973; SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; SCANDONE *et alii*, 1977; LENTINI & VEZZANI, 1978; CATALANO & D'ARGENIO, 1982; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; BIANCHI *et alii*, 1987; CELLO *et alii*, 1989; ROURE *et alii*, 1990, 1991; CATALANO *et alii*, 1996; MONACO *et alii*, 1998).

Recentemente i dati di superficie, integrati da quelli di sottosuolo, ma ancora più arricchiti da quelli derivanti dai progetti CROP e CROP-Mare, indicano con notevole attendibilità che la Catena Appenninico-Maghrebide è costituita da una serie di falde di ricoprimento derivanti dalla deformazione di sequenze depositatesi, non in uno, ma in diversi domini paleogeografici ubicati tra il paleomargine africano e quello europeo (Fig. 2). Questo sistema a *thrust* è compreso tra la Catena Kabilo-Calabride a tetto e il Sistema a *Thrust* Esterno a letto. La prima è costituita da falde di basamento con resti dell'originaria copertura meso-cenozoica e rappresenta il risultato della delaminazione eo-oligocenica del margine europeo. Il secondo è un sistema originatosi dalla deformazione post-tortoniana del bordo interno della piattaforma carbonatica africana.

La Catena Appenninico-Maghrebide è costituita da falde, più o meno ampiamente alloctone, disposte a più orizzonti strutturali e sovrapposte *in toto* sul Sistema a *Thrust* Esterno. All'interno di essa le Unità Sicilidi presenti alla sommità della pila si sono originate nel bacino alpino-tetideo, che separava il margine europeo da un blocco panormide (v. FINETTI *et alii*, 2005). Esse sono interpretabili come i resti di un cuneo d'accrezione oceanico oligo-miocenico, ulteriormente sovrascorso fino a raggiungere l'attuale fronte della catena, rappresentato dalla Falda di Gela. Altre sequenze oceaniche sono riconoscibili nelle unità tettoniche più esterne, come l'Unità di M. Judica, quelle imeresi e sicane. Queste successioni, ritenute comunemente coperture di crosta continentale (OGNIBEN, 1960; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; SCANDONE *et alii*, 1977; BIANCHI *et alii*, 1987; CATALANO *et alii*, 1996), a seguito dei dati del CROP-Mare (FINETTI Ed., 2005) sono riconducibili ad un dominio a crosta oceanica, che rappresenta la porzione subdotta dell'originario bacino ionico e pertanto sono state raggruppate sotto il termine di Unità Ionidi. I due paleobacini, quello alpino tetideo e quello ionico erano separati dalla piattafor-

ma carbonatica panormide, allocata su crosta continentale, riconosciuta oggi dalle linee sismiche lungo i margini tirrenici della Sicilia e dell'Appennino meridionale. Per tale crosta sono stati usati i termini di crosta maghrebide (LENTINI *et alii*, 2001, 2002) o crosta panormide (FINETTI *et alii*, 2005).

I risultati delle ricerche geologiche e geofisiche portano alla ricostruzione di un quadro paleogeografico alquanto schematico, ma caratterizzato da un margine europeo, un bacino alpino-tetideo a crosta oceanica od assottigliata, una crosta continentale panormide sede in origine delle sequenze carbonatiche panormidi e tra questa e la crosta continentale africana, la crosta oceanica del paleobacino ionico. Tale distribuzione delle croste ha influenzato notevolmente l'evoluzione di quest'area mediterranea, dando luogo a fenomeni di subduzione delle croste oceaniche e di collisione tra quelle continentali. È così possibile ricostruire con un notevole grado di attendibilità un'evoluzione geodinamica, nella quale si riconoscono tre stadi orogenetici. Il primo, quello alpino, non è sufficientemente testimoniato nell'Appennino meridionale ed in Sicilia, ma è riconoscibile in Calabria lungo la Catena Costiera, ed è presente con falde ofiolitifere Europa-vergente anche nel Tirreno tra Sardegna e Sicilia nord-occidentale, per poi correlarsi alla Corsica Alpina. In tale stadio, di età cretacico-eocenica si è consumata, almeno in parte, la crosta tetidea al di sotto della placca Adria. Il secondo stadio orogenetico, indicato anche come fase balearica, è ascrivibile all'intervallo Oligocene-Miocene inferiore ed è caratterizzato dalla rotazione antioraria del Blocco Sardo-Corso, dall'apertura di un bacino di retroarco, il Bacino Balearico per l'appunto, e dalla subduzione al di sotto della placca Europea di ciò che rimaneva della crosta alpino-tetidea, con il conseguente scollamento delle Unità Sicilidi al di sopra della placca Adria. A partire dal Miocene medio, in seguito alla collisione tra Europa ed Adria, il sistema si sposta interessando questa volta il margine tra la crosta panormide e quella ionica, che tenderà a sottoscorrere con la conseguente sovrapposizione delle falde panormidi al di sopra delle Ionidi. La lettura delle linee sismiche CROP-Mare (FINETTI *ED.*, 2005) mostra la chiara presenza dello *slab* ionico lungo i margini tirrenici, sia in Sicilia che sulla costa del Cilento. Ma ciò che è evidente sono anche la totale consumazione della crosta ionica in questo settore, l'estesa sovrapposizione tettonica delle sequenze raggruppate come Ionidi al di sopra del margine afro-adriatico espresso dal Sistema a *Thrust* Esterno ed il conseguente stato collisionale tra crosta panormide e crosta africana.

Il processo collisionale ha dato luogo ad una zona di culminazione assiale (dorsale Madonie-Nebrodi-Peloritani), delimitata a sud da fronti di accavallamento obliqui (Linea M. Kumeta-Alcàntara, GHISSETTI & VEZZANI, 1984), e caratterizzata da fenomeni di "fuori sequenza" con abbandono dei processi di avanzamento al fronte della catena ed ha prodotto anche una vasta area meridionale strutturalmente depressa, denominata "Bacino di Caltanissetta" (DI GERONIMO *et alii*, 1978), che rappresenta un bacino satellite supramiocenico-infrapleistocenico collegato verso l'esterno all'Avanfossa Gela-Catania.

L'attuale configurazione di questo settore del Mediterraneo, definita dai dati geofisici e geologici, ma in accordo anche con quelli vulcanologici, è il prodot-

to di questo stato collisionale riconosciuto lungo i margini orientale e meridionale del Tirreno, a sua volta in espansione, e della subduzione attiva (GIARDINI & VELONÀ, 1991) della crosta ionica al di sotto dell'Arco Calabro meridionale (FINETTI ED., 2005; LENTINI *et alii*, 2006) (v. Fig. 25). L'accomodamento tra settori in collisione e settori in subduzione avviene mediante trasferimenti, le cui espressioni sono sistemi di faglie orientate NO-SE, a componente destra in Sicilia (Sistema Sud-Tirrenico, FINETTI *et alii*, 1996) e a componente sinistra in Appennino meridionale.

PROGETTO
CARGO

V - STRATIGRAFIA

1. - INTRODUZIONE E CRITERI

In questo capitolo vengono trattati i caratteri litologici, stratigrafici e giaciture dei terreni sedimentari e vulcanici affioranti nell'area del Foglio.

Per la caratterizzazione delle successioni sedimentarie marine ci si è avvalsi del criterio litostratigrafico, con una suddivisione dei terreni in unità litostratigrafiche, le **formazioni** e, ove possibile, nelle relative litofacies e/o membri; per le vulcaniti e per i depositi alluvionali terrazzati dei fiumi Simeto, Dittaino e Gornalunga si è adottato il criterio stratigrafico a limiti inconformi (UBSU).

Nei depositi tardo-quadernari del sottosuolo della Piana di Catania la carenza di linee sismiche ad alta risoluzione e la locale assenza di precisi riferimenti cronologici rendono problematica la definizione di linee di correlazione con significato di linee-tempo. A questi problemi si è cercato di ovviare mediante l'analisi dei dati di pozzi alla scala dell'intera area della Piana di Catania e di sondaggi di dettaglio a carotaggio continuo.

2. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

L'area del Foglio è caratterizzata da una parte settentrionale, in cui affiorano prevalentemente le successioni argilloso-quarzarenitiche del flysch numidico e quelle argilloso-calcaree delle Unità Sicilidi, sovrascorse sull'Unità di M. Judica, e da un settore centro-occidentale, in cui affiorano le successioni bacinali meso-cenozoiche di M. Judica. Queste ultime costituiscono le unità più profonde della Catena Maghrebide ed affiorano in corrispondenza di una serie di culminazioni poste in prossimità del fronte esterno della catena.

Le Unità Sicilidi occupano la posizione strutturale più elevata dell'intero

edificio a *thrust*. Relativamente al Foglio esse sono rappresentate da due unità tettoniche sovrapposte, di cui la più interna e in posizione geometrica più alta (Unità di Nicosia) è costituita da una sequenza di argille varicolori e di calcari e marne, cretacico-eocenici (Argille Varicolori Inferiori e formazione di Polizzi), passante verso l'alto ad un'alternanza argilloso-quarzarenitica, mentre la più bassa (Unità di M. Salici) è limitata agli ingenti spessori di argille e arenarie quarzose del flysch numidico, poggianti localmente su limitati lembi di calcari marnosi bianchi di probabile età Eocene inferiore-medio ed interpretati come una litofacies della formazione Polizzi.

Il quadro stratigrafico, nelle restanti parti del Foglio, è completato dalle successioni clastiche medio-mioceniche (formazione di Castellana Sicula) e a seguire da quelle dell'intervallo Tortoniano-Pleistocene, discordanti sui terreni del substrato e che sono state a loro volta, più o meno intensamente, coinvolte nelle deformazioni tardive lungo la parte frontale del sistema a *thrust*.

Sui terreni terziari e del Pleistocene giacciono le vulcaniti costituenti parte del basso versante sud-occidentale del Monte Etna. Il tutto è "modellato" dai depositi alluvionali che costituiscono la Piana di Catania.

2.1. - UNITÀ IONIDI

2.1.1. - *Unità tettonica di M. Judica*

L'Unità tettonica di M. Judica è costituita da una successione meso-cenozoica calcareo-silico-marnosa con copertura oligo-miocenica di argille marnose ed arenarie glauconitiche (LENTINI, 1974) (Fig. 4b). La base della successione è rappresentata dalla formazione Mufara, a composizione argilloso-calcareo-arenacea, del Carnico, affiorante quasi esclusivamente alla base della sequenza di M. Scalpello (v. Foglio 632 "Valguarnera Caropepe") lungo la terminazione orientale della scaglia tettonica più settentrionale del gruppo montuoso di M. Turcisi-Judica-Scalpello.

La formazione Mufara passa verso l'alto ai calcari supra-triassici della formazione Scillato (cfr. "Calcari con selce" *Auctt.*), i cui livelli alti si presentano nodulari, talora con addizionamenti di breccie calcaree, per poi evolvere a radiolariti (formazione Crisanti) del Giurassico-Cretacico. All'interno degli orizzonti giurassici delle radiolariti si rinvengono corpi lenticolari di vulcaniti basiche, mentre al tetto si intercalano breccie eterometriche ad elementi di selce, calcari e vulcaniti (breccie della Lavina).

L'intervallo eocenico-oligocenico è dato da marne e calcari marnosi rosati in "facies di Scaglia" (formazione Caltavuturo), su cui poggia una successione torbiditica caratterizzata da facies prossimali ad argille marnose prevalenti e con arenarie glauconitiche di età Oligocene superiore-Serravalliano (argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova).

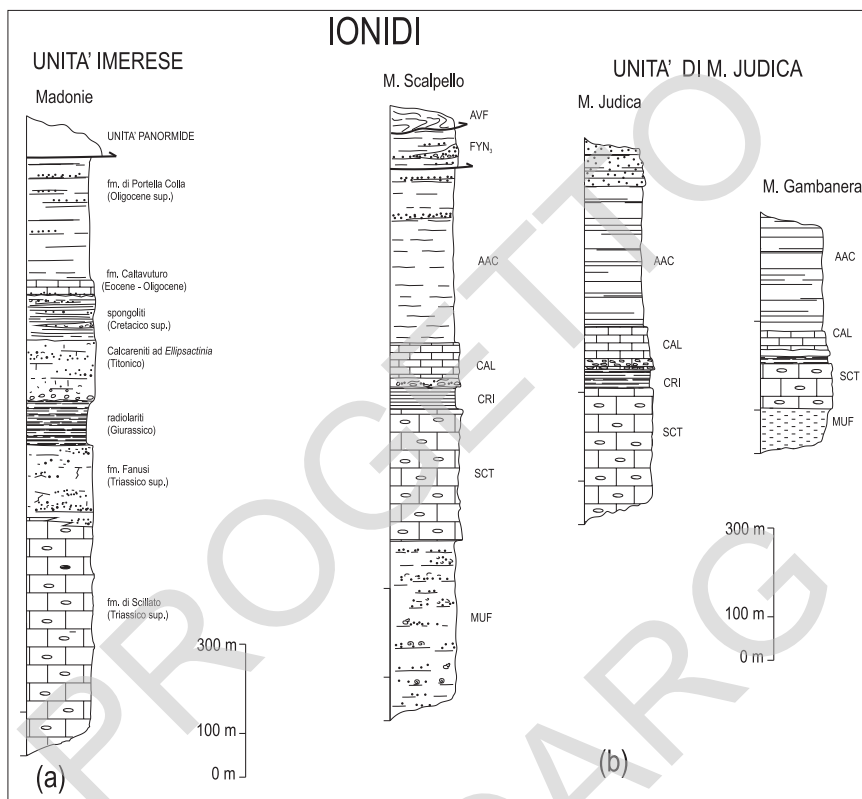


Fig. 4 - Colonne stratigrafiche delle Unità Ionidi affioranti nelle Madonie (Sicilia occidentale) (a) e nel gruppo di M. Judica (b).

La successione di M. Judica è confrontabile, relativamente agli intervalli mesozoico-paleogenici, con quella imerese affiorante nelle aree delle Madonie (OGNIBEN, 1960; GRASSO *et alii*, 1978) (Fig. 4a), da cui si differenzia per l'assenza di addizionamenti carbonatici provenienti dalla piattaforma carbonatica interna (Piattaforma Panormide). Ciò che però distingue nettamente l'Unità di M. Judica dall'Unità Imerese è la copertura terrigena oligo-miocenica, che nella prima è rappresentata da sedimenti "neritici" (argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova), nella seconda è costituita dai depositi quarzosi del flysch numidico.

L'unità tettonica di M. Judica, su cui poggiano tettonicamente i lembi più avanzati delle coltri alloctone sicilidi, è solidalmente deformata ai sovrastanti terreni, secondo un sistema di scaglie embricate affioranti in corrispondenza delle dorsali, rispettivamente da nord verso sud, di M. Scalpello, di M. Vassallo-M. S. Giovanni-M. Turcisi (ovvero di quelle dorsali poste lungo la prosecuzione

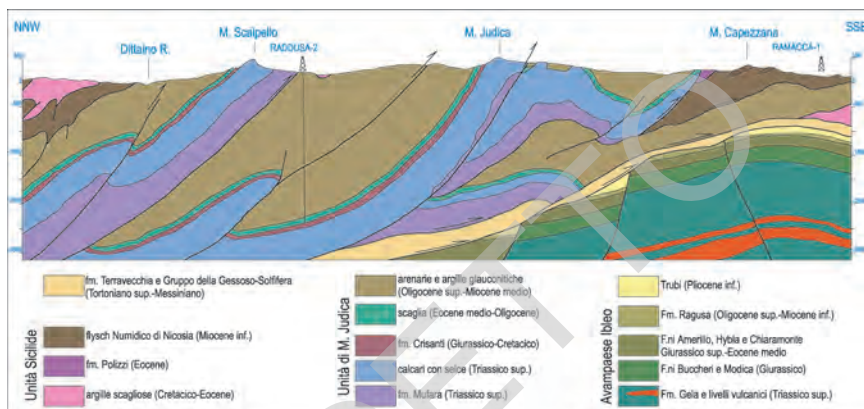


Fig. 5 - Profilo geologico attraverso il gruppo di M. Judica, mostrandone il cuneo frontale della Catena Appenninico-Maghrebide, composto da embrici di unità ionidi (Unità di M. Judica), con resti di falde Alpino-Tetide (Unità Sicilide e flysch numidico). Il cuneo alloctono, sud-vergente, sovrascorre su un intervallo del Miocene superiore costituito da terreni silicoclastici (formazione Terravecchia) e da evaporiti. L'intero edificio a sua volta giace sui Trubi del Pliocene inferiore, al tetto delle Unità Iblee (da CARTA GEOLOGICA DELLA SICILIA CENTRO-ORIENTALE, 1990, modificato).

orientale di M. Judica, appena al di fuori del Foglio), di M. Matteo-M. Gallo e di M. Gambanera.

Questo sistema di scaglie, completamente sradicato (LENTINI, 1974; BIANCHI *et alii*, 1987), è dapprima sovrascorso sui livelli tortoniano-messiniani dell'originaria avanfossa e quindi insieme a questi ulteriormente accavallato sugli orizzonti infra-pliocenici dell'avanfossa presenti al tetto della serie carbonatica iblea ed incontrati dal sondaggio Ramacca 1 (CARTA GEOLOGICA DELLA SICILIA SUD-ORIENTALE, 1990; LENTINI *et alii*, 1990a) (Fig. 5).

2.1.1.1. - formazione Mufara (MUF)

Unità litostratigrafica costituita prevalentemente da argilliti più o meno marnose e siltose di colore grigio-verdi o nerastre al taglio, brune all'alterazione, contenenti caratteristici sottili livelli, eccezionalmente fino a 15 cm, di calcite fibrosa formati dallo sviluppo di strutture tipo "cone in cone" con assi dei coni diretti normalmente ai piani di stratificazione (PETTIOHN, 1956), e sui quali si osservano spesso tracce di Halobie (Fig. 6). All'interno della massa argillitica sono presenti altri litotipi, non differenziabili alla scala del Foglio, sia per la limitata estensione degli affioramenti che per la loro scarsa continuità laterale, rappresentati da: calcisiltiti e arenarie a grana fine di colore grigio, verde o rossiccio, talora ocracee al taglio, giallo avana all'alterazione, sovente finemente gradate, con laminazione incrociata, in livelli di 10-15 cm; calcari marnosi bluastrati o grigi, talora fossiliferi in strati medio-sottili (10-30 cm); calcareniti



Fig. 6 - *Formazione Mufara: il litotipo più frequente è costituito da argilliti marnose e siltose, contenenti sottili livelli di calcite fibrosa con strutture tipo "cone in cone" sui quali si osservano spesso tracce di Halobie. Affioramento lungo la stradella che da Fosso Carbonaio porta alla S.S. 192.*

oolitiche (co) contenenti articoli di crinoidi, aculei di echinidi, frammenti di molluschi (lamelibranchi, gasteropodi, ammonoidi), foraminiferi arenacei, nelle quali una generale minuta ricristallizzazione ha sostituito, cancellandola, l'originaria matrice e ha risparmiato i clasti più grossolani, riducendoli a mal riconoscibili "fantasmi"; brecciole, talora gradate, costituite da frammenti di molluschi (lamelibranchi, piccoli ammonoidi) e alghe, e da granuli di biomicroti

a radiolari e spicole di spugna, immersi in una matrice finemente ricristallizzata; calciruditi laminati di colore grigio in cui la laminazione è determinata dall'accumulo di lamelibranchi isorientati oltre a granuli micritici a radiolari e spicole di spugna; calcari siliciferi grigi a tessitura fluidale, contenenti lamelibranchi pelagici e radiolari, simili ai soprastanti "calcari con selce" SCT. Per tutti i litotipi sopra elencati non è possibile ricostruire una successione stratigrafica; l'assetto è caotico.

La formazione affiora sulla terminazione orientale di M. Scalpello, a sud di Catenanuova, dove raggiunge lo spessore massimo di circa 250 m. Una perforazione ubicata sulla dorsale calcarea, immediatamente al di fuori del Foglio, ha incontrato ed attraversato 264 m di questa formazione (SCHMIDT DI FRIEDBERG & TROVÒ, 1962). Si ritrova ancora più a sud, in lembi più ridotti e discontinui nella dorsale di Balconere-M. Gambanera, e presso Quattro Finaite.

La formazione Mufara (SCHMIDT DI FRIEDBERG & TROVÒ, 1962) corrisponde alle "marne calcareo-arenaceo-argillose" di SCALIA (1909) ed è correlabile ad analoghe formazioni più estesamente affioranti nella Sicilia occidentale e note in letteratura come "Flyschn Carnico". È stata inoltre denominata "alternanza argilloso-calcareo-arenacea" da LENTINI (1974), cui si farà riferimento per il contenuto faunistico. Secondo l'Autore le argille sono generalmente prive di microfossili o contengono solo lagenidi ed ostracodi a guscio liscio, mentre nelle brecciole a frammenti di molluschi, sono presenti foraminiferi arenacei

difficilmente identificabili in sezione sottile. Sui livelli di calcite fibrosa l'Autore ha riconosciuto poche specie di *Halobia* quali *H. transversa* GEMMELLARO e *H. mediterranea* GEMMELLARO. In livelli calcarei, più frequenti nella parte alta della formazione, sono presenti numerosissime valve di *Halobia styriaca* (MOJSISOVICS) oltre ad ammoniti, fra le quali diverse specie di *Discotropites spp.*, *Paratropites spp.* *Trachysagenites sp.*, e forme globose del gruppo degli arcestidi. Secondo LENTINI (1974) l'età dei terreni affioranti sul versante meridionale di M. Scalpello è Carnico.

2.1.1.2. - formazione Scillato (SCT) (cfr. "Calcarei con selce" Auctt.)

La formazione Mufara passa verso l'alto e lateralmente a calcilutiti e a calcari marnosi di colore grigio, bluastro o nocciola al taglio, grigio-biancastri all'alterazione, a frattura concoide o prismatica, talora alternati a sottilissimi livelli marnosi, in strati di spessore variabile da 10 cm a 1,5 m e sono caratterizzati da liste e noduli di selce di colore rosso, grigio, ceruleo o bruno. Generalmente hanno aspetto lastroide, ma sono frequenti anche livelli nodulari (Fig. 7), come



Fig. 7 - Tipico aspetto della formazione Scillato affiorante lungo la dorsale del gruppo di M. Judica (M. Vassallo – M. S. Giovanni – M. Turcisi). Si tratta di calcilutiti di colore grigio-bluastro al taglio fresco e grigio-biancastro per alterazione con lenti di selce, nettamente stratificate, talvolta con aspetto nodulare.

sulla terminazione di M. Judica, o brecciati, come a M. Gallo, nella parte alta della formazione.

Sono presenti, più frequentemente alla base della formazione, livelli esclusivamente costituiti dall'accumulo di valve di lamellibranchi pelagici, più o meno cementati, che conferiscono alla roccia un caratteristico aspetto fogliettato. Lungo tutta la successione calcarea si reperiscono impronte sparse di Halobie e Posidonomie.

A differenza dell'unità sottostante non sono state rinvenute ammoniti, ad eccezione di un frammento di impronta esterna del genere *Juvavites* (MOJSISOVICS), segnalato da LENTINI (1974), cui si rimanda per la datazione della formazione, basata esclusivamente sui lamellibranchi. Le specie più caratteristiche riconosciute dall'Autore sono *Halobia styriaca* (MOJSISOVICS), frequente alla base dei calcari di M. Scalpello, e *H. norica* MOJSISOVICS, presente sul bordo orientale dello stesso monte (nei pressi di Sorgente Castellace), oggi ormai completamente smantellato dalle cave. Pertanto l'età della formazione calcarea dovrebbe estendersi dal Carnico superiore al Norico (cfr. DE CAPOA BONARDI, 1970). Verso l'alto la presenza del Retico non è documentabile, anche se probabile in quanto il passaggio alle radiolariti giurassiche avviene gradualmente ed in apparente continuità.

Nell'area del Foglio la formazione affiora anche lungo i vari rilievi che costituiscono la dorsale di M. Judica-M. Turcisi (Fig. 8) e quella più meridionale di M. Gambanera.



Fig. 8 - La formazione Scillato affiorante a M. Turcisi presenta intense deformazioni con pieghe legate al sovrascorrimento sulle argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova (AAC).

Lo spessore della formazione varia notevolmente nei diversi luoghi di affioramento, e raggiunge la potenza massima di circa 300 m in corrispondenza di Monte S. Giovanni.

La formazione è perfettamente correlabile con analoghe successioni triassiche della Sicilia occidentale e delle Madonie, ove SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) l'hanno designata col termine di formazione Scillato, riproposto per le presenti Note Illustrative. A differenza di quelle zone però, nel gruppo del M. Judica non affiorano dolomie.

2.1.1.3. - formazione Crisanti (CRI)

I calcari con selce della formazione Scillato passano verso l'alto rapidamente, in apparente continuità, alla formazione Crisanti (SCHMIDT DI FRIEDBERG & TROVÒ, 1962) (Fig. 4b), caratterizzata da una sottile alternanza, eccezionalmente medio-sottile, di radiolariti policrome, argilliti silicee prevalentemente di colore rosso, e ftaniti (Fig. 9). I livelli più competenti presentano fratturazione prismatica, mentre le argilliti sono fittamente e minutamente scagliettate. Al passaggio tra



Fig. 9 - Alternanza medio-sottile di radiolariti policrome, argilliti silicee prevalentemente di colore rosso, e ftaniti della formazione Crisanti, affiorante sul versante orientale di M. Vassallo.

le due formazioni, localmente, è presente un'alternanza di argilliti varicolori e di calcareniti grigie formate in gran parte da frammenti di crinoidi risedimentati. Tale intervallo è correlabile con analoghi livelli delle sequenze imeresi (strati a *Leptaena* della letteratura geologica e attribuiti al Lias).

Nelle radiolariti non sono stati rinvenuti macrofossili, ad eccezione di più o meno abbondanti spicole di spugna, mentre il contenuto microfaunistico è rappresentato esclusivamente da radiolari e raramente da *Pithonella* sp., presente negli interstrati argillitici apicali.

In assenza di fossili indicativi l'età attribuita alla formazione è quella assegnata ad analoghe formazioni presenti in Sicilia occidentale (Monti di Palermo, Termini Imerese, Madonie occidentali) e che sono state riferite al Giurassico (TREVISAN, 1935; SCHMIDT DI FRIEDBERG et alii, 1960; MONTANARI, 1966; BROQUET, 1969). L'età viene estesa al Cretacico inferiore per la presenza nelle "brecce della Lavina" di *Duvalia* sp. (LENTINI, 1974).

Associate alle radiolariti, un po' ovunque, ma più frequentemente nella dorsale di M. Gambanera, si trovano corpi lenticolari di rocce magmatiche (β) di colore verde cupo, vacuolari ed estremamente friabili per alterazione; localmente inglobano blocchi di radiolariti. I vacuoli sono riempiti da materiale idrotermale rappresentato da zeoliti, oltre a calcite, aragonite e calcedonio. Sulle colline di Balconere affiorano per un'estensione di circa 250 m ed uno spessore variabile da 0 a 20 m. A sud dell'affioramento le vulcaniti poggiano in sovrascorrimento secondario sulle Argille Varicolori Inferiori (AVF), mentre a nord esse risultano in parte intercalate alle radiolariti. Su entrambi i terreni poggiano le marne della formazione Caltavuturo (CAL).

VIOLA (1901), sulla base di accurate analisi chimiche e petrografiche, le definì "augititi anfiboliche" in giacitura filoniana e poiché non le ritenne confrontabili con altre vulcaniti affioranti nel gruppo del M. Iudica e studiate da MARINELLI (1899), che le aveva paragonate alle limburgiti e alle monchiquiti, usò il termine di "Giumarrite", dalla frazione di Giumarra (nei dintorni di Castel di Judica, immediatamente al di fuori del Foglio). Anche sull'età di tali prodotti non c'era accordo tra gli Autori dell'epoca: MARINELLI (1899) attribuiva ad essi una probabile età triassica, benchè non potesse escludere si trattasse di intrusioni più recenti ed in tal caso in epoca terziaria; DI STEFANO (1910) ritrovandoli associati ad una formazione a calcari nummulitici e ad orbitoidi, riteneva potessero essere di età eocenica.

Questi prodotti, di cui in letteratura relativamente all'area del Foglio, non esiste alcuno studio specifico più recente di quelli citati, sono macroscopicamente correlabili con quelli affioranti più diffusamente in Sicilia occidentale, ove le magmatiti si rinvengono intercalate alle sequenze silicee infra-medio giurassiche delle unità imeresi presenti nelle Madonie e nei dintorni di Palermo. Sono anche confrontabili con analoghi prodotti attribuiti ad altri domini paleogeografici (Piattaforma Trapanese e Bacino Sicano) e riferibili ad eventi magmatici verificatisi nel Triassico superiore-Giurassico inferiore durante processi di *rifting* del paleobacino ionico. I prodotti giurassici sono caratterizzati da condizioni di

giacitura prevalente di tipo effusivo sottomarino a *pillows*, più raramente sono accompagnati da depositi vulcanoclastici.

Petrograficamente sono basalti e/o basalti lievemente differenziati, ad affinità tholeiitica; presentano processi di alterazione con argillificazione del vetro, cloritizzazione e deposizione di carbonati secondari (SPEZIALE, 1997).

Lungo l'alto corso del Vallone della Lavina, sulla terminazione nord-orientale di M. Judica (immediatamente al confine occidentale della carta, v. Foglio 632 "Valguarnera Caropepe"), al tetto delle radiolariti è presente un livello di breccie in grossi banchi, a clasti da spigolosi a subarrotondati di diametro di 2-20 cm, costituito in prevalenza da selci policrome e subordinatamente da calcari e vulcaniti (Breccie della Lavina, LENTINI, 1974) (CRI_a). A Monte Judica questo intervallo raggiunge lo spessore massimo di 50 m; prosegue verso est con varie interruzioni dai pressi di C. Acitella (a nord di M. Vassallo) fino a M. Turcisi, in livelli non cartografabili alla scala della carta. Altri affioramenti minori si osservano lungo la dorsale di M. Gambanera e a Balconere, sotto la mulattiera che porta a M. Capezzana. A M. Turcisi fra gli elementi delle breccie sono stati rinvenuti resti di *Duvalia* sp., indicativa del Neocomiano. Tali breccie rappresentano la frammentazione di *slumps* ai quali fanno passaggio e sono interpretabili come l'effetto di pendii e di attività tettonica lungo dorsali vulcaniche sottomarine in lenta espansione.

Generalmente la formazione ha spessori ridotti, se si considera l'intervallo cronologico che essa ricopre; nell'area del Foglio affiora in limitati spessori sulla terminazione di M. Scalpello (v. Foglio "Valguarnera Caropepe"), mentre è più continua nella dorsale di M. Judica-M. Turcisi, dove sono presenti anche livelli a "filamenti" prodotti da piccoli lamellibranchi pelagici. Lungo la terminazione orientale della dorsale di M. Scalpello l'unità raggiunge lo spessore massimo di 80 m; sul versante settentrionale di M. Judica (in C.da della Lavina) lo spessore è di 40-50 m; prosegue ancora, con varie interruzioni lungo il versante nord della medesima dorsale, dai pressi di C. Acitella a M. Turcisi. Sul versante orientale di M. Vassallo delle cave aperte recentemente mettono in evidenza i caratteri litologici e la deformazione, che spesso consiste in strette pieghe e sovrascorrimenti con vergenza a nord, contraria cioè alla vergenza generale (Figg. 10 e 11). Altri affioramenti, con spessori di molto inferiori e minori per estensione, sono presenti lungo la dorsale di M. Gambanera.

Dal confronto dell'intervallo radiolaritico presente in queste zone con quelli affioranti nei Monti di Palermo e nelle Madonie, si può rilevare come nelle dorsali del gruppo montuoso di M. Judica non siano presenti né livelli di "Calciruditi ad *Ellipsactinia*" attribuibili al passaggio Giurassico-Cretacico, né i livelli spongolitici databili al Cretacico inferiore-medio (LENTINI & VEZZANI, 1974), gli uni e gli altri ampiamente diffusi nelle successioni di "miogeosinclinale" (Complesso Basale di OGNIBEN, 1960) delle aree nord-occidentali della Sicilia.



Fig. 10 - Lungo il versante orientale di M. Vassallo la formazione Crisanti presenta pieghe a chevron per effetto di una generale antivergenza, che interessa tutta la dorsale fino al M. Turcisi.

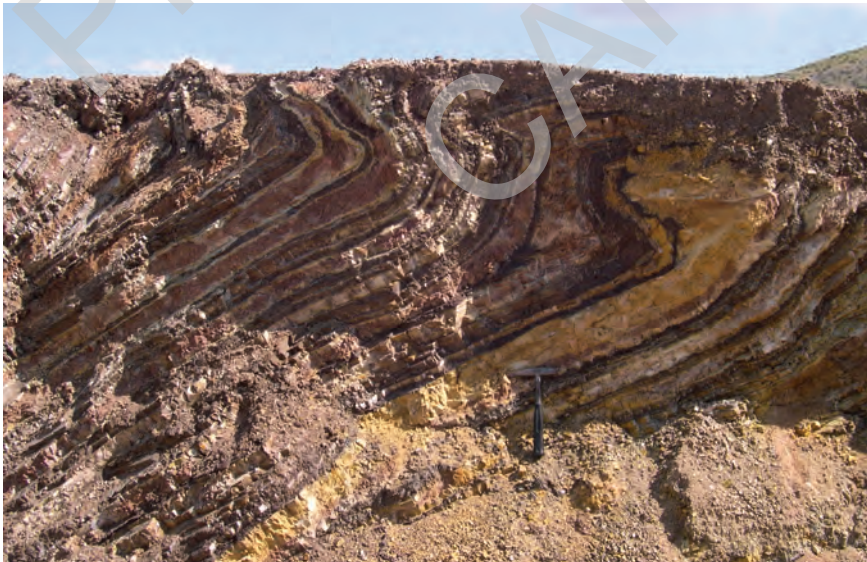


Fig. 11 - Piccole pieghe e slumpings nella formazione Crisanti. Versante orientale di M. Vassallo.

2.1.1.4. - formazione Caltavuturo (CAL)

La formazione è caratterizzata da calcari marnosi e marne di colore rosso, biancastro, o grigio, in strati medio-sottili (5-30 cm) (Fig. 12), cui talora si associano calcareniti grigie e brecciole gradate a macroforaminiferi. Sul versante nord di Monte Scalpello, nei pressi di Sorgente Castellace, alla base della formazione sono presenti sottili livelli di breccie, oppure livelli di conglomerato rossastro in banchi fino a 2 m, alternati a strati pelitici di 2-3 m, per uno spessore complessivo variabile di 2-8 m. Sul versante nord di M. Judica il conglomerato è costituito da clasti di 2-20 cm di diametro di radiolariti e subordinatamente da elementi di formazioni più antiche.

La formazione presenta spessori variabili; quelli maggiori fino ad un massimo di 70 m, si raggiungono a nord dei monti Vassallo e Turcisi. Lembi minori affiorano a sud dell'allineamento M. Matteo-M. Dragonia e sulla terminazione occidentale della dorsale M. Gambanera, con spessori da pochi metri ad un massimo di 30 m (Fig. 4b). Generalmente gli spessori della formazione si riducono complessivamente da nord verso sud: oltre un centinaio di metri a M. Scalpello (immediatamente nel limitrofo Foglio "Valguarnera Caropepe") e nel sondaggio



Fig. 12 - Calcari marnosi e marne di colore rosso, biancastro, o grigio, in strati medio-sottili della formazione Caltavuturo, affioranti sul versante settentrionale di M. Turcisi nei pressi della Mass. Turcisi. La giacitura degli strati è rovesciata.

Raddusa 2 che ha perforato la parte settentrionale profonda della monoclinale di M. Judica, circa 80-90 m a M. Judica, pochi metri a Balconere.

L'unità poggia con contatto brusco direttamente sulla formazione Crisanti.

Lungo il versante nord di M. Turcisi la formazione si presenta spesso rovesciata per effetto di pieghe e di sovrascorrimenti secondari a vergenza settentrionale (Fig. 13).

I calcari marnosi sono delle biomicriti più o meno marnose a planctonici eocenici.

Nella parte basale dei calcari marnosi affioranti lungo la dorsale di M. Judica sono state riconosciute microfaune a *Turborotalia cerroazulensis* (COLE), *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Acarinina spinuloinflata* (BANDY) e *Globigerinatheka kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), indicanti un'età medio-eocenica, insieme a forme rimaneggiate dell'Eocene inferiore quali *Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ) e *M. subbotinae* (MOROZOVA). Verso l'alto si passa dapprima ad associazioni a *Globigerinatheka mexicana* (CUSHMAN) e a "*Globigerina*" *pseudovenezuelana* BLOW & BANNER e in alto a *Turborotalia ampliapertura* (BOLLI), *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *C. unicavus* BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, indicative di un'età oligocenica (Rupeliano).



Fig. 13 - A M. Turcisi la formazione Caltavuturo si dispone in una generale monoclinale immergente a nord, interessata, come tutta la successione, da pieghe e rovesciamenti dovuti a fenomeni di retrovergenza.

2.1.1.5. - argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova (AAC)

La formazione prima descritta, con passaggio graduale ma rapido, fa transizione verso l'alto ad una sequenza pelitica, costituita da argille marnose talora siltoso-sabbiose, di colore bruno o grigio-verdastre (AAC) (Fig. 14), e che nel suo terzo superiore si arricchisce di intercalazioni arenacee giallo-verdastre, in strati da molto sottili a spessi, talora fino a megastriati nella parte apicale (AAC_a) (Fig. 15). Le areniti hanno composizione arcocosa, a supporto di matrice, raramente a cemento spatico. La colorazione verdastria è impartita dall'abbondanza di glauconite, sempre presente anche se non omogeneamente distribuita. Queste caratteristiche composizionali e tessiturali, sommate alla discreta abbondanza di foraminiferi planctonici presenti, rendono la formazione distinguibile dal parzialmente coevo flysch numidico (v. oltre) costituito da argille, prevalentemente silicee, e da arenarie esclusivamente quarzose, e quasi sterili.

L'unità affiora ampiamente nel settore occidentale del Foglio, tra le dorsali del gruppo di M. Judica, estendendosi dall'area di Catenanuova sino in sinistra del F. Gornalunga. A nord della dorsale di M. Scalpello costituisce il nucleo del sinclinorio compreso fra quest'ultima e la dorsale di M. Judica-M. Turcisi; rappresenta inoltre la copertura pelitica fra l'allineamento M. Matteo-M. Gallo e la



Fig. 14 - *Litofacies argillosa della formazione delle argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova affioranti a nord di M. Vassallo. In secondo piano è visibile M. Scalpello, poco al difuori del Foglio.*



Fig. 15 -Torbiditi arenaceo-pelitiche in corpi lenticolari nella formazione delle argille e arenarie di Catenanuova. Gli strati sono rovesciati ed immergenti verso sud.

dorsale di M. Gambanera-Poggio Gatto. Ricompare in finestra tettonica presso Capezzana, e tra La Cattiva e Monaco, in sovrascorrimento secondario sulle argille pleistoceniche.

Lo spessore è molto variabile e raggiunge il valore massimo di 400 m.

Corrisponde alle “Argille marnose ed arenarie glauconitiche” di LENTINI (1974), e rappresenta un deposito epicontinentale evolvente a flysch solo nella parte alta.

Per quanto riguarda l’età della formazione si è fatto riferimento ai dati della letteratura (LENTINI, 1974; BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 1991). Campionature effettuate per la CARTA GEOLOGICA DELLA SICILIA CENTRO-ORIENTALE (1990) hanno evidenziato la presenza di microfaune a frequenti *Catapsidrax unicavus*, *Paragloborotalia nana*, “*Globigerina*” *venezuelana* in basso e ad *Orbulina universa* in alto. Gli Autori citati concordano per un’attribuzione cronologica della formazione all’intervallo Oligocene superiore-Serravalliano. Poiché la formazione è troncata verso l’alto da superfici di erosione e, più frequentemente, da contatti tettonici, non si esclude la presenza di livelli più recenti, che tuttavia non possono andare oltre il Tortoniano inferiore, dal momento che l’unità è suturata dai depositi della formazione Terravecchia del Tortoniano superiore.

2.2. - UNITÀ SICILIDI

Le Unità Sicilidi *s.l.* occupano costantemente la posizione strutturale più elevata nell'ambito dell'edificio. Esse si sono originate nel Paleogene come cuneo di accrezione, in seguito allo scollamento delle coperture sedimentarie dalla crosta tetidea (FINETTI *et alii*, 1996, 2005) e successivamente sono state trasportate *in toto* al tetto delle successioni depostesi nei paleodomini più esterni. Le Unità Sicilidi sono formate da unità tettoniche con diversi caratteri stratigrafico-strutturali, i cui reciproci rapporti geometrici si sono via via determinati per accrezioni successive al margine dell'originario cuneo di subduzione. Esse sono costituite da sequenze cretatiche, le "argille scagliose superiori" e il flysch di M. Soro, quasi del tutto prive delle originarie coperture terziarie, che risultano scollate e sulle quali le successioni cretatiche tendono a sovrapporsi per effetto di fenomeni di fuori sequenza all'interno del cuneo di accrezione sicilide.

All'interno degli intervalli terziari si possono distinguere successioni oligomioceniche a differenti caratteristiche petrografiche a seconda della loro originaria posizione paleogeografica. Quelle più interne sono rappresentate da successioni miste tufitico-silicoclastiche dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Tufiti di Tusa e flysch di Troina-Tusa, GUERRERA & WEZEL, 1974; LENTINI *et alii*, 1987), passanti lateralmente a serie miste litarenitico-quarzarenitiche (flysch numidico dell'Unità tettonica di Nicosia, GRASSO *et alii*, 1986; BIANCHI *et alii*, 1987) e, infine, da sequenze esclusivamente quarzarenitiche del Miocene inferiore-medio (flysch numidico dell'Unità tettonica di M. Salici; BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 1987, 1996a; CARTA GEOLOGICA DELLA SICILIA CENTRO-ORIENTALE, 1990). È stata ipotizzata l'appartenenza delle Tufiti di Tusa alla sequenza cretatica delle argille scagliose superiori e del flysch numidico di Nicosia all'Unità del flysch di M. Soro (LENTINI *et alii*, 2000; FINETTI *et alii*, 2005).

Delle cinque unità tettoniche che costituiscono le Unità Sicilidi *sensu* LENTINI *et alii* (2000), nell'area del Foglio affiorano solo l'Unità tettonica di M. Salici e quella di Nicosia.

2.2.1. - Unità tettonica di M. Salici

È caratterizzata da argilliti silicifere nere di età oligocenica, da un potente intervallo di argille brune e quarzareniti del Miocene inferiore e dalle "marne di Gagliano", del Langhiano-Serravalliano inferiore. Alla base della sequenza argillosa localmente si rinvengono lembi di calcari marnosi bianchi di età eocenica. L'unità è ben rappresentata in tutta la fascia pedemontana nebrodica. Verso sud si estende in sovrascorrimento principale oltre unità numidiche ancora più esterne (cfr. Unità numidica di Serra del Bosco di BIANCHI *et alii*, 1987), fino a sovrapporsi all'Unità di M. Judica.

2.2.1.1. - formazione di Polizzi, litofacies dei calcari di Poggio Bianco (**POZ_a**)

Fitta alternanza di calcilutiti di colore bianco crema, in strati sottili (3-5 cm) e di calcari marnosi rosati finemente laminati in strati medio-sottili. Localmente si rinvencono frammenti sparsi di calcareniti e brecciole gradate a macroforaminiferi di colore grigio.

Le calcilutiti affiorano in modo discontinuo, con spessore ridotto e molto variabile, per lo più non cartografabile, e sono stati ascritti ad un'originaria base del flysch numidico dell'Unità tettonica di M. Salici.

Sono presenti in spessori metrici a Cugno d'Oro (a NO di Catenanuova), e in lenti fino a 30 m in C.da Gammarella, in sinistra dell'omonimo vallone, affluente del F. Dittàino. Spessori fino a 30 m raggiungono gli affioramenti localizzati in destra del F. Simeto, a C. Pataneo, Poggio Bianco e a ovest di Poggio Monaco.

Nelle marne sono state riconosciute associazioni a nannofossili a *Chiasmolithus solitus* (BRAMLETTE & SULLIVAN), *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL), *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE), indicative dell'Eocene inferiore.

Nei livelli bioclastici è presente una ricca fauna tra i quali si riconoscono *Nummulites* spp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., indicative di un'età eocenica, oltre a resti di alghe, briozoi, echinidi e qualche frammento di lamellibranchi.

Probabilmente alla medesima formazione appartengono blocchi e frammenti di limitata estensione di calcari a macroforaminiferi di colore grigio o giallastro, a struttura gradata e a tessitura fluidale, per isorientamento degli elementi biogeni, che si rinvencono sparsi fra le argille numidiche. La frazione litica è costituita da clasti arrotondati di quarzo di colore giallo-grigiastro, da una minore percentuale di frazione carbonatica e da granuli di glauconite. Il legante generalmente è rappresentato da cemento calcitico.

2.2.1.2. - flysch numidico membro di Monte Salici (**FYN₃**)

Relativamente all'Unità tettonica di M. Salici, il flysch numidico è rappresentato dal membro omonimo (**FYN₃**). La formazione è costituita da un intervallo basale ad argilliti nerastre, passanti verso l'alto ad argille brune, cui si intercalano quarzareniti giallastre (**FYN_{3a}**).

Le argilliti nerastre sono a stratificazione indistinta, le argille brune sono intensamente scagliettate, presentano bande d'alterazione di colore ocreo, noduli limonitici e concrezioni giallo-rossastre. Le arenarie hanno composizione quarzosa, sono generalmente gradate, a granulometria da fine a grossolana, fino a conglomerati, sono clasto-sostenute con scarsa matrice; il cemento, quando presente, è sempre siliceo. Lo spessore degli strati varia da pochi centimetri a banchi plurimetrici. I megastrati quarzarenitici sono spesso lenticolari, sia per

l'originaria geometria deposizionale che per la notevole tettonizzazione.

Lo spessore della formazione, difficilmente calcolabile per deformazione tettonica, varia da poche decine di metri fino a 400 m.

Affiora estesamente in sinistra del F. Dittàino, dall'area di Catenanuova alle colline di Monte S. Benedetto e Poggio Monaco, in destra del F. Simeto; riaffiora in *klippe* a sud della terminazione di M. Scalpello e a sud della dorsale di M. Gambanera, ove costituisce i rilievi dell'allineamento M. Capezzana-Quattro Finaita, le cui creste sono formate da grossi banconi di quarzareniti.

Alla base della formazione localmente sono presenti livelli calciclastici riferibili alla litofacies POZ_a (formazione di Polizzi, litofacies dei Calcari di Poggio Bianco - POZ_a); i medesimi livelli si rinvergono, ripetuti tettonicamente all'interno della formazione quarzarenitica, oppure prevalentemente in appoggio tettonico, sulle argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova (AAC_a).

Il contenuto microfaunistico delle argille del flysch numidico è generalmente scarso e le rare forme sono mal conservate e rappresentate prevalentemente da foraminiferi arenacei poco significativi quali *Bathysiphon* sp., *Ammodiscus* spp., *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER). Le argille nere sono caratterizzate da microfaune a *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER, *Catapsidrax dissimilis*, *Paragloborotalia* cfr. *kugleri* (BOLLI). Nelle argille brune della parte alta della formazione sono presenti microfaune a *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. bisphaericus* TODD, *Dentoglobigerina altispira* (CUSHMAN & JARVIS), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY). I medesimi livelli contengono associazioni a nannofossili calcarei caratterizzate da *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Helicosphaera ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, *H. carteri* (WALLICH), *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, della biozona MNN4a (FORNACIARI *et alii*, 1996) attribuibile al Burdigaliano superiore.

Pertanto l'età della formazione si estende dall'Oligocene superiore al Burdigaliano.

2.2.2. - Unità tettonica di Nicosia

Nell'area del Foglio l'Unità tettonica di Nicosia è rappresentata da notevoli spessori di argille varicolori, ascrivibili al Paleocene?-Eocene, che passano verso l'alto a calcilutiti biancastre della formazione di Polizzi dell'Eocene inferiore-medio. Nell'area del Foglio il flysch numidico, membro di Nicosia (FYN₄), non arriva ad affiorare.

2.2.2.1. - Argille Varicolori Inferiori (AVF)

Sul flysch numidico di M. Salici o direttamente sulle argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova poggiano tettonicamente lembi di argille di colore rosso

vinaccia, verde e grigio ferro, scagliettate e a struttura caotica, con intercalazioni sottili di diaspri grigio-verdi a frattura prismatica, siltiti carbonatiche grigie e calcari micritici bianchi (AVF). Inglobano anche olistoliti di dimensione da 2 a 10 m di calcari a rudiste e di calcari a macroforaminiferi eocenici (cr), di cui quello di dimensioni cartografabili affiora presso Cacocciolella Palma (settore sud-ovest del Foglio). Nei livelli più alti, al passaggio con la formazione di Polizzi, sono presenti modesti lembi di basalto alterato a desquamazione sferoidale (β), di cui il più grande affiora ad est di Poggio Diso.

La formazione affiora in lembi isolati in C.da Bellone, tra M. S. Giovanni e M. Turcisi, in contatto tettonico indifferenziato con le argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova. Si ritrova con maggiore continuità lungo una fascia orientata circa E-O, a sud della dorsale di M. Gambanera.

Lo spessore non è valutabile per tettonizzazione.

Per la datazione della formazione si è fatto riferimento ai dati della letteratura (CARBONE *et alii*, 1990; GRASSO & LA MANNA, 1990). Le associazioni fossilifere sono costituite da organismi risedimentati dal Cretacico superiore quali *Racemiguembelina fruticosa* (EGGER), *Globotruncana* spp., *Ventilabrella* sp., *Pseudotextularia* sp., *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), *Rotalipora cushmani* (MORROW), *R. appenninica* (RENZ), *Globigerinelloides* spp., *Hedbergella* spp., e *Heterohelix* spp. Sono inoltre presenti associazioni a *Planorotalites pusilla* (BOLLI), *Globanomalina compressa* (PLUMMER), *Morozovella angulata* (WHITE), *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER) di età paleocenica. Le breccie carbonatiche di piattaforma intercalate contengono alveoline, miliolidi e calcisfere indicativi di un'età eocenica (CARBONE *et alii*, 1990); la matrice è una biomicrite ricca di organismi planctonici. Gli olistoliti di età eocenica rendono certa l'attribuzione cronostratigrafica più recente di tale formazione, mentre per le associazioni paleoceniche non si può escludere il rimaneggiamento.

L'età della formazione presumibilmente è Paleocene?-Eocene.

2.2.2.2. - formazione di Polizzi (POZ)

Sulle argille varicolori AVF, in contatto stratigrafico, ma con passaggio netto, poggiano lembi più o meno estesi di un'alternanza ritmica di calcari marnosi e marne di colore bianco, grigio o rossastro con rari noduli di selce, e di argille marnose rossastre, in strati da sottili a medi, cui si intercalano livelli di brecciole calcaree di colore nocciola, gradate, a macroforaminiferi e con clasti di selce e blocchi di calcari mesozoici di piattaforma.

La formazione è analoga a quella affiorante sotto l'abitato di Polizzi, nelle Madonie, da cui la denominazione (OGNIBEN, 1960; COLTRO, 1963).

Affiora a sud della dorsale di M. Gambanera, allungata nella stessa direzione di questa. Lembi minori sono presenti presso La Cattiva.

Lo spessore varia da pochi metri fino a 100 m.

Nelle marne sono presenti microfaune a *Morozovella aragonensis*, *Igorina broedermanni* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Acarinina bulbrookii* (BOLLI), "*Planorotalites*" *palmerae* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Aragonia* cfr. *anauna* CITA & PALMIERI.

Nelle brecciole sono presenti *Nummulites* spp., *Fasciolites* sp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., Miliolidae e resti di alghe (Eocene medio). A sud di M. Judica, poco al di fuori del Foglio, altri affioramenti contengono ricche microfaune a *Morozovella aragonensis*, *M. formosa* (BOLLI), *Igorina broedermanni* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Acarinina soldadoensis* (BRONNIMANN), *Guembelitrionides lozanoi* (COLOM), *Globigerinatheka senni* (BECKMANN), *Guembelitrionides higginsii* (BOLLI) (Eocene inferiore).

L'età della formazione è Eocene inferiore-medio.

2.3. - DEPOSITI DI BACINI SATELLITE DEL MIOCENE MEDIO-PLIOCENE INFERIORE

In Sicilia centro-orientale il *thrust belt* coinvolge anche sedimenti del Miocene medio-Pliocene inferiore, prevalentemente di tipo molassico, depositi in discordanza sulle unità della catena all'interno di bacini satellite. Questi depositi sono rappresentati dalle facies prossimali della formazione di Castellana Sicula del Langhiano-Tortoniano inferiore e della formazione Terravecchia del Tortoniano superiore, dalla serie evaporitica messiniana, e dai calcari e calcari-marnosi dei Trubi del Pliocene inferiore. All'interno di questa sequenza si intercalano, a vari orizzonti stratigrafici, olistostromi di Argille Brecciate (AB1-5, di OGNIBEN, 1953). Queste ultime sono caratterizzate da discontinue lenti di "argille brecciate" di variabilissima potenza, talora fino a qualche centinaio di metri; sono costituite (OGNIBEN, 1953, 1954) da frammenti di vari tipi di argille e marne in matrice argillosa, e contengono associazioni microfaunistiche di differenti età ed ambienti. La genesi di queste rocce è legata alla rapida mobilitazione di nuclei antiformi e deposizione del materiale nelle prossime depressioni del bacino di sedimentazione ad opera di frane sinsedimentarie sottomarine con breve trasporto. I terreni che maggiormente hanno contribuito alla formazione delle Argille Brecciate sono le argille brune numidiche ed in parte vari litotipi riferibili alle formazioni "sicilidi", nonché i depositi mio-pliocenici, a seconda dell'orizzonte di inserimento.

I depositi del Miocene medio-Pliocene inferiore affiorano nel settore settentrionale del Foglio "Paternò", nell'alta valle del F. Dittaino, lungo il fianco meridionale della sinclinale di Leonforte-Centuripe (Foglio "Nicosia") e nel settore sud-ovest del Foglio.

In discordanza su tutti i termini prima citati giacciono i terreni argilloso-marnosi della formazione di Centuripe del Pliocene inferiore.

2.3.1. - Depositi del Miocene medio e superiore

2.3.1.1. - formazione di Castellana Sicula (SIC)

La formazione di Castellana Sicula, istituita nell'ambito del Progetto CARG, è ampiamente affiorante in varie località sul bordo settentrionale del Bacino di Caltanissetta, ma è stata riconosciuta anche in altri settori dell'Isola.

L'unità stratigrafica è costituita da varie litofacies, nell'area del Foglio è caratterizzata da argille siltoso-marnose di colore grigio, a stratificazione indistinta, con intercalazioni di siltiti ed areniti quarzose di colore giallastro, più frequenti nella parte inferiore della formazione.

La formazione affiora in destra del F. Simeto, tra Pietralunga e la Strada delle Valanghe, in sovrascorrimento secondario sulle argille brecciate (**ab**), con contatto orientato OSO-ENE. Al di fuori del Foglio la formazione è discordante sulle coltri sicilidi, in prevalenza sul flysch numidico. Si tratta pertanto di un deposito sintettonico, contemporaneo cioè alle fasi di trasporto delle Unità Sicilidi al di sopra delle Unità Imeresi e di M. Judica, che così vengono datate con precisione.

Le associazioni a nannofossili presenti nei livelli basali sono rappresentate da *Calcidiscus premacintyreus* THEODORIDIS, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *H. waltrans* THEODORIDIS, *Sphenolithus heteromorphus*, attribuibili alla biozona MNN5a (FORNACIARI *et alii*, 1996); i foraminiferi sono caratterizzati da *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *P. glomerata glomerata* (BLOW & BANNER), *P. glomerata circularis* (BLOW), *Cassigerinella chipolensis* (CUSHMAN & PONTON), *Globorotalia peripheroronda* BLOW & BANNER, *Paragloborotalia siakensis*, *Globigerinoides trilobus*, *G. trilobus immaturus* (LE ROY), che individuano la parte alta della biozona a *P. glomerata* s.l. (FORESI *et alii*, 1998).

Livelli intermedi contengono nannoflore a *Discoaster brouweri* TAN, *D. subsurculus* GARTNER, *Helicosphaera carteri*, *H. orientalis* BLACK, *H. pacifica* BRÖNNIMANN & MÜLLER, *H. walbersdorfensis* (MÜLLER), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER), della biozona MNN6; i foraminiferi sono riferibili alla biozona a *O. suturalis*-*G. peripheroronda* (*Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, *O. universa* D'ORBIGNY, *O. bilobata* D'ORBIGNY, *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN, *Paragloborotalia siakensis*, *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY).

I livelli sommitali sono caratterizzati da nannofossili quali *Calcidiscus macintyreus* (BUKRY & BRAMLETTE), *Helicosphaera stalis* THEODORIDIS (biozona MNN8b) e da microfaune a *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY), *Globigerina apertura* CUSHMAN, *G. falconensis* BLOW, *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *G. ruber* (D'ORBIGNY) (biozona a *Neogloborotalia acostaensis* di FORESI *et alii*, 1998).

Lo spessore non supera i 200 m.

Complessivamente l'età va dal Langhiano al Tortoniano inferiore.

2.3.1.2. - formazione Terravecchia (TRV)

La formazione Terravecchia (SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1962) è una successione argilloso-sabbioso-conglomeratica, di età Tortoniano superiore, caratterizzata da notevole variabilità di facies e di spessori, la cui distribuzione permette di individuare sia le zone di margine che quelle depocentrali degli originari bacini localizzati nelle depressioni strutturali, a retro dei principali fronti di accavallamento.

In Sicilia centro-settentrionale questa formazione presenta facies di ambiente fluviale e deltaico prossimale, mentre verso sud passa a facies di prodelta e quindi a facies terrigene di mare aperto. Nell'area del Foglio essa è generalmente costituita da due litofacies eteropiche, prevalentemente nella parte alta della sequenza. La litofacies più diffusa è rappresentata da marne argillose di colore grigio-azzurro o bruno e da sabbie quarzose giallastre in sottili livelli, raramente in banchi (TRV_a); l'altra è caratterizzata da sabbie quarzose giallastre con grosse lenti di conglomerati a clasti eterometrici da piatti a sferici, arrotondati, di natura sia sedimentaria che cristallina di vario grado metamorfico (TRV_b). Lo spessore di queste intercalazioni può raggiungere potenza pluridecametrica.

A nord del Foglio la formazione è costituita prevalentemente da bancate sabbioso-conglomeratiche alternate ad argille e silt, mentre lungo la sinclinale di Centuripe-Leonforte (cfr. fogli "Monte Etna" e "Nicosia") e la valle del F. Dittàino prevale nettamente la facies marnosa. A sud di Centuripe e tra Catenanuova e Assoro le sabbie sono rappresentate da lenti potenti varie decine di metri e con estensione laterale variabile, mentre in destra del F. Simeto la facies sabbioso-arenacea chiude la successione al tetto. Le brusche variazioni litologiche e di spessore che la formazione presenta sono dovute probabilmente a diverse profondità del bacino di sedimentazione e ad apporti variabili da punto a punto.

La base della formazione, discordante sul substrato, è eterocrona e caratterizzata, nelle aree di bacino, da appoggi di tipo *on lap* su alti strutturali, in prossimità dei quali si assiste anche alla progressiva chiusura della stessa.

La facies dei conglomerati suggerisce una deposizione in sistemi fluviali anastomizzati, con larghi settori di non deposizione dovuti a *by-pass* di materiale fluviale (GRASSO & BUTLER, 1991).

Lo spessore delle due litofacies varia da qualche decina di metri fino a 300 m.

L'attribuzione al Tortoniano superiore è basata sulla presenza di associazioni a nannofossili costituite da *Discoaster brouweri*, *D. pentaradiatus* TAN, *D. cf. quinqueramus* GARTNER, *D. pseudovariabilis* MARTINI & WORSLEY, *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *H. stalis*, *Geminilithella rotula* (KAMPTNER) (biozona MN-N11a di RAFFI *et alii*, 2003) e da microfaune a *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerinoides obliquus extremus* e *Globorotalia suterae* CATALANO & SPROVIERI della zona a *Globigerinoides obliquus extremus* (IACCARINO, 1985).

In sinistra della valle del Dittàino, tra Agliastrello e M. Pulicara e nell'area di M. La Guardia (fianco meridionale della sinclinale Leonforte-Centuripe) sui livelli alti della formazione Terravecchia poggiano, con contatto erosivo, breccie argillose di colore bruno (**ab**) (cfr. AB2 di OGNIBEN, 1953, 1957). La massa peliti-

ca ingloba olistoliti eterometrici e poligenici di prevalenti quarzareniti numidiche e minori lembi di argille varicolori. Lo spessore di questa intercalazione olistostromica raggiunge i 200 m.

2.3.1.3. - Successione messiniana

I sedimenti messiniani della Sicilia centrale presentano dovunque la tipica facies pre-evaporitica ed evaporitica. I livelli di base sono dati da marne e diatomiti bianche di ambiente euxinico, che passano ai sedimenti di ambienti penesalini e salini della serie evaporitica *s.s.*, caratterizzata da calcari, gessi, salgemma e sali potassici.

La tettonica infra-messiniana ha provocato una discordanza regionale, che in gran parte dell'Isola separa la successione evaporitica in due distinti "complessi" sedimentari (DECIMA & WEZEL, 1971). Il Complesso Evaporitico Inferiore è caratterizzato dal Tripoli (non evaporitico), dal Calcare di base e dai Gessi (non sempre presenti). Il Complesso Evaporitico Superiore, discordante sul sottostante, è costituito, alla base, da gessi laminati con risedimenti di calcare evaporitico e, nella parte alta, da livelli diatomitici alternati a gessosiltiti e a calcsiltiti. La successione è chiusa dal "Calcare Terminale" (ESTEBAN, 1979), il cui litotipo prevalente è dato da laminati carbonatiche spesso stromatolitiche, di ambiente peritidale o lagunare, e in subordine da calcari massivi travertinosi, o da breccie carbonatiche monogeniche a cemento calcitico. Più raramente sono presenti anche livelli silicoclastici, prevalentemente quarzosiltitici.

Da ultimo, nell'ambito del Progetto CARG, e per tutto il territorio nazionale, i sedimenti relativi alla crisi di salinità del Messiniano, sono stati emendati come Gruppo della Gessoso-Solfifera, il quale raggruppa diverse formazioni, relative ai differenti contesti paleogeografici e geodinamici. Nella Sicilia centro-occidentale il Gruppo della Gessoso-Solfifera è costituito dalla formazione di Cattolica, prettamente evaporitica, e dalla formazione di Pasquasia, prevalentemente clastica.

Nell'area del Foglio i sedimenti messiniani affiorano lungo il bordo settentrionale, costituendo il fianco meridionale della sinclinale Leonforte-Centuripe. Riaffiorano nel settore SO dell'area, in pieghe minori e più discontinue, all'interno dei sinclinori formati dai depositi tortoniani o dagli olistostromi di argille brecciate (**ab**). Alla base della serie evaporitica localmente sono presenti diatomiti bianche fogliettate, talora marnose (Tripoli). Sul calcare di base o direttamente sui gessi in lamine e/o sui gessi massivi con grossi cristalli geminati, poggiano talora, alternati ad argille gessose, olistostromi di argille brecciate (**ac**) (cfr. AB3 di OGNIBEN, 1953).

Tripoli (TPL)

La formazione è caratterizzata da diatomiti bianche, sottilmente laminata, fissili con resti di pesci teleosteidi (*Bregmaceros* sp., *Myctophum* sp. e *Syngnathus* sp.) o da alternanze di diatomiti ricche di coccolitoforidi e dinoflagellati, marne ad abbondanti foraminiferi planctonici e peliti fogliettate,

bituminose. Localmente si intercalano sottili livelli di torba. Le microfaune, ove presenti, hanno carattere oligotipico con prevalenti individui di *Globigerinoides obliquus extremus*, oltre a *Turborotalita multiloba* (ROMEO), *Neogloboquadrina acostaensis* (d), *Bulimina aculeata* D'ORBIGNY, *B. echinata* D'ORBIGNY e *Brizalina dentellata* (TAVANI) della zona a *Globorotalia conomiozea* (IACCARINO, 1985).

La formazione affiora lungo il fianco meridionale della sinclinale Leonforte-Centuripe (v. Foglio "Monte Etna") a NO di C.da Salinà Petroso e a NE di Salinà Vignale, dove raggiunge lo spessore massimo di 40 m. In entrambi le località la formazione poggia in discordanza sia sulle marne tortoniane che sulle argille brecciate (**ab**). Ricompare in limitati lembi, ma con maggiore continuità, sul margine sud-occidentale del Foglio, sul versante nord della dorsale Poggio delle Forche-M. Pulce (Foglio 640 "Lentini").

Gruppo della Gessoso-Solfifera (GS)

Nel Foglio "Paternò" il Gruppo della Gessoso-Solfifera è rappresentato dalla formazione di Cattolica (GTL), costituita prevalentemente da carbonati (membro Calcare di Base - GTL₁) e solfati (membro Selenitico - GTL₂), con abbondanti gessi e minori anidriti, cui si intercalano olistostromi di argille brecciate.

formazione di Cattolica (GTL)

membro Calcare di Base (GTL₁). Sulla formazione Terravecchia o direttamente sulle argille brecciate (**ab**), e solo localmente sul Tripoli, poggiano calcari microcristallini di colore bianco-grigiastro, a struttura da massiva a sottilmente laminata, a luoghi con fantasmi di cristalli selenitici e con sottili lenti di breccie calcaree monogeniche a cemento calcitico. Il litotipo prevalente è dato da laminati carbonatiche spesso stromatolitiche, che suggeriscono ambienti deposizionali peritidali o lagunari (GRASSO & LA MANNA, 1990).

Nella parte alta della formazione si intercalano olistostromi di argille brecciate (**ac**) (equivalenti per posizione stratigrafica alle Argille Brecciate AB3 di OGNI-BEN, 1953), caratterizzati da olistoliti costituiti da prevalente materiale calcareo e/o gessoso di tipo evaporitico, all'interno della massa pelitica. Lo spessore di queste intercalazioni argillose è massimo decametrico.

Lo spessore dei calcari evaporitici varia da pochi metri ad un massimo di 40 m.

membro Selenitico (GTL₂). Sul membro Calcare di Base o direttamente sui termini sottostanti (fm. Terravecchia, argille brecciate - **ab**) poggiano gessi microcristallini sottilmente laminati (ritmiti), in strati fino a 1 m, e gessi massivi in grossi cristalli geminati, stratificati in banchi di dimensione metriche, talora alternati a gessoclastiti, per lo più gessolutiti e gessosiltiti.

Nella parte alta della formazione si intercalano masse olistostromiche di argille brecciate (**ac**), caratterizzate da prevalenti clasti gessosi e/o calcarei evaporitici, di spessore decametrico.

Lo spessore di questo membro è variabile da pochi metri fino a 50 m.

La formazione affiora in due distinti settori del Foglio; nel settore nord-occidentale, lungo il fianco meridionale della sinclinale di Centuripe, in livelli discontinui e di spessore ridotto. Riaffiora tra contrade Pietralunga-Citello e Mongichene-Fondaco Petulenti, ove forma i rilievi allineati est-ovest di M. Guazzarano, M. La Guardia, Rocca Falcone, Rocca del Corvo e M. Castellaccio e, più a sud, quelli di Muglia, Poggio Còcola, Poggio Morigone, sino ai più meridionali tra le masserie Revogadro, Quadararo e Case Tripi.

Nel settore SO del Foglio la formazione costituisce i rilievi di Poggio delle Forche e di M. Pulce (toponimi non segnalati nel Foglio, v. Foglio "Lentini"), tra Casa Zuccarello e Canale Ficuzza. In questa zona la formazione, completa anche dei termini tripolacei, è alquanto continua e poggia esclusivamente sulle argille brecciate (**ab**).

2.3.2. - Depositi del Pliocene inferiore

2.3.2.1. - Trubi (**TRB**)

Sulle evaporiti poggiano, talvolta con l'interposizione di olistostromi di argille brecciate (**ac**), marne calcaree e calcari marnosi bianchi a globigerine, a frattura concoide, in strati di 20-70 cm, intensamente fratturati, riferibili ai Trubi del Pliocene inferiore. Talora alla base della formazione è presente una lente sabbioso-ghiaiosa di colore giallo-bruna, ad elementi poligenici con prevalenza di clasti calcarei e quarzosi e con minori feldspati e miche, potente qualche metro (Arenazzolo, MOTTURA, 1871). Localmente al tetto dell'unità compaiono breccie argillose costituite da frammenti di calcari marnosi bianchi appartenenti ai Trubi stessi, oppure da elementi argillosi (cfr. Argille Brecciate - AB4 di OGNIBEN, 1953) appartenenti a tutti i termini sottostanti, ma in spessori non cartografabili.

Nell'area del Foglio, affiorano tra Salinà Petroso e M. Pulicara, sul fianco meridionale della sinclinale di Centuripe.

Lo spessore varia da pochi metri ad un massimo di 70 m.

Le associazioni a foraminiferi sono caratterizzate, nei livelli basali della successione, da *Sphaeroidinellopsis seminulina* (SCHWAGER) e *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ (biozona MPI2 di CITA, 1975) e nei livelli sommitali da *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES) (biozona MPI3). Le associazioni a nannofossili sono caratterizzate da *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *C. macintyreii*, *Discoaster brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *Helicosphaera carteri*, *H. sellii* BUKRY & BRAMLETTE, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus* spp. (biozone MNN12-MNN13 di RIO *et alii*, 1990).

L'età è Zancleano (Pliocene inferiore).

2.3.2.2. - formazione di Centuripe (AMC) (cfr. Foglio “Monte Etna”)

In discordanza sul Gruppo della Gessoso-Solfifera e sui Trubi, talvolta direttamente sul flysch numidico di M. Salici o sulle Argille Varicolori Inferiori (AVF), poggiano i terreni argillosi e sabbioso-conglomeratici del Pliocene inferiore-medio. Si tratta di una successione sedimentaria costituita da depositi detritici di ambiente marino poco profondo, caratterizzata da estrema variabilità delle facies, che indicano una regressione marina a carattere regionale ed in cui i termini apicali di mare basso, rappresentati da arenarie e calcareniti, sono molto più sviluppati di quelli basali caratterizzati da argille marnose (Di GRANDE *et alii*, 1976).

Relativamente all'area del Foglio, delle varie litofacies che costituiscono la formazione, affiora esclusivamente quella basale rappresentata da poche decine di metri di argille marnose (litofacies AMC_b).

Questa litofacies è costituita da argille marnose di colore azzurro a frattura concoide, a stratificazione indistinta. Localmente vi si intercalano livelli arenaceo-sabbiosi di colore grigio-giallastro, spessi da pochi centimetri ad alcuni metri, non cartografabili alla scala della carta.

Nell'area in oggetto la formazione poggia esclusivamente sui Trubi e affiora in spessori limitati, non superiore a 50 m, a nord di Salinà Petroso, sul fianco meridionale della sinclinale di Centuripe.

Le associazioni a nannofossili sono caratterizzate da *Helicosphaera sellii*, *Discoaster asymmetricus* GARTNER, *D. tamalis* KAMPTNER, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus* spp., attribuibili alla biozona MNN14/15 e alla parte bassa della successiva biozona MNN16a. La presenza di microfauna a *Globorotalia puncticulata*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY) e rara e sporadica *G. crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER), permette di attribuire la successione alla biozona MPI4a.

L'età è riferibile alla parte alta dello Zancleano (Pliocene inferiore).

3. - DEPOSITI MARINI E TRANSIZIONALI QUATERNARI DI AVANFOSSA

In discordanza sui terreni che costituiscono il fronte esterno della catena poggiano i sedimenti argillosi e sabbiosi dell'avanfossa infra-mediopleistocenica (Di GERONIMO *et alii*, 1978), affioranti nel settore centro-orientale del Foglio. Questi sono costituiti da argille marnose azzurre (formazione delle argille grigio-azzurre - **FAG**, cfr. fogli “Acireale” e “Catania”) del Pleistocene inferiore-medio, passanti lateralmente e verso l'alto a sabbie quarzose gialle (sabbie e ghiaie di Villaggio S. Giorgio - **GII**) con lenti di arenarie e conglomerati poligenici ad elementi prevalentemente quarzarenitici di età Pleistocene medio. La sequenza è chiusa da depositi clastici grossolani di ambiente transizionale di piana alluvio-deltizia del Pleistocene medio (ghiaie di M. Tiriti - **TIR**).

Il substrato del margine sud-occidentale dell'Etna

I sedimenti su cui poggia il versante sud-occidentale del M. Etna sono rappresentati da una potente successione regressiva del Plio-Pleistocene, riferita all'Avanfossa Gela-Catania (OGNIBEN, 1966; LENTINI, 1982).

Il settore meridionale del vulcano è bordato da una serie di colline, costituite da argille marnose pleistoceniche, che passano gradualmente verso l'alto e lateralmente a sabbie d'ambiente litorale e a conglomerati poligenici continentali.

Diversi Autori, nel corso degli anni, si sono occupati dei depositi marini pleistocenici che rappresentano parte del substrato etneo; gli aspetti presi in considerazione sono quelli litologici e sedimentologici, ma anche il contenuto fossilifero è stato ampiamente studiato (SCALIA, 1907; ACCORDI 1962; FRANCAVIGLIA 1962; OGNIBEN, 1966; WEZEL, 1966, 1967; KIEFFER, 1971; LOMBARDO, 1980; LANZAFAME *et alii*, 1999; DI STEFANO & BRANCA, 2002).

La deposizione della formazione delle argille grigio-azzurre è proseguita anche durante le prime fasi dell'attività eruttiva etnea, come evidenziato dall'età radiometrica delle lave sottomarine (circa 580 ka, GILLOT *et alii*, 1994) intercalate ad argille marnose nell'area di Aci Castello (cfr. fogli "Acireale" e "Catania").

I conglomerati continentali contengono clasti vulcanici riferibili alle prime lave subaeree dell'Etna, a composizione tholeiitica, che affiorano lungo il margine sud-occidentale del vulcano ed hanno un'età radiometrica di 320-250 ka (GILLOT *et alii*, 1994; CHESTER & DUCAN, 1979, 1982). La successione pleistocenica è coperta in discordanza da conglomerati alluvionali del Riss superiore (parte alta del Pleistocene medio) (LANZAFAME *et alii*, 1997), che testimoniano una fase erosiva collegata al sollevamento dell'intera area.

3.1. - GRUPPO DEI DEPOSITI SUBETNEI (ET)

3.1.1. - *formazione delle argille grigio-azzurre* (FAG)

I termini più antichi della successione marina pleistocenica affiorano lungo le colline delle "Terreforti" (nome locale col quale si indicano i depositi ghiaioso-conglomeratici affioranti nell'entroterra di Catania), tra Motta S. Anastasia e Catania, e sono particolarmente bene esposti negli affioramenti calanchivi in sinistra del F. Simeto, da Paternò a C.da Pulvirenti, a nord del Villaggio NATO. Riaffiorano ampiamente tra il F. Dittàino e il F. Gornalunga, tra le contrade Polmone-Monaco-Serralunga-Gelso-S. Antonio, nel settore SO del Foglio.

La formazione è costituita da argille grigio-azzurre (FAG), giallastre all'alterazione, massive o a stratificazione poco evidente. Verso l'alto le argille si arricchiscono di una frazione sabbiosa che si esprime con sottili intercalazioni di lenti sabbiose fini (FAG_a), che preludono al passaggio con le soprastanti sabbie. In quest'ultimo intervallo, di spessore variabile e non sempre sviluppato, sono talvolta presenti gusci di molluschi; inoltre si rinvencono cristalli di gesso di

dimensioni centimetriche e locali e discontinue sottili lenti di tufi gradati.

Nell'area del Foglio la base della formazione affiora in sinistra del Dittaino, nella zona di Sferro.

Lo spessore affiorante è circa 200 m, e varie centinaia di metri nel sottosuolo della Piana di Catania.

Per l'età della formazione si è fatto riferimento al limitrofo Foglio "Catania", dove essa è bene esposta, anche se non ne affiora la base (Fig. 16).

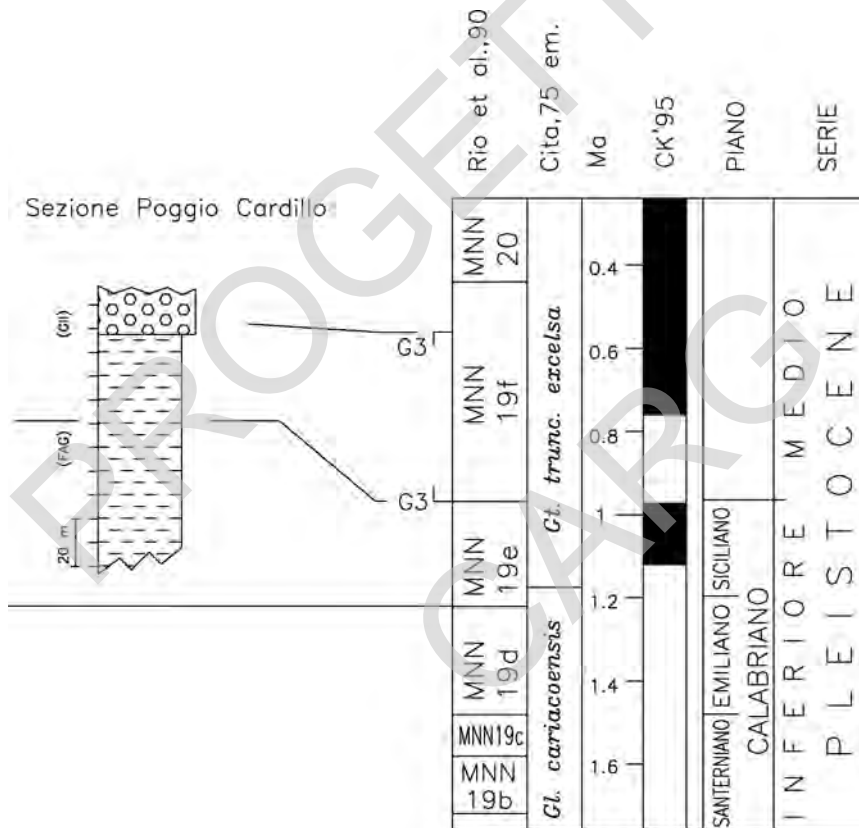


Fig. 16 -Sezione stratigrafica di Poggio Cardillo (v. Foglio "Catania") e sua attribuzione bio- e cronostatigrafica. Schema a nannofossili da RIO et alii (1990) e schema a foraminiferi planctonici da CITA (1975). Schema cronostatigrafico da ICS (in: CITA & CASTRADORI, 1995 e VAN COUVERING, 1997). Età dei biorizzonti a nannofossili da CASTRADORI, 1993 e SPROVIERI et alii, 1998.

Lo studio quantitativo dei nannofossili indica che l'associazione è dominata da individui del genere *Dictyococcites* spp., mentre *Coccolithus pelagicus* e *Reticulofenestra* spp. mostrano percentuali comprese tra 9 e 15%. Altre forme

presenti sono *Geminilithella rotula*, *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER) e presentano percentuali inferiori al 4%. Nella porzione superiore delle argille sono presenti, con percentuali massime del 3%, *Gephyrocapsa* “medium-sized” e *Gephyrocapsa* sp. 3 (*sensu* RIO *et alii*, 1990). In tutti i campioni è piuttosto alta la percentuale di specie rimaneggiate. Sulla base di questi dati, la formazione FAG è stata attribuita alla biozona MNN19e di RIO *et alii* (1990), per quanto riguarda la porzione inferiore, e alla successiva biozona MNN19f (nel range di distribuzione di *Gephyrocapsa* sp. 3: 0.9-0.58 Ma, CASTRADORI, 1993) del Pleistocene inferiore-medio per la rimanente parte.

Le associazioni a foraminiferi sono piuttosto scarse e confermano sostanzialmente l'età fornita dalle nannoflore. Le forme planctoniche sono rappresentate da *Neogloboquadrina pachyderma* (EHREMBERG), *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *G. obliquus* BOLLI, *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND), *Globigerinita glutinata* (EGGER) e rara *Globigerina calida* (PARKER). I bentonici, più abbondanti, sono rappresentati da *Bulimina inflata* SEGUENZA, *B. marginata* D'ORBIGNY, *B. elegans* D'ORBIGNY, *B. elegans marginata* D'ORBIGNY, *B. etnea* SEGUENZA, *B. aculeata* D'ORBIGNY, *Bolivina alata* SEGUENZA, *B. spathulata* (WILLIAMSON), *Cassidulina neocarinata* (THALMANN), *Ammonia* spp., *Ammonia beccarii* (LINNEO), *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY), *Elphidium crispum* (LINNEO), che indicano nel complesso un paleobatimetria non superiore ai 100 m (MURRAY, 1991; SGARELLA & MONTCHARMONT-ZEI, 1993).

L'età della formazione pertanto è Pleistocene inferiore-medio.

3.1.2. - sabbie e ghiaie di Villaggio S. Giorgio (GII)

In continuità di sedimentazione sulle argille grigio-azzurre FAG (v. Fig. 16) poggiano le sabbie e ghiaie di Villaggio S. Giorgio (GII) costituite da sabbie giallo-rossastre prevalentemente quarzose, a grana da fine a grossolana, con rare intercalazioni argilloso-siltose e lenti medio-spesse di conglomerati, più frequenti verso l'alto al passaggio con le ghiaie di M. Tiritù (TIR). Sono anche presenti rare intercalazioni sottili di epiclastiti con frazione vulcanica e vetro basici.

Le sabbie sono scarsamente addensate, presentano stratificazione tabulare e obliqua, soprattutto nella parte bassa, mentre verso l'alto prevalgono la stratificazione incrociata e a festoni. Dal punto di vista granulometrico si assiste ad un aumento verso l'alto della dimensione dei clasti accompagnato da un minore grado di classazione; verso l'alto, infatti, si ritrovano intercalati nelle sabbie sia lenti argillose sia lenti sabbioso-ghiaiose talvolta arrossati, a testimonianza di una tendenza evolutiva verso ambienti fluviali. Le strutture di paleocorrenti sono disposte mediamente verso SE. Il limite inferiore della formazione è graduale e sfumato per alternanza sabbioso-argillosa.

Buoni affioramenti si trovano lungo le sponde di Vallone Sferro, a Poggio Disa, dove la formazione raggiunge lo spessore massimo di 150 m. Spessori mi-

norì, ma in livelli più continui, sono presenti a sud di Piano Tavola, nelle colline di Motta S. Anastasia, lungo le sponde del T. Finaia e tra Blanco Fontanazza e Pezza Bianca, nell'area del Villaggio NATO.

Il passaggio graduale dalle argille FAG alle sabbie e ghiaie GII è osservabile ad est di Motta S. Anastasia, al confine col Foglio "Catania", nella zona di S. Giorgio. Locali discordanze intraformazionali presenti nella formazione, come segnalato tra l'altro da WEZEL (1967) e KIEFFER (1971), sono attribuite all'instabilità tettonica del bacino, determinata dalla contemporanea fase iniziale di strutturazione del vulcano (fase pre-etnea).

Il contenuto macrofaunistico è rappresentato da gusci di lamellibranchi e gasteropodi (cfr. Foglio "Catania") con rare *Ostrea edulis*, indicativa di un ambiente poco profondo (massimo 50 m). Le microfaune sono prevalentemente bentoniche e dominate da *Cassidulina carinata* SILVESTRI, *Bolivina catanensis* SEGUENZA e *Ammonia inflata* (SEGUENZA); sporadicamente sono stati rinvenuti foraminiferi quali *Elphidium* spp. I nannofossili quando presenti sono rimaneggiati.

Sulla base dei rapporti stratigrafici con le argille sottostanti e degli elementi vulcanici intercalati (STURIALE, 1967), per confronto con aree italiane simili, KIEFFER (1971) assegna questi depositi ad un periodo caldo umido riferibile all'interglaciale Mindel-Riss (circa 330.000 anni fa), in accordo con la CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979), nella quale questi depositi vengono attribuiti al Pleistocene medio.

L'intera sequenza ha carattere regressivo di spiaggia ed è riferibile ad un ambiente litorale secondo ACCORDI & FRANCAVIGLIA (1960), FRANCAVIGLIA (1962), WEZEL (1967) e ad un ambiente fluvio-marino secondo KIEFFER (1971).

3.1.3. - ghiaie di M. Tiriti (TIR)

Deposito costituito da ghiaie con intercalazioni di conglomerati a matrice sabbiosa, debolmente cementati, di colore giallastro a struttura caotica e con lenti da spesse a molto spesse di argille e sabbie, a stratificazione obliqua contraria all'embriciatura dei ciottoli. I clasti, arrotondati e sferici, di dimensione variabile dal ciottolo al blocco di 50 cm, sono rappresentati da prevalenti quarzareniti (circa 90%, derivanti dal flysch numidico e/o dal flysch di Monte Soro), da calcari e marne, da subordinate metamorfiti di vario grado, e da rari ciottoli vulcanici fortemente alterati (basalti tholeiitici vacuolari).

La formazione affiora esclusivamente nei dintorni di Motta S. Anastasia tra Piano Tavola, M. Tiriti e Femmina Morta a nord, e tra il borgo Mondianello e Poggio Mendolo a sud.

Raggiunge lo spessore massimo di 70 m circa nell'omonimo colle.

Il passaggio alle sottostanti sabbie GII è in parte eteropico, ed è marcato frequentemente da contatti erosivi, da imputare alla forte energia che accompagnava la messa in posto dei corpi sedimentari grossolani durante le fasi di piena (KIEFFER, 1971).

Questi depositi sono risultati sterili alle analisi micropaleontologiche. Il tentativo di datazione fatto da KIEFFER (1971) sulla base dei ciottoli vulcanici presenti

nelle ghiaie sembra, tra i metodi di datazione, quello migliore; l'Autore assegna questo deposito alla parte terminale del Pleistocene medio, sulla base della presenza di ciottoli vulcanici costituiti solamente dalle lave subaeree e della serie sub-alcalina (tholeiiti) che affiorano fra Adrano e Paternò (BRANCA *et alii*, 2004). Poiché tali manifestazioni vulcaniche tholeiitiche hanno un'età radiometrica di 315 ± 50 ka - 262 ± 18 ka (GILLOT *et alii*, 1994), mentre i primi prodotti alcalini etnei s.s. sono datati a 172 ± 10.5 ka (GILLOT *et alii*, 1994), l'età della formazione è compresa in questo *range* temporale e pertanto è Pleistocene medio, parte alta.

L'unità litologica è riferibile ad un ambiente transizionale di piana alluvio-deltizia.

4. - DEPOSITI CONTINENTALI E VULCANITI QUATERNARI

4.1. - PRODOTTI DEL DISTRETTO VULCANICO DEL MONTE ETNA E DEPOSITI TERRAZZATI DELLA PIANA DI CATANIA

I prodotti vulcanici ed i depositi alluvionali terrazzati affioranti nel Foglio "Paternò" sono stati classificati in unità UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Unit*; NORTH AMERICAN COMMISSION STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983) come proposto dal Servizio Geologico (PASQUARÈ *et alii*, 1992). Nei confinanti fogli "Catania" ad est e "Monte Etna" a nord, per i depositi alluvionali terrazzati, sono state adottate le categorie senza formali connotazioni stratigrafiche previste dal Dizionario delle unità quaternarie del SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1997, 2003), che fanno riferimento alla genesi dei depositi; è stata tuttavia curata la corrispondenza tra i vari litosomi.

4.1.1. - *sintema Adrano (AAD)*

Il sintema Adrano, definito nell'ambito di questo Foglio, affiora lungo il margine della copertura vulcanica immediatamente ad est dell'abitato di Paternò. I relativi prodotti poggiano sul substrato sedimentario e sono ricoperti da quelli dei sintemi Timpe, Concazze e Il Piano.

Limite a letto: la discontinuità è ben visibile in località Fossa della Creta, subito a est di Paternò, dove il limite è rappresentato da una superficie di erosione subaerea impostata sulle sabbie e ghiaie di Villaggio San Giorgio, su cui poggiano le lave della formazione S. Maria di Licodia.

Limite a tetto: la discontinuità è ben visibile tra Paternò e la località Valcorrente, dove il limite è rappresentato sia da una superficie di erosione al tetto delle lave della formazione S. Maria di Licodia, marcata dalla presenza del deposito alluvionale terrazzato di Palazzolo (PSI), che da una discordanza angolare con le lave dei sintemi Concazze e Il Piano.

4.1.1.1. - formazione S. Maria di Licodia (LCD)

La formazione, istituita informalmente in questo Foglio, è costituita da colate laviche, depositi piroclastici prossimali e da un corpo subintrusivo, cui è attribuito il rango di membro, denominato membro Motta S. Anastasia.

Le colate laviche affiorano estesamente fra l'abitato di Paternò, in località Fossa Creta e Valcorrente, e in località Montalto (GARFI, 2004). Esse sono costituite da lave massive a morfologia tabulare, a tessitura porfirica con abbondanti fenocristalli di olivina e rari plagioclasti in glomerofiri. Le lave presentano una patina di alterazione grigio-rossastra e sono in parte coperte da un sottile livello di suolo. Nei pressi della periferia orientale di Paternò il corpo lavico è disarticolato in grossi blocchi di dimensioni plurimetriche, che localmente presentano incrostazioni di policheti. I livelli basali delle lave mostrano una facies a *pillow* che è ben visibile a sud-est di Paternò e nei pressi della Stazione di Valcorrente, dove è anche presente un limitato deposito di ialoclastiti di colore giallo-bruno (Fig. 17). Subito a nord di Valcorrente affiora un deposito piroclastico prossimale costituito da un'alternanza di livelli grossolani dati da bombe a crosta di pane e lapilli scoriacei a struttura subafirica, di colore grigio scuro al taglio, con una superficie di alterazione di colore giallastro, e livelli di ceneri (Fig. 18). All'interno



Fig. 17 - Facies a *pillow* con lenti di ialoclastiti di colore giallo-bruno in località Valcorrente.

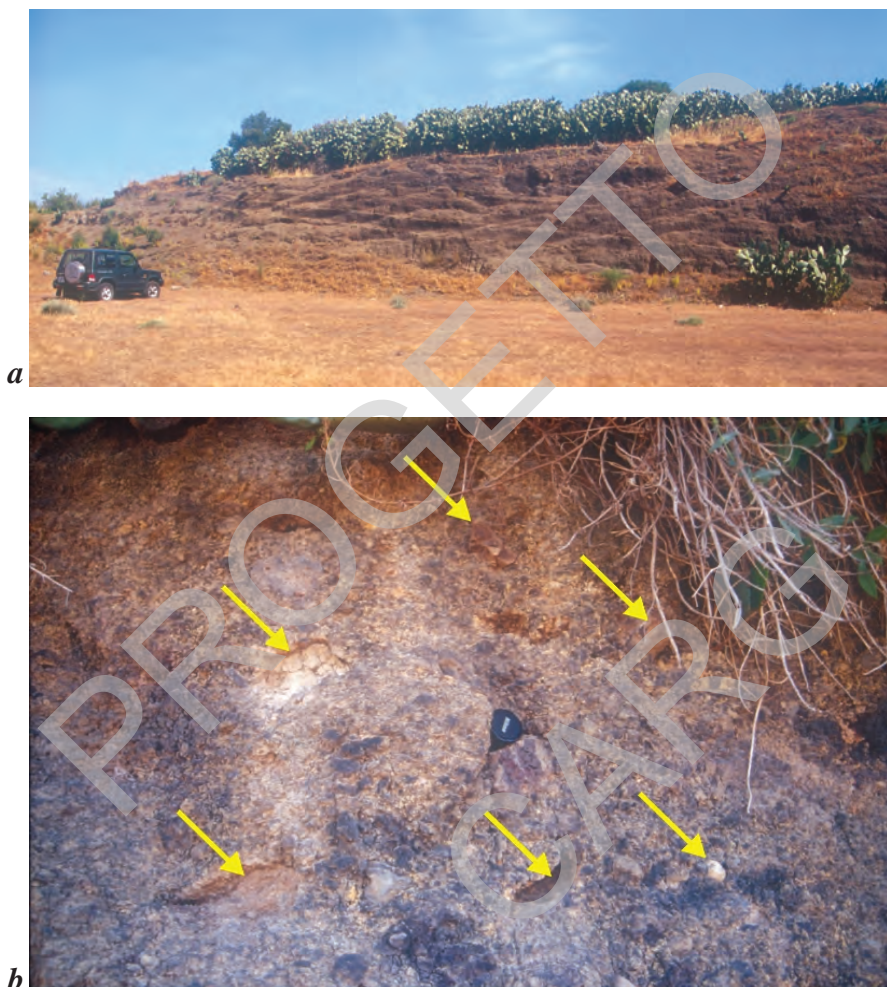


Fig. 18 - a) Vista del relitto della fessura eruttiva localizzata a nord di Valcorrente; b) particolare del deposito piroclastico di caduta, le frecce indicano i litici di natura sedimentaria.

del deposito sono, inoltre, presenti litici di argille-marnose grigio azzurre e di ciottoli quarzoarenititici.

Complessivamente i caratteri giacitureali di questo deposito evidenziano che si tratta del relitto di una fessura eruttiva allungata in direzione circa N-S.

La formazione, che presenta uno spessore variabile da 4 a 10 m, poggia direttamente sulle sabbie e ghiaie di San Giorgio (Fig. 19), mentre il tetto è marcato sia da una discontinuità erosionale indicata dal deposito alluvionale terrazzato di Palazzolo (b_{n6}), che da una discordanza angolare con le colate dei sintemi



Fig. 19 - Contatto fra le lave della formazione S. Maria di Licodia (LCD) e le sabbie infralitorali di San Giorgio (GI) in una cava presso la località Fossa Creta.

Concazze e Il Piano.

Dal punto di vista compositivo le vulcaniti di questa formazione sono basalti tholeiitici sub-alcocalini (CORSARO & POMPILIO, 2004 e bibliografia annessa).

Le colate laviche di questa formazione sono state attribuite nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) alle “Lave Subalcocaline di Base”, mentre il deposito piroclastico formante la fessura eruttiva di Valcorrente era stato interpretato come un deposito epiclastico appartenente ai “Centri Eruttivi Alcalini Antichi”.

Le lave di questa formazione sono state datate 309 ± 14 ka da TRIC *et alii* (1994) e $315.0 \pm 50.0 - 262.0 \pm 18.0$ ka da GILLOT *et alii* (1994) in località Valcorrente. Esse costituiscono la porzione più orientale di un vasto *plateau* lavico che si estende da una quota di circa 650 m in corrispondenza del paese di Adrano fino ad una quota di circa 300 m in località Valcorrente. Tale *plateau* rappresenta il più antico prodotto vulcanico di tipo subaereo affiorante nella regione etnea ed è stato attribuito da BRANCA *et alii* (2004) alla fase eruttiva di tipo fissurale denominata “Tholeiiti di Base”.

membro Motta S. Anastasia (LCD₀₁)

È in gran parte costituito da un corpo lavico subvulcanico (neck) intruso nella successione sedimentaria quaternaria in corrispondenza dell’abitato di Motta S. Anastasia, dove mostra un contatto verticale con i depositi alluvionali terrazzati. Il

corpo subvulcanico ha un'ampiezza di circa 400x200 m e un'altezza visibile di circa 60 m, ed è caratterizzato da una spiccata fessurazione colonnare. Le lave hanno una tessitura porfirica, con abbondanti fenocristalli di olivina e subordinati plagioclasti; presentano una patina di alterazione, mentre al taglio sono grigio-scuro. Lungo le pareti e in corrispondenza del tetto dell'ammasso lavico sono presenti dei limitati affioramenti di deposito piroclastico prossimale costituito da bombe e brandelli scoriacei rossastri e lapilli scoriacei neri. Le bombe sono poco vescicolate, nere al taglio, e generalmente presentano una superficie a crosta di pane. All'interno del deposito sono, inoltre, presenti numerosi litici di natura sedimentaria dati da ciottoli eterolitologici derivanti dai depositi alluvionali terrazzati. Dal punto di vista litologico le bombe contengono fenocristalli di olivina e minore plagioclasio.

Composizionalmente le lave di questo membro sono dei basalti tholeiitici sub-alcalini (CORSARO & POMPILIO, 2004 e bibliografia annessa). Tale corpo subvulcanico è stato attribuito nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) alle "Lave Subalcaline di Base". BRANCA *et alii* (2004) considerano il *neck* di Motta S. Anastasia come il relitto di un grosso apparato eruttivo monogenico, relativo alla fase eruttiva di tipo fissurale denominata "Tholeiiti di base".

4.1.2. - *sintema paleo-Simeto (PSI)*

Ghiaie e conglomerati a matrice sabbiosa, debolmente cementati, di colore giallo-brunastro, cui si intercalano lenti da spesse a molto spesse di argille e sabbie di colore grigio-giallastro, a stratificazione obliqua. I clasti di dimensione media di 20 cm, eccezionalmente fino a 50 cm, arrotondati e sferici, sono rappresentati da prevalenti quarzareniti, da ciottoli carbonatici di varia natura e colorazione, da marne di colore da verde a grigiastro, da subordinate metamorfiti di vario grado e da rari ciottoli di basalti tholeiitici vacuolari fortemente alterati con una patina di colore bruno-rossastro. La struttura è caotica. Costituiscono il deposito terrazzato presente ad est della cittadina di Paternò, tra Palazzolo e C.da Bonifica Manganeli, esteso da q. 350 a circa 320 m, debolmente degradante verso sud.

L'unità è delimitata inferiormente da una superficie di discordanza sulle colate laviche massive della formazione S. Maria di Licodia (LCD). La superficie-limite di tetto, anch'essa erosiva, è definita dalle lave della formazione Piano Provenzana (UPP) (colata Masseria S. Vito UPP_{v0}) e dalla colata di M. San Leo (UTF_{i21e}) della formazione Torre del Filosofo (sintema Il Piano).

Corrisponde al deposito alluvionale terrazzato del paleo-Simeto (b_{nc}) del limitrofo Foglio "Monte Etna" e ai depositi alluvionali terrazzati (b_{nn}) del Foglio "Catania".

Lo spessore varia da qualche metro a 15 m, ed è massimo verso nord.

La natura del deposito prevalentemente silicoclastica, la presenza sporadica di clasti basaltici esclusivamente di serie tholeiitica (formazione S. Maria di Licodia), la mancanza di clasti di basalti olivinici di serie alcalino-sodica riferibili ai prodotti del sintema Timpe, testimoniano che il deposito terrazzato di Palazzolo si è formato precedentemente alla messa in posto dei prodotti della formazione Simeto (SIM).

Pertanto, in mancanza di datazioni dirette del deposito, l'età dell'unità per posizione stratigrafica rimane confinata alla parte alta del Pleistocene medio.

4.1.3. - *sintema Timpe (TPM)*

Il sintema Timpe è stato definito nel Foglio "Acireale" e affiora, limitatamente al territorio in esame, lungo il margine della copertura vulcanica in corrispondenza dell'abitato di Paternò e in località Tre Are. I relativi prodotti poggiano sia sul substrato sedimentario che sulle lave del sintema Adrano e sono ricoperti dai prodotti dei sistemi Concazze e Il Piano.

Limite a letto: la discontinuità è rappresentata dal contatto fra il cono di scorie di Paternò (formazione Simeto) e il substrato sedimentario.

Limite a tetto: la discontinuità è ben visibile in località Tre Are e a Paternò, dove il limite è rappresentato da una superficie di erosione al tetto delle vulcaniti della formazione Simeto.

4.1.3.1. - *formazione Simeto - membro Paternò (SIM₁)*

È costituita da una successione lavica, affiorante lungo la costa ionica, alimentata da fessure eruttive localizzate lungo il sistema strutturale delle Timpe. In questo Foglio i prodotti della formazione Simeto sono caratterizzati da colate laviche fortemente smantellate (SIM₁) e da un deposito piroclastico prossimale (SIM_{1a}).

In corrispondenza di Paternò affiora un deposito piroclastico prossimale (SIM₁), che rappresenta il relitto di un grosso cono di scorie allungato per circa 800 m in direzione N-S, con un'altezza di circa 100 m (GARFÌ, 2004) (Fig. 20). Il



Fig. 20 - Vista da sud della fessura eruttiva di Paternò e delle lave ad essa associate isolate dall'erosione.

deposito piroclastico è costituito da bombe e lapilli scoriacei, fortemente alterati, con patina di ossidazione giallastra in corrispondenza delle superfici esposte, in cui sono presenti litici dati da ciottoli quarzarenitici. Subito a sud del cono di scorie sono presenti limitati affioramenti del deposito piroclastico in facies distale (**SIM_{1b}**) costituito da un'alternanza di livelli di ceneri e di lapilli scoriacei. Lungo i versanti del cono di scorie affiorano le colate laviche relative a questo apparato eruttivo, che si presentano fortemente smantellate, decorticate della porzione scoriacea e sono modellate dall'erosione eolica. Le lave sono massive a tessitura porfirica con grossi fenocristalli di pirosseno e olivina in glomerofiri di dimensioni centimetriche, immersi in pasta di fondo grigio scura e presentano uno spessore di circa 50 m. Altri affioramenti di lave riferibili a quest'unità sono localizzati subito a nord di Valcorrente, in corrispondenza di località Tre Are. In quest'area si trova un affioramento di estensione limitata costituito da una colata lavica massiva, disarticolata in grossi blocchi che si presentano intensamente erosi con strutture alveolari causate dall'azione eolica. Le lave hanno tessitura porfirica con abbondanti fenocristalli di pirosseno e olivina, talvolta in glomerofiri, e sono caratterizzate da una patina di alterazione grigio-rossastra sulle superfici esposte, di spessore millimetrico.

La formazione ha spessore variabile da pochi metri fino a circa 100 m; poggia direttamente sia sul substrato sedimentario che sulle lave del sistema Adrano, mentre il tetto è marcato sia da una discontinuità erosionale, che da una discordanza angolare con le colate dei sistemi Concazze e Il Piano.

Dal punto di vista composizionale le vulcaniti sono basalti alcalini (cfr. formazione La Timpa, Foglio "Acireale", CORSARO & POMPILIO, 2004 e bibliografia annessa).

Le colate laviche di quest'unità sono state attribuite nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) ai "Centri Eruttivi Alcalini Antichi" (ROMANO, 1982). Le lave di questa formazione, relative al cono di scorie di Paternò, sono state datate 169.0 ± 9.0 ka da TRIC *et alii* (1994) e 172.0 ± 10.5 - 163.0 ± 11.0 ka da GILLOT *et alii* (1994). I prodotti di quest'unità sono stati attribuiti da BRANCA *et alii* (2004) alla fase eruttiva di tipo fissurale denominata "Timpe", in particolare essi costituiscono i prodotti, ormai quasi del tutto smantellati dai processi erosivi, di un'attività eruttiva periferica rispetto a quella principale che interessava la costa ionica lungo il sistema di faglie delle Timpe.

UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

I depositi che costituiscono queste unità sono distribuiti tra il medio-basso corso dei fiumi Dittàino, Gornalunga e Simeto, entro una fascia altimetricamente collinare compresa tra la quota 65 m nei pressi di Sferro (in sinistra del Dittàino) e i 350 m a nord di Borgo Franchetto (in destra del Dittàino) e di Palazzolo (in sinistra del Simeto). I depositi hanno tessitura clastica: prevalentemente ghiaiosa per il F. Dittàino, limosa e limoso-sabbiosa per il F. Gornalunga, sabbiosa e conglomeratica per il F. Simeto; la composizione è differente in funzione dei bacini

di appartenenza, caratterizzati da terreni attribuibili ad unità ionidi, sicilidi, iblee e vulcaniche.

Le cattive condizioni di affioramento di questi depositi, evidenziati solo dai lavori stagionali di aratura ed eccezionalmente da qualche sbancamento artificiale per scopo irriguo, non hanno permesso di raccogliere dati sufficienti per effettuare una ricostruzione dettagliata dell'assetto stratigrafico.

A differenza dei depositi alluvionali terrazzati del F. Simeto per i quali esiste un controllo sulla loro distribuzione, sul numero di terrazzi e dell'età, in quanto essi si correlano con i prodotti vulcanici etnei, per i depositi alluvionali terrazzati dei fiumi Dittàino e Gornalunga tale controllo non esiste, come pure mancano un'analisi morfologica di bacino e dati che consentano un inquadramento cronologico preciso di tali sedimenti.

I bacini cui sottendono i fiumi Simeto, Dittàino e Gornalunga hanno caratteri fisiografici, morfologici e strutturali peculiari e differenti, in quanto si collocano in aree di Catena (Dittàino e Simeto), di Avanfossa (Gornalunga), e alle pendici di un vulcano in "crescita" (Simeto), cioè settori soggetti a erosione e sollevamento differenziale. Al fine di evitare di correlare fra loro depositi appartenenti a cicli deposizionali distinti, riferiti a bacini idrografici diversi, le unità alluvionali terrazzate presenti nel territorio in esame sono state suddivise nei sistemi F. Gornalunga (**GNA**), F. Dittàino (**DIT**) e F. Simeto (**SFO**), di età Pleistocene superiore.

4.1.4. - sistema F. Gornalunga (**GNA**)

Unità alluvionale terrazzata caratterizzata da varie tessiture e spessore. Nel Foglio "Paternò" affiora solo il subsistema di C. Zuccarello (**GNA₁**) che rappresenta il deposito terrazzato dei due placconi di C. Zuccarello posti tra quota 150 e 125 m.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, ha assetto suborizzontale ed è modellata nei sedimenti argilloso-marnosi della formazione Terravecchia (litofacies **TRV_a**).

La superficie-limite superiore coincide con quella topografica ed è suborizzontale.

Lo spessore, generalmente modesto e molto variabile, eccezionalmente raggiunge i 5 m.

L'età è Pleistocene superiore.

4.1.4.1. - subsistema di C. Zuccarello

È costituito da sabbie e suolo agrario con subordinate lenti ghiaiose di colore giallastro, talora rossastro, a clasti poligenici da 2 a 20 cm, per lo più arrotondati e sferici. La frazione ghiaiosa è caratterizzata da una buona percentuale di clasti calcarei evaporitici e da gessi macroselenitici, oltre a quarzareniti, marne e

subordinatamente lavici basici attribuibili al vulcanesimo ibleo. I ciottoli presentano mediamente una buona sfericità e un elevato grado di arrotondamento, fatta eccezione per i clasti angolosi di gesso.

4.1.5. - *sintema F. Dittàino (DIT)*

Unità alluvionale prevalentemente grossolana, terrazzata, suddivisa su base altimetrica nei subsintemi di S. Giovanni Bellone (**DIT₁**) e di Mass. Ninfa (**DIT₂**), posti a quote progressive sul fondo vallivo.

La superficie limite basale del sintema F. Dittàino, di natura erosiva, è suborizzontale ed è modellata su vari termini del substrato costituito dai terreni delle unità ionidi, sicilidi e mio-plioceniche dei bacini satellite, sino ai depositi subetnei argillosi FAG e sabbioso-ghiaiosi GII. L'originaria continuità laterale della superficie basale è interrotta dalle numerose incisioni vallive, strette ed incassate (F.so Carbonaio, V.ne Canazzi, V.ne Vassallo, V.ne della Lavina, V.ne Turcisi, F.so Urso, F.so Vaccarizzo, V.ne Franchetto, V.ne Olmo, V.ne Maglitta) che drenano il settore collinare del gruppo di M. Judica-M. Turcisi, e dalle incisioni (V.ne Petroso, V.ne della Rosa, V.ne dell'Aranciaro, V.ne S. Todaro, V.ne Fontana Murata, V.ni Sferro-Gammarella, V.ne Tirabue) che dissecano le dorsali Cugno d'Oro-M. Pulicara-M. Serra di Spezia, rispettivamente in destra e sinistra del Dittàino.

La superficie limite sommitale coincide con quella topografica. Attualmente l'unità è rappresentata da una serie di superfici subpianeggianti che si raccordano con i depositi alluvionali recenti della Piana di Catania, o sono poste alla sommità delle dorsali collinari e tra loro separate da scarpate che testimoniano distinti episodi di approfondimento erosivo del corso del Dittàino e dei suoi tributari, che hanno "risposto" al progressivo sollevamento di questo settore di catena.

L'età è Pleistocene superiore.

4.1.5.1. - subsintema di S. Giovanni Bellone (**DIT₁**)

Ghiaie di colore giallo-rossastro, clastosostenute con ciottoli poligenici da arrotondati a sub-spigolosi di 2-20 cm di diametro; ghiaie sabbiose e subordinate sabbie e suolo agrario con lenti di limi e/o argille. La frazione ghiaiosa è rappresentata da prevalenti clasti quarzarenitici e da minori litareniti, calcari, marne e diaspri. I litotipi silicei sono abbondanti nei depositi terrazzati posti alle pendici delle dorsali M. Vassallo-M. Turcisi.

Costituiscono il deposito terrazzato dislocato tra quota 355 e 130 m. In destra idrografica del Dittàino sono stati riferiti a questo subsintema i depositi terrazzati presenti ai lati della dorsale di M. S. Giovanni, lungo l'alto corso del V.ne della Lavina e del Fosso Carbonaio. In sinistra idrografica del Dittàino i vari depositi terrazzati sono dislocati tra la quota massima di circa 340 m (terrazzo di Solfara

Salinà, settore nord-occidentale del Foglio al limite col Foglio “M. Etna”) e 130 m (in sinistra del V.ne Gammarella).

Spessore fino a 5 m.

L'età è Pleistocene superiore.

4.1.5.2. - subsistema di Mass. Ninfa (**DIT₂**)

Ghiaie e ghiaie sabbiose di colore giallastro, talora rossastro, a clasti poligenici da arrotondati a sub-spigolosi di 2-20 cm di diametro. La frazione ghiaiosa è caratterizzata da prevalenti clasti quarzarenitici e da minori litareniti, calcari, e marne.

Costituiscono il deposito terrazzato distribuito tra quota 215 e 120 m. In destra idrografica del Dittàino sono stati attribuiti a questo subsistema i depositi presenti tra i tributari Fosso Urso, Fosso Vaccarizzo e i valloni Franchetto e della Lavina; in sinistra idrografica quelli presenti tra i valloni Fontana Murata e Sferro.

Spessore fino a 10 m nei depositi distribuiti a quote più basse.

L'età è Pleistocene superiore.

4.1.6. - sistema F. Simeto (**SFO**)

Unità alluvionale terrazzata, tessitualmente eterometrica, suddivisa, su base morfologica e stratigrafica, nei subsistemi di Vasadonna (**SFO₁**), Schettino (**SFO₂**) e di Piana del Fico (**SFO₃**), variamente estesi e di spessore variabile da pochi metri a 10 m.

I subsistemi sono delimitati alla base da superfici erosive di discontinuità rappresentate dai prodotti emessi dall'Etna nelle fasi di attività tra il sistema Timpe e il sistema Concazze, o da superfici di discordanza sul substrato sedimentario marino rappresentato dalle formazioni del Miocene medio-superiore di Castellana Sicula (SIC), Terravecchia (TRV), Gruppo della Gessoso-Solfifera (formazione di Cattolica, membro Selenitico - GTL2), dai terreni del gruppo dei depositi subbetnei (FAG, GII, TIR) del Pleistocene inferiore-medio. Il limite di tetto, erosivo, coincide sempre con la superficie topografica, fortemente pedogenizzata.

4.1.6.1. - subsistema di Piana del Fico (**SFO₁**)

Sabbie di colore ocra, a granulometria da fine a grossolana, a volte in livelli cementati, e ghiaie grossolane o conglomerati poco cementati ad elementi poligenici ed eterometrici. La composizione nell'insieme è alquanto omogenea. Sulla superficie del deposito talora sono presenti ciottolame e lenti sabbioso-terrose di colore rosso-bruno, oltre a livelli sottili calcareo-travertinosi.

Il deposito costituisce un'ampia superficie terrazzata estesa da quota 275 m

(nel settore sud-est di Paternò) a 190 m circa (ad ovest di Motta S. Anastasia), riferibile ad un solo ordine di terrazzamento, quindi ad un'unica fase deposizionale. Nell'insieme tale superficie è separata da deboli gradini morfologici che delimitano tre sub-ordini di terrazzamento: il primo gradino è ubicato tra q. 260 e 245 m, in sinistra del V.ne Salato; il secondo tra q. 245 e 200 m, in C.da Piana del Fico; il terzo tra q. 200 e 190 m, a sud-ovest di Motta S. Anastasia. Le superfici a diversa quota definite da tali gradini e rilevabili attualmente sono state determinate da successivi fenomeni di erosione legati al progressivo approfondimento della valle attuale del T. Finaita, a seguito dell'azione combinata di oscillazioni del livello di base e della "crescita" del fianco meridionale dell'edificio vulcanico.

L'unità è delimitata inferiormente da una superficie di discordanza angolare sui vari termini sedimentari del gruppo dei depositi subetnei (FAG, GII e TIR) e su quelli vulcanici del sistema Adrano (LCD, compreso il corpo subvulcanico LCD₀₁ di Motta S. Anastasia). La superficie-limite superiore, per lo più coincidente con quella topografica, è definita presso Valcorrente dalle lave della colata di Mass. San Vito (UPP_{vo}) della formazione Piano Provenzana (sistema Concazze).

In destra idrografica del Simeto viene riferito a questo ordine il deposito di Mongiche (q. circa 275), costituito da ghiaie grossolane ad elementi eterometrici di prevalenti evaporiti (calcarei e gessi) in matrice sabbioso-argillosa di colore grigio. L'unità poggia su vari litotipi del Gruppo della Gessoso-Solfifera; la superficie limite superiore coincide con quella topografica. Sempre in destra del Simeto altri depositi terrazzati attribuiti a questo ordine sono quelli di C.da Coda di Volpe (confine tra i fogli "Paternò" e "Monte Etna"). Essi sono distribuiti tra q. 315 e 260 m e sono caratterizzati da ghiaie grossolane silicoclastiche ad elementi poligenici ed eterometrici, in matrice sabbiosa di colore ocrea.

Il limite inferiore è definito dall'appoggio sui terreni prevalentemente marnoso-argilloso-sabbiosi della formazione Terravecchia (TRV), quello superiore coincide con la superficie topografica.

I depositi attribuiti a questo ordine di terrazzamento corrispondono *p.p.* a quelli assegnati nel limitrofo Foglio "Monte Etna" ai depositi alluvionali terrazzati b_{nb} .

In destra del Simeto lo spessore dell'unità oscilla da 1 a 2 m; in sinistra del Simeto lo spessore varia da qualche metro a 10 m, con un leggera riduzione da sud verso nord.

L'età è Pleistocene superiore.

4.1.6.2. - subsistema di Schettino (SFO₂)

Conglomerato polimittico ed eterometrico fango-sostenuto, formato in prevalenza da clasti sedimentari e da subordinati clasti vulcanici (10-12%) immersi in matrice argilloso-sabbiosa giallo-bruna (Fig. 21). I clasti sedimentari sono arrotondati, di dimensioni da pluricentriche a pluridecimetriche; il litotipo prevalente è dato da quarzareniti. I clasti vulcanici sono arrotondati, di dimen-

sioni da pluricentriche a pluridecimetrie, e sono costituiti principalmente da lave vacuolari fortemente alterate del sistema Adrano e da lave riferibili al sistema Timpe.

A nord di Paternò tale deposito alluvionale si estende, in parte, sui terreni del flysch numidico formando alcuni limitati corpi terrazzati localizzati tra q. 200 e 175 m, ed è coperto dalle colate laviche del sistema Concazze. In destra del Simeto costituisce i lembi isolati dislocati tra il limite settentrionale del Foglio (distribuiti lungo la Strada delle Valanghe, tra q. 225 e 170 m) e Fondaco Petulenti (q. 180-120 m circa).

Tali depositi costituiscono il relitto di un'antica piana alluvionale connessa con l'evoluzione del reticolo idrografico del F. Simeto, sviluppatasi successivamente alla messa in posto delle colate laviche del sistema Timpe, la cui area di alimentazione era quella dei terreni della catena.

A sud di Paternò a questa unità litologica sono stati correlati i depositi alluvionali costituenti i terrazzamenti più estesi di Villa Prefalaci (q. 195-170) e di Volta dei Cerchi-C. Longo (q. 195-150); in quest'ultimo a C. Roccella, a quota circa 150 m, si individua un blando gradino morfologico. Entrambi i depositi insistono sulle argille grigio-azzurre (FAG).

A sud di Motta S. Anastasia, sono stati riferiti a questo ordine il terrazzo di Ramusa (q. 190-150) e quello di Mondianello (q. 140-120), impostati sulle sabbie e ghiaie di Villaggio S. Giorgio (GII) e sulle ghiaie di M. Tiritù (TIR).

Corrispondono *p.p.* ai depositi alluvionali terrazzati b_{nb} del limitrofo Foglio "Monte Etna".

Complessivamente il deposito ha uno spessore variabile da pochi metri fino a circa 10 m.

L'età è Pleistocene superiore.

4.1.6.3. - subsistema di Vasadonna (SFO₃)

Deposito caratterizzato da sabbie di colore giallastro, con locali livelli limoso-argillosi e ghiaiosi a prevalenti clasti quarzarenitici, arrotondati, e subordinatamente lavici fortemente alterati.

Costituisce l'ampio placcone di Vasadonna, compreso tra V.ne Rotondella Ficuzza e il T. Finaita, e quello a sud di Motta S. Anastasia, tra Crocevento e Malaricotta; entrambi i placconi si estendono da q. 150 a 100 m. Lembi di estensione minore sono localizzati lungo le sponde del V.ne Rotondella Ficuzza, tra q. 165 e 110 m.

In destra idrografica del Simeto sono stati attribuiti a questo ordine i depositi terrazzati di C. S. Agata (q. 130 m circa) e quello di C. Centamore (q. 150 m circa), impostati sulle argilliti silicee del flysch numidico (FYN₃).

Corrispondono *p.p.* ai depositi alluvionali terrazzati b_{nb} del limitrofo Foglio "Monte Etna".

Spessore da qualche metro fino a 10 m.

L'età è Pleistocene superiore.



Fig. 21 - Particolare del deposito alluvionale terrazzato del subsistema di Schettino (SFO₂) in località Stazione di Schettino.

4.1.6.3. - subsistema di Vasadonna (SFO₃)

Deposito caratterizzato da sabbie di colore giallastro, con locali livelli limoso-argillosi e ghiaiosi a prevalenti clasti quarzarenitici, arrotondati, e subordinatamente lavici fortemente alterati.

Costituisce l'ampio placcone di Vasadonna, compreso tra V.ne Rotondella Ficuzza e il T. Finaita, e quello a sud di Motta S. Anastasia, tra Crocevento e Malaricotta; entrambi i placconi si estendono da q. 150 a 100 m. Lembi di estensione minore sono localizzati lungo le sponde del V.ne Rotondella Ficuzza, tra q. 165 e 110 m.

In destra idrografica del Simeto sono stati attribuiti a questo ordine i depositi terrazzati di C. S. Agata (q. 130 m circa) e quello di C. Centamore (q. 150 m circa), impostati sulle argilliti silicee del flysch numidico (FYN₃).

Corrispondono *p.p.* ai depositi alluvionali terrazzati b_{nb} del limitrofo Foglio "Monte Etna".

Spessore da qualche metro fino a 10 m.

L'età è Pleistocene superiore.

4.1.7. - sintema Concazze (CZZ)

Il sintema Concazze è stato definito per la prima volta da CALVARI *et alii* (1994) e da COLTELLI *et alii* (1994), e successivamente nel Foglio “Acireale”. Tale unità sintemica affiora estesamente nei pressi dell’abitato di Paternò e lungo la sponda sinistra del F. Simeto, appoggiandosi sul substrato sedimentario, sul sintema Adrano e sul sintema Timpe, ed è ricoperto dal sintema Il Piano.

Limite a letto: la discontinuità è rappresentata da una marcata superficie d’erosione posta tra le vulcaniti del sintema Adrano e del sintema Timpe e le colate laviche della formazione Piano Provenzana.

Limite a tetto: la discontinuità è rappresentata da una superficie di paraconcordanza con le colate del sintema Il Piano; in questo caso il riconoscimento del limite è marcato dal deposito piroclastico distale relativo al collasso calderico dell’Ellittico (formazione Portella Giumenta, Foglio “Acireale”), che affiora subito a monte del Foglio “Paternò” ed è rappresentato dall’Ignimbrite di Biancavilla-Montalto (DE RITA *et alii*, 1991).

Vulcano Ellittico

Il Vulcano Ellittico è stato istituito come unità litosomatica nel Foglio “Acireale” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 2005). Esso rappresenta l’edificio morfologicamente più prominente del M. Etna. Si tratta di un tipico strato-vulcano, caratterizzato da una forte acclività, che delimita la porzione sommitale del M. Etna, a partire da una quota di circa 1800 m, estendendosi dalla parete settentrionale della Valle del Bove fino all’altezza della Montagnola. La continuità morfologica del fianco settentrionale del Vulcano Ellittico è interrotta, fra Punta Lucia e Pizzi Deneri, da una potente copertura lavica connessa con l’attività eruttiva storica legata al Rift di NE (FAVALLI *et alii*, 1999). La porzione nord-orientale del Vulcano Ellittico affiora con continuità lungo la parete settentrionale della Valle del Bove, coprendo del tutto il Vulcano Rocche. Essa costituisce una complessa e potente successione vulcanica, suddivisa in tre formazioni (v. Foglio “Acireale”) ed estesa da M. Scorsone a Pizzi Deneri. Il versante occidentale dell’Ellittico è, invece, in gran parte mantellato dalle colate del sintema Il Piano, ad eccezione dell’area di Punta Lucia (FAVALLI *et alii* 1999). La successione vulcanica che costituisce la parete settentrionale della Valle del Bove e Punta Lucia è stata attribuita per la prima volta al centro eruttivo dell’Ellittico da ROMANO & GUEST (1979).

La sequenza basale del Vulcano Ellittico è stata datata da TRIC *et alii* (1994) a circa 780-60 ka fa. La porzione sommitale del Vulcano Ellittico è troncata da un’ampia caldera allungata in direzione N-S, con un diametro massimo di circa 3.5 km, denominata Cratere Ellittico da WALTERSHAUSEN (1880), il cui orlo, localizzato fra una quota di 2840 e 2930 m, è ancora conservato a Punta Lucia e a Pizzi Deneri. La caldera dell’Ellittico è stata generata da una serie di eruzioni Pliniane avvenute circa 15 ka fa (KIEFFER, 1973; COLTELLI *et alii*, 2000), i cui prodotti sono ampiamente distribuiti lungo il versante orientale del vulcano (formazione Portella Giumenta, Foglio “Acireale”).

4.1.7.1. - formazione Piano Provenzana (UPP)

Questa formazione comprende, nelle aree del Foglio “Paternò”, prodotti vulcanici che non presentano relazioni dirette con la successione vulcanica dell’Ellittico affiorante lungo la parete settentrionale della Valle del Bove (v. Foglio “Acireale”).

È costituita da colate laviche a tessitura variabile da subafrica a porfirica, con morfologia superficiale prevalentemente di tipo *aa*. Le principali caratteristiche litologiche delle colate laviche di questa formazione sono riportate in Tab. 2.

Affiorano in corrispondenza dell’abitato di Paternò e lungo la sponda sinistra del F. Simeto; nell’area in oggetto (GARFÌ, 2004), costituiscono le porzioni frontali di vasti campi lavici che si originano a monte del Foglio Paternò. Alcune di queste colate hanno raggiunto il corso d’acqua del Simeto causando fenomeni di sbarramento lavico. Attualmente esse (colate di C.da Fossa Cupa, Mass. Spinelli e Casa Pappalardo) formano dei corpi terrazzati lungo la sponda sinistra del Simeto, ad una quota variabile da 100 a 130 m, in conseguenza della reincisione del reticolo di drenaggio del fiume dopo i fenomeni di sbarramento.

I prodotti di questa formazione hanno composizione variabile da hawaiiica a benmoreitica e sono nel complesso sottosature in silice ($ne < 6\%$) (cfr. Foglio “Acireale”; CORSARO & POMPILIO, 2004 e bibliografia annessa).

Le colate laviche di questa formazione, affioranti lungo la sponda sinistra del F. Simeto, sono state attribuite nella CARTA GEOLOGICA DEL M. ETNA (1979) ai prodotti dei “Centri Eruttivi Alcalini Antichi”. La loro posizione stratigrafica rispetto alle vulcaniti del sistema Timpe, unitamente a datazioni radiometriche (da 780-60 ka a circa 15 ka) eseguite a nord dell’area studiata, in località Barcavecchia (GILLOT *et alii*, 1994) su colate laviche con la stessa posizione stratigrafica, indicano che questi prodotti appartengono all’attività eruttiva del Vulcano Ellittico.

4.1.8. - sistema Piana di Catania (SPK)

Unità alluvionale eterolitica ed eterometrica, costituente i depositi terrazzati, più o meno estesi, di conoide e intervallivi, posti a quote progressive lungo le sponde dei fiumi Simeto, Dittàino e Gornalunga.

L’unità è suddivisa, su base morfologica e altimetrica, nei subsistemi di Regalzie (SPK₁) e di Gerbini (SPK₂).

L’unità è delimitata inferiormente da una superficie erosiva su vari terreni del substrato di età estesa dal Miocene al Pleistocene medio, localmente insiste sui depositi alluvionali terrazzati del Pleistocene superiore (GNA, DIT, SFO).

La superficie limite superiore è definita principalmente da quella topografica e localmente da blandi gradini morfologici che raccordano ordini di depositi terrazzati posti a quota superiore.

Le relazioni stratigrafico-morfologiche tra i depositi continentali riferiti al sistema Piana di Catania, benché non supportate da indagini specifiche relativamente ai bacini dei fiumi Dittàino e Gornalunga indicano che a partire dal Pleistocene

Tab. 2 - Descrizione delle colate appartenenti alla formazione Piano Provenzana. I fenocristalli sono descritti in ordine di abbondanza.

Colata	Sigla	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
Masseria San Vito	vo	Lave di colore grigio, a struttura porfirica, con pasta di fondo macrocristallina e pochi fenocristalli di pl (2 mm).	Vasto campo lavico affiorante a monte di Paternò. È caratterizzato da unità di flusso a morfologia <i>aa</i> ; localmente è antropizzato.	Il campo lavico è sede di manifestazioni idrotermali (Salinelle di Paternò). Localmente è ricoperto da suolo e da livelli travertinoidi.
Passo Serana	sr	Lave di colore grigio chiaro a struttura subafirica con rari fenocristalli di pl (3 mm).	Il campo lavico affiora lungo il bordo settentrionale del Foglio. Presenta morfologia fortemente alterata di tipo <i>aa</i> . Localmente è ricoperto da un sottile suolo.	
Contrada Fossa la Lupa	fl	Lave grigio chiaro, con pasta di fondo alterata che a volte assume colorazione rosso-bruno, e con struttura porfirica caratterizzata da numerosi fenocristalli di pl sub-mm e rari px sub-mm.	Il campo lavico affiora lungo il bordo settentrionale del Foglio ed è caratterizzato da una morfologia di tipo <i>aa</i> . In gran parte è coperto da un sottile livello di suolo e da depositi alluvionali.	
Masseria Spinelli	si	Lave di colore grigio a struttura porfirica, con abbondanti fenocristalli di pl (2-4 mm).	La colata affiora in sinistra del F. Simeto ed è in gran parte coperta da deposito alluvionale.	
Contrada Fico d'India	fi	Lave di colore grigio chiaro, a struttura porfirica con numerosi fenocristalli di pl (2 mm) e rari px sub-mm.	Il campo lavico affiora lungo il bordo settentrionale del Foglio e presenta morfologia di tipo <i>aa</i> .	
Casa Pappalardo	rd	Lave a struttura porfirica con grossi fenocristalli di px (5 mm) e subordinate ol mm.	La colata affiora in sinistra del F. Simeto ed è in gran parte coperta da un deposito alluvionale.	
Contrada Davara	dv	Lave di colore grigio scuro, a struttura porfirica con pasta di fondo macrocristallina e numerosi fenocristalli di pl (5 mm), px (5 mm) e ol (2 mm).	Il campo lavico affiora a sud di Belpasso; presenta morfologia alterata di tipo <i>pahoehoe</i> . Localmente è coperto da un livello centimetrico di suolo.	

superiore e nel corso dell'Olocene, esaurite le tendenze alla subsidenza ed al sollevamento dei diversi settori geodinamici compresi nel territorio del Foglio, i tre corsi d'acqua hanno avuto un'evoluzione comune.

Sui depositi del sintema è situata Catenanuova, uno dei paesi ad economia agricola più produttivo dell'*hinterland* catanese.

4.1.8.1. - subsintema di Regalzie (SPK₁)

È costituito da un'alternanza di livelli sabbiosi di colore giallastro, con lenti di limi e limi sabbiosi, di livelli limoso-argillosi e livelli conglomeratici (Fig. 22). Per gran parte della sua estensione tale deposito è coperto da circa 0.5-1 m di suolo agrario. I conglomerati sono eterolitologici ed eterometrici costituiti da clasti sedimentari e vulcanici, immersi in matrice di colore dal giallo-bruno al grigio-scuro, talvolta cementata. I clasti sedimentari, in prevalenza quarzarenitici, sono arrotondati di dimensioni da pluricentriche a decimetriche. I clasti vulcanici sono eterolitologici da arrotondati a sub-spigolosi, di dimensioni da pluricentriche a pluridecimetriche. Complessivamente il contenuto dei clasti di natura sedimentaria e vulcanica è molto variabile in percentuale nei diversi livelli.

Tale unità costituisce l'esteso deposito alluvionale terrazzato di Regalzie, localizzato lungo la sponda sinistra del F. Simeto, fra q. 150 e 90 m. Esso poggia sia sulle argille brecciate (ab), che sulle lave del sintema Concazze ed è coperto dalle colate del sintema Il Piano. Localmente, alla q. 100 m, presenta un blando gradino morfologico che delimita un sub-ordine.

Quest'unità rappresenta il deposito alluvionale connesso con l'approfondimento del reticolo idrografico del F. Simeto, sviluppatosi durante e in seguito alla messa in posto delle colate laviche del sintema Concazze. La presenza di livelli conglomeratici, costituiti in gran parte da clasti vulcanici, evidenzia la presenza di un apporto locale connesso con un paleo-reticolo impostato sul versante occidentale del vulcano Ellittico, in aggiunta a quello principale proveniente dai terreni della Catena.

Al placcone di Regalzie si correlano i depositi alluvionali che, in destra del Simeto, costituiscono l'ampio terrazzamento di Poggio del Monaco (q. 120-85, con un blando gradino a q. 100 m). Esso poggia su vari termini del substrato (argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova, fm. di Polizzi, flysch numidico, fm. Terravecchia) e passa lateralmente, con contatto sfumato e incerto, determinato solo dal cambiamento tessiturale e compositivo del deposito, a quello di pari ordine (DIT₂) del F. Dittaino.

A sud di Motta S. Anastasia sono stati attribuiti a questo ordine i terrazzi di Campochiaro e di Pezza Bianca-Villaggio N.A.T.O., distribuiti tra q. 100 e 50 m, con un blando gradino morfologico a q. 75 m.

Tali depositi corrispondono *p.p.* a quelli alluvionali terrazzati b_{na} del Foglio "Monte Etna" e ai depositi alluvionali terrazzati bn₂ del Foglio "Catania".



Fig. 22 - Deposito alluvionale terrazzato del subsistema di Regalizie (SPK₁). Particolare del deposito alluvionale formato da un'alternanza di livelli conglomeratici e livelli sabbiosi di colore giallo-bruno. Il livello di tetto è costituito principalmente da clasti vulcanici.

Lungo il medio corso del F. Dittaino, in sinistra idrografica, i terreni alluvionali riferiti a questo subsistema sono dislocati tra quota circa 200 m e 85 m e costituiscono i depositi terrazzati, più o meno estesi, di Cugno d'Oro, C.se Cocuzza, Catenanuova (q. 200-175 m), e quelli posti tra i valloni della Rosa e Tirabue (q. 175-85 m). In destra idrografica i depositi alluvionali, distribuiti tra quota circa 125 e 75 m, costituiscono i terrazzamenti di q. 125 m circa tra i valloni della Lavina e Turcisi, e quelli di quota 100-85 tra Capezzana, Vallone Olmo e Polmone.

La composizione litologica è simile a quella dei depositi posti a quota maggiore, varia la tessitura che è prevalentemente ghiaiosa, localmente sabbiosa, limoso-sabbiosa e/o ghiaiosa.

Lungo il F. Gornalunga sono attribuiti a questo subsistema i terrazzamenti, dislocati tra 135 e 75 m, di Cacocciollella Palma, di Serralunga, di Mass. Pesce e Mass. Moligno (in sinistra del F. Gornalunga), e quelli di C. Nevarisi e C. Scuderi (in destra del F. Gornalunga).

La composizione del deposito è caratterizzata da limi ghiaiosi e/o sabbiosi, lo spessore varia da pochi metri a 15 m.

L'età è Pleistocene superiore-Olocene.

4.1.8.2. - subsintema di Gerbini (**SPK₂**)

Sabbie ghiaiose di colore giallastro, talora rossastro a clasti poligenici ed eterometrici, per lo più arrotondati di diametro da 2 a 20 cm, localmente la frazione ghiaiosa è prevalente (F. Simeto); ghiaie e ghiaie sabbiose (F. Dittàino); limi ghiaiosi (F. Gornalunga).

L'intensa attività agricola ed antropica, maschera la natura del deposito che, nel caso specifico, è stata ricavata dalla stratigrafia di un discreto numero di pozzi e di sondaggi geognostici disponibili per quest'area (v. Appendice 1).

Costituisce i due estesi terrazzamenti di Gerbini e di la Rotondella, localizzati rispettivamente in destra e in sinistra del Simeto, compresi tra quota 80 e 45 m il primo, e 90-35 m il secondo. Ulteriori lembi di estensione minore sono presenti a sud di M. Castellaccio (q. 100-83 m), e a sud di Poggio Monaco (q. circa 100 m).

Tale deposito rappresenta l'ultimo ordine di terrazzamento del F. Simeto; esso verso monte è modellato sulle argille della formazione FAG, mentre a valle si raccorda con i depositi alluvionali recenti della Piana. Nel limitrofo Foglio "Monte Etna" esso corrisponde *p.p.* al deposito alluvionale terrazzato b_{na} , e nel Foglio "Catania" al deposito bn_1 , delimitato a tetto dai prodotti della formazione Torre del Filosofo (intervallo 15 ka-3,9 ka, UTF₁₁) del sintema il Piano.

In sinistra idrografica del F. Dittàino i depositi di questo subsintema costituiscono il terrazzamento di Stazione di Catenanuova-Centuripe (q. 175-150 m), di Mass. Diodato (q. 145 m), di V.ne dell'Aranciaro (q. 150-125 m) e di C.lo di Sferro (q. 75-65); in destra idrografica l'unico terrazzo riferito a questo subsintema è quello a sud di Ramione (q. 85 m).

In sinistra idrografica del F. Gornalunga il deposito **SPK₂** forma il terrazzo a sud di Cococciolella Palma (q. circa 100 m) e quello di Mass. Landolina (q. 90-75 m). Spessore affiorante fino a 10 m.

L'età è Pleistocene superiore-Olocene.

4.1.9. - sintema Il Piano (**ILP**)

I prodotti del sintema Il Piano, definito per la prima volta da CALVARI *et alii* (1994) e da COLTELLI *et alii* (1994) e successivamente nel Foglio "Acireale", costituiscono gran parte dell'area vulcanica del Foglio "Paternò" e coprono le vulcaniti dei sintemi, Concazze, Timpe e Adrano.

Limite a letto: la discontinuità è generalmente rappresentata da una superficie di paraconcordanza con le colate del sintema Concazze; in questo caso il riconoscimento del limite è marcato dal deposito piroclastico distale relativo al collasso calderico dell'Ellittico (formazione Portella Giumenta, Foglio "Acireale") che affiora subito a monte del Foglio "Paternò" ed è rappresentato dall'Ignimbrite di Biancavilla-Montalto (DE RITA *et alii*, 1991).

Limite a tetto: superficie topografica attuale.

Vulcano Mongibello

Il Vulcano Mongibello, istituito come unità litosomatica nel Foglio “Acireale”, è formato dai prodotti eruttati negli ultimi 15 ka (formazione Torre del Filosofo), che coprono in maniera uniforme circa l’85% della superficie dell’edificio vulcanico, costituendo l’assetto morfologico attuale del Monte Etna. Le colate laviche del Vulcano Mongibello hanno mantellato la morfologia preesistente nella zona sommitale e obliterato in gran parte le morfologie vulcaniche più antiche nelle aree distali. L’attività eruttiva sommitale del Vulcano Mongibello ha colmato la caldera del Vulcano Ellittico, costruendo un nuovo cono sommitale, il cui assetto morfologico è stato modificato con la formazione della caldera de Il Piano (Cratere Il Piano, WALTERSHAUSEN, 1880) generata durante l’eruzione Pliniana del 122 a.C. (COLTELLI *et alii*, 1998). L’attività eruttiva storica degli ultimi 2 ka ha colmato del tutto questa caldera, formando il cono sommitale attuale. L’orlo meridionale della caldera de Il Piano era localizzato a una quota di circa 2900 m, in corrispondenza del rifugio Torre del Filosofo, da cui si sviluppa un’area caratterizzata da una morfologia sub-pianeggiante, delimitata verso nord dal fianco del cono sommitale. L’attività eruttiva laterale del Vulcano Mongibello ha generato lo sviluppo di numerosi apparati eruttivi monogenici, rappresentati sia da coni che da bastioni di scorie, ampiamente distribuiti lungo i fianchi dell’edificio vulcanico secondo tre allineamenti principali, indicati come *Rifts* di NE, di S e di O (FAVALLI *et alii*, 1999).

4.1.9.1.- formazione Torre del Filosofo (UTF)

Questa formazione, che è stata istituita informalmente nel Foglio “Acireale”, nel Foglio “Paternò” è costituita solamente da colate laviche che coprono, sia in paraconcordanza che in discordanza angolare, le vulcaniti dei sistemi più antichi.

La formazione è stata cartografata a partire dalle unità di rango colata, utilizzando i loro caratteri litologici e la loro posizione stratigrafica relativa.

Per visualizzare l’evoluzione spazio-temporale delle colate rilevate queste sono state raggruppate in 5 intervalli temporali (cfr. Foglio “Acireale”), i cui limiti corrispondono alle più significative eruzioni prodotte dal Vulcano Mongibello. Il primo intervallo copre il periodo successivo alle eruzioni pliniane finali del Vulcano Ellittico (15 ka) fino all’eruzione sub-pliniana picritica avvenuta 3,9 ka (UTF₁₁). Il secondo intervallo copre il periodo dalla eruzione di 3,9 ka fino all’eruzione pliniana del 122 a.C. (UTF₁₂), la più violenta eruzione prodotta dal Vulcano Mongibello. Il terzo intervallo copre il periodo tra l’eruzione del 122 a.C. e l’ultima eruzione prima di quella del 1669 (UTF₁₃), la più grande eruzione effusiva avvenuta in epoca storica. Il quarto intervallo copre il periodo che va dall’eruzione del 1669 sino all’ultima eruzione prima di quella del 1971 (UTF₁₄). Il quinto e ultimo periodo copre l’intervallo dal 1971 al presente, che corrisponde all’ultima fase di intensa attività eruttiva del Vulcano Mongibello, i cui prodotti non affiorano nel Foglio “Paternò”. La descrizione sintetica delle singole colate viene riportata nelle Tab.

3, 4, 5 e 6 che corrispondono agli intervalli sopra descritti.

Le colate laviche costituiscono, in prevalenza, campi lavici composti, caratterizzati principalmente da una morfologia scoriacea di tipo *aa* e/o più complessa sia di tipo *aa* che “*toothpaste*”; raramente la morfologia è di tipo “*pahoehoe*”. Generalmente le colate laviche, che hanno un’età maggiore di 3.9 ka, sono coperte in maniera quasi uniforme da suolo.

La composizione delle lave è variabile da hawaiana a mugearitica (cfr. fogli “Acireale”, “Catania” e “Taormina”) e sono caratterizzate da tessiture variabili da afiriche a porfiriche. Complessivamente il litotipo più frequente presenta una tessitura porfirica con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e olivina in quantità e rapporti molto variabili.

Tali colate laviche e i relativi apparati eruttivi sono stati attribuiti nella CARTA GEOLOGICA DEL M. ETNA (1979) sia ai prodotti del “Mongibello Recente” che a quelli del “Centro Eruttivo dell’Ellittico”.

Tab. 3 - Descrizione delle colate appartenenti all’intervallo 15 ka - 3.9 ka. I fenocristalli sono descritti in ordine di abbondanza.

Colate dell’intervallo 15-3,9 ka	Sigla	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
Quercia di Chiodo	qc	Lave di colore grigio con abbondanti pl (4-5 mm) e subordinati px (2-3 mm) con rare ol sub-millimetriche	Il campo lavico affiora lungo il bordo settentrionale del Foglio. Presenta unità di flusso a morfologia di tipo <i>aa</i> , e localmente di tipo <i>tho-otpaste</i> . Talora è coperto da un sottile livello di suolo, in parte è anche antropizzato.	
Vitelleria	vt	Lave di colore grigio chiaro, caratterizzate da abbondanti pl (3-4 mm) e abbondanti px (6 mm), e numerose ol 3(-4 mm)	Il campo lavico affiora lungo il bordo settentrionale del Foglio e presenta morfologia prevalente di tipo <i>tho-otpaste</i> . È coperto da un livello di suolo spesso fino a 20 cm, ed è in parte antropizzato.	

Poggio la Naca	na	Lave di colore grigio scuro, caratterizzate da abbondanti fenocristalli di pl (2 mm) e rari px mm.	Il campo lavico affiora lungo il bordo settentrionale del Foglio. Presenta morfologia di tipo <i>aa</i> . È antropizzato e coperto da suolo agrario spesso fino a 20 cm.	
Ferro di Cavallo	fr	Lave di colore grigio chiaro a struttura porfirica, con numerosi pl (2-3 mm), minori px (2 mm) e ol mm.	Il campo lavico affiora estesamente a nord di Paternò. È caratterizzato da una morfologia prevalente di tipo <i>thotpaste</i> .	
Misterbianco	mi	Lave di colore grigio scuro, con abbondanti pl (2 mm) e subordinati px e ol delle stesse dimensioni.	Il campo lavico affiora lungo il bordo orientale del Foglio e presenta una morfologia prevalente di tipo <i>pahoehoe</i> .	
Masseria Difesa	di	Lave di colore grigio chiaro con struttura porfirica, e caratterizzate da numerosi pl (3-4), subordinati px (2-3 mm) e ol (1-2 mm).	Il campo lavico affiora in una piccola dagala (bordo nord del Foglio). Presenta morfologia <i>pahoehoe</i> , localmente di tipo <i>aa</i> . La colata è coperta da suolo agrario spesso fino a 50 cm.	
Rocca	rc	Lave di colore grigio scuro a struttura con grossi e abbondanti fenocristalli di pl (fino a 1,5 cm), e subordinati px (fino a 1 cm) e poche ol (fino a 5 mm).	Il campo lavico affiora nella porzione NE del Foglio, ed è caratterizzato da morfologia di tipo <i>aa</i> . La superficie delle lave è leggermente alterata e coperta da un sottile livello di suolo (fino a 20 cm).	L'apparato è costituito da due fratture eruttive disposte <i>en echelon</i> con direzione N-S, che formano due bastioni di scorie saldate, tra quota 900 e 800 m, in corrispondenza di Ragalna, al di fuori Foglio.

Piscitello	ps	Lave di colore grigio chiaro, a struttura porfirica con fenocristalli di pl (2 mm) e subordinati px mm.	Il campo lavico affiora come dagala al di sotto della colata del 1669. È alterato con morfologia di tipo <i>aa</i> , ed è coperto da un sottile livello di suolo.	
Belpasso	be	Lave grigio scuro a struttura porfirica con abbondanti fenocristalli di pl (fino a 1,5 cm), minori px (fino a 1 cm) e rare ol (fino a 5 mm).	Il campo lavico affiora in corrispondenza dell'abitato di Belpasso e presenta una morfologia prevalente di tipo <i>aa</i> .	
Piano Tavola	ta	Lave di colore grigio scuro a struttura porfirica, con pochi fenocristalli di pl mm.	Il campo lavico affiora a nord di Piano Tavola. È alterato con morfologia di tipo <i>aa</i> , ed è in parte coperto da suolo.	
Valcorrente	vc	Lave grigio scuro a struttura porfirica, con pasta di fondo macrocristallina e pochi fenocristalli di pl (2 mm).	Il campo lavico affiora tra Belpasso e Valcorrente, con morfologia di tipo <i>aa</i> ed è coperto da un livello di suolo.	
Pantafurna	pf	Lave grigio scuro a struttura porfirica, con pasta di fondo macrocristallina e pochi fenocristalli di pl (2 mm).	Il campo lavico affiora a NE di Paternò. Presenta unità di flusso a morfologia sia <i>aa</i> che <i>thootpaste</i> . È intensamente antropizzato e coperto da suolo agrario (fino a 30 cm).	
Tre Are	ea	Lave grigio scuro a struttura porfirica, con pasta di fondo macrocristallina e fenocristalli di px (3 mm) e ol (2 mm) e minori pl mm.	Il campo lavico affiora a nord di Paternò, con una morfologia <i>aa</i> , ed è coperto localmente da un livello di suolo spesso fino a 30 cm.	

Tab. 4 - Descrizione delle colate appartenenti all'intervallo 3.9 ka - 122 a.C. I fenocristalli sono descritti in ordine di abbondanza.

Colate dell'intervallo 3,9 ka-122 a.C.	Sigla	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
Monte Arso	aa	Lave di colore grigio chiaro, a struttura porfirica, con abbondanti fenocristalli di pl (3-4 mm), subordinati px (2 mm) e ol mm.	Il campo lavico affiora all'estremità nord-occidentale del Foglio, ed è caratterizzato da sottili unità di flusso a morfologia <i>aa</i> . Sono presenti tumuli e unità di flusso a morfologia <i>thootpaste</i> e a corde. Il fronte del campo lavico si trova immediatamente a nord del paese di Paternò.	La fessura eruttiva è localizzata al di fuori del Foglio, nel <i>Rift</i> di S a 1050 m, ed è costituita da un cono di scorie (M. Arso). La presenza di reperti archeologici risalenti alla facies di Castellucciano (2200-1400 a.C.), al di sotto della colata di C.da Cingalenta, permettono una datazione relativa di questa eruzione. Su queste lave è costruito l'acquedotto Romano del II sec. d.C. circa.
Vignale	va	Lave di colore grigio, a struttura porfirica, con abbondanti pl (3-4 mm), subordinati px (2-3 mm) e rare ol mm.	Le lave affiorano nella parte settentrionale del Foglio, e si trovano al di sotto del campo lavico del 1669. Presentano morfologia di tipo <i>aa</i> e localmente di tipo <i>thootpaste</i> . Sono inoltre presenti tumuli.	
Monte San Leo	le	Lave di colore grigio-chiaro, a struttura porfirica, con abbondanti fenocristalli di pl (5 - 6 mm), px fino a 5 mm e rare ol sub-millimetriche	Il campo lavico affiora da Belpasso fino a Paternò. La morfologia è di tipo <i>aa</i> e localmente di tipo <i>thootpaste</i> . Le lave sono in parte coperte da un sottile livello di suolo.	La fessura eruttiva è localizzata al di fuori del Foglio nel <i>Rift</i> di S a 1100 m, ed è costituita da un cono di scorie (M. S. Leo).

Campo- rotondo Etneo	ce	Lave di colore grigio chiaro a struttura porfirica, con fenocristalli di pl (3-4 mm), px (2 mm) e rare ol mm.	Il campo lavico affiora nella parte orientale del Foglio ed è caratterizzato da morfologia di tipo <i>aa</i> .	
-------------------------	----	---	--	--

Tab. 5 - Descrizione delle colate appartenenti all'intervallo 122 a.C. - 1669. I fenocristalli sono descritti in ordine di abbondanza.

Colate dell'intervallo 122 a.C.-1669	Sigla	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
Monte Sona	ss	Lave di colore grigio scuro, a struttura porfirica, con numerosi fenocristalli di pl mm e subordinati px e ol sempre di dimensioni mm.	Il campo lavico affiora a nord dell'abitato di Paternò ed è caratterizzato da una morfologia sia di tipo <i>aa</i> che di tipo <i>toothpaste</i> . Sono inoltre presenti numerosi tumuli.	La fessura eruttiva, localizzata al di fuori del Foglio nel <i>Rift</i> di S, a circa 1200 m, è costituita da un bastione di scorie impostato sul fianco sud di M. Sona. La colata è stata datata con il metodo del paleomagnetismo al 1000 ± 20 (TANGUY <i>et alii</i> , 2003).

Tab. 6 - Descrizione delle colate appartenenti all'intervallo 1669 - 1971. I fenocristalli sono descritti in ordine di abbondanza.

Colate dell'intervallo 1669-1971	Sigla	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
1669	1669	Lave di colore grigio-scuro caratterizzate da due litotipi: a) con abbondanti px e subordinati pl subcentimetrici; b) con pl ed occasionali px subcentimetrici.	Il campo lavico si sviluppa lungo il bordo orientale del Foglio; presenta morfologia sia di tipo <i>aa</i> che <i>toothpaste</i> ; lo sviluppo di numerose cave ha notevolmente alterato l'originaria morfologia.	La fessura eruttiva è localizzata al di fuori del Foglio nel <i>Rift</i> di S, ad una quota di circa 700 m, ed è costituita da un cono di scorie (M. Rossi) e da un bastione di scorie saldate (Grotta delle Palombe).

4.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E ATTUALI DELLA PIANA DI CATANIA

I terreni alluvionali che colmano la depressione morfostrutturale quaternaria della Piana di Catania affiorano ampiamente nell'area del Foglio "Paternò". Sono costituiti da depositi clastici con tessiture variabili e rappresentano i prodotti dei fiumi Simeto, Dittàino e Gornalunga *p.p.*

Sono caratterizzati da sedimenti attualmente in formazione in alveo (**b_a**) e in continua elaborazione da parte di tutti i corsi presenti nel Foglio, e da alluvioni recenti completamente formate (**b_b**), distribuite a varie quote al di sopra dell'alveo. Dal momento che attualmente i corsi d'acqua sono in fase erosiva, o perché come accade alla confluenza Simeto-Dittàino i corsi sono stati regimentati con argini artificiali a luoghi alti fino a 5 metri, essi, in considerazione anche delle attuali condizioni morfo-climatiche, non sono più capaci di esondare.

4.2.1. - Deposito alluvionale recente (**b_b**)

Il settore centro-meridionale del Foglio "Paternò" è quasi completamente interessato dai depositi alluvionali recenti (**b_b**) dei tre principali fiumi che attraversano l'area in esame e che formano la Piana di Catania.

Trattandosi di un'area pianeggiante, ove non sono presenti sezioni naturali, i depositi che affiorano sono stati caratterizzati e suddivisi in funzione della tessitura o gruppi di tessiture che hanno rapporti di lateralità e/o verticalità.

I gruppi di tessitura prevalenti sono rappresentati da:

- limo, più raramente limo-sabbia di colore bruno e limo-ghiaia con ciottoli quarza-rentici di diametro tra 2 e 25 cm; sabbia a grana da fine a grossolana, ghiaia-sabbia (deposito di piana inondabile). Formano corpi sedimentari a geometria lenticolare, tabulare e nastriforme, che passano lateralmente e verticalmente a depositi alluvionali di conoide, di canale e di argine costituiti da:
- ghiaia poligenica ed eterometrica in abbondante matrice sabbiosa, con blocchi angolosi e con intercalazioni di ghiaia-sabbia; sabbia da grossolana a fine, localmente limo, in strati da sottili a molto spessi, alternata a limo-sabbia e limo, in strati molto sottili e sottili.

Lo spessore complessivo del deposito varia da pochi metri fino ad un massimo di 25 m.

L'età è Olocene.

4.2.2. - Deposito alluvionale attuale (**b_a**)

Costituisce il deposito in formazione in alveo, continuamente rimodellato dalle piene dei corsi d'acqua a regime perenne, anche se fortemente influenzati dai cicli stagionali e dagli interventi antropici. Infatti su tutti i corsi che ricadono nel Foglio sono state effettuate opere di regimentazione che hanno comportato la

sottrazione di considerevoli quantitativi di materiale sabbioso e ciottoloso a valle dei corsi, per la costruzione delle dighe di ritenuta a monte.

Il deposito alluvionale attuale è presente lungo l'asse dei principali fiumi e dei valloni ed è costituito da ghiaie eterometriche a prevalenti clasti sedimentari spigolosi, metamorfici di vario grado appiattiti e/o arrotondati, clasti mineralici di quarzo, lavici smussati (F. Simeto); da ghiaie eterometriche a prevalenti clasti sedimentari arrotondati e ghiaie sabbiose (F. Dittaino); da ghiaie eterometriche a prevalenti clasti sedimentari spigolosi, vulcanici smussati e subarrotondati (F. Gornalunga), oltre a limi argillosi sempre presenti nei tre corsi fluviali.

Lo spessore di questi depositi è generalmente modesto e solo a valle, allo sbocco dei valloni principali, e nelle aree di confluenza dei corsi principali, raggiunge probabilmente potenze dell'ordine della decina di metri.

Sono privi di coltivazioni e di copertura vegetale, ad eccezione di qualche arbusto.

Negli anni '50 il corso del F. Simeto è stato costretto all'interno di argini artificiali, che dall'attuale foce risalgono fino al bordo ovest del Foglio. Questi argini sono costituiti da materiali fini derivanti dai depositi della stessa pianura alluvionale e da blocchi prevalentemente lavici.

La cresta dell'argine si eleva mediamente 3-4 m rispetto alla pianura circostante e una decina di metri rispetto all'attuale *talweg* del fiume. All'interno e a ridosso degli argini sono presenti due ripiani realizzati seguendo in parte e talvolta rettificando e rimodellando la morfologia degli ultimi due ordini di terrazzi. La costruzione degli argini, oltre a costringere il corso del fiume dentro un percorso prestabilito, in qualche modo condiziona il ruscellamento superficiale.

Analoghi interventi sono stati effettuati sul basso corso del F. Dittaino.

4.3. - DEPOSITI UBIQUITARI

4.3.1. - *Travertino* (**f₁**)

Si tratta di un deposito carbonatico di precipitazione chimica, spesso fittamente stratificato e concrezionato, costituito da livelli clastici e da precipitato salino (per lo più CaCO_3). Attualmente è in formazione in corrispondenza delle sorgenti che scaturiscono nei pressi del corso del F. Simeto, al contatto tra le lave e il substrato sedimentario impermeabile.

Il deposito è presente nei pressi dell'abitato di Paternò, con uno spessore in affioramento di 1-2 m circa, dove copre la porzione basale del cono di scorie della formazione Simeto. In quest'area è caratterizzato da due livelli (Fig. 23). Quello inferiore è ben consolidato, da massivo a stratificato con concrezioni di carbonato di calcio di origine secondaria e contenente resti fossili di gasteropodi. L'intervallo superiore è scarsamente consolidato, altamente poroso, con all'interno lenti di argilla di dimensioni centimetriche, e frammenti subangolari di lave provenienti dal cono di scorie di Paternò. Questo livello rappresenta il materiale colluviale dilavato, di derivazione vulcanica, e cementato dal travertino.



Fig. 23 - Orizzonte superiore del Travertino che affiora sull'apparato eruttivo di Paternò.

4.3.2. - Deposito di versante (a)

È presente prevalentemente, per dimensioni cartografabili alla scala della carta, nel settore NE del Foglio, ove insiste esclusivamente sui terreni vulcanici, e alla base delle pareti calcaree della dorsale M. Matteo-M. Gallo-M. Turcisi, più a sud alla base di M. Gambanera e infine lungo il margine meridionale del Foglio, in destra del F. Gornalunga, sul costone formato da rocce solfifere.

Si tratta di un deposito detritico costituito da materiali eterogenei ed eterometrici, localmente a grossi blocchi (a), accumulato essenzialmente per gravità alla base di versanti più o meno acclivi e disposto lungo rotture di pendio. La composizione eterogenea del sedimento riflette ed è influenzata dalle aree sorgenti che, essendo formate da litotipi diversi, forniscono clasti sia carbonatici di varia età e ambiente, sia silicei che arenitici ed evaporitici.

Il detrito è costituito per lo più da litici di dimensione e forma variabile a seconda dello stato di fratturazione delle rocce del substrato; prevalgono gli elementi grossolani di forma angolosa fino a grossi blocchi, frammisti a scarsa matrice ghiaiosa-sabbiosa. L'assetto del deposito è massivo e i clasti, sciolti o debolmente cementati, sono immersi in scarsa matrice ghiaioso-sabbiosa.

Caratteristiche litologiche più omogenee presentano le masse detritiche, che si lo-

calizzano ai piedi dei costoni calcarei di M. Matteo-M. Gallo. In quest'area il detrito, dato esclusivamente da pezzame calcareo eterometrico e con frazione sabbiosa poco significativa, ha spessore modesto, ma costituisce una cintura più o meno continua alla base della parete rocciosa. Localmente il deposito può raggiungere anche 10 m di spessore, fino a consentire l'estrazione di inerti utilizzati soprattutto come materiali da rivestimento nell'edilizia o per la costruzione di massicciate stradali.

4.3.3. - *Deposito palustre (e₅)*

Si tratta di limi e argille nerastri con abbondante frazione organica depositatisi in aree depresse acquitrinose, o in anse abbandonate, come quelli presenti alla confluenza Canale Lenzi Guerrera-F. Dittaino.

4.3.4. - *Deposito di frana (a₁)*

È presente in corpi di limitata estensione nel settore occidentale del Foglio sui terreni prevalentemente argillosi del flysch numidico, in destra del Fosso Carbonaio e lungo il Vallone Petroso e, subordinatamente, su quelli delle "Argille e arenarie glauconitiche" affioranti a Cugno d'Oro e a nord-ovest di Borgo Franchetto. Altri corpi sono presenti sul margine settentrionale della carta, nei terreni delle "argille brecciate" e nelle argille della formazione Terravecchia.

Si tratta di accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei, prevalentemente a tessitura argilloso-sabbiosa.

PROGETTO
CARGO

VI - TETTONICA (F. Lentini, S. Carbone)

1. - INTRODUZIONE

L'area del Foglio "Paternò" ricade sul bordo esterno della Catena Appenninico-Maghrebide e lambisce il margine affiorante dell'Avanfossa Gela-Catania (v. Fig. 2).

Le unità esposte nell'area appartengono ad un sistema a *thrust* pellicolare (BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 1990a), originatosi a partire dal Miocene inferiore, denominato Catena Appenninico-Maghrebide (CAM) e sovrascorso sul margine africano dal Tortoniano in poi. Nell'area del Foglio la CAM è costituita da sequenze meso-cenozoiche esterne a carattere bacinale (Unità di M. Judica), ricoperte tettonicamente nel Miocene medio da estesi lembi oligo-miocenici del flysch numidico, e da unità sicilidi ad assetto caotico originariamente ubicate in bacini più interni. Seguono verso l'alto depositi argilloso-sabbiosi con intercalazioni olistostromiche di argille brecciate (Argille Brecciate *Auct.*), suddivisibili in più cicli: Serravalliano-Tortoniano inferiore e Tortoniano superiore-Messiniano inferiore; questi evolvono alle evaporiti del Messiniano superiore e ai Trubi del Pliocene inferiore. Essi rappresentano i sedimenti discordanti, depostisi sulle unità della catena, all'interno di bacini satellite. Tutta la sequenza di età Serravalliano-Pliocene inferiore post-data il ricoprimento delle unità numidiche sull'Unità di M. Judica, ma ha partecipato successivamente alle ulteriori fasi deformative responsabili dell'assetto strutturale attuale, cioè della sovrapposizione al di sopra del margine interno dell'avanfossa. Questo sistema a *thrust* pellicolare è ricoperto in discordanza, lungo l'allineamento Leonforte-Centuripe, immediatamente a nord del Foglio, dalle successioni clastiche del Pliocene inferiore-medio (DI GRANDE *et alii*, 1976).

I dati di sottosuolo (sismica e pozzi per l'esplorazione petrolifera) evidenziano che nelle aree più meridionali la CAM giace tettonicamente su sequen-

ze carbonatiche mesozoico-terziarie di tipo ibleo. Queste appartengono ad unità carbonatiche, riconducibili al margine deformato dell'avampaese ibleo e cioè al Sistema a *Thrust* Esterno (CARBONE & LENTINI, 1988; LENTINI *et alii*, 1990b), ovvero Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano (FINETTI *et alii*, 2005), che nella Sicilia orientale è completamente sepolto. Nel settore sud-orientale il sistema a *thrust* pellicolare, cioè la CAM, tende a ricoprire l'Avanfossa Gela-Catania, inserendosi a cuneo entro la successione pelitico-sabbiosa plio-pleistocenica. Tale cuneo costituisce la Falda di Gela e si estende dai dintorni di Catania fino alla Piana di Gela, ed oltre, a formare un fronte estremo arcuato a sud della linea di costa agrigentina, per rientrare poi nell'entroterra ad est di Sciacca (Fig. 24). Si tratta di un tipico *thrust wedge* (GUARNIERI *et alii*, 2002) costituito da sedimenti serravalliano-pliocenici e da lembi di unità numidiche e sicilidi, e rappresenta l'elemento più esterno e più recente della catena (LENTINI, 1982).

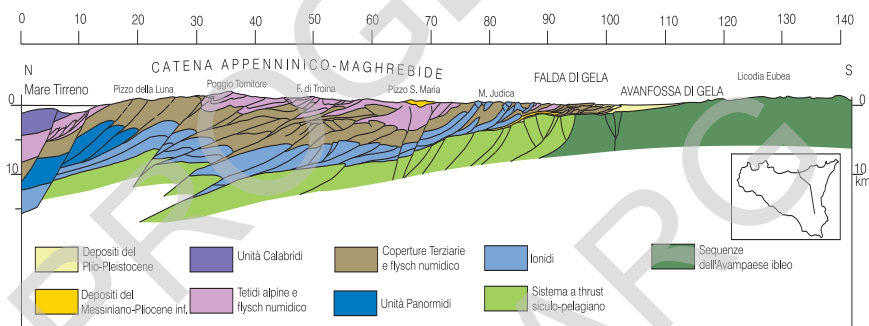


Fig. 24 - Profilo crostale attraverso la Sicilia orientale (modificato da FINETTI *et alii*, 2005).

All'interno della catena i rapporti originari determinati dalla tettonica polifasica del Miocene medio-superiore e del Pliocene inferiore sono stati spesso modificati da deformazioni fuori sequenza e più in generale da strutture compressive posteriori che hanno determinato la sovrapposizione dell'intero edificio sui carbonati iblei, testimoniate dalle discordanze in orizzonti messiniani, pliocenici e pleistocenici. Tra queste strutture ad andamento E-O vi è la sinclinale di Leonforte-Centuripe di cui, relativamente all'area del Foglio, affiora solo il fianco meridionale della piega. Le successioni sedimentarie che costituiscono la sinclinale suddetta registrano un'intensa fase compressiva post-Trubi, e una più blanda in cui sono coinvolti anche i depositi del Pliocene medio presenti al nucleo.

Durante la formazione delle strutture post-tortoniane si è avuta la contemporanea attivazione di sistemi di faglie trascorrenti destre orientate NO-SE e ONO-ESE, alcune a carattere regionale e disposte *en-échélon*, altre più locali ed associate ai fronti di accavallamento.

2. - STRUTTURE TETTONICHE E TIPOLOGIA DEI CONTATTI MECCANICI

Il quadro strutturale, espresso nello schema tettonico di Fig. 25, è dominato dalla depressione dell'Avanfossa Gela-Catania che ospita la Falda di Gela. In affioramento essa è delimitata ad ovest dai fronti dei *thrust* individuabili nelle dorsali del gruppo di M. Judica, che separano il bordo esterno della catena dalla fossa stessa. A nord la delimitazione è rappresentata dai prodotti dell'edificio etneo. A sud il fronte esterno della falda è separato dal margine settentrionale del *Plateau* ibleo dagli ingenti volumi di depositi alluvionali della Piana di Catania, che ne mascherano il collegamento. Pertanto, nello schema tettonico risalta la configurazione attuale, originatasi dalle fasi tettoniche

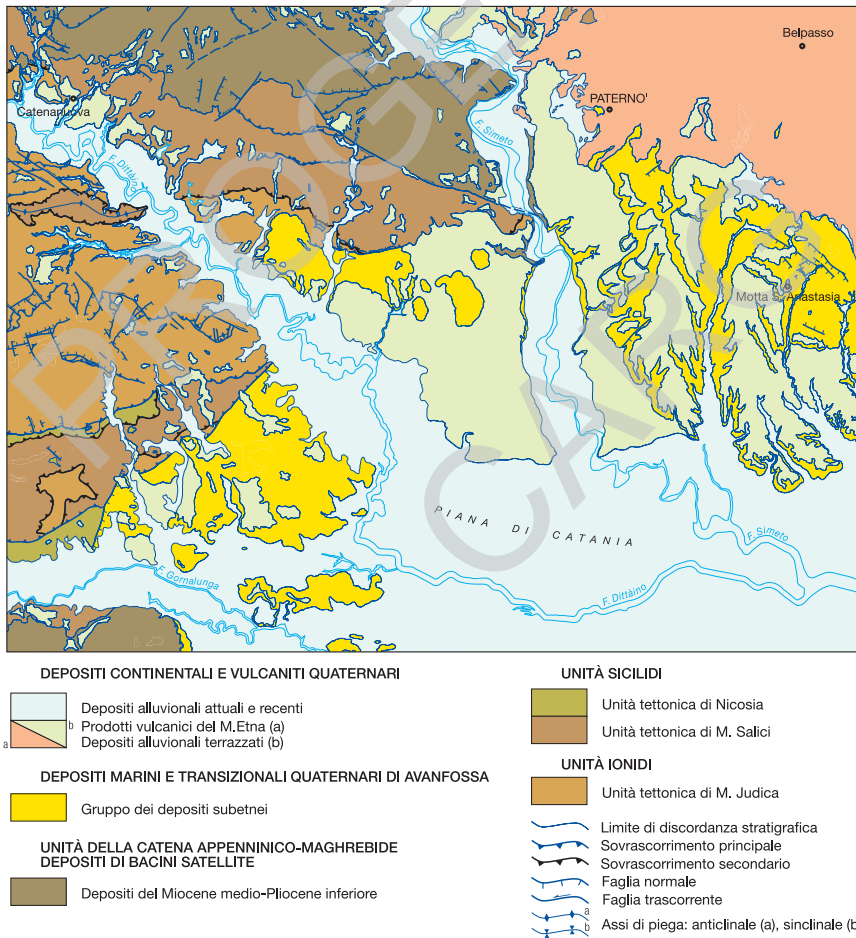


Fig. 25 - Schema tettonico del Foglio "Paternò".

recenti; queste si sono sovrapposte ad un sistema a *thrust* appenninico in ricoprimento sul Sistema a *Thrust* Esterno, e generato da deformazioni polifasiche in un *intervallo* temporale esteso dal Langhiano al passaggio Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Nello schema tettonico compaiono soltanto le unità della CAM, perché il Sistema a *Thrust* Esterno rimane sempre sepolto, le coperture sedimentarie sin e post-orogene ed i principali elementi strutturali.

Relativamente alla tipologia dei contatti meccanici, sono stati distinti contatti tettonici con significato strutturale profondamente diverso, talora anche di ordine cronologico. Sono stati definiti **sovrascorrimenti principali** i contatti relativi a unità tettoniche, con geometria originariamente a basso angolo e di estensione regionale, lungo i quali si è avuto un trasporto di notevole entità, che generalmente ha causato il raddoppio di unità tettoniche riferibili a contesti paleogeografici differenti. Un tipico esempio è dato dal sovrascorrimento principale delle Unità Sicilidi (unità tettoniche numidiche di Nicosia e di M. Salici), dapprima sui termini oligo-miocenici dell'Unità di M. Judica e dalla successiva estensione, con ripetute riattivazioni fino all'avanfossa.

Nella categoria dei **sovrascorrimenti secondari** e delle **faglie inverse** rientrano sia i *thrust* ad alto angolo con geometria a rampe, presenti all'interno delle singole unità, sia le strutture compressive generatesi successivamente ai sovrascorrimenti principali, in seguito ai fenomeni di *breaching* che hanno interessato l'intero edificio orogenico. Nel secondo caso si tratta di sovrascorrimenti caratterizzati da superfici ad alto angolo, che solitamente ritagliano le strutture precedenti e che si sono originati nelle fasi tardive della deformazione della catena. Queste strutture sono riferibili ai processi di accavallamento dell'intero edificio appenninico-maghrebide sulle successioni carbonatiche iblee, avvenuti nel Pliocene, e alla successiva strutturazione a *duplex* dello stesso substrato ibleo, databile al Pleistocene inferiore, che ha indotto ulteriori raccorciamenti all'interno della catena, contemporanei alla messa in posto della Falda di Gela nelle aree frontali (LENTINI *et alii*, 1990a, 1990b). L'attività lungo tali strutture ha portato dapprima all'individuazione e quindi alla successiva chiusura di bacini satellite, impostatisi sul dorso delle scaglie e riempiti da sedimenti plio-pleistocenici. Alcuni esempi sono forniti dal "Bacino di Enna, di età Pliocene medio-superiore e da quello di Piazza Armerina del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (LENTINI *et alii*, 1996a, 1996b).

Un'ulteriore associazione di strutture è costituita dai fasci di **faglie con prevalente componente normale**, che possono essere riunite, a seconda delle loro direzioni principali, in un sistema sintetico orientato tra N120 e N150, in un sistema antitetico orientato tra N30 e N50, e in un terzo, submeridiano, orientato tra N160 e N20. Questi movimenti tardivi, datati al Pleistocene medio (cfr. Foglio "Monte Etna"), hanno parzialmente riattivato alcune strutture pre-esistenti lungo le quali sono stati riconosciuti elementi cinematici sovrapposti.

Le **strutture plicative**, scarsamente osservabili nell'area del Foglio, formano strette pieghe con assi orientati principalmente E-O, e interessano i terreni clastici ed evaporitici del Miocene superiore e quelli plio-pleistocenici (cfr. Foglio "Monte Etna"); queste strutture sono relative alle fasi finali della deformazione e sono collegate al coinvolgimento del substrato ibleo profondo.

3. - RAPPORTI GEOMETRICI FRA UNITÀ TETTONICHE

3.1. - RAPPORTI FRA UNITÀ SICILIDI E UNITÀ DI M. JUDICA

Nell'area del Foglio "Paternò" le Unità Sicilidi sono rappresentate dalle unità tettoniche di Nicosia e di M. Salici. La prima, geometricamente più alta, è costituita da una successione argillosa e calcarea estesa dal Paleocene all'Eocene inferiore (rispettivamente Argille Varicolori Inferiori e formazione di Polizzi); la seconda è formata quasi esclusivamente dai termini argilloso-arenacei del flysch numidico dell'Oligocene superiore- Burdigaliano.

A NO della zona in esame (v. Foglio "Nicosia"), sui termini apicali del flysch numidico dell'unità di M. Salici, poggiano in discordanza le marne di Gagliano (AMORE, 1969) di età langhiana (FINETTI *et alii*, 2005); pertanto questa formazione fissa al Langhiano l'età del raddoppio tra le due unità sicilidi.

Il sovrascorrimento dei terreni dell'Unità tettonica di Nicosia su quelli di M. Salici ha prodotto una notevole elisione tettonica alla base della falda di Nicosia, ma anche dei termini langhiani dell'Unità tettonica di M. Salici, tant'è che nell'area del Foglio, sui livelli quarzarenitici del numidico di M. Salici (FYN₃) arrivano a poggiare i calcari della formazione di Polizzi, mentre le marne di Gagliano risultano totalmente elise. Il contatto tettonico tra le due unità sicilidi è il più antico riconoscibile nell'area in esame ed è bene esposto lungo la dorsale di M. Gambanera.

Le Unità Sicilidi sono accavallate con vergenza meridionale sui termini apicali dell'Unità tettonica di M. Judica, databili al Miocene medio. Il riconoscimento di sedimenti ascrivibili al Langhiano-Tortoniano inferiore (formazione di Castellana Sicula) ed implicati nel sovrascorrimento delle Unità Sicilidi indica nel Miocene medio-superiore l'età del sovrascorrimento principale di queste sopra le sequenze più esterne (Unità Ionidi). Il contatto sulle argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova (AAC) avviene sempre tramite il flysch numidico dell'Unità di M. Salici. Il limite, bene esposto in sinistra del F. Dittàino, si segue con continuità dalla Stazione di Muglia fino a Mass. Russo, da dove prosegue, mascherato dai depositi alluvionali, sino a Poggio Monaco. A ovest della Stazione di Muglia lo stesso contatto determina il *klippe* di Rocchette. Altre buone esposizioni del contatto si hanno più a sud, tra la Cacocciollella Palma, Cattiva e Monaco, dove l'erosione fa affiorare, nella finestra tettonica di Capezzana, i termini medio-miocenici della successione di M. Judica.

3.1.1. - Dati di superficie

L'elemento morfo-strutturale dominante del Foglio è rappresentato dall'allineamento delle tre dorsali del gruppo di M. Judica, corrispondenti ad altrettante scaglie tettoniche con vergenza a sud, determinate da una tettonica polifasica, che ha agito con tutta probabilità fino al Pliocene superiore. Ciò è dimostrato dalla

sovrapposizione dell'intero edificio alloctono sui Trubi al tetto della successione carbonatica iblea (v. oltre).

La dorsale più settentrionale, quella di M. Scalpello, di cui in carta affiora solo la terminazione orientale, è strutturalmente la meno complessa. Essa è costituita infatti da una monoclinale diretta OSO-ENE ed immergente a NNO. Sul versante meridionale del monte, la formazione Mufara del Carnico è in contatto per sovrascorrimento secondario sulle argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova (AAC) dell'Oligocene superiore-Serravalliano; questi ultimi terreni presentano strati contorti o rovesciati, come è possibile osservare nei pressi di Mass. Zotta Cardone.

La dorsale intermedia, quella di M. Judica-M. Turcisi, è più complessa. Una parte di essa forma la monoclinale di M. Judica, diretta circa E-O, ed immergente a nord, i cui termini sono bene esposti nella Valle della Lavina; prosegue ancora verso est, troncata da faglie trasversali, costituendo i rilievi di M. Vassallo, M. S. Giovanni, M. Turcisi, fin quasi ai margini della pianura del F. Dittàino. Il lembo meridionale della dorsale, formato da monoclinali fagliate e dirette sempre E-O, ma immergenti a sud, costituisce i rilievi di M. Matteo, M. Gallo e M. Dragonia.

La dorsale più meridionale, quella di M. il Volpaio-M. Gambanera, ha direzione all'incirca E-O nel tratto occidentale e OSO-ENE nel tratto orientale. Nel secondo tratto, quello rientrante nel Foglio, essa è costituita dalla successione mesozoica-terziaria più o meno lacunosa e in spessori ridotti, smembrata in lembi discontinui ad immersione variabile. La dorsale è limitata a SSE da un contatto tettonico, che sovrappone i termini mesozoico-terziari sopra le formazioni sicilidi, flysch numidico incluso. A sud del contatto di sovrapposizione sono presenti affioramenti di Argille Varicolori Inferiori e della formazione di Polizzi, allineati lungo la stessa direzione della dorsale. Ciò per effetto dell'accavallamento in fuori sequenza delle successioni mesocenozoiche di M. Judica sulle coltri sicilidi precedentemente sovrascorse.

3.2. - RAPPORTI FRA UNITÀ SICILIDI E DEPOSITI PLEISTOCENICI

A causa della loro "mobilità" tettonica, ma soprattutto della progradazione dei *thrust* profondi, le Unità Sicilidi hanno risentito notevolmente delle successive fasi deformative ripetutesi dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore-medio. Esse, infatti, costituiscono gran parte del cuneo di accrezione frontale della catena, affiorando ampiamente sul bordo interno dell'avanfossa e costituiscono la maggior parte dei terreni della Falda di Gela, inserita tettonicamente entro le coperture plio-pleistoceniche dell'Avanfossa Gela-Catania.

In affioramento i depositi pleistocenici giacciono in discordanza sulle formazioni preplioceniche. Tuttavia nel settore sud-ovest del Foglio sono riconoscibili parziali sovraccorrimenti dei terreni sicilidi sugli orizzonti del Pleistocene inferiore-medio. Tra i fiumi Dittàino e Gornalunga i livelli argillosi del Pleistocene inferiore-medio sono interessati da un sovrascorrimento secondario che coin-

volge diversi termini del substrato. Tra Fosso Urso e Quattro Finaite, il contatto ha andamento NE-SO, inclinazione ad alto angolo e vergenza verso SE. Il sovrascorrimento coinvolge, nel tratto Mass. Ogliastro-C.da Monaco, le argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova, mentre nel tratto C.da Monaco-Quattro Finaite interessa il flysch numidico dell'Unità tettonica di M. Salici (FYN₃).

In sinistra del Dittàino, a Iazzo Vecchio, il contatto ha direzione circa E-O, inclinazione ad alto angolo e vergenza a S. In entrambi i casi la litofacies interessata dal sovrascorrimento è esclusivamente quella pelitica della formazione delle argille grigio-azzurre (FAG).

4. - DESCRIZIONE DEL PROFILO GEOLOGICO

Il profilo si estende dall'area a nord di Catenanuova (C.da Salinà Petroso) fino al versante in destra del F. Gornalunga ed è orientato N-S. La principale struttura interessata dal profilo è il settore interno dell'Avanfossa Gela-Catania, il cui margine affiorante è espresso in superficie da una serie di sovrascorrimenti secondari che coinvolgono, nell'ordine di sovrapposizione geometrica, le unità sicilidi *s.l.*, quelli meso-cenozoici dell'Unità di M. Judica e i sovrastanti terreni discordanti di età Miocene medio-Pliocene medio, sui termini argilloso-sabbiosi del Pleistocene inferiore-medio.

Per meglio apprezzare l'assetto strutturale evidenziato dal profilo e la vergenza meridionale delle strutture il profilo viene descritto procedendo da sud verso nord.

La traccia della sezione attraversa a SE di M. Capezzana il pozzo Ramacca 1 (3661 m), e si avvale dei dati, proiettati, del pozzo Raddusa 2 (3098 m), ubicato a sud della dorsale di M. Scalpello, circa un chilometro al di fuori della carta, nel limitrofo Foglio 632 "Valguarnera Caropepe". Inoltre essa, limitatamente al Foglio in esame, si pone quasi parallela a quella del profilo sismico elaborato da BIANCHI *et alii* (1987), per il quale esiste, oltre ai dati di terreno e dei pozzi, il controllo magnetometrico, gravimetrico e sismico. I supporti geofisici, non limitati alle strette vicinanze della sezione geologica, sono serviti a definire lo stile e la geometria del sistema a *thrust* e anche per l'interpretazione regionale, utile per l'estrapolazione di dati non chiaramente rilevabili lungo il profilo della sezione stessa e per l'interpretazione crostale.

Nel primo tratto, a partire da sud, tra Tenutella e Cacocciollella Palma, i terreni attraversati dal profilo sono il flysch numidico di M. Salici (FYN₃), su cui giacciono in discordanza quelli del Miocene superiore e, tettonicamente, le Argille Varicolori Inferiori (AVF).

Un chiaro rapporto di sovrapposizione tettonica tra FYN₃ e le argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova (AAC) dell'Unità di M. Judica si osserva in C.da Capezzana, dove questi terreni, che sono i più profondi della pila tettonica, affiorano in finestra tettonica. Il contatto è ritagliato dal sovrascorrimento secondario orientato NE-SO, di Capezzana-Quattro Finaite, che interessa anche le argille del Pleistocene inferiore-medio. Quest'ultimo contatto, a sua volta,

è dislocato dal sistema di faglie normali N20, la cui continuazione verso sud è mascherata dalle alluvioni del F. Gornalunga.

Il tratto mediano del profilo è caratterizzato da un sistema a *thrust* sud-vergente della sequenza di M. Judica, costituita dalla successione completa dal Carnico al Miocene medio. L'evidenza in superficie è costituita dalla presenza di dorsali orientate E-O: quella di M. Gambanera, quella, molto frammentata, di M. Dragonia-M. Gallo e di M. Judica-M. Vassallo. Verso nord il profilo intercetta la terminazione orientale della dorsale di M. Scalpello. Il sistema a *thrust* coinvolge sia le argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova, che le unità sicilidi sovrascorse su queste ultime; ciò dimostra che il sistema si è originato almeno dopo il Miocene medio. Nelle diverse scaglie la successione dei terreni mesozoici è più o meno intensamente elisa, sia a tetto che a letto. Soltanto nella scaglia tettonica di M. Scalpello sono conservati i termini della formazione Mufara. In quest'ultima inoltre si registrano strutture di retrovergenza, più o meno marcate, a tal punto da originare il sovrascorrimento diretto della formazione Mufara sulla formazione AAC e la conseguente progressiva sparizione verso est dei "Calcari con selce" (SCT), delle radiolariti (CRI) e della formazione Caltavuturo.

Il pozzo Ramacca 1 ha raggiunto, al di sotto del cuneo frontale (Falda di Gela) della CAM, i Trubi del Pliocene inferiore che formano il tetto della successione di tipo ibleo e che quindi, limitatamente a questa zona, predatano la messa in posto della falda. Al di sotto della falda, procedendo verso SE, i dati dei sondaggi ubicati nella valle del F. Caltagirone nella zona di Mineo indicano la presenza di orizzonti plio-pleistocenici, che si collegano a quelli quaternari del pozzo Gela 1 (BENEÒ, 1958; DI GERONIMO *et alii*, 1978).

Le scaglie tettoniche a sud della dorsale di M. Judica, in parte attraversate dal pozzo Ramacca 1, sono costituite da ripetizioni della sequenza argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova - flysch numidico - Argille Varicolori Inferiori - Gruppo della Gessoso-Solfifera - formazione Terravecchia e Trubi. In sottosuolo quindi questi embrici risultano sovrascorsi in blocco sui Trubi del Pliocene inferiore del substrato di tipo ibleo. L'età dei contatti tettonici all'interno dell'edificio alloctono risulta essere più recente man mano che si procede verso il basso e ciò è fondamentale per chiarire tempi e modalità della progradazione dei *thrust*.

La sequenza iblea, attraversata dal sondaggio, mostra la sovrapposizione diretta dei Trubi sulla Formazione Ragusa, di età oligo-miocenica. La lacuna pertanto comprenderebbe il Miocene medio superiore, venendo a mancare sia la Formazione Tellaro che i terreni del Gruppo della Gessoso-Solfifera affioranti sul bordo ibleo. Notevole è invece lo spessore dei carbonati triassici, che presentano intercalazioni di vulcaniti basiche. La culminazione della successione iblea è stata interpretata come una struttura compressiva, legata alla deformazione del margine africano, che verso nord fa transizione al Sistema a *Thrust* Esterno (LENTINI *et alii*, 1994) ovvero Sistema Siculo-Pelagiano (FINETTI *et alii*, 2005). Sotto le scaglie dell'Unità di M. Judica i dati sismici (BIANCHI *et alii*, 1987) denotano la presenza dei carbonati di tipo ibleo, che approfondendosi proseguono a nord del Foglio fino in corrispondenza della sinclinale di Leonforte-Centuripe,

al cui nucleo si hanno i terreni del Pliocene medio-superiore. Ciò dimostra che i movimenti del substrato influenzano le deformazioni della CAM e quanto questi movimenti siano recenti. In prossimità di questa zona le linee sismiche mostrano un'ampia fascia intensamente tettonizzata, la brusca interruzione dei segnali correlabili col *top* della serie iblea e la comparsa, a nord di tale fascia, della successione imerese s.s. Inoltre in corrispondenza di questa discontinuità, si verifica un rapido incremento della suscettività magnetica del basamento da 200 a 4500 K unitamente al suo brusco sprofondamento. Questa variazione è stata imputata ad una zona di trascorrenza regionale che accosta due settori crostali a caratteristiche differenti (BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 1990a).

Nel terzo tratto del profilo, tra Catenanuova e Salinà Petroso, sul flysch numidico di M. Salici (FYN₃) affiorano in discordanza i terreni dei bacini satelliti del Tortonianiano superiore-Pliocene inferiore, e del Pliocene inferiore-medio.

5.- EVOLUZIONE GEODINAMICA

I dati di superficie integrati con quelli di sottosuolo permettono con sufficiente chiarezza di ricostruire l'evoluzione geodinamica dell'area studiata. In particolare il profilo geologico mostra che la sequenza tettono-stratigrafica è caratterizzata da un generale ringiovanimento dei contatti tettonici fra le varie unità e ciò consente, con una buona approssimazione, di ricostruire tempi e modalità dell'avanzamento del sistema a *thrust* fino alla definitiva collocazione al di sopra delle successioni iblee.

Il contatto più antico è quello che interessa le unità sicilidi e che determina la sovrapposizione dei terreni dell'unità tettonica di Nicosia su quelli dell'unità di M. Salici, databile al Burdigaliano superiore. Queste unità interne sovrascorrono poi estensivamente sui termini apicali dell'unità di M. Judica, ascrivibili al Miocene medio, come mostrano i rapporti geometrici rilevabili, per essere ulteriormente traslati in seguito alle successive fasi tettoniche. Queste sono riferibili all'intervallo Miocene superiore-Pliocene, come dimostrano le sovrapposizioni dell'edificio prima descritto sulla successione evaporitica messiniana e di tutto l'insieme sui Trubi del Pliocene inferiore al tetto della sequenza iblea.

Durante il Pliocene superiore e fino al Pleistocene medio l'evoluzione riguarda soprattutto la progradazione del cuneo di accrezione verso l'Avanfossa Gela-Catania. I sondaggi ubicati nella Piana di Catania avevano come obiettivo il reperimento di giacimenti gassiferi eventualmente presenti nelle intercalazioni sabbiose plio-pleistoceniche e generalmente non raggiungono né tanto meno attraversano per intero il substrato alloctono prepliocenico. L'andamento del fronte sepolto della Falda di Gela viene ricavato in modo alquanto sommario dalla correlazione di alcuni sondaggi al di fuori del Foglio, come il Catania 6 e il Catania 10 (v. Foglio "Catania"), ovvero altri ubicati nella valle del F. Caltagirone (Foglio "Lentini"), nonché nella Piana di Gela. Tale andamento risulta avere un orientamento E-NE dalla periferia ovest di Catania fino a Gela e dovrebbe trovarsi

in sottosuolo nella parte meridionale del Foglio “Paternò”. Si tratta, come più volte indicato, di un fronte sepolto, al di sotto cioè delle coperture sedimentarie non coinvolte dalla deformazione. I contatti in superficie delle formazioni pre-pleioceniche con i sedimenti quaternari, rilevati nella Valle del F. Dittàino, vanno considerati come sovrascorrimenti più o meno parziali all’interno dell’edificio e non come fronte estremo affiorante.

L’evoluzione tettonica quaternaria nel Foglio è espressa dall’evoluzione morfologica, a sua volta ricostruibile dall’analisi dei depositi terrazzati presenti in tutta l’area del Foglio, ma particolarmente significativa nel settore nord-orientale dell’area, perché i depositi sono talora intercalati a prodotti vulcanici etnei, per i quali esistono delle datazioni assolute: per questo aspetto si rimanda al Capitolo Geomorfologia. In particolare, le più antiche manifestazioni vulcaniche di tipo subaereo della regione etnea (sintema Adrano) si mettono in posto circa 300 ka fa direttamente al di sopra dei sedimenti dell’Avanfossa Gela-Catania. L’inizio dell’attività vulcanica è da mettere in relazione ad una tettonica estensionale, che interessa il margine ionico della Sicilia orientale (BRANCA *et alii*, 2004), che si sovrappone al regime compressivo legato alla fase finale di progradazione del cuneo di accrezione della Catena verso l’Avanfossa. Si ritiene utile qui solamente sottolineare come i depositi marini pleistocenici nell’area etnea vadano da quote di circa 770 m in corrispondenza dell’abitato di Vena (cfr. Foglio “Acireale”) a circa 300 nella zona di Misterbianco (cfr. Foglio “Catania”) (DI STEFANO & BRANCA, 2002). Il forte sollevamento del settore settentrionale rispetto a quello del margine interno dell’avanfossa sarebbe legato ad un sostanziale *overstep* (accrezione) dell’edificio della catena originato da uno stato collisionale tra crosta africana e crosta panormide (FINETTI *et alii*, 2005). Complessivamente il sollevamento regionale del substrato etneo porterà nel tempo all’approfondimento del corso del F. Simeto con la formazione di una serie di depositi alluvionali terrazzati lungo la sponda sinistra della valle.

Immediatamente a nord del pozzo Ramacca 1 affiorano le scaglie dell’Unità di M. Judica. Esse si accavallano sulle coltri sicilidi in precedenza sovrascorse sul tetto della successione di M. Judica. Le strutture tra le tre dorsali sono state ricostruite, oltre che con i dati di terreno, anche mediante le linee sismiche e sulla base della stratigrafia del pozzo Raddusa 2, che, ubicato poco a sud di M. Scalpello, ha attraversato 2660 m di “argille e arenarie glauconitiche” (AAC), sicuramente più volte ripetute, ed è infine entrato nei “calcarì con selce” (SCT), che, grazie alle linee sismiche, sono fisicamente collegabili alle strutture di M. Judica.

VII - GEOMORFOLOGIA

(S. Branca)

1. - MORFOLOGIA DEI CAMPI LAVICI

Il basso versante SO del Monte Etna, che ricade nel Foglio "Paternò", è in prevalenza costituito sia da colate laviche riferibili all'attività eruttiva degli ultimi 15 ka (sintema Il Piano), che da quelle appartenenti al sintema Concazze e in maniera minore da colate laviche antiche appartenenti ai sistemi Timpe e Adrano.

Le caratteristiche morfologiche generali delle lave etnee riflettono principalmente la modalità di sviluppo del campo lavico, che è controllata da diversi parametri fisici (tasso effusivo, temperatura, viscosità) e dalla pendenza del rilievo, su cui esse scorrono. I campi lavici sono stati distinti da WALKER (1971) in semplici e composti in relazione alle differenti caratteristiche di formazione. I campi lavici composti si formano durante eruzioni di lunga durata con bassi tassi effusivi e costituiscono il risultato della sovrapposizione di numerose unità di flusso, che complessivamente producono una morfologia finale molto articolata. Al contrario, i campi lavici semplici si formano durante eruzioni di breve durata con alti tassi effusivi e sono caratterizzati dallo sviluppo di un singolo principale flusso, cui si possono associare limitate sovrapposizioni che modificano la morfologia complessiva.

Generalmente i campi lavici semplici presentano un notevole sviluppo longitudinale, raggiungendo lunghezze di 10-12 km ed un'estensione laterale di poche centinaia di metri. La morfologia di queste colate è essenzialmente di tipo *aa*. La morfologia *aa* è caratterizzata da una copertura superficiale scoriacea estremamente aspra ed accidentata, che rappresenta il risultato della rottura in singoli blocchi della spessa crosta rigida superficiale delle unità di flusso. Questi campi lavici, generalmente, possono essere caratterizzati dalla presenza di rilevanti forme positive del rilievo, quali gli argini dei canali di scorrimento lavico, che

raggiungono altezze decametriche e lunghezze variabili da poche centinaia di metri fino ad oltre il chilometro.

Un tipico esempio di campo lavico composto è, invece, rappresentato dalla colata prodotta durante l'eruzione del 1669. Il campo lavico di quest'eruzione è caratterizzato principalmente dall'associazione di diverse tipologie morfologiche, quali quella di tipo *aa* e di tipo *toothpaste* (ROWLAND & WALKER, 1987). La morfologia delle unità di flusso di tipo *toothpaste* è data sia da lingue di lava tabulari, di dimensioni variabili da pochi metri di lunghezza fino al centinaio di metri, che da lastroni delle stesse in parte dislocati e disarticolati. Queste unità di flusso sono prodotte durante lo sviluppo di bocche effimere, che si originano nel tetto dei tunnel lavici, quando il flusso lavico al loro interno rompe la crosta. I campi lavici composti sono inoltre caratterizzati da altre morfologie laviche secondarie come i canali di scorrimento lavico, i tumuli, le creste di pressione e piccoli lobi lavici (*squeeze-up*, WALKER, 1991), le cui dimensioni generalmente sono inferiori al metro.

La presenza di campi lavici caratterizzati da una morfologia di tipo *pahoehoe* è, invece, molto rara sull'Etna. La morfologia *pahoehoe* è caratterizzata da una crosta liscia spesso ondulata e modellata in svariate forme, che sono il risultato complessivo della deformazione di una crosta superficiale sottile ed ancora plastica da parte della sottostante lava fluida. Una delle strutture secondarie più tipiche è data dalla superficie a "corde", che consiste in una serie di pieghe, inarcate nel senso del flusso, a varie scale. Uno dei migliori esempi nel Foglio "Paternò" di campo lavico a morfologia *pahoehoe* è rappresentato dalla colata di Misterbianco (intervallo 15-3.9 ka).

L'originaria morfologia dei campi lavici, nel corso del tempo, è gradualmente modificata dalla pedogenesi delle colate. Tali processi sono maggiormente intensi principalmente lungo la fascia pedemontana, dove è più spinta e rapida la formazione di suolo, il cui spessore può variare da poche decine di centimetri ad alcuni metri. Al contrario, i processi meteorici di alterazione e disgregazione agiscono solamente alle alte quote del vulcano, modificando solamente in parte l'aspetto superficiale delle colate, livellando le irregolarità minori. Per quanto riguarda il Foglio "Paternò" la morfologia delle colate laviche storiche, in particolare quella del 1669, è notevolmente modificata dall'intensa attività antropica relativa allo sviluppo di cave. Le colate dell'intervallo 3,9 ka -122 a.C. presentano generalmente una morfologia ben conservata essendo solamente in parte coperta da poche decine di centimetri di suolo. La morfologia sia delle colate dell'intervallo 15-3,9 ka che di quelle più antiche appartenenti ai sistemi Concazze, Timpe e Adrano è, invece, generalmente mascherata da una copertura uniforme di suolo, cui a volte si associano coperture date da depositi alluvionali. Occasionalmente, di questi campi lavici sono ancora ben evidenti solamente le forme più prominenti, quali canali di scorrimento lavico e/o grossi tumuli. I campi lavici con morfologia *pahoehoe* rappresentano un'eccezione, presentandosi ben conservati in quanto lo sviluppo del suolo è fortemente inibito dalla quasi totale assenza di porzioni scoriacee della colata.

2. - “SALINELLE DI PATERNÒ”

Trattasi di soluzioni ipersaline e materiale fangoso (“salinelle”) derivanti da manifestazioni di acqua fortemente mineralizzata. Nell’intorno dei punti di emissione si possono formare caratteristici vulcani di fango alti fino a un metro.

La temperatura delle acque ipersaline, nelle diverse bocche eruttive, è compresa tra 16° e 19° C nei periodi di quiescenza (CARVENI & BENFATTO, 2008), sale fino a 48° C durante un’attività parossistica (SILVESTRI, 1879) o in concomitanza di emissione di acido solfidrico (CUMIN, 1954). Le fasi parossistiche possono avere durata di diversi mesi, e sono intervallate da più lunghi periodi di stasi o debole emissione. Da dati di letteratura il chimismo delle acque è praticamente rimasto costante in oltre un secolo di osservazioni e misure.

Sono situati nei pressi dell’abitato di Paternò ad una quota di circa 210 m, vicino lo stadio comunale, dove circondano la zona della Sorgente Acqua Grassa (Fig. 26) e tra Casa Guido e Casa Felice, a quota di circa 100 m, a poche centinaia di metri dall’attuale corso del Simeto. Altre emergenze, ancora più spettacolari e “pulite” in quanto più distanti da centri abitati, sono presenti nel comune di Belpasso, a sud-ovest di Poggio Guardia, a circa 200 m di quota; in questa località le manifestazioni idriche sono responsabili delle sorgenti del Vallone Salato.

I vulcani di fango sono edifici tronco-conici con cratere centrale o con cavità sub-circolari, originati dall’emissione in superficie di fluidi, generalmente freddi,

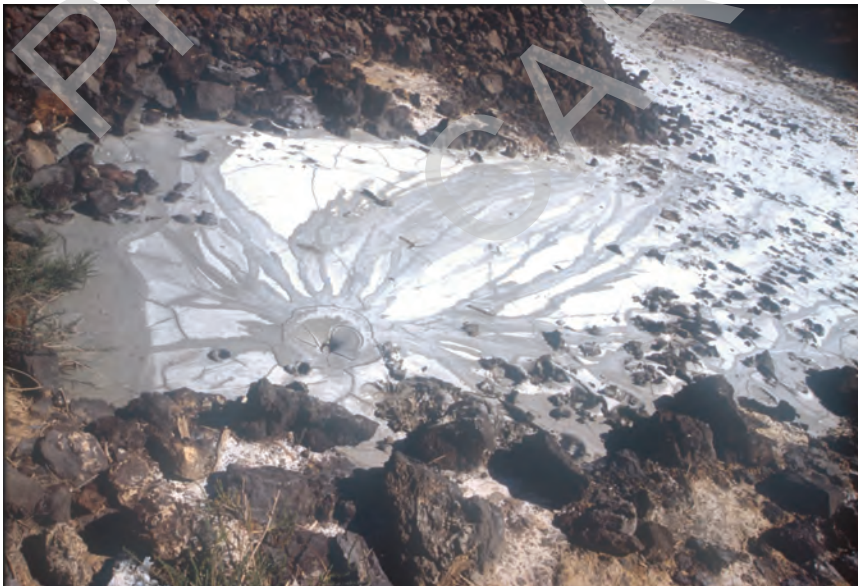


Fig. 26 - Vulcanetti di fango delle Salinelle nei pressi dello stadio di Paternò.

di genesi profonda. Tali fluidi sono costituiti da miscele di gas (metano e anidride carbonica), acque salate fossili, fango e anche idrocarburi liquidi, che risalgono attraverso strutture tettoniche “permeabili” (KOPF, 2002) o preesistenti condotti magmatici, spesso in concomitanza con eventi sismici (SILVESTRI, 1879; CARVENI & BENFATTO, 2008).

A seconda della densità dei fluidi possono formarsi edifici conici con pareti più o meno acclivi, colate di fango o depressioni sub-circolari. La morfologia di questi corpi è effimera e instabile, e in brevi periodi possono subire profonde trasformazioni: trattandosi infatti di edifici costituiti prevalentemente da fango essi sono molto “sensibili” alle escursioni termiche giornaliere e stagionali, agli agenti esogeni e al “rimodellamento” a seguito di nuove attività eruttive.

VIII - GEOLOGIA APPLICATA (V. Ferrara)

1. - IDROGEOLOGIA

1.1. - SETTORE DELL'AREA VULCANICA DELL'ETNA

1.1.1. - *L'acquifero vulcanico*

Nell'angolo nord-orientale del Foglio resta compreso un limitato settore dell'area vulcanica dell'Etna che ricade in sponda sinistra della valle del F. Simeto. Il contatto con i terreni sedimentari del substrato è marcato dalla presenza di numerose sorgenti, talora con portate consistenti, che evidenziano l'importanza delle potenzialità idriche dell'acquifero.

In relazione alla litologia dei prodotti eruttivi, costituiti in prevalenza da colate laviche e piroclastiti sia storiche che non datate, la permeabilità dell'ammasso vulcanico è generalmente elevata sia per fessurazione che per porosità. Nella successione sono anche presenti depositi clastici eterogenei, livelli di lave basali a *pillow* ed un corpo subvulcanico (*neck*) di lava a fessurazione colonnare a permeabilità più bassa, la cui influenza sul comportamento dell'ammasso vulcanico è del tutto trascurabile per le limitate dimensioni.

La permeabilità delle lave sia recenti che antiche, costituenti la maggior parte dei prodotti vulcanici, dipende dalle frequenti discontinuità originate, parte per fessurazione conseguente ai processi di raffreddamento del magma, e parte per fratturazione provocata dalle deformazioni tettoniche. A tali fattori si associa la frequente presenza di cavità di varia dimensione, rappresentate principalmente da bolle e caverne di svuotamento lavico, ricollegabili ad un'incompleta degassazione e al defluire del magma sotto una crosta già consolidata. Queste contribuiscono ad aumentare localmente la permeabilità delle vulcaniti, mentre è trascurabile

il contributo della porosità intrinseca delle lave, essendo le bolle ed i vacuoli, talora abbondanti in alcune colate, scarsamente connessi e più frequentemente isolati all'interno della roccia compatta.

Un ruolo importante rivestono inoltre le zone scoriacee presenti generalmente alla base ed alla sommità dei banchi lavici, talora con spessore di alcuni metri, la cui elevata porosità si traduce in valori molto alti di permeabilità. Talora i pori sono rappresentati da vuoti, anche di grandi dimensioni, presenti tra elementi di forma irregolare, caoticamente accumulati durante il movimento delle colate. Gli accumuli di tali materiali possono assumere localmente spessori considerevoli laddove flussi lavici abbastanza viscosi e scarsamente alimentati hanno incontrato lungo il loro percorso dislivelli di varia altezza.

L'elevata permeabilità delle vulcaniti comporta un'alta percentuale di infiltrazione delle precipitazioni meteoriche lungo tutto il versante sud-occidentale del vulcano, da cui deriva l'alimentazione delle ricche falde acquifere contenute nel complesso vulcanico. Le falde defluiscono verso il livello di base, rappresentato dai terreni sedimentari affioranti lungo la valle del Simeto.

L'assetto strutturale del substrato sedimentario condiziona la direzione dei deflussi sotterranei, che tendono a confluire nelle depressioni (paleovalli), mentre gli alti strutturali agiscono da spartiacque sotterranei. In base ai dati di prospezioni geoelettriche e di scavi e perforazioni per ricerche idriche effettuate nella zona si individuano porzioni di idrostrutture con assi orientati NE-SO e NO-SE, le quali si estendono verso monte, oltre i limiti del Foglio, fino ai più alti versanti del vulcano (FERRARA, 2001).

1.1.2. - *Circolazione idrica sotterranea*

L'assetto strutturale che caratterizza il settore in esame comporta l'esistenza alle quote più basse di falde acquifere dotate di sufficiente individualità, in relazione al ridotto spessore della copertura vulcanica e la conseguente presenza dei sottostanti terreni sedimentari impermeabili a minore profondità dal piano di campagna. Ciò fa sì che gli alti strutturali del substrato sedimentario costituiscano una netta delimitazione delle zone di drenaggio ed una completa separazione delle falde, a differenza delle quote più elevate dove tale delimitazione è generalmente meno definibile.

L'eterogeneità litologica e strutturale dei prodotti eruttivi influenza il loro grado di permeabilità, determinando talora una suddivisione dei deflussi sotterranei in più livelli sovrapposti e dando origine a falde sospese di significato locale, sostenute da orizzonti meno permeabili rappresentati da depositi piroclastici in parte alterati ed anche da zone di lave poco fessurate.

1.1.3. - *Sorgenti e opere di captazione*

In relazione all'attiva circolazione idrica presente all'interno del complesso vulcanico, si riscontrano numerose sorgenti lungo i margini degli affioramenti lavici. Le principali fra queste hanno attualmente portate dell'ordine di diverse decine di l/s, fino ad un massimo di oltre 100 l/s, mentre nel passato erano dell'ordine di alcune centinaia di l/s (MINISTERO LL.PP.-SERVIZIO IDROGRAFICO, 1939).

Si tratta generalmente di sorgenti captate mediante opere di presa costituite da gallerie drenanti che si addentrano nel sottosuolo anche per alcune centinaia di metri. Le acque captate, addotte e distribuite mediante un'estesa rete acquedottistica, sono in massima parte destinate all'agricoltura, in comprensori coltivati ad agrumeti.

Nell'area in esame si hanno numerosi pozzi, in parte scavati a largo diametro ed in parte perforati per profondità da qualche decina di metri ad oltre 100 m e produttività sull'ordine di diverse decine di l/s. Le acque edotte sono utilizzate parte per irrigazione e parte per uso potabile nei vicini centri abitati.

La perforazione dei pozzi negli ultimi 30 anni ha determinato un forte abbassamento di livello delle falde, come nella maggior parte dell'area etnea, che ha inciso particolarmente sulla portata delle sorgenti e delle opere di captazione localizzate in prossimità dei margini degli espandimenti lavici.

1.1.4. - *Chimismo delle acque sotterranee*

I dati di analisi eseguite su campioni d'acqua prelevati da pozzi e sorgenti della zona evidenziano un'apprezzabile variabilità di caratteristiche chimico-fisiche pur ricadendo in un settore relativamente ristretto rispetto all'intero massiccio vulcanico. In base a tali dati le acque sono riferibili in massima parte alla facies "bicarbonato alcalino terrosa", tipica dell'intero versante sud-occidentale etneo (FERRARA & LI ROSI, 1985).

Caratteristiche peculiari di queste acque sono valori di durezza spesso elevati e contenuto in magnesio generalmente superiore a quello del calcio; alla variabilità di tali parametri si correla il contenuto totale di sali disciolti, rilevabile con molta evidenza nel settore del Foglio in esame.

Variazioni di composizione rispetto al passato, che denunciano un peggioramento qualitativo delle acque sotterranee prelevate dall'acquifero, sono imputabili agli eccessivi prelievi che hanno determinato un forte abbassamento delle falde ed il conseguente approfondimento delle opere di captazione, le quali interessano attualmente zone sempre più profonde dell'acquifero dove la circolazione è rallentata ed il ricambio meno attivo (FERRARA, 1993). È aumentato in particolare il contenuto di ioni Mg^{++} e Na^+ , con conseguente incremento della durezza e della salinità totale, cui si aggiungono ferro, manganese e vanadio in quantità superiori alla concentrazione massima ammissibile (CMA) richiesta per

le acque utilizzate per il consumo umano (DPR 24 maggio 1988, n. 236).

In un'area relativamente ristretta nell'intorno dell'abitato di Paternò (zona delle "Salinelle"), si hanno particolari manifestazioni idriche che risentono dell'influenza di apporti di fluidi profondi, presentando un contenuto salino molto elevato e temperatura in certi periodi superiore alla temperatura media ambientale. Tali manifestazioni sono collegabili alla presenza di discontinuità tettoniche, non chiaramente riconoscibili sul terreno ma evidenziate da indagini di sottosuolo, lungo le quali si canalizzano detti fluidi, con fenomeni di "eruzione" occasionale di acqua e fango.

1.1.5. - *Vulnerabilità all'inquinamento*

Data l'alta permeabilità che contraddistingue gran parte dei prodotti eruttivi, la vulnerabilità dell'acquifero dipende principalmente dalle sue caratteristiche litostratigrafiche e strutturali, le quali influenzano in maniera diretta la penetrazione nel sottosuolo di inquinanti provenienti dalla superficie del suolo, nonché le modalità con cui essi raggiungono le falde. La variabilità di tali caratteristiche condiziona infatti la circolazione idrica sotterranea, sia nell'ambito di uno stesso litotipo sia tra litotipi diversi.

In tale contesto, una significativa influenza sulla possibilità che i reflui inquinanti possano raggiungere inalterati la falda riveste più che una concreta possibilità. Questo elemento è stato particolarmente tenuto in considerazione nella definizione del grado di vulnerabilità intrinseca dell'acquifero ai fini della redazione della "Carta di vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero vulcanico dell'Etna" (FERRARA, 1990, 1994), nella quale resta compreso il settore in esame.

La distribuzione delle aree a differente grado di vulnerabilità evidenzia condizioni di maggiore pericolosità in corrispondenza della zona pedemontana densamente antropizzata. Ai fattori che influenzano il grado di vulnerabilità si associa qui, infatti, un'alta frequenza di insediamenti antropici e di attività produttive, che si configurano frequentemente come fonti di potenziale inquinamento. Queste sono rappresentate principalmente dai centri urbani e dalle zone di espansione edilizia, spesso privi di reti fognarie efficienti e di adeguati impianti di trattamento delle acque reflue, nonché dalla presenza di discariche di rifiuti solidi urbani ed anche pericolosi. A questi si aggiungono insediamenti produttivi a carattere artigianale ed attività agricole in cui si fa largo uso di concimi, diserbanti e pesticidi.

L'ubicazione della maggior parte delle opere di captazione in corrispondenza delle quote più basse comporta quindi un elevato rischio di inquinamento delle acque utilizzate per scopi potabili, che sinora non si è concretizzato grazie all'attiva e consistente circolazione idrica in seno al complesso vulcanico.

1.2. - SETTORE DELLA PIANA DI CATANIA

1.2.1. - *Elementi generali*

La vasta pianura che si estende tra le estreme propaggini meridionali del massiccio dell'Etna e il margine settentrionale dell'Altopiano Ibleo risulta costituita dai depositi dei tre principali corsi d'acqua che la solcano con direzione all'incirca E-O, ossia i fiumi Simeto, Dittàino e Gornalunga. Tali depositi, costituiti prevalentemente da sabbie siltose e ghiaie sabbiose con ciottoli, in livelli generalmente lentiformi di scarsa estensione laterale, costituiscono un acquifero poroso di notevole importanza per l'economia agricola e industriale della provincia di Catania (FERRARA & MARCHESI, 1977; FERRARA, 1998). Le risorse idriche contenute nell'acquifero sono infatti oggetto di prevalente utilizzazione per fini irrigui di un vasto comprensorio di colture pregiate (agrumi), ma sono anche utilizzate per i fabbisogni delle aziende produttive insediate nell'area industriale di Catania, nel settore nord-orientale della pianura (FERRARA & PAPPALARDO, 2004).

All'interno del Foglio "Paternò" ricade la porzione nord-occidentale della pianura in cui sboccano le valli dei due principali corsi d'acqua anzidetti, ossia i fiumi Simeto e Dittàino. Sono anche compresi estesi tratti di tali corsi d'acqua e porzioni dei relativi bacini in cui affiorano terreni prevalentemente argillosi privi di risorse idriche sotterranee. Negli alvei dei fiumi sono invece presenti depositi alluvionali con differente granulometria, costituenti acquiferi a permeabilità variabile.

1.2.2. - *Quadro idrogeologico*

L'acquifero alluvionale, rappresentato da depositi eterogenei sotto il profilo granulometrico, costituisce un sistema complesso, sede di corpi idrici in parte separati ed in parte interconnessi, con caratteristiche di falde libere o semi-confiniate, poggianti su sedimenti prevalentemente argillosi di età diversa, dal Pleistocene inferiore-medio all'Oligocene.

L'alimentazione dell'acquifero deriva principalmente dagli apporti provenienti dalle valli dei principali corsi d'acqua, sotto forma di deflussi superficiali e sotterranei. A ciò contribuisce principalmente il F. Simeto, che a monte riceve l'apporto dei deflussi sotterranei derivanti dal versante occidentale dell'Etna. Relazioni idrauliche si hanno inoltre con l'acquifero presente al margine settentrionale della pianura, costituito dai depositi sabbioso-ghiaiosi continentali e marini delle colline settentrionali (FERRARA, 1998a, 1998b).

1.2.2.1. - Permeabilità dei depositi

I depositi alluvionali recenti e attuali presenti sul fondo valle dei fiumi Simeto e Dittàino e nell'area di pianura, costituiti da limi argillosi, sabbie da fini a medie più o meno limose e da ghiaie sabbiose con ciottoli e blocchi, hanno permeabilità variabile in funzione della granulometria dei livelli lentiformi di limitata estensione, di cui risultano formati i depositi. Complessivamente si attribuisce ad essi un grado di permeabilità da medio ad alto (Fig. 27).

Nel settore meridionale della pianura i depositi formati dagli apporti del F. Dittàino e quelli presenti sul fondo valle dello stesso corso d'acqua hanno permeabilità generalmente bassa per la prevalenza di termini limoso-sabbiosi nei livelli superiori della successione. Nei livelli più profondi della pianura, dove è anche rappresentata la componente sabbioso-ghiaiosa, i valori di permeabilità tendono a migliorare, seppure con frequente variabilità laterale; complessivamente a tali depositi si può attribuire un valore medio di permeabilità ($K = 10^{-4} - 10^{-5}$ m/s).

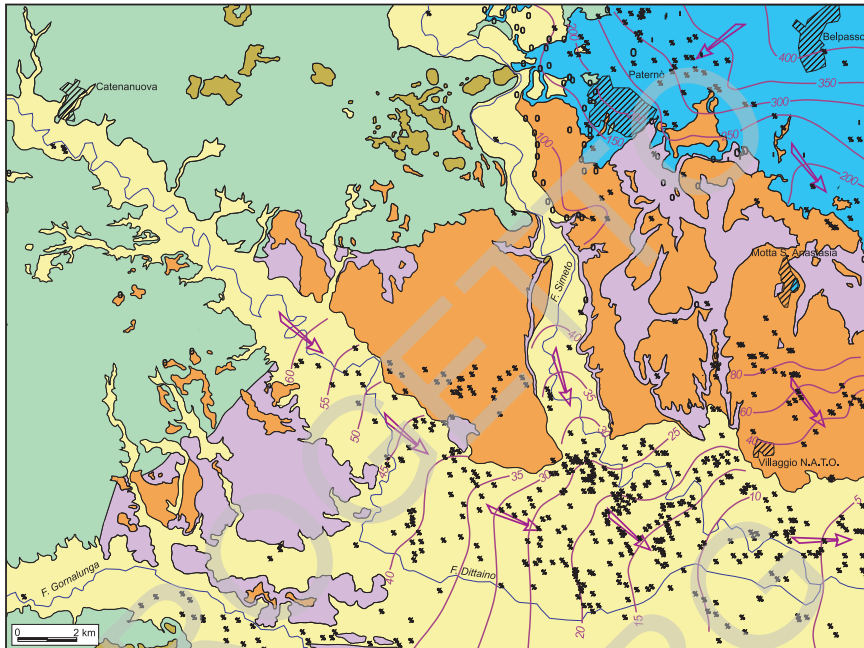
Nel settore settentrionale della pianura i depositi formati principalmente dagli apporti del F. Simeto e quelli presenti sul fondo valle di questo corso d'acqua hanno permeabilità più alta rispetto ai precedenti per il maggior contenuto di elementi grossolani. Anche in questo caso si riconosce una struttura del deposito costituita da livelli a granulometria più fine in alto e più grossolana in basso; in quest'ultimo caso i valori di permeabilità sono decisamente più alti ($K = 10^{-3} - 10^{-2}$). Qui si riscontra un elevato numero di pozzi produttivi, alcuni dei quali con portata dell'ordine di alcune decine di l/s.

Caratteristiche simili e valori analoghi di permeabilità presentano i sedimenti marini che delimitano sul lato settentrionale la pianura e l'alveo del F. Simeto, costituiti da sabbie e ghiaie in diversa percentuale e con struttura in livelli lentiformi con rare intercalazioni argilloso-siltose.

Tutti gli altri termini della successione stratigrafica dell'area, rappresentati da sedimenti argillosi o a componente argillosa prevalente, hanno permeabilità molto bassa ($K < 10^{-8} - 10^{-9}$ m/s) e si considerano quindi praticamente impermeabili. Fanno eccezione i limitati affioramenti di sedimenti evaporitici, la cui permeabilità può raggiungere localmente valori alti nelle rocce carbonatiche per effetto della diffusa fessurazione, ma che nell'insieme è valutabile come medio-bassa. A tali caratteristiche non corrisponde comunque un interesse idrogeologico come acquifero, data la discontinuità e la ridotta dimensione degli affioramenti.

1.2.2.2. - Geometria dell'acquifero

Nel settore nord-occidentale della pianura lo spessore dei depositi alluvionali, sia attuali che recenti, è molto variabile essendo influenzato dalla morfologia del substrato sedimentario marino. Tale spessore tende a crescere procedendo da sud verso lo sbocco delle valli dei fiumi Dittàino e Simeto, come si desume dai dati stratigrafici di numerosi pozzi d'acqua che attraversano l'intera copertura



GRADO DI PERMEABILITÀ				
E	A	M	B	B _s
	a			b

DEPOSITI ALLUVIONALI: Permeabilità da alta a media per porosità in relazione alla granulometria prevalente ed al grado di classazione. Costituiscono localmente acquiferi di apprezzabile interesse.

VULCANITI DEL M.ETNA: Permeabilità generalmente elevata per fessurazione e per porosità. Costituiscono un complesso acquifero di rilevante interesse.

SABBIE QUARZOSE E GHIAIE: Permeabilità media per porosità. Costituiscono un acquifero di discreto interesse.

ARGILLE GRIGIO-AZZURRE: Permeabilità molto bassa; costituiscono il substrato impermeabile delle falde contenute nelle soprastanti vulcaniti, sabbie quarzose e ghiaie.

UNITÀ DELLA CATENA APPENINICO-MAGHREBIDE: Permeabilità da elevata a medio-bassa per fessurazione e per porosità nei termini del Gruppo della Gessoso-Solfifera (a), generalmente bassa o molto bassa nei restanti termini (b). I depositi evaporitici rappresentano un complesso acquifero di scarso significato; parte dei litotipi restanti costituiscono il substrato impermeabile di una porzione delle vulcaniti etnee e dei termini del Gruppo della Gessoso-Solfifera.

E = elevato
A = alto
M = medio
B = basso
B_s = molto basso

- * Pozzo con portata ≥ 5 l/s
- ° Pozzo uso idropotabile
- o Galleria drenante
- o Sorgente

Direzione di deflusso sotterraneo
 Curva isopiezometrica (m s.l.m.)

Fig. 27 - Carta idrogeologica schematica del Foglio Paternò.

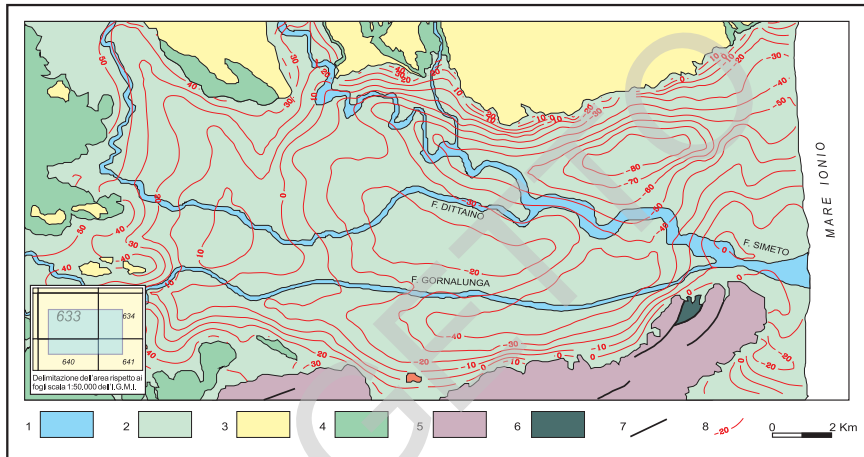


Fig. 28 - Morfologia del substrato impermeabile dell'acquifero alluvionale. 1) Depositi alluvionali attuali; 2) Depositi alluvionali recenti e terrazzati; 3) Depositi sabbioso-ghiaiosi marini; 4) Sedimenti prevalentemente argillosi; 5) Complesso vulcanico-calcarenitico dell'Altopiano Ibleo; 6) Formazioni carbonatiche della serie iblea; 7) Faglia; 8) Isoipsa del tetto del substrato e relativa quota assoluta (da FERRARA, 1999, modificata).

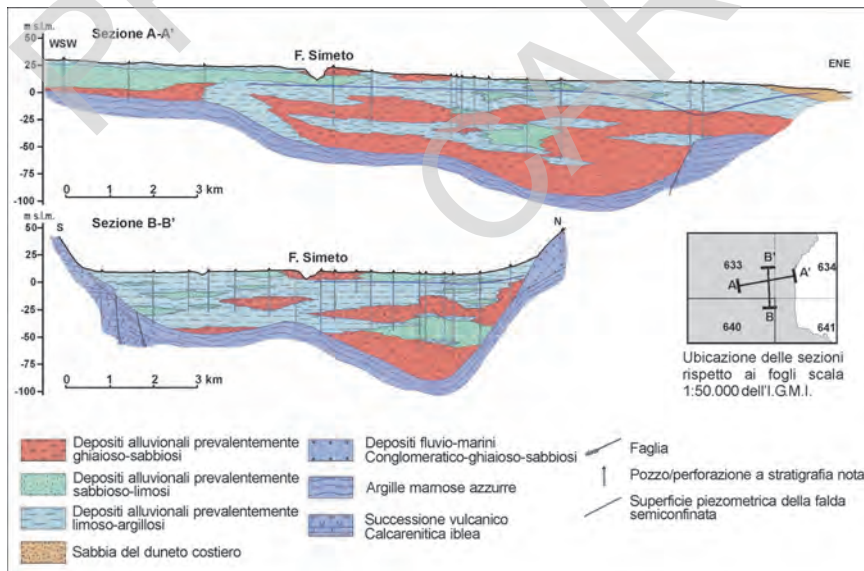


Fig. 29 - Sezioni idrogeologiche.

alluvionale, attestandosi al substrato sedimentario impermeabile.

Dai dati stratigrafici dei pozzi e dai risultati di precedenti prospezioni geofisiche (BREUSSE & HUOT, 1954; CASSA PER IL MEZZOGIORNO, 1982) risulta un quadro della morfologia del substrato impermeabile dell'acquifero, caratterizzata da depressioni orientate grosso modo ovest-est (Fig. 28), le quali influenzano la circolazione idrica sotterranea.

Le condizioni del substrato impermeabile nel settore di pianura compreso nel Foglio, rilevabili dal precedente quadro, comportano un minore spessore di depositi alluvionali nella zona occidentale e spessori invece più consistenti allo sbocco della valle del F. Simeto e lungo il margine delle colline settentrionali.

Le sezioni ricostruite in base ai predetti dati di sottosuolo (Fig. 29) mettono in evidenza, oltre che la diversa composizione del deposito, il progressivo aumento dello spessore delle alluvioni procedendo da ovest verso est e da sud verso nord, in relazione alla presenza del paleoalveo del F. Simeto. Ciò si può rilevare anche dalla Fig. 30, che riporta la distribuzione areale degli spessori dei depositi alluvionali.

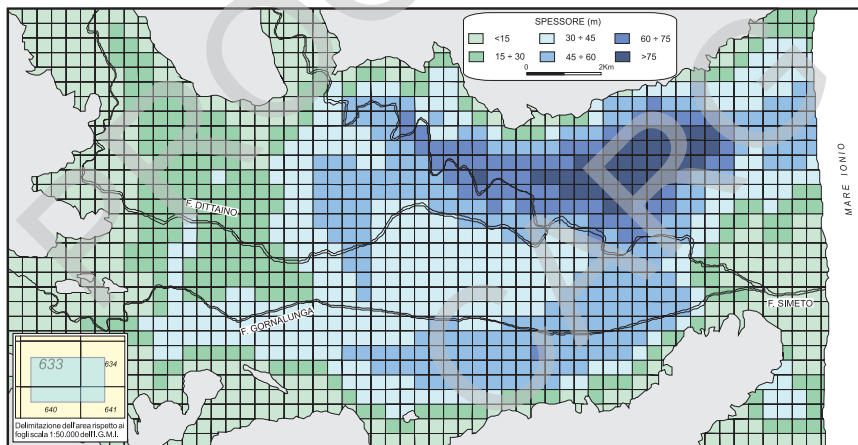


Fig. 30 - Spessore dei depositi alluvionali.

1.2.2.3. - Caratteristiche idrodinamiche

La superficie piezometrica ricostruita mediante la correlazione dei livelli d'acqua rilevati nei pozzi indica direzioni del deflusso sotterraneo da N e NO lungo gli alvei dei due principali corsi d'acqua e quindi verso E in corrispondenza della pianura, dove un'unica falda acquifera defluisce parallelamente allo sviluppo del reticolo idrografico (Fig. 27).

La morfologia della superficie piezometrica evidenzia inoltre un asse di drenaggio preferenziale coincidente con la zona di maggior spessore dei depositi

alluvionali, rappresentata dal paleoalveo del F. Simeto che prosegue più ad est oltre il limite del Foglio, fino alla linea di costa. Qui si individua una falda superficiale ed una falda semiconfinata profonda contenuta nei depositi prevalentemente grossolani (Fig. 31), caratterizzati da valori della trasmissività variabili tra $1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ e $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ed anche più alti all'estremità orientale della pianura (FERRARA, 1998b, 1999).

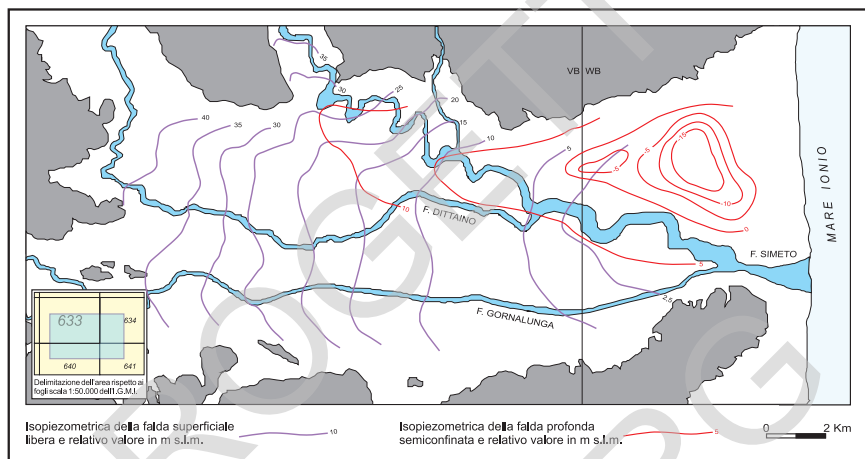


Fig. 31 - Piezometria delle falde (da FERRARA, 1999).

1.2.2.4. - Opere di captazione e sorgenti

Le opere di captazione che prelevano risorse dall'acquifero alluvionale sono rappresentate da pozzi perforati di profondità variabile da alcune decine di metri ad oltre 80 m e da pozzi scavati a largo diametro di pochi metri di profondità. La capacità produttiva dei pozzi perforati è mediamente dell'ordine della decina di l/s, sebbene in alcuni casi si raggiungano anche i 30-40 l/s. Questo tipo di pozzi è molto frequente nella zona settentrionale della pianura e allo sbocco della valle del F. Simeto. La capacità produttiva dei pozzi scavati è invece generalmente bassa, aggirandosi su pochi l/s; questo tipo di pozzi è più frequente nella parte occidentale della pianura e lungo l'alveo del F. Dittaino.

In relazione alla distribuzione dei pozzi ed alla loro tipologia la falda è oggetto di intenso sfruttamento principalmente nella parte settentrionale della pianura, con effetti di progressivo abbassamento del livello piezometrico, che si accentuano durante gli anni di scarse precipitazioni meteoriche.

1.2.3. - *Chimismo delle acque sotterranee*

Il chimismo delle acque presenta sensibili differenze tra la zona occidentale e quella orientale della pianura. I valori della conducibilità elettrica, indicativi del contenuto salino totale, sono infatti generalmente superiori a 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e raggiungono localmente anche i 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ allo sbocco della valle del F. Dittàino, mentre sono più bassi in prossimità della valle del F. Simeto e a ridosso delle colline settentrionali.

In base al contenuto dei principali ioni (Fig. 32) si riscontrano nel primo caso valori elevati di cloruri, sodio e solfati, mentre nel secondo caso aumentano i valori di calcio e di bicarbonati e raddoppiano quelli dei nitrati. Ciò va messo in relazione con i diversi apporti di acqua dalle valli dei due fiumi, nei cui bacini affiorano terreni di differente litologia.

Sotto il profilo della qualità di base (CIVITA *et alii*, 1993) si rileva, in linea generale, una prevalenza di acque la cui idoneità per l'uso potabile presenta forti limitazioni che richiederebbero preventivi trattamenti, mentre per gli usi irriguo e industriale le acque sono utilizzabili con limitazioni in presenza dei più alti contenuti di cloruri (Fig. 33).

1.2.4. - *Vulnerabilità all'inquinamento*

La vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero alluvionale (FERRARA, 1998b, 1999) è influenzata dalla permeabilità dei depositi superficiali e dagli interscambi tra acque superficiali e acque sotterranee provenienti dalle valli dei fiumi che attraversano la pianura.

La presenza in superficie di numerosi depositi limoso-sabbiosi limita l'infiltrazione delle precipitazioni meteoriche, riducendo o annullando la penetrazione di sostanze inquinanti nel sottosuolo. A ciò si aggiunge l'azione protettiva, seppure discontinua, delle intercalazioni pelitiche che determinano le condizioni di semiconfinamento della falda profonda (Fig. 34).

I deflussi provenienti dalle valli dei principali corsi d'acqua rappresentano invece un fattore di pericolosità a causa degli scarichi di reflui non trattati dei centri urbani ubicati sul versante occidentale dell'Etna e lungo la valle del F. Simeto. Sintomi di contaminazione dovuti a questi reflui si rilevano in diversi punti della valle, con parziale attenuazione del fenomeno per effetto della diluizione.

Altro fattore di pericolosità è rappresentato dall'abbondante utilizzazione di fertilizzanti, pesticidi e diserbanti nelle estese aree coltivate ad agrumi, nonché dalla presenza di allevamenti di bovini, ovini, equini e suini, talora con un alto numero di capi, cui spesso si associa la lavorazione di prodotti derivati.

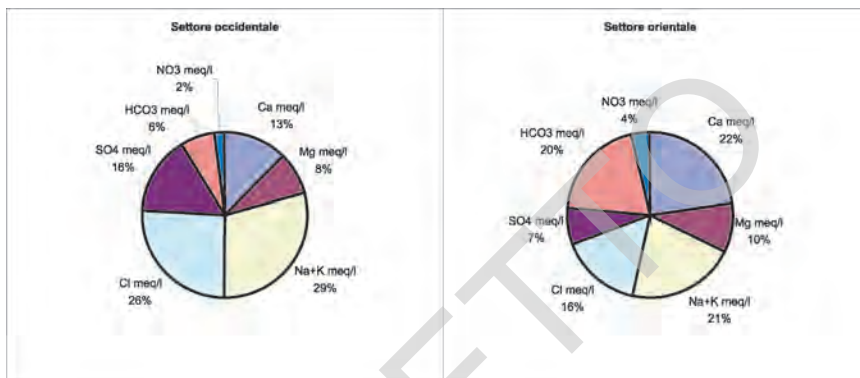
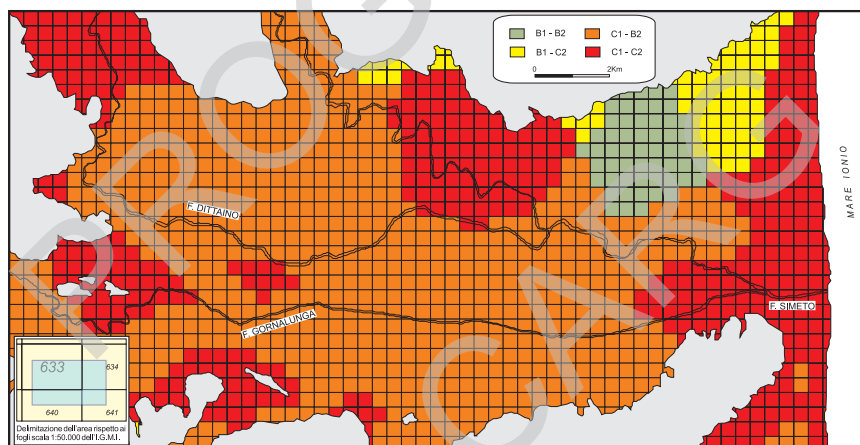


Fig. 32 - Distribuzione percentuale dei principali parametri chimici delle acque sotterranee.



CLASSI DI QUALITÀ

GIUDIZIO	Gruppo 1 Parametri chimico-fisici (TH, Cond. EL., SO4, Cl)	Gruppo 2 Sostanze indesiderabili (NO3, Fe, Mn, NH)
OTTIMALE	A1	A2
MEDIA	B1	B2
SCADENTE	C1	C2

GIUDIZIO D'USO

- A: Acqua potabile senza alcun trattamento; idonea a quasi tutti gli usi industriali ed irrigui
- B: Acqua potabile senza alcun trattamento; alcune limitazioni per usi industriali ed irrigui
- C: Acqua non idonea ad essere utilizzata tal quale per usi potabili e con limitazioni per altri usi
- C1: da sottoporre a trattamenti specifici
- C2: da sottoporre a trattamento di ossidazione semplice o spinta

Fig. 33 - Qualità di base delle acque in relazione all'uso (da CIVITA et alii, 1993).

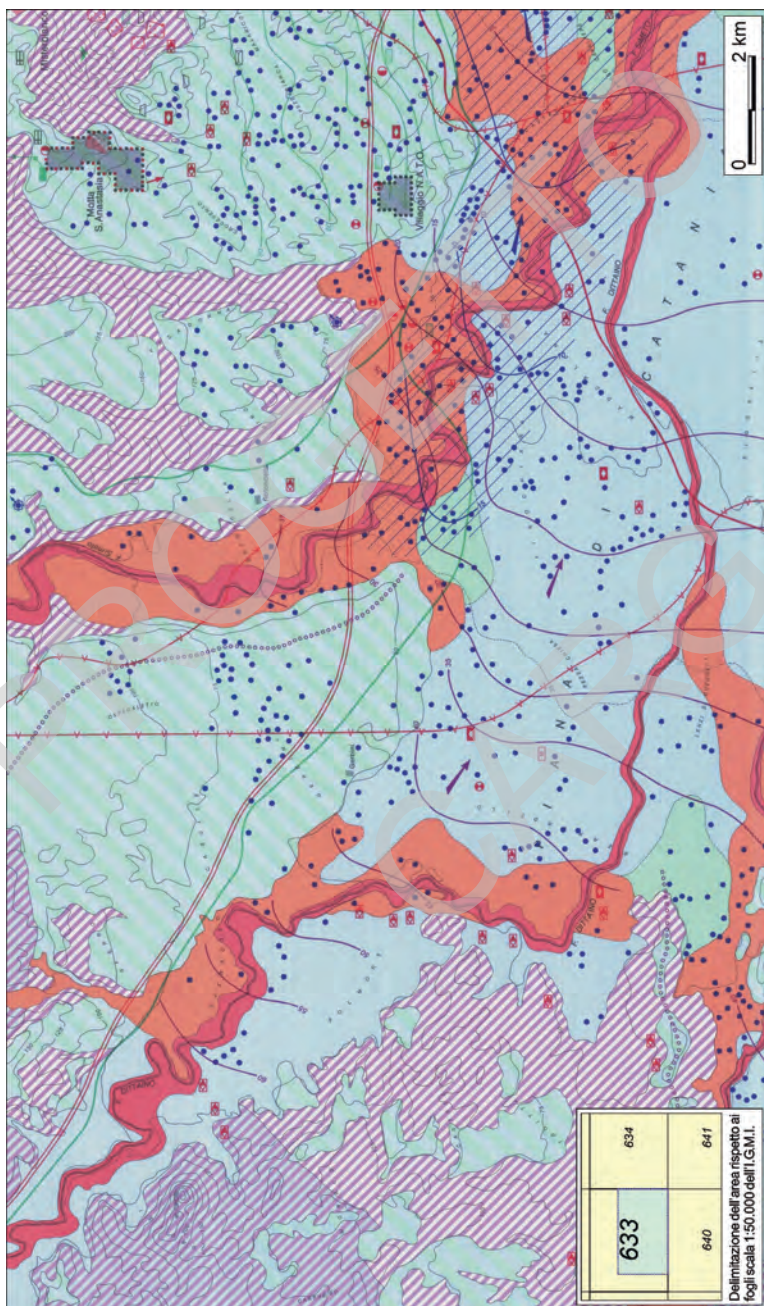




Fig. 34 - Vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero alluvionale (da FERRARA, 1999).

IX - RISCHIO GEOLOGICO

(S. Branca)

1. - CONSIDERAZIONI SULLA VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ VULCANICA

Il Foglio “Paternò” costituisce una porzione estremamente limitata della periferia sud-occidentale del Monte Etna localizzata ad una distanza di 18-22 km dalla zona sommitale del vulcano, ricoprendo solamente il 5-6% dell’intera superficie dell’edificio etneo. I dati geologici contenuti nel Foglio, pertanto, possono essere utilizzati solamente per fornire alcune considerazioni generali sulla valutazione della pericolosità vulcanica limitatamente all’area in oggetto; infatti, per affrontare questa complessa problematica è necessario integrare tali dati con quelli derivanti dai rilievi di tutti gli altri fogli geologici del Monte Etna.

Il Foglio “Paternò” è in gran parte costituito da colate laviche riferibili all’attività eruttiva del sistema Concazze e degli ultimi 15 ka (sistema Il Piano) le cui fessure eruttive sono localizzate nel fianco sud del vulcano, lungo il sistema di fessure denominato *Rift* di S (v. Foglio “Acireale”). Tale rift è caratterizzato dalla massima concentrazione di fessure eruttive dell’intero edificio vulcanico (VILLARI et alii, 1988), rappresentando uno dei principali settori di intrusione magmatica dell’Etna. Le fessure eruttive del *Rift* di S si sviluppano dalla base dei Crateri Sommitali principalmente verso S e SE mostrando un’ampia distribuzione lungo la fascia pedemontana compresa tra i 900 ed i 600 m. Dall’analisi dell’attività eruttiva degli ultimi 400 anni (CHESTER et alii, 1985; BRANCA & DEL CARLO, 2004) risulta che il *Rift* di S è il più attivo fra tutti i sistemi di fessure eruttive presenti sul vulcano, e che la maggior parte di esse sono localizzate ad una quota superiore ai 1600 m.

Il Foglio comprende due grossi centri urbani, Belpasso e Paternò, localizzati rispettivamente a 500-600 m e 210-250 m di quota. Nella valutazione della peri-

colosità vulcanica di quest'area sono da prendere in considerazione quegli eventi eruttivi che sono caratterizzati dall'apertura di fessure eruttive a quote inferiori ai 1900 m in corrispondenza del Rift di S. Infatti, considerando che la lunghezza media delle colate laviche storiche è compresa tra i 5 e i 10 km (LOPES & GUEST, 1982) l'eventuale apertura di fessure nella parte alta del vulcano non comporterebbe seri rischi per i centri abitati di quest'area che si estendono fino ad una quota massima di circa 600 m.

I rilievi geologici hanno evidenziato che questa porzione del basso versante sud-occidentale del vulcano durante l'attività eruttiva degli ultimi 2000 anni è stata interessata solamente da due eventi eruttivi, le cui bocche sono localizzate lungo il Rift di S. Il primo evento eruttivo corrisponde alla colata di M. Sona, che in base a recenti datazioni paleomagnetiche (TANGUY *et alii*, 2003) è riferibile ad un'eruzione avvenuta in epoca medievale intorno all'anno 1000. La fessura eruttiva di quest'eruzione è localizzata ad una quota di circa 1200 m e il fronte lavico più avanzato si attesta ad una quota di circa 280 m, localizzandosi a circa 1.5 km a nord dell'abitato di Paternò. Il secondo evento eruttivo corrisponde all'eruzione del 1669. Tale eruzione costituisce uno degli eventi attesi a più alto rischio vulcanico che possono interessare l'area di questo Foglio, in quanto la fessura eruttiva è localizzata ad una quota di 700 m. In particolare, l'eruzione del 1669 costituisce l'evento eruttivo più distruttivo degli ultimi 2000 anni, durante il quale, in 122 giorni furono eruttati circa 100 milioni di metri cubi di lava, formando un campo lavico esteso 37.5 km² che raggiunse una lunghezza massima di 15 km (ROMANO & STURIALE, 1982). Durante quest'eruzione i flussi lavici distrussero completamente nove paesi, fra cui Belpasso, e una piccola parte della città di Catania (BOSCHI & GUIDOBONI, 2001).

Un ulteriore fattore che deve essere attentamente considerato per una corretta valutazione della pericolosità vulcanica dell'Etna, in aggiunta alla pericolosità legata ai processi di invasione lavica, è quello connesso alle eruzioni di tipo esplosivo. Dagli studi tefrostratigrafici condotti nel versante orientale del vulcano (COLTELLI *et alii*, 2000) durante la realizzazione del Foglio "Acireale", è stato possibile contribuire alla definizione della pericolosità vulcanica delle eruzioni esplosive. In particolare l'analisi dei depositi piroclastici degli ultimi 12.000 anni (v. membro Cubania, Foglio "Acireale"), ha permesso di definire tre tipologie di eruzioni esplosive attese all'Etna:

- deposito del 1990 per eruzioni tipo fontane di lava e/o piccole subpliniane (da 1 a 10 milioni di m³);
- deposito dell'eruzione del 3930±60 a.C. (*marker* stratigrafico FS di COLTELLI *et alii*, 2000) per le tipiche eruzioni subpliniane (intorno a 100 milioni di m³);
- deposito dell'eruzione del 122 a.C. (*marker* stratigrafico FG di COLTELLI *et alii*, 1998, 2000) per le eruzioni pliniane (oltre 1000 milioni di m³).

Le tre tipologie costituiscono delle eruzioni di breve durata (da meno di un'ora a pochi giorni) che avvengono ai crateri sommitali con la formazione di una colonna eruttiva responsabile della caduta di materiale piroclastico di varia granulometria. La valutazione dell'impatto sul territorio e sulla popolazione di questi tre

tipi di eruzioni esplosive è strettamente connessa con la magnitudo dell'evento.

Complessivamente gli eventi di tipo fontane di lava, come quelli avvenuti ad esempio al Cratere di SE nel 2000 (ALPARONE *et alii*, 2003) e/o piccole subpliniane costituiscono le eruzioni più attese, mentre le eruzioni di magnitudo pliniana rappresentano il massimo evento atteso.

Il record tefrostratigrafico ha evidenziato che l'eruzione esplosiva avvenuta in epoca Romana nel 122 a.C. (COLTELLI *et alii*, 1998) costituisce l'unico evento di magnitudo pliniana verificatosi durante l'attività eruttiva degli ultimi 12.000 anni (COLTELLI *et alii*, 2000) i cui prodotti piroclastici hanno interessato il versante sud-orientale del vulcano (COLTELLI *et alii*, 1998).

Infine, un ulteriore evento eruttivo che completa il quadro delle tipologie di eruzioni esplosive attese all'Etna, definito nel Foglio "Acireale", sono le eruzioni laterali caratterizzate da un'intensa e prolungata attività esplosiva, come quella che ha caratterizzato le eruzioni del 2001 e del 2002-03 (ANDRONICO *et alii*, 2005). Durante tali eruzioni laterali la formazione di una colonna di cenere ha prodotto, specialmente nel 2002-03, un'abbondante ricaduta di materiale piroclastico per diversi mesi su tutto il vulcano (Fig. 35), causando notevoli danni alle aree coltivate e all'economia locale, in conseguenza della prolungata chiusura dell'aeroporto di Catania.



Fig. 35 - Vista aerea della colonna eruttiva formatasi durante l'eruzione dell'Etna nel 2002-03 e dei Crateri Sommitali (fotografia dell'INGV-Sezione di Catania).

Dall'analisi dell'attività eruttiva storica BRANCA & DEL CARLO (2004) hanno evidenziato che questa tipologia di eruzioni laterali caratterizzate da una forte esplosività, come quelle del 2001 e del 2002-03, si sono verificate più volte durante l'attività degli ultimi 300 anni, evidenziando inoltre come le fessure eruttive di questi eventi sono localizzate nel versante sud-orientale del vulcano.

In conclusione, per ciò che concerne la pericolosità vulcanica da eruzioni esplosive si può dire che l'Etna produce frequenti e relativamente violente eruzioni esplosive di medio-bassa intensità dai crateri sommitali ed in casi eccezionali intense eruzioni di magnitudo subpliniane e pliniane; mentre occasionalmente si possono verificare prolungate eruzioni laterali caratterizzate dalla formazione di colonne di cenere. Per quanto riguarda l'area del Foglio "Paternò", in conseguenza del fatto che i venti dominanti nella regione etnea hanno una provenienza dai quadranti occidentali, la probabilità di caduta di materiale piroclastico è relativamente bassa.

X - ANALISI DELLA SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA

1. - SISMICITÀ E ZONE SISMOGENETICHE

L'area del Foglio "Paternò" è localizzata in Sicilia orientale, una delle zone a più alta pericolosità sismica dell'Italia essendo stata colpita nel passato da diversi terremoti distruttivi (magnitudo $M = 6.4-7.3$).

Per stimare la pericolosità sismica dell'area sono state utilizzate metodologie classiche, come ad esempio quella di Cornell (SLEJKO *et alii*, 1998). Questi approcci tuttavia risentono della limitazione dovuta all'assunzione di zone sismogenetiche omogenee ed estese, caratterizzate da tasso di sismicità e modello di attenuazione uniforme, che tendono a nascondere eventuali differenze nei vari siti. Per superare queste restrizioni, recentemente sono state sviluppate metodologie (MAGRI *et alii*, 1994) che utilizzano le intensità osservate al sito per il calcolo della pericolosità sismica. È stata quindi eseguita l'analisi di dettaglio dei terremoti che hanno interessato i principali centri abitati localizzati all'interno del Foglio (Paternò, Belpasso, Motta S. Anastasia e Catenanuova) al fine di ricostruirne la storia sismica.

I terremoti capaci di dare un contributo significativo alla pericolosità sismica del settore in studio sono localizzati in Sicilia orientale e in Calabria meridionale. In una delle zonazioni sismogenetiche più recenti, la ZS4 (MELETTI *et alii*, 2000a), tracciata nel 1996 con lo scopo prevalente di servire da *input* per la valutazione di pericolosità sismica, in queste regioni sono state individuate le zone 68, 69, 70, 71, 72, 73, 78, 79 (Fig. 36).

Nella ZS 68, localizzata nella Stretta di Catanzaro, fascia di raccordo fra Calabria settentrionale e meridionale, sono ubicati i terremoti del 28 marzo 1783 ($I_{\max} = 11$ MCS) e dell'8 settembre 1905 ($I_{\max} = 10/11$ MCS).

Per quanto riguarda le zone sismogenetiche della Calabria meridionale (ZS 69 e 70), le strutture qui certamente più attive sono le faglie del bacino del Mèsima,

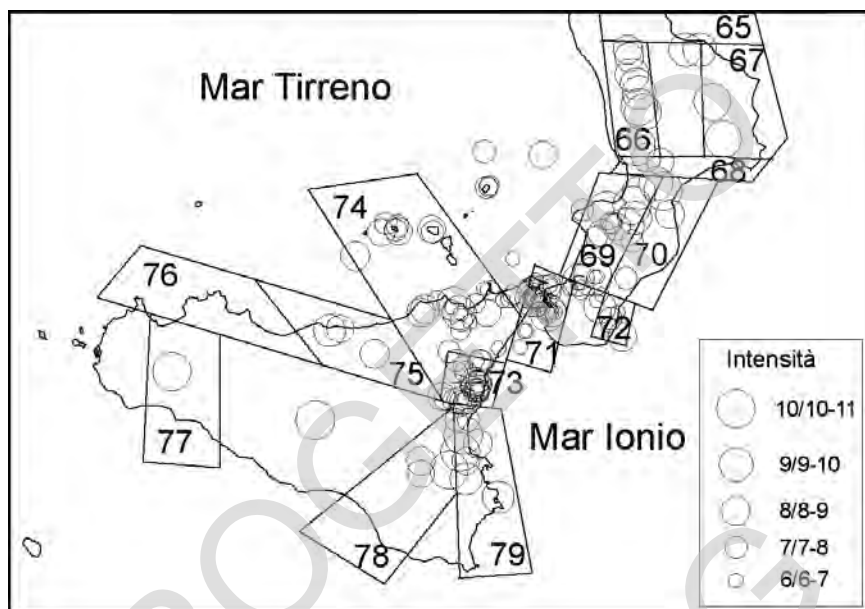


Fig. 36 - Epicentri dei principali terremoti della Sicilia e Calabria nel periodo 1125-1990 dal catalogo parametrico dei terremoti Italiani (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999). I poligoni rappresentano le Zone Sismogenetiche tratte da MELETTI et alii (2000a).

di Serre, di Gioia Tauro e di Cittanova, la cui attività si è protratta anche nel Pleistocene superiore e nell'Olocene (VALENSISE & D'ADDEZIO, 1994; MONACO & TORTORICI, 2000; JACQUES *et alii*, 2001). Queste strutture con direzione NE-SO sono state probabilmente responsabili dei grandi terremoti calabresi del 5, 6 e 7 febbraio e dell'1 marzo del 1783 (BARATTA, 1901).

La ZS 71 comprende l'area dello Stretto di Messina, dove è ubicato il terremoto del 28 dicembre 1908 ($M \cong 7.1$; $I_{\max} = 11$, MCS) ampiamente descritto da BARATTA (1910). Poiché non vengono descritte evidenze di fagliazione superficiale e i dati strumentali non sono molto precisi, vari Autori hanno proposto modelli diversi riguardo la collocazione spaziale, la geometria e le dimensioni della sorgente (p.e. GHISSETTI, 1992; VALENSISE & PANTOSTI, 1992, 2001).

La ZS 73 corrisponde all'area etnea, dove la sismicità è caratterizzata da eventi di bassa magnitudo e ipocentri superficiali (MONACO *et alii*, 1997; GRESTA *et alii*, 1997), per cui gli eventi di quest'area sono capaci di produrre localmente effetti distruttivi, ma vengono appena avvertiti al di fuori dell'area stessa (AZZARO *et alii*, 2000b).

Al confine tra i Nebrodi e i Peloritani occidentali (SZ 74), i terremoti sono localizzati lungo il versante Tirrenico, in particolare lungo l'allineamento Patti-Vulcano-Salina (AZZARO *et alii*, 2000a). Questa sismicità è associabile alle

strutture trascorrenti destre NO-SE presenti nell'area (es. il terremoto di Patti del 1978, BARBANO *et alii*, 1979).

In Sicilia sud-orientale la sismicità è distribuita soprattutto lungo la costa ionica, dove gli eventi hanno raggiunto $M \cong 7.0$ (AZZARO & BARBANO, 2000). La struttura probabilmente responsabile dei terremoti maggiori di quest'area (1169, $I_{\max} = 10$ MCS; 1693, $I_{\max} = 11$ MCS; 1818, $I_{\max} = 9/10$ MCS) è la Scarpata Ibleo-Maltese. Essa è costituita da un sistema di faglie normali a direzione prevalente NNO-SSE che delimita, *offshore*, la zona ionica (BIANCA *et alii*, 1999) e caratterizza la sismicità della ZS 79.

Terremoti di moderata magnitudo sono localizzati invece nel settore più interno del *Plateau* Ibleo (ZS 78) (AZZARO & BARBANO, 2000).

2. - STORIA SISMICA E PERICOLOSITÀ

La storia sismica di un sito, che è l'elenco cronologico degli effetti causati da terremoti vicini e lontani al sito stesso, valutati in intensità macrosismica, rappresenta la base essenziale per stabilire l'impatto del terremoto con il territorio nel tempo e può anche essere utilizzata per valutare la pericolosità direttamente dai dati di intensità al sito con un metodo recentemente sviluppato (MAGRI *et alii*, 1994; ALBARELLO & MUCCIARELLI, 2002).

Per la definizione della storia sismica al sito sono stati utilizzati come dati di partenza il database GNDT DOM4.1 (MONACHESI & STUCCHI, 1997) e il Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (BOSCHI *et alii*, 1995, 1997, 2000), oltre al *database* dei terremoti dell'Etna (AZZARO *et alii*, 2000b). La rilettura delle fonti storiche citate in questi lavori ha permesso di compilare il catalogo di sito, aggiungendo nuove informazioni, specialmente per i terremoti che hanno provocato danni. Allo scopo di ottenere una maggiore omogeneità del *dataset*, le intensità sono state stimate utilizzando la Scala Macrosismica Europea 1998 (EMS-98; GRÜNTAL, 1998).

In tutte le località esaminate gli effetti maggiori sono legati all'attività delle faglie regionali che si sviluppano lungo la costa ionica siciliana; danni minori sono legati ai terremoti ubicati nello Stretto di Messina, nell'area interna del *Plateau* Ibleo e nell'area etnea (Fig. 37).

Viene di seguito riportata una breve descrizione dei danni causati dai terremoti di intensità più elevata ($I \geq 7$ EMS-98).

Il terremoto del 4 febbraio 1169 causò danni considerevoli in tutta la Sicilia orientale e parte della Calabria meridionale (BOSCHI *et alii*, 1995). I più importanti centri abitati della Sicilia orientale furono gravemente danneggiati (BARBANO *et alii*, 2001). Furono osservati fenomeni permanenti sul terreno in una vasta area fra la costa ionica e Caltagirone. Uno *tsunami* colpì la città di Messina e la foce del Fiume Simeto (LOMBARDO, 1985). Nessuna delle località ricadenti nel Foglio "Paternò" è citata dalle fonti dell'evento (ROMUALDUS SALERNITANUS, XII sec.; CHRONACA PISANA, 1722; FALCADO, XII sec.), ma è verosimile che esse siano state danneggiate data l'estensione dell'area interessata dal fenomeno.

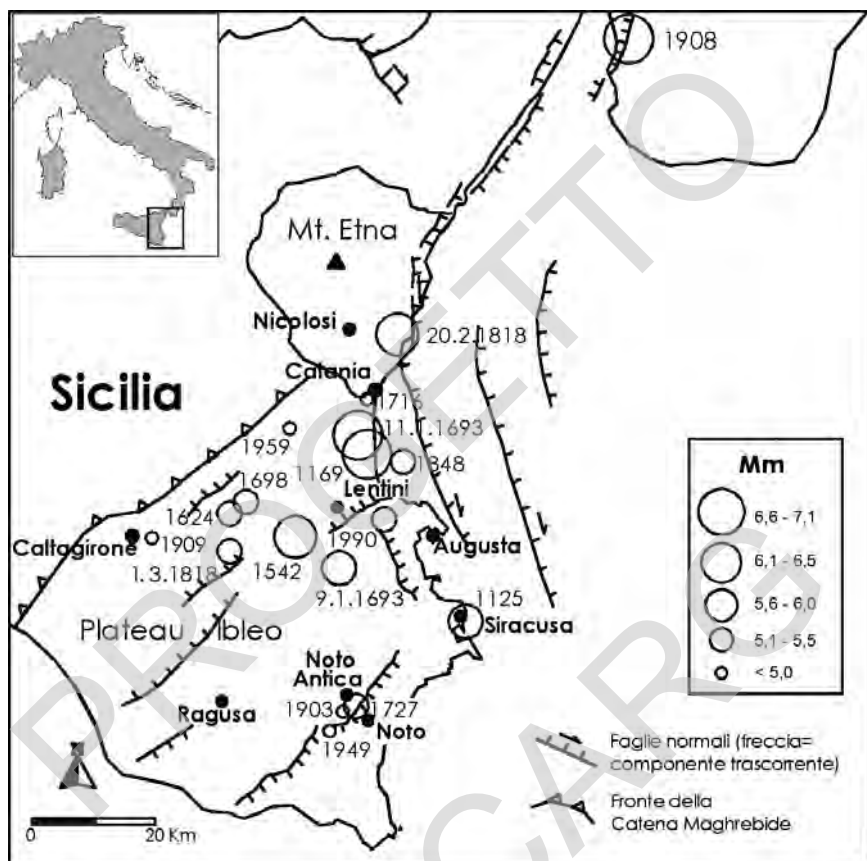


Fig. 37 - Epicentri dei principali terremoti nel periodo 1125-1990 che hanno provocato danni o sono stati avvertiti nell'area del Foglio Paternò. I principali elementi strutturali sono tratti da BIANCA *et alii* (1999).

I danni causati dal terremoto del 1542 (BOSCHI *et alii*, 1995) si estesero dalla costa ionica, dove diverse località furono quasi del tutto distrutte, fino a Caltagirone, nella parte più interna del Plateau Ibleo. Le vittime furono più di 147 (CHRONACA SICILIANA, XVI sec.). Nessuna località dell'area etnea è menzionata dalle fonti storiche per questo terremoto.

Il primo terremoto per il quale troviamo notizie per Belpasso è quello del 1669 (Tab. 7), quando vi furono fortemente avvertiti i terremoti legati all'apertura delle bocche dell'eruzione che distrusse molte località del versante sud-occidentale etneo (CALCERANO, 1670). Il paese si chiamava allora *Malpasso*, dal latino *Mali passus* (*Passo del melo*). Esso fu così chiamato sino al 1669 anno in cui venne anch'esso distrutto dall'eruzione. Successivamente fu riedificato col nome

di *Fenicia Moncada*, ma venne raso al suolo dal terremoto del 1693 e ricostruito nuovamente nel 1695 su un progetto dell'architetto Giovanni Bellia (XVII secolo) con l'attuale nome augurale di Belpasso.

Il *foreshock* del 9 gennaio 1693, che precedette di due giorni la scossa principale (BARBANO & COSENTINO, 1981; BOSCHI *et alii*, 1995), causò gravi danni in Sicilia sud-orientale. La scossa fu fortemente avvertita a Paternò, dove gli abitanti uscirono dalle case e passarono la notte all'aperto, ma non vengono segnalati danni (BURGOS, 1693).

Due giorni dopo, l'11 gennaio, si verificò la scossa che provocò distruzione e gravi danni in tutta la Sicilia orientale, compresa l'area etnea e Messina, che non erano state danneggiate dalla prima scossa (BOSCHI *et alii*, 1995). Effetti di *tsunami* sono descritti in diverse località da Messina fino a Scicli (MONGITORE, 1743). Molti siti vicini alla costa sud-orientale della Sicilia furono quasi totalmente distrutti ($I = 10-11$) incluse Belpasso, dove le vittime furono 14 su un totale di 1651 abitanti (BOCCONE, 1697), e Motta S. Anastasia; mentre Paternò (40 vittime su 4011) e Catenanuova subirono danni gravi (AGS, 1693).

L'evento del 20 febbraio 1818 provocò gravi danni e rovine in molte località della regione etnea, mentre causò danni moderati in parecchie località della Sicilia orientale (BOSCHI *et alii*, 1995). Fu fortemente avvertito in tutta la Sicilia e debolmente in Calabria meridionale, isole Eolie e Malta. Questo terremoto viene generalmente interpretato, nonostante sia localizzato nell'area etnea, come un terremoto crostale, associato al segmento più settentrionale della Scarpata Ibleo-Maltese (AZZARO & BARBANO, 2000). Belpasso e Paternò subirono danni più gravi ($I = 7-8$) rispetto a Motta e Catenanuova ($I = 7$) (BOSCHI *et alii*, 1995). Questo terremoto è il primo evento riportato nella storia sismica del sito di Catenanuova, essendo stato fondato soltanto nel XVIII secolo da Andrea Riggio nel feudo di Melinventris.

Tab. 7 - *Catalogo di sito per Paternò ($I \geq 5$) e località vicine. I parametri dei terremoti sono tratti dal catalogo CPTI (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999; quelli con (*) da AZZARO et alii (2000b). M_m è la magnitudo macrosismica.*

An Me Gi	Area Epicentrale	LAT	Lon	M_m	I_o	I_{oss} Belpasso	I_{oss} Paternò	I_{oss} Motta	I_{oss} Catenanuova
1669 03 10	Nicolosi	37.620	15.030	4.8	8-9	5-6	-	-	-
1693 01 09	Val di Noto	37.169	15.005	5.8	8-9	-	5-6	-	-
1693 01 11	Sicilia orient.	37.415	15.049	7.1	11	10	8-9	10	-
1818 02 20	Catanese	37.600	15.130	6.2	9	7-8	7-8	7	7
1842 11 18*	Belpasso	37.607	15.022	3.4	6	5.5	-	-	-
1848 01 11	Augusta	37.366	15.154	5.4	8	-	-	7	-
1850 01 01*	Etna sudovest	37.617	14.923	3.9	7-8	7	-	-	-
1883 03 22*	Nicolosi	37.653	15.065	4.1	8	5	-	-	-
1883 03 22*	Belpasso	37.602	15.003	3.7	7	6.5	-	-	-
1883 06 28*	Etna sud	37.602	15.003	3	5	5	-	-	-
1886 07 31*	Etna sud	37.728	15.192	3	5	4	5	-	-
1894 11 16	Calabria mer.	38.280	15.870	5.8	8.5	5	5	4.5	-
1898 05 14*	S.M.Licodia	37.615	14.889	3.9	7-8	5.5	6	-	-
1905 09 08	Calabria	38.754	16.026	7.5	11	4	5-6	-	-
1908 12 28	Messina	38.150	15.680	7.1	11	6-7	7	-	-
1920 01 01*	Etna sud	37.602	15.003	3	5	5	-	-	-
1959 12 23	Piana Catania	37.428	14.890	4.7	6-7	6	4	-	-
1990 12 13	Sicilia sudest	37.259	15.110	5.1	7-8	5	5	4-5	4-5
1998 01 10*	Etna sudest	37.689	14.921	3.7	6	5	4	3	3

Il terremoto dell'11 gennaio 1848 colpì la Sicilia sud-orientale, causando gravi danni in alcune località della costa ionica (BARBANO & RIGANO, 2001; BOSCHI & GUIDOBONI, 2001). I danni maggiori si ebbero ad Augusta, dove almeno i 2/3 degli edifici crollarono, provocando la morte di 30 persone. Motta S. Anastasia soffrì danni moderati ($I = 7$) (BOSCHI & GUIDOBONI, 2001).

Un terremoto accaduto nel versante occidentale etneo l'1 gennaio 1850, provocò i suoi massimi effetti a Biancavilla e Belpasso ($I = 7$), dove "produsse danni a varie fabbriche" (GIORNALE DI CATANIA, 1850 e GAZZETTA PIEMONTESE, 1850).

Gli effetti più gravi del terremoto del 28 dicembre 1908 si ebbero su un'area di circa 6000 kmq della Sicilia orientale e della Calabria meridionale e fu avvertito in una regione molto vasta: a est fino al Montenegro (Albania), verso Sud fino a Malta ed Agrigento; a ovest fino ad Ustica, ed a nord fino a Campobasso (BOSCHI *et alii*, 2000). In seguito al catastrofico evento perirono più di 100.000 persone. Secondo BARAITA (1910), il terremoto provocò lievi danni a Belpasso e Paternò ($I = 6-7$).

Il terremoto del 13 dicembre 1990 ha interessato circa 250 località delle province di Siracusa, Catania e Ragusa ed è stato anche avvertito in alcune zone

della Calabria Meridionale (BOSCHI *et alii*, 1997). Sebbene il terremoto avesse magnitudo moderata ($M = 5.1$), ha provocato vittime e danni su una vasta area del settore nord-orientale dell'area iblea. A Belpasso e Paternò fu avvertito molto forte da tutti ($I = 5$); a Motta S. Anastasia e Catenanuova il terremoto fu fortemente avvertito ($I = 4-5$).

La Tab. 7 riporta i terremoti che hanno provocato effetti con intensità ≥ 5 EMS-98 in una delle località del Foglio "Paternò". Allo scopo di migliorare la completezza del catalogo di sito, le intensità osservate sono state integrate con intensità virtuali. Queste ultime sono state calcolate riportando al sito, mediante una legge di attenuazione cubica (MAGRI *et alii*, 1994), le intensità epicentrali tratte dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999). Questa integrazione ha permesso di individuare pochi terremoti che potrebbero aver causato danni attribuibili ad intensità $I_{cal} \geq 6$, e si riferiscono soprattutto a terremoti precedenti il XVIII secolo.

Le storie sismiche al sito, ottenute mediante l'integrazione sopra citata (Fig. 38), mostrano una lacuna di informazioni precedente al XVI secolo. Per i terremoti al di sotto della soglia del danno ($I \leq 5-6$), il catalogo sembra completo a partire dal XIX secolo.

La pericolosità sismica è stata stimata a partire dalla storia sismica al sito, mediante la metodologia proposta da MAGRI *et alii* (1994). Questo approccio è basato sull'uso di una funzione di distribuzione discreta che descrive, per ciascun terremoto, la probabilità che gli effetti al sito siano maggiori o uguali a ciascun possibile

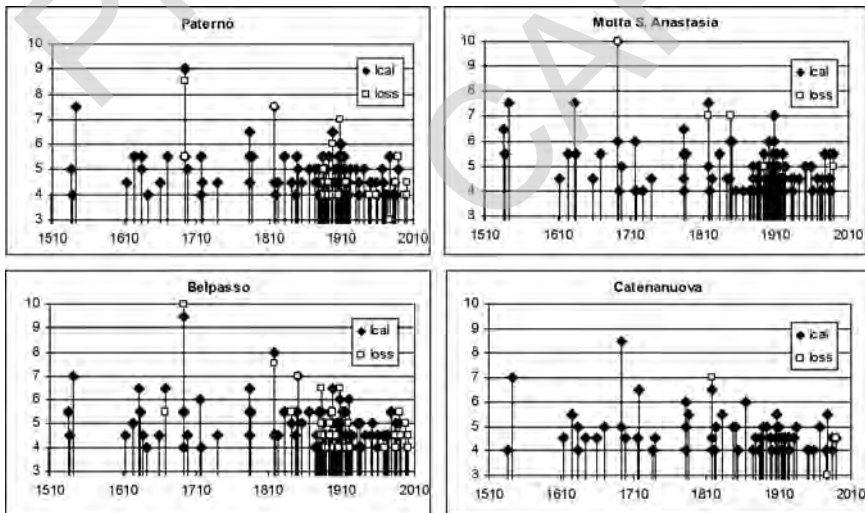


Fig. 38 - Storia sismica di Paternò. I_{oss} rappresenta le intensità osservate, I_{cal} le intensità calcolate al sito mediante una legge di attenuazione cubica dalle intensità epicentrali tratte dal catalogo parametrico dei terremoti italiani (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999).

valore di intensità della scala macrosismica adottata. Tale probabilità può essere definita usando i dati macrosismici disponibili al sito. Per esempio, se si assume che l'incertezza esiste soltanto tra i due possibili valori di intensità 7 e 8, la funzione di distribuzione potrebbe essere descritta da una stringa di dieci elementi:

$$p_s(I) = [1., 1., 1., 1., 1., 1., 0.5., 0., 0., 0.]$$

per intensità I che variano tra il II e l'XI grado EMS-98. La storia sismica al sito risulta descritta da una matrice di funzioni di distribuzione che rappresenta, per ciascun terremoto, la probabilità che l'intensità al sito sia maggiore o uguale a ciascuno dei valori di intensità. Va comunque sottolineato che, per quasi tutti gli eventi, la maggior parte dei valori di intensità utilizzati nel calcolo rappresentano dati osservati quindi, specialmente per i terremoti che hanno provocato danni, il modello di attenuazione adottato è praticamente ininfluenza. Inoltre, ogni classe di intensità ha la propria soglia di completezza (ovvero l'anno a partire dal quale il catalogo di sito risulta completo per quella intensità), calcolata con la metodologia di MULARGIA *et alii* (1987), ed è trattata indipendentemente dalle altre. La procedura adottata infatti non utilizza *a priori* nessun modello di distribuzione di terremoti (es. Gutenberg-Richter, *etc.*). Nella Tab. 8 sono riportati il periodo di completezza per ciascuna classe di intensità ed i relativi periodi di ritorno medi (Fig. 39). I periodi di ritorno, calcolati usando le intensità al sito, risultano essere più brevi di quelli ottenuti da SLEJKO *et alii* (1998) con il metodo di CORNELL (1968). Questo metodo da, per la maggior parte della Sicilia sud-orientale, un'intensità massima attesa di 8, in un periodo di 475 anni mentre, con la procedura applicata in questo studio, si ottengono intensità fra 9 e 10 per un intervallo di tempo comparabile.

Queste diverse valutazioni non possono essere giustificate dalle piccole differenze di intensità derivanti dall'uso di scale macrosismiche differenti (MCS e EMS-98), ma possono essere spiegate considerando che il metodo di Cornell assume zone sorgenti estese caratterizzate da tasso di sismicità omogeneo.

Il periodo di ritorno medio per intensità 10 a Belpasso e Motta S. Anastasia supera i 600 anni (Fig. 39). I valori ottenuti sono maggiori di quelli della città di Catania (AZZARO *et alii*, 1999), per la quale gli eventi distruttivi sono due (1693 e 1169) e quindi pesano nel calcolo della pericolosità. Gli eventi di bassa e media intensità a Catania sono meno frequenti rispetto a quelli di Belpasso, Motta

Tab. 8 - Soglia di completezza per le varie intensità e periodi di ritorno medio (anni) per Catania, Paternò, Belpasso, Motta S. Anastasia, Catenanuova.

Int	Catania		Paternò		Belpasso		Motta S. Anastasia		Catenanuova	
	Completo dal	Periodo di ritorno	Completo dal	Periodo di ritorno	Completo dal	Periodo di ritorno	Completo dal	Periodo di ritorno	Completo dal	Periodo di ritorno
5	1783	15 ± 4.2	1783	5.3 ± 1.0	1783	4.6 ± 0.9	1783	5.4 ± 1.0	1783	7.8 ± 1.5
6	1693	28 ± 8.6	1633	15 ± 3.8	1633	13 ± 6.2	1633	15 ± 3.8	1633	21.5 ± 5
7	1693	41 ± 12	1542	38 ± 11	1542	32 ± 9	1542	36 ± 10	1542	51 ± 17
8	1542	98 ± 44	1542	86 ± 30	1542	73 ± 25	1542	83 ± 29	1542	206 ± 41
9	1169	254 ± 151	1169	323 ± 92	1169	292 ± 89	1169	298 ± 92		
10	1000	553 ± 324			1000	670 ± 340	1000	626 ± 283		

S. Anastasia e Paternò, perché queste ultime risentono pure della sismicità del versante sud-occidentale etneo. Le differenze si attenuano osservando i periodi di ritorno relativi agli eventi d'intensità più alta. Le stime di pericolosità eseguite in ambito GNDT (MELETTI *et alii*, 2000b) evidenziano, invece, valori di intensità massima attesa con una probabilità molto più elevata per l'area etnea rispetto a quelli ottenuti per l'area catanese.

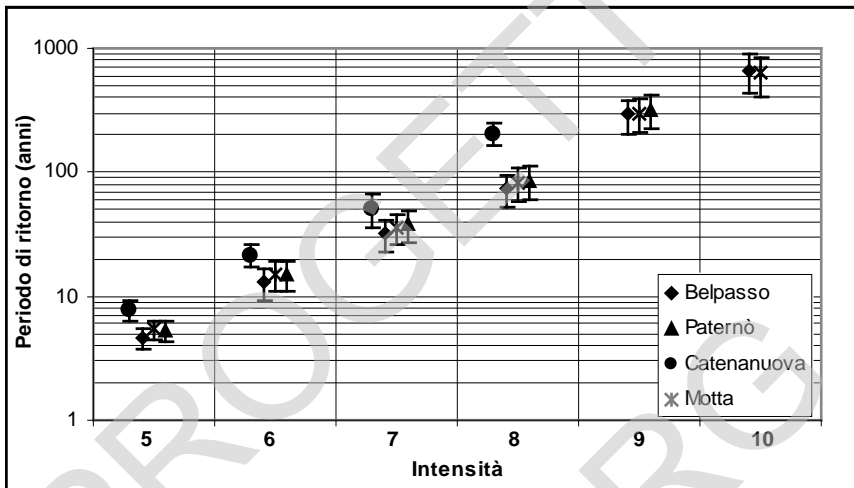


Fig. 39 - Periodi di ritorno medio (anni) con errore associato calcolati con il metodo di MAGRI *et alii* (1994).

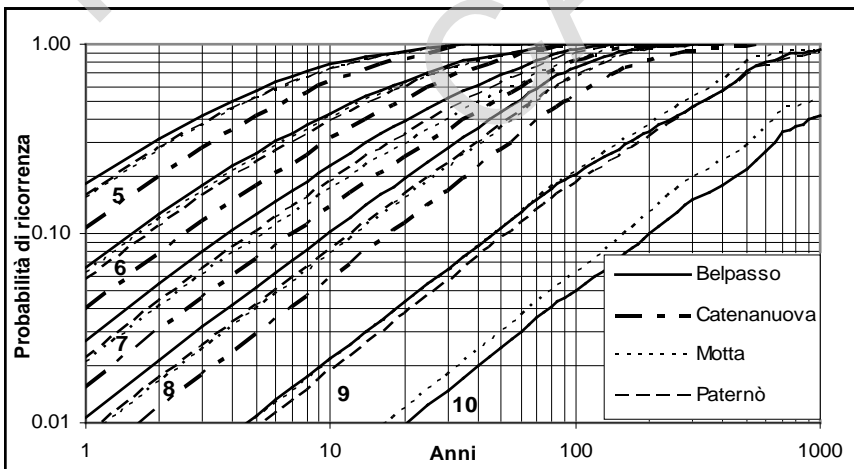


Fig. 40 - Probabilità di ricorrenza calcolate con il metodo di MAGRI *et alii* (1994).

Catenanuova si discosta da tutte le altre località essendo localizzata più lontana da tutte le sorgenti sismogenetiche, sia regionali che locali. I periodi di ritorno sono circa il doppio di quelli delle altre località. Questo risultato è più evidente dall'analisi della probabilità di ricorrenza (Fig. 40) che per Catenanuova è minore di circa il 50% rispetto a quelle di Belpasso, Motta S. Anastasia e Paternò. Occorre inoltre osservare che per Paternò non sono stati calcolati tempi di ritorno e probabilità per intensità 10, e per Catenanuova per intensità 10 e 9, perchè questi valori non sono stati mai osservati né calcolati nelle due località.

3. - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I principali risultati di questo studio possono essere così sintetizzati:

- Come per altre località della Sicilia orientale, gli eventi distruttivi o con danno non sono molto frequenti nell'area di Paternò. Belpasso è stata distrutta dal terremoto del 1693 e più o meno gravemente danneggiata dagli eventi del 1818, 1850, 1883 e 1908. Ha subito danni lievi nel 1669, 1842, 1898, 1959. Essa è la località che, oltre agli effetti dei terremoti regionali, subisce anche l'influenza maggiore dei terremoti del versante sud-occidentale dell'Etna. Paternò ha subito danni molto gravi nel 1693, danni moderati nel 1818 e nel 1908 e danni lievi in occasione di diversi terremoti del versante etneo occidentale. Motta S. Anastasia è stata distrutta nel 1693 e fortemente danneggiata nel 1818 e 1848. La storia sismica di Catenanuova è incompleta. In ogni caso la sua collocazione risulta piuttosto lontana da tutte le zone sorgenti siciliane e anche i valori calcolati non superano l'intensità massima 8.

- La probabilità di ricorrenza di terremoti distruttivi ($I = 10$) stimati per Belpasso e Motta S. Anastasia ha valori comparabili con quelli ottenuti per Catania, il periodo medio di ritorno per questi eventi supera 600 anni. Risultano più probabili rispetto a Catania i terremoti di intensità moderata.

Una corretta valutazione della pericolosità sismica è uno dei passi fondamentali nella definizione del rischio sismico di un'area e riveste un'importanza rilevante nella gestione e pianificazione del territorio, soprattutto in Sicilia orientale e in località come Paternò, Belpasso e Motta S. Anastasia. In questi siti, infatti, alla pericolosità si associa una notevole vulnerabilità del tessuto urbano dovuta alla presenza di centri storici, costruiti in parte sulle rovine del terremoto del 1693, alla introduzione del "codice sismico" solo recentemente (1984), nonché alla mancanza di piani regolatori e al fenomeno dell'abusivismo edilizio. Ne consegue che il territorio, nonostante la non elevata frequenza di accadimento di terremoti, è estremamente esposto agli eventi sismici, anche di modesta magnitudo.

APPENDICE 1

BANCA DATI GEOGNOSTICI (G. Pappalardo)

L'acquisizione dei dati geognostici è avvenuta mediante la raccolta di stratigrafie di pozzi, disponibili presso enti pubblici e ditte private che operano nel territorio.

I pozzi sono stati ubicati sulla Carta Tecnica Regionale (C.T.R.) a scala 1:10.000; di questi 106 sono stati riconosciuti attendibili ai fini della ricostruzione stratigrafica, e sono stati georeferiti in coordinate UTM fuso 32 (Fig. 41).

Le formazioni attraversate dai pozzi in oggetto sono le sabbie e ghiaie di Villaggio S. Giorgio (GII), i depositi terrazzati e i depositi alluvioni attuali e recenti (b_a e b_b); in questi ultimi ricadono la maggior parte dei pozzi (Tab. 9). Si tratta di ghiaie, sabbie, limi e più raramente limi-argillosi.

Tab. 9 - Distribuzione dei pozzi in funzione delle formazioni attraversate.

Formazioni attraversate	Numero di pozzi
sabbie e Ghiaie di S. Giorgio (GII)	5
depositi terrazzati	32
depositi alluvioni attuali e recenti (b_a e b_b)	38

L'area non interessata dai pozzi (Fig. 41), ricade nel settore occidentale del Foglio "Paternò", ove affiorano terreni scarsamente permeabili appartenenti alle unità della Catena Appenninico-Maghrebide.

Per ogni punto sono stati descritti i litotipi attraversati, il livello della falda e la portata emunta; questi dati sono stati inseriti in un foglio elettronico in formato Excel (Tab. 10).

Numero ID	Quota (m)	Prof (m) p.c.	Falda (m) L.S. dal p.c.	Q (l/s)	Unita'1	Prof1	Unita'2	Prof2	Unita'3	Prof3	Unita'4	Prof4	Unita'5	Prof5	Unita'6	Prof6
21	147	25			Cgl	15	S	23	A	25						
22	70	35			SG	15	S	30	A	35						
23	95	35	2	0,3	S	30	A	35								
24	114	35	19	2	SG	29,5	A	35								
25	65	35	9,5		LS	2,5	SG	9,5	SL	17,5	S	29	A	35		
26	102	42			LS	20	SG	40	A	42						
27	125	52	13	1,3	SG	11	LS	20	SG	50	A	52				
28	77	25	12	8	Cgl	18	S	23	A	25						
29	77	30			SG	10	S	26	A	30						
30	70	35			SG	28	S	33	A	35						
31	88	30	23	1	SG	25	A	30								
32	82	40	18	2,4	G	10	S	38	A	40						
33	120	20	7		SL	10	LS	17	A	20						
34	120	25			G	2,5	SG	22	A	25						
35	125	28			SG	25	A	28								
36	108	30			SG	28	A	30								
37	107	20			SG	16	A	20								
38	108	30			Cgl	4,5	SG	26	A	30						
39	121	40	10		S	8	Cgl	33	A	40						
40	120	23	19,8		Cgl	21	A	23								
41	182	20			S	6,8	SG	19	A	20						
42	41	12			LS	10	A	12								
43	36	12			S	10	A	12								
44	54	20	4,5		SL	12	SG	17	A	20						
45	48	28	7,5		SG	22	G	26	A	28						
46	48	28	5,2		S	14	SL	18	SG	26	A	28				
47	64	15			G	13	A	15								
48	49	10			SG	8	A	10								
49	47	15			SG	7	G	14	A	15						
50	36	13			LS	7	SG	11,5	A	13						
51	61	7	3,6		Cgl	5	A	7								
52	13	49			S(G)	22	A	41	Cgl	46	A	49				
53	13	50	9		S(L)	34	SG	41	G	45	A	50				
54	14	31			S	8	SG	26	A	31						
55	19	34			S(L)	15	SG	26	A	34						
56	20	29	18		S(L)	18	S	23	SG	25	A	29				
57	14	50	8		S(L)	25	SG	40	A	50						
58	14	45			S	20	SG	40	A	45						
59	20	35			S(G)	30	AL	32	A	35						
60	13	56	11,3		S	38	SG	54	A	56						
61	27	37			SL	2	SG	35	A	37						
62	31	35	7,5		LA	5,5	SG	30	A	35						
63	32	12			SL	10	A	12								
64	32	30	5		S	7	G	28	A	30						
65	31	40			LS	25	Cgl	33	A	40						
66	33	20			S	7,4	SG	19	A	20						
67	32	35			LS	8	SL	15	SG	23	SL	34	A	35		
68	74	37			SG	12	A	30	SG	34	A	37				
69	90	30			SG	12	S	20	SL	27	A	30				
70	117	33	25		SL	5	S	11	SG	30	A	33				
71	43	30			SL	8	S	20	SG	25	A	30				

I litotipi attraversati dai pozzi sono stati inseriti secondo associazioni litologiche cui sono state assegnate una sigla (Unità 1-6) ed una profondità (Prof. 1-6) (Tab. 10). Ai diversi litotipi sono state assegnate le seguenti sigle:

A argille, AL argille limose, Cgl conglomerati, G ghiaie, LS limi sabbiosi, S sabbie, S(G) sabbie debolmente ghiaiose, SL sabbie limose, S(L) sabbie debolmente limose, SG sabbie e ghiaie.

Inoltre è stata analizzata la ricorrenza dei litotipi prevalenti, che risultano essere rappresentati da argille, da sabbie e ghiaie, da sabbie e da sabbie limose (Tab. 11).

La profondità dei pozzi varia da un minimo di 7 ad un massimo di 90 metri dal piano campagna (p.c.), per una media di 31 metri.

Tab. 11 - Ricorrenza in percentuale dei litotipi riscontrati dalle stratigrafie dei pozzi.

Litotipi attraversati dai pozzi	Ricorrenza %
argille	30
argille limose	2
conglomerati	4
ghiaie	5
limi sabbiosi	3
sabbie	12
sabbie debolmente ghiaiose	2
sabbie debolmente limose	2
sabbie e ghiaie	29
sabbie limose	11

La profondità della falda risulta molto variabile, da un minimo di 2 m ad un massimo di 30 m dal p.c.: ciò è dovuto alla disomogeneità litologica dell'acquifero della Piana.

La portata emunta dai pozzi è funzione non solo della potenzialità dell'acquifero, ma anche delle necessità dell'utenza, infatti varia da 0,3 l/s a 25 l/s.

I dati relativi alla profondità del substrato impermeabile del sovrastante acquifero e lo spessore dello stesso, sono stati elaborati per la realizzazione di carte tematiche, attraverso algoritmi di interpolazione adeguati alla distribuzione dei dati esistenti.

Il substrato dell'acquifero, costituito dalla formazione delle argille grigio-azzurre del Pleistocene inferiore-medio, presenta una morfologia molto articolata, in cui si notano assi preferenziali di drenaggio orientati N-S (Fig. 42).

Stessa procedura è stata utilizzata per calcolare lo spessore del sovrastante acquifero (Fig. 43). Lo spessore maggiore, di circa 80 metri, si raggiunge nel settore sud-orientale del Foglio "Paternò", mentre verso la porzione settentrionale dello stesso, diminuisce fino ad un minimo di 10 m. Ciò è dovuto alla presenza, nel sottosuolo, di spessori cospicui di terreni sabbioso-ghiaiosi attribuiti alle formazioni delle sabbie e ghiaie di Villaggio S. Giorgio (GII) e alle ghiaie di M. Tiriti (TIR) del Pleistocene medio, che affiorano nel settore settentrionale del Foglio.

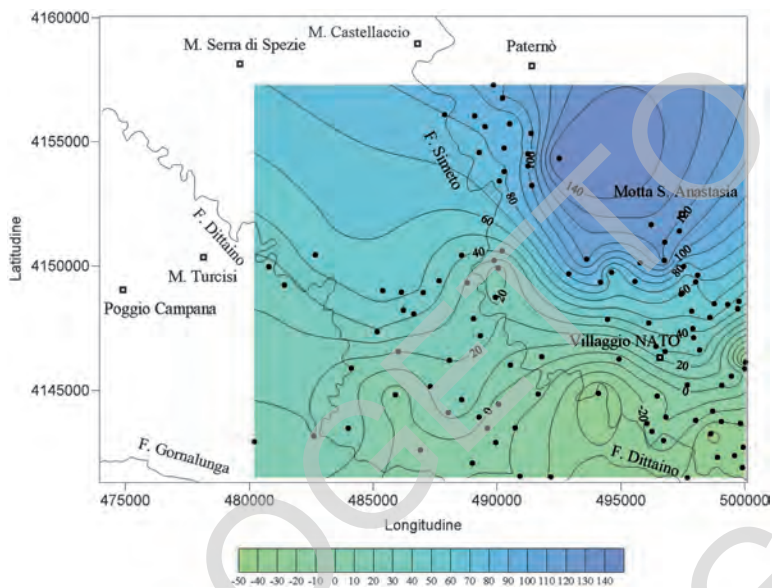


Fig. 42 - Andamento del substrato argilloso dell'acquifero della Piana di Catania, ricostruito mediante interpretazione dei dati puntuali di pozzi con stratigrafie.

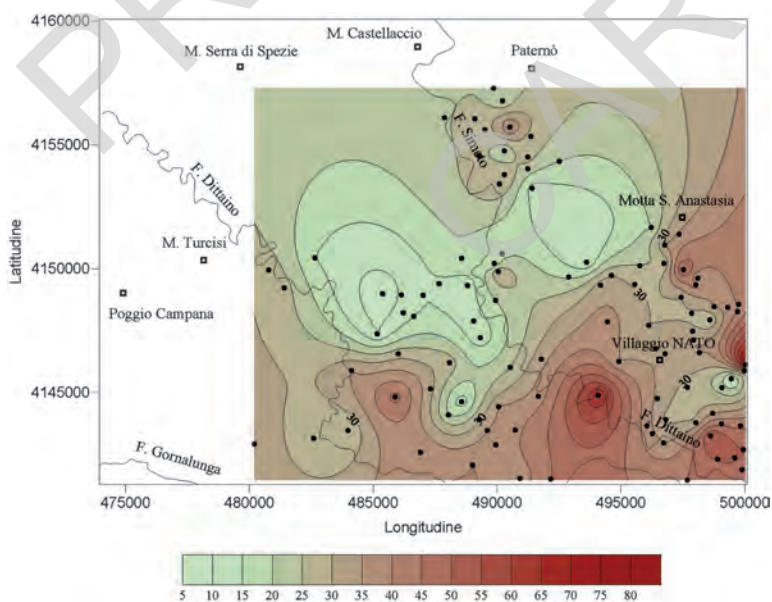


Fig. 43 - Spessore dell'acquifero della Piana di Catania, ricostruito mediante interpretazione dei dati puntuali di pozzi con stratigrafie.

PROGETTO
CARGO

APPENDICE 2

SITI ARCHEOLOGICI

(G. Mannoia)

La simbiosi uomo-ambiente naturale esprime quanto sia antico il rapporto tra insediamento umano e conformazione geologica del territorio ed è innegabile che l'evoluzione dell'ambiente, almeno per quanto riguarda l'Olocene, è argomento d'interesse comune sia per i geologi che per gli archeologi, in quanto la scelta del sito da parte delle comunità da sempre è stata determinata dalle specifiche componenti climatiche, morfologiche e biologiche del territorio su cui l'uomo si insedia.

L'area etnea ed in particolare le zone attorno al Fiume Simeto e lungo la costa ionica, sono state abitate fin dall'età neolitica, grazie soprattutto alla ricchezza d'acqua ed alla fertilità dei terreni vulcanici. Tra le aree archeologiche limitrofe al corso del Simeto di rilevante significato sono quelle all'altezza della cittadina di Paternò, che testimoniano che questa parte dell'isola era importante durante l'età preistorica, prima, e sotto la dominazione greca, dopo. Nelle stazioni neolitiche di Trefontane, Poggio del Monaco, Regalizie (Fig. 44B) e Valcorrente (Fig. 44C) sono stati recuperati cospicui reperti ceramici che danno un'idea precisa sulla cultura del periodo Neolitico Medio. È probabile che gli insediamenti etnei si spingessero ben oltre l'area attorno a Paternò e che siano stati ricoperti dalle numerose colate laviche che via via si sono succedute. In C.da Poirà, ad ovest di Paternò, in direzione di Centuripe e a metà strada tra Paternò e S. Maria di Licodia (v. Foglio "Monte Etna"), si trovano i ruderi di due importanti agglomerati urbani risalenti al periodo greco. Sulla rupe di Paternò (Fig. 44B) sono state rinvenute, nelle vicinanze del castello, ceramiche della media età del Bronzo, che insieme con l'abbondante materiale raccolto nel corso di una campagna di scavi stratigrafici, confermano la presenza e l'importanza dell'acropoli.

Sul bordo occidentale della depressa area della Piana di Catania, sono pre-

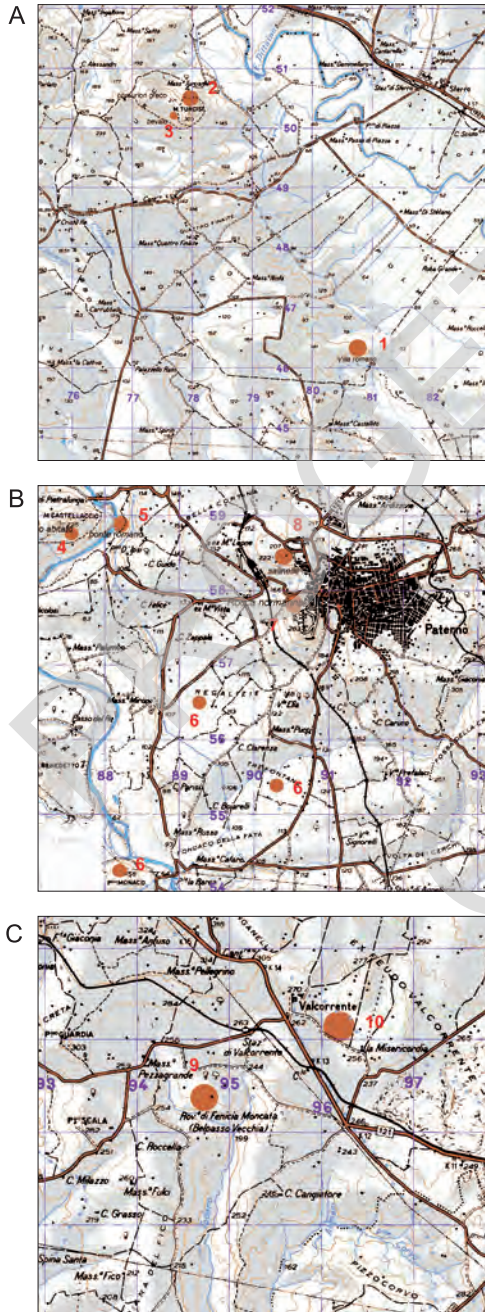


Fig. 44 - Ubicazione dei principali archeositi presenti nel territorio del Foglio Paternò. A - 1) Villa romana in C.da Castellitto; 2) Phourion di età greca sul M. Turcisi; 3) Bevaio sotto il phourion; B - 4) Antico abitato sul M. Castellaccio, 5) Resti di un ponte di età romana, 6) Trefontane, Regalizie e Poggio Monaco (siti con cospicui rinvenimenti ceramici di età neolitica), 7) Rocca normanna di Paternò; 8) Insieme Neolitico presso le Salinelle; C - 9) Ruedi dell'abitato di Fenicia Moncada; 10) Valcorrente, resti del castello e rinvenimenti ceramici del Neolitico.

sentì altri siti di notevole interesse naturalistico, basti pensare alle tre dorsali che costituiscono il gruppo di M. Judica, monumento naturale di suggestiva bellezza e culla di una millenaria civiltà. Scarsamente valorizzate anche dal punto di vista archeologico, oltre che naturalistico, le due dorsali principali, quella di M. Scalpello e di M. Judica-M. Turcisi (Fig. 44A), sono state sedi di insediamenti umani in epoche diverse. Dell'utilizzo e della funzione che tali insediamenti svolsero ormai rimane traccia solo nella componente archeologica e nella memoria culturale locale, considerando che questi siti, scarsamente accessibili, non sono adeguatamente protetti, mentre opportunamente salvaguardati potrebbero costituire una rilevante occasione per la valorizzazione paesaggistica e culturale e per il rilancio turistico della Piana di Catania.

Benché siano molto più numerosi i siti archeologici presenti nel territorio del Foglio (Fig. 44A-B-C), ne sono stati scelti tre, sia per il periodo al quale risalgono, sia per la precipua funzione che hanno svolto: di controllo del territorio, insediativo e disponibilità di materie prime, scambi commerciali. I siti scelti sono: la Rocca di Paternò, Monte Turcisi e la Villa Romana di Contrada Castellito.

LA ROCCA DI PATERNÒ

Sul versante occidentale dell'Etna, già in vista del Fiume Simeto, affiora l'apparato eruttivo di Paternò, datato a circa 170.000 anni fa (Fig. 44B), uno dei tanti coni vulcanici che animano le estesissime falde del vulcano. Nell'area attorno sono presenti manifestazioni gassose di origine idrotermale ("salinelle") che danno luogo a emissione di fanghi. Dalle polle grigio azzurre, rosso-arancio, ocra dorata, fuoriescono vapori ricchi di minerali, ma soprattutto di sali che in superficie cristallizzano con opalescenti stratificazioni di grande suggestione. Più a valle, altre sorgenti simili sgorgano tra rocce dai colori cangianti, accompagnate da sonori brontolii e poi, giù ancora, scorre il "grande fiume", ancora oggi ricco di pesci e soprattutto di anguille.

I Siculi, già dal quarto millennio a.C., si erano stanziati attorno a quei luoghi e cavavano, dalle vicine rocce, i blocchi di lava per estrarvi gli utensili da lavoro e soprattutto le macine. Le macine realizzate in quest'area etnea venivano barattate anche lontano dai luoghi di provenienza: se ne trovano ovunque, in tutta la Sicilia. I fanghi venivano utilizzati per curare talune malattie della pelle; solitamente per cicatrizzare ferite negli animali, ma anche per proteggersi dagli insetti attratti dalla zona acquitrinosa.

Le capanne, e dopo le case, furono costruite più in alto, attorno alla roccia lavica. In seguito lo stanziamento venne chiamato Hybla e, poco per volta, occupò tutto l'acrocoro collinare. Per distinguerlo dagli altri centri abitati posti più a sud dell'Isola, chiamati anch'essi Hybla, questo etneo venne appellato "Gereatide" e vi aveva sede uno dei santuari siculi.

La generosità del suolo, la copiosità delle acque sorgive, l'amenità del clima favorirono la formazione di vicini centri abitati, e tra questi quello di Inessa (il

cui nome fu tramutato in Aitna, agli inizi del V secolo a.C.).

In quel tempo, Hybla Gereatide godeva di una posizione di benessere tale che non volle aderire alla lega antireca di Ducezio per il timore di rimanere coinvolta in una guerra dagli esiti imprevedibili, ma nel 413 a.C. fu annientata dalla rivale Siracusa.

Le strade, che si snodavano per più direzioni lungo tutto il territorio, servivano a trasportare il grano ed altre produzioni cerealicole verso Catania, divenuta una grande città romana dal cui porto salpavano le navi dirette nel cuore dell'impero. Era stato costruito un grande ponte, interamente in pietra, per attraversare più agevolmente il Fiume Simeto e, più a monte, un lungo acquedotto recava l'acqua dalla sorgente di Licodia sino alle fontane pubbliche e alle terme della grande città portuale.

A quel tempo il cono vulcanico di Paternò e tutta la collina furono fittamente edificati di case e di strade, strette e tortuose, chiuse entro la cinta muraria. L'abitato aveva assunto il nome di Paternione o Paternionis, e continuò a mutare sino a quello definitivo di Paternò sulla cui origine i glottologi ancora dibattono.

Verso la fine del XII secolo, uno dei due artefici della occupazione normanna, il Granconte Ruggero di Hauteville-la-Guichard, a difesa del territorio e dimora dei nuovi padroni, fece erigere, nella parte più settentrionale della collina, proprio sopra il conetto vulcanico, una poderosa torre, un vero "dongione" fortificato. La sua posizione strategica nel territorio si inseriva splendidamente, come gli altri castelli di Motta e di Aderò, lungo la via di attraversamento dell'entroterra che, da Catania, conduceva in direzione di Troina e poi, da lì, sino alla capitale del regno normanno, Palermo.

Straordinaria e solidissima costruzione in pietra, il castello di Paternò sembra scaturire dallo stesso basalto, lasciato all'esterno del perimetro murario, presso l'unica sporgenza turrata dello spigolo a nord-est. Lo spessore della muratura era tale che all'interno di essa si trovavano persino le scale di comunicazione tra un piano e l'altro. La struttura muraria era costituita da pietrame informe a piccola pezzatura ma legato con ottima malta così da farne un potente monolite; agli spigoli furono impiegati blocchi di pietra lavica per il primo livello e pietra bianca a spigoli vivi, per la restante altezza. In tale modo l'irregolarità del paramento era ricomposta entro uno schema di rigore che avrebbe potuto anche prevedere un rivestimento esterno ad intonaco. Sulle possenti e scure facciate contrastavano le mostre chiare degli affacci: saettiere, monofore, quattro bifore allineate e due, di spropositate dimensioni, all'ultimo piano.

Il castello si sviluppava su tre livelli principali, ma non mancavano ambienti accessori tra un piano e l'altro. Tra gli anfratti del piano d'imposta furono ricavati, oltre a locali per il deposito di derrate alimentari, gli orridi ambienti dei castighi, delle espiazioni, delle pene. Al piano d'ingresso si trovava, al centro della sala, una vera di pozzo, ricavata in un monolite calcareo, che consentiva di attingere l'acqua dall'ampia cisterna interrata. Dai vari livelli era inoltre possibile attingere l'acqua attraverso apposite botole ricavate nei solai. A sinistra dell'ingresso si apriva la cappella dedicata a San Giovanni, che mostrava, sulle

pareti, le immagini delle sacre divinità, dei santi ed anche dei cavalieri, degli stemmi delle casate nobili.

La grande prova della robustezza del dongione di Paternò la si ebbe con gli eventi tellurici che devastarono la Val di Noto l'undici gennaio del 1693.

Con l'evolversi dell'arte militare e l'introduzione della polvere da sparo e di armi più devastanti venne meno l'utilità della protezione del centro abitato con la cinta muraria ed anche la residenza turrita fu considerata scomoda rispetto agli eleganti palazzi di città. Ben presto gli ambienti del castello furono abbandonati e più tardi utilizzati come carcere.

Edificato verso il 1072, restaurato nel 1300 e poi ancora nel 1900 ma senza più merlatura, il Castello di Paternò è il più grande "dongione" che esista in Sicilia, con una base di m 18x24,30 ed un'altezza di m 34, divisa in tre elevazioni. Dopo gli anni Settanta il castello è divenuto proprietà comunale e recentemente è stato riaperto al pubblico come museo.

MONTE TURCISI

Su una delle alture che si affacciano sulla Piana di Catania si conservano i resti di una fortificazione isolata che, per caratteristiche tipologiche e per il materiale archeologico rinvenuto in superficie, si può assegnare ad un periodo non più recente degli inizi del VI secolo a.C. L'altura è quella di Monte Turcisi (Fig. 44B) che, nonostante i suoi 303 m s.l.m., si erge minaccioso ad ovest della Piana, con fianchi scoscesi su ogni lato, consentendo un'unica possibilità di accesso dal versante ovest, attraverso un ripiano più basso, anche questo difeso naturalmente lungo i due fianchi. Entro quest'area, sconvolta dagli scavatori clandestini, non sono stati riconosciuti elementi riferibili a costruzioni, ma vi si rinvengono, in modo cospicuo, frammenti di vasellame di medie e minute dimensioni che portano a considerare questa, come l'area esterna al *Phrourion* destinata ad ospitare, in modo provvisorio, accampamenti per eserciti di passaggio, dal momento che il M. Turcisi si veniva a trovare proprio sulla direttiva di principali vie di attraversamento che collegavano importanti centri abitati dell'antichità.

Sul versante sud della collina esiste una sorgente, dalla quale, allo stato attuale, sgorga pochissima acqua ricca di idrossido di ferro che colora di rosso l'area a valle, prima di essere assorbita dal terreno. I resti di un ampio bevaio ottocentesco ed un cunicolo scavato per la captazione della falda acquifera fanno presumere che in passato l'acqua fosse più abbondante.

Nella parte sommitale del monte si rinviene la testimonianza materiale di un *phrourion* greco che, dal VI secolo a. C., è giunto sino ai nostri giorni in buone condizioni di conservazione e con gran parte degli elementi che lo costituiscono, già fuori terra.

La tipologia è chiara: si tratta di un fortilizio con scopi essenzialmente militari; è ben protetto da un sistema di poderose mura, che, in alcuni tratti, conservano un elevato di circa quattro metri, realizzate con monoliti di eccezionali dimensio-

ni, ricavati nello stesso luogo grazie alla possibilità che offre la roccia del monte di lasciarsi cavare per blocchi a due facce parallele e regolari, essendo formata da un'alternanza di strati calcarei di spessore costante, con sottili livelli di marna.

Si riconosce un unico ingresso al *phourion*, attraverso una porta di tipo "sceo", con riferimento ad una delle porte dell'antica Troia, larga esattamente dieci piedi attici. Non si tratta di un semplice varco di accesso ma addirittura di un meccanismo architettonico che consente di entrare solo attraverso un angusto spazio disposto a cuneo e sormontato, a destra di chi entra, dal saliente di una torre leggermente avanzata rispetto alla linea delle mura. Tale sistema, posto a ridosso del dirupo di nord-est, consentiva il passaggio di pochi guerrieri per volta, pertanto facilmente sopprimibili da parte di quelli che stavano in cima alla torre. Oltre tale sistema, sono stati individuati gli esigui resti di un secondo sbarramento murario posto a mezza costa sul versante di accesso, munito di torri, così da consentire non solo una prima difesa del castello ma di rispondere all'attacco dei nemici con lanci di sassi e frecce. Lo scarso elevato di questo tratto di mura consente solo di asserire che si tratta di opere che all'utilizzo associano la cura della bella apparecchiatura muraria per l'uso di blocchi regolari con faccia a vista bugnata. Di certo, si tratta di interventi successivi a quello arcaico.

Il *phourion*, esteso all'interno circa duemila metri quadri, si presenta oggi come una pietraia informe: tanto e tale è il materiale prodotto dai numerosi crolli. Vi è ben documentata la presenza di un èremo cinquecentesco attraverso i resti della muratura perimetrale di una chiesetta con i muri fortemente strapiombati ed alcuni tratti delle strutture delle celle dei religiosi.

Entro la cinta muraria si rinvennero numerose cisterne scavate nella roccia: sono di epoca greca, ma utilizzate e migliorate anche in epoche più recenti; munite di copertura, servivano per l'approvvigionamento delle acque piovane. Ve ne stanno alcune di piccole dimensioni e con forme globulari, ricavate sempre nella roccia.

Purtroppo, numerosi dissesti statici, causati dagli eventi tellurici verificatisi nei secoli, hanno compromesso la secolare stabilità della muratura, sia nell'angolo della torre all'ingresso, sia in altri tratti della cinta. A questi eventi naturali va aggiunta l'opera devastatrice di scavatori clandestini in cerca di tesori archeologici.

VILLA ROMANA DI CONTRADA CASTELLITO

Nel territorio di Ramacca, in Contrada Castellito (Fig. 44A), su uno dei bassi poggi collinari (circa 100 m s.l.m.) che movimentano la Piana di Catania si trovano resti di età romana, che potrebbero aver fatto parte di una di quelle residenze patrizie che vennero realizzate all'interno di estesi latifondi siciliani che Roma, opulenta, concedeva alle classi sociali più facoltose.

In età romana, la provincia siciliana, per la generosità del suolo e la mitezza del clima, era località ambita dai ricchi patrizi romani che impiegavano nella conduzione agricola quasi esclusivamente manovalanza schiavile.

Allo stato attuale, la presenza archeologica si avverte sin dai bassi declivi col-

linari dove si rinvengono frammenti ceramici e ialini iridescenti sparsi tra i filari di campi coltivati e questi diventano più numerosi man mano che ci si approssima alle strutture murarie appena sporgenti dal terreno. I pochi saggi di scavo eseguiti non consentono, allo stato attuale, di avere un quadro esaustivo della tipologia dell'impianto planimetrico, nè si conosce l'esatta entità della sua estensione. Si è comunque certi che esisteva un vasto peristilio, perimetrato da un portico, sul quale si affacciavano numerosi vani destinati all'abitazione. Questi presentavano i pavimenti con ricche decorazioni a mosaico. In uno di questi ambienti la decorazione musiva, pur presentando qualche lacuna nella parte a nord, rivela una tecnica esecutiva ed un gusto compositivo di grande livello artistico. La decorazione è di tipo geometrico con motivi a quadrotti, dai cui vertici si dipartono tralci che inquadrano scudi e terminano con riccioli; a questi motivi si alternano rosoni circolari con cornici a treccia. Altri ambienti presentano decorazioni con motivi d'ispirazione a forme vegetali, sapientemente stilizzate. Una parte dell'edificio doveva accogliere la terma, dal momento che presenta un doppio livello di pavimentazione (ipocausto) ed una struttura muraria con andamento curvilineo che rimanda alla parte absidata del *tepidarium* della villa di Patti Marina.

Così come per la maggior parte dei mosaici della villa di Patti, in questi di C.da Castellito non sono presenti raffigurazioni naturalistiche nè tanto meno personaggi. Il cromatismo delle stilizzazioni geometriche e vegetali è ottenuto con uso di tessere marmoree di colore verde, rosso e nero ed insieme creano un armonico contrasto con il fondo bianco. Esiste uno stretto rapporto tra la villa della Piana di Catania e la coeva di Patti Marina e non solo per il gusto delle stilizzazioni musive ma, soprattutto, per l'impostazione generale dell'impianto residenziale, posto in diretto contatto con l'agro, da cui riceveva sostegno e motivo di esistere. Nei pressi dell'insediamento romano si trovano banchi di sabbia la cui estrazione a scopi agricoli ed edilizi è stata attiva sino a pochi decenni addietro. Entro gli strati sabbiosi sono stati rinvenuti resti di sepolture già depredate.

Dallo studio condotto sui materiali rinvenuti entro l'area dell'insediamento, gli archeologi hanno potuto indicare che la frequentazione del sito, in modo continuo, sia avvenuta sin dalla seconda metà del III secolo a.C., quando, sul posto, dovette sorgere una semplice fattoria rurale, sulla quale venne impiantata, in età imperiale, la villa, in uso quasi certamente sino al IV secolo d. C. Il materiale rinvenuto arriva ad appartenere anche al VI secolo d.C., ma sicuramente in tale periodo della villa romana non rimanevano che pochi resti, sui quali dovette impiantarsi qualche masseria rurale.

La presenza di un insediamento di età romana entro la Piana di Catania non sorprende; vi erano molti motivi perché l'area fosse abitata in modo sparso e non solo per l'aspetto agricolo. L'ubicazione si viene a trovare ad una giornata di cammino da Catania ed era necessario pernottare prima di riprendere il viaggio che si sarebbe nuovamente interrotto alla successiva *statio*, che si trovava nella C.da Casalgismondo, per poi proseguire sino a Philosophiana, nei pressi della villa romana del Casale (Foglio 632 "Valguarnera Caropepe"). Era questa una delle strade, descritte negli Itinerari Antonini, che da Catania giungeva ad Agrigento e questo insediamento potrebbe avere costituito il primo luogo di sosta.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1958) - *Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei Monti Nebrodi (Sicilia Settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79**: 929-949.
- ACCORDI B. (1962) - *Some data on the Pleistocene stratigraphy and related pigmy mammalian faunas of eastern Sicily*. Quaternaria, **6**: 415-430.
- ACCORDI B. & FRANCAVIGLIA A. (1960) - "La geologia del Bacino del Simeto" - Tecnica Agricola, **12** (3): 221-244.
- AGS (ARCHIVIO GENERAL DE SIMANCAS) (1693) - *Relazione delle città e luoghi devastati in Sicilia, a causa dei terremoti del 9 e 11 gennaio; numero antico dei vivi, numero dei morti nelle rovine e rendite che pagavano ogni anno*. Secretarías Provinciales, Sicilia, legajo 1222 (1693), Correspondencia de virreyes y ministros con S. M., Palermo.
- ALBARELLO D. & MUCCIARELLI M. (2002) - *Seismic hazard estimate using ill-defined macroseismic data at site*. Pure Appl. Geophys., **159**: 1289-1304.
- ALPARONE S., ANDRONICO D., LODATO L. & SGROI T. (2003) - *Relationship between tremor and volcanic activity during the Southeast Crater eruption on Mount Etna in early 2000*. J. Geophys. Res. **108** (B5): 2241 DOI 10.1029/2002JB001866
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- AMORE T. (1969) - *La sezione stratigrafica di Gagliano nelle marne azzurre mesoautoctone del Miocene inferiore-medio della Sicilia*. Riv. Min. Siciliana, **20**: 129-172.
- ANDRONICO D., BRANCA S., CALVARI S., BURTON M.R., CALTABIANO T., CORSARO R.A., DEL CARLO P., GARFÌ G., LODATO L., MIRAGLIA L., MURÈ F., NERI M., PECORA E., POMPILIO M., SALERNO G. & SPAMPINATO L. (2005) - *A multi-disciplinary study of the 2002-03 Etna eruption: insights for a complex plumbing system*. Bull. Volcanol., **67**: 314-330.
- ANNALI SERVIZIO IDROGRAFICO ITALIANO (1920-1990) Sezione Sicilia.
- ARADAS A. (1853) - *Monografia degli Echimidi viventi e fossili della Sicilia*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **2** (8): 149-178.
- AZZARO R. & BARBANO M.S. (2000) - *Analysis of seismicity of Southeastern Sicily: proposal of a tectonic interpretation*. Ann. Geofisica, **43**: 1-18.
- AZZARO R., BARBANO M.S., ANTICHI B. & RIGANO R. (2000b) - *Macroseismic catalogue of Mt. Etna earthquakes from 1832 to 1998*. Acta Volcanologica, **12** (1): 3-36, e CDROM.
- AZZARO R., BARBANO M.S., MORONI A., MUCCIARELLI M. & STUCCHI M. (1999) - *The seismic history of Catania*. J. Seismology, **3** (3): 235-252.
- AZZARO R., BARBANO M.S., RIGANO R. & ANTICHI B. (2000a) - *Contributo alla revisione delle zone sismogenetiche della Sicilia*. In: F. GALADINI, C. MELETTI, A. REBEZ (Eds.): "Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-GNDT, Roma, 31-38.
- BALBONI A., BRUGNER W. & VALDINUCCI A. (1958) - *Risultati preliminari dei rilevamenti effettuati nell'anno 1956 in Sicilia SE (Foglio 269 "Paternò")*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **79** (1957): 417-425.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia, 1 vol. 408 pp.
- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Torino (rist. anast., Bologna 1979), 950 pp.
- BARATTA M. (1910) - *La catastrofe sismica calabro messinese (28 dicembre 1908)*. Roma, 2 vol., 453 pp.
- BARBANO M.S., BOTTARI A., CARVENI P., COSENTINO M., FEDERICO B., FONTE G., LO GIUDICE E., LOMBARDO G. & PATANÈ G. (1979) - *Macroseismic study of the Gulf of Patti earthquake in the geostructural frame of NE Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 155-174.

- BARBANO M.S. & COSENTINO M. (1981) - *Il terremoto siciliano dell'11 gennaio 1693*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 517-522.
- BARBANO M.S. & RIGANO R. (2001) - *Earthquake sources and seismic hazard in Southeastern Sicily*. Ann. Geofisica, **44** (4): 723-738.
- BARBANO M.S., RIGANO R., COSENTINO M. & LOMBARDO G. (2001) - *Seismic history and hazard in some localities of south-eastern Sicily*. Boll. Geof. Teor. Appl., **42** (1-2): 107-120.
- BELLO M., FRANCHINO A. & MERLINI S. (2000) - *Structural model of eastern Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 61-70.
- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione nogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.
- BEN-AVRAHAM Z. & GRASSO M. (1991) - *Crustal structure variations and transcurrent faulting at the eastern and western margins of the eastern Mediterranean*. Tectonophysics, **75**: 269-277.
- BENEVO F. (1958) - *Sull'olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **79**: 5-15.
- BIANCA M., MONACO C., TORTORICI L. & CERNOBORI L. (1999) - *Quaternary normal faulting in south-eastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake*. Geophys. J. Int., **139**: 370-394.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1987) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 429-458.
- BOCCALETTI M., CELLO G., LENTINI F., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1987) - *Structural evolution of the Pelagian Block and in eastern Tunisia*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): "The lithosphere in Italy". Acc. Naz. Lincei (1989), 129-138.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - *The Calabrian arc and the Ionian sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean*. Marine Geology, **55**: 219-245.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1990) - *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin*. Palaeog. Palaeoc. Palaeoecol., **77**: 15-40.
- BOCCONE P. (1697) - *Intorno il terremoto della Sicilia seguito l'anno 1693*. Museo di Fisica, Venezia, pp. 1-31.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. ING-SGA, Ozzano Emilia, 973 pp.
- BOSCHI E. & GUIDOBONI E. (2001) - *Catania terremoti e lave dal mondo antico alla fine del Novecento*. ING-SGA, Ed. Compositori, Bologna, 414 pp.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P. (2000) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1997*. Ann. Geofisica, **43** (4): 843-868 e CD-ROM.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Ozzano Emilia, 644 pp.
- BRANCA S., COLTELLI M. & GROPELLI G. (2004) - *Geological evolution of Etna Volcano*. In: S. CALVARI, A. BONACCORSO, M. COLTELLI, C. DEL NEGRO, & S. FALSAPERLA (Eds): "Mt Etna Volcano Laboratory". AGU -Geophysical monograph series, **143**: 49-63.
- BRANCA S. & DEL CARLO P. (2004) - *Eruptions of Mt Etna during the past 3,200 Years: a revised compilation integrating the historical and stratigraphic records*. In: S. CALVARI, A. BONACCORSO, M. COLTELLI, C. DEL NEGRO & S. FALSAPERLA (Eds): "Mt Etna Volcano Laboratory". AGU -Geophysical monograph series, **143**: 1-27.
- BREUSSE J.J. & HUOT G. (1954) - *Hidrogeological Surveys in the Catania area by means of electrical soundings*. Geophysical Prospecting, II, **3**.
- BROQUET P. (1969) - *Etude géologique de la région des Madonies (Sicilie)*. Thèses Univ. Lille AO3037, 797 pp.

- BROQUET P. (1970) - *The geology of the Madonie Mountains of Sicily*. In: W.ALVAREZ & K.H.A GOHRBANDT (Eds.): "Geology and History of Sicily". Petroleum Expl. Soc. Libya, 201-230.
- BROQUET P., DUÉE G. & MASCLE G. (1975) - *Style et chronologie des déformations affectant le Numidien interne de Gangi-Nicosia (Monts Nebrodi, Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, **17** (5): 656-663.
- BURGOS A. (1693) - *Distinta relazione avuta per lettera del P. Alessandro Burgos scritta ad un suo amico, che contiene le notizie fin'ora avute de' danni cagionati in Sicilia da terremoti a 9 e 11 gennaio 1693*. Palermo.
- 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. NARIN, W. KANES & F.G. STELHI (Eds): "The ocean basins and Margins". Plenum Press, New York, 331-339.
- CAIRE A. (1970) - *Sicily in its Mediterranean setting*. In: W.ALVAREZ & K.H.A GOHRBANDT (Eds.): "Geology and History of Sicily". Petroleum Expl. Soc. Libya, 145-170.
- CAIRE A. & MATTAEUR M. (1960) - *Comparaison entre la Berbérie et le territoire Siculo-calabrais*. C. R. Ac. Sc. **251**: 1804-1806.
- CALCARA P. (1840) - *Monografia dei generi Clausilia e Bulimo con l'aggiunta di alcune nuove specie di conchiglie siciliane esistenti nella collezione del Sig. T. Serpotta in Salinas*.
- CALCARA P. (1845) - *Cenni sui molluschi viventi e fossili di Sicilia*.
- CALCERANO P. (1670) - *Cronaca dal 1656 26 settembre al 1670 19 settembre*. Manoscritti, III. 6.11, copia 1752. Biblioteca Zelantea Acireale (CT).
- CALVARI S. & GROPELLI G. (1996) - *Relevance of the Chiancone volcanoclastic deposits in the recent history of Etna Volcano (Italy)*. J. Volcanol. and Geoth. Res., **72** (3-4): 239-258.
- CALVARI S., GROPELLI G. & PASQUARÈ G. (1994) - *Preliminary geological data on the south-western wall of the Valle del Bove, Mt. Etna, Sicily*. Acta Vulcanologica, **5**: 15-30.
- CALVARI S., TANNER L.H. & GROPELLI G. (1998) - *Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy)*. J. Volcanol. and Geoth. Res., **87**: 193-209.
- CALVARI S., TANNER L.H., GROPELLI G. & NORINI G. (2004) - *Valle del Bove, Eastern flank of Etna Volcano: a comprehensive model for the opening of the depression and implications for future hazards*. In: S. CALVARI, A. BONACCORSO, M. COLTELLI, C. DEL NEGRO & S. FALSAPERLA (Eds): "Mt Etna Volcano Laboratory". AGU -Geophysical monograph series, **143**: 65-75.
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1982) - *Considerazioni sull'evoluzione geodinamica della Sicilia sud-orientale dal Cretaceo al Quaternario*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 362-386.
- CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) - AA. VV., scala 1: 50.000, R. Romano Ed., L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DELLA SICILIA CENTRO-ORIENTALE (1990) - AA. VV., scala 1: 50.000, S.EL.CA., Firenze.
- CARVENI P. & BENFATTO S. (2008) - *I vulcani di fango di Paternò e Belpasso, sul basso versante sud-occidentale dell'Etna*. Geoitalia, **22**: 8-11.
- CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1982) - *Indagini idrogeologiche e geofisiche per il reperimento di acque sotterranee per l'approvvigionamento del sistema V-Zona centro-orientale della Sicilia (Catanesa)*. C.M.P. S.p.A., Roma.
- CASTRADORI D. (1993) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in Eastern Mediterranean deep-sea cores*. Riv. It. Paleont. Strat., **99** (1): 107-126.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982). *Schema geologico della Sicilia*. In: R. Catalano & B. D'Argenio (Eds), "Guida alla geologia della Sicilia Occidentale". Soc. Geol. It., 156 pp., Palermo.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F.P. (1996) - *Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, **260**: 291-323.
- CELLO G., TORTORICI L., MARTINI N. & PALTRINIERI W. (1989) - *Structural styles in the frontal zones of the Southern Apennines, Italy: an example from the Molise district*. Tectonics, **8**: 753-768.

- CELLO G., TORTORICI L., TURCO E. & GUERRA I. (1981) - *Profili profondi in Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 423- 431.
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African Promontory in Mediterranean Paleogeography*. Earth Sc. Rev., **15**: 213-292.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1903) - *I foraminiferi eocenici del gruppo di M. Judica e di dintorni di Catenanuova in provincia di Catania*. (Nota preventiva). Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **77**:13-15.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1904) - *I foraminiferi eocenici del gruppo di M. Judica e di dintorni di Catenanuova in provincia di Catania*. Boll. Soc. Geol. It., **23**: 25-66.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1910) - *Sull'esistenza dell'Oligocene nella regione del M. Judica (Prov. Di Catania)*. Rend. R. Acc. Lincei Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **19**: 548-551.
- CHESTER D.K. & DUNCAN A.M. (1979) - *Interrelationships between volcanic and alluvial sequences in the evolution of the Simeto River Valley, Mount Etna, Sicily*. Catena, **6**: 293-315.
- CHESTER D.K. & DUNCAN A.M. (1982) - *The interaction of volcanic activity in Quaternary times up on the evolution of the Alcántara and Simeto rivers (Mt. Etna, Sicily)*. Catena, **9**: 319-342.
- CHESTER D.K., DUNCAN A.M., GUEST J.E. & KILBURN C.J.R. (1985) - *Mount Etna: the anatomy of a volcano*. Chapman & Hall, London, 404 pp.
- CHRONACA PISANA (XIII sec.) - *In F. Ughelli, "Italia Sacra"*. tomo 10, Venezia 1722.
- CHRONACA SICILIANA (XVI sec.) - *In Epifanio V. e Gulli A. (Ed.), Palermo 1902*.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII. Planktonic foraminiferal biozonation of th Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. It. Stratigr. Paleont., **41** (4): 527-544.
- CIVITA M., DAL PRÀ, FRANCANI V., GIULIANO G., OLIVERO G., PELLEGRINI M. & ZAVATTI A. (1993) - *Proposta di classificazione e mappatura della qualità delle acque sotterranee*. Inquinamento, **12**: 8-17.
- COGAN J., RIGO L., GRASSO M. & LERCHE I. (1989) - *Flexural tectonics of southeastern Sicily*. J. Geodynamics, **11**: 189-241.
- COLOMBI B., GIESE P., LUONGO G., MORELLI C., RIUSCETTI M., SCARASCIA S., SHUTTE K.G., STROWALD G. & DE VISINTINI G. (1973) - *Preliminary report on the seismic refraction profile Gargano-Salerno-Pantelleria*. Boll. Geof. Teor. Appl., **15**: 225-254.
- COLTELLI M., DEL CARLO P. & VEZZOLI L. (1998) - *The discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano (Italy)*. Geology, **26**:1095-1098.
- COLTELLI M., DEL CARLO P. & VEZZOLI L. (2000) - *Stratigraphic constraints for explosive activity in the last 100 ka at Etna volcano, Italy*. Int. J. Earth Sci. **89**: 665-677.
- COLTELLI M., GARDUNO V.H., NERI M., PASQUARÈ G. & POMPILIO M. (1994) - *Geology of the northern wall of the Valle del Bove, Mt. Etna (Sicily)*. Acta Vulcanologica, **5**: 55-68.
- COLTRO R. (1963) - *La Facies di Polizzi dell'Eocene alloctono della Sicilia centro-settentrionale*. Riv. It. Paleont. Strat., **69** (2): 167-232.
- CORNELL C.A. (1968) - *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. Am., **58**: 1583-1606.
- CORSARO R.A. & POMPILIO M. (2004) - *Dynamics of magmas at Mount Etna*. In: S. CALVARI, A. BONACCORSO, M. COLTELLI, C. DEL NEGRO & S. FALSAPERLA (Eds): "Mt Etna Volcano Laboratory". AGU -Geophysical monograph series, **143**: 91-110.
- COSENTINO M. (1974) - *Il regime pluviometrico sull'Etna negli anni 1921-1971*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, **7** (6): 37-52.
- CRISTOFOLINI R., LENTINI F., PATANÈ G. & RASÀ R. (1979) - *Integrazione di dati geologici, geofisici e petrologici per la stesura di un profilo crostale in corrispondenza dell'Etna*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 239-247.
- CRISTOFOLINI R. & ROMANO R. (1982) - *Petrologic features of the Etnean volcanic rocks*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 99-115.

- CUMIN G. (1954) - *Le Salinelle di Paternò e la loro attuale attività*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. IV, **2** (9): 515-528.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino Meridionale*. Acc. Naz. Lincei, **183**: 49-72.
- DE BENI E. (2004) - *Indagine stratigrafico-strutturale del basso versante sud-orientale del Monte Etna ed applicazione del metodo di datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ per la definizione delle principali fasi evolutive del vulcano*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Catania, 149 pp.
- DE BENI E., WIJBRANS J. R., BRANCA S., COLTELLI M. & GROPELLI G. (2005) - *New results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating constrain the timing of transition from fissure-type to central volcanism at Mount Etna (Italy)*. Terra Nova, **17** (3): 292-298.
- DE CAPOA BONARDI P. (1970) - *Le Daonelle e le Halobie della serie calcare-silico-marnosa della Lucania (Appennino meridionale). Studio paleontologico e biostratigrafico*. Mem. Soc. Natur. in Napoli, suppl. Boll. **78**: 1-130.
- DECIMA A. & WEZEL F.C. (1971) - *Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale*. Riv. Min. Sic., **130-132**: 172-187.
- DEL CARLO P. & BRANCA S. (1998) - *Tephrostratigraphic dating of the pre-1300 A.D. SE flank eruption of Mt. Etna*. Acta Vulcanologica, **10**: 33-37.
- DEL CARLO P., VEZZOLI L. & COLTELLI M. (2004) - *Last 100 ka tephrostratigraphic record of Mount Etna*. In: S. CALVARI, A. BONACCORSO, M. COLTELLI, C. DEL NEGRO & S. FALSAPERLA (Eds): "*Mt Etna Volcano Laboratory*". AGU - Geophysical monograph series, **143**: 77-89.
- DE RITA D., FRAZZETTA G. & ROMANO R. (1991) - *The Biancavilla-Montalto Ignimbrite (Etna, Sicily)*. Bull. Volcanol., **53**: 121-131.
- DI GERONIMO I., GHISETTI F., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 543-549.
- DI GRANDE A., GRASSO M., LENTINI F. & SCAMARDA G. (1976) - *Facies e stratigrafia dei depositi pliocenici tra Leonforte e Centuripe (Sicilia centro-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1319-1345.
- DI STEFANO G. (1907) - *I pretesi grandi fenomeni di carreggiamento in Sicilia*. Rend. R. Acc. Lincei Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **16** (5): 375-381.
- DI STEFANO G. (1910) - *Sull'età degli scisti silicei della parte occidentale della Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **19**: 29 pp.
- DI STEFANO A. & BRANCA S. (2002) - *Long-term uplift rate of the Etna volcano basement (southern Italy) based on biochronological data from Pleistocene sediments*. Terra Nova, **14** (1): 61-68.
- D'ORAZIO M., TONARINI S., INNOCENTI F. & POMPILIO M. (1997) - *The northern valle del Bove volcanic succession (Mt. Etna, Sicily: petrography, geochemistry and Sr-Nd isotope data*. Acta Vulcanologica, **9** (1): 69-79.
- DUEÉ G. (1969) - *Etude géologique des Monts Nebrodi (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., 2 voll. 221+169 pp., Paris.
- DUEÉ G. (1970) - *The geology of the Nebrodi Mountains of Sicily*. In: W.ALVAREZ & K.H.A GOHRBANDT (Eds.): "*Geology and History of Sicily*". Petroleum Expl. Soc. Libya, 187-200.
- ESTEBAN M. (1979) - *Significance of the Upper Miocene coral reef of the Western Mediterranean*. Palaeog. Palaeoc. Palaeoecol., **29**: 169-188.
- FALCADO U. (XII sec.) - *La Historia o liber de Regno Siciliane*. In: G.B.Siragusa (Ed.): "*Fonti per la storia d'Italia*". 22, Roma 1897.
- FAVALLI M., INNOCENTI F., PARESCHI M.T., PASQUARÉ G., MAZZARINI F., BRANCA S., CAVARRA L. & TIBALDI A. (1999) - *The DEM of Mt. Etna: geomorphological and structural implications*. Geodin. Acta, **12** (5): 279-290.
- FERRARA V. (1975) - *Idrogeologia del versante orientale dell'Etna*. Atti 3° Conv. Intern. sulle acque sotterranee, Palermo, 91-144.
- FERRARA V. (1990) - *Carta della vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero vulcanico dell'Etna*, scala 1:50.000. CNR-GNDICI, S.EL.CA., Firenze.

- FERRARA V. (1993) - *Modificazioni indotte dallo sfruttamento delle acque sotterranee nell'equilibrio idrodinamico e idrochimico dell'acquifero vulcanico dell'Etna*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 619-630.
- FERRARA V. (1994) - *Carta della vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero vulcanico dell'Etna - Note illustrative*. CNR- GNDI, 33 pp., Catania.
- FERRARA V. (1998a) - *Sintesi dei risultati delle ricerche sugli acquiferi della Piana di Catania (Sicilia Orientale)*. Atti Giornata Mondiale dell'Acqua, "Acque sotterranee: Risorsa Invisibile". ICID-CIID, GNDI-CNR, 83-90.
- FERRARA V. (1998b) - *Carta della vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero alluvionale della Piana di Catania (Sicilia NE)*. CNR-GNDI, S.EL.CA., Firenze.
- FERRARA V. (1999) - *Presentazione della carta di vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero alluvionale della Piana di Catania (Sicilia NE)*. Atti 3° Conv. Naz. sulla protezione e gestione delle acque sotterranee per il III millennio, **1**: 1.99-1.104, CNR-GNDI, Parma.
- FERRARA V. (2001) - *Carta idrogeologica del massiccio vulcanico dell'Etna*. CNR-GNDI, S.EL.CA., Firenze.
- FERRARA V. & LI ROSI G. (1985) - *Caratteristiche chimico-fisiche delle acque sotterranee del versante sud-occidentale dell'Etna*. Atti 5° Conv. Int. Sulle acque sotterranee, Taormina.
- FERRARA V. & MARCHESI G. (1977) - *Ricerche idrogeologiche su alcuni acquiferi alluvionali della Sicilia orientale*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, S. VII, **9**: 189-230.
- FERRARA V. & PAPPALARDO G. (2004) - *Intensive exploitation effects on the alluvial aquifer of the Catania plain (Eastern Sicily, Italy)*. Geofisica international, **43** (4): 671-681.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. Appl., **24**: 247-426.
- FINETTI I.ED. (2005) - *CROP, Deep Seismic Exploration of the Mediterranean region*. Elsevier Science, 777 pp.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il Sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 529-559.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZZON A. (2005) - *Geological outline of Sicily and lithospheric tectono-dynamics of its Tyrrhenian Margin from new CROP seismic data*. In: I.R. FINETTI (Ed.): "CROP Deep Seismic exploration of the Mediterranean Region". Spec. Vol. Elsevier, chapter **15**: 319-376.
- FINETTI I.R. & MORELLI C. (1972) - *Regional reflection seismic exploration of the Strait of Sicily*. Saclant Conference, 7, La Spezia.
- FINETTI I.R. & MORELLI C. (1973) - *Geophysical exploration of the Mediterranean Sea*. Boll. Geof. Teor. Appl., **12**: 263-341.
- FLANDRIN J. (1948) - *Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien*. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, s. 2, n. **19**: 340 pp.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) - *New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the mediterranean area*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **104** (1): 95-115.
- FORNACIARI E, DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean area*. Micropaleontology, **42** (1): 37-63.
- FRANCAVIGLIA A. (1960) - *Appunti sulla geologia del M. Judica (Sicilia centro-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **79** (1): 197-206.
- FRANCAVIGLIA A. (1962) - *"L'imbasamento sedimentario dell'Etna e il golfo pre-etneo"* - Boll. Serv. Geol. d'It., Vol. LXXXI, fasc. 4-5.
- GARFI G. (2004) - *Rapporti tra sedimentazione e vulcanismo lungo la periferia occidentale del Monte Etna*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Catania, 141 pp.

- GAZZETTA PIEMONTESE (1850). Febbraio 1, n. 34, Torino.
- GEMMELLARO C. (1839) - *Cenno geologico sul terreno della Piana di Catania*. Acc. Gioenia Catania, **I**, XIII:116-130.
- GEMMELLARO C. (1840) - *Elementi di Geologia*. 1 vol., 432 pp., Catania.
- GEMMELLARO C. (1848) - *Sopra una varietà dell'Hippurites Fortisii del Catullo*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **2** (5): 33-54.
- GEMMELLARO C. (1858) - *La vulcanologia dell'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 2, **14-16**: 266 pp.
- GEMMELLARO G.G. (1859) - *Cenno geognostico sul gruppo de' terreni di Judica*. Giorn. Gabin. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **5** (2): 90-93.
- GEMMELLARO G.G. (1860) - *Sopra alcuni Organici Fossili del Turoniano e Nummulitico di Judica*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **2**: 268-284.
- GEMMELLARO G.G. (1904) - *I cefalopodi del Trias superiore della regione occidentale della Sicilia*. Giorn. Sc. Nat. Econ. Palermo, **24**: 319 pp.
- GHISETTI F. (1992) - *Fault parameters in the Messina Straits (southern Italy) and relations with the seismogenetic sources*. Tectonophysics, **210**: 117-133.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1984) - *Thin-skinned deformations of the western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: Mesosstructural data on the Mt. Kumeta-Alcàntara Fault Zone and related structures*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 129-157.
- GIARDINI D. & VELONÀ M. (1991) - *Deep seismicity of the Tyrrhenian Sea*. Terra Nova, **3**: 57-64.
- GIGNOUX M. (1913) - *Le formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile*. Ann. Univ. Lyon, **36**: 690 pp.
- GILLOT P.Y., KIEFER G. & ROMANO R. (1994) - *The evolution of Mount Etna in the light of Potassium-argon dating*. Acta Vulcanologica, **5**: 81-87.
- GIORNALE DI CATANIA, 1850. Gennaio 3, n. 1, Catania.
- GIUNTA G. (1985) - *Problematiche ed ipotesi sul Bacino Numidico nelle Maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 239-256.
- GRASSO M. & BUTLER W.H. (1991) - *Tectonic controls on the deposition of Late Tortonian sediments in the Caltanissetta Basin of central Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 313-324.
- GRASSO M., GUERRERA F., LOIACONO F., PUGLISI D., ROMEO M., BALENZANO F., CARMISCIANO R., DI PIERRO M., GONZALEZ-DONOSO J.M. & MARTIN-ALGARRA A. (1986) - *Caratterizzazione sedimentologica, biostratigrafica e mineralogico-petrografica di "successioni miste" infra-mioceniche affioranti in Spagna (Catena Betica) e in Italia meridionale (Monti Nebrodi e Appennino Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 475-516.
- GRASSO M. & LA MANNA F. (1990) - *Lineamenti stratigrafici e strutturali del fronte della falda di Gela affiorante a NW del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale)*. Geol. Romana, **29**: 55-72.
- GRASSO M., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Geol. Romana **17**: 45-69.
- GRASSO M., PEDLEY H.M. & ROMEO M. (1989) - *The Messinian Tripoli Formation of North-Central Sicily: palaeoenvironmental interpretation based on sedimentological, micropaleontological and regional tectonic studies*. Paléobiologie continentale, **16** (2): 189-204.
- GRAVINA B. (1858) - *Note sur les terrains tertiaires et quaternaires des environs de Catane*. Bull. Soc. Géol. France, **2** (15): 391-421.
- GRESTA S., BELLA D., MUSUMECI C. & CARVENI P. (1997) - *Some efforts on active faulting processes (earthquakes and aseismic creep) acting on the eastern flank of Mt. Etna (Sicily)*. Acta Vulcanologica, **9** (1-2): 101-108.
- GRÜNTAL G. (Ed.) (1998) - *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. European Seismological Commission, subcommission on Engineering Seismology, working Group Macroseismic Scales. Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, **15**: 99 pp., Luxembourg.

- GRUPPO DI LAVORO CPTI (1999) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING-GNDT-SGA-SSN, 92 pp.
- GUARNIERI P., CARBONE S. & DI STEFANO A. (2002) - *The Sicilian orogenic wedge: a critical tapered wedge?* Boll. Soc. Geol. It., **121**: 221-230.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligomiocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Riv. Min. Sic., **145-147**: 27-51.
- GUEST J.E., CHESTER D.K. & DUNCAN A.M. (1984) - *The Valle del Bove, Mount Etna: its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano*. J. Volcanol. And Geoth. Res., **21**: 1-23.
- HOFFMANN F. (1833) - *Observations faites pendant mon voyage en Sicile*. Bull. Soc. Géol. France, **3**.
- HOFFMANN F. (1839) - *Geognostische Beobachtung gesammelt auf einer Reise durch Italien und Sizilien in den Jahren 1830-32. Uebersicht der geognostisches Verhältnisse von Sizilien zusammen gestellt von H. von Dechen*. Berlin.
- HOYEZ B. & ANDRIEFF P. (1975) - *Présence d'une série turbiditique a débris pyroclastiques associée au Numidien de la région de Gangi-Nicosia (Sicile)*. 3 emme Reunion Ann. Sc. Terre, Montpellier, 197 pp.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*, in: BOLLI, SAUNDERS & PERCH-NIELSEN (Eds.): "Plankton Stratigraphy" Cambridge University Press, 283-328.
- JACQUES E., MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & WINTER T. (2001) - *Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence*. Geophys. J. Int., **147**: 499-516.
- KASTENS K. (1981) - *Structural causes and sedimentological effects of "Cobblestone Topography" in the Eastern Mediterranean*. Ph.D. Thesis, Unin. of California, San Diego.
- KIEFFER G. (1971) - *Dépôts et niveaux marines et fluviaux de la région de Cataniae (Sicile)*. Mediterranean, **5-6**: 591-626.
- KIEFFER M.G. (1973) - *Une éruption à caractères kamaiens, à l'origine de coulées ponceuses et de coulées de ponces, responsable de la formation de la caldeira du Cratère Elliptique de l'Etna (Sicile)*. C. R. Ac. Sc. Paris, **277D**: 2321-2324.
- KLERKX J. (1963) - *Le volcanism ancien de l'Etna*. Ann. Soc. Geologique del Belgique, **85** (5): 175-180.
- KLERKX J. (1968) - *Etude géologique et pétrologique de la Valle del Bove (Etna)*. Phd thesis, Université de Liège.
- KOPF A.J. (2002) - *Significance of mud volcanism*. Reviews of Geophysics, **40**, art. n. 1005.
- LANZAFAME G., LEONARDI A. & NERI M. (1999) - *Retroricoprimento medio-pleistocenico di Argille Scagliose a Serra San Biagio (Sicilia orientale): evidenze stratigrafiche e tettoniche*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **9**, **10**: 63-80.
- LANZAFAME G., NERI M., COLTELLI M., LODATO L. & RUST D. (1997). *North-South compression in the Mt. Etna region (Sicily): spatial and temporal distribution*. Acta Vulcanologica, **9**: 121-133.
- LAZZARI A. (1953) - *Appunti Geologici sulla Piana di Catania*. In: 57° Riunione estiva Soc. Geol. It., Boll. Soc. Geol. It., **72**: 111-114.
- LENTINI F. (1974) - *Caratteri stratigrafici e strutturali della zona di M. Judica (Sicilia Orientale)*. Riv. Min. Sic., **25** (145-147): 1-22.
- LENTINI F. (1982) - *The geology of the Mt. Etna basement*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 7-25.
- LENTINI F. (1984) - *Carta geologica della Sicilia sud-orientale*, scala 1:100.000. S.EL.CA., Firenze.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36** (141-144): 103-125.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1996b) - *The External Thrust System in southern Italy: a target for petroleum exploration*. Petroleum Geoscience, **2**: 333-342.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1996a) - *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia Orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 179-195.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1990a) - *Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 495-502.

- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1991) - *Presentazione della carta geologica della Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 145-156.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990b) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale, 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. J. Geodynamics, **34**: 141-158.
- LENTINI F., CARBONE S. & GUARNIERI P. (2006) - *Collisional and post-collisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian Orogen (Southern Italy)*. In: Y. DILEK & S. PAVLIDES (Eds.): "Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean Region". Geol. Soc. of America, spec. paper. no. 409, 57-81.
- LENTINI F., CARBONE S., GUARNIERI P. & DI STEFANO A. (2001) - *Geodynamic evolution of the Lucanian Apennines: times and modality of thrust propagation through the analysis of geologic cross-sections*. Progetto CROP-Crosta Profonda, Sottoprogetto CROP 04, Appennino Meridionale, Pisa.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Nota illustrativa della Carta geologica della Provincia di Messina (Sicilia Nord-Orientale), scala 1:50000*. S.EL.CA. (Ed.), 70 pp., Firenze.
- LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S. (1987) - *Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione*. Conv. Soc. Geol. It. "Sistemi Avanfossa-Avampaese lungo la Catena Appenninico-Maghrebide", Naxos-Pergusa 22-25 aprile 1987.
- LENTINI F., GUARNIERI P. & CARBONE S. (2005) - *Tettonica collisionale e post collisionale del Sistema orogenico Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia*. C.N.G.T.S., 24° Congresso Nazionale, 466-471. Roma.
- LENTINI F. & TORTORICI L. (1986) - *Tentative correlation and paleogeographic evolution of the Sicilian-Tunisian orogen*. Giorn. Geol., ser.3, **48** (1-2): 93-98.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1974) - *Carta geologica delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*, scala 1:50.000. L.A.C., Firenze.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 495-500.
- LICKORISH H., GRASSO M., BUTLER R.W.H., ARGNANI A. & MANISCALCO R. (1999) - *Structural styles and regional tectonic setting of the "Gela Nappe" and frontal part of the Maghrebian thrust belt in Sicily*. Tectonics, **18**: 655-668.
- LYELL C. (1859) - *On the structure of lavas which have consolidated on steep slopes with remarks on the mode of origin of Mt. Etna and on the theory of Craters of Elevation*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, **148**: 703-786.
- LOMBARDO G. (1980) - *Stratigrafia dei depositi pleistocenici della Sicilia nord-orientale*. Boll. Acc. Gioenia, Sc. Nat. Catania, s. 4, **14**: 85-113.
- LOMBARDO G. (1985) - *The Catania earthquake of February 4, 1169*. In: D. Postpischl (Ed.): "Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes". PFG-CNR, Quad. Ric. Sc., **114**, 2A, Bologna, 12-13.
- LOPES R. & GUEST J.E. (1982) - *Lava flows on Etna, a morphometric study*. In: A. CORRADINI & M. FULCHIGNONI (Eds.): "The comparative Study of Planets", D. Reidel, Holland.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre*. C. R. Ac. Sc. Paris, **142**: 1107-1109.
- MAGRI L., MUCCIARELLI M. & ALBARELLO D. (1994) - *Estimates of site seismicity rates using ill-defined macroseismic data*. Pageoph, **143** (4): 617-632.
- MAKRIS J., NICOLICH R. & WEIGEL W. (1986) - *A seismic study in the western Ionian sea*. Ann. Geophys., **6**: 665-678.
- MARCHESINI E. (1937a) - *Osservazioni sul terziario dei settori ad est e nord del gruppo del M. Judica*. Boll. Soc. Geol. It., **56** (3): 402-408.

- MARCHESINI E. (1937b) - *Sull'esistenza dell'Oligocene nella regione a nord-est del gruppo del M. Judica (prov. di Catania e di Enna)*. Rend. R. Acc. Lincei Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **25**(12): 739-741.
- MARINELLI O. (1899) - *Osservazioni geologiche sopra i terreni secondari del gruppo del M. Judica*. Rend. R. Acc. Lincei Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **5** (8): 404-412.
- MAUGERI PATANÈ G. (1934) - *Sopra alcuni coralli del Trias superiore di M. Scalpello (Enna)*. Rel. Cons. Soc. Gioen. Catinensis Nat. Sc., **67**: 9 pp.
- 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. and Geoth. Res., **38**: 325-344.
- MELETTI C., PATACCA E. & SCANDONE P. (2000a) - *Construction of a seismo-tectonic model: The case of Italy*. Pure Appl. Geophys, **157**: 11-35.
- MELETTI C., SLEJKO D. & VACCARI F. (2000b) - *Confronti tra le stime di pericolosità sismica del territorio nazionale realizzate in ambito GNDT*. In: F. GALADINI, C. MELETTI & A. REBEZ (Eds.): "Ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-GNDT, Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 275-290.
- MINISTERO LL.PP.- SERVIZIO IDROGRAFICO (1942) - *Le sorgenti italiane, Vol.II (Sicilia)*. Ist. Polig. dello Stato, Roma.
- MONACHESI G. & STUCCHI M. (Eds.) (1997) - *DOM4.1: an intensity database of damaging earthquakes in the Italian area*. GNDT-CNR open file rep., 2 vv., Milano, 1052 pp. Web site: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>.
- MONACO C. (1997) - *Tettonica pleistocenica nell'area a sud dell'Etna (Sicilia orientale)*. Il Quaternario, **10**: 393-398.
- MONACO C., BIANCA M., CATALANO S., DE GUIDI G. & TORTORICI L. (2002) - *Sudden change in the Late Quaternary tectonic regime in eastern Sicily: evidences from geological and geomorphological features*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec., **1**: 901-913.
- MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & GILLOT P.Y. (1997) - *Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*. Earth and Planetary Sc. Letters, **147**: 125-139.
- MONACO C. & TORTORICI L. (2000) - *Active faulting in the Calabrian Arc and eastern Sicily*. J. Geodynamics, **29**: 407-424.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy*. J. Struct. Geol., **20**: 617-638.
- MONCHARMONT ZEI M. (1960) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene della Sicilia*. Boll. Soc. Geol. Nat. Napoli, **69**: 141-185.
- MONGITORE A. (1743) - *Istoria cronologica de' terremoti di Sicilia*. In "Della Sicilia Ricercata dello cose più memorabili", Tomo 2: 345-445, Palermo.
- Montanari L. (1966) - *Materiale per la geologia dell'Alto Lercarese (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **87**: 133-142.
- MORELLI C., GANTAR C. & PISANI M. (1975) - *Bathymetry, gravity and magnetism in the Strait of Sicily and in the Ionian Sea*. Boll. Geof. Teor. Appl., **17**: 39-58.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- MOTTURA S. (1871) - *Sulla formazione terziaria nella zona solfifera della Sicilia*. Mem. R. Com. Geol. d'Italia, **1**.
- MULARGIA F., GASPERINI P. & TINTI S. (1987) - *A procedure to identify objectively active seismotectonic structures*. Boll. Geof. Teor. Appl., **19**(114): 147-164.
- MURRAY J.W. (1991) - *Ecology and paleoecology of benthic foraminifera*. Longman Scientific e Technical Ed.

- NELLI B. (1899a) - *Il Raibliano del M. Judica nella Provincia di Catania*. Atti Acc. Lincei Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.5, **8**.
- NELLI B. (1899b) - *Il Raibl nei dintorni di M. Judica*. Boll. Soc. Geol. It., **18**.
- NICOLICH R. (1989) - *Crustal structures from seismic studies in the frame of the european geotraverse (southern segment) and CROP projects*. In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo & G.B. Vai (Ed.), "The lithosphere in Italy. Advances in earth science research", Acc. Naz. Lincei, Atti Conv. Lincei, **80**: 41-61.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. A.A.P.G., **67**: 841-875.
- OGNIBEN L. (1953) - "Argille Scagliose" ed "Argille Brecciate" in Sicilia. Boll. Serv. Geol. d'It., **75** (1): 281-289.
- OGNIBEN L. (1954) - *Le "argille brecciate" siciliane. Con i rilievi di dettaglio di Grottaalda (Valguarnera, Enna), Passarello (Licata, Agrigento), Zubbi (S. Cataldo, Caltanissetta)*. Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova, **18**: 92 pp.
- OGNIBEN L. (1957) - *Petrografia della Serie Solfifera Siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem. Serv. Geol. d'It., **33**: 275 pp.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-222.
- OGNIBEN L. (1963) - *Le formazioni tipo Wildflysch delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Mem. Ist. Univ. Padova, **24**: 58 pp.
- OGNIBEN L. (1966) - "Lineamenti idrogeologici dell'Etna". Riv. Min. Sic., **17**: 100-102.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, **12**: 243-585.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA M., MUTTI E., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R. & SASSI F.P. (1992) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000, Guida al Rilevamento*. Quaderni serie III, Vol. **1**: 203 pp.
- PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1979) - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (southern Sicily)*. Geol. Romana, **18**: 331-369.
- PETTUJOHN F.J. (1956) - *Sedimentary Rocks*. 718 pp., Harper & Brothers (Eds), New York.
- PRÉVOST C. (1832) - *Observations géologiques en Sicile*. Bull. Soc. Géol. France, **2**.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49** (1): 1-26.
- RAIMONDI S., LUPO M. & TUSA D. (1999) - *Il clima ed il pedoclima dei suoli vulcanici dell'Etna*. Sicilia Foreste, anno VI, n. **23/24**: 2-7.
- RECUPERO G. (1815) - *Storia naturale e generale dell'Etna*. 2 voll., Catania.
- RICCHETTI G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 421-430.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampese Apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 57-82.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: Proc. of ODP, Sci. Results (K.A. KASTENS, J. MASCLE, et alii, Eds), **107**: 513-533.
- RITTMANN A. (1973) - *Structure and evolution of Mount Etna*. Phil. Trans. R. Soc. London, **274A**: 5-16.
- RODA C. (1965) - *La sezione stratigrafica pleistocenica di Niscemi (Caltanissetta)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, s. 6, **17**: 37-62.

- RODA C. (1968) - *I sedimenti mio-pliocenici della Falda di Gela*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, s. 7, **1**.
- 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. (1982) - *The historical eruptions of Mount Etna*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 75-98.
- ROMUALDUS SALERNITANUS (XII sec.) - *Chronicon* (-1178). In C.A. Garufi (Ed.): "*Rerum Italicarum Scriptores*". RIS 2, 7/1, Città di Castello e Bologna 1909-1935.
- ROSSI S. & SARTORI R. (1981) - *A seismic reflection study of the External Calabrian Arc in the Northern Ionian Sea (Eastern Mediterranean)*. Mar. Geoph. Res., **4**: 413-426.
- ROURE F., CASERO P. & VIALY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth Planet. Sc. Lett., **102**: 395-412.
- ROURE F., HOWELL D.G., MULLER C. & MORETTI I. (1990) - *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. J. Struct. Geol., **12** (2): 259-266.
- ROWLAND S.K. & WALKER G.P.L. (1987) - *Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa*. Bull. Volcanol., **49**: 631-641.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**: 232-237.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide*. International Union of Geological Sciences, Trondheim, Norway, and Geological Society of America, Boulder, 214 pp.
- SCALIA S. (1907) - *Il postpliocene dell'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 4, **20** (13): 1-43.
- SCALIA S. (1908) - *La fauna del Trias superiore del gruppo montuoso di Judica*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 2, **4**: 17-25.
- SCALIA S. (1909) - *Il gruppo del Monte Judica*. Boll. Soc. Geol. It., **28**: 269-340.
- SCALIA S. (1910-1914) - *La fauna del Trias superiore del gruppo montuoso di Judica*. Mem. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 5(3-5-7), 134 pp.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1977) - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 317-323.
- SCANDONE P., PATACCA E., RODOICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWASON M., CHERZAR 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.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1962) - *Introduction à la géologie pétrolière de la Sicile*. Revue Inst. Franc. du Petr. **17** (5): 635-668.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P., BARBIERI F. & GIANNINI G. (1960) - *La geologia del gruppo montuoso delle Madonie (Sicilia Centro-settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **81** (1): 73-107.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. & TROVÒ A. (1962) - *Contribution à l'étude structurale du groupe du M. Judica (Sicile orientale)*. Bull. Soc. Géol. France, **7** (4): 754-759.
- SCHMINCKE H.U., BEHENCKE B., GRASSO M. & RAFFI S. (1997) - *Evolution of the northwestern Iblean Mountains, Sicily: uplift, Pliocene-Pleistocene sea-level changes, paleoenvironment, and volcanism*. Geologische Rundschau, **86**: 637-669.
- SEGUENZA G. (1862) - *Prime ricerche intorno ai Rizopodi fossili delle argille pleistoceniche dei dintorni di Catania*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **18** (2): 86-127.
- SEGUENZA G. (1873) - *Contribuzione alla geologia della Provincia di Messina: Breve nota intorno alle formazioni primarie e secondarie*. Bull. R. Com. Geol., 47 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1972) - *Foglio 611 Mistretta della Carta Geologica d'Italia. Scala 1:50.000*. Direttore del rilevamento L. Vezzani.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1997) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Banca dati Geologici: Linee guida per l'informatizzazione e per l'allestimento per la stampa dalla banca dati*. Quaderni, s. III, n. **6**: 141 pp., Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2003) - *Indicazioni per la rappresentazione cartografica del Quaternario continentale*. Circolare CARG disponibile sul sito web www.apat.it.
- SGARELLA F. & MONTCHARMONT-ZEI M. (1993) - *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleont. It., **32** (2): 145-264.
- SILVESTRI O. (1879) - *Eruzione di fango presso l'Etna*. Boll. Vulc. It., **6** (1-3): 28-31.
- SLEJKO D., PERUZZA L. & REBEZ A. (1998) - *Seismic hazard maps of Italy*. Ann. Geofis., **41** (2): 183-214.
- SPEZIALE S. (1997) - *Il magmatismo mesozoico-paleogenico della Sicilia occidentale*. Tesi di Dottorato, Università di Catania, VIII ciclo, 256 pp.
- STURIALE C. (1967) - *Su alcune piroclastiti del basso versante meridionale dell'Etna*. Rend. Soc. Min. It., **23**: 427-452.
- TANGUY J.C., CONDOMINES M. & KIEFFER G. (1997) - *Evolution of Mount Etna magma: Constraints on the present feeding system and eruptive mechanism*. J. Volcanol and Geoth. Res., **75**: 221-250.
- TANGUY J.C. & LE GOFF M. (2004) - *Distortion of the geomagnetic field in volcanic terrains: an experimental study of the Mount Etna stratovolcano*. Phys. Earth Planet. Int., **141**: 59-70.
- TANGUY J.C., LE GOFF M., PRINCIPE C., ARRIGHI S., CHILLEMI V., PAIOTTI A., LA DELFA S. & PATANÈ G. (2003) - *Archeomagnetic dating of Mediterranean volcanics of the last 2100 years: validity and limits*. Earth and Planetary Sci. Letters, **211**: 111-124.
- TORELLI L., GRASSO M., MAZZOLDI G., PEIS D. (1998) - *Plio-Quaternary tectonic evolution and structure of the Catania foredeep, the northern Hyblean Plateau and the Ionian shelf (SE Sicily)*. Tectonophysics, **298**: 209-221.
- TREVISAN L. (1935) - *Scoperta di basalti accompagnati di tufi fossiliferi del Bajociano a Vicari (Palermo)*. Boll. Soc. Sc. Nat. Ec., Palermo, **19**: 3-15.
- TRIC E., VALET J.P., GILLOT P.Y. & LEMEUR I. (1994) - *Absolute paleointensities between 60 and 160 kyr from Mount Etna (Sicily)*. Phys. Earth Planet. Int., **85**: 113-129.
- VALENSISE G. & D'ADDEZIO G. (1994) - *Il contributo della geologia di superficie all'identificazione della strutture sismogenetiche della Piana di Gioia Tauro*. ING Publications n. 559, 34 pp.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (1992) - *A 125 Kyr-long geological record of seismic source repetability: in the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake*. Terra Nova, **44**: 472-483.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (2001) - *The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review*. J. Seismology, **5**: 287-306.
- VILLARI L., RASÀ R. & CACCAMO A. (1988) - *Considerazioni sull'hazard vulcanico e sul campo di sforzi nella regione etnea attraverso l'analisi morfometrica e la distribuzione plano-altimetrica dei cono avventizi*. Boll. GNV, **4**: 600-619.
- VIOLA C. (1901) - *L'augite anfibolica di Giumarra*. Boll. Reale Com. Geol. It., s. 4, **32**: 289-312.
- WALKER G.P.L. (1971) - *Compound and simple lava flows and flood basalts*. Bull. Volcanol., **35**: 579-590.
- WALKER G.P.L. (1991) - *Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli "lava rises", "lava-rise pits", and "lava-inflation clefts" in Hawaii*. Bull. Volcanol., **53**: 546-558.
- WALTERSHAUSEN W. S. (1880) - *Der Etna*. voll. 1 e 2. Engelmann, Leipzig, 371 pp.
- WEZEL F.C. (1966) - *Descrizione neotipica di foraminiferi delle argille subetnee illustrati da Sequenza: introduzione metodologia e studio di Bolivina (Bolivina) alata*. Geol. Romana, **V**: 215 - 248.
- WEZEL F.C. (1967) - *I terreni quaternari del substrato dell'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **6**: 271-281.
- WEZEL F.C. (1973) - *Nuovi dati sull'età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 193-211.
- WEZEL F.C. (1974) - *Flysch successions and the tectonic evolution of Sicily during the Oligocene and Early Miocene*. In: W. ALVAREZ & K.H.A GOHRBANDT (Eds.): "Geology and History of Sicily". Petroleum Expl. Soc. Libya, 1-23.