

Geologia della Sicilia - *Geology of Sicily*

IV - Vulcanismo - *Volcanism*

BRANCA S. (*)

1. - VULCANISMO QUATERNARIO DELLA SICILIA ORIENTALE

La fase più recente del vulcanismo ibleo è datata Pliocene inferiore-Pleistocene inferiore, ed è caratterizzata da un'attività vulcanica sia sottomarina che subaerea ad affinità da alcalina a subalcalina (CARBONE *et alii*, 1986, 1987; CARVENI *et alii*, 1991; SCHMINCKE *et alii*, 1997).

Le vulcaniti affiorano estesamente lungo il bordo settentrionale dell'Avampaese Ibleo mostrando una leggera migrazione verso nord rispetto alle manifestazioni vulcaniche del Miocene superiore (CARBONE *et alii*, 1982c). Le vulcaniti plioceniche del margine occidentale dell'Altipiano Ibleo, sono rappresentate da una potente successione, costituita da prevalenti ialoclastiti e da breccie vulcanoclastiche e colate a *pillow*. Lungo il bordo orientale del *plateau* si rinvengono prevalentemente colate subaeree di età compresa tra 3.05 e 1.74 Ma (BARBERI *et alii*, 1974) e subordinati depositi piroclastici. Le vulcaniti riferibili al Pleistocene inferiore sono esposte in affioramenti isolati a nord e nord-ovest di Scordia e sono costituite da ialoclastiti e colate sottomarine, messe in posto in condizioni di acque poco profonde, che localmente passano a colate subaeree. Le più recenti manifestazioni vulcaniche di questa fase affiorano lungo il Vallone Loddiero; datate con il metodo isotopico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la loro età è compresa tra 1.62 ± 0.03 e 1.47 ± 0.02 Ma (TRUA *et alii*, 1997).

In generale la successione vulcanica plio-pleistocenica è caratterizzata da una complessa interazione fra vulcanismo submarino e subaereo in relazione alla variazioni del livello del mare e ai processi di subsidenza e di sollevamento che ca-

ratterizzavano questo settore dell'Altipiano Ibleo (SCHMINCKE *et alii*, 1997). La prosecuzione dell'attività vulcanica verso nord durante il Pleistocene inferiore-medio è evidenziata da anomalie magnetiche (GRASSO & BEN-AVRAHAM, 1992) e da dati di pozzi perforati dall'AGIP (LONGARETTI *et alii*, 1991; TORELLI *et alii*, 1998) in corrispondenza della Piana di Catania, che mostrano la presenza di grossi corpi di vulcaniti, con spessori di alcune centinaia di metri, che si approfondiscono verso nord per la presenza di sistemi di faglie dirette. In particolare, le vulcaniti più recenti in sottosuolo, attribuite al Pleistocene inferiore (LONGARETTI *et alii*, 1991), sono localizzate nella parte più settentrionale della Piana di Catania in prossimità della periferia meridionale dell'Etna fra Paternò e Catania. Tali vulcaniti presentano una composizione basaltica ad affinità sia tholeiitica che alcalina (LONGARETTI & ROCCHI, 1990). Questi grossi volumi di vulcaniti indicano una continuità spaziotemporale tra il vulcanismo plio-pleistocenico del bordo settentrionale dei Monti Iblei e il vulcanismo quaternario etneo (CARBONE, 2011 e riferimenti citati).

Per maggiori dettagli si rimanda al Titolo II, Sottopar. 1.2.5. delle presenti memorie.

1.1. – MONTE ETNA

Il Monte Etna è un grande stratovulcano poligenico di natura basaltica, alto circa 3330 m, situato lungo la costa orientale della Sicilia. Esso ricopre un'area di circa 1200 km² ed è delimitato verso nord dai rilievi dei Monti Nebrodi e Peloritani e verso sud dalla piana alluvionale del F. Simeto (fig. 452).

(*) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo - Sezione di Catania, piazza Roma 2, 95125 Catania



Fig. 452 - Ripresa aerea da est dei crateri sommitali dell'Etna in degassamento. Sullo sfondo la valle del Fiume Simeto (foto S. Branca).
 - Aerial view from east of the summit craters of Etna in degassing. In the background the valley of the Simeto River (photo S. Branca).

L'Etna è uno dei vulcani più attivi al mondo essendo caratterizzato da una discontinua attività sommitale, variabile da stromboliana a fontana di lava (fig. 453) fino ad eventi di magnitudo subpliniana (BRANCA & DEL CARLO, 2005), e da frequenti eruzioni di fianco che durante l'attività degli ultimi 400 anni hanno prodotto in alcuni casi, come nel 1669 e nel 1928 (fig. 454), numerosi danni alle aree urbanizzate (BRANCA & DEL CARLO, 2005).

Recenti studi stratigrafici realizzati all'Etna nell'ambito del Progetto CARG (SERV. GEOL. D'Ir., 2009a,b, 2010a,b) unitamente ai nuovi dati geologici, stratigrafici e geocronologici ottenuti per la realizzazione della nuova carta geologica dell'Etna (BRANCA *et alii*, 2011a,b; DE BENI *et alii*, 2011) hanno permesso di definire un aggiornato quadro stratigrafico del vulcano e di ricostruirne in dettaglio l'evoluzione geologica. In particolare, l'identificazione delle principali discontinuità presenti all'interno della complessa successione vulcanica etnea ha permesso di distinguere quattro principali fasi di attività del vulcanismo: Tholeiiti Basali, Timpe, Valle del Bove e Stratovulcano (Supersintemi di BRANCA *et alii*, 2011a,b). Tali fasi sono caratterizzate da importanti cambiamenti

dello stile eruttivo nella regione etnea che hanno condizionato nel tempo lo sviluppo della complessa struttura composta del Monte Etna (fig. 455).

La fase delle Tholeiiti Basali comprende i prodotti ad affinità tholeiitica (CORSARO & POMPILIO, 2004) eruttati tra circa 500 ka e 330 ka nella regione etnea (DE BENI *et alii*, 2011). Tale fase è stata interpretata come il risultato della migrazione verso nord, nel bacino di sedimentazione dell'Avanfossa Gela-Catania, della sorgente magmatica responsabile del vulcanismo plio-pleistocenico Ibleo (BRANCA *et alii*, 2004, 2008, 2011b). Le vulcaniti più antiche affioranti nella regione etnea sono state generate da eruzioni sottomarine avvenute durante il Pleistocene medio nel bacino di sedimentazione dell'avanfossa circa 500 ka. Tali prodotti vulcanici costituiti da corpi subvulcanici messi in posto a ridotta profondità e da prodotti sottomarini sia effusivi che esplosivi sono ben conservati in una ristretta area compresa tra gli abitati di Aci Castello, Ficarazzi e Aci Trezza dove sono intercalati nei sedimenti di avanfossa rappresentati dalle argille grigio-azzurre del Pleistocene inferio-medio. Il corpo subvulcanico principale è dato dai resti di un laccolite localizzato in mare presso Aci Trezza, Isole



Fig. 453 - Attività esplosiva di fontana di lava del Cratere di SE dell'Etna ripresa da una quota di circa s.l.m. il 12 Agosto 2011. Sulla sinistra il cono sommitale (foto S. Branca).
 - Fire fountain explosive activity of the SE crater of Etna taken from an altitude of about a.s.l., August 12, 2011. The summit cone on the left (photo S. Branca).

Ciclopi, caratterizzato da una spiccata fessurazione colonnare. Lungo la costa e fra Ficcarazzi e Aci Trezza sono presenti numerosi corpi subvulcanici di dimensioni ridotte costituiti da lave colonnari (fig. 455) a volte disposte a raggera.

I prodotti delle eruzioni sottomarine sono co-



Fig. 455 - Corpo sub vulcanico, evidenziato dalla linea gialla, intruso nelle argille azzurre del Pleistocene inferiore-medio presso Aci Trezza (foto E. De Beni).
 - Subvolcanic body, indicated by the yellow line, intruded in the blue-grey marly clays of the Lower-Middle Pleistocene at Aci Trezza hill (photo E. De Beni).



Fig. 454 - 7 novembre 1928 la distruzione di Mascali. La colata lavica raggiunge il centro del paese, che all'epoca aveva circa 2000 abitanti, addossandosi al Duomo di San Leonardo (Fondo Fotografico Gaetano Ponte-Archivio Fotografico Toscano di Prato, immagine pubblicata in BONACCORSO & BRANCA, 2010).

- November 7, 1928 the destruction of Mascali. The lava flow reaches the center of the town, where about 2000 inhabitants lived, shoudering the Cathedral of San Leonardo (Fondo Fotografico Gaetano Ponte-Archivio Fotografico Toscano di Prato, image published in BONACCORSO & BRANCA, 2010).

stituiti prevalentemente da colate a *pillows* e depositi di ialoclastiti al cui interno si rinvergono breccie con frammenti di vetro, porzioni d'argilla, e frammenti di *pillow* (fig. 456).

In seguito, il graduale sollevamento della costa della Sicilia orientale (DI STEFANO & BRANCA, 2002) ha causato la chiusura del bacino di avanfossa e la sua emersione, marcando così l'inizio di



Fig. 456 - Particolare di un affioramento di colate a *pillows* presso Aci Trezza caratterizzati dalla presenza di intercalati sottili livelli di argille del Pleistocene inferiore-medio (foto E. De Beni).

- Detail of an outcrop of pillow lava at Aci Trezza that are characterized by the presence of intercalated thin layers of blue-grey marly clays of the Lower-Middle Pleistocene (photo E. De Beni).

un'attività eruttiva in ambiente subaereo nella regione etnea. Le più antiche colate laviche subaeree hanno un'età di circa 330 ka (DE BENI *et alii*, 2011) e costituiscono un vasto espandimento lavico tabulare che si sviluppa al di sopra dei sedimenti della catena lungo la sponda destra del F. Simeto, fra gli abitati di Adrano e Paternò. I livelli basali delle lave presentano localmente una facies a *pillow* che è ben visibile a sud-est di Paternò e nei pressi della Stazione di Valcorrente (fig. 457).

Questo periodo eruttivo era caratterizzato da sporadiche eruzioni fissurali che producevano estese e sottili colate laviche la cui espansione avveniva sull'antica piana alluvionale del F. Simeto fino alla paleo-linea di costa localizzata all'epoca di queste eruzioni in località Valcorrente presso l'abitato di Pa-



Fig. 457 - Le più antiche colate laviche subaeree della regione etnea in appoggio sulle sabbie infralittorali del Pleistocene medio presso la località Fossa Creta nel basso versante sud-occidentale (foto G. Garfi).

- The oldest subaerial lava flows of Etna region resting on the infralittoral sands of the Middle Pleistocene at Fossa Creta locality in the lower south west flank (photo G. Garfi).

ternò (BRANCA *et alii*, 2008). I relitti delle fessure eruttive affiorano in località Valcorrente e presso Motta S. Anastasia. Subito a nord di Valcorrente affiora un deposito piroclastico prossimale costituito da un'alternanza di livelli grossolani dati da bombe a crosta di pane, lapilli scoriacei e livelli di ceneri con litici di natura sedimentaria. La fessura eruttiva meglio preservata è rappresentata da un corpo subvulcanico (*neck*) intruso nella successione sedimentaria quaternaria in corrispondenza dell'abitato di Motta S. Anastasia. Tale corpo subvulcanico ha un'ampiezza di circa 400x200 m e un'altezza visibile di circa 60 m, ed è caratterizzato localmente da una spiccata fessurazione colonnare (fig. 458). Lungo le pareti e in corrispondenza del tetto del corpo lavico sono presenti dei limitati affioramenti piroclastici costituiti da bombe e brandelli scoriacei rossastri e lapilli scoriacei neri con frammenti litici di natura sedimentaria.

Durante la fase Timpe, iniziata circa 220 ka, l'attività eruttiva si concentra lungo la costa ionica in corrispondenza del sistema di faglie dirette denominato delle Timpe (AZZARO, 2004, AZZARO *et alii*,



Fig. 458 - Particolare della fessurazione colonnare che interessa le pareti del corpo subvulcanico (*neck*) di Motta S. Anastasia (foto S. Branca).

- Detail of the columnar joints of the Motta S. Anastasia neck (photo S. Branca).

2012). A partire da questa fase iniziano ad essere eruttati prodotti vulcanici ad affinità alcalino-Na (CORSAO & POMPILIO, 2004). Durante questa fase avvennero in quest'area eruzioni di tipo fissurale che hanno prodotto nel tempo la sovrapposizione di colate laviche generando una prima struttura vulcanica di tipo scudo estesa per almeno 22 km in direzione NNO i cui affioramenti si sviluppano a partire dalla Timpa di Don Masi, nel versante sud-orientale, fino alla località Ripe della Naca-S. Venera, nel versante nord-est, dove le colate poggiano direttamente sulle argille grigio-azzurre del Pleistocene inferiore-medio (BRANCA *et alii*, 2011b). La struttura interna di questo vulcano a scudo è oggi esposta lungo le scarpate di faglia delle Timpe fra Acireale e Moscarello. I prodotti di quest'attività sono costituiti da una successione lavica con intercalati diversi livelli clastici di varia natura. Al livello del mare sono presenti i relitti di alcune fessure eruttive costituite da corpi sub vulcanici (*plug*) a lave colonnari (fig. 459) passanti lateralmente e verso l'alto a depositi piroclastici dati da bastioni di scorie. Le colate di tetto di questo primordiale vulcano a scudo, che in parte è localizzato al di sotto del livello del mare (CHIOCCI *et alii*, 2011), sono datate a circa 129 ka (DE BENI *et alii*, 2011). Durante questo lungo periodo si verificavano anche sporadiche eruzioni fissurali lungo la Valle del F. Simeto fino alla costa ionica. Relitti isolati di queste eruzioni sono rappresentati dal grosso cono di scorie di Paternò, costituito da livelli di bombe e lapilli scoriacei in cui sono presenti litici sedimentari. Lungo i versanti del cono di scorie affiorano le colate laviche, erose e smantellate (fig. 460), di questa fessura eruttiva datate a circa 163 ka (GILLOT *et alii*, 1994). Altre colate laviche tabulari e massive, fortemente erose, datate a circa



Fig. 459 - Corpo subvulcanico caratterizzato da una fessurazione colonnare localizzato alla base della Timpa di Don Masi nei pressi di Acireale (foto E. De Beni).

- Subvolcanic body characterised by columnar joints localised at the base of the Timpa di Don Masi close to Acireale town (photo E. De Beni).



Fig. 460 - Vista da sud della fessura eruttiva di Paternò. Lungo i fianchi del cono di scorie sono presenti i relitti delle colate laviche isolate in grossi corpi dall'erosione e sospesi lungo i fianchi del cono (foto G. Garfi).

- View from south of the eruptive fissure of Paternò. The remains of the lava flows are exposed along the slopes of the scoria cone isolated by the erosion in large bodies (photo G. Garfi).

134 ka (DE BENI *et alii*, 2011) formano limitati affioramenti nella periferia nord di Catania in località Leucatia-Fasano.

Fra circa 129 ka e 126 ka (DE BENI *et alii*, 2011) l'attività eruttiva di tipo fissurale si sposta verso ovest interessando per la prima volta l'area centrale della regione etnea fra la Val Calanna e la Timpa di Moscarello. In quest'area si forma una potente successione lavica costituita dalla sovrapposizione di colate tabulari e massive. Verso il tetto della successione lavica affiora il relitto di una fessura eruttiva formata da un deposito piroclastico dato da bombe scoriacee di colore rossiccio e dispersi cristalli sciolti di pirosseno di dimensioni subcentimetriche. In Val Calanna affiora una complessa successione vulcanica costituita da lave, datate circa 129 ka (DE BENI *et alii*, 2011), che si presentano fortemente alterate con porzioni argillificate e altamente tettonizzate associate a un fitto sistema di dicchi anch'essi tettonizzati (FERLITO & NICOTRA, 2010). Durante la fine della fase Timpe l'attività eruttiva fissurale interessava anche il basso versante sud-orientale dove affiora presso la timpa di Valverde una successione lavica, il cui tetto è datato a circa 112 ka (DE BENI *et alii*, 2011), con intercalati livelli epiclastici e il relitto di una fessura eruttiva costituita da un deposito piroclastico dato da un'alternanza di livelli di lapilli scoriacei e di ceneri con la presenza di numerosi litici di natura sedimentaria.

La fase Valle del Bove inizia almeno 110 ka fa quando l'attività eruttiva si sposta ulteriormente verso ovest nell'area oggi occupata dalla Valle del Bove. Durante questa fase si verifica un importante cambiamento dello stile eruttivo nella regione etnea. Infatti, da un'attività di tipo fissurale, che aveva caratterizzato le prime due fasi, si passerà gradualmente ad un'attività di tipo centrale caratterizzata sia da eruzioni effusive che esplosive. Questo tipo di attività porterà alla formazione dei primi centri eruttivi poligenici nella regione etnea, i vulcani Tarderìa, Rocche e Trifoglietto. I prodotti vulcanici del centro Tarderìa affiorano limitatamente a sud del versante meridionale della Valle

del Bove in località Tarderìa-M. Cicirello. Tali prodotti sono costituiti da una successione lavica il cui tetto è datato a circa 106 ka (DE BENI *et alii*, 2011). I prodotti del vulcano Rocche affiorano lungo la base orientale della parete nord della Valle del Bove dove costituiscono una complessa successione formata da sottili colate laviche, colate autobrecciate e subordinati depositi piroclastici di flusso e di caduta (fig. 461). Le colate di tetto di questo vulcano hanno un'età di circa 102 ka (DE BENI *et alii*, 2011).

La successione vulcanica del Trifoglietto è invece affiorante lungo la base della parete sud-occidentale della Valle del Bove, in corrispondenza di Piano del Trifoglietto, costituita alla base da depositi di lave autoclastiche, datate a circa 108 ka (DE BENI *et alii*, 2011), con locali livelli epiclastici e piroclastici intercalati (fig. 462) e nella parte superiore da sottili colate laviche alternate a depositi piroclastici. Il ciclo di attività del vulcano Trifoglietto si è chiuso con un'eruzione pliniana polifasica che ha generato un deposito piroclastico



Fig. 462 - Vista della base della Serra Pirciata lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove dove affiora la successione basale del vulcano Trifoglietto formata principalmente da lave autoclastiche attraversate da numerosi dicchi. Sulla destra il campo lavico dell'eruzione 1991-93 e sullo sfondo la parete occidentale della valle (foto R. Barbagallo).

- View of the base of the Serra Pirciata along the south-west wall of the Valle del Bove where the basal succession of the Trifoglietto volcano mainly formed by autoclastic lavas crossed by numerous dykes crops out. On the right the 1991-93 lava flow field and in the background the western wall of the valley (photo R. Barbagallo).



Fig. 461 - Particolare della porzione inferiore del rilievo di Rocca Capra, parete nord della Valle del Bove, costituita prevalentemente da una fitta alternanza di sottili colate laviche, spesso autobrecciate, caratterizzate da una forte inclinazione degli strati. La successione lavica è attraversata da un dicco (foto R. Barbagallo).

- Detail of the lower portion of the Rocca Capra relief, north wall of the Valle del Bove, consisting mainly of a dense alternation of thin lava flows, often autobrecciated, characterized by a strong inclination of the strata. The lava sequence is crossed by a dyke (photo R. Barbagallo).

pomiceo, di flusso e di caduta, con una vasta distribuzione (lito-orizzonte Cava Grande di BRANCA *et alii*, 2011a) datato a circa 99 ka (DE BENI *et alii*, 2011). In seguito si formeranno quattro centri eruttivi minori che si sovrapporranno del tutto sui fianchi dei vulcani Rocche e Trifoglietto. Tali vulcani prendono il nome di Monte Cerasa, Giannicola, Salifizio e Cuvigghiuni la cui attività durerà fino a circa 60.000 anni fa. I prodotti del vulcano Monte Cerasa sono costituiti da una potente successione piroclastica di flussi e di caduta che verso l'alto passa ad una spessa successione lavica con intercalati livelli epiclastici la cui età è compresa tra 102 ka e 93 ka (DE BENI *et alii*, 2011). Il vulcano Giannicola è costituito dal relitto di un corpo subvulcanico (*neck*) largo fino a 300 m localizzato alla base della parete occidentale, datato circa 85 ka (DE BENI *et alii*, 2011), intruso nel fianco nord del vulcano Trifoglietto. I prodotti vulcanici di questo piccolo centro eruttivo sono dati da una modesta successione lavica e piroclastica. I prodotti del vulcano Salifizio sono formati da una spessa successione lavica con intercalati locali livelli epiclastici e rari depositi piroclastici prossimali. Sono inoltre presenti piccoli corpi subvulcanici (*plug*, *sill* e *dicchi*) che intrudono i prodotti del vulcano Trifoglietto. Infine, il vulcano più recente di questa fase è il Cuvigghiuni la cui attività iniziò circa 79 ka fa e si concluse circa 65 ka fa (DE BENI *et alii*, 2011). Tale vulcano è caratterizzato da una complessa successione costituita da corpi subvulcanici (*neck* e *dicchi*) intrusi nel fianco occidentale del vulcano Trifoglietto (fig. 463) e da sottili colate laviche e spessi depositi piroclastici di flusso passanti verso l'alto della successione a colate laviche. Complessivamente, durante la fase Valle del Bove si formerà nella regione etnea la prima struttura di

tipo stratovulcano composita generata dalla sovrapposizione di diversi centri eruttivi poligenetici la cui attività è alquanto coeva.

La fase eruttiva finale di formazione dell'edificio etneo, denominata Stratovulcano, inizia circa 57 ka fa (DE BENI *et alii*, 2011) quando si verifica un ulteriore spostamento dell'attività eruttiva verso nord-ovest dopo la fine dell'attività dei vulcani della fase Valle del Bove. Tale spostamento porterà alla formazione del più grosso centro eruttivo, il Vulcano Ellittico, che costituisce la struttura principale del Monte Etna. Il Vulcano Ellittico fu caratterizzato da un'intensa attività sia effusiva che esplosiva, che nel tempo ha costruito un imponente strato-cono alto fino a circa 3600 m, caratterizzato da una forte acclività che delimita la porzione sommitale del Monte Etna a partire da una quota di circa 1800 m s.l.m. La successione vulcanica dell'Ellittico affiora estesamente lungo la parete nord della Valle del Bove da Serra delle Concazze fino a Pizzi Deneri e lungo la parete occidentale. La base della successione è costituita prevalentemente da prodotti piroclastici di flusso e di caduta, spesso rimaneggiati, brecce di esplosione, *labar* e depositi epiclastici. La sequenza vulcanoclastica è caratterizzata dalla presenza di potenti colate laviche intercalate. La porzione superiore è invece costituita da una successione lavica con intercalati depositi clastici tipo *labar* ed epiclastici (fig. 464). In particolare la successione lavica è caratterizzata da un grado di porfiricità crescente verso l'alto e il tetto della successione è dato da lave molto porfiriche con abbondanti fenocristalli di plagioclasio di dimensioni centimetriche.

Le eruzioni laterali dell'Ellittico hanno prodotto la graduale espansione laterale dell'edificio vulcanico attraverso la messa in posto di colate laviche che hanno determinato un radicale cambiamento dell'assetto del reticolo idrografico principalmente nel settore nord e nord-orientale (BRANCA & FERRARA, 2001; BRANCA, 2003). In quest'area la graduale espansione del fianco settentrionale dell'Ellittico ha prodotto il colmamento della paleovalle del F. Alcantara in seguito a numerosi processi di invasione lavica. In particolare, le colate laviche provenienti dal versante settentrionale dell'Ellittico causarono lo spostamento verso nord del paleo-asse di drenaggio dell'Alcantara e la sua successiva tracimazione nel bacino idrografico adiacente in un periodo compreso fra circa 30 e 25 ka fa. Da questo momento l'assetto originario del bacino idrografico del paleo Alcantara si modificò definitivamente a causa della perdita del suo settore sud-orientale e dall'ampliamento a nord-est per la cattura del bacino idrografico adiacente, assumendo così le caratteristiche del reticolo di drenaggio dell'Alcantara attuale (BRANCA & FERRARA,



Fig. 463 - Un corpo subvulcanico (*neck*) lungo nella parete occidentale della Valle del Bove (foto R. Barbagallo).

- A subvolcanic body (*neck*) located along the western wall of the Valle del Bove (photo R. Barbagallo).



Fig. 464 - Vista panoramica della successione lavica del Vulcano Ellittico, con intercalati depositi piroclastici, affiorante presso Serra delle Concazze, parete nord della Valle del Bove (foto R. Barbagallo).

- Panoramic view of the Ellittico Volcano lava succession, with interbedded pyroclastic deposits, cropping out at Serra delle Concazze, north wall of the Valle del Bove (photo R. Barbagallo).

2001; BRANCA, 2003). Contestualmente, lo sviluppo del fianco occidentale del vulcano Ellittico generava una serie di invasioni laviche nella valle del F. Simeto (figg. 465, 466) causando ripetuti fenomeni di sbarramento lavico. L'attività eruttiva di fianco del Vulcano Ellittico è stata caratterizzata in alcuni eventi anche da un predominante stile eruttivo di tipo esplosivo come testimoniano i depositi

piroclastici generati durante le eruzioni di M. Barca e M. Moio (fig. 467), avvenute circa 28 ka fa (BRANCA *et alii*, 2009), e di Contrada Ragaglia avvenuta circa 19 ka fa (ANDRONICO *et alii*, 2001).

L'attività esplosiva sommitale dell'Ellittico ha prodotto una successione piroclastica di caduta distale, affiorante nel basso versante orientale dell'Etna, formata da una serie di livelli di tefra dati sia



Fig. 465 - Valle del Simeto, colata lavica tabulare dell'Ellittico erosa in seguito all'approfondimento del reticolo idrografico e sovrapposta sui depositi alluvionali antichi del Fiume Simeto. Sullo sfondo i rilievi sedimentari dei Monti Erei orientali e il paese di Centuripe (foto M. Fede).

- Simeto Valley, eroded tabular lava flow of Ellittico due to the deepening of the drainage network. The lava flow is superimposed on the ancient alluvial deposits of the Simeto River. In the background the sedimentary reliefs of the eastern Erei Mountains and the town of Centuripe (photo M. Fede).



Fig. 466 - Colata lavica del vulcano Ellittico con fessurazione collonare affiorante lungo la sponda sinistra del Fiume Simeto. La colata lavica si presenta colonizzata da alberi di pistacchio che rappresentano una coltivazione di nicchia del basso versante occidentale dell'Etna fra i paesi di Bronte e Adrano (foto F. Lentini).

- *Ellittico volcano lava flow with columnar joints exposed along the left bank of the Simeto River. The lava flows is colonized by pistachio trees that represent a growing niche of the lower western slopes of Etna between Bronte and Adrano towns (photo F. Lentini).*

da lapilli scoriacei che pomicei alternati a depositi epiclastici cineritico-sabbiosi di colore giallastro. Tali livelli di tefra sono stati prodotti da numerose eruzioni di tipo stromboliano e sub-pliniano (COLTELLI *et alii*, 2000). Durante la fase finale dell'attività del vulcano Ellittico sono state eruttate in area sommitale le colate laviche a grossi fenocristalli di plagioclasio

(fig. 468) e nel versante sud-occidentale si sono verificate delle eruzioni laterali che hanno generato delle colate laviche autoclastiche. L'attività eruttiva dell'Ellittico termina circa 15 ka fa durante un'intensa fase esplosiva caratterizzata da una serie di eruzioni pliniane (COLTELLI *et alii*, 2000), che hanno causato la formazione di una caldera e di una serie di depositi piroclastici ampiamente distribuiti



Fig. 468 - Serra delle Concazze, in primo piano le lave a grossi fenocristalli di plagioclasio chiamate localmente "cicirara" e sullo sfondo a destra la successione vulcanica dell'Ellittico affiorante lungo la parete nord della Valle del Bove (foto R. Barbagallo).

- *Serra of Concazze, in the foreground the lava with large phenocrysts of plagioclase locally called "cicirara" and the right background the Ellittico volcanic succession cropping out along the north wall of the Valle del Bove (photo R. Barbagallo).*



Fig. 467 - Deposito piroclastico di caduta distale debolmente stratificato dell'eruzione del M. Moio, localizzato sulla sponda sinistra del Fiume Alcantara, costituito da strati di lapilli scoriacei e sottili livelli di cenere. Sullo sfondo a destra il profilo del cono di scorie del M. Moio (foto S. Branca).

- *Distal pyroclastic fall deposit weakly stratified of Mt Moio eruption, located on the left bank of the Alcantara River, consisting of layers of scoriaceous lapilli and thin ash layers. In the background on the right the scoria cone of Mt. Moio (photo S. Branca).*

sui fianchi dell'Etna. La caldera dell'Ellittico è preservata solamente nel versante settentrionale (fig. 469), dove ancora affiorano alcuni segmenti dell'originale orlo calderico (AZZARO *et alii*, 2012) presso Punta Lucia (2931 m s.l.m.) e Pizzi Deneri (2847 m s.l.m.). I depositi piroclastici relativi alle eruzioni pliniane sono costituiti in area prossimale da spessi banchi di brandelli di scorie saldate e in area distale da livelli di caduta di lapilli pomicei e da un flusso piroclastico, ignimbrite di Biancavilla-Montalto, nel basso versante sud-occidentale.

L'intensa e frequente attività eruttiva degli ultimi 15 ka riempirà in gran parte la caldera del Vulcano Ellittico formando sia il nuovo cono craterico sommitale che una copertura lavica lungo i fianchi dei precedenti centri eruttivi. Tale attività eruttiva, originata sia dalle bocche sommitali che da apparati eruttivi laterali, porterà alla formazione dell'edificio vulcanico attuale denominato Vulcano Mongibello. Durante la fase iniziale dell'attività del Vulcano Mongibello, circa 10 ka fa, si è verificato il collasso

gravitazionale di una porzione del versante orientale (GUEST *et alii*, 1984; CALVARI *et alii*, 2004) che ha portato alla formazione dell'ampia depressione della Valle del Bove (fig. 470). Il deposito di questo imponente collasso di fianco del vulcano è formato da prodotti vulcanoclastici di tipo "debris-avalanche" affiorante presso Milo ed è costituito alla base da blocchi lavici di dimensioni metriche immersi in una matrice data da lava fratturata e alterata e a tetto da un livello conglomeratico a supporto sia clastico che di matrice (CALVARI *et alii*, 1998). In seguito, la rimobilizzazione di tale deposito ad opera di processi alluvionali porterà alla formazione del deposito di natura detritico-alluvionale, denominato Chiancone, che costituisce un'ampia conoide fra Pozzillo e Risposto lungo la costa Ionica. Il deposito del Chiancone si presenta grossolanamente stratificato, litologicamente eterogeneo, e costituito da ciottoli e blocchi vulcanici generalmente molto arrotondati di dimensioni da centimetriche a metriche con scarsa matrice (CALVARI & GROPELLI, 1996).

Complessivamente l'attività eruttiva del Vulcano Mongibello porterà alla formazione di una successione vulcanica prevalentemente lavica costituita dalla sovrapposizione di campi lavici generati da fessure eruttive distribuite lungo i versanti dell'Etna (fig. 471) secondo alcune direttrici preferenziali, note come il "rift" di NE, di S e di O (AZZARO *et alii*, 2012). Le colate laviche sono rappresentate in prevalenza da campi lavici composti (WALKER, 1971) caratterizzati principalmente da una morfologia scoriacea di tipo "aa" e/o più complessa sia di tipo "aa" che "toothpaste" (fig. 472), raramente di tipo "pahoehoe" o "a blocchi". Le fessure eruttive sono costituite da singoli cono di scorie, formati da un'alternanza di livelli di bombe e lapilli scoriacei, o dalla coalescenza di diversi cono di scorie, oppure



Fig. 469 - Vista panoramica dell'alto versante settentrionale dell'Etna dove è preservato l'orlo calderico del vulcano Ellittico lungo i rilievi di Pizzi Deneri e Punta Lucia (foto E. De Beni).

- Panoramic view of the high northern slope of Etna, where the caldera rims of Ellittico volcano are preserved at Pizzi Deneri and at Punta Lucia (photo E. De Beni).



Fig. 470 - Vista panoramica da M. Zoccolaro della Valle del Bove dove lungo le pareti interne affiorano i prodotti dell'attività eruttiva degli ultimi 100 ka (foto R. Barbagallo). Sullo sfondo al centro i crateri sommitali in degassamento.

- Panoramic view from M. Zoccolaro of the Valle del Bove where the eruptive products of the last 100 ka crop out along the inner walls (photo R. Barbagallo). In the background at the center the summit craters in degassing.



Fig. 471 - Ripresa aerea della Valle del Bove in inverno durante l'eruzione laterale del 2004-05 (foto S. Branca).
 - Aerial view of the Valle del Bove in winter during the flank eruption of 2004-05 (photo S. Branca).



Fig. 472 - Campo lavico dell'eruzione 1991- Val Calanna caratterizzato da una complessa morfologia di tipo "aa" e "toothpaste". In primo piano un'unità di flusso tabulare di tipo "toothpaste" (foto R. Barbagallo).
 - Lava flow field of the 1991-93 eruption in Val Calanna characterised by a complex morphology "aa" and "toothpaste". In the foreground a toothpaste tabular flow unit.

da morfologie minori quali bastioni di brandelli scoriacei saldati e *bornitos* (fig. 473).

Sebbene l'attività predominante del Vulcano Mongibello sia di tipo effusivo numerose eruzioni esplosive di notevole intensità, generate dalle bocche sommitali, hanno caratterizzato questa recente fase eruttiva producendo una successione piroclastica affiorante ampiamente nel versante orientale.

Tale successione olocenica è formata da numerosi livelli di tefra di caduta dati principalmente da lapilli scoriacei alternati a depositi epiclastici siltitico-sabbiosi. Alcuni di questi depositi rappresentano dei livelli guida per la stratigrafia olocenica dell'Etna (COLTELLI *et alii*, 2000). Tale successione piroclastica è stata prodotta da eruzioni di vario tipo e la cui magnitudo varia da vulcaniana a sub-pliniana fino a pliniana (COLTELLI *et alii*, 2000). In particolare, l'eruzione esplosiva più intensa si è verificata in epoca storica nel 122 a.C. (COLTELLI *et alii*, 1998). Durante quest'eruzione la caduta di una grande quantità di prodotti piroclastici, quali cenere e lapilli, ha coperto il versante sud-orientale del vulcano causando notevoli danni all'antica città romana di Catania. Durante l'attività eruttiva degli ultimi 2,1 ka si sono verificate numerose eruzioni laterali a bassa quota con l'apertura di fessure eruttive al di sotto di 1000 m s.l.m. In particolare, durante il Medio Evo fra il 1000 e il 1300 AD sono avvenute sette eruzioni laterali che hanno interessato il basso versante orientale che oggi corrisponde alla porzione dell'Etna con la più alta urbanizzazione (TANGUY *et alii*, 2012). Infine, durante gli ultimi 400 anni si è verificata una sola eruzione laterale sotto 1000 m di quota nel 1669



Fig. 473 - Fessura eruttiva dell'eruzione 2006 costituita da un *hornito* alto circa caratterizzato dal lancio di brandelli lavici (foto S. Branca).
- Eruptive fissure of the 2006 eruption formed by a *hornito* about high and characterised by spattering activity (photo S. Branca).

quando in seguito ad un'elevata attività effusiva si è formato il campo lavico più lungo riconosciuto sull'Etna che ha causato la distruzione di numerosi paesi e villaggi localizzati nel basso versante sud-orientale e una parte del settore occidentale della città di Catania (fig. 474).

Dopo la fine della grande eruzione del 1669 sull'Etna si è registrato un periodo di bassissima attività eruttiva fino al 1727, caratterizzato solamente da tre eruzioni laterali (BRANCA & DEL CARLO, 2005). A partire dalla fine del 1727 è stato osservato un aumento dell'attività eruttiva sommitale e dal 1763 anche un aumento del numero di eruzioni laterali. Dal 1880 la frequenza di tutte le tipologie di attività esplosiva sommitale (stromboliana, fontane di lava e subplinian) e il numero delle eruzioni laterali aumentano in modo esponenziale (BRANCA & DEL CARLO, 2005). Durante il XX secolo, e in particolare nell'autunno del 1928, si è verificato l'unico evento eruttivo, dopo quello altamente distruttivo del 1669, che ha causato la distruzione totale di un centro abitato, quello di Mascali e delle piccole frazioni di Pietrafucile e Costa Sovara (v. fig. 454). Tale eruzione, durata 18 giorni, ha generato una colata lavica lunga 8 km il cui fronte più avanzato raggiunse la quota minima di 25 m nel basso versante nord-orientale del vulcano.

2. – MARE TIRRENO MERIDIONALE

Il vulcanismo del Mar Tirreno è connesso con l'evoluzione geodinamica del Mediterraneo centrale che ha portato alla formazione del Bacino Tirrenico a partire dal Miocene medio (BARBERI *et alii*, 1973; FINETTI & DEL BEN, 1986; LENTINI *et alii*, 1994; FINETTI *et alii*, 1996, 2005a; MANTOVANI *et alii*, 1996; GUEGUEN *et alii*, 1998; GVIRTZMAN & NUR, 2001; DE ASTIS *et alii*, 2003; PECCERILLO, 2005; LENTINI *et alii*, 2006). In particolare, l'attività vulcanica nel Tirreno meridionale si è sviluppata in due differenti contesti geodinamici: quello di un magmatismo calcalkalino di arco insulare che ha prodotto il vulcanismo pleistocenico delle Isole Eolie in seguito alla subduzione della litosfera ionica sotto quella tirrenica, e quello connesso con un magmatismo alcalino intraplacca che ha generato l'Isola di Ustica.

2.1. – USTICA

L'Isola di Ustica rappresenta la porzione emersa di un complesso apparato vulcanico, allungato in direzione ENE-OSO, che si sviluppa da una profondità di circa 2000 m fino ad una quota di 238 m s.l.m. (DE VITA *et alii*, 1995).

L'attività vulcanica della porzione emersa dell'isola ha avuto luogo fra circa 750 ka e 130 ka (DE VITA *et alii*, 1998) con la messa in posto di prodotti ad affinità alcalino-Na (CINQUE *et alii*, 1988). I prodotti dell'attività dell'Isola di Ustica sono costituiti da una complessa successione vulcanica formata dapprima in ambiente subacqueo e poi in ambiente litorale e subaereo, caratterizzata da numerosi periodi di quiescenza in cui si sono sviluppate diverse superfici di abrasione marina (CINQUE *et alii*, 1988; BONOMO & RICCI, 2010). I prodotti più antichi sono costituiti da colate a *pillows* e depositi ialoclastici affioranti lungo la costa meridionale dell'isola passanti a colate laviche subaeree che complessivamente costituiscono lo stratocono di M. Guardia dei Turchi. In seguito si edifica il complesso cono vulcanico di M. Costa del Fallo costituito da breccie ialoclastiche, depositi piroclastici prevalentemente cineritici con intercalate colate laviche subaeree e duomi lavici la cui attività si conclude con un collasso calderico. L'attività vulcanica successiva è rap-

presentata da colate laviche di riempimento della caldera che affiorano lungo la costa settentrionale e dalle colate laviche, breccie laviche e tufi palagonitici di Punta Cavazzi nel settore sud-occidentale dell'isola (figg. 475, 476). Infine, i prodotti più recenti, di età circa 132 ka, sono costituiti da depositi piroclastici scoriacei e colate laviche affioranti principalmente nel settore nord-orientale dell'isola.

2.2. – ARCO VULCANICO DELLE ISOLE EOLIE

Le sette isole che costituiscono l'Arcipelago Eoliano, Alicudi, Filicudi, Salina, Lipari, Vulcano, Panarea e Stromboli, rappresentano la porzione emersa di una complessa struttura geologica di forma semianulare costituita da numerosi apparati vulcanici sottomarini (*seamounts*) attivi dal Pleistocene inferiore (BECCALUVA *et alii*, 1985) che vanno dal *seamount* Sisifo ad ovest fino al *seamount* Palinuro ad est (fig. 476).

Da un punto di vista strutturale l'Arco Vulcanico

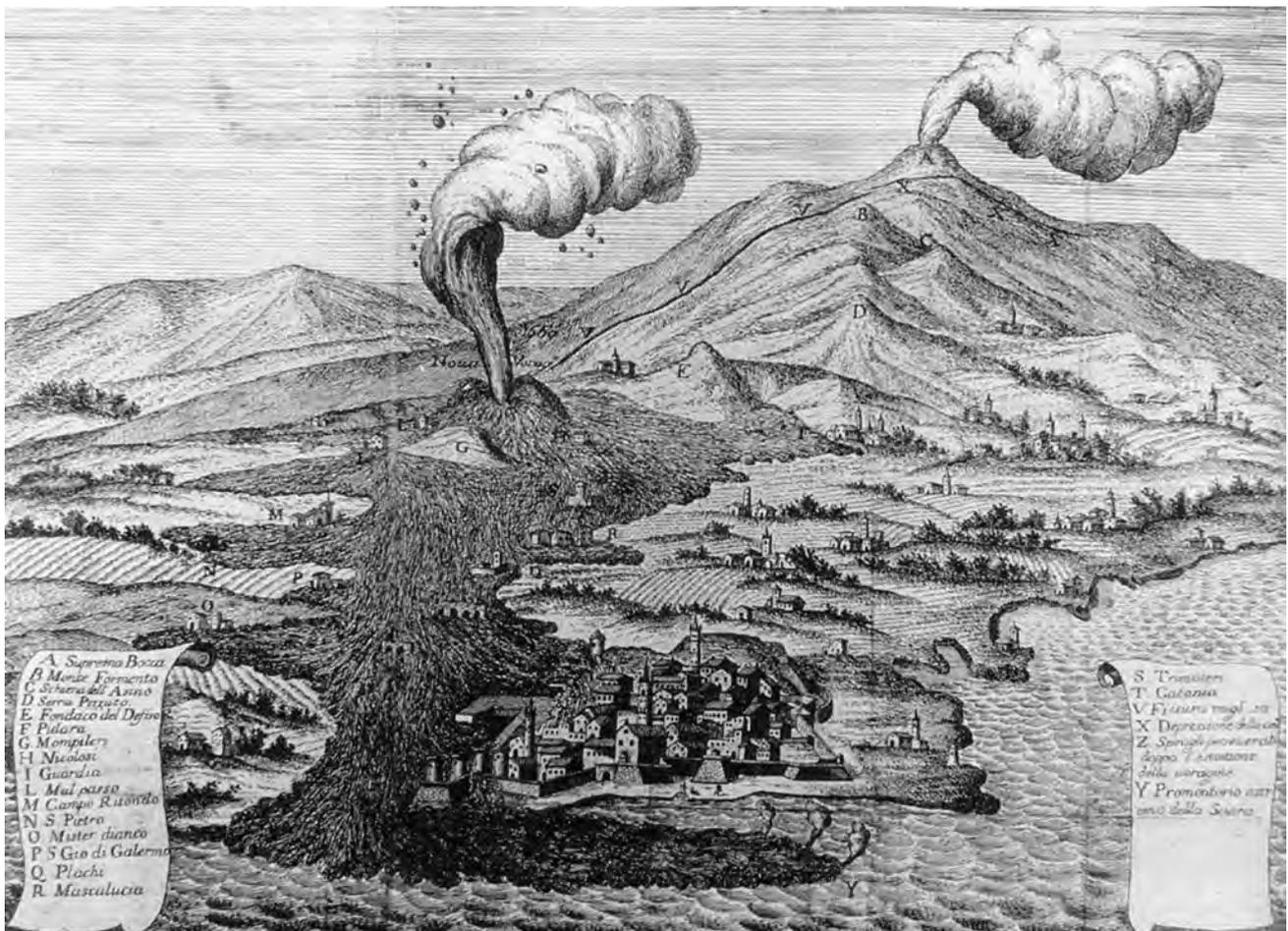


Fig. 474 - Veduta pseudo-prospettica a "volo d'uccello" dell'eruzione del 1669 (in Giovanni Alfonso Borelli: "Storia e meteorologia dell'eruzione dell'Etna del 1669", Reggio di Calabria 1670). Nel disegno sono riportati i principali toponimi del versante sud-orientale dell'Etna e le città/paesi distrutti dalla colata lavica. - Pseudo-perspective view "bird's eye view" of the 1669 eruption (in Giovanni Alfonso Borelli: "Storia e meteorologia dell'eruzione dell'Etna del 1669", Reggio di Calabria 1670). The drawing shows the main toponyms of the south-eastern flank of Etna and the towns/villages destroyed by the lava flow.

Eoliano è separato da un'importante discontinuità litosferica costituita da una struttura trascorrente destra orientata NNO-SSE, denominata Tindari-Letojanni da LANZAFAME & BOUSQUET (1997) e Linea di Vulcano da LENTINI *et alii* (2006), che divide la



Fig. 475 - Isola di Ustica, costa sud-occidentale presso Punta Cavazzi. Particolare dei depositi di tufi palagonitici e delle breccie laviche generate da un'attività di tipo idromagmatico (foto M. Pompilio).

- Ustica Island, southwest coast close to Punta Cavazzi. Details of the palagonite tuffs and lava breccia generated by hydromagmatic activity (photo M. Pompilio).

porzione dell'arco vulcanico attiva ad est, comprendente le isole di Lipari, Vulcano, Panarea e Stromboli da quella non più attiva ad ovest.

Da un punto di vista composizionale i prodotti dell'arco variano dalle serie calcocalina e calcocalina alta in potassio fino a shoshonitica con una modesta presenza di prodotti riferibili alle serie potassiche (BECCALUVA *et alii*, 2004).

L'assetto geologico generale delle Isole Eolie, alla scala 1:250.000, è stato suddiviso in tre principali unità vulcaniche in base alle recenti ricostruzioni stratigrafiche e alla correlazione dei depositi marini terrazzati di età tirreniana (fig. 477) (HORNIG-KJARSGAARD *et alii*, 1993; KELLER *et alii*, 1993; CALANCI *et alii*, 2002; TRANNE *et alii*, 2002a, 2002b; LUCCHI *et alii*, 2003, 2004, 2008a, 2010, 2013; DE ASTIS *et alii*, 2006): a) vulcaniti pre- e sin-Tirreniano (>81 ka); b) vulcaniti post-Tirreniano (<81 ka); vulcaniti oloceniche.

2.2.1. - Alicudi

L'Isola di Alicudi presenta una morfologia tronco-conica regolare sviluppandosi da una profondità di circa 1500 m fino ad una quota di 676 m s.l.m. La crescita di gran parte dell'edificio vulcanico emerso avviene fra circa 110 e 81 ka. Durante questa fase sono state distinte quattro epoche eruttive (LUCCHI *et alii*, 2008a) separate da periodi di quiescenza. I prodotti vulcanici delle prime tre epoche eruttive affiorano lungo la costa occidentale dell'isola e sono costituiti da alternanze di colate laviche e depositi piroclastici di scorie, mentre i prodotti

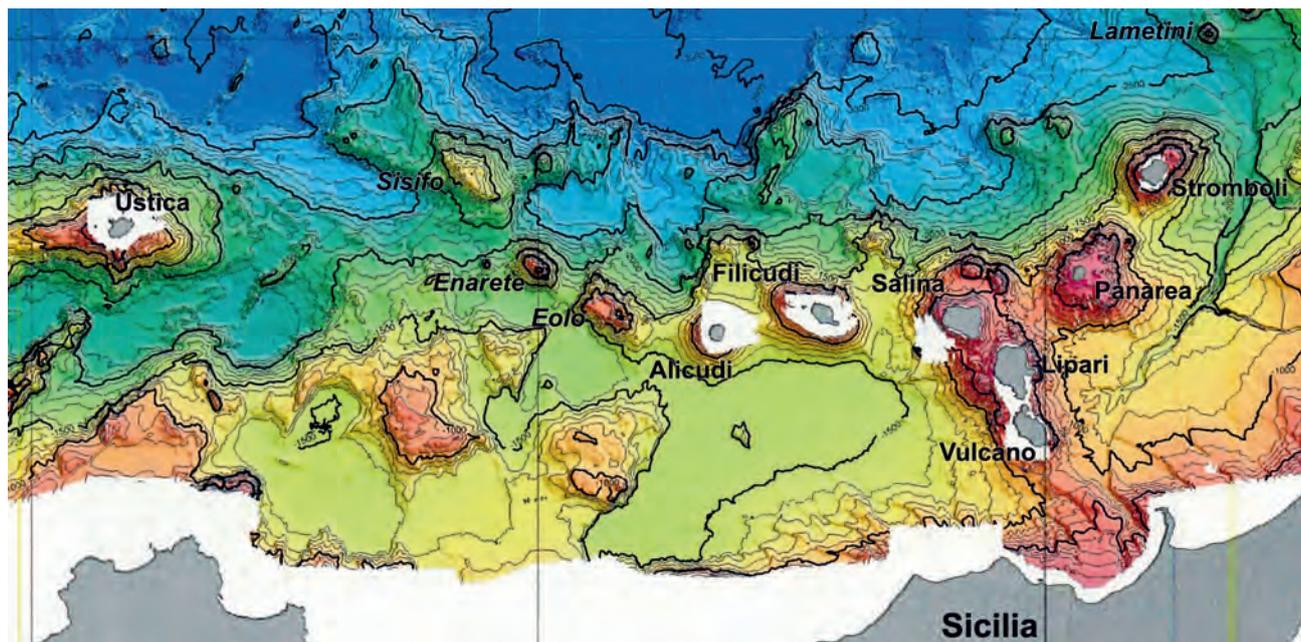


Fig. 476 - Carta morfobatimetrica del Tirreno meridionale (modificata da MARANI & GAMBERI, 2004).

- Morpho-bathymetric map of the southern Tyrrhenian Sea (from MARANI & GAMBERI, 2004, modified).

della quarta epoca eruttiva affiorano estesamente e in particolare lungo il versante settentrionale dell'isola. Essi sono costituiti da una successione lavica, caratterizzata dalla presenza di colate e duomi endogeni, con intercalati livelli di lapilli scoriacei. L'attività eruttiva di quest'epoca termina con un collasso vulcano-tettonico il cui orlo localizzato a circa 550 m di quota delimita l'area sub-pianeggiante della

sommità dell'isola. Infine, le vulcaniti di età post-tirreniana (<81 ka) sono costituite dai depositi piroclastici cineritici bruno-rossicci dei Tufi Brunni (LUCCHI *et alii*, 2008b) e dai prodotti della quinta epoca rappresentati dalle colate laviche e duomi esogeni sommitali di Montagnole-Filo dell'Arpa affioranti nell'area sommitale e lungo il versante meridionale fino alla costa (fig. 478).



Fig. 477 - Deposito conglomeratico di origine marina affiorante lungo la costa dell'Isola di Lipari (foto F. Lucchi). Complessivamente in gran parte delle isole Eolie sono stati identificati diversi livelli di terrazzi marini attribuiti al Piano Tirreniano (CALANCHI *et alii*, 2002).
 - Marine conglomeratic deposit cropping out along the coast of Lipari island (photo F. Lucchi). Overall, in most of the Aeolian islands have been identified different levels of marine terraces attributed to the Tyrrhenian Plain (CALANCHI *et alii*, 2002).



Fig. 478 - Isola di Alicudi, costa sudorientale presso Perciato. Questo versante dell'isola è costituito dalle colate laviche appartenenti alla quinta epoca eruttiva, caratterizzate da evidenti morfologie a canali di scorrimento lavico (foto C. Tranne).
 - Alicudi Island, south-eastern coast at Perciato. This side of the island is formed by lava flows belonging to the fifth eruptive epoch, characterized by clear channels of lava flow morphologies (photo C. Tranne).

2.2.2. - *Filicudi*

L'Isola di Filicudi costituisce la porzione emersa di un grande apparato vulcanico allungato in direzione NO-SE che si sviluppa da una profondità di circa 1000 m fino ad una quota di 774 m s.l.m.

L'attività vulcanica di età pre- e sin-tirreniana (>81 ka) è stata distinta in cinque epoche eruttive (TRANNE *et alii*, 2002a). I prodotti della prima e della seconda epoca affiorano solamente lungo la costa NO e sono costituiti rispettivamente da una successione di lave e livelli di scorie e da colate laviche e depositi piroclastici di scorie. L'attività eruttiva della terza e quarta epoca è caratterizzata dalla messa in posto, fra circa 230 ka e 129 ka, di colate laviche e depositi piroclastici di scorie che costituiscono i grandi coni vulcanici di Fossa delle Felci e Chiumento e i piccoli coni di scorie di M. Guardia e Riberosse. La quinta epoca eruttiva è caratterizzata dalla messa in posto di spesse colate laviche e duomi del M. Terrione lungo il versante SE del cono di Chiumento e dal duomo endogeno di Capo Graziano. Infine, le vulcaniti di età post-tirreniana (<81 ka) sono costituite dalla copertura piroclastica relativa sia ai depositi dei Tufi Brunì che ai livelli di ceneri biancastre dell'Ischia Tefra di età di circa 56 ka (LUCCHI *et alii*, 2008b) e dai prodotti della sesta epoca eruttiva rappresentati dal duomo endogeno di M. Montagnola localizzato nel settore centro-meridionale dell'isola (fig. 479) e dal limitato affioramento di Case delle Zucco Grande costituito da depositi piroclastici di caduta di lapilli pomicei.

2.2.3. - *Salina*

L'Isola di Salina rappresenta, insieme alle isole di Lipari e Vulcano, la porzione emersa di un grande complesso vulcanico allungato in direzione NNO-SSE lungo la direttrice strutturale della Linea di Vulcano, che si sviluppa da una profondità di circa 1000 m fino ad una quota di 962 m s.l.m.

L'attività vulcanica di età pre- e sin-tirreniana (>81 ka) è stata distinta in quattro epoche eruttive (LUCCHI *et alii*, 2004). In particolare, durante le prime tre epoche eruttive si è costruita l'ossatura della porzione emersa dell'isola intorno a 450-400 ka fa. I prodotti eruttivi della prima epoca sono dati da colate laviche dei centri eruttivi di Pizzo Corvo, affioranti nella costa occidentale, e di Pizzo Capo affioranti nel settore NE dell'isola, mentre i prodotti della seconda epoca sono costituiti da una potente successione piroclastica stratificata da caduta data da un'alternanza di livelli a bombe e blocchi e livelli a lapilli generata dalla fessura eruttiva di Pizzo Capo affiorante lungo la costa nord-orientale. I prodotti della terza epoca formano il cono vulcanico di M. Rivi, localizzato nel settore NE dell'Isola, costituito da colate laviche, duomi e una successione piroclastica di caduta stratificata data da un'alternanza di livelli a bombe e blocchi e livelli a lapilli. Durante la quarta epoca eruttiva si genera il grande cono vulcanico poligenico di M. Fossa dei Felci costituito alla base da lave e depositi piroclastici di scorie passanti ad una potente successione di depositi piroclastici di caduta, cui si sovrappone una successione lavica che comprende il duomo di Punta delle tre Pietre seguita da depositi piroclastici



Fig. 479 - Isola di Filicudi, costa meridionale presso Punta Stimpagnato. In primo piano il duomo di M.te Montagnola, sullo sfondo il rilievo dello stratocono di Fossa delle Felci (foto F. Lucchi).

- Filicudi Island, the south coast at Punta Stimpagnato. In the foreground the dome of Mt Montagnola, in the background of the stratocone of the Fossa delle Felci (photo F. Lucchi).

a differente granulometria, mentre il tetto è formato da colate laviche massive. Le vulcaniti di età post-tirreniana (<81 ka) sono costituite dai prodotti della quinta epoca eruttiva, dalla copertura piroclastica dei Tufi Bruni, dell'Ischia Tefra e dall'unità di M. Guardia di età di 22-20 ka (LUCCHI *et alii*, 2008b) e dai prodotti della sesta epoca eruttiva. Durante la quinta epoca eruttiva si genera il grosso cono vulcanico poligenico di Monte dei Porri, fra circa 75 ka e 60 ka, localizzato nel settore ovest dell'isola (fig. 480) e costituito alla base da sottili colate laviche passanti a un deposito piroclastico dato da lapilli pomicei e scoriacei e colate laviche. La porzione medio-sommitale del cono vulcanico è formata da depositi piroclastici scoriacei e da colate laviche massive che formano il tratto di costa fra Punta di Scario e Punta Fontanelle e il Piano del Vescovo. Infine i prodotti della sesta epoca eruttiva costituiscono, fra circa 30 ka e 13 ka, il centro eruttivo poligenico di Pollara localizzato nel settore nord-occidentale dell'isola (fig. 481). Tale apparato è formato da un anello di tufo costituito alla base da colate laviche passanti a depositi piroclastici pomicei e scoriacei e verso l'alto a depositi piroclastici di lapilli pomicei ben stratificati che formano la parte sommitale del centro eruttivo di Pollara.

2.2.4. - *Lipari*

Anche l'Isola di Lipari costituisce, insieme alle isole di Salina e Vulcano, la porzione emersa di un grande complesso vulcanico allungato in direzione NNO-SSE lungo la direttrice strutturale della Linea di Vulcano, che si sviluppa da una profondità

di circa 1000 m fino ad una quota di 602 m s.l.m.

L'attività vulcanica di età pre- e sin-tirreniana (>81 ka) è stata distinta in tre epoche eruttive (TRANNE *et alii*, 2002b). I prodotti della prima epoca, di età compresa fra circa 220 ka e 130 ka, sono rappresentati da depositi piroclastici costituenti il relitto di diversi coni di scorie e colate laviche, affioranti principalmente lungo il settore occidentale dell'isola e presso il Monterosa nella costa orientale. Fra circa 130 ka e 125 ka (seconda epoca eruttiva) iniziano a formarsi due grandi stratoconi poligenetici, il M. Chirica e il Monte S. Angelo. La successione di M. Chirica è costituita da un'alternanza di colate laviche e banchi di scorie rosse passanti ad una spessa successione piroclastica scoriacea, formata da livelli di ceneri e lapilli, su cui poggiano potenti colate laviche massive. Invece la porzione basale di Monte S. Angelo è data da una successione piroclastica di caduta e di flusso formata da un'alternanza di strati massivi di ceneri e lapilli passante a spesse colate laviche a blocchi. Durante la terza epoca eruttiva, fra circa 124 ka e 81 ka, si costruisce la porzione mediana del cono di Monte S. Angelo formata da depositi piroclastici di flusso di ceneri e lapilli, da *lahars* ricchi di frammenti vegetali e foglie e da colate laviche a blocchi con fenocristalli di cordierite e la porzione sommitale data da depositi piroclastici di bombe e lapilli, *lahars* e lave a blocchi. In quest'epoca dal cono di M. Chirica vengono emesse spesse colate laviche. Le vulcaniti di età post-tirreniana (<81 ka) sono costituite dalla copertura piroclastica dei Tufi Bruni (fig. 482), da alcuni depositi generati dall'attività dell'Isola di Salina e dai livelli di ceneri biancastre dell'Ischia Tefra (LUCCHI *et alii*, 2008b) e dai prodotti della



Fig. 480 - Isola di Salina, vista panoramica del rilievo del cono vulcanico poligenico di Monte dei Porri, sullo sfondo le isole di Filicudi e Alicudi (foto C. Tranne).
- Salina Island, panoramic view of the polygenic volcanic cone of Mount dei Porri, in the background the islands of Filicudi and Alicudi (photo C. Tranne).



Fig. 481 - Isola di Salina, depositi piroclastici noti come Tufi di Pollara affioranti nel settore nord-occidentale che complessivamente formano un anello di tufo.
 In particolare, la falesia della spiaggia di Pollara è costituita da una successione piroclastica stratificata con intercalati depositi epiclastici (foto F. Lucchi).
 - Salina Island, Tufi di Pollara pyroclastic deposits cropping out in the north-west sector that form a tuff ring. In particular, the cliff of the Pollara beach consists of a stratified pyroclastic succession with interlayer epiclastic deposits (photo F. Lucchi).

quarta epoca eruttiva.

Tali prodotti, generati fra circa 40 ka e 11 ka, sono costituiti dalla sovrapposizione di numerosi duomi lavici endogeni affioranti nella porzione meridionale dell'isola, cui sono associati depositi piroclastici pomicei di caduta e di flusso. Infine, l'attività vulcanica olocenica (quinta epoca eruttiva) interessa il settore nord-orientale dell'isola fra circa 11 ka e 8 ka e successivamente in epoca storica. I prodotti dell'attività di 11-8 ka sono costituiti da depositi pomicei piroclastici di flusso e di caduta che formano un cono di tufo al cui interno è localizzato il duomo-colata ossidianacea di Pomiciazzo, caratterizzato da strutture di foliazione da flusso. I prodotti dell'attività storica sono costituiti dal duomo-colata ossidianacea e dai depositi piroclastici di pomici del centro eruttivo di Forgia Vecchia di circa 1600 anni fa e dai prodotti del cratere di M. Pilato formati da depositi piroclastici pomicei di caduta e dal duomo-colata ossidianacea di Fossa delle Rocche Rosse (fig. 483), datato al VII secolo d.C. e caratterizzato da spettacolari strutture di foliazione da flusso.

2.2.5. - *Vulcano*

L'Isola di Vulcano è la più meridionale dell'arcipelago e rappresenta, insieme alle isole di Salina e Lipari, la porzione emersa di un grande complesso vulcanico allungato in direzione NNO-SSE lungo la direttrice strutturale della Linea di Vulcano, che si sviluppa da una profondità di circa 1000 m fino ad una quota di 500 m s.l.m.

L'attività vulcanica di età pre- e sin-tirreniana (>81 ka) è stata distinta in quattro epoche eruttive (DE ASTIS *et alii*, 2006). In particolare, i prodotti in affioramento più antichi hanno un'età di circa 127 ka e sono costituiti da colate laviche localizzate lungo la costa occidentale (prima epoca). Fra circa 120 ka e 100 ka, durante la seconda epoca eruttiva, si forma l'ossatura centro-meridionale dell'isola con la crescita di uno stratocono costituito da un'alternanza di colate laviche massive e depositi piroclastici scoriacei di caduta. Circa 100 ka fa, tale cono vulcanico fu interessato da un collasso vulcano-tettonico che ha generato la Cal-



Fig. 482 - Isola di Lipari, successione piroclastica post-tirreniana affiorante in località Madoro costituita in gran parte dai depositi dei Tufi Brunì (foto C. Tranne). I Tufi Brunì sono costituiti da depositi cineritici generati durante diversi eventi eruttivi avvenuti all'interno della caldera della Fossa dell'isola di Vulcano fra circa 70 ka e 7 ka (LUCCHI *et alii*, 2008b). Essi sono caratterizzati da una vasta distribuzione areale essendo presenti in tutte le isole dell'arcipelago, escluso Stromboli.

- Lipari Island, post-Tyrrhenian pyroclastic succession cropping out at Madoro locality largely formed by the Tufi Brunì deposits (photo C. Tranne). The Tufi Brunì consists of ash deposits generated during different eruptive events occurred within the Fossa caldera of Vulcano from about 70 ka to 7 ka (LUCCHI *et alii*, 2008b). They are characterized by a wide areal distribution being cropping out in all the islands, Stromboli excluded.



Fig. 483 - Isola di Lipari, il duomo-colata ossidianacea di Fossa delle Rocche Rosse e i depositi piroclastici pomiceo generati dal cono di M. Pilato. Sullo sfondo l'orlo del cratere di M. Pilato (foto F. Lucchi).

- Lipari Island, the obsidian lava-dome of Fossa delle Rocche Rosse and the pumiceous pyroclastic deposits generated by the Mt Pilato cone. In the background the crater rim of Mt Pilato (photo F. Lucchi).

dera del Piano il cui bordo si localizza fra quota 300 e 400 circa. Intorno a circa 100-94 ka l'attività eruttiva intracaldera (terza epoca) produce la messa in posto di colate laviche massive e sottili depositi piroclastici cineritici. Questa epoca eruttiva si conclude con un altro collasso vulcano-tettonico che tronca il bordo nord-occidentale della Caldera del Piano, rappresentando il primo evento che ha portato alla formazione della complessa caldera polifasica della Fossa. Circa 80 ka fa, durante la quarta epoca eruttiva, vengono eruttati prodotti relativi a diversi centri eruttivi impostati lungo il bordo della Caldera del Piano fra di cui quello di M. Aria è il principale. Tali prodotti sono principalmente costituiti da un'alternanza di depositi piroclastici, di caduta e di flusso, e di colate laviche. Le vulcaniti di età post-tirreniana (<81 ka) sono costituite da tre successioni piroclastiche discordanti affioranti nella Caldera del Piano (quinta epoca), generatesi fra 80 ka e 45 ka, e costituite da depositi di flusso formati da alternanze di livelli di cenere e lapilli, mentre sui fianchi esterni della caldera affiorano i depositi piroclastici dei Tufi Bruni. Durante la quinta epoca si generano anche i depositi piroclastici che costituiscono i coni di scorie di M. Rosso e La Sommata. I prodotti della sesta epoca si mettono in posto fra circa 28 ka e 20 ka e affiorano prevalentemente nel settore occidentale dell'isola. Essi

sono costituiti dalla porzione basale del complesso di duomi della Lentia, da prevalenti depositi piroclastici scoriacei e colate laviche generate da centri eruttivi monogenici. I prodotti vulcanici eruttati fra 20 ka e 10 ka circa, durante la prima parte della settima epoca, sono costituiti da una complessa successione piroclastica, denominata Tufi di Piano Grotte dei Rossi, e dai duomi endogeni e duomi-colata che costituiscono la parte superiore del Complesso della Lentia. Intorno a circa 10 ka si verifica un collasso-vulcano tettonico responsabile della formazione del bordo occidentale della Caldera della Fossa. Infine, l'attività vulcanica olocenica (seconda parte della settima epoca) interessa il settore centro-settentrionale dell'isola con la messa in posto di duomi endogeni, depositi piroclastici scoriacei e sottili colate laviche fra 8.5 ka e 8 ka. La sovrapposizione dei prodotti dell'attività eruttiva degli ultimi 5 ka porta alla formazione dei coni vulcanici poligenici di La Fossa e di Vulcanello. In particolare, il cono di La Fossa è costituito da una complessa successione piroclastica prevalentemente di tipo cineritico con intercalate colate a blocchi e ossidiane, mentre il cono di Vulcanello è formato da depositi piroclastici prevalentemente scoriacei e da colate laviche fra le quali la più recente è quella di Punta Roveto eruttata nel 1626 (fig. 484). Le ultime eruzioni del cono di La Fossa, in-



Fig. 484 - Immagine panoramica dell'isola di Vulcano ripresa da Lipari (foto C. Tranne). In primo piano il promontorio di Vulcanello, sullo sfondo a destra il cono di con il degassamento delle fumarole localizzate lungo l'orlo craterico e sullo sfondo a sinistra si osserva la morfologia sub-pianeggiante del fondo della caldera de Il Piano.

- View of the Vulcano island from Lipari (photo C. Tranne). In the foreground, the promontory of Vulcanello, in the right background the cone of with the degassing fumaroles located along the crater rim. In the left background the sub-flat morphology of the floor of the Il Piano caldera.

vece, si verificano nel 1739 con l'emissione della colata ossidianacea di Pietre Cotte nel fianco ovest del cono e nel 1888-90 (fig. 485) con la messa in posto di depositi piroclastici di lapilli e blocchi che mantellano la porzione sommitale del cono.

2.2.6. - Panarea

L'Isola di Panarea, insieme agli isolotti minori fra cui Basiluzzo è il principale, rappresenta la culminazione di un grande apparato vulcanico di forma tronco-conica che si sviluppa da una profondità di circa 1500 m fino ad una quota di 421 m s.l.m.

L'attività vulcanica di età pre- e sin-tirreniana



Fig. 485 - Isola di Vulcano, eruzione del 1888-90. Fotografia di G. Roster scattata il 20 Aprile 1888 alle ore 16:05 che mostra la colonna eruttiva generata da Gran Cratere de (immagine tratta da BONACCORSO *et alii*, 2005).
- *Volcano island, 1888-90 eruption. Photography by G. Roster taken April 20, 1888 at 04:05 pm showing the eruption column generated by the Gran Cratere of La Fossa (picture published in Bonaccorso et alii, 2005).*

(>81 ka) è stata distinta in cinque epoche eruttive (LUCCHI *et alii*, 2003). I prodotti delle prime tre epoche affiorano nella porzione centro-settentrionale dell'isola e sono rappresentati da diversi ordini di duomi lavici, colate e subordinati depositi piroclastici messi in posto fra circa 150 ka e 127 ka. I prodotti della quarta epoca, invece, costituiscono la parte meridionale e sommitale dell'isola e sono formati da duomi e duomi-colata e depositi piroclastici scoriacei di bombe e lapilli; mentre quelli della quinta epoca sono costituiti da affioramenti discontinui di depositi piroclastici di lapilli scoriacei messi in posto fra circa 118 ka e 105 ka. Infine, le vulcaniti di età post-tirreniana (<81 ka) sono rappresentate da una complessa successione piroclastica formata dai depositi dei Tufi Brunì, cui si intercalano i Tufi Grigi dei Porri dell'Isola di Salina, l'Ischia Tefra e alcuni depositi generati dall'attività di Lipari e dai prodotti della sesta epoca rappresentati dal duomo endogeno di Basiluzzo (fig. 486), messo in posto circa 55 ka, e da livelli piroclastici di lapilli pomicei generati fra circa 20 ka e 11 ka.

2.2.7. - Stromboli

L'Isola di Stromboli è la più orientale dell'arcipelago e costituisce la porzione emersa di un grande apparato vulcanico allungato in direzione NE-SO che si sviluppa da una profondità di circa 2000 m fino ad una quota di 924 m s.l.m.

I prodotti dell'attività vulcanica di età pre- e sin-tirreniana (>81 ka) sono rappresentati dal *neck* dell'isolotto di Strombolicchio, di età circa 200 ka, e dai prodotti più antichi affioranti nell'isola, lungo il settore sud-orientale, che sono costituiti da colate laviche, di età circa 85 ka, e da una successione piroclastica di flusso e di caduta e da *lahars* che formano lo stratocono poligenico del Paleo-Stromboli I (HORNIG-KJARSGAARD *et alii*, 1993). La fine del-



Fig. 486 - L'isola di Basiluzzo e a sinistra lo Scoglio Spinazzola dove è possibile osservare la struttura interna di un grosso duomo endogeno riolitico (foto F. Lucchi).
- *The island of Basiluzzo and the Scoglio Spinazzola on the left, where the internal structure of the large rhyolitic endogenous dome is well-exposed (photo F. Lucchi).*

l'attività di tale epoca è marcata da un collasso calderico il cui orlo è esposto nel versante sud-orientale a una quota di circa 450 m. I prodotti dell'attività eruttiva di età post-tirreniana (<81 ka) sono rappresentati da una successione lavica e da depositi piroclastici scoriacei di caduta e di flusso, messi in posto fra circa 65 ka e 35 ka, e affioranti nei settori meridionale e orientale dell'isola. Tali prodotti costituiscono lo stratocono poligenico del Paleo-Stromboli II e III (HORNIG-KJARSGAARD *et alii*, 1993) che è stato interessato da eventi di collasso calderico sommitale e di fianco (TIBALDI, 2001). I prodotti successivi, di età compresa fra circa 26 ka e 13 ka, sono stati generati dal centro eruttivo dei Vancori (HORNIG-KJARSGAARD *et alii*, 1993) e formano una complessa successione vulcanica costituita alla base da depositi piroclastici di lapilli scoriacei e pomicei e da spesse colate laviche passanti a un'alternanza di sottili colate laviche e livelli di breccie autoclastiche, mentre la porzione superiore è data da depositi piroclastici e colate laviche che affiorano sia nell'area sommitale che nel versante nord-orientale. Alla fine dell'attività del centro eruttivo dei Vancori si verifica il primo dei collassi di fianco che interessa il settore nord-occidentale dell'isola (TIBALDI, 2001). Infine, l'attività eruttiva degli ultimi 13 ka porta alla crescita degli edifici vulcanici di Neo-Stromboli (fig. 487) e Sciara Recente (HORNIG-KJARSGAARD *et alii*, 1993) attraverso la messa in posto di colate laviche e depositi

piroclastici generati prevalentemente da eruzioni sommitali. Durante l'Olocene si sono verificate numerose eruzioni laterali che hanno portato alla formazione di depositi piroclastici scoriacei e colate laviche lungo il versante nord-orientale (CALVARI *et alii*, 2011), una delle quali ha portato ad esempio, alla formazione del cono di scorie di San Vincenzo lungo la costa nord-orientale circa 12.5 ka fa (WIJBRANS *et alii*, 2011). Ciò avviene fino al periodo storico quando si è verificata l'ultima eruzione laterale in epoca Romana che ha generato la colata di San Bartolo (HORNIG-KJARSGAARD *et alii*, 1993; ARRIGHI *et alii*, 2004; SPERANZA *et alii*, 2008). Durante l'Olocene si sono verificati diversi episodi di collasso di fianco che hanno generato complessivamente la struttura della Sciara del Fuoco nel settore nord-occidentale dell'isola (TIBALDI, 2001). I prodotti dell'attività degli ultimi 2 ka sono confinati nell'area craterica sommitale (fig. 488) e lungo la Sciara del Fuoco in quanto generati da una quasi continua attività esplosiva di tipo stromboliano e da subordinate eruzioni più violente, denominate parossismi (BARBERI *et alii*, 1993), che causano la ricaduta di bombe e blocchi lungo i fianchi dell'isola (fig. 489) e posso produrre anche piccoli flussi piroclastici come nel caso del parossisma del 1930 (RITTMANN, 1931) e più raramente dall'emissione di colate laviche generate da fessure all'interno della depressione della Sciara del Fuoco (fig. 490).



Fig. 487 - Successione lavica olocenica affiorante lungo la costa nord-orientale dell'Isola di Stromboli presso Punta Labronzo (foto S. Calvari). Sullo sfondo i crateri sommitali in degassamento.

- Holocene lava succession cropping out along the northeast coast of Stromboli island at Punta Labronzo (photo S. Calvari). In the background the degassing of the summit craters.



Fig. 488 - I crateri sommitali di Stromboli visti dal Pizzo sopra nel mese di giugno del 2009 quando erano attive otto bocche eruttive (foto D. Andronico). In occasione di episodi esplosivi parossistici l'assetto morfologico dei crateri sommitali viene radicalmente modificato in conseguenza del collasso della terrazza craterica.
 - The summit craters of Stromboli seen from Pizzo in June 2009 when eight vents were active (photo D. Andronico). During the paroxysmal explosive episodes the morphological setting of the craters is radically modified as a result of the collapse of the crater terrace.



Fig. 489 - Casa della borgata S. Bartolo colpita da un masso di parecchie tonnellate espulso durante l'evento parossistico del 22 Maggio cui furono distrutte decine di abitazioni dell'abitato di Stromboli causando la morte di 4 persone (Fondo Fotografico Gaetano Ponte-Archivio Fotografico Toscano di Prato, immagine pubblicata in BONACCORSO & BRANCA, 2010).

- House of the S. Bartolo township hit by a block of several tons ejected during the paroxysmal event of May 22. which dozens of homes were destroyed in the village of Stromboli, killing four people (Fondo Fotografico Gaetano Ponte-Archivio Fotografico Toscano di Prato, image published in BONACCORSO & BRANCA, 2010).



Fig. 490 - Ripresa aerea da ovest che mostra la colata lavica dell'eruzione 2002-03 lungo la Sciara del Fuoco e i crateri sommitali in degassamento (foto: D. Andronico del 9 settembre 2003). Il campo lavico di quest'eruzione è stato generato dall'apertura di diverse bocche effusive fra quota 670 m e 500 m (CALVARI *et alii*, 2005). Sullo sfondo l'isolotto di Strombolicchio.

- Aerial view from the west showing the 2002-03 lava flow along the Sciara del Fuoco and the summit craters in degassing (photo: D. Andronico, September 9, 2003). The lava flow field of this eruption was generated by the opening of several effusive vents between 670 m and 500 m of altitude (CALVARI *et alii*, 2005). In the background the islet of Strombolicchio.

3. – VULCANISMO DEL CANALE DI SICILIA

Il vulcanismo del Canale di Sicilia si sviluppa lungo un complesso sistema di *rift* intraplacca che interessa il settore pelagiano della placca Nord-Africana a partire dal Miocene superiore (BEN-AVRAHAM *et alii*, 1987; BOCCALETTI *et alii*, 1987; ARGNANI, 1990; REUTHER *et alii*, 1993; FINETTI & DEL BEN, 2005b; CIVILE *et alii*, 2008). Il *Rift* del Canale di Sicilia è caratterizzato da tre principali fosse tettoniche, i *graben* di Malta, Linosa e Pantelleria, e da numerosi edifici vulcanici sottomarini due dei quali emersi, le isole di Pantelleria e Linosa (fig. 491). L'attività eruttiva più recente che ha interessato il Canale di Sicilia si è verificata nell'estate del 1831 (fig. 492) in corrispondenza del Banco di Graham, a largo della costa di Sciacca, dove per un breve periodo si è formata una piccola isola, chiamata Ferdinanda (GEMMELLARO, 1831), rapidamente smantellata dall'ero-

sione marina e successivamente nel 1891 con l'eruzione del vulcano Foerstner localizzato a circa 5 km a NE di Pantelleria.

3.1. – PANTELLERIA

L'Isola di Pantelleria è la porzione sommitale di un edificio vulcanico localizzato nella parte assiale del *Rift* del Canale di Sicilia, caratterizzato da rocce vulcaniche di composizione variabile da basalti debolmente alcalini a trachiti e rioliti ad affinità peralcalina (NEAVE *et alii*, 2012 e riferimenti citati). La sequenza stratigrafica generale delle rocce affioranti sull'Isola, alla scala 1:250.000, è suddivisibile in tre principali unità vulcaniche in base alle ricostruzioni stratigrafiche proposte da MAHOOD & HILDRETH (1986) e da CIVETTA *et alii* (1988): a) vulcaniti pre-collasso calderico del Tufo Verde avvenuto circa 50 ka; b) vulcaniti di età circa 50 ka-10 ka; c) vulcaniti oloceniche.

I prodotti vulcanici più antichi di Pantelleria affiorano in maniera molto limitata lungo la costa, dove la maggiore esposizione si ha fra P. della Polacca e P. Limarsi, e lungo i bordi calderici. In particolare le vulcaniti più antiche datate hanno un'età di circa 324 ka (MAHOOD & HILDRETH, 1986). Complessivamente questi prodotti sono formati da una complessa successione costituita da colate laviche e depositi piroclastici di flusso e di caduta. Durante questa fase di sviluppo dell'isola si è formata, circa 114 ka fa (MAHOOD & HILDRETH, 1986), la caldera denominata La Vecchia. La gran parte dell'isola è, invece, formata dai prodotti eruttati a partire da circa 50 ka fa, cioè dall'eruzione pliniana del Tufo Verde (Primo ciclo di attività di CIVETTA *et alii*, 1984, 1988) che ha generato una complessa sequenza di depositi piroclastici di caduta, di flusso e di *surge* e il collasso calderico più recente (ORSI & SHERIDAN, 1984). La caldera legata all'eruzione del Tufo Verde è stata interessata da un fenomeno di risorgenza che ha generato il

sollevamento del blocco di Montagna Grande (ORSI *et alii*, 1991). I prodotti vulcanici successivi al Tufo Verde sono stati generati fra il secondo e il quinto ciclo di attività da numerosi centri eruttivi (fig. 493) che hanno costituito una successione di depositi piroclastici pomicei di caduta, colate laviche e duomi che sono stati interessati da collassi laterali (fig. 494). I migliori esempi di duomi lavici sono M. Gelkhamar e M. Gelfiser. Complessivamente i centri eruttivi sono di modeste dimensioni e sono costituiti da coni di pomici, fra cui uno dei principali è quello di Cuddia di Mida, e vulcani a scudo come quello di Cuddia Mueggen. Infine, l'attività eruttiva olocenica è stata prodotta attraverso diversi centri eruttivi localizzati lungo i lati del blocco risorgente della caldera del Tufo Verde (Sesto ciclo di attività di CIVETTA *et alii*, 1984, 1988). L'attività di questi centri eruttivi è stata prevalentemente di tipo esplosivo con la formazione di depositi piroclastici pomicei di caduta e da attività effusiva che ha generato colate laviche.

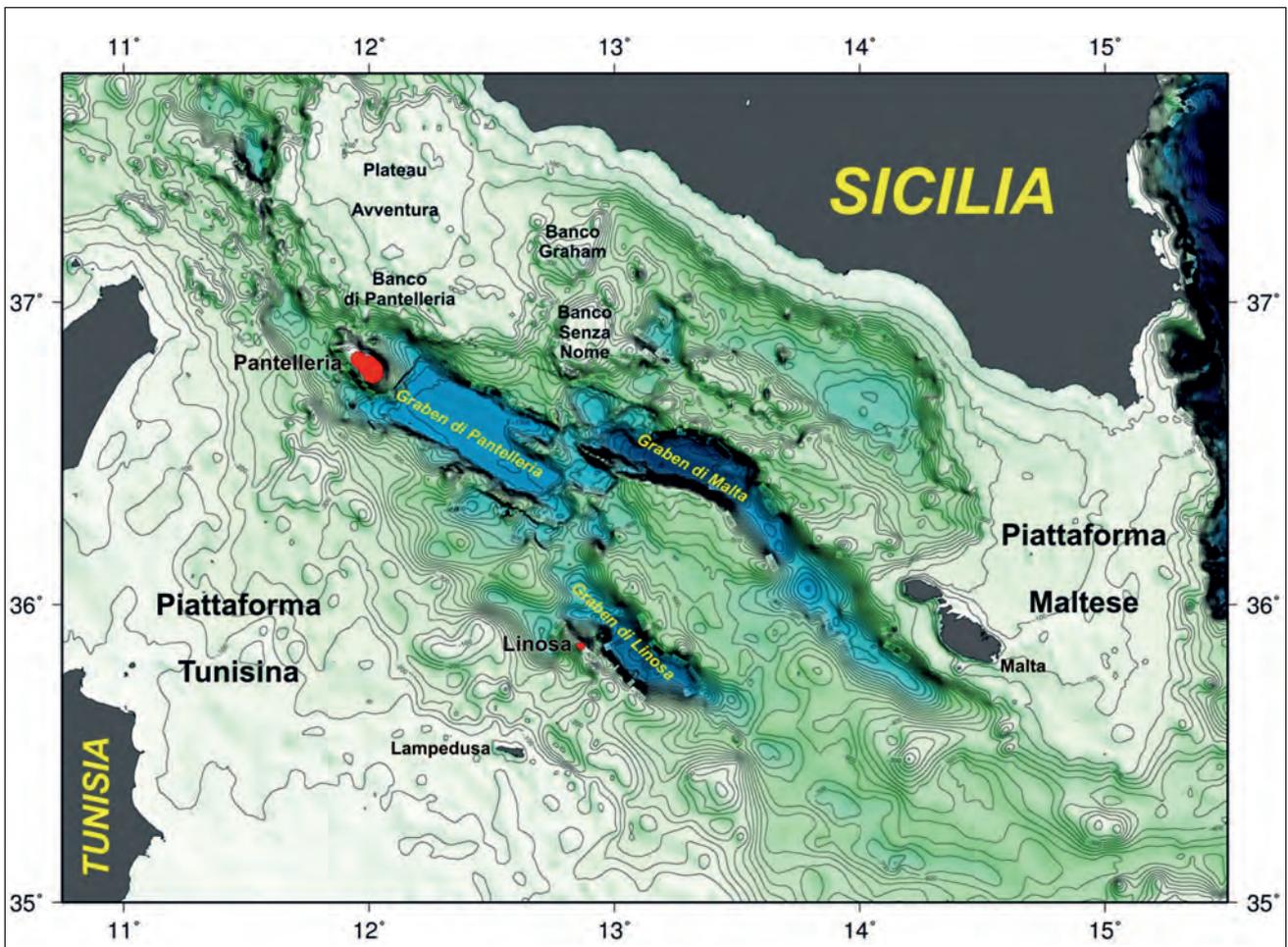


Fig. 491 - Carta morfo-batimetrica del Canale di Sicilia. (da: <http://internet.inogs.it/content/morfologia-struttura-e-paleogeografia-del-canal-di-sicilia> - *Morpho-bathymetric map of the Sicily Channel.*)

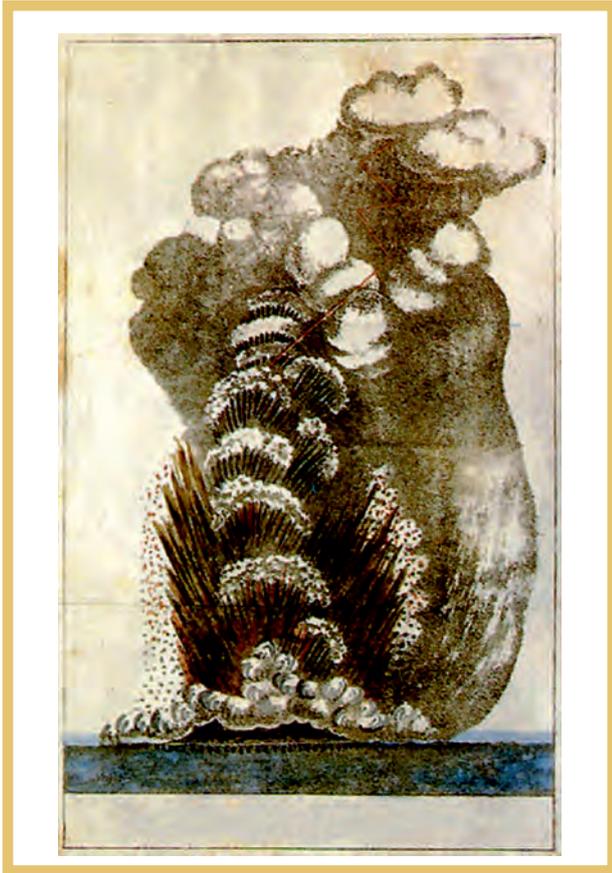


Fig. 492 - Litografia realizzata da Carlo Gemmellaro che rappresenta l'eruzione dell'Isola Ferdinandea il giorno 11 agosto 1831. Immagine pubblicata in "C. Gemmellaro, *Relazione dei Fenomeni del nuovo vulcano sorto dal mare tra la costa di Sicilia e l'isola di Pantelleria nel mese di Luglio 1831, Catania 1831*". - *Lithograph designed by Carlo Gemmellaro representing the eruption of the Ferdinandea Island the day August 11, 1831. Picture published in "C. Gemmellaro, Relazione dei Fenomeni del nuovo vulcano sorto dal mare tra la costa di Sicilia e l'isola di Pantelleria nel mese di Luglio 1831, Catania 1831"*.

3.2. – LINOSA

L'Isola di Linosa è localizzata nel bordo sud-occidentale dell'omonimo *graben* ed è caratterizzata da rocce vulcaniche ad affinità composizionale variabile da transizionale a debolmente alcalino-Na (DI BELLA *et alii*, 2008).

La storia geologica della porzione emersa dell'Isola comprende un periodo fra circa 1,06 e 0,53 Ma (LANZAFAME *et alii*, 1994) e, in relazione a variabili e ricorrenti interazioni tra il magma in risalita e l'acqua del mare, è stata caratterizzata da attività di tipo sia idromagmatico che magmatico, prodotte da numerosi centri eruttivi monogenici (LANZAFAME *et alii*, 1994; LANZAFAME & TRANNE, 2000). Le tipologie dei centri eruttivi sono molto variabili e comprendono anelli e coni di tufo, bastioni e coni di scorie. Complessivamente la successione vulcanica di Linosa è stata suddivisa in tre periodi di attività denominati Paleo-Linosa, Arena Bianca e Monte Bandiera (LANZAFAME *et alii*, 1994; LANZAFAME & TRANNE, 2000). Le vulcaniti più antiche del periodo Paleo-Linosa sono costituite da limitati affioramenti di depositi piroclastici di flusso e di caduta, coni di scorie, colate laviche e corpi subvulcanici (*neck*). I prodotti dei periodi successivi sono complessivamente formati da un'articolata successione costituita da depositi piroclastici sia di flusso che di caduta (fig. 495), coni e bastioni di scorie e colate laviche. In particolare durante il periodo eruttivo di M. Bandiera sono stati generati ampi campi lavici e i prodotti più recenti sono costituiti dal cono di M. Nuovo e da una colata lavica affiorante nei pressi dell'abitato di Linosa e dello Scalo Vecchio.



Fig. 493 - Il centro eruttivo del Monte Gibele (Secondo ciclo di attività di CIVETTA *et alii*, 1984, 1988) ripreso da Montagna Grande. Sullo sfondo la parete della caldera (foto F. Bellotti).

- *The eruptive center of Mount Gibele (II cycle of activity of CIVETTA et alii, 1984, 1988) seen from the Montagna Grande. In the background the wall of the La Vecchia caldera (photo F. Bellotti).*



Fig. 494 - Vista panoramica da Kartibucale di una colata lavica del quarto ciclo eruttivo datata $17,0 \pm 2,6$ Ka (CIVETTA *et alii*, 1988) affiorante in località Contrada Khafar. Sullo sfondo il duomo esogeno di Cuddia Randazzo (foto F. Bellotti).

- Panoramic view from Kartibucale of a lava flow of the IV eruptive cycle dated 17.0 ± 2.6 ka (CIVETTA *et alii*, 1988) cropping out in Contrada Khafar. In the background the exogenous dome of Cuddia Randazzo (photo F. Bellotti).



Fig. 495 - Cala Pozzolana di Ponente, i depositi piroclastici del periodo eruttivo Arena Bianca. In particolare, si osservano i depositi piroclastici scoriacei di caduta di colore nero-rossiccio del cono di Monte Nero sovrapposti a depositi piroclastici idromagmatici stratificati (foto P. Del Carlo).

- Cala Pozzolana di Ponente, the pyroclastic deposits of the Arena Bianca eruptive period. In particular, we observe the black-reddish scoriaceous pyroclastic fall deposits of the Monte Nero cone superimposed on the hydromagmatic pyroclastic laminated deposits (photo P. Del Carlo).