

Geologia della Sicilia - *Geology of Sicily*

V - Tettonica - *Tectonic*

LENTINI F., CARBONE S.

1. - INTRODUZIONE

La Sicilia, ubicata al centro del Mediterraneo, rappresenta un segmento dell'Orogene Appenninico-Maghrebide, che collega l'Appennino al Nord-Africa attraverso l'Arco Calabro-Peloritano. Essa, unitamente al suo margine tirrenico, costituisce un'area geologica, in cui sono presenti varie unità tettoniche derivanti da differenti domini paleogeografici.

Come è stato ampiamente trattato nel capitolo introduttivo di queste note (v. Titolo I), il Mediterraneo Centrale è caratterizzato sostanzialmente dal Dominio di Avampaese e dal Dominio Orogenico, a sua volta costituito da un edificio *multilayer*, in cui sono riconoscibili dal basso verso l'alto un Sistema a *Thrust* Esterno, la Catena Appenninico-Maghrebide e la Catena Kabilo-Calabride o più semplicemente la Catena Calabro-Peloritana (BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1994, 1995b; FINETTI *et alii*, 1996). La fascia orogenica è compresa tra due bacini caratterizzati da croste oceaniche: quella ionica, in subduzione e quella tirrenica, in espansione.

I numerosi studi geologici e geofisici, di cui è ricca la letteratura, hanno contribuito a fornire molteplici dati di carattere stratigrafico e strutturale a varie scale e tendenti a proporre schemi paleogeografici e geodinamici talora fortemente difformi. Purtroppo non sempre si sono tenuti in debito conto i vincoli stratigrafici e strutturali, e tra questi anche le relazioni tra composizione delle arenite e aree sorgenti, che avrebbero ristretto notevolmente le ricostruzioni paleogeografiche e paleotettoniche. In particolare, la determinazione cronostratigrafica della transizione della sedimentazione da carbonatica a silicoclastica assume notevole importanza per definire l'appartenenza di alcuni sistemi a *thrust* ad aree più o meno esterne. È infatti sulla base dei dati della sismica e soprat-

tutto della relativa giovane età dei depositi silicoclastici presenti al tetto delle successioni stratigrafiche, che LENTINI *et alii* (1990a,b, 1994, 1996a,b, 2006) e FINETTI *et alii* (2005a) hanno riconosciuto, l'appartenenza delle unità affioranti in Sicilia occidentale al Sistema a *Thrust* Esterno, ovvero Sistema Siculo-Pelagiano (*Pelagian-Sicilian Thrust Belt, PSTB*).

Il dominio orogenico si è originato secondo le regole di un sistema "catena-avanfossa-avampaese", con un progressivo coinvolgimento spazio-temporale delle aree via via più esterne, per cui settori con ruolo di avampaese si sono trasformati in unità tettoniche inglobate nell'edificio orogenico. È questo il caso delle Unità Panormidi originariamente aree di avampaese durante il Miocene inferiore e successivamente in ricoprimento sulle Ionidi. Queste ultime a loro volta si trasferiranno in ricoprimento sul PSTB in contemporanea con l'apertura del Bacino Tirrenico.

Inoltre studi paleomagnetici hanno contribuito ad arricchire il quadro geodinamico delle varie unità tettoniche, affette da rotazioni orarie che hanno accompagnato il trasporto orogenico verso SE e Sud delle varie falde nell'intervallo cronologico mio-pliocenico (CATALANO *et alii*, 1978; CHANNEL *et alii*, 1990; OLDOW *et alii*, 1990). Le fasi tettoniche e il progressivo sviluppo dei bacini d'avampaese e dei coevi depositi di bacini satellite e/o di *thrust top* sospesi all'interno della catena sono stati illustrati da CATALANO & D'ARGENIO (1982) e da VITALE (1990).

Successivamente sulla base di un notevole incremento dei dati disponibili, in particolare di linee sismiche profonde e di ulteriori rilievi di campagna, LENTINI *et alii* (1990a, 1994, 1996b), CATALANO *et alii* (2000a, 2002a), DEL BEN & GUARNIERI (2000), GUARNIERI *et alii* (2002), e con il fondamentale contributo del Progetto CARG, hanno portato a modificare profondamente le precedenti interpretazioni.

Risulta evidente che i complicati problemi d'interpretazione della geologia siciliana e specialmente dei suoi mari al contorno non troverebbero una logica risoluzione senza estendere l'investigazione alle aree *offshore*. Il progetto CROP-Mare (FINETTI ED., 2005) ha reso disponibile con le sue linee sismiche un quadro della distribuzione delle croste, almeno in grandi linee, estremamente convincente e congruente con le osservazioni geologiche connesse (fig. 496, v. anche fig. 3), ottenute con i rilievi di campagna e con i dati dell'esplorazione per idrocarburi (v. BIANCHI *et alii*, 1987; FINETTI *et alii*, 1996, 2005a; CATALANO *et alii*, 2000a, b; LENTINI *et alii*, 2006).

Il Dominio di Avampaese comprende le aree indeformate della placca Nord-Africana, rappresentata dal Blocco Pelagiano e dal Bacino Ionico.

Il Dominio Orogenico è composto da tre catene, il Sistema a *Thrust* Esterno, la Catena Appenninico-Maghrebide e la Catena Calabro-Peloritana, generate, rispettivamente, dallo scollamento delle coperture sedimentarie poste all'interno del settore flessurato dell'Avampaese Ibleo-Saccense, dall'imbricazione delle sequenze sedimentarie bacinali appartenenti a due settori a crosta oceanica (bacini della Tetide Alpina e Paleobacino Ionico), ed infine a settori a crosta continentale od assottigliata (Piattaforme carbonatiche panormidi ed unità di basamento derivanti dal margine europeo). Le Unità Panormidi risultano scollate dal loro originario basamento, che è stato riconosciuto, grazie ai dati del Progetto CROP-Mare, ai margini meridionale e orientale del Bacino Tirrenico (FINETTI *et alii*, 2005a; LENTINI *et alii*, 2006), le Unità Calabro-Peloritane, costituirebbero gli elementi più interni dell'orogene e occuperebbero la posizione strutturale all'apice dell'intero edificio orogenico (v. figg. 1, 286).

Il Dominio di Hinterland è rappresentato dal Blocco Sardo-Corso e dal Bacino Tirrenico. Quest'ultimo, apertosi a partire dal Serravalliano (fase di *rifting* continentale) è caratterizzato al centro da una crosta oceanica, generatasi nel Plio-Quaternario.

2. - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA E PALEOTETTONICA

I dati derivanti dall'analisi di linee sismiche, in particolare quelle offerte dal Progetto CROP, integrati dalle indagini geologiche a terra, permettono di ricostruire i rapporti tra le varie unità come sintetizzato nella figura 497. Da quest'ultima si risale ad un quadro paleogeografico schematico (fig. 498) precedente ai processi deformativi, che hanno dato origine all'Orogene Appenninico-Maghrebide. Tale schema può risultare utile per la ricostruzione dell'evoluzione geodinamica del sistema

di convergenze, che porta alla strutturazione dell'Orogene Appenninico-Maghrebide, attraverso gli stadi orogenetici illustrati in figura 499.

Il Bacino Paleoionico, apertosi a partire dal Permo-Triassico entro la placca Afro-Adriatica, era probabilmente separato dal Bacino Alpino-Tetideo da una crosta continentale o assottigliata, che costituiva il basamento delle piattaforme carbonatiche, le quali successivamente avrebbero originato le falde panormidi in Sicilia e le piattaforme Campano-Lucane in Appennino meridionale. La continuità di questo elemento strutturale è deducibile, oltre che da considerazioni di carattere geologico, anche dall'interpretazione della sismica, che individua il corrispondente orizzonte strutturale anche al disotto del segmento calabro-peloritano. Attraverso analisi stratigrafiche e sedimentologiche ZARCONI & DI STEFANO (2010) e ZARCONI *et alii* (2010) ricostruiscono la posizione paleogeografica della Piattaforma Panormide durante il Mesozoico quale collegamento tra Adria e Africa.

In direzione dell'attuale nord e nord-ovest, cioè lungo la dorsale appenninica, le Ionidi, rappresentate nell'Appennino Lucano dalle sequenze bacinali Lagonegresi, progressivamente spariscono e nell'Appennino centrale si ha una coalescenza tra il Sistema a *Thrust* Esterno, in questo caso il Sistema a *Thrust* Apulo, espresso ad esempio nelle Unità Apulo-Adriatiche (VEZZANI & GHISSETTI, 1998) con le piattaforme carbonatiche più interne, cioè quelle laziali-abruzzesi. Sul versante tirrenico dell'Appennino centrale le coperture silicoclastiche (per es. le Arenarie di Frosinone) sono riferibili al Miocene superiore e sono ricoperte tettonicamente da lembi di unità alpino-tetidee (v. Monti Lepini) e ciò indica un coinvolgimento "tardivo" nella tettonogenesi dell'Appennino centrale. L'insieme di queste osservazioni inducono a ritenere che originariamente la crosta ionica si restringesse e ambedue i blocchi continentali, quello Apulo e quello "Appenninico-Panormide" si unissero in un'unica placca continentale: la placca Adria.

Analogamente nella Sicilia occidentale non vi è continuità delle Ionidi, in quanto le Unità Imeresi e Sicane non sono più presenti sia in affioramento che nelle aree sommerse a nord del Trapanese; ciò indicherebbe una progressiva chiusura della crosta oceanica ionica, riconosciuta come *slab* lungo la fascia peritirrenica almeno fino alla zona poco a nord di Palermo (v. fig. 496). Anche qui quanto osservato suggerisce che i due blocchi, nord-africano e panormide, costituivano un'unica placca.

Partendo dallo schema iniziale relativo al tardo Giurassico (fig. 499a) è stata effettuata una ricostruzione dell'evoluzione attraverso tre stadi orogenetici.

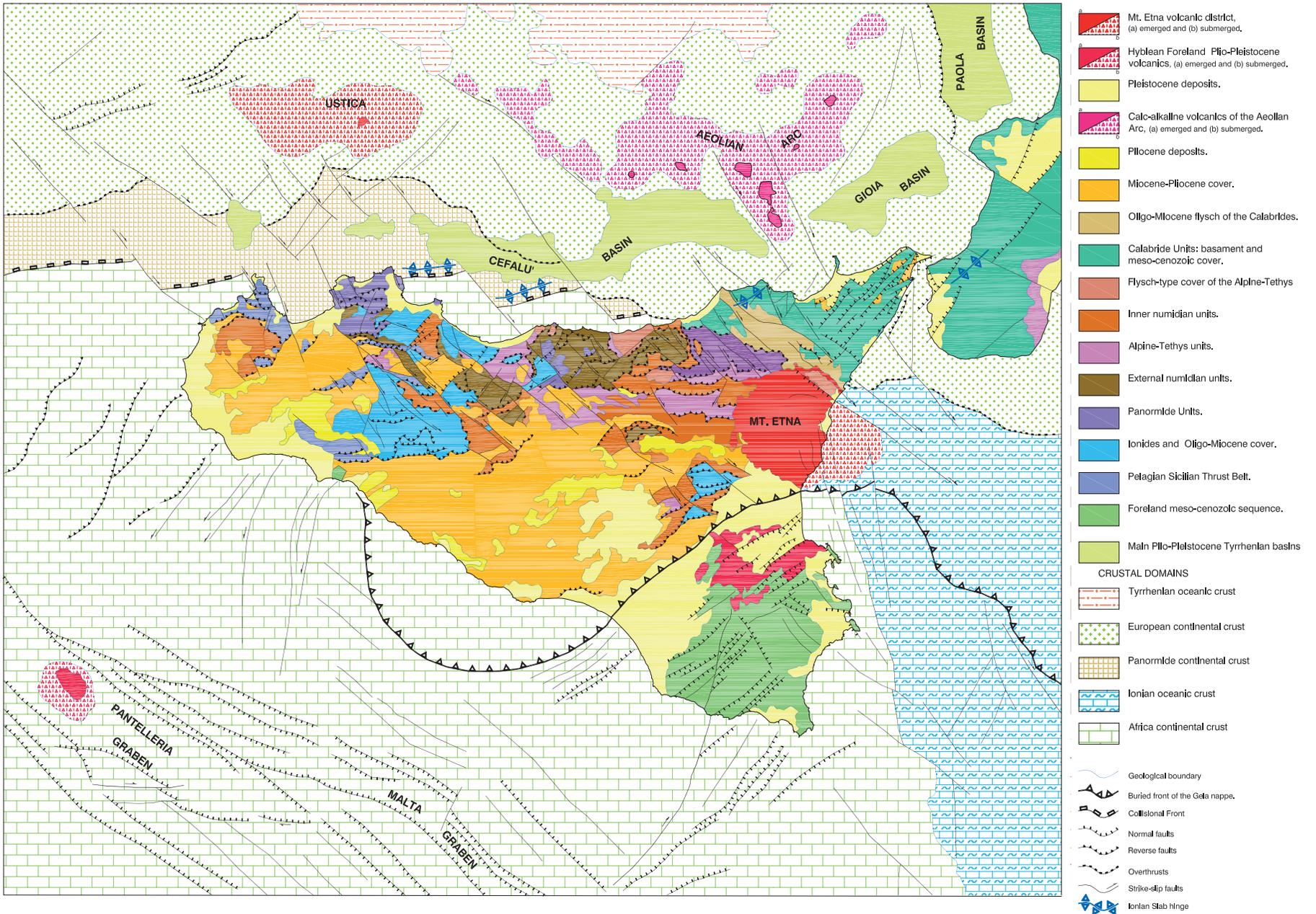


Fig. 496 – Schema strutturale della Sicilia e dei mari circostanti e distribuzione delle croste (da LENTINI *et alii*, 2004). - *Structural scheme of Sicily and the surrounding seas and distribution of the crusts (after LENTINI et alii, 2004).*

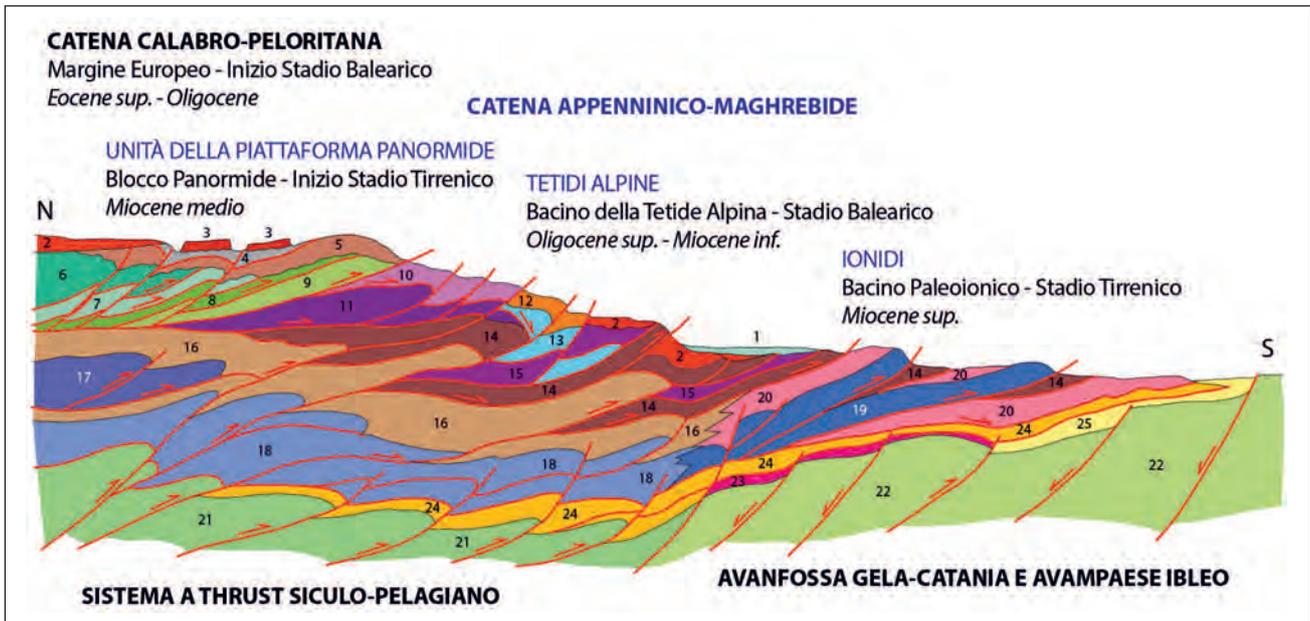


Fig. 497 – Schema dei rapporti fra le catene appartenenti al Dominio Orogenico lungo un transetto N-S attraverso la Sicilia centro-orientale, mostrando l'originaria posizione paleogeografica e gli stadi orogenici, durante i quali si sono generate. Legenda: 1) Depositi di bacini satellite del Pliocene medio-sup.; 2) f.ni Castellana Sicula, Licata, Terravecchia, S. Pier Niceto, Gruppo Gessoso-Solfifera e Trubi; 3) calcareniti di Floresta e marne di M. Pitò; 4) Unità Antiscilide; 5) flysch di Capo d'Orlando; 6) Unità dell'Aspromonte; 7) Unità del Mela e di Piraino; 8) Unità di Ali, Mandanici e Fondachelli-Novara; 9) Unità epimetamorfiche; 10) Unità delle Argille Scagliose Superiori; 11) Unità di M. Soro; 12) formazione di Reitano; 13) Tufiti di Tusa; 14) argille varicolori superiori e flysch numidico alloctono; 15) Gruppo delle Argille Variegate; 16) flysch numidico esterno, f.ne Tavernola e marne di Castelbuono; 17) Unità Panormidi; 18) Unità Imerese e di Gagliano; 19) Unità di M. Judica: successione meso-cenozoica; 20) Unità di M. Judica: argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova; 21) Sistema a Thrust Esterno; 22) successioni meso-cenozoiche d'avampaese e d'avanfossa; 23) depositi mio-pliocenici d'avanfossa; 24) depositi pliocenici dell'avanfossa parzialmente scollati; 25) depositi del Plio-Quaternario dell'avanfossa esterna.

- Scheme of the relationships between the chains belonging to the Orogenic Domain along a N-S cross-section in central-eastern Sicily, showing the original palaeogeographic location and the orogenic stages, from which they originated. Legend: 1) Middle-Upper Pliocene satellite basins deposits; 2) Castellana Sicula, Licata, Terravecchia, S. Pier Niceto fms., Gessoso-Solfifera Group and Trubi Fm.; 3) Floresta calcarenites and M. Pitò marls; 4) Antiscilide Unit; 5) Capo d'Orlando flysch; 6) Aspromonte Unit; 7) Mela and Piraino Units; 8) Ali, Mandanici and Fondachelli-Novara Units; 9) epimetamorphic Units; 10) Argille Scagliose Superiori Unit; 11) M. Soro Unit; 12) Reitano formation; 13) Tufiti di Tusa Fm.; 14) "argille varicolori superiori" and allocthonous Numidian Flysch; 15) Argille Variegate Group; 16) External Numidian Flysch, Tavernola Fm. and Castelbuono marls; 17) Panormide Unit; 18) Imerese and Gagliano Units; 19) M. Judica Unit: Meso-Cenozoic succession; 20) M. Judica Unit: clays and glauconitic sandstones of Catenanuova; 21) External Thrust System; 22) Meso-Cenozoic foreland and orodeep successions; 23) Miocene-Pliocene foredeep deposits; 24) partially detached Pliocene deposits of the foredeep; 25) Plio-Quaternary external foredeep deposits.

2.1. - STADIO EO-ALPINO

In Sicilia non vi sono prove certe che possano risalire ad uno Stadio Eo-Alpino: l'attenzione si concentra sul flysch di M. Soro, di età cretatico-eocenica, più o meno coevo e parzialmente eteropico dei depositi bacinali argilloso-calcarei. Questi ultimi si trovano attualmente in ricoprimento sul flysch andando a costituire l'Unità delle Argille Scagliose Superiori. Il flysch di M. Soro rappresentava quindi un cuneo clastico al fronte di un sistema orogenico Europa-vergente, oggi difficilmente riconoscibile a causa della sovrapposizione delle successive fasi orogeniche.

Ulteriori prove dello Stadio Eo-Alpino andrebbero ricercate nell'Unità di Ali, affiorante nei Monti Peloritani, interessata da un blando metamorfismo alpino di anchizona.

Evidenze di una fase eo-alpina sono presenti tuttavia nel lato tirrenico della Calabria settentrionale, nella Catena Costiera, dove un cuneo tettonico Europa vergente, caratterizzato da unità liguridi e ofiolitiche, è stato interpretato da AMODIO MORELLI *et*

alii (1976), quale frammento di una catena eo-alpina.

Al confine calabro-lucano ofioliti del Giurassico-Cretacico e metamorfiti di basso grado, attribuite a Unità Liguridi, rappresentano l'unica testimonianza di un evento Eo-Alpino. Esse sono state ricoperte in discordanza dal Flysch di Albidona del Miocene inferiore, interpretabile come un deposito di un'avanfossa relativa al successivo Stadio Balearico, durante il quale queste unità, completamente scollate, sono andate in ricoprimento sulla Piattaforma Appenninica, equivalente dell'Unità Panormide in Sicilia.

Al largo dell'estremità nord-occidentale della Sicilia, area caratterizzata da notevoli anomalie magnetiche, FINETTI *et alii* (2005a, figura 21 della pubblicazione citata) riconoscono nel profilo CROP M-28A un frammento di catena ofiolitica nord-vergente, sovrapposto alla Catena Appenninico-Maghrebide per effetto della fase orogenica successiva, e cioè quella appresso indicata come balearica.

Più a nord le unità ofiolitiche del *Caesar Sea-*

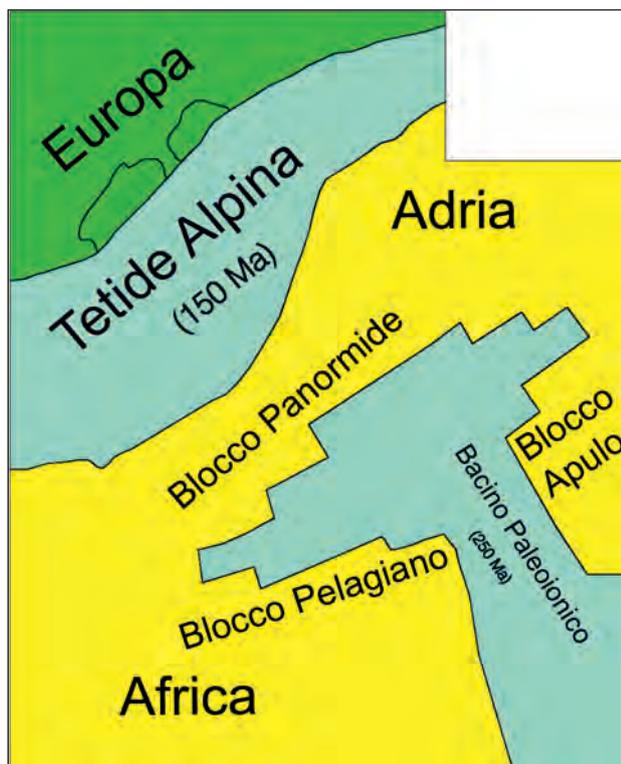


Fig. 498 – Schema paleogeografico semplificato relativo al Giurassico superiore, dal quale emerge che il Blocco Panormide separava il Paleobacino ionico, a crosta oceanica, apertosi all'interno della placca afro-adriatica a partire dal Permo-Triassico, e la Tetide Alpina a sua volta prossima alla crosta europea ed originatasi a partire dal Giurassico. La convergenza Europa-Africa produrrà la chiusura del Bacino Alpino-Tetideo (Stadio Balearico) e successivamente, una volta raggiunta la collisione, la parziale consumazione della crosta del Bacino Paleoleonico.

- *Palaeogeographic simplified scheme related to the Late Jurassic, which shows that the Panormide Block separated the Ionian Palaeobasin, characterized by an oceanic crust, opened since Permo-Triassic within the Africa-Adria plate, and the Alpine Tethys, in turn close to the European crust and originated since the Jurassic. The Europe-Africa convergence will produce the closure of the Alpine-Tethys Basin (Balearic Stadium) and then once it reaches the collision, the partial consumption of the crust of the Ionian Palaeobasin.*

mount South conservano ancora l'originario sistema a *thrust* Europa-vergente, ripreso dalla successiva fase tettonica e trasformato, così come la Catena Kabilo-Calabride in un sistema sud-vergente. Anche le unità del *Caesar Seamount North* appaiono coinvolte dalla tettogenesi relativa al più giovane stadio orogenico (v. figura 16 in FINETTI *et alii*, 2005c).

Inoltre sequenze ofiolitiche, ascrivibili al Giurassico e pertanto riferibili alla Catena Eo-Alpina, sono presenti lungo il bordo tirrenico della Sardegna (v. foglio 3 del Modello Strutturale d'Italia - CNR, 1991b).

Le analoghe unità ben note nell'estremità nord-orientale della Corsica, insieme a quelle sopra descritte, disegnano la presenza di una Catena Eo-Alpina oggi dispersa lungo i margini del bacino tirrenico, per effetto della relativa espansione (*spreading*).

2.2. - STADIO BALEARICO

Lo Stadio Balearico produce un edificio orogenico con vergenza afro-adriatica. Nell'estremità nord-orientale della Corsica il sistema a *thrust* con vergenza occidentale, originatosi durante lo Stadio Eo-Alpino, assume successivamente una vergenza adriatica (fig. 499c).

Le prime aree ad essere investite dalla tettogenesi sono quelle più interne e cioè quelle del margine europeo. Durante la fase precoce di tale stadio orogenico si origina l'edificio calabro-peloritano, costituito dall'impilamento di falde cristalline e dai resti delle originarie coperture sedimentarie mesozoiche. Esso, suturato durante l'Oligocene superiore-Burdigaliano inferiore dal flysch di Capo d'Orlando e nel Burdigaliano superiore-Serravaliano inferiore dalle calcareniti di Floresta e dalle marne di M. Pitò, subirà il trasporto orogenico *in toto* al disopra della Catena Appenninico-Maghrebide, partecipando passivamente ad ulteriori fasi tettogenetiche, compresi gli effetti dell'apertura del Bacino Tirrenico.

Lo Stadio Balearico portò probabilmente alla definitiva chiusura del braccio della Tetide Alpina e alla collisione tra la Placca Europea ed il margine afro-adriatico, rappresentato nell'area in esame dalla crosta panormide (che include anche il basamento originario delle piattaforme campano-lucane).

Al consumo della crosta oceanica alpino-tetide, in contemporanea con l'apertura del Bacino di retroarco Balearico e la rotazione antioraria del Blocco Sardo-Corso, si associa la messa in posto di estese falde sicilidi, ampiamente presenti sia in Sicilia, che in Appennino meridionale, al di sopra delle piattaforme carbonatiche panormide e campano-lucane.

Le successioni flyschoidi dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore sono caratterizzate, sia in Appennino meridionale (SERV. GEOL. D'It., 2005; CARBONE *et alii*, 2005) che in Sicilia, da arenarie tuftiche (cf. flysch Troina-Tusa e/o Tufti di Tusa) e dal flysch di Albidona del Miocene inferiore, che testimoniano la presenza di un arco vulcanico legato al complesso di subduzione della Tetide Alpina.

Ulteriori aspetti dello Stadio Balearico sono il "*rifting*" del margine occidentale sardo, l'apertura del bacino Balearico di retroarco e la formazione del cuneo orogenico con vergenza afro-adriatica. Ciò è osservabile sia nell'Appennino meridionale che in Sicilia, ma con alcune differenze: nel primo tra le unità silicoclastiche del Miocene inferiore si ha la sequenza torbiditica del flysch di Albidona localizzato nelle porzioni esterne del "Bacino pre-Irpino" e cioè del Bacino Alpino-Tetideo. Ciò è dedotto dalla sedimentazione mista silicoclastica e calciclastica, quest'ultima derivante dalla piatta-

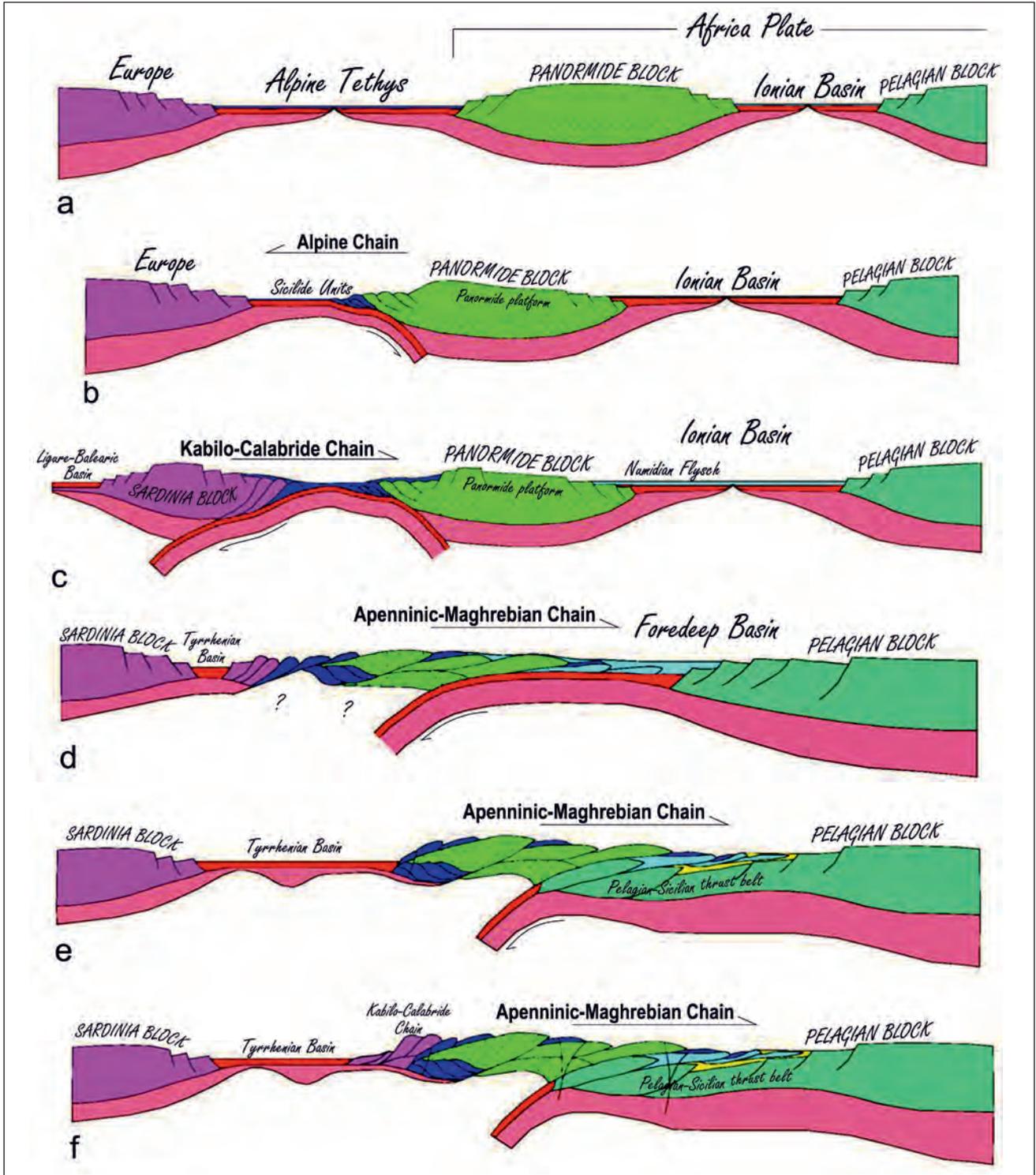


Fig. 499 - Ricostruzioni paleogeografiche lungo un transetto orientato nord-sud dalla Sardegna al Canale di Sicilia. (a) Durante il Giurassico superiore le placche Europa e quella Afro-Adriatica erano separate dal bacino oceanico Alpino-Tetideo. (b) Durante lo stadio Eo-Alpino si formò l'orogene Alpino, guidato dalla subduzione verso sud della Tetide Alpina al disotto della placca Afro-Adriatica durante il Cretaceo-Eocene. (c) A partire dall'Oligocene (Stadio Balearico) si attiva una subduzione verso nord che coinvolge ciò che rimane della crosta Alpino-Tetidea. (d) La prima evidenza dell'inizio dell'apertura tirrenica si trova nei sedimenti del Miocene medio-superiore, ma l'oceanizzazione (e) riguarda il bacino del Vavilov a partire dal Pliocene. (f) L'arretramento dello slab ionico ha causato la migrazione verso SE del sistema orogenico, accompagnata dallo sviluppo di un sistema di faglie trascorrenti destre (Sistema Sud-Tirrenico), connesso alla contemporanea collisione tra il blocco Panormide e quello Pelagiano ad ovest e la subduzione attiva sotto l'Arco Calabro-Peloritano ad est.

- Palaeogeographic reconstructions along a north-south-oriented transect from Sardinia to the Sicily Channel (a). During the Late Jurassic time the Europe and Afro-Adriatic plates were separated by the Alpine Tethys Ocean. (b) During the Eo-Alpine stage the Alpine orogen was built up, driven by the southward subduction of the Alpine Tethys Ocean below Afro-Adriatic plate during the Cretaceous-Eocene. (c) Since the Oligocene (Balearic stage), a northward subduction of a remnant Alpine Tethys occurred. (d) The first evidence of the beginning of the Tyrrhenian opening is found in the Middle-Late Miocene sediments, but the oceanization (e) has been recorded in some parts of the Vavilov basin since Pliocene times. (f) The subduction hinge retreat of the Ionian lithosphere caused the southeastward migration of the orogenic system and the development of a transcurrent system (South Tyrrhenian System) linked to the coeval collision between the Panormide Block and the Pelagian one to the west and the active subduction beneath the Calabro-Peloritani Arc to the east.

forma carbonatica appenninica originariamente collocata all'esterno, che durante il Miocene inferiore rappresentava l'avampaese. Verso le aree interne il flysch di Albidona passava lateralmente alle Tufiti di Tusa, come dimostrano i frequenti livelli vulcanoclastici. Contemporaneamente, nelle aree più esterne nell'avampaese ionico si depositavano le successioni pelitico-quarzarenitiche del flysch numidico (v. tab. 4).

Durante lo Stadio Balearico la Piattaforma Panormide ha giocato il ruolo di avampaese e successivamente di avanfossa con una contemporanea più o meno completa chiusura del Bacino Alpino-Tetideo, poco prima che subisse, all'inizio del successivo Stadio Tirrenico, il trasporto orogenico sulle Ionidi. In tale contesto geodinamico le coperture numidiche occupavano un'ampia area del sistema avanfossa-avampaese. Durante l'Oligocene si depositavano sulle piattaforme carbonatiche la f.ne Gratteri e le argille di Portella di Mandarinini, le cui megabrecce vanno oggi interpretate come depositi di rampa originati dalle piattaforme carbonatiche, prima (CATALANO *et alii*, 1978), e non durante (OGNIBEN, 1960) il trasporto tettonico delle Unità Panormidi. Verso l'alto della successione l'intervallo Aquitaniano-Burdigaliano con i potenti banconi quarzarenitici rappresenta il caratteristico litotipo del flysch numidico. Tale successione è troncata da un intervallo prevalentemente marnoso di età Burdigaliano-Langhiano, che marca la fine della sedimentazione esclusivamente quarzosa. Si tratta delle marne di Castelbuono, relativamente alle Unità Panormidi, e della f.ne Tavernola per le Unità Imeresi; esse rappresentano a quel tempo depositi di avanfossa e verranno successivamente ricoperte dalla falde sicilidi.

Verso le aree esterne le coperture numidiche risultano coeve con le successioni glauconitiche delle Unità Sicane e dell'Unità di M. Judica, che rappresentano delle aree di sedimentazione "epicontinentali", raggiunte dalla tectogenesi al passaggio Serravalliano-Tortoniano.

2.3. - STADIO TIRRENICO

A partire dal Miocene medio-superiore la subduzione si trasferisce all'esterno, interessando la crosta ionica, accompagnata dall'apertura del Tirreno come bacino di retroarco: si sviluppa così lo Stadio Tirrenico, in gran parte responsabile dell'attuale configurazione dell'orogene (fig. 499d-f). Le coperture carbonatiche appenninico-panormidi, con le unità alpino-tetidee già impilate nello stadio precedente, sovrascorrono sulle Ionidi. Con la consumazione dei settori a crosta oceanica ionica, le coperture bacinali ivi ospitate, a loro volta scollate, si estendono tettonicamente sui margini del-

l'avampaese africano. Successivamente, a partire dal Miocene superiore, contemporaneamente all'apertura del Bacino Tirrenico, le sequenze carbonatiche appartenenti al margine dell'avampaese daranno origine al Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano.

L'interpretazione delle linee sismiche CROP-Mare mostra la presenza dello *slab* ionico (v. fig. 5b) lungo i margini tirrenici, sia in Sicilia che sulla costa del Cilento (v. fig. 5a), la quasi totale consumazione della crosta ionica in questo settore, l'estesa sovrapposizione tettonica delle Ionidi al di sopra del margine afro-adriatico espresso dal Sistema a *Thrust* Esterno ed il conseguente stato collisionale tra crosta panormide e crosta afro-adriatica (v. fig. 163).

Ulteriori dati di terreno, integrati da analisi stratigrafico-strutturali e geofisiche, mostrano che la Sicilia e il Tirreno meridionale sono dominati da una tettonica trascorrente legata all'evoluzione del bacino di retroarco tirrenico. Oltre ai sistemi di faglie trassensive destre, orientate NO-SE (Sistema Sud-Tirrenico), sono presenti sistemi antitetici a componente sinistra, orientati NE-SO, cui si associano faglie normali circa meridiane (Sistema Medio-Tirrenico, BARRECA & CARBONE, 2008) e *thrust* sud-vergenti: tutte queste strutture sono coeve e cinematicamente compatibili (v. fig. 6).

I dati osservati da GUARNIERI (2004) nei Monti di Trabia dimostrerebbero che i movimenti trascorrenti destri portarono all'attivazione di un set di faglie sinistre e antitetiche del Sistema Sud-Tirrenico e che la rotazione dei blocchi e il movimento sinistro costituirebbero due espressioni contemporanee di un singolo evento deformativo.

Inoltre il processo collisionale ha dato luogo ad una zona di culminazione assiale (dorsale Madonie-Nebrodi-Peloritani), delimitata a sud da fronti di accavallamento obliqui e caratterizzata da fenomeni di "fuori sequenza" talora con abbandono dei processi di avanzamento al fronte della catena ed ha prodotto anche una vasta area meridionale strutturalmente depressa, impropriamente denominata "Bacino di Caltanissetta", che rappresenta un insieme di bacini-satellite del Miocene superiore-Pleistocene inferiore collegato verso l'esterno all'Avanfossa Gela-Catania.

Infine, oltre alla tettonica legata ai grandi ricoprimenti di unità alloctone, non vanno sottovalutati i fenomeni di scollamento di successioni flyschoidi, con un trasferimento in parte o *in toto* delle coperture verso le aree esterne. Ciò ha indotto sovente in errori nell'attribuzione cronologica delle fasi di trasporto orogenico di unità tettoniche. Un esempio è rappresentato dal ricoprimento delle Unità Panormidi al disopra dell'Unità Imerese. Esso veniva attribuito

all'Oligocene superiore (OGNIBEN, 1960; LENTINI & VEZZANI, 1974; GRASSO *et alii*, 1978) sulla base dell'età delle argille di Portella Colla affioranti, al tetto della successione imerese, nella località omonima fra le Madonie occidentali e quelle orientali. Tale fenomeno appariva tuttavia alquanto precoce nel contesto dell'evoluzione geodinamica dell'intero orogene e aveva come conseguenza di attribuire un significato di "mesoautoctono" alla sovrastante copertura numidica. Le ulteriori conoscenze dei rapporti tra le successioni numidiche affioranti e in sottosuolo hanno messo in evidenza che enormi volumi di flysch numidico sono da ritenersi scollati e trasferiti su aree più esterne, come avviene per i vasti affioramenti numidici sovrapposti al Sistema a *Thrust* Esterno di Rocca Busambra (v. fig. 166).

3. - CARATTERI STRUTTURALI

Se da una parte l'attuale configurazione regionale è stata disegnata dalle strutture più recenti dello Stadio Tirrenico, che controllano le linee di costa e l'orografia complessiva, dall'altra l'edificio orogenico, e con esso i rapporti geometrici tra le differenti successioni tettono-stratigrafiche affioranti, si è delineato durante tutta la sua storia deformativa polifasica. Nella prima parte di questo capitolo verranno trattati i rapporti tra le unità tettoniche principali e soprattutto verranno presi in considerazione gli elementi che consentono di datare i vari ricoprimenti tettonici, dal momento che gli elementi strutturali specifici delle varie unità sono stati descritti nei singoli inquadramenti geologici. La seconda parte viene dedicata alla descrizione dei principali lineamenti strutturali, che ritagliano l'edificio orogenico e che sono responsabili dell'odierno quadro geologico-strutturale.

La complessità strutturale ha dettato l'esigenza di separare nella carta geologica allegata i contatti tettonici di accavallamento in due differenti categorie distinte sulla base del loro significato tettonico, che si riflette anche in una netta distinzione delle geometrie delle strutture stesse. Da un lato sono stati segnalati i contatti di "ricoprimento tettonico": questi corrispondono a superfici con geometria sub-orizzontale, estese decine di chilometri, lungo le quali si è realizzata una notevole entità di sovrapposizione; ciò avviene generalmente tra successioni di diversa collocazione paleogeografica. Tali strutture sono connesse a grandi fenomeni di scollamento, che si verificano per gli orizzonti crostali superficiali dagli elementi litosferici più profondi, per le coperture sedimentarie rispetto al basamento oppure per gli intervalli flyschoidi dal substrato generalmente carbonatico. Tali fenomeni

possono verificarsi a varie scale, anche localmente all'interno delle stesse successioni meso-cenozoiche, ma una caratteristica dei ricoprimenti è quella di mantenere inalterati per distanze notevoli i rapporti tra i terreni al letto e al tetto della struttura.

L'età dei ricoprimenti è variabile in funzione della polarità orogenica con generale ringiovanimento degli eventi della prima deformazione verso le aree esterne. Per esempio nella Catena Calabride, che rappresenta l'edificio più interno, le varie falde di basamento insieme con i resti delle originarie coperture sedimentarie meso-cenozoiche si sono messe in posto nell'Oligocene inferiore, mentre la sovrapposizione sulla Catena Appenninico-Maghrebide è precedente all'Oligocene superiore con ripresa poi nel Miocene inferiore (v. Titolo III, Par. 3.7.).

Nell'assetto attuale i ricoprimenti non sempre conservano la loro giacitura originaria, ma possono risultare ripiegati e dislocati da strutture contrazionali più recenti, che costantemente si sono succedute, nei diversi settori dell'orogene, ai ricoprimenti stessi. Si è potuto verificare che il piegamento dei ricoprimenti segue le lunghezze d'onda delle pieghe delle unità di letto; non sono altrettanto significative le lunghezze d'onda di piegamento delle unità di tetto che, nella maggior parte dei casi, risultano totalmente disarmoniche rispetto a quelle del contatto tettonico basale.

Nella tipologia dei "sovrascorrimenti secondari" rientrano i fenomeni di *breaching*, che consistono nell'attivazione di faglie inverse, che ritagliano i contatti di ricoprimento e possono dare origine a sovrapposizioni anomale rispetto ai rapporti originari. Tali strutture possono essere confuse con superfici di *thrust* ad alto angolo che si radicano nel *sole-thrust* del ricoprimento tettonico, risultando così degli *splay* di quest'ultimo.

Inoltre fenomeni di retrovergenza sono frequenti e possono esprimersi, oltre che con sistemi di *thrust*, come avviene nei Monti di Palermo (v. Tav. 5), anche in pieghe, i cui fianchi si presentano rovesciati verso nord, come nei terreni messiniani della sinclinale di Nicosia (v. fig. 409), nelle Unità Sicilidi affiorante a sud di S. Teodoro, dove la successione "argille varicolori superiori-flysch numidico della Sottounità di Nicosia appare rovesciata verso nord e nella sinclinale del flysch di Reitano dei dintorni di Capizzi, che a SE del paese presenta il fianco meridionale rovesciato.

Dei fenomeni di scollamento con migrazione di notevoli volumi di terreni flyschoidi verso aree esterne si è riferito ripetutamente in queste note. Va ricordata qui l'influenza della deformazione del Sistema a *Thrust* Esterno sulle soprastanti coltri, che tendono a rimobilizzarsi con ulteriori fenomeni di trasporto orogenico o di varie forme di adeguamento. Esempi sono stati descritti per le aree a sud

di Rocca Busambra e per M. Genuardo (v. fig. 111).

Meccanismi di questo tipo, e cioè di adeguamento di elementi superficiali alla tettonica profonda, sovente espressi da culminazioni strutturali, possono spiegare l'estensione chilometrica delle coltri argillose come quelle sicilidi, le argille brecciate, ovvero le alternanze argilloso-arenacee del flysch numidico "alloctono".

3.1. – RAPPORTI GEOMETRICI FRA UNITÀ TETTONICHE ED ETÀ DEI RICOPRIMENTI

La figura 497 riassume i rapporti di sovrapposizione tettonica fra le unità affioranti in Sicilia lungo un transetto orientato N-S con indicazione della fase orogenica responsabile della strutturazione. Trattandosi di un profilo schematico, spostando la traccia parallelamente verso ovest le unità tettoniche possono presentare delle modifiche: per esempio il Sistema a *Thrust* Esterno, ovunque sepolto in Sicilia orientale, nelle aree occidentali è ampiamente esposto.

Alla sommità dell'edificio si trovano le unità della Catena Calabride, i cui caratteri strutturali e la sovrapposizione sopra le unità maghrebidi sono stati ampiamente descritti nel Titolo III, Par. 3.7. Successivamente essa ha partecipato passivamente alla costruzione e al trasporto verso l'esterno della Catena Appenninico-Maghrebide (CAM), così come ha subito l'influenza dell'apertura tirrenica.

Al tetto della CAM si trovano le Unità Sicilidi, che tuttavia si estendono fino a raggiungere il cuneo frontale a costituire parte della Falda di Gela (v. fig. 82), a causa delle fasi tettoniche più recenti e della loro "mobilità tettonica", che si traduce spesso in una "telealloctonia". In questo caso non viene rispettato il criterio generale, secondo il quale le unità tettoniche che occupano la sommità di una pila di falde vanno considerate come originariamente più interne; nei fatti le Unità Sicilidi si tro-

vano anche alla base della pila e contribuiscono in gran parte a formare il cuneo frontale.

I caratteri strutturali, i rapporti tra i terreni che compongono le falde sicilidi e la ricostruzione dell'evoluzione geodinamica sono stati trattati nel Titolo III, Par. 2.3.

L'età del trasporto orogenico di queste unità alpino-tetidee si può dedurre dall'età delle Tufiti di Tusa e del flysch numidico di Nicosia, che risulta burdigaliana, e dalla datazione dei livelli al tetto del flysch numidico (marne di Castelbuono e f.ne Tavernola, rispettivamente Burdigaliano superiore e Langhiano). Ulteriori sovrascorrimenti su termini esterni, come l'Unità di M. Judica, ovvero le Unità Sicane vanno assegnati al Miocene medio e superiore. Come già descritto, le medesime unità compongono, assieme a terreni mio-pliocenici, la Falda di Gela.

All'inizio dell'apertura del Bacino Tirrenico (Stadio Tirrenico) le piattaforme carbonatiche del Blocco Panormide, scollatesi dal loro basamento (Crosta Panormide), vanno in ricoprimento sulle Unità Imeresi. Riguardo il rapporto di sovrapposizione delle prime sulle seconde si è trattato nel Titolo III, Par. 2.2., riportando le osservazioni sul terreno sia nei Monti di Palermo, che nelle Madonie, ambedue località classiche per il riconoscimento del ricoprimento delle Unità Panormidi su quelle Imeresi (figg. 500, 501).

Nei Monti di Palermo, dove FABIANI & TREVISAN (1940) riconobbero la falda panormide, le successioni calcareo-dolomitiche del margine della piattaforma (Sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio), cioè di transizione imerese-panormide, prive della f.ne Crisanti, sono in ricoprimento sulla successione imerese di Sagana ad ovest della città (v. Tav. 5). Quest'ultima riaffiora in finestra tettonica fra Monreale e Altofonte (Cozzo Meccini) e più estesamente nella zona di Belmonte Mezzagno-Misilmeri e fra Piana degli Albanesi e S. Cristina Gela a sud di Palermo. I rapporti di sovrapposizione delle



Fig. 500 – Panoramica delle Madonie dai dintorni di Caltavuturo: si osserva da sinistra a destra l'anticlinale di M. dei Cervi appartenente all'Unità Imerese, che si immerge al disotto della successione carbonatica panormide (Sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio).

- Panorama of the Madonie Mountains from Caltavuturo area: you can observe from left to right the M. dei Cervi anticline, belonging to the Imerese Unit, dipping beneath the panormide carbonate succession (M. San Salvatore-M. Cuccio Subunit).



Fig. 501 – Panorama del versante occidentale dei Monti delle Madonie: nei pressi del paese di Collesano affiora la successione imerese costituita dalle f.ni Fanusi e Crisanti, in fondo il massiccio di Pizzo Carbonara, appartenente all'Unità Panormide (Sottounità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo).

- Panorama of the western side of the Madonie Mountains: near Collesano village crops out the Imerese succession, composed of the Fanusi and Crisanti fms., in the background the Pizzo Carbonara massif, belonging to the Panormide Unit (Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo Subunit).

Unità Panormidi sulle Imeresi si osservano, oltre che nell'area di M. Cuccio (v. Titolo III, Sottopar. 2.2.1.), anche nella zona di Aglisotto a SE di M. Gradara, dove la F.ne Mufara in ricoprimento sul flysch numidico è ribassata da una faglia orientata NNE-SSO, che delimita la f.ne Crisanti (v. Tav. 5).

Al fine di meglio chiarire la successione tettono-stratigrafica che caratterizza i Monti di Palermo, è stato elaborato un profilo schematico, non in scala, orientato NNO-SSE, lungo il quale sono stati ricostruiti i rapporti di sovrapposizione tettonica osservati sul terreno dall'area di M. Kumeta a quella di M. Cuccio, passando dalla dorsale di Pizzo Mirabella, dalle aree di M. Gradara, Sagana e M. Giblimesi, anche se non esattamente allineati (fig. 502). Tale profilo geologico, anche se schematico, vuole mettere in risalto i rapporti fra le unità strutturali. Il tratto meridionale attraversa la dorsale di M. Kumeta, lungo la quale il Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano affiora; di essa sono stati descritti nel Titolo III, Par. 1.5. i caratteri stratigrafici e strutturali. L'area a nord della dorsale, ribassata da faglie e occupata dal Lago di Piana degli Albanesi, è caratterizzata dall'Unità Imerese, che unitamente alla sua copertura numidica si trova in ricoprimento sugli orizzonti del Miocene superiore della Sottounità M. Kumeta. A Punta della Moarda, a sud di Altofonte, si realizza l'accostamento tettonico e la transizione originaria fra i terreni della Sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio e quelli dell'Unità Imerese. Nel tratto compreso tra Altofonte e la periferia di Monreale affiora in finestra l'Unità Imerese (Cozzo Meccini). CATALANO *et alii* (2013a) interpretano questo affioramento come "la struttura più profonda nella pila tettonica delle Unità S.S. Imeresi?". Non si comprende come si possa conciliare tale interpretazione con la sovrapposizione delle Unità Imeresi sulle Unità Panormidi sostenuta dagli stessi autori. Inoltre una ragionata osservazione di terreno permette di considerare i suddetti affioramenti di M. Meccini cor-

relabili con gli ampi affioramenti di Unità Imeresi dell'area di Belmonte Mezzagno-Misilmeri, perché semplicemente ribassati dal sistema di faglie orientate NE-SO, che collega Altofonte e Villagrazia sul versante in destra della Valle del F. Oreto.

Procedendo verso nord il profilo geologico taglia la zona di M. Cuccio, di cui si è scritto ripetutamente e in particolare nel Titolo III, Sottopar. 2.2.1., per entrare negli affioramenti più tipici della piattaforma carbonatica panormide: Cozzo di Lupo, Castellaccio, Raffo Rosso, le cui facies sono state oggetto di ampie e approfondite analisi da parte dei ricercatori palermitani, ai quali si rimanda per i caratteri stratigrafici (v. bibliografia in CATALANO *et alii*, 2013a).

In conclusione risulta evidente che la successione verticale è così costituita dal basso verso l'alto: Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano (Sottounità M. Kumeta), Unità Imerese, Sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio, Unità Panormidi *s.s.*; all'interno di queste ultime si possono distinguere ulteriori sottounità: Pecoraro-Colombrina, Cozzo di Lupo e M. Gallo-M. Palmeto. Tale successione rispecchia anche l'originaria posizione paleogeografica: dall'esterno, la prima sottounità, verso l'interno le ultime. Le linee sismiche del Progetto CROP-Mare indicano che le piattaforme carbonatiche si sono scollate dalla relativa crosta riconoscibile nel settore meridionale del Bacino Tirrenico.

Nella valle del F. Jato a SO di Palermo la sottounità di margine della piattaforma panormide (Sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio) è costituita alla base dalla F.ne Mufara, da calcari selciferi fortemente dolomitizzati passanti a doloruditi risedimentate e gradate, e direttamente coperte in paraconcordanza dal flysch numidico. Questa successione, già tettonicamente sovrapposta sull'Unità Imerese *s.s.*, forma un'anticlinale con asse orientato mediamente E-O (fig. 503, v. anche fig. 502), che assume il significato di un *cut-off* (fig. 504) sovrascorso con vergenza meridionale sugli orizzonti del Serravalliano-Tortoniano inferiore (marne di S. Ci-

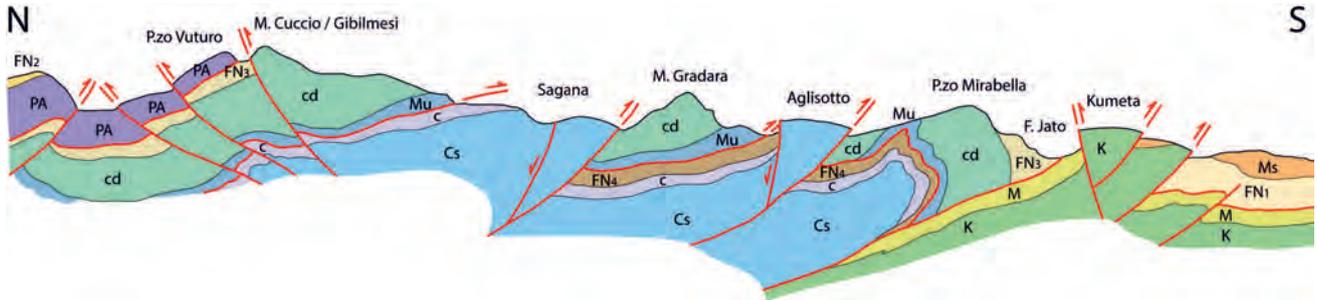


Fig. 502 – Profilo schematico (non in scala) dalla dorsale di M. Kumeta a Pizzo Vuturo (ad ovest di Palermo). Sistema a Thrust Siculo-Pelagiano: K- Successione carbonatica di M. Kumeta, M- marne di S. Cipirello e calcareniti di Corleone; Unità Imerese: Cs- f.ni Scillato e Fanusi, c- f.ni Crisanti e Caltavuturo, FN₄- flysch numidico e f.ne Tavernola; Sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio: Mu- F.ne Mufara, cd- calcari con selce e dolomie, FN₃- argille di Portella di Mandarini e flysch numidico; Unità Panormidi s.s.: PA- Successione carbonatica meso-cenozoica, FN₂- flysch numidico; FN₁- flysch numidico “alloctono”; Ms- f.ne Terravecchia.
- Schematic profile (not to scale) from the ridge of M. Kumeta to Pizzo Vuturo (west of Palermo). Pelagian-Sicilian Thrust Belt: K- carbonate succession of M. Kumeta, M- San Cipirello marls and Corleone calcarenites fms.; Imerese Units: Cs- Scillato and Fanusi fms., c- Crisanti and Caltavuturo fms., FN₄- numidian flysch and Tavernola fm.; M. San Salvatore-M. Cuccio Subunits: Mu- Mufara Fm., cd- cherty limestones and dolomites, FN₃- Portella di Mandarini clays and numidian flysch; Panormide Units s.s.: PA- Meso-Cenozoic carbonate succession, FN₂- numidian flysch; FN₁- allochthonous numidian flysch, Ms- Terravecchia fm.



Fig. 503 - Panoramica del versante destro della Valle del F. Jato, a sud di Palermo. La Sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio, assieme alla copertura numidica è in ricoprimento sui livelli del Serravalliano-Tortoniano inferiore (marne di S. Cipirello) che compongono il tetto di M. Kumeta (Sistema a Thrust Esterno).
- Panorama of the right side of the F. Jato Valley, south of Palermo. The M. San Salvatore-M. Cuccio Subunit, together with the numidian cover tectonically lies over the Serravallian-Lower Tortonian levels (S. Cipirello marls fm.), that compose the top of M. Kumeta (External Thrust System).

pirello) del M. Kumeta, cioè del Sistema a Thrust Siculo-Pelagiano (v. anche tav. 5). Ciò indica che l'età di tale ricoprimento è post-Tortoniano inferiore. A nord della dorsale di Cozzo Mirabella in Contrada Aglisotto affiora la f.ne Crisanti dell'Unità Imerese per effetto di un thrust sud-vergente. Lo stesso avviene sul versante settentrionale di M. Gradara, dove affiora la f.ne Crisanti collegata verso nord ai più vasti affioramenti dell'Unità Imerese, sottostante a sua volta ai corpi calcareo-dolomitici di M. Gibilmese-S. Martino delle Scale-M. Cuccio.

Dall'area di Palermo l'estremo fronte delle Unità Panormidi passa a nord dei Monti di Trabia e di M. San Calogero, come dimostrano i blocchi di calcari a coralli mesozoici disseminati all'interno del flysch numidico, osservabili lungo l'autostrada A19 e allo svincolo di Termini Imerese.

I terreni della piattaforma carbonatica riappaiono nelle Madonie orientali, mantenendo un allineamento ovest-est e passando in sottosuolo in corrispondenza del versante meridionale dei Monti Nebrodi. Dati della geofisica profonda riconoscono la prosecuzione verso est fin sotto l'Aspromonte.



Fig. 504 – Dettaglio della fig. 503, che mostra gli strati verticali dei calcari con selce e dolomie della Sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio, appartenenti ad una grande piega frontale con asse E-O (cut-off).
- Detail of fig 503, showing vertical strata of cherty limestone and dolomite of the M. San Salvatore-M. Cuccio Subunit, belonging to a frontal big fold with EO axis (cut-off).

Sotto il termine di Ionidi sono state raggruppate quelle successioni meso-cenozoiche a prevalente carattere bacinale, descritte in precedenza

come unità Sicane, M. Judica, Gagliano, Imeresi e Lercara, ed originariamente ospitate nel Paleobacino Ionico. Tali successioni si estendono sino ad orizzonti clastici ascrivibili al Serravalliano (M. Judica ed Imeresi) ovvero al Tortoniano inferiore (Sicani), mostrando così un inizio della deformazione tardivo rispetto alle unità più interne. Al disopra delle Unità Ionidi poggiano le Unità Sicilidi, cui si associa l'Unità Lercara, e tutte assieme vengono ulteriormente trasportate verso le aree di avampaese.

Per quanto riguarda l'Unità di Lercara, essa è compresa tra le coperture tortoniane al tetto e le Unità Sicane a letto. I rapporti di sovrapposizione tettonica sul flysch numidico "esterno" sono chiari sul fianco meridionale dell'anticlinale numidica, visibile a M. Lista S. Giorgio alla confluenza tra Vallone Macaluso e il F. San Leonardo (a NE di Vicari). In questa zona il flysch numidico e la sovrastante formazione Tavernola formano un'anticlinale di rampa sud-vergente, cioè una culminazione strutturale, che modifica l'originale rapporto di sovrapposizione dell'Unità di Lercara sui livelli numidici. Tale unità inoltre è collocata in depressioni strutturali, come a Cozzo Rasoloccolo nei pressi di Cerda, dove occupa la stessa posizione strutturale delle Unità Sicilidi, ricoperte in discordanza dalla f.ne Terravecchia della zona di Scillato

(v. Titolo III, Sottopar. 2.1.7.).

Nel Titolo III, Par. 1.1., nelle figure 108 e 118 tratte da CATALANO *et alii* (2000a), il profilo a direzione meridiana a sud di Rocca Busambra permette di ricostruire con discreta attendibilità la sequenza temporale delle fasi tettoniche di trasporto, dedotte dai dati di campagna e dalle linee sismiche: i contatti di ricoprimento, come avviene in molti altri casi, risultano più recenti man mano che si va in profondità, ad eccezione della dorsale di Rocca Busambra, sollevatasi successivamente come prodotto fuori sequenza (*breaching*) del sottostante Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano.

Tali dati, arricchiti da osservazioni di campagna, mostrano come le strutture interne alle Unità Sicane ritagliano nettamente le marne di S. Cipirello del Serravalliano-Tortoniano inferiore, comprese anche le soprastanti unità alloctone (Unità Lercara) (v. Tav. 4). Sul versante meridionale dei Monti Sicani le successioni meso-cenozoiche formano un fronte esteso in senso ovest-est, in accavallamento sulla formazione Terravecchia, coinvolgendo anche le evaporiti messiniane, estremamente deformate (fig. 505). Pertanto l'età del sovrascorrimento è pliocenica.

Verso ovest nei dintorni di Burgio e di Sambuca di Sicilia la deformazione interessa anche depositi plio-pleistocenici (v. fig. 167).



Fig. 505 – Panoramica della dorsale (da est ad ovest) M. Cammarata, M. Gemini, Pizzo della Rondine e Pizzo dell'Apa, costituita da Unità Sicane in ricoprimento sulla f.ne Terravecchia (a). A sud di M. Cammarata i calcari con selce (f.ne Scillato) del Trias superiore sono sovrapposti tettonicamente alle argille tortoniane della f.ne Terravecchia (b).

- Bird's eye view of the ridge (from east to west) M. Cammarata, M. Gemini, Pizzo della Rondine e Pizzo dell'Apa, that is made up by Sicanian Units overthrusting the Terravecchia fm. (a). South of M. Cammarata the Upper Triassic cherty limestones (Scillato fm.) thrust over the Late Tortonian clay of the Terravecchia fm. (b).

Gli elementi strutturali sopra descritti risultano coevi con l'apertura del Bacino Tirrenico, i cui effetti sull'attuale configurazione dell'Orogene Apenninico-Maghrebide e sulla conformazione ad arco del settore calabro-peloritano sono sostanzialmente mio-pliocenici e quaternari.

A partire quindi dal Miocene superiore la migrazione del sistema catena-avanfossa ha portato al progressivo coinvolgimento delle unità già impilate e dei vari depositi di avanfossa con la formazione di cunei tettonici e di bacini satellite. In Sicilia centrale è possibile distinguere un *wedge* costituito da depositi clastici del Miocene medio-superiore (f.ne Castellana Sicula) con intercalazioni di *mélanges* derivanti dalle Unità Sicilidi e di olistostromi (argille brecciate). Essi sono ricoperti in discordanza dalla f.ne Terravecchia, che passa verso l'alto alle evaporiti messiniane e ai Trubi del Pliocene inferiore. L'intera successione sedimentaria si presenta fortemente deformata con strette pieghe e costituisce gran parte del cuneo alloctono mio-pliocenico della Falda di Gela, di cui si è trattato in precedenza.

Attualmente si distinguono due vaste depressioni strutturali, il "Bacino di Castelvetrano" e il "Bacino di Caltanissetta", che costituiscono avanfosse interne occupate da un cuneo orogenico (*thrust-wedge*).

La Depressione di Castelvetrano è confinata a nord dalle dorsali appartenenti al Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano (Monte S. Giuliano di Erice, Monti di San Vito lo Capo, M. Inici e M. Bonifato), dalle propaggini occidentali dei Monti di Palermo e dalla dorsale di M. Kumeta, e ad est dai Monti Sicani. Questo settore è caratterizzato da un sistema a *thrust* prevalentemente sepolto, nel quale le successioni mesozoiche sono ricoperte in discordanza da biocalcareni glauconitiche (equivalenti alle calcareniti di Corleone), che a loro volta passano alle marne di S. Cipirello. Queste ultime sono sormontate tettonicamente da lembi di flysch numidico e formazioni di origine più interna (Unità Prepanormidi di CATALANO *et alii*, 2000a). La f.ne Terravecchia e le evaporiti poggiano in discordanza sulle varie unità, ma sono a loro volta deformate, in particolare a sud dei Monti Sicani. Procedendo verso sud le unità alloctone chiudono e la sedimentazione mio-pliocenica, più o meno lacunosa, assume via via il carattere dei depositi di avampaese (dorsale di M. Magaggiaro e zona di Sciacca). Nel Titolo III, Par. 1.1. sono stati forniti elementi sullo stile strutturale delle unità tettoniche presenti in Sicilia occidentale.

La Fossa di Caltanissetta è delimitata a nord dai Monti di Trabia e di Termini Imerese, e dalle dorsali delle Madonie e dei Nebrodi; verso ovest il confine con i Monti Sicani è rappresentato da un

importante elemento strutturale localizzato lungo la Valle del F. Platani (v. Tav. 4); verso est si estende a comprendere l'intero settore centro-meridionale dell'Isola, attraverso l'area di Enna-Caltanissetta fino a Centuripe-M. Judica, e verso sud ai settori di Agrigento-Licata, fino ad includere il cuneo frontale della Catena Apenninico-Maghrebide (Falda di Gela).

La Fossa di Caltanissetta, un tempo ritenuta una profonda depressione, delimitata da faglie dirette e riempita da vari chilometri di olistostromi (BENEO, 1958), è in realtà caratterizzata da un regolare e geometricamente ben definito sistema a *thrust*, costituito da Unità Ionidi, scollatesi dal relativo basamento oceanico in subduzione, riconoscibile nelle linee sismiche lungo la costa tirrenica (v. fig. 163). Le coperture terziarie sono rappresentate dal flysch numidico oppure da depositi glauconitici, ricoperti tettonicamente da ingenti volumi di Unità Sicilidi, incluso il flysch numidico "alloctono", a loro volta sigillati in alto dai depositi mio-pliocenici (*thrust-top basin deposits*) fortemente deformati, costituiti dalla f.ne Castellana Sicula, dalla f.ne Terravecchia, dalle evaporiti messiniane e dai Trubi, ricoperti in discordanza dai cicli plio-pleistocenici (v. Titolo III, Sottopar. 4.4.7.).

3.2. – ELEMENTI DI NEOTETTONICA

Per comprendere il quadro strutturale odierno si deve tener conto preliminarmente di alcuni dati fondamentali, selezionati dall'inquadramento geologico descritto nel Titolo I, Cap. 2. Il primo dato è la distribuzione delle croste e per conseguenza vanno distinte le aree di subduzione attiva, da quelle in stato collisionale. Il modello, descritto nel Cap. 2, si basa soprattutto sull'estensione della crosta nord-africana fino a raggiungere il margine tirrenico, dove forma uno *slab*, quasi del tutto subdotto e attualmente inattivo (FINETTI *et alii*, 2005a; v. anche figg. 4 e 163). Nella stessa zona è stata riconosciuta una crosta continentale (Crosta Panormide), in stato collisionale con quella africana. Ad est del Golfo di Patti e per tutto il segmento calabro-peloritano si riconosce perfettamente lo *slab* ionico (v. fig. 5) e la subduzione risulterebbe ancora attiva. Tale situazione crea uno svincolo nel *belt* orogenico, anche per effetto dell'arretramento dello *slab* ionico ed il corrispondente flusso del mantello tirrenico. L'espressione superficiale è rappresentata dal Sistema Sud-Tirrenico già in precedenza descritto (v. Titolo I, Cap. 2.).

Nell'*offshore* tirrenico FINETTI (2004) denomina Faglia di Vulcano un elemento strutturale con componente di movimento destro di notevole importanza, perché trasferisce verso SE l'edificio ca-

labride, e che avrebbe la sua continuità nella Scarpata Ibleo-Maltese. Più a SE nel Bacino Ionico DEL BEN *et alii* (2008) riconoscono una struttura trascorrente destra, che denominano *West Ionian tear-fault* (v. Titolo II, Par. 1.5.). Dall'interpretazione di linee sismiche nello Stretto di Messina FINETTI (2008) riconosce una struttura orientata N-S con componente destra (v. figg. 97 e 496).

A terra era stato riconosciuto da CRISTOFOLINI *et alii* (1977) ed analiticamente descritto da ATZORI *et alii* (1978) e da GHISETTI (1979) un importante allineamento strutturale, denominano Tindari-Letojanni (successivamente ribattezzato Tindari-Giardini). Tale sistema, con un'orientazione complessiva NNO-SSE (v. anche NAPPI *et alii*, 1976), collegherebbe le Isole Eolie con la Scarpata Ibleo-Maltese. Le superfici delle faglie, inclinate di 70-85° verso est, dislocano depositi terrazzati di età tirreniana, e presentano in prevalenza movimenti di tipo normale. GHISETTI (1979) ammette tuttavia l'esistenza di movimenti trascorrenti destri con rigetti dell'ordine di 6-7 km.

Durante il rilevamento geologico effettuato per la realizzazione dei Fogli 587 e 600 (Milazzo - Barcellona; SERV. GEOL. D'IT., 2011a) si è osservato che tale sistema è costituito da faglie orientate NO-SE intersecate da altre ad andamento N-S che ribassano verso est (fig. 506) e che le strie presenti sui marmi dell'Unità del Mela e sulle arenarie del flysch di Capo d'Orlando indicano una componente orizzontale (fig. 507).

Ulteriori analisi di campagna hanno accertato che il Sistema Sud-Tirrenico è riconoscibile in tutto l'entroterra siciliano, quale sistema di trasferimento

della fascia orogenica verso SE, man mano che ci si approssima all'Arco Calabro-Peloritano.

La distribuzione stessa delle Unità Calabridi, che occupano il settore nord-orientale della Sicilia e rappresentano l'estremità meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano, è la prova del trasferimento e del contemporaneo collasso dell'edificio sommitale del dominio orogenico. AMODIO MORELLI *et alii* (1976) hanno individuato come *tear-fault* la cosiddetta "Linea di Taormina", termine che ha ingenerato confusione, in quanto trattasi del fronte erosivo di un contatto di ricoprimento fossile delle Unità Calabridi su quelle Maghrebidi, ad andamento lobato e caratterizzato da vari *klippen* (S. Fratello, M. Furci e Pizzo Mueli) (v. figg. 364 e 367).

Non è semplice riconoscere tra le faglie riferibili al Sistema Sud-Tirrenico elementi trascorrenti che abbiano un carattere crostale, probabilmente perché in prossimità della superficie essi tendono a disperdersi nel complicato edificio orogenico. Lo *slab* ionico riconosciuto in corrispondenza del margine tirrenico della Sicilia, presenta, procedendo verso est, un progressivo arretramento in direzione SE, trovandosi prima al disotto del segmento peloritano, e poi di quello calabrese (v. fig. 496). Ciò indicherebbe la presenza di tagli crostali *en échelon*, orientati NO-SE a carattere trascorrente destro. In superficie una di queste strutture potrebbe essere rappresentata, nel settore Peloritano, dal Sistema di Tindari.

In Sicilia centro-orientale un elemento che denuncia la presenza di una struttura crostale è la torsione in senso orario dell'asse della sinclinale di



Fig. 506 – Veduta panoramica da nord della Valle del T. Failazza ad ovest degli abitati di Frassani e Campogrande. La Faglia di Tindari (f) ribassa verso est gli gneiss occhiadini (Unità dell'Aspromonte) (A), mettendoli a contatto con il Flysch di Capo d'Orlando (B) a sua volta ricoperto tettonicamente dalle Argille Scagliose dei Monti Peloritani con lembi delle Calcareni di Floresta (C).

- Panoramic view from north of the T. Failazza Valley west of the villages of Frassani and Campogrande. This area is downfaulted eastward by the Tindari Fault (f), that affects the augen gneiss (Aspromonte Unit) (A), putting them in contact with the Capo d'Orlando Flysch (B) in turn tectonically covered by the Argille Scagliose of Peloritani Mountains, with blocks of Floresta Calcareni (C).

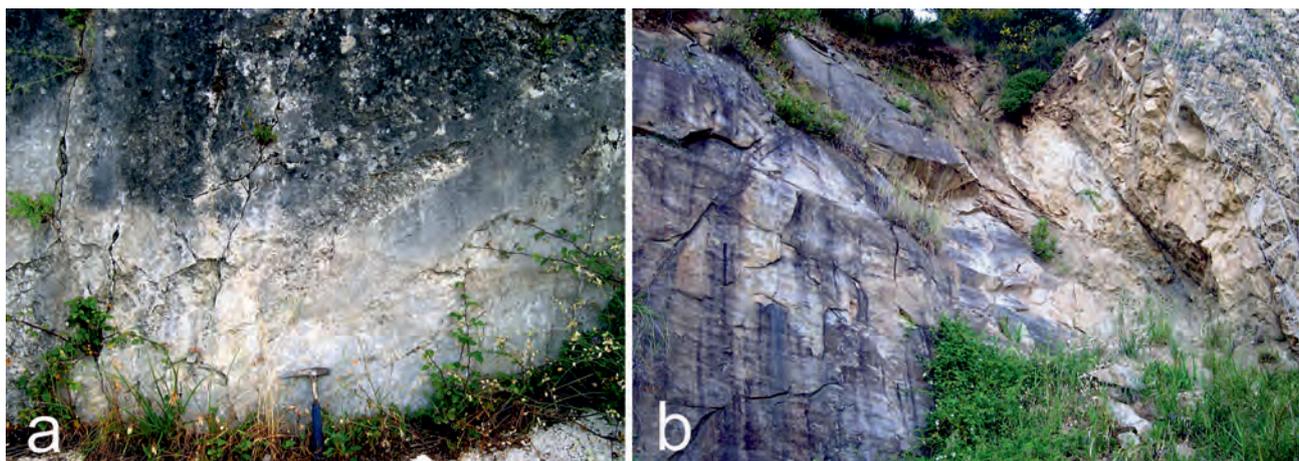


Fig. 507 – Faglia trascorrente destra di Tindari. Specchio di faglia nei calcari cristallini dell'Unità del Mela, nei pressi di Tindari sulla S.S. 113 Messina-Palermo, km 68. Le strie oblique indicano una componente destra del movimento (a). Strie orizzontali nelle arenarie del flysch di Capo d'Orlando affioranti in località Collaina a SO di Casino a sud di Falcone (b).

- Strike slip dextral Tindari Fault. Fault plane in the crystalline limestones of the Mela Unit, near Tindari along the SS 113 Messina-Palermo, km 68. The oblique striae indicate a dextral component of movement (a). Horizontal striae in the sandstones of the Capo d'Orlando flysch cropping out in Collaina locality, SW of Casino south of Falcone village (b).

Nicosia (v. fig. 409 e zona tra Nicosia e Nissoria nella Carta Geologica a scala 1:250.000), che indica un trascinalamento in destra della fascia orogenica; inoltre la deviazione di corsi d'acqua, come il F. Dittaino, evidenzia l'età estremamente recente di tale sistema. Tutto ciò farebbe ipotizzare l'esistenza di due lineamenti a carattere crostale, che delimiterebbero una fascia, all'interno della quale sarebbe ubicato l'edificio vulcanico del M. Etna (v. fig. 496).

I sistemi di faglie che con orientazione NNO-SSE tagliano il fianco orientale del M. Etna mostrano movimenti obliqui con componente destra, come la faglia di S. Leonardello, che taglia colate del tardo Wurmiano (MONACO *et alii*, 1997; AZZARO *et alii*, 1999).

L'attività del Sistema Sud-Tirrenico è dimostrata anche nei rilievi sottomarini della zona antistante Acitrezza, in cui è presente una struttura orientata NO-SE, che passa tra i due piccoli corpi sub vulcanici, noti localmente come “la Secca dei Saurari” (CHIOCCI *et alii*, 2011). Questi presentano una dislocazione con una componente orizzontale destra di circa 250 m. Se si considera l'età di tali corpi vulcanici, appartenenti alla fase delle tholeiiti basali e cioè tra 542 e 496 ka, si ottiene un *rate* di circa 0,5 mm. Nella immagine di figura 508 si osserva una scarpata orientata O-E, che presenta cioè lo stesso allineamento del fronte sepolto della Falda di Gela, che si collega dalla periferia ovest di Catania (come dedotto dal sondaggio Catania 6) a questa zona ad oriente della città.

Nella Carta Geologica allegata, il Sistema Sud-Tirrenico appare diffuso su tutto il territorio siciliano e compatibile con l'estensione del Bacino Tirrenico e la torsione dell'Arco Calabro. Un esempio è dato dalla dorsale di Rocca Busambra, costi-



Fig. 508 – Immagine della zona sommersa di fronte all'abitato di Acitrezza (Catania), nella quale si osserva la dislocazione in destra, che interessa i corpi sub vulcanici della Formazione Acicastello, e una scarpata orientata circa E-O (da CHIOCCI *et alii*, 2011).

- Image of the submerged area in front of the Acitrezza village (Catania), in which it is possible to observe the dextral strike-slip, affecting the subvolcanic bodies of the Acicastello Formation, and the E-O oriented escarpment (after CHIOCCI *et alii*, 2011).

tuita da carbonati meso-cenozoici, come descritto nel Titolo III, Par. 1.3, e delimitata su ambo i lati nord e sud da faglie a prevalente componente verticale. Essa è compresa alle sue estremità da due faglie orientate NO-SE con una componente di movimento destro, come indicano la torsione dell'asse dei terreni glauconitici miocenici, il “rigetto” orizzontale del flysch numidico, nonché l'andamento sinuoso della cresta della dorsale stessa (fig. 509, v. anche fig. 117). Nella medesima area BARRECA *et alii* (2010) e BARRECA & MAESANO (2012) distinguono strutture compressive orientate E-O, che subiscono successivamente rotazioni orarie connesse alle zone di taglio destro orientate NO-SE del Sistema Sud-Tirrenico.

Il Sistema Sud Tirrenico disegna anche l'andamento della costa tirrenica siciliana. Ciò è particolarmente evidente nella costa messinese da Capo d'Orlando al Golfo di Patti e a Tindari. Nell'area

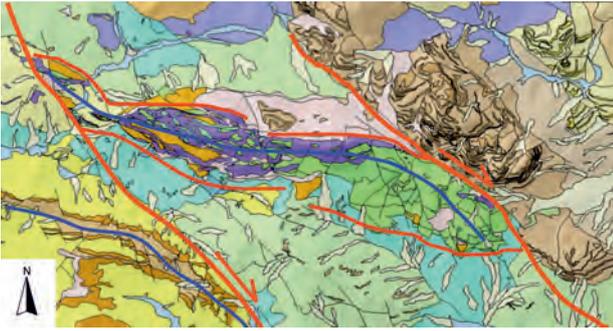


Fig. 509 - Quadro strutturale dell'area di Rocca Busambra (Sicilia occidentale), dove la dorsale carbonatica meso-cenozoica, la cui culminazione, è delimitata da faglie orientate circa E-O, è compresa tra due strutture trascorrenti destre. A NE la dorsale confina con il flysch numidico e a SO con i terreni glauconitici miocenici (calcareniti di Corleone e marne di S. Cipirello). La componente destra del movimento si deduce da elementi morfologici (la dorsale di Rocca Busambra mostra una chiara sinuosità) e strutturali (la torsione oraria dell'asse dell'anticlinale).

- *Structural framework of the area of Rocca Busambra (western Sicily), where the Mesozoic carbonate ridge, the culmination of which is bounded by approximately E-W oriented faults, is between two strike-slip dextral structures. To NE the ridge borders the numidian flysch and to SW the Miocene glauconitic crops out (Corleone calcarenites and S. Cipirello marls fms.). The dextral component of the movement can be deduced from morphological (the ridge of Rocca Busambra shows a clear sinuosity) and structural features (the clockwise torsion of the anticline axis).*

ad est di Palermo l'accostamento dell'unità di transizione Panormide – Imerese affiorante a M. Caltafano (Aspra – Capo Zafferano) suggerisce la presenza di un elemento strutturale orientato NO-SE sepolto nell'area di Bagheria e che in qualche modo influisce sull'andamento rettilineo della costa tra gli abitati di Casteldaccia, Altavilla M. e S. Nicola l'Arena. A tale sistema si associano faglie antitetiche a componente sinistra orientate NE-SO. Uno dei tanti esempi è quello della faglia che delimita ad ovest le dolomie di M. Mirto a SE di Partinico (fig. 510). Alla base di M. Gallo una faglia orientata sempre NE-SO ribassa i calcari giurassico-cretacici, e delimita la depressione della piana di Mondello, occupata dalle calcareniti pleistoceniche (fig. 511).

La presenza di un sistema trascorrente viene sostenuta da vari autori, pur se con diversi punti di vista. Tra gli elementi più antichi ascrivibili a tale sistema può essere riferita la cosiddetta Linea di Gratterì, analizzata da RENDA *et alii* (1999). Si tratta di un allineamento orientato NNO-SSE, che borda il versante occidentale della piattaforma panormide del massiccio di Pizzo Carbonara. Per gli autori tale allineamento si sarebbe individuato a partire dal Triassico superiore come faglia distensiva e ripetutamente riattivato quale rampa laterale.

I rilievi condotti per la Carta Geologica delle Madonie (LENTINI & VEZZANI, 1974) avevano già evidenziato che alla base del versante occidentale del massiccio di Pizzo Carbonara e in corrispondenza di Piano Zucchi affiorano lembi di flysch numidico in appoggio stratigrafico sulla piatta-

forma carbonatica, ma che quest'ultima presenta spessori estremamente ridotti. L'accostamento di corpi carbonatici con spessori notevolmente diversi era stato interpretato come dovuto ad una struttura trascorrente, probabilmente una rampa laterale, coeva con il ricoprimento panormide. L'attuale orientazione di tale struttura sembra legata a fenomeni di rotazione in senso orario.

In tutta l'area delle Madonie, ambedue le unità Imerese e Panormidi sono intersecate da sistemi di faglie sintetiche ed antitetiche orientate rispettivamente NO-SE e NE-SO, riferibili al Sistema Sud-Tirrenico. Il primo ha la sua massima espressione nel lineamento che attraversa tutta l'area del Foglio Cefalù-Castelbuono (SERV. GEOL. D'IT., 2012a) (fig. 512) dalla zona di Cefalù fino ai dintorni di M. della Grassa, percorrendo per un lungo tratto la valle del F. Pollina.

Il sistema antitetico è particolarmente sviluppato nel massiccio di Pizzo Carbonara e determina importanti strutture, come la depressione di Isnello e il *graben* di Vallone Chiuso. In passato (OGNIBEN, 1960) le faglie erano state erroneamente interpretate come il contatto di ricoprimento delle piattaforme carbonatiche sulle argilliti del flysch numidico (fig. 513).

NIGRO *et alii* (2000) hanno riconosciuto una fase tettonica trascorrente che interessa anche depositi di età tirreniana. Le faglie a componente orizzontale hanno orientazioni NO-SE, NE-SO e O-E. Per gli autori sarebbe presente un sistema regionale di taglio semplice destro ad andamento O-E. Per RENDA *et alii* (2000) le strutture presenti nel margine settentrionale siciliano rappresentano "alternativamente il prodotto di un raccorciamento o



Fig. 510 – Strie oblique nella faglia trascorrente sinistra, che delimita il versante nord-occidentale di M. Mirto (a SE di Partinico, Monti di Palermo).
- *Oblique striae in a sinistral strike-slip fault, that bounds the north-western side of M. Mirto (SE of Partinico village, Palermo Mountains).*



Fig. 511 – Alla base del versante meridionale di M. Gallo si nota una scarpata di faglia orientata NE-SO, che delimita i calcari giurassico-cretacici panormidi con la piana di Mondello occupata da calcareniti pleistoceniche.

- At the base of the southern slope of M. Gallo, an escarpment reveals a NE-SW downfault, that bounds the Jurassic-Cretaceous limestones of the Panormide Unit with the Mondello Plain, occupied by Pleistocene calcarenites.

di una distensione lungo la direttrice N-S”. La relativa analisi strutturale indicherebbe un carattere cinematico lungo una zona di taglio trascorrente destra orientata E-O (Linea di Ustica a nord e Linea Kumeta-Alcantara a sud). Per gli autori ciò sarebbe la risposta ad un campo deformativo, in cui la direzione di massima compressione orizzontale sarebbe NO-SE.

Il sollevamento dell’intera dorsale Nebrodi-Madonie è probabilmente legato ai processi collisionali più volte citati. La presenza dei Trubi a circa 1500 m s.l.m. all’interno delle Madonie orientali (v. Titolo III, Comma 4.2.2.3.) costituisce l’evidenza di un’età post-Pliocene inferiore della strutturazione di questo sistema montuoso e fornisce un quadro paleogeografico aggiornato. Nella fascia meridionale dei Monti di Termini Imerese a SE di Caccamo, e in particolare a Pizzo Bosco, la successione regressiva Trubi - sabbie e calcareniti del Pliocene inferiore e medio si trovano a poco meno di 1000 m s.l.m. Di contro il Bacino di Cefalù, ubicato sul bordo meridionale tirrenico, è delimitato verso nord dall’Alto di Solunto, cioè da una dorsale formata da unità cristalline, che molto probabilmente costituiva l’area sorgente dell’abbondante frazione silicoclastica della f.ne Terravecchia ed oggi collassata per effetto delle faglie riconoscibili sul margine tirrenico (v. Titolo III, Sottopar. 4.2.1.).

Lungo la fascia meridionale della dorsale Nebrodi-Madonie affiorano enormi volumi di Unità Sicilidi di provenienza interna, associati a depositi di bacini satellite, che nel recente passato venivano denominati depositi “post-orogeni”, perché posteriori alle fasi di trasporto orogenico, considerate

esaurite nel Miocene medio. Un’accurata osservazione dei rapporti fra le successioni meso-cenozoiche imeresi e panormidi, già tra loro sovrapposte, con le Unità Sicilidi fa interpretare il tutto come un generale fenomeno di fuori sequenza (v. fig. 512).

Tali rapporti, osservabili lungo una fascia pedemontana orientata circa E-O, avevano suggerito a GHISSETTI & VEZZANI (1977) e a GHISSETTI (1979) la presenza di un sistema di faglie denominato Alia-Malvagna (oggi noto come M. Kumeta-Alcantara) a prevalente direzione N 70-90° e con piani da verticali ad inclinati di 70-80° verso sud principalmente a carattere normale. Per questi autori le faglie dislocano sedimenti messiniani e del Pliocene inferiore, fino ad interessare depositi continentali del Pleistocene inferiore e, pur considerandolo un sistema normale, essi non escludono il carattere compressivo di alcune strutture. L’impostazione di tali ricerche, basate su dettagliate misure mesostrutturali sul terreno, risentono della mancanza di dati di sottosuolo e soprattutto dell’interpretazione della sismica profonda, oggi fortunatamente disponibili. Ciò si evince dal fatto di considerare le strutture analizzate “posteriori a quelle legate alle fasi parossistiche del corrugamento alpino”, ricostruendo un quadro strutturale regionale, in cui gli autori citati riconoscono una “fase compressiva infra-medio-pliocenica, fasi distensive suprapliocenico-pleistoceniche” seguite da una “fase attuale”. Successivamente GHISSETTI & VEZZANI (1981) raffigurano il Sistema M. Kumeta-Alcantara come una zona di taglio profonda, che separa il settore di catena

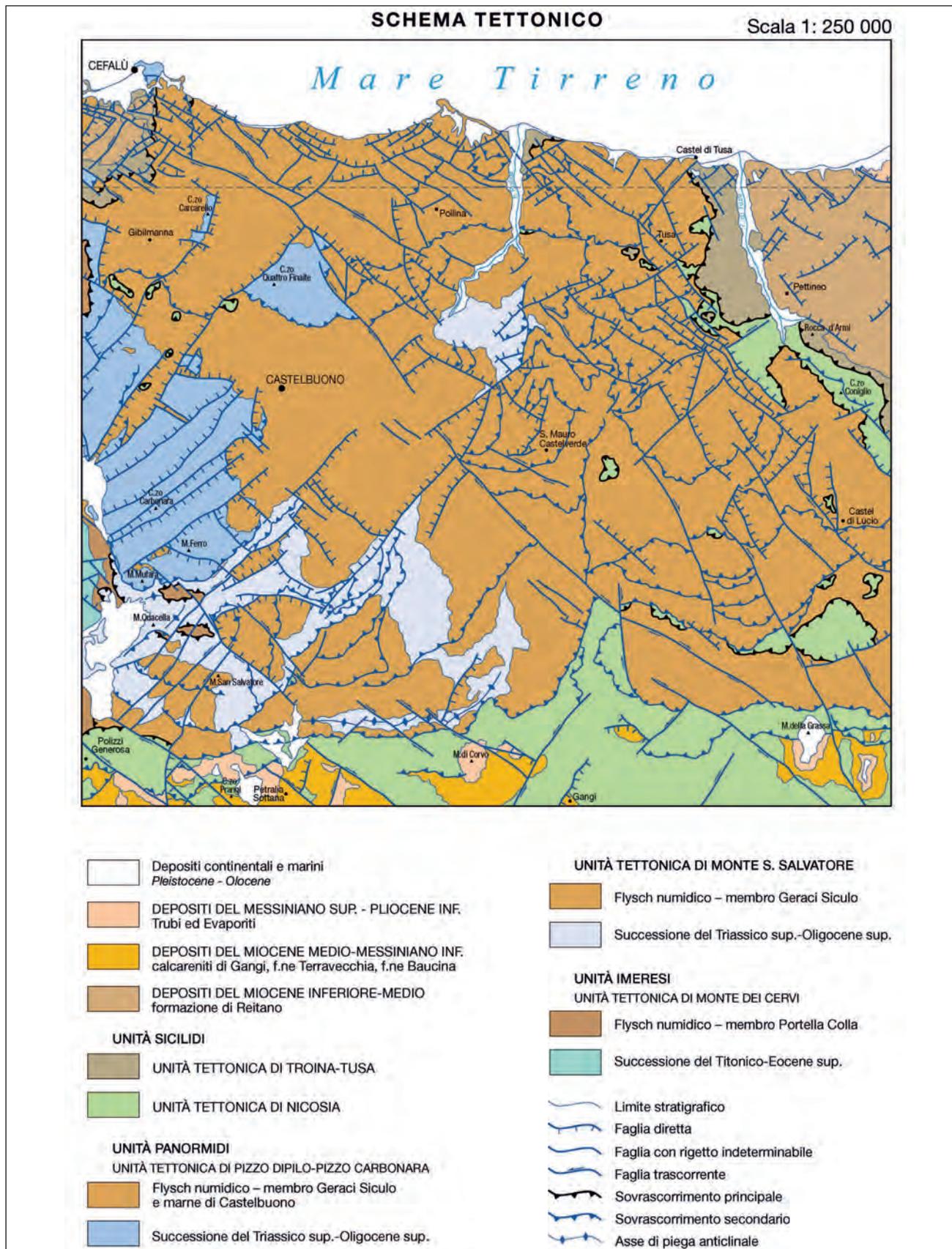


Fig. 512 – Schema tettonico del Foglio Cefalù-Castelbuono (da SERV. GEOL. D'IT., 2012a), nel quale appaiono distinti i contatti di ricoprimento (sovrascorrimento principale) dai sovrascorrimenti secondari, che sovente invertono l'originaria successione tettono-stratigrafica.

- Tectonic scheme of the Cefalù-Castelbuono sheet (after SERV. GEOL. D'IT., 2012a), in which have been distinguished the regional overthrusts from the thrust, that originate a breaching, which can produce an inverted tectono-stratigraphic succession.

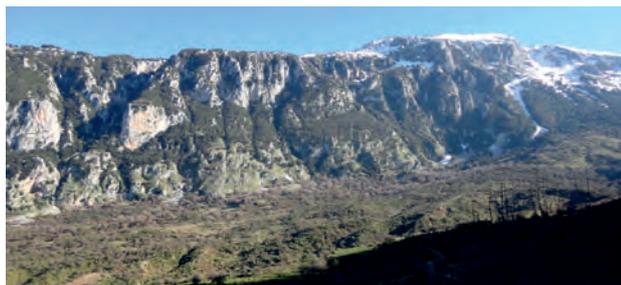


Fig. 513 – Il versante nord-occidentale del massiccio di Pizzo Carbonara è ribassato da una faglia orientata NE-SO, che mette a contatto i calcari mesozoici con le argille numidiche di Vallone Chiuso.

- The north-western side of the Pizzo Carbonara massif is downfaulted by a NE-SW oriented fault, which bounds Mesozoic limestone with the numidian shales of Vallone Chiuso.

dal Bacino di Caltanissetta; ad essa si associano sistemi coniugati destri NO-SE e sinistri NE-SO, nonché faglie inverse orientate E-O.

Il quadro strutturale viene perfezionato da GHISETTI & VEZZANI (1984), che analizzano i sistemi a *thrust* presenti nella Sicilia occidentale e le relazioni di questi con la Linea Kumeta-Alcantara. Per questi autori i movimenti inversi e trascorrenti destri, nonché i piegamenti, sarebbero concentrati lungo direttrici E-O, mentre i sistemi di faglie NE-SO e NO-SE, rispettivamente sinistri e destri, rappresenterebbero strutture antitetiche e sintetiche del suddetto sistema E-O, il tutto generato da un campo di *stress* orientato N-S.

Lo stato attuale delle conoscenze, grazie ad ulteriori dati e ad una visione più completa, derivanti dalla geofisica, in particolare dal Progetto CROP-Mare, e dai nuovi rilevamenti effettuati nell'ambito del Progetto CARG, porta a privilegiare il Sistema Sud-Tirrenico e rivalutare nel suo complesso la tettonica compressiva e in special modo l'attivazione di sistemi a *thrust*, la cui evoluzione ricade sicuramente nell'ambito della neotettonica. La Linea Kumeta-Alcantara di GHISETTI & VEZZANI (1981) per gli scriventi è la risultante di una serie di faglie NO-SE *en échelon* a carattere trascorrente destro e delle relative coniugate, collegate da fronti di accavallamento orientati circa E-O sud-vergenti.

Una fase tettonica estensionale di età tortoniana viene sostenuta da NIGRO & RENDA (1999) e da GIUNTA *et alii* (2000); tuttavia gli stessi elementi strutturali, ritenuti distensivi da tali autori, vengono al contrario interpretati dagli scriventi come *thrust* plio-pleistocenici. Nel quadro cinematico, già varie volte descritto in precedenza, assume una particolare importanza il *breaching*, in quanto modifica profondamente i rapporti di sovrapposizione tettonica originaria. Tale fenomeno è presente ovunque nell'edificio orogenico siciliano. L'esempio più vistoso è quello della sopra citata Linea Kumeta-Alcantara di GHISETTI & VEZZANI (1981) presente

nel versante meridionale della dorsale Nebrodi-Madonie, lungo la quale le successioni mesozoiche imeresi e panormidi si riaccavallano sulle Unità Sicilidi, in precedenza trasportate al di sopra di esse e sulle stesse coperture mio-plioceniche del margine della depressione di Caltanissetta.

Questo stesso fenomeno di *breaching* si segue sul versante meridionale dei Monti Nebrodi. A nord di Nicosia il Flysch Numidico di M. Sambughetti si accavalla su formazioni mio-plioceniche affioranti sul versante meridionale della dorsale.

Tutta la dorsale numidica dalle Petralie fino alla valle del T. Furiano, dove confina con i terreni del flysch di M. Soro, è caratterizzata da sistemi di *thrust* che originano ripetizioni tettoniche del membro di Geraci Siculo e che coinvolgono sia le coltri sicilidi, che i lembi di flysch numidico "alloctono".

A sud di Geraci Siculo il flysch numidico (membro Geraci Siculo) delle dorsali C.zo Marino-P.zo Pantaleo forma un *thrust* sud vergente, con accavallamento su un *mélange* di Unità Sicilidi e di flysch numidico "alloctono". Poco più a nord la dorsale, su cui si trova l'abitato di Geraci Siculo, forma un ulteriore *thrust* interno al flysch numidico (v. figg. 512, 260).

Spesso i *thrust* sono accompagnati da anticlinali di rampa, che caratterizzano gli *hanging-wall*, mentre al *foot-wall* sono conservate le coltri sicilidi e numidiche e talora anche le coperture mio-plioceniche. In alcuni casi le monoclinali fagliate delle successioni imeresi ad un'attenta osservazione risultano fianchi di pieghe rovesciate, come si può osservare sul versante nord di M. San Calogero di Termini Imerese, dove le dolomie della f.ne Fanusi si verticalizzano, ovvero sul lato ovest di Monte dei Cervi (Madonie occidentali) (fig. 514, v. anche fig. 200). Anticlinali si riconoscono a sud dell'abitato di S. Mauro Castelverde e a Castel di Lucio (v. fig. 513). In quest'ultima località si osserva un'ampia anticlinale del flysch numidico- membro di Geraci con asse E-O rovesciata verso sud e bordata da un *thrust* sud-vergente (figg. 515, 516). Sul *foot-wall* si rinvenivano coltri sicilidi in gran parte costituite dal flysch numidico della Sottounità di Nicosia, che occupano la depressione sul versante destro del Vallone Trigna/Burgisato.

Sempre sul versante meridionale dei Monti Nebrodi i rilievi geologici hanno messo in evidenza i rapporti tra il flysch di M. Soro ed il sottostante flysch numidico con la formazione di Reitano della zona di Capizzi. Quest'ultimo costituisce un'ampia banda sinforme, che sul fianco settentrionale è troncata da un *thrust* (LENTINI, 2000); pertanto la formazione non è in appoggio stratigrafico come in passato veniva cartografato (SERV. GEOL. D'It., 1972a; VEZZANI, 1974).

Verso ovest tra Alia e Roccapalumba il flysch numidico si sovrappone con un *thrust* orientato E-



Fig. 514 – L'anticlinale di rampa di M. dei Cervi è ben esposta sul fianco occidentale, troncato da una faglia orientata NE-SO, che mette a contatto i calcari con selce (f.ne Scillato) con il flysch numidico e le Unità Sicilidi.

- The M. dei Cervi ramp anticline is well exposed on the western flank, cut by a NE-SW oriented fault, with a contact between the cherty limestone (Scillato fm.) and the numidian flysch and the Sicilide Units.



Fig. 515 – Nella zona di Castel di Lucio il flysch numidico (membro di Geraci Siculo) forma un'anticlinale rovesciata, bordata alla base da un thrust sud-vergente (t).

- In the Castel di Lucio village area the numidian flysch (Geraci Siculo member) forms an overturned anticline, bordered at the base by a south-verging thrust (t).

O e vergente a sud sulle coltri sicilidi e sull'Unità di Lercara, nonché sulla formazione Terravecchia (fig. 517).

3.2.1. – Elementi di tettonica attiva

Numerosissimi sono gli studi di tettonica attiva che si basano sui caratteri strutturali, geomorfologici, geodetici e sismologici. Non è possibile riportare nelle presenti Memorie un'analisi completa delle ricerche e soprattutto riguardo questo tema notevolmente complesso e spesso dibattuto ci si limiterà ad esprimere delle considerazioni di carattere generale, facendo riferimento tuttavia ad alcuni esempi ricavati da zone particolarmente sensibili e rinviando a pubblicazioni specifiche per un'analisi più approfondita.

In linea generale si è notato che, pur in un contesto geodinamico del sistema catena-avanfossa, che vede un progressivo spostamento dei fenomeni verso l'esterno, tutte le aree, anche quelle

considerate interne, subiscono gli effetti di una tettonica attiva. Della zona di Patti sul versante tirrenico, caratterizzata da elevata sismicità, si è scritto nel Titolo I, Cap. 2. (v. fig. 6) e si è fornita anche una spiegazione, ritenendola un'area che delimita un settore collisionale relativo alla dorsale Nebrodi-Madonie da uno in subduzione attiva, quello dell'Arco Calabro-Peloritano. Gli stessi sistemi di faglie sono presenti nelle aree sommerse del bacino di retroarco tirrenico. Lavori recenti (GIUNTA *et alii*, 2009) mettono in evidenza un'attività tettonica del margine meridionale tirrenico, legata a eventi transpressivi. CATALANO *et alii* (2011a, 2013a,b) descrivono i vari sistemi di faglie presenti nelle aree sommerse al largo della costa tra Palermo e Castellammare del Golfo, che sovente coinvolgono il



Fig. 516 – Particolare del nucleo dell'anticlinale della figura 515.
- Detail of the anticline nucleus of figure 515.

fondo mare (SERV. GEOL. D'IT., 2011b, 2013a,b).

Basandosi su dati strutturali e geodetici PALANO *et alii* (2012) giungono a fornire uno “scenario” tettonico, in cui si definiscono aree divergenti e convergenti, queste ultime interessano anche il settore meridionale del bacino tirrenico, caratterizzato fra l'altro da una notevole sismicità.

Per quanto concerne i sollevamenti differenziali delle aree di catena, si sottolinea il caso dell'abitato di Naso ubicato all'interno della dorsale peloritana (v. Titolo III, Comma 4.2.2.4.), e che giace su depositi sabbioso-calcarei di età medio pleistocenica. Tali depositi si trovano attualmente alla quota di 600 m s.l.m. e sono correlabili con quelli della zona di Barcellona P.G., che vanno da un massimo di 398 m fino a livello del mare.

Nella zona a sud di Oliveri (Tindari) i depositi pleistocenici poggiano in discordanza sulle “Argille Scagliose” dei Monti Peloritani. La lacuna di termini mio-pliocenici e l'attuale posizione della formazione di Rometta permettono di ricostruire un'alternanza di sollevamenti ed abbassamenti, solo in parte attribuibili a variazioni del livello marino. Analogamente avviene nel settore calabro-peloritano a cavallo dello Stretto di Messina, dove ai depositi del Pliocene inferiore e medio presenti nell'area settentrionale a nord della Fiumara di Catona si contrappongono i depositi pleistocenici della zona meridionale (Motta S. Giovanni) direttamente trasgressivi su terreni cristallini o su livelli del Miocene superiore. Ciò permette di ricostruire repentine variazioni, e talora inversione, del sollevamento, che possono interessare alternativamente settori diversi.

L'analisi dei terrazzi marini che bordano la linea di costa tirrenica del Messinese e della Calabria meridionale risulta determinante per definire i tassi di sollevamento e per riconoscere eventuali strutture attive (CATALANO & CINQUE, 1995; CATALANO *et alii*, 2003; MONACO *et alii*, 2004).

L'edificio etneo, considerata l'età recente, offre interessanti esempi di faglie attive, in particolare sul versante orientale e nord-orientale, dove esse non risultano coperte da colate di lava. Numerosissimi sono i contributi, che analizzano i caratteri strutturali di quest'area. Per un inquadramento dei caratteri strutturali vengono qui riportati alcune pubblicazioni, alle quali si rimanda per un approfondimento delle complesse problematiche riguardanti le relazioni tra vulcanismo, strutture tettoniche e sismicità.

La maggior parte delle faglie ritenute attive interessa il fianco orientale del vulcano e possono essere attribuite ai sistemi NNE e NNO (MONACO *et alii*, 1997). Le faglie sono associate ad una sismicità relativamente superficiale e mostrano in prevalenza rigetti verticali o con componente destra. Analisi strutturali indicherebbero un'estensione con orientazione ONO-ESE. Per questi autori le faglie normali più recenti (sistemi di Acireale, S. Alfio, Piedimonte) controllano la morfologia con scarpate ascrivibili al tardo Pleistocene e all'Olocene.

AZZARO *et alii* (1999) analizzano le relazioni fra strutture riconoscibili sul terreno e sismicità. Per questi autori la geodinamica dell'edificio etneo sembra controllata da un'instabilità del fianco orientale, che implicherebbe lo scivolamento verso mare, quale risultato dell'interazione tra stress tettonico regionale, gravità e processi di *rifting*. La zona soggetta a tale fenomeno sarebbe delimitata a nord dalla Faglia della Pernicana e a sud dai sistemi di faglie Trecastagni-Tremestieri. In effetti la faglia, che, con orientazione NO-SE collega Trecastagni con S. Gregorio, attraversa l'abitato di S. Giovanni La Punta, causando ripetute lesioni in alcuni manufatti.

Per AZZARO *et alii* (1999) il settore tettonicamente attivo è quello ad est di Zafferana ed è interessato dai sistemi della Timpa di Acireale, di Moscarello e di S. Leonardello.

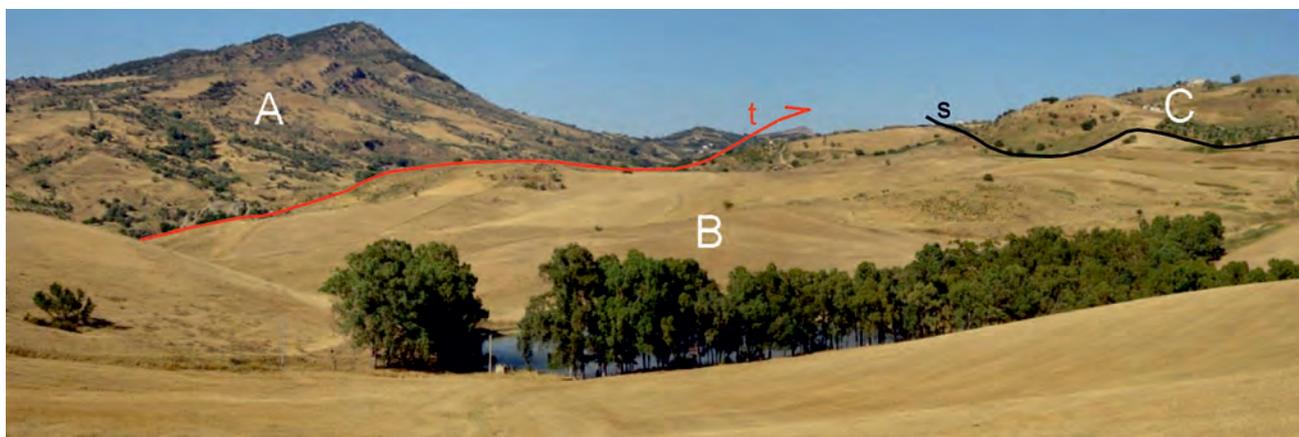


Fig. 517 - Nei pressi di Alia le quarzareniti del flysch numidico (membro di Geraci) (A) sono sovraccorse sulle Unità Sicilidi (B) e sulla formazione Terravecchia (C). s – contatto stratigrafico; t – sovraccorrimiento secondario.

- Near Alia village the quartzarenites of the numidian flysch (Geraci member) (A) overthrust the Sicilide Units (B) and the Terravecchia formation (C). s- stratigraphic boundary; t- thrust.

La Faglia della Pernicana presenta un andamento arcuato e componente sinistra del movimento; si tratta di una struttura molto nota e studiata, perché si presta a definire la cronologia delle sue riattivazioni in base agli spostamenti orizzontali di muretti di differente età e fino a tagliare la striscia spartitraffico della strada prov.59, che collega S. Alfio con Linguaglossa (fig. 518).

Sulla base dell'osservazione dei caratteri strutturali e geomorfologici e di dati sismologici MONACO & TORTORICI (2000) sostengono che nell'Arco Calabro e in Sicilia orientale sia presente una zona di *rift* attivo (*Rift* Calabro-Siculo di MONACO *et alii*, 1997) controllato da un sistema estensionale con direzione ESE-ONO lungo circa 370 km. Esso viene ritenuto dagli autori il più attivo sistema sismico del Mediterraneo Centrale.

D'altra parte la presenza di depositi pleistocenici nel substrato sedimentario del vulcano a poco meno di 800 m s.l.m., affiorante nei pressi di Vena (a sud di Linguaglossa) può essere spiegata soltanto con un'attività a carattere compressivo. Gli stessi livelli affiorano nella zona tra Misterbianco e Motta S. Anastasia a quote di circa 300 m, indicando così che il sollevamento è differenziale e che può essere spiegato con un fenomeno contrazionale del substrato etneo, mentre il fianco orientale è collassato lungo i sopra citati sistemi di faglie che si prolungano verso sud, collegandosi alla Scarpata Ibleo-Maltese.

È apparso evidente, sia per settori specifici particolarmente complessi, come l'area etnea, lo Stretto di Messina, ma anche per definire l'assetto strutturale regionale, che soltanto la corretta interpretazione di dati multidisciplinari può condurre ad un valido modello geodinamico.



Fig. 518 - La strada provinciale 59 è attraversata dalla Faglia della Pernicana, il cui spostamento in sinistra è rilevabile dai muretti e dalla striscia spartitraffico.
- The road 59 is crossed by the Pernicana Fault, the sinistral strike-slip of which is detectable in the small walls and the white median strip.

3.3. – CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I dati esposti nella presente Memoria e coerenti con la Carta Geologica allegata si basano su vincoli stratigrafici, quali: l'attribuzione cronostratigrafica delle varie formazioni e della transizione della sedimentazione da carbonatica a silicoclastica; i caratteri petrologici e la definizione delle relazioni tra composizione delle arenite e aree sorgenti. I vincoli strutturali consistono nell'analisi dei rapporti geometrici tra le varie unità tettoniche, non trascurando che fenomeni di *breaching* hanno determinato profonde modifiche dell'assetto tettonico originario, e nell'individuazione dei vari sistemi di faglie, specialmente quelle connesse all'apertura tirrenica.

I dati di sottosuolo, sondaggi per ricerche di idrocarburi e linee sismiche a varia scala, sono stati determinanti per chiarire l'evoluzione geodinamica e risalire a ricostruzioni paleogeografiche.

Fondamentali sono risultati il contributo del Progetto CARG, che ha fornito l'occasione di aggiornare le precedenti interpretazioni, e delle linee sismiche del progetto CROP-Mare, che hanno permesso di estendere l'investigazione alle aree marine. Ciò ha concesso di ricostruire una mappa della distribuzione delle croste e di distinguere le zone di subduzione attiva e non, da quelle dove lo stato collisionale inibisce o rallenta la convergenza, riuscendo così ad interpretarne i relativi svincoli strutturali (v. fig. 496).

Rilevamenti sul terreno e analisi stratigrafico-strutturali, integrati dai dati di sottosuolo (sondaggi profondi e linee sismiche), mostrano che la Sicilia e il Tirreno meridionale sono dominati da una tettonica trascorrente legata all'evoluzione geodinamica del bacino di retroarco tirrenico. Oltre ai sistemi di faglie trassensive destre, orientate NO-SE e gli antitetici NE-SO a componente sinistra (Sistema Sud-Tirrenico), si associano anche faglie normali circa meridiane (Sistema Medio-Tirrenico, BARRECA & CARBONE, 2008) e *thrust* sud-vergenti: tutte queste strutture sono coeve e cinematicamente compatibili (v. fig. 6). Il sistema NO-SE e la deriva (*drifting*) tirrenica producono, come osservabile nella Carta Geologica alla scala 1:250.000, una distribuzione da ovest ad est delle unità tettoniche, da quelle più esterne a quelle più interne, per cui nel Trapanese affiora il Sistema a *Thrust* Siculo Pelagiano, mentre la Sicilia nord-orientale è dominata dalle unità della Catena Calabro-Peloritana.

Per questo motivo profili geologici, che possano validamente illustrare le caratteristiche strutturali della Sicilia, vanno preferibilmente eseguiti utilizzando delle tracce N-S anziché NO-SE, perché in tal caso risulterebbero parallele al *trend* NO-SE del Sistema Sud-Tirrenico che è quello che

interviene a modificare sostanzialmente i rapporti fra le unità tettoniche.

Un primo profilo geologico basato su dati di sottosuolo è stato quello elaborato da BIANCHI *et alii* (1987), esteso dai dintorni di Caronia (Monti Nebrodi) fino alla zona di Noto (profilo Nebrodi-Iblei). Esso metteva in evidenza i caratteri stratigrafico-strutturali dell'Avampaese Ibleo e dell'Avanfossa Gela-Catania, la sovrapposizione delle unità tettoniche della Catena Appenninico-Maghrebide e tra queste lo scollamento di ingenti volumi di flysch numidico. Altre informazioni riguardavano la notevole differenza di valori della suscettività magnetica da K 4500 a 200 tra l'avampaese flessurato ed il resto della catena, in corrispondenza di una fascia di trascorrenza a nord di M. Scalpello, e la presenza di un orizzonte strutturale profondo oltre 8000 m, successivamente denominato "Sistema a *thrust* sicano", comprendente però Unità Sicane e Trapanesi" (LENTINI *et alii*, 1990a), poi "Sicanian *thrust* System" (LENTINI *et alii*, 1990b), e ancora "Catena Sicana" (FINETTI *et alii*, 1996). Infine FINETTI *et alii* (2005a) identificano questo orizzonte come un sistema a *thrust* sepolto derivante dalla deformazione del margine interno dell'avampaese ibleo-saccense, e ricollegabile al Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano affiorante in Sicilia occidentale.

Nel settore occidentale CATALANO *et alii* (2000a,b) propongono dei profili geologici basati su l'interpretazione di linee sismiche; in particolare nel transetto N-S tra le dorsali M. Kumeta-Rocca Busambra e Ribera si riconoscono (v. figg. 106-108) le relazioni tra unità carbonatiche alloctone (Unità Sicane nella presente Memoria) e il sistema a *thrust* profondo interpretabile come Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano.

Una reinterpretazione del profilo da Roccamena a Sciacca (v. fig. 111) mostra le relazioni tra Avampaese Saccense, Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano e l'unità sicana di M. Genuardo; quest'ultima ha geometria cuneiforme, indotta dal *breaching* della Maranfusa *Fault*.

I dati fin qui esposti, insieme con i rapporti analizzati nei Monti di Palermo (v. fig. 502) permettono di confermare la ricostruzione schematica del profilo crostale, che attraversa la Sicilia occidentale in direzione N-S da Palermo a Sciacca (fig. 519), che insieme al profilo della figura 4, relativo alla Sicilia centrale, riassume i caratteri strutturali dell'intera Isola.

I tre profili di BELLO *et alii* (2000) sono ubicati nella Sicilia centro-orientale; il profilo B ricalca grosso modo la traccia di quello di BIANCHI *et alii* (1987) e distingue tre grandi unità strutturali, separate da due livelli di scollamento: l'elemento strutturale più profondo è rappresentato dall'Unità Iblea, raddoppiata nel tratto più settentrionale. Al

di sopra si riconoscono due complessi alloctoni: l'Unità Imerese-Sicana e l'Unità Sicilide. All'interno dell'edificio alloctono sono presenti fenomeni di retrovergenza. Per gli autori "l'assetto tettonico è il risultato di due principali fasi tettoniche. La prima (Oligocene superiore-Miocene inferiore) causa la sovrapposizione delle unità alloctone sopra l'unità Iblea, mediante lo sviluppo di sovrascorrimenti regionali a basso angolo. La seconda (Miocene superiore-Pliocene) coinvolge l'unità Iblea e modifica completamente le geometrie delle unità alloctone". Per gli scriventi l'attribuzione all'Oligo-Miocene della sovrapposizione sull'Unità Iblea non è assolutamente condivisibile, perché questa, insieme alla deformazione del margine dell'avampaese è avvenuta a partire dal Miocene superiore contemporaneamente all'apertura tirrenica (Stadio Tirrenico). All'Oligo-Miocene vanno semmai ascritti i rapporti tra le Unità Alpino-Tetidee e di queste con la Piattaforma Carbonatica Panormide (Stadio Balearico).

Successivamente FINETTI *et alii* (2005a), pubblicando i risultati degli studi geologici e geofisici del Progetto CROP, elaborano un profilo orientato N-S, compilato analizzando i dati a terra e in mare (linea M6A e M24); il profilo inizia dal Vulcano Sifiso (Mar Tirreno) e termina nel *Graben* di Linosa (Canale di Sicilia).

Più ad est un ulteriore profilo riproduce le situazioni strutturali nel bordo meridionale tirrenico, interpretando la linea M26 e terminando nell'entroterra della dorsale peloritana. Un ulteriore profilo geologico è stato realizzato (v. fig. 163). Il quadro strutturale si avvale anche dei profili geologici elaborati in Sicilia centrale (CARBONE *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1990a).

Su tutti questi dati si basa il modello strutturale della Sicilia e delle aree sommerse del Mediterraneo centrale. Gli aspetti fondamentali riguardano l'estensione della crosta africana fino a raggiungere dall'avampaese il bordo tirrenico e il passaggio ad uno *slab* paleo-ionico, la presenza del Sistema a *Thrust* Esterno, quale culminazione della crosta Nord-Africana, lo scollamento dalla crosta oceanica paleo-ionica delle unità bacinali (Ionidi), la presenza della crosta Panormide, originario substrato delle piattaforme carbonatiche in ricoprimento sulle Ionidi, la sovrapposizione delle Unità Alpino-Tetidee (Unità Sicilidi) sui terreni flyschoidi (prevalentemente flysch numidico) ed infine la sovrapposizione delle Unità Calabro-Peloritane (v. anche fig. 163).

Recentemente CATALANO *et alii* (2013c) analizzano un transetto crostale esteso dai dintorni di Termini Imerese fino alla zona di Gela, lungo il quale riconoscono un cuneo orogenico sovrapposto all'avampaese africano. Quest'ultimo si estende

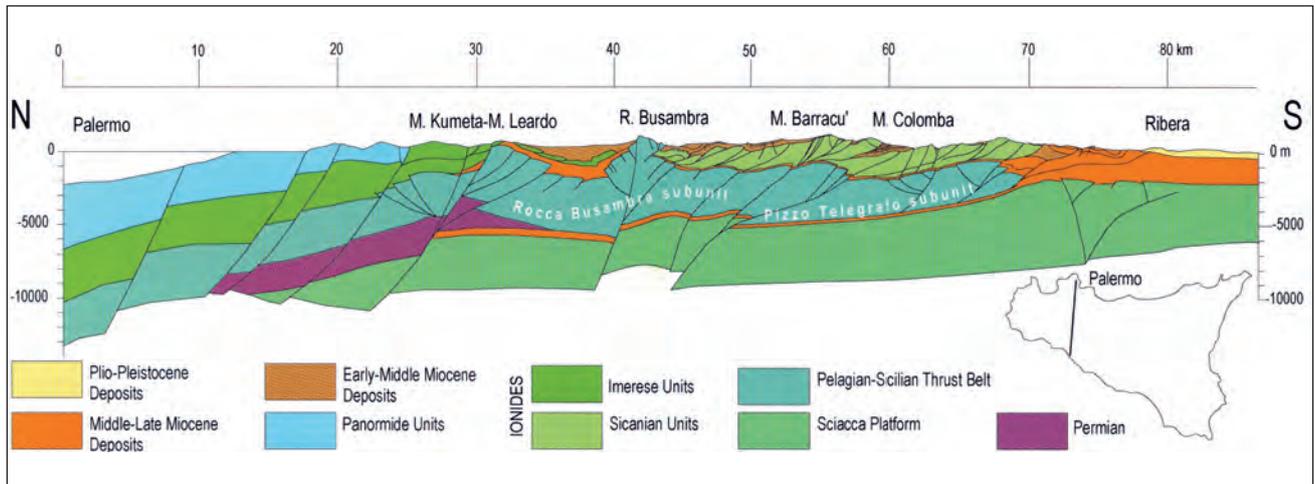


Fig. 519 - Profilo geologico Palermo-Sciaccia. L'avampaese è rappresentato dalla Piattaforma Saccense. Il Pelagian-Sicilian *Thrust Belt* costituisce uno spesso cuneo tettonico compreso tra la Piattaforma Saccense e le Unità Ionidi. Questo sistema a *thrust*, prevalentemente sepolto, affiora nelle dorsali di Rocca Busambra e di M. Kumeta (da FINETTI *et alii*, 2005a). Nel tratto settentrionale del profilo (margine tirrenico) si ritiene che vi sia la sovrapposizione di almeno tre unità tettoniche, all'interno delle quali sono state distinte delle subunità.

- Palermo-Sciaccia geological cross-section. The foreland is represented by the Sciaccia Platform. The Pelagian-Sicilian *Thrust Belt* is a thick tectonic wedge of Mesozoic carbonate platforms, underlying the Ionides. Mainly buried, this thrust belt crops out in the Rocca Busambra and M. Kumeta ridges (after FINETTI *et alii*, 2005a). In the northern part of the profile (Tyrrhenian margin) it is believed that there is an overlap of at least three tectonic units, inside of which some subunits have been recognized.

in profondità lungo tutto il profilo e presenta una culminazione indicata come *Allochthonous Internal Iblean Units*. Alla base del cuneo orogenico vi sarebbe un sistema a *thrust* di Unità Trapanesi (identificabili con il Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano della presente Memoria), sul quale si sovrappongono le Unità Sicane e quelle Imeresi. Infine la parte alta sarebbe identificabile come flysch numidico scollato e in parte "incorporato" nelle Unità Sicilidi. Tale profilo viene poi esteso verso nord fino al Bacino del Marsili, attraversando l'Alto di Solunto, dove avviene la sovrapposizione delle Unità Kabilo-Calabridi su quelle maghrebidi.

Tale contatto viene raffigurato ad alto angolo, con la conseguenza di aumentare notevolmente lo spessore delle unità cristalline. Non si comprende quali immagini della sismica abbiano indotto a rappresentare in questo modo il ricoprimento tra le due catene, che invece a terra risulta inequivocabilmente sub orizzontale, come dimostrano i contatti di ricoprimento lungo il fronte con i *klippen* di S. Fratello, M. Furci, Pizzo Mueli, M. Solazzo e Roccella Valdemone e le finestre tettoniche (F.ra di S. Basilio, Longi) di Unità Sicilidi, riconoscibili nella dorsale peloritana fino al bordo tirrenico (Torrenova).