



REGIONE LIGURIA

257.1

Legge di riferimento	Ente realizzatore	AUTORI	Coordinatori e Direttori di rilevamento	Rilevatori
Finanziato nell'ambito del Progetto Strategico Alcotra 2007-2013 RiskNat	Regione Liguria	Università di Pavia	S. Seno G. Dallagiovanna	Substrato: A. Decarlis G. Dallagiovanna P.L. Vercesi Geomorfologia: D. Zizioli L. Pellegrini

257.2

Legge di riferimento	Ente realizzatore	AUTORI	Coordinatori e Direttori di rilevamento	Rilevatori
Finanziato nell'ambito del Progetto Strategico Alcotra 2007-2013 RiskNat	Regione Liguria	Università di Pavia	S. Seno G. Dallagiovanna	Substrato: A. Decarlis M. Maino G. Toscani Pliocene: A. Breda (Università di Padova) Geomorfologia: D. Zizioli L. Pellegrini

**NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA GEOLOGICA
FOGLIO
257-DOLCEACQUA
e
FOGLIO
270-VENTIMIGLIA
alla scala 1:25.000**

a cura di:

G. Dallagiovanna¹, F. Fanucci², L. Pellegrini¹, S. Seno¹ e L. Bonini¹, A. Decarlis¹, M. Maino¹, D. Morelli², G. Toscani¹

Con contributi, per la parte a terra, di:

A. Breda³ (depositi pliocenici); **P. L. Vercesi¹** (substrato meso-cenozoico); **D. Zizioli¹** (depositi quaternari); **M. Cobianchi¹, N. Mancin¹, C. A. Papazzoni⁴** (biostratigrafia nannofossili calcarei e foraminiferi).

¹ Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente - Università di Pavia

² Dipartimento di Dipartimento di Matematica e Geoscienze - Università di Trieste

³ Dipartimento di Geoscienze - Università di Padova

⁴ Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Modena e Reggio Emilia

Ente realizzatore Regione Liguria
Dipartimento Ambiente - Settore Assetto del Territorio



Responsabile del Progetto RISKNAT per la Regione Liguria:
G. Gorziglia

Per l'Università degli Studi di Pavia (parte a terra):

Coordinatore scientifico:
S. Seno

Direttore del rilevamento:
G. Dallagiovanna

Rilevatori:
G. Dallagiovanna, A. Decarlis, M. Maino, G. Toscani, P.L. Vercesi,
A. Breda (Università di Padova)

Per l'Università degli Studi di Trieste (parte a mare):

Coordinatore scientifico:
F. Fanucci

Direttore del rilevamento:
D. Morelli

Rilevatori:
D. Morelli, A. Savini (Università Milano-Bicocca),
S. Migeon (Laboratoire de Géodynamique sous-marine-Paris VI - Consorce Géosciences
azur)

Responsabile dell'informatizzazione:
G. Toscani

Allestimento cartografico:
A. Decarlis, M. Maino, G. Toscani

INDICE

I	- INTRODUZIONE	5
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO E LA STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA.....	6
1.1.	- PARTE A TERRA	6
1.2.	- PARTE A MARE	6
2.	- ASPETTI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI DELL'AREA EMERSA	7
3.	- GEOMORFOLOGIA DEL MARGINE CONTINENTALE.....	15
II	- CENNI SUGLI STUDI PRECEDENTI	18
1.	- PARTE A TERRA	18
2.	- PARTE A MARE.....	20
III.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	21
1.	- PARTE A TERRA	21
1.1.	- RAPPORTI GEOMETRICI TRA LA SUCCESSIONE DELFINESE-PROVENZALE E LE FALDE ALPINE	22
2.	- PARTE A MARE	23
2.1	- IL CONTESTO GEODINAMICO.....	23
IV.	- STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE, DELLA SUCCESSIONE DI AVAMPAESE E DELLE COPERTURE NEOGENICHE	25
1.	- STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE.....	25
1.1.	-DOMINIO PIEMONTESE-LIGURE	26
1.1.1.	- UNITÀ TETTONICA SAN REMO-MONTE SACCARELLO.....	26
1.1.1.1.	- Arenarie di Bordighera (ABG)	26
1.1.1.2.	- Flysch di San Remo (FSM)	26
1.1.1.2.1.	- <i>Membro di Villa Faraldi</i> (FSM₂)	26
1.1.1.2.2.	- <i>Membro di San Lorenzo</i> (FSM₄)	27
1.2.	-ZONA DEI LEMBI INTERPOSTI.....	27
1.2.1.	- UNITÀ TETTONICA BAIARDO-TRIORA	28
1.2.1.1.	Flysch di Baiardo (FDB)	28
2.	- STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE DI AVAMPAESE	29
2.1.	- DOMINIO DELFINESE-PROVENZALE	29
2.1.1.	- FORMAZIONE DEL PASSO DI TRAITTORE (FPT).....	30
2.1.2.	- FORMAZIONE DEL CIUCCO DI GERRI (FKG)	30
2.1.3.	- FORMAZIONE DEL MONTE GRAMMONDO (GMM)	30
2.1.4.	-FORMAZIONE DEL MONTE GROSSO (GOS).....	32
2.1.5.	- MARNE E CALCARI MARNOSI DI TRUCCO (TUC).....	32
2.1.6.	- FORMAZIONE A MICROCODIUM (MICROCODIUM <i>AUCT.</i>) (MIC)	33
2.1.7.	- CALCARENITI DI CAPO MORTOLA (NCM)	35
2.1.8.	- MARNE SILTOSE DI OLIVETTA S. MICHELE (OSM).....	36
2.1.9.	- FLYSCH DI VENTIMIGLIA (FYV)	37
3.	- STRATIGRAFIA DELLE COPERTURE NEOGENICHE	38
3.1.	- DEPOSITI PLIOCENICI	38
3.1.1.	- BRECCIE DI TAGGIA (BDT)	38
3.1.2.	- ARENARIE DI COPEIRA (AAP).....	39
3.1.3.	- ARGILLE DI ORTOVERO (ORV)	39
3.1.4.	- CONGLOMERATI DI MONTE VILLA (CMV)	41
3.2.	- DEPOSITI QUATERNARI	43

3.2.1.	- DEPOSITI MARINI TERRAZZATI (G_{N1})	43
3.2.2.	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (B_{N1-3})	44
3.2.3.	- DEPOSITI DI SPIAGGIA (G_2)	45
3.2.4.	- DEPOSITI ALLUVIONALI (B)	46
3.2.5.	- FRANE E DEBRIS FLOW	47
3.2.5.1.	- Depositi di frana (a_1)	47
3.2.5.2.	- Debris flow di Airole (b_4)	49
3.2.6.	- COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (B_2)	50
3.2.7.	- DETRITI DI FALDA (A_3)	50
3.2.8.	- DETRITI DI VERSANTE (A)	51
3.2.9.	- DEPOSITI ANTROPICI (H)	51
V.	- STRATIGRAFIA DELLA PARTE A MARE.....	52
1.	- SISMOSTRATIGRAFIA.....	52
1.1.	- IL SUBSTRATO PRE-PLIOCENICO	52
1.2.	- IL PLIOCENE INFERIORE.....	53
1.3.	- IL PLIO-QUATERNARIO	53
VI.	- TETTONICA.....	55
1.	- PARTE A TERRA	55
1.1.	- DEFORMAZIONI DUTTILI	55
1.2.	- DEFORMAZIONI FRAGILI.....	58
2.	- PARTE A MARE	61
VII.	- SISMICITA'	63
1.1.	- SISMICITÀ STORICA	63
1.2.	- SISMICITÀ ATTUALE	64
1.3.	- LA LINEA SAORGE-TAGGIA E IL TERREMOTO DI VENTIMIGLIA DEL 21 APRILE 1995	67
1.4.	- LA SISMICITÀ DEL MARGINE CONTINENTALE E DEL BACINO	68
	BIBLIOGRAFIA.....	69

I - INTRODUZIONE

I Fogli 257 Dolceacqua e 270 Ventimiglia alla scala 1:25.000 (Fig. 1) sono stati realizzati nell'ambito del progetto Strategico Alcotra-RiskNat: in data 12.10.2009 la Regione Liguria ha affidato al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pavia l'incarico di eseguire le attività previste per la parte a terra. Per la parte a mare l'incarico è stato successivamente affidato al Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste.

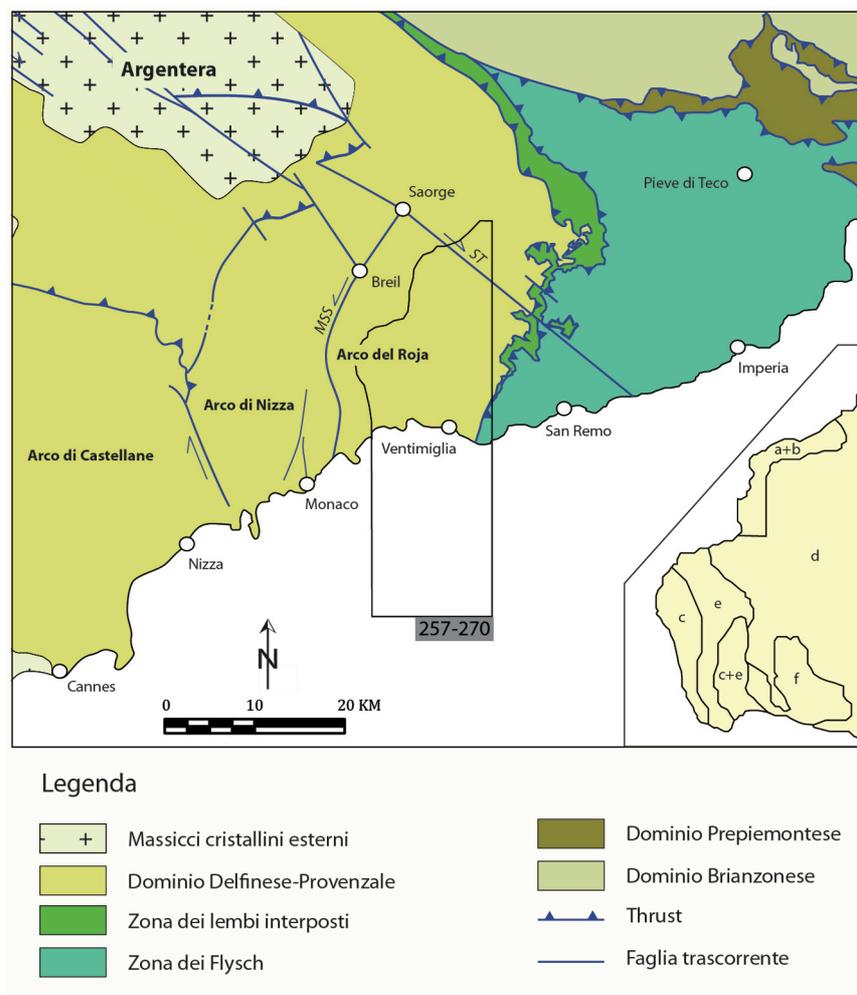


Fig. 1 - Posizione dei Fogli 257 Dolceacqua e 270 Ventimiglia nella catena delle Alpi Marittime e quadro (in basso a destra) dei rilevatori: a+b) G. Dallagiovanna, P.L. Vercesi; c) M. Maino; c+e) M. Maino, G. Toscani; d) A. Decarlis; e) G. Toscani; f) A. Breda.

I rilevamenti geologici sono stati effettuati negli anni 2010-2011 utilizzando, come base topografica, le Carte Tecniche Regionali della Regione Liguria alla scala 1:10.000, le 7 e 2 sezioni nelle quali i fogli Dolceacqua e Ventimiglia sono rispettivamente suddivisi. I Fogli 257 Dolceacqua e 270 Ventimiglia ricadono, dal punto di vista amministrativo, interamente nella Provincia di Imperia che confina, a ovest e a nord, con la Francia.

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO E LA STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA

1.1. - PARTE A TERRA

Il criterio di rilevamento seguito è stato quello di cartografare unità litostratigrafiche (formazioni e membri) per la maggior parte codificate già nel Foglio 258-271 San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010), alla scala 1:50.000, realizzato nell'ambito del Progetto CARG. A tale foglio, confinante a ovest con i Fogli Dolceacqua e Ventimiglia è stato fatto riferimento per quanto concerne sia le unità meso-cenozoiche, sia quelle quaternarie e per le quali ci si è attenuti, ove possibile, alle suddivisioni ivi riportate. Ovviamente sono state utilizzate, per le unità litostratigrafiche presenti anche nei Fogli in parola, le stesse sigle del Foglio San Remo. La legenda è stata strutturata secondo il criterio litostratigrafico con cui sono state disposte le formazioni anche all'interno delle unità tettoniche San Remo-Monte Saccarello e Baiardo-Triora che, presenti solo marginalmente nella parte sud-orientale dei fogli, compaiono da quella geometricamente più elevata a quella più profonda.

La parte a terra comprende anche una fascia in territorio francese, a partire dal Monte Toraggio a Nord sino alla costa, dell'ampiezza media di 2 Km, che è stata inserita per facilitare la lettura comparata tra i Fogli Dolceacqua e Ventimiglia e il Foglio alla scala 1:50.000 Mentone-Nizza, edito dal BRGM Francese (GÈZE *et alii*, 1968), nello spirito del progetto europeo Alcotra-RiskNat. Poiché in quest'area le unità sono state cartografate dagli Autori francesi con criteri cronostatigrafici, abbiamo effettuato la conversione in unità litostratigrafiche seguendo i criteri della cartografia italiana e in particolare quelli del progetto CARG. La Tab. 1 riassume le unità litostratigrafiche informalmente istituite in questa sede equivalenti a quelle cronostatigrafiche francesi.

1.2. - PARTE A MARE

I criteri adottati per il rilevamento ricalcano quelli seguiti per l'attiguo Foglio 258-271 San Remo, a scala 1:50.000. Ad integrazione dei dati di sismica a riflessione ricavati nell'ambito dei Progetti Finalizzati C.N.R. e nell'ambito del Progetto franco-italiano MALISAR, si è provveduto ad un rilievo con air-gun ad alta risoluzione e chirp di uguale maglia (Fig. 2) e a campionamenti integranti le conoscenze sedimentologiche reperite in letteratura. Per quanto riguarda la legenda si è seguito lo schema canonico dell'ISPRA per le aree marine, completandolo con nuove notazioni morfologiche orientate a evidenziare la morfodinamica del margine continentale.

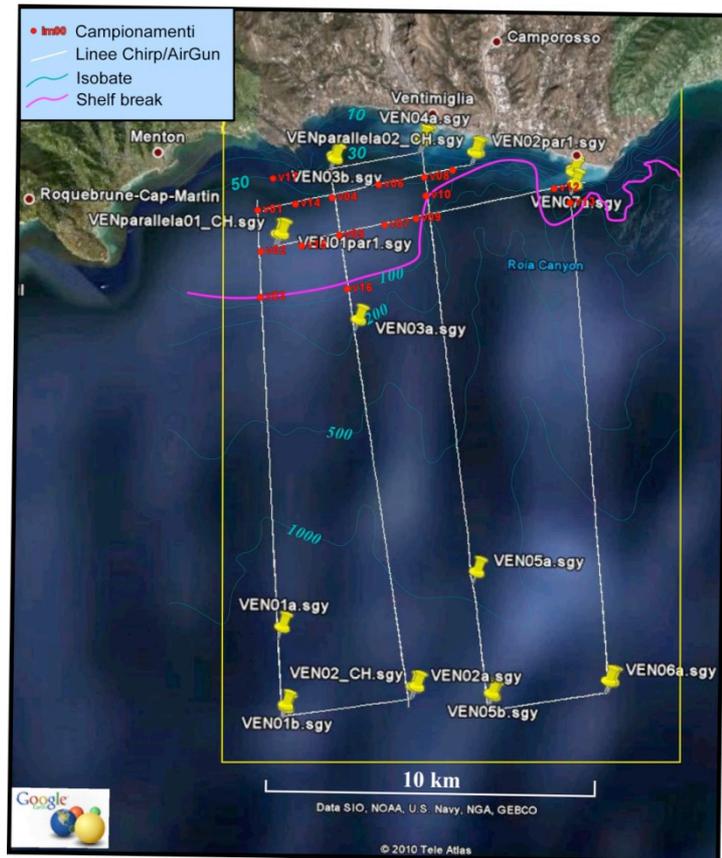


Fig. 2. - Ubicazione dei profili Air-gun eseguiti per il progetto e dei campioni di sedimento

2. - ASPETTI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI DELL'AREA EMERSA

I Fogli Ventimiglia e Dolceacqua comprendono un'area che appartiene interamente al bacino tirrenico. La morfologia dell'area (LAURETI, 1991) è prevalentemente legata all'attività dei corsi d'acqua (ROVERETO, 1904), ai processi di versante (ad es., FEDERICI & CHELLI, 2007) e alla degradazione meteorica; in ogni caso è evidente come la morfogenesi e l'evoluzione del rilievo sia stata condizionata dalle caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti, alquanto diversificate, e dall'assetto strutturale, prodotto dalle fasi deformative sia duttili e fragili sia, fra queste ultime, dai più recenti eventi neotettonici (Fig. 3) (ZIZIOLI *et alii*, 2011). Ciò ha favorito una spiccata selettività da parte delle forze del modellamento, tra le quali vanno considerati i processi di alterazione superficiali e quelli gravitativi, resi più o meno intensi in concomitanza delle variazioni climatiche che si sono alternate durante il Quaternario.



Fig. 3 - Presso l'abitato di Pigna la valletta, sottolineata dal tratteggio, risulta sospesa.

Occorre ricordare inoltre le variazioni quaternarie del livello del mare (CAROBENE, 2004) che rappresenta il livello di base dell'area. Per quanto attiene alle condizioni climatiche, BRANCUCCI (1994) ha descritto il clima di tutta la regione Liguria, elaborando le serie storiche dei dati delle temperature e delle precipitazioni di 157 stazioni e, adottando la classificazione di BAGNOULS & GAUSSEN (1957), ha definito il tipo di clima delle varie zone. In particolare, riguardo all'area in esame, l'autore riporta un clima di tipo mesaxerico continentale (sottozona ipomesaxerica) nelle aree confinanti a nord (stazione di Colle Melosa, immediatamente a est di M. Pietravecchia); mediterraneo - sottozona submediterranea, nelle zone intermedie (stazione di Airole) e mediterraneo-mesomediterraneo, in prossimità della costa (stazioni di Mortola inferiore e Ventimiglia).

Orografia

I principali rilievi montuosi sono distribuiti lungo i crinali confinanti con il territorio francese nel Foglio Dolceacqua. Nella sua porzione occidentale spicca la vetta del M. Grammondo (1380 m) mentre, proseguendo in direzione N-NE lungo il confine italo-francese, si incontrano cime via via più elevate (M. Lega, 1556 m; Cima di Longambon, 1642 m) sino ad arrivare al M. Toraggio (1972 m) e al M. Pietravecchia (2038 m) che costituiscono le cime più elevate dei Fogli. Ancora da segnalare, nella parte centrale del Foglio Dolceacqua, sia la dorsale dell'Abellio (1015 m) che sale sino al M. Colombin (1026 m) che fa da spartiacque tra il bacino del F. Roja e quello del T. Nervia, sia quella che sale al M. Alto (1269 m), al M. Gouta (1315 m) e al M. Giardino (1285 m) verso il passo Muratone (1157 m). Come si può notare, lo spartiacque settentrionale del Nervia raggiunge quote elevate, tanto che, come sopra accennato, le condizioni climatiche diventano di tipo continentale. E' opportuno sottolineare, inoltre, che l'isoipsa 1.000 m, che riveste un

particolare significato dal punto di vista climatico, si trova mediamente a soli 12-13 km circa dal mare, con un minimo di 3,3 km circa dai pressi di Cima Longoira e un massimo di 22 km circa dalla Valle dell'Incisa, a sud del Monte Pietravecchia).

Un particolare accenno merita la grande parete sub-verticale, alta alcune decine di metri, in sinistra Roja tra M. delle Fontane e l'abitato di Roverino (Fig. 4), scolpita nei conglomerati pliocenici. Gli effetti della degradazione selettiva, amplificati dall'azione eolica sono ben evidenti con cavità di varie dimensioni, spesso allungate orizzontalmente, nel senso dello spirare dei venti.



Fig. 4 - Le pareti di Roverino mostrano le evidenti tracce della degradazione selettiva che ha colpito le parti meno cementate dei Conglomerati di Monte Villa, alla base dei quali è ben riconoscibile l'accumulo di frana a blanda pendenza e con copertura vegetale.

Idrografia

I corsi d'acqua principali sono rappresentati dal F. Roja e dal T. Bevera che nascono entrambi in territorio francese; a questi si aggiungono il T. Nervia, con il Rio Barbaira che in esso confluisce poco a nord di Dolceacqua e il T. Vallecrosia che, poco a valle dell'abitato di Soldano, prende il nome di T. Verbone. Nella parte più orientale, al limite dei fogli, sfocia, in corrispondenza dell'abitato di Bordighera, il T. Borghetto. Con estensione minore, a occidente nel Foglio Ventimiglia, la Valle di Latte costituisce parte del bacino idrico del versante orientale del crinale che sale verso il M. Grammondo. Tutti questi corsi d'acqua hanno decorso circa N-S. Per quanto attiene al F. Roja, la valle si presenta stretta e profondamente incisa (Fig. 5) nelle più resistenti bancate calcaree della Formazione di Trucco e si possono ammirare spettacolari meandri incassati, alcuni dei quali sono caratterizzati da un lobo di ridotte dimensioni ben delimitato da uno stretto collo. Ne sono

un esempio, quelli che si incontrano appena a valle di San Michele e di Airole. Al passaggio nel Flysch di Ventimiglia, nella zona di Trucco, la valle inizia ad ampliarsi e si delinea una piana di fondovalle via via sempre più estesa. All'incirca analoga è la morfologia della valle del Bevera, affluente di destra del Roja, che mostra una fitta sequenza di meandri in roccia, fino all'abitato di Torri. Più a valle, il Bevera, entrando nel dominio dei flysch, scorre in un fondovalle più ampio e alluvionato. E' da notare come l'andamento planimetrico del Bevera sia caratterizzato da due netti gomiti di deviazione, a valle di Bossaré e presso Collabassa. Riguardo a questa doppia deviazione sono state avanzate ipotesi da BONI & PELOSO (1973), BONI *et alii* (1989, 1991, 1995), che presuppongono un antico tracciato del Bevera verso sud, direttamente verso il mare, lungo quella che sembra la sua naturale continuazione attraverso la sella di Sant'Antonio, nella valle di Latte. Gli autori indicano una cattura da parte di un affluente del Roja facilitata da una tettonica recente della quale l'area mostra numerosi indizi. Inoltre, il torrente Latte è l'unico corso d'acqua della zona che presenta una foce a delta (Fig. 6), che peraltro a tutt'oggi è in fase di riduzione.



Fig. 5 - A sinistra, tratto della Val Roja presso Airole: il corso d'acqua, profondamente incassato, scorre direttamente sul substrato rappresentato dalle Marne e Calcari Marnosi di Trucco. Sullo sfondo si individua il vallone, ai cui piedi è ubicato l'abitato di Airole, dal quale ha avuto origine l'antico debris flow descritto nel capitolo dedicato ai depositi quaternari. A destra, spettacolare meandro del Bevera, presso Collabassa.

Il bacino del Torrente Nervia, che nasce dalle pendici del Monte Pietravecchia e sfocia a Vallecrosia, è il più esteso dell'area e copre buona parte del foglio. Esso ha una forma piuttosto stretta dalla foce alla confluenza con il T. Barbaira, poco a nord di Dolceacqua e successivamente si amplia con numerosi affluenti, tra i quali, il più importante è il già citato Barbaira. Nella zona più meridionale spiccano le falesie conglomeratiche di Santa Croce e di Monte Baraccone, il fondovalle è relativamente ampio e spesso raccordato al versante tramite depositi eluvio-colluviali. Il tratto di valle impostato prevalentemente nel Flysch di

Ventimiglia presenta numerosi accumuli detritici e corpi di frana e la zona di testata presenta una morfologia abrupta con profonde e strette incisioni nei terreni calcarei. Vale la pena di ricordare anche il canyon del torrente Barbaira, con spettacolari forme di erosione fluviale: cascate e pool, marmitte dei giganti di dimensioni variabili dal centimetro al metro. Infine si menziona il bacino artificiale di Tenarda, nell'alta Valle Nervia che, situato a quota 1319, con un invaso che può contenere oltre 1.500.000 mc di acqua, è utilizzato principalmente per l'approvvigionamento idropotabile e idroelettrico di Sanremo.



Fig. 6 - Parte più distale dei depositi deltizi del T. Latte. Sullo sfondo Capo Mortola.

Il carsismo

Data la notevole estensione degli affioramenti di rocce carbonatiche, che spesso sono caratterizzate da fratturazioni e superfici poco acclivi, nell'area in esame sono diffusi i fenomeni carsici e le relative morfologie (CALANDRI, 1986). L'area dove il carsismo è sviluppato maggiormente corrisponde all'alta valle del T. Nervia (CALANDRI & CAMPREDON, 1982), in prossimità del confine francese, nella zona del M. Grammondo, ai Balzi Rossi. In quest'ultima località le grotte hanno visto una notevole frequentazione in epoca preistorica, come descritto successivamente. Nelle altre aree, sono presenti manifestazioni sia epigee con campi carreggiati e solcati, rill, crepacci e canyon carsici, sia ipogee con pozzi e cavità di varie dimensioni. Nell'alta valle del Nervia, sono state individuate 56 grotte (BRIXIO, 1987; CALANDRI, 2003) nel massiccio del M. Pietravecchia e quasi tutte, tranne due, ricadono nel comune di Pigna. Se ne ricordano qui alcune: l'abisso del Pietravecchia, situato a quota 1665 m e profondo 95 m: la cavità è collegata a un complesso ipogeo che si sviluppa per 305 metri. La Tana dei Rugli (Grotta grande di Buggio) si trova a quota 740 m, ha un'estensione di 1620 m e una profondità di 142 m. Essa si sviluppa nei calcari nummulitici del M. Toraggio e presenta una serie di gallerie, pozzi con sifoni, saloni e laghetti. La caverna della Giachera, nella valle del Rio Cervo ha uno sviluppo di 74 m e al suo interno sono stati ritrovati i resti dell'*Ursus Spaeleus*. Nel comune di Olivetta San Michele, il massiccio calcareo del M. Grammondo è interessato dalla presenza di carsismo superficiale e da cavità ipogee, tra le quali si può menzionare lo Sgarbu Rundu, ubicato a quota 685, con uno sviluppo di 28 m e un ingresso in parete, costituito da due fori circolari. La cavità è ampia e le pareti e la volta sono ricoperte di stalattiti (CALANDRI, 2008).

Il sito dei Balzi Rossi

Tra Capo Mortola e il confine di stato, in un tratto di costa alta, con pareti rocciose verticalizzate, è ubicato il sito internazionalmente conosciuto dei Balzi Rossi, nella frazione di Grimaldi. Attualmente questa parete, che raggiunge i 100 m di altezza, si trova in posizione più arretrata rispetto alla battigia e non risulta più interessata dall'azione diretta del moto ondoso, quindi può essere classificata come una falesia morta (CORTEMIGLIA, 2004). La composizione litologica nella quale è scolpita la falesia, corrispondente ai calcari della Formazione di Grammondo, ha favorito lo sviluppo di fenomeni carsici e il modellamento di grotte che si sono approfondite anche per l'azione del mare e, in parte, anche del vento. Il sito riveste un grandissimo interesse sia dal punto di vista geologico, per i sedimenti marini fossiliferi che per i reperti paleontologici (TINÈ, 1990) che consentono di tracciare l'evoluzione geomorfologica dell'area e della sua frequentazione da parte dell'uomo, e di segnare anche le tappe cronologiche.

La zona archeologica comprende grotte e ripari (Fig. 7) che si aprono a varie quote, tra 8 e 17 m s.l.m., e che sono stati studiati a partire dalla metà del 1800 (DEL LUCCHESI, 1996, *cum biblio*). Altre grotte si ritrovano in posizione più sopraelevata (a circa 100 m) sulle pendici del M. Bellenda.

Particolarmente significative sono le testimonianze delle variazioni quaternarie del livello del mare che si riconoscono nei terrazzi marini con forme erosive (solchi di battente e fori di litodomi) e da sequenze di sedimenti conservati all'interno delle grotte (LEONARDI, 1935; BLANC, 1938).

La posizione più rilevata e più antica del livello del mare è stata riconosciuta a quota 108 s.l.m. all'interno della Grotta Voronov, dove sono presenti fori di litodomi e tracce di depositi di spiaggia riferibili al Pleistocene inferiore, in relazione al contenuto microfaunistico. In posizione più bassa, sito dell'ex birreria, è stata riconosciuta una successione interglaciale-glaciale-postglaciale (CREMASCHI *et alii*, 1991). Fori di litodomi si

rinvengono anche nella Grotta del Caviglione e nella Grotta dei Fanciulli tra 30 e 35 m s.l.m.; quest'ultima mostra anche un solco di battente tra 22 e 23 m s.l.m. e, inoltre, sul fondo, sono state ritrovate sabbie contenenti foraminiferi. Le quote 30-35 m sono state collegate da DE LUMLEY (1969) a una fase trasgressiva del Pleistocene medio (all'interno della glaciazione Mindell) e i solchi a 22-23 m alla trasgressione Mindell Riss. Altre tracce di fori di litodomi e solchi di battente sono stati individuati tra 21 e 24 metri nella Grotta Costantini, nel Riparo Mochi, nella Barma Grande e nella Grotta del Principe. Nella Barma Grande il rinvenimento di faune tirreniane (*Strombus Bubonius*) pone il livello del mare tra 9,5 e 11 m sul livello attuale in corrispondenza del MIS 5,5 della curva isotopica dell'ossigeno (FEDERICI, 2007). Dopo la trasgressione tirreniana, la fascia costiera, liberata dal mare viene frequentata dall'uomo e i resti di vertebrati, cacciati dall'uomo preistorico indicano il passaggio dal clima caldo (rinoceronte, elefante, leopardo ecc.) al clima temperato e freddo (orso, cavallo, cervo, stambecco ecc.). Le sepolture, gli abbondanti resti ossei e i prodotti delle industrie litiche rendono il complesso dei Balzi Rossi uno dei siti più significativi per la conoscenza del Paleolitico. A titolo esemplificativo si segnalano i principali rinvenimenti in alcune grotte (TINÈ, 1984; DEL LUCHESE, 1996). Nella Grotta della Barma Grande, dove il deposito arrivava a 12 metri di spessore, dallo strumentario di pietra tipico del Paleolitico medio e, in particolare, del Musteriano, si passa agli eccezionali rinvenimenti del Paleolitico superiore, con utensili litici e statuine femminili che sono state ritrovate anche nella Grotta del Principe. Sono state inoltre rinvenute sei sepolture di individui del tipo Cro-Magnon, dotati dei propri ornamenti. Anche nella Grotta dei Fanciulli è stata ritrovata una sepoltura appartenente a un individuo del tipo Cro-Magnon; inoltre, una seconda ha evidenziato la presenza di due individui dagli spiccati tratti negroidi, che sono stati indicati come "razza di Grimaldi" o "uomo di Grimaldi". Al Riparo Mochi (Fig. 7) il cospicuo deposito ha uno spessore di circa 10 metri e contiene resti riferibili a due intervalli distinti: il primo relativo al Musteriano (Paleolitico Medio), il secondo caratterizzato da numerosi focolari corrispondenti all'Aurignaziano e al Gravettiano (Paleolitico superiore). Le date radiocarboniche, derivate dai residui carboniosi, hanno confermato la cronologia. Negli strati superiori sono stati inoltre scoperti strumenti litici databili al Paleolitico Superiore (Epigravettiano) e alcune incisioni anch'esse riferibili al Paleolitico superiore.

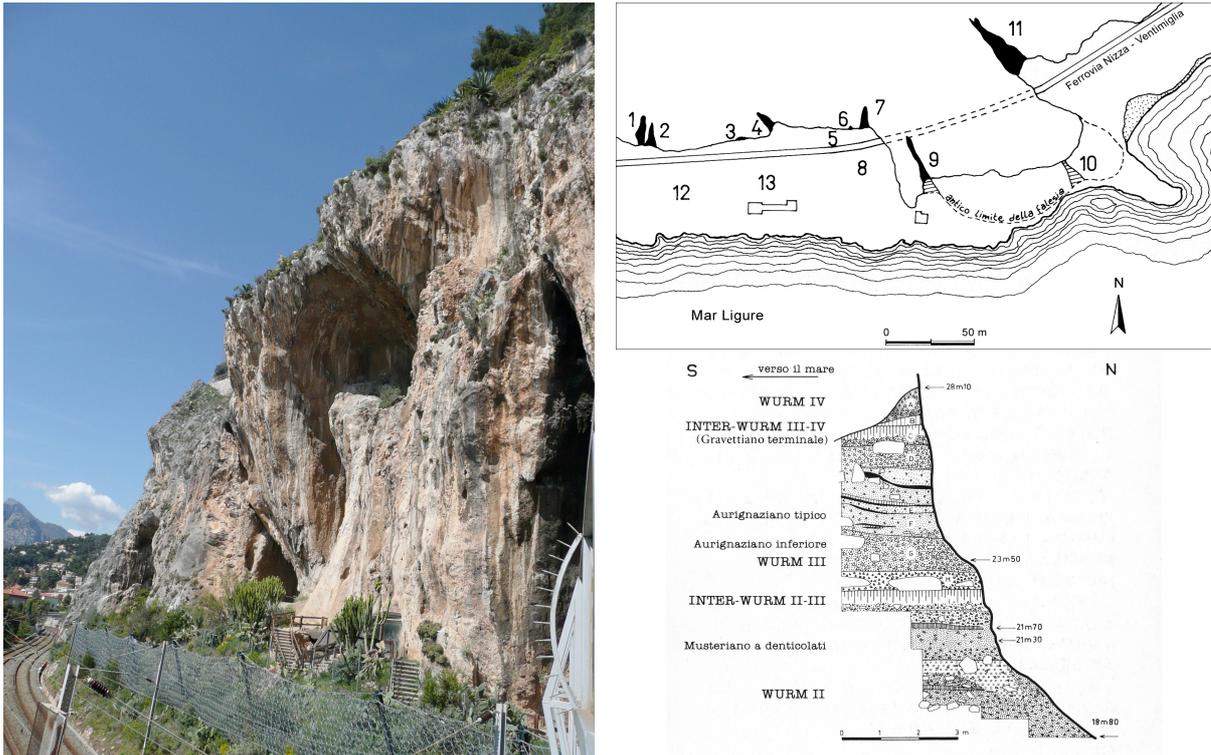


Fig. 7 - A sinistra, l'alta parete dei Balzi Rossi con alcune delle grotte descritte nel testo, situate a monte della ferrovia. A destra, in alto, planimetria dell'ubicazione delle grotte dei Balzi Rossi. 1 - Grotta del Conte Costantini; 2 - Grotta dei Fanciulli; 3 - Riparo Lorenzi; 4 - Grotta di Florestano; 5 - Riparo Mochi; 6 - Riparo Blanc-Cardini; 7 - Grotta del Caviglione; 8 - Riparo Bombrini; 9 - Barma Grande; 10 - Barma del Bausu da Ture (distrutta da lavori di escavazione verso la fine del 1800); 11 - Grotta del Principe; 12 - Ex Casinò; 13 - Ex Birreria (da DEL LUCCHESI, 1996, mod.). A destra in basso, stratigrafia del Riparo Mochi (da TINÈ, 1990).

L'antropizzazione

Come diffusamente si registra in buona parte della regione, anche l'area dei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua è caratterizzata da una pressione antropica che si concentra in corrispondenza alle morfologie più favorevoli e cioè dove le pendenze sono meno accentuate e i terreni sono prevalentemente sciolti e coltivabili. Purtroppo dato che il territorio è per la maggior parte montuoso e spesso con roccia affiorante, tali aree sono relativamente limitate, perciò intensamente sfruttate. Le coltivazioni, per lo più si sviluppano sui depositi alluvionali, sulle coltri eluvio-colluviali e, in assenza di queste, sulle coltri detritiche, anche a pendenza accentuata; tali coltri vengono rimodellate in terrazzette sostenute da muri a secco. I centri abitati e la viabilità, sono spesso collocati nei fondovalle alluvionati. La zona prospiciente il mare è quella che maggiormente risente della presenza dell'uomo. Infatti ad eccezione delle alte coste rocciose, quelle basse sono completamente edificate, le spiagge sono rimaneggiate, soprattutto dove c'è una tendenza all'arretramento in corrispondenza di impianti turistici, e, inoltre, la necessità di vie di comunicazione sempre più efficaci e moderne ha richiesto interventi di perforazione di gallerie, di costruzione di ponti, di rilevati e quant'altro. Il rilevamento dei depositi quaternari ha dovuto scontrarsi con queste realtà e spesso per tali depositi, non direttamente osservabili, si è ricorsi all'interpretazione geomorfologica.

3. - GEOMORFOLOGIA DEL MARGINE CONTINENTALE

Il margine continentale della zona di confine tra Liguria e Provenza presenta una morfologia fortemente articolata per la presenza di canyon sottomarini importanti. La piattaforma, di media ampiezza (in rapporto all'intero margine alpino), si sviluppa ad O di Ventimiglia, mentre ad E di questa scompare in corrispondenza delle testate dei canyon principali. Il ciglio si situa attorno ai -110 m; la ripida scarpata sottostante è quasi interamente occupata da canali erosivi e da masse di sedimento mobilizzate per gravità o instabili (Fig. 8) (GENNESSEAUX *et alii*, 1980).

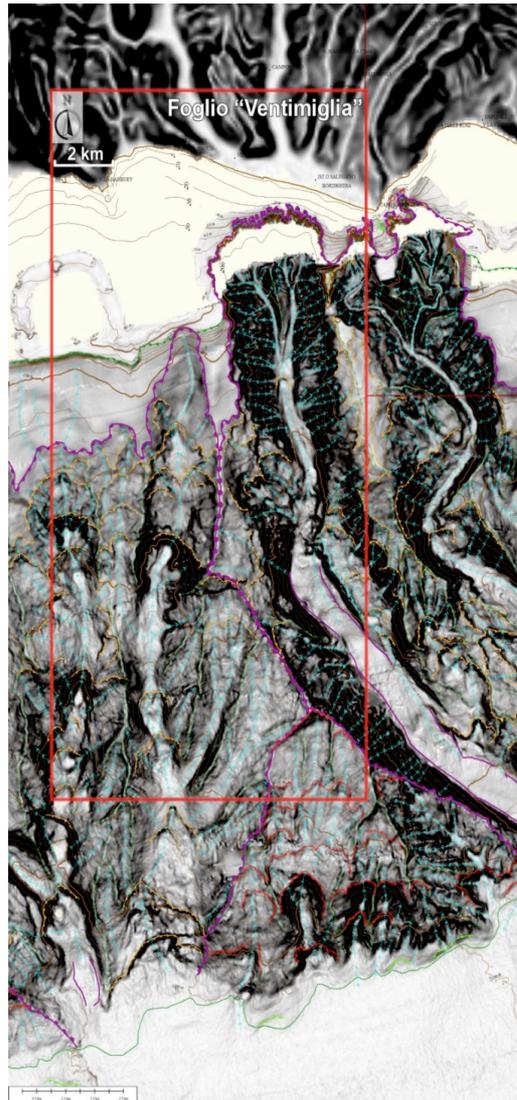


Fig. 8 - Morfobatimetria dell'area di margine continentale in cui è inserito il Foglio Ventimiglia.

Il Canyon del Roja è un ampio solco erosivo che parzialmente si confonde, ad E, col Canyon di Bordighera, situato nell'attiguo Foglio San Remo; l'ampiezza del canale rimane praticamente costante sino alla testata, che termina con molte digitazioni fortemente incise e protese verso terra sino ai -30m . Di andamento circa N-S sino ai -800 m, il canale poi divaga per curvare verso SE nel tratto inferiore. L'attiguo, importante canale, che intacca il ciglio della piattaforma, da noi denominato Canyon della Rocca dal nome del promontorio antistante, mantiene per tutto il suo sviluppo orientamento N-S. Praticamente parallelo ad esso è il Canyon della Mortola, la cui ampia testata a più lobi si arresta ai -270 m. Tutti i

canali sono articolati al loro interno da una miriade di canali minori e nicchie di distacco di numerose frane, mentre gli speroni sedimentari che li separano rappresentano masse instabili aggredite dall'erosione. Ben separati nella parte più profonda i due canyon minori tendono a riunirsi in prossimità delle testate a causa dell'erosione delle creste sedimentarie interposte (Fig. 9).

Studi recenti dimostrano che le frane sottomarine, anche se si verificano ad alta profondità, possono dare origine ad onde anomale non trascurabili (MIGEON *et alii*, 2011). Una volta iniziato, il processo può propagarsi verso l'alto, destabilizzando per "sostegno manco" altre imponenti masse sedimentarie, come si riscontra nel vicino Foglio San Remo; riteniamo che il canyon della Mortola si sia impostato con questo processo. Una volta delineato, il canale diventa sede anche di correnti trattive che lo ampliano e ulteriormente permettono al sistema erosivo di propagarsi verso l'alto. Anche il Canyon della Rocca mostra importanti nicchie di distacco al suo interno. Queste ultime, piccole o grandi, rappresentano un elemento morfologico diffuso in tutto il Foglio, tanto da caratterizzare il margine in questione come una zona a morfodinamica vivace in atto, probabilmente propiziata dalla frequente attività sismica. Non mancano evidenze di condizionamenti tettonici per i canali minori. Nel complesso il margine è totalmente interessato da un'erosione retrogressiva che tende a trasferire i sedimenti verso la conoide profonda.

Quest'ultima inizia bruscamente al piede della ripida scarpata, in corrispondenza di linee tettoniche attive, già rilevate nel Foglio attiguo (San Remo, integrazione a scala 1:100.000).

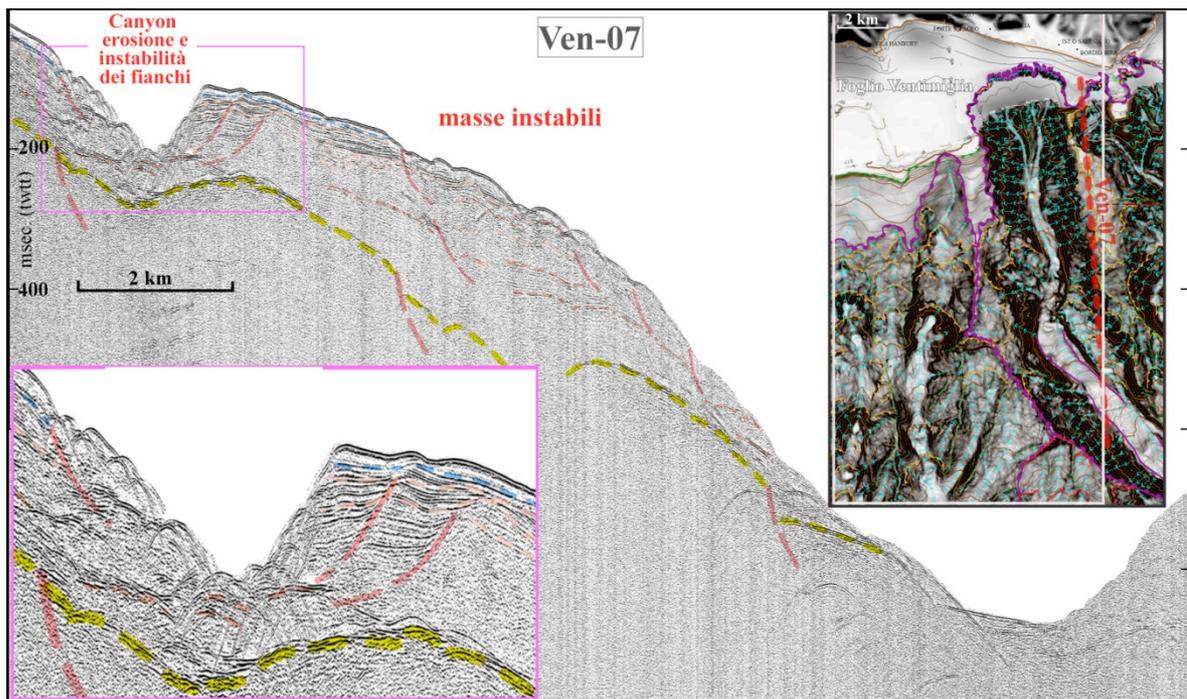


Fig. 9 - Profilo Air-gun attraverso una massa di sedimento instabile, già interessata da movimentazioni gravitative.

Nella parte inferiore della scarpata, non compresa nell'area del Foglio, ampie nicchie testimoniano del distacco di imponenti frane sottomarine generatrici di correnti di torbida (Fig. 10).

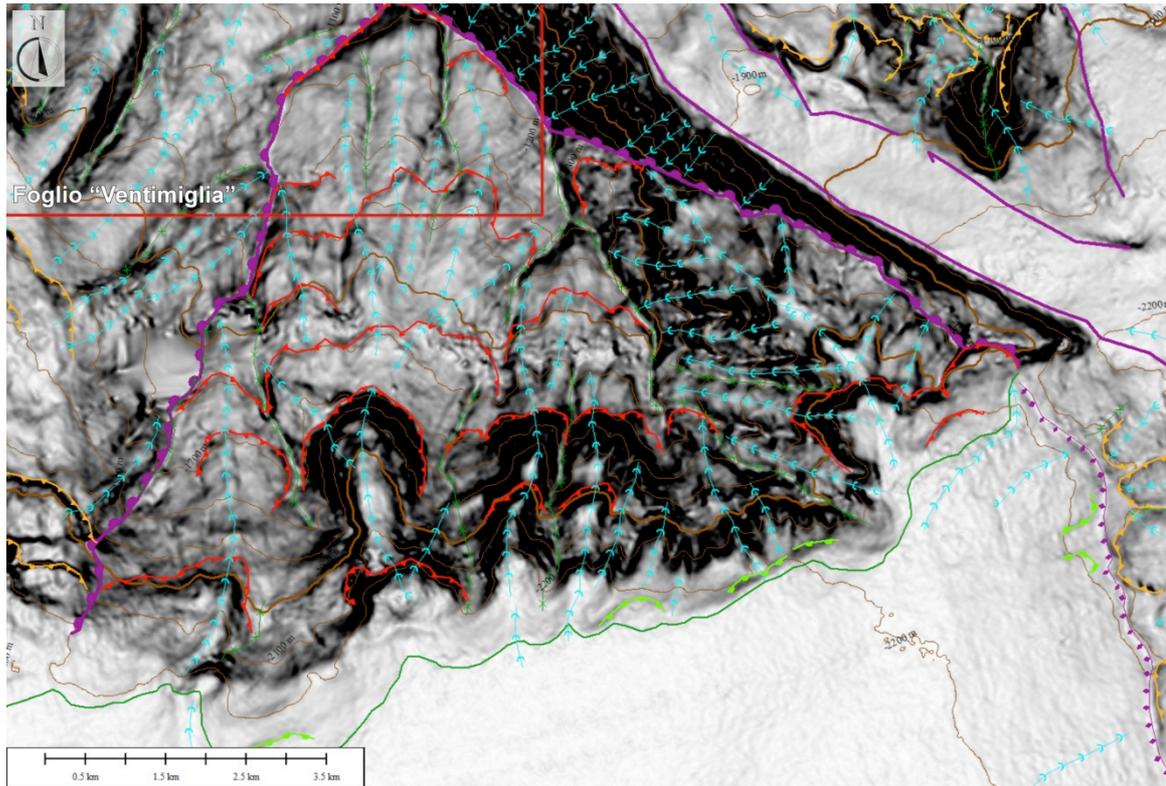


Fig. 10 - Nicchie di distacco di grosse frane al piede della scarpata continentale. Il materiale franato è stato definitivamente allontanato.

II - CENNI SUGLI STUDI PRECEDENTI

1. - PARTE A TERRA

Fra i diversi lavori della prima metà del secolo XIX, relativi alle tematiche presenti nel Foglio, vanno ricordati quelli di PARETO (1846) e SISMONDA (1866), autori di lavori stratigrafici e cartografici. Nella seconda metà dell'800, oltre ai contributi di autori francesi che portarono alla pubblicazione dei primi fogli geologici da parte del Service Géologique National de France a scala 1:80.000, vanno ricordati quelli del FRANCHI che, tra il 1881 e il 1893, effettuò anche, per conto del Regio Servizio Geologico d'Italia, i rilevamenti del foglio 1:100.000, 102 "San Remo" che, con aggiornamenti apportati dall'Autore nel 1926, verrà poi pubblicato nel 1928: a questa scala, il Foglio rappresenta ancora la carta geologica italiana ufficiale esistente.

Negli anni 1910-1912, BOUSSAC compara questo settore delle Alpi Marittime con quello dell'Ubaye-Embrunais e riconosce un insieme di falde di ricoprimento che riposano sul Flysch di Ventimiglia che ritiene equivalente del "Grès d'Annot".

Verso la metà del secolo scorso la scuola francese, sotto la guida di P. FALLOT, pubblica diversi importanti lavori (FALLOT, 1949; FALLOT & FAURE MURET, 1954; FALLOT & LANTEAUME, 1956; FAURE MURET, 1955; FAURE MURET & FALLOT, 1954, 1955; FAURE MURET *et alii*, 1957) sia sul massiccio dell'Argentera e sulle sue coperture, sia sulla zona dei flysch. Fondamentali risultano questi dati che documentano, su base micropaleontologica, un'età cretacea (Cenomaniano-Maastrichtiano) dei Flysch ad Elmintoidi.

A questi seguono diversi altri contributi da parte di ricercatori sia stranieri (perlopiù francesi), sia italiani. Fra quelli pertinenti ai fogli in questione vanno ricordati GÉZE (1956, 1960a, 1960b, 1961), che evidenzia eventi deformativi che hanno generato l'Arco di Nizza, riconoscendo il ruolo della disgiunzione Monaco-Sospel-Breil e LANTEAUME (1958). Dieci anni dopo, LANTEAUME (1968) pubblica un'ampia monografia sulle Alpi Marittime franco-italiane con dati stratigrafici e strutturali fondamentali, corredata da carta geologica e schema strutturale alla scala 1:100.000. Un dettagliato resoconto di altri contributi è riportato in questo lavoro.

BODELLE & CAMPREDON (1968, 1969) riferiscono sulla stratigrafia della Formazione a "Microcodium" e dei soprastanti terreni eocenici delle Alpi Marittime franco-italiane e sul loro ruolo paleogeografico. Da segnalare ancora un contributo di STURANI (1969) sul Luteziano delle valli Roja e Bevera.

Successivamente, CAMPREDON (1977) studia le formazioni paleogeniche delle Alpi Marittime franco-italiane fornendone numerosi dati stratigrafici e tracciandone un quadro tettonico-sedimentario dal Cretacico superiore all'Oligocene inferiore.

Nel frattempo vengono forniti contributi sui lembi pliocenici della Liguria occidentale e sulla Neotettonica dei Fogli 102 - San Remo e 103- Imperia (GIANMARINO & TEDESCHI, 1970, 1975; GIANMARINO *et alii*, 1978; BONI & PELOSO, 1973; BONI *et alii*, 1978,1980).

Un'importante contributo per la conoscenza della geologia delle Alpi Liguri viene fornito da VANOSI *et alii* (1984) che compendia dati stratigrafici, strutturali e modelli paleogeografici e cinematici.

Un interesse notevole ricoprono le carte geologiche alla scala 1:50.000 dei Fogli “Viève-Tende” (LANTEAUME, 1990) e “MENTON-NICE” (GÉZE *et alii*, 1968), del BRGM, che coprono, il primo un esteso settore dei fogli Ventimiglia-Dolceacqua, ed il secondo un settore di confine tra le Alpi Marittime franco-italiane.

Nell'ultimo decennio del secolo scorso e nel primo decennio di questo secolo vi sono stati diversi contributi sulla successione delfinese terziaria del bacino di avampaese alpino, a carattere sia stratigrafico-sedimentologico, sia strutturale.

Fra questi, MAEDDU *et alii* (1996) studiano il regime deformativo agente sulle Alpi occidentali, evidenziando vari settori interessati da meccanismi transtensivi e transpressivi con particolare riguardo all'allineamento Taggia-Saorge.

Interessanti, a questo proposito, sono i contributi sulla sismotettonica della Liguria Occidentale di EVA *et alii* (1990, 1992, 1999), che individuano strutture sismogenetiche sia a terra, sia a mare. Fra queste, viene dato un ruolo preminente alle trascorrenze Monaco-Sospel-Breil e Taggia-Saorge.

SINCLAIR *et alii* (1998) studiano la sedimentazione carbonatica eocenica delle Alpi Marittime francesi. BURGISSER & FORD (1998) evidenziano deformazioni per taglio, con due direzioni di trasporto sub-perpendicolari distinte, nella zona sud-orientale del Pelvoux.

GUPTA (1997), a sud del Pelvoux, nella zona di Champsaur, segnala una fase deformativa, con faglie inverse (troncate erosionalmente dalla discordanza basale pre-nummulitica) che tagliano i fianchi rovesci di pieghe (*fault-propagation folds*) che coinvolgono il substrato (coperture mesozoiche e basamento), che precede l'inizio della subsidenza del bacino delfinese-provenzale di avampaese (fenomeno che porterà alla deposizione dei calcari nummulitici). La successione terziaria stessa è quindi deformata da sovrascorrimenti e pieghe successivi al Flysch di Ventimiglia associati alla propagazione del fronte del *thrust* pennidico.

FORD *et alii* (1999) ipotizzano un modello di flessurazione isostatica che controllava i vari stadi di sviluppo del bacino di avampaese durante la sedimentazione.

Anche in alta Provenza, i calcari nummulitici troncano erosionalmente le pieghe SW-vergenti del Creatacico superiore (GUPTA & ALLEN, 2000). A ovest di Champsaur, nella regione di Devoluy, i calcari piegati del Cretaceo superiore sono ricoperti erosionalmente e in *onlap* dai conglomerati fluviali sottostanti ai calcari nummulitici (GUPTA, 1997; GUPTA & ALLEN, 2000). La deformazione post-maastrichtiana e pre-eocenica superiore può correlarsi con il *faulting* e il *folding* osservato nella regione di Champsaur.

Contributi stratigrafico-sedimentologici sulle glauconiti del Cretaceo inferiore e sulla Formazione a “*Microcodium*” vengono forniti ancora da PASQUINI *et alii* (2001, 2004). Analogamente, VARRONE & CLARI (2003) e VARRONE & DECROUEZ (2007) rivisitano sia la Formazione a “*Microcodium*” sia la successione nummulitica, datandole inoltre attraverso la fauna a foraminiferi.

GIANMARINO *et alii* (2007) segnalano un'attività tettonica, particolarmente energica nella parte interna del bacino, agente durante la sedimentazione del Flysch di Ventimiglia.

DI MARCO *et alii* (2011) effettuano un rilevamento stratigrafico-strutturale sulla successione delfinese nella zona di Sospel confinante con il Foglio Dolceacqua, mettendo in evidenza tre fasi deformative duttili delle quali l'ultima, causata da una tettonica diapirica, che produce la struttura sinclinalica del M. Agasien con assi orientati E-W, circa ortogonali a quelli delle strutture precedenti.

Per quanto riguarda i depositi pliocenici, vanno segnalati i contributi di MARINI (2001) con carta relativa, alla scala 1:25.000, dell'area di Ventimiglia-Bordighera stampata nel 2002, e di BREDI *et alii* (2007, 2009), sugli stessi lembi pliocenici. I due lavori interpretano

le associazioni, il numero di facies conglomeratiche e le strutture sedimentarie al loro interno in modo diverso: BREDA *et alii* (2007) riferiscono questi depositi ad un ambiente di delta tipo Gilbert, mentre MARINI (2001) ad un generico ambiente di delta conoide nel quale queste “torbiditi” si sarebbero deposte.

Di recente pubblicazione, nell’ambito del progetto CARG, alla scala 1:50.000, è il Foglio 258-271 San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 2010) e relative Note Illustrative (GIANMARINO *et alii*, 2010). A tale Foglio, che confina a occidente con i Fogli Ventimiglia e Dolceacqua, e alle relative Note illustrative si farà riferimento dal punto di vista nomenclaturale sia per quanto riguarda le unità litostratigrafiche comuni a tutti questi Fogli, sia per quanto attiene la bibliografia.

2. - PARTE A MARE

A parte l’interesse pionieristico del Principe Alberto I di Monaco, le ricerche geologiche propriamente dette sulla zona sono iniziate nell’immediato dopoguerra con l’esecuzione di levate batimetriche ad opera di ricercatori francesi e monegaschi, in particolare il BOURCART (1958). Affinate e proseguite negli anni ’60 da ricercatori francesi e italiani, quali lo stesso BOURCART (1960), ALINAT *et alii* (1966,1969), SEGRE (1960) e ANGRISANO & SEGRE(1969), hanno conosciuto una notevole intensificazione negli anni ’70 ed ’80, anche grazie ai Progetti Finalizzati del C.N.R., soprattutto in funzione dell’interesse che il Bacino Ligure e i suoi margini suscitavano per la definizione dei modelli geodinamici di evoluzione del Mediterraneo occidentale e delle catene vicine. Citiamo per brevità i lavori di ALVAREZ (1972), AUZENDE *et alii* (1973), BURRUS (1989), FANUCCI & NICOLICH (1984), IRR (1975), LE PICHON *et alii* (1971), HSU *et alii* (1973), RYAN (1973), REHAULT *et alii* (1974), REHAULT *et alii* (1984), CHAUMILLON *et alii* (1994), LARROQUE *et alii* (2001, 2005, 2011), BIGOT-CORMIER *et alii*, (2004) e il Foglio CARG, alla scala 1:50.000, 258-271 San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 2010) e relative Note Illustrative (GIANMARINO *et alii*, 2010, con bibliografia).

Il tema geodinamico è stato ripreso più volte in sede internazionale da autori di spicco, ma ad una scala che non consentiva di trattare delle specificità del margine in esame.

III. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - PARTE A TERRA

Se si escludono i Flysch ad Elmintoidi e il Flysch di Baiardo, affioranti limitatamente nella porzione sud-orientale, e i lembi pliocenici, l'area dei Fogli è occupata dalla successione meso-cenozoica delfinese-provenzale di avampaese.

La zona rappresenta un settore cruciale per la comprensione degli eventi geologici che hanno interessato il segmento meridionale delle Alpi Marittime ove, sull'avampaese europeo, vengono ad accavallarsi le falde alpine (Fig. 11). Questo settore è stato interessato dalle deformazioni alpine con pieghe e sovrascorrimenti nelle coperture osservabili anche negli archi di Nizza e del Roja.

Le unità alpine, affioranti solo marginalmente, rappresentano la parte strutturalmente più elevata della catena e sono formate da successioni sedimentarie di pertinenza oceanica, dominio interposto tra le placche europea e adriatica. Il quadro geologico-regionale, assai vario e interessante, deriva dall'interazione di contesti geodinamici differenti durante le ultime fasi dell'orogenesi alpina ed è documentato dalla deposizione di una successione di avanfossa e dall'avanzamento delle unità flyschoidi, traslate e transitate sulle unità piemontesi e brianzonesi. In questo contesto si deposita, compresa tra i Flysch ad Elmintoidi (e da questi in parte alimentata) e il tetto dei depositi di avanfossa (Flysch di Ventimiglia) una successione (Flysch di Baiardo) costituente una ristretta fascia nota anche come, a sud del Pelvoux e di Tenda, "Zona dei lembi interposti" o "Zona dei lambeaux de charriage" (HACCARD, 1965), equivalente della zona Sub-Brianzonese di BARBIER (1960).

A ovest e a nord dei fogli, al confine con la Francia, affiorano i terreni mesozoici della successione di avampaese delfinese-provenzale sui quali, dopo un periodo di emersione, si deposita la successione terziaria di *foreland* culminante con il Flysch di Ventimiglia.

L'intervallo cronostratigrafico entro il quale sono comprese le successioni sopracitate va dal Trias superiore s.l. all'Eocene superiore (Priaboniano).

Sul substrato deformato riposano, in discordanza angolare, lembi di terreni pliocenici.

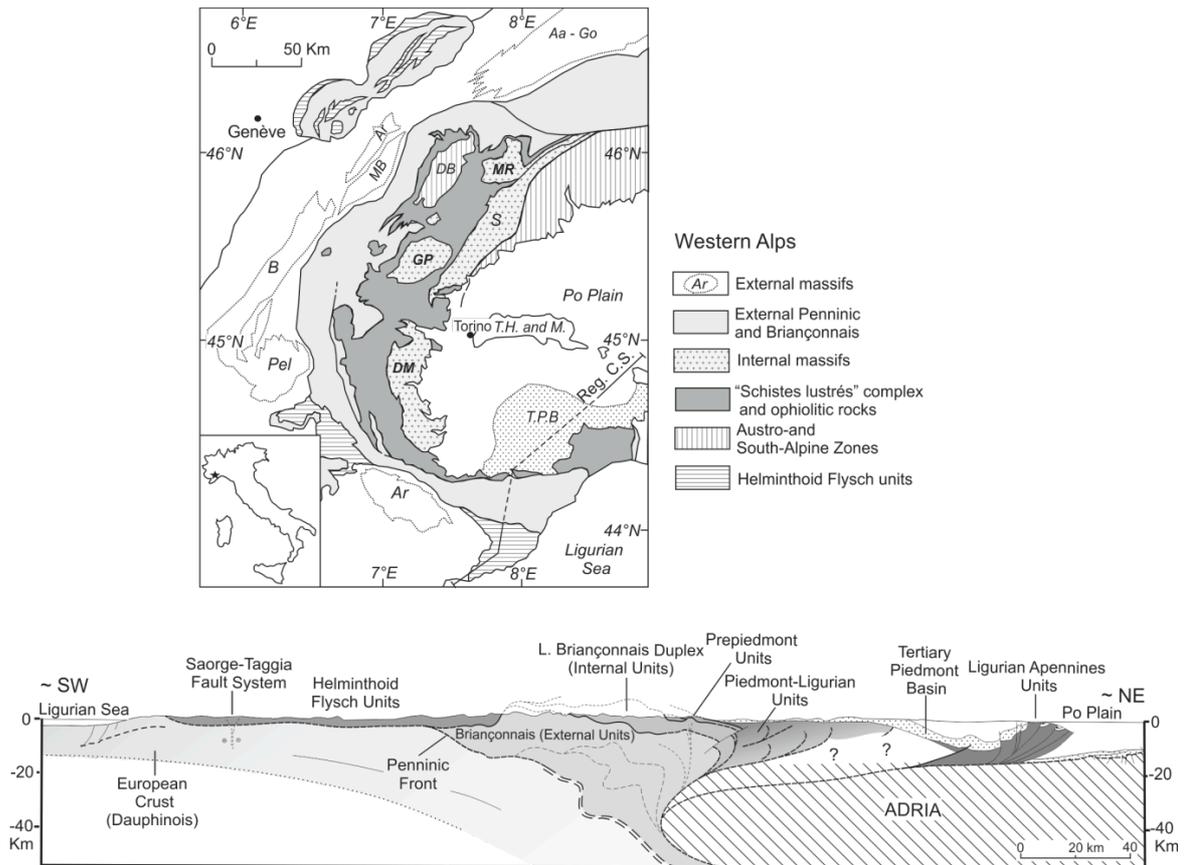


Fig. 11 - Sezione crostale dall'avanfossa padana fino al dominio delfinese attraverso la catena delle Alpi liguri e Marittime (da DALLAGIOVANNA et alii, in stampa, modificato).

1.1. - RAPPORTI GEOMETRICI TRA LA SUCCESSIONE DELFINESE-PROVENZALE E LE FALDE ALPINE

Come anticipato sopra, le unità tettoniche affioranti nei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua, dall'alto al basso, sono le seguenti: Unità San Remo-Monte Saccarello e Unità Baiardo-Triora presenti solo nella parte orientale dei fogli stessi.

L'unità di San Remo-Monte Saccarello, che si ritiene precocemente scollata dal suo substrato ofiolitico e non coinvolta nel processo di subduzione alpino, occupa la posizione geometrica più elevata nella catena delle Alpi occidentali e costituisce, in questi settori, il fronte delle falde alpine riposanti sul dominio delfinese-provenzale ove giunge verosimilmente durante l'Eocene terminale-Oligocene inferiore.

L'Unità Baiardo-Triora (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010) è formata da un insieme di terreni flyschoidi, molto deformati, e da masse litiche, sia olistostromi derivanti dal fronte delle falde dei Flysch ad Elmintoidi, sia rocce "esotiche", messi in posto attraverso scivolamenti gravitativi e fenomeni di erosione tettonica, soggiace all'Unità di San Remo-Monte Saccarello e riposa sulla successione mesozoico-terziaria delfinese-provenzale.

2. - PARTE A MARE

2.1 - IL CONTESTO GEODINAMICO

Il margine in esame si origina nell'Oligo-Miocene a seguito della formazione del Bacino Ligure-Provenzale. Il tratto in esame fa parte propriamente del Bacino Ligure s.s. con asse SO-NE, ruotato di circa 30° rispetto al settore provenzale e con caratteri di bacino di *pull-apart* molto evoluto (FANUCCI & NICOLICH, 1984); la linea che unisce Nizza a Punta Revellata in Corsica costituisce il confine ideale che lo limita ad ovest, ma non coincide con un limite geologico ben marcato, benché sia zona di massima frequenza regionale di eventi simili (Fig. 12).

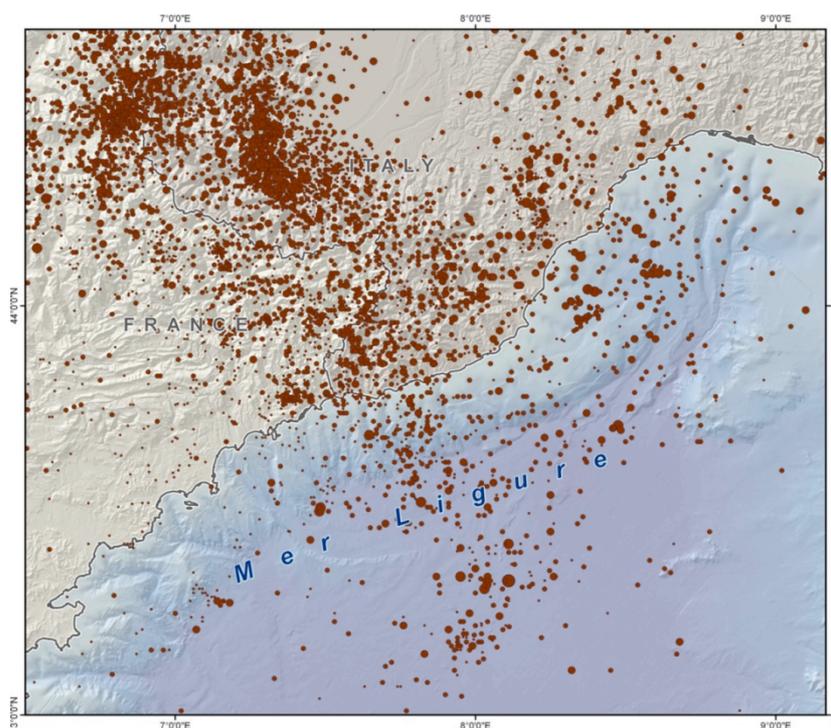


Fig. 12 - Sismicità dell'area nel periodo 1060-2004. La gran maggioranza dei meccanismi focali noti è di natura compressiva, trascorrente o traspressiva.

L'evoluzione post-apertura ha conosciuto varie fasi di cui non si intende trattare in dettaglio in questa sede. Il margine è caratterizzato prevalentemente da strutture fragili, ma nei corpi sottostanti la superficie d'erosione messiniana, anch'essa dislocata in più parti, si notano pieghe a largo raggio in terreni stratificati di natura non meglio precisabile. È opportuno piuttosto mettere l'accento sugli eventi tettonici recenti e in atto che possono essere comuni sia al tratto studiato che ad altri tratti del margine ligure e provenzale. Ci si riferisce in particolare ai lavori di LARROQUE *et alii* (2001) e BIGOT-CORMIER *et alii* (2004) che inquadrano le strutture e i fenomeni da noi segnalati in un contesto di riattivazione mio-plio-pleistocenica del sistema crostale delle Alpi Marittime e Liguri (Fig. 13).

Il massiccio Argentera-Mercantour, accavallandosi sul substrato crostale europeo verso S e SO avrebbe innescato lo scollamento delle coperture provenzali, a livello delle evaporiti triassiche, formando gli Archi di Roja, di Nizza e di Castellane, mentre la fascia costiera e il margine sarebbero stati interessati da tettonica disgiuntiva. Dal Messiniano in poi sarebbe entrata in attività, come superficie di scollamento, la Stessa Moho con l'effetto di spingere la

crosta della catena e del margine ad accavallarsi su quella assottigliata o “oceanizzata” del Bacino, causando locali inversioni delle faglie del margine stesso. A grandi linee il modello descritto potrebbe spiegare i caratteri tettonici da noi rilevati a patto di traslare la rampa responsabile della principale attività sismica oltre il piede della scarpata e modificarne la geometria e la cinematica in modo da poter tener conto delle componenti di trascorrenza. In sostanza andrebbe elaborato un modello tridimensionale come i recenti ed attuali programmi di ricerca tentano di fare.

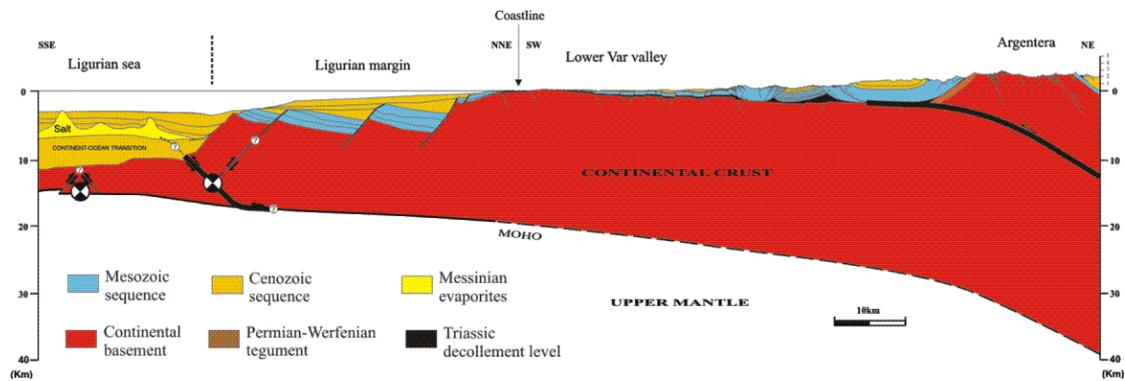


Fig. 13 - *Modello geodinamico del margine Ligure-Provenzale riguardante l'evoluzione plio-pleistocenica del sistema (da BIGOT-CORMIER et alii, 2004, modificato).*

IV. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE, DELLA SUCCESSIONE DI AVAMPAESE E DELLE COPERTURE NEOGENICHE

1. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE

Nei Fogli 257 Dolceacqua e 270 Ventimiglia sono presenti unità tettoniche riferite a due domini paleogeografici: l'Unità di San Remo-Monte Saccarello, di pertinenza Piemontese-Ligure, e l'Unità Baiardo-Triora che costituisce la Zona dei Lembi Interposti. Le rispettive successioni stratigrafiche, di seguito descritte, sono riassunte nella Fig. 14.

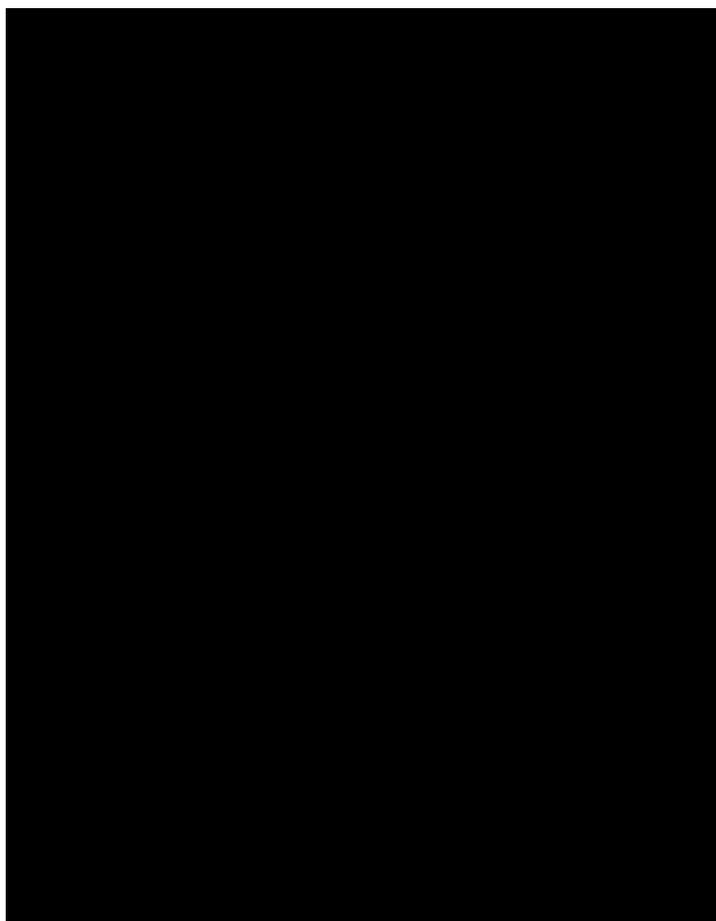


Fig. 14 - *Colonne stratigrafiche delle unità tettoniche e della successione delfinese-provenzale.*

1.1. - DOMINIO PIEMONTESE-LIGURE

È rappresentato dall'unità San Remo-Monte Saccarello che è formata da una successione depostasi nell'area oceanica tetidea prospiciente il margine europeo ed affiora solo marginalmente nel settore sudorientale dei Fogli.

1.1.1. - UNITÀ TETTONICA SAN REMO-MONTE SACCARELLO

1.1.1.1. - Arenarie di Bordighera (**ABG**)

Affiorano subordinatamente nei settori orientali, al limite con il Foglio San Remo (nei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua), a nord di Bordighera nei dintorni di Vallebona e si trovano associate al membro "Villa Faraldi" (**FSM₂**) del Flysch di San Remo.

Si tratta di arenarie da medie e grossolane, sino a termini conglomeratici fini, in banchi talora amalgamati. Le facies arenaceo-conglomeratiche si trovano di norma verso la base dei corpi arenacei e gli elementi conglomeratici sono concentrati verso la base degli strati arenacei. I conglomerati hanno composizione silicoclastica, con matrice arenacea e subordinato cemento carbonatico interstiziale.

La loro composizione è data da quarzo mono e policristallino, feldspati e abbondanti litici rappresentati da graniti, prevalenti sia sui porfidi, quarziferi e non, sia sugli gneiss.

Le arenarie sono costituite da quarzo mono e policristallino, feldspati e plagioclasti subordinati, muscovite, biotite e litici litologicamente simili a quelli presenti nei conglomerati.

Lo spessore dell'unità, affiorante nei fogli in oggetto in successione rovesciata, è piuttosto esigua (stimabile in poche decine di metri) poiché risulta elisa della sua porzione basale ad opera di un sovrascorrimento; tuttavia l'intero complesso dei depositi gravitativi delle Arenarie di Bordighera vanta in aree attigue una potenza stimata in circa 500 metri (GIANMARINO *et alii*, 2010).

Nelle sezioni analizzate (COBIANCHI, dati inediti) le specie di nannofossili dominanti sono *Micula decussata* e in subordine *Watznaueria barnesiae*. In associazione sono inoltre presenti nella porzione basale della successione *Uniplanarius gothicus* e *Uniplanarius trifidus*, mentre nella porzione sommitale si registra la FO di *Lithraphidites quadratus*.

Le Arenarie di Bordighera sono pertanto state riferite alle Zone CC22 - CC25 parte alta (SISSINGH, 1977) e quindi all'intervallo Campaniano superiore p.p.-Maastrichtiano medio-superiore in accordo con GIANMARINO *et alii* (2010).

1.1.1.2. - Flysch di San Remo (**FSM**)

L'unità è presente, nelle località indicate per le Arenarie di Bordighera (**ABG**) con le quali si trovano a contatto, all'incirca con la stessa estensione areale.

1.1.1.2.1. - Membro di Villa Faraldi (**FSM₂**)

È stato individuato nel foglio Imperia ed è presente limitatamente nei settori orientali dei Fogli Dolceacqua e Ventimiglia. La definizione di questo membro segue quella di SAGRI (1984), ripresa da GIANMARINO *et alii* (2010) nel Foglio San Remo e coincide con il membro calcareo di LANTEAUME (1957).

Dato l'esiguo spessore affiorante per il fatto che rappresenta, con il Membro di San Lorenzo e le Arenarie di Bordighera, il fronte dell'unità San Remo-Monte Saccarello, non

sono presenti e quindi riconoscibili tutti i ritmi torbiditici, che risultano per di più scompaginati perché tettonizzati, riconosciuti nei fogli San Remo e Imperia. Si osservano marne e arenarie calcaree, calcilutiti e torbiditi arenaceo-argillitiche, rari strati calcilutitici passanti verso l'alto a strati marnoso-arenacei. Lo spessore di questo membro è di alcune decine di metri, di molto inferiore alle svariate centinaia di metri che invece raggiunge nei fogli San Remo e Imperia.

I campioni analizzati per la determinazione cronologica del Membro di Villa Faraldi, raccolti sia nel foglio Imperia che nel foglio San Remo, contengono associazioni a nannofossili caratterizzate da (GALBIATI & COBIANCHI, 1997) *Uniplanarius trifidus*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Calculites obscurus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Quadrum gartneri*, *Micula decussata*, *Uniplanarius gothicus*, *Watznaueria barnesiae* ed è pertanto riferibile alle Zone CC22-CC23 indistinte (SISSINGH, 1977; CATANZARITI & PERILLI, 2011) del Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore.

Nella parte alta del Membro di Villa Faraldi la presenza di associazioni caratterizzate da (COBIANCHI, dati inediti) *Micula decussata*, *Watznaueria barnesiae* e subordinatamente *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Lithraphidites quadratus*, *Micula* spp., *Uniplanarius gothicus*, *Calculites obscurus*, *Uniplanarius trifidus* e successivamente la comparsa di *Micula murus*, consentono di riconoscere la Zona CC25 (SISSINGH, 1977; CATANZARITI & PERILLI, 2011) del Maastrichtiano medio-superiore pp.

Pertanto, sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei, il Membro di Villa Faraldi è stato datato Campaniano superiore p.p.-Maastrichtiano superiore p.p., età confermata anche da GIANMARINO *et alii* (2010).

1.1.1.2.2. - Membro di San Lorenzo (FSM₄)

Già indicato come “complesso a” p.p. da BONI & VANOSSI (1960), e come “litofacies D” da SAGRI (1984) affiora, come la restante parte dell'unità, solo marginalmente a oriente dei fogli Ventimiglia e Dolceacqua. In esso prevalgono gli strati arenaceo-argillitici con intercalazioni di calcilutiti e rari strati marnoso-arenacei di spessore massimo di 1-2 m. Le arenarie sono costituite da quarzo, mica bianca, feldspati, opachi, glauconite; presenti rari bioclasti indeterminabili. Le calcilutiti, finemente detritiche, con quarzo e miche, contengono talora frazioni siltitiche a miche bianche, quarzo e opachi e associazioni a Globotruncane.

Lo spessore del membro, che qui raggiunge solo alcune decine di metri per le ragioni esposte sopra, nel contiguo Foglio San Remo è di 300 m, mentre nel Foglio Imperia è di ben. 600 m circa.

Le associazioni a nannofossili (COBIANCHI, dati inediti) sono dominate da *Micula decussata* e *Watznaueria barnesiae*, comune presenza di *Arkhangelskiella cymbiformis*, rare ma continue *Prediscosphaera cretacea* e *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Micula praemurus*, *Micula murus*. Rari esemplari di *Nephrolithus frequens*. La sezione è attribuibile alle Zone CC25 parte alta - CC 26 (SISSINGH, 1977) del Maastrichtiano superiore.

1.2. - ZONA DEI LEMBI INTERPOSTI

Compreso tra il tetto della successione autoctona di avampaese (Flysch di Ventimiglia) e la base della falda dei Flysch ad Elmintoidi affiora un complesso di terreni (“olistostromi” e scaglie tettoniche) che è noto in letteratura anche come “Complesso di progressione” o “*Schistes -à-blocs*” e che comprende, al suo interno, olistoliti sia di rocce “esotiche”

mesozoiche -verosimilmente provenienti da successioni brianzonesi- sia derivanti dalla falda dei Flysch ad Elmintoidi e dalle Arenarie di Bordighera. Si nota anche una commistione tra il Flysch di Baiardo ed il Flysch di Ventimiglia.

Tali lembi indicano che il trasporto tettonico della falda dei Flysch ad Elmintoidi si è realizzata in ambiente sottomarino “raschiando”, durante il suo cammino, anche rocce di pertinenza brianzonese che venivano inglobate nei sedimenti sintettonici del Flysch di Baiardo assieme agli olistostromi flyschoidi caduti nel bacino durante il loro avanzamento.

1.2.1. - UNITÀ TETTONICA BAIARDO-TRIORA

1.2.1.1. - Flysch di Baiardo (FDB)

Così denominato da LANTEAUME (1956, 1958), il Flysch di Baiardo affiora nei settori orientali del Foglio Dolceacqua (a sud di Soldano e nei dintorni di Dolceacqua). La sua denominazione storica è entrata ufficialmente a far parte del database CARG con la realizzazione del Foglio San Remo.

Giace sovrapposto al Flysch di Ventimiglia, talora in palese contatto tettonico, talora con superfici di contatto di originaria dubbia natura successivamente tettonizzate. Soggiace in contatto sicuramente tettonico ai terreni dell'unità tettonica di San Remo-Monte Saccarello.

È costituito nell'area rilevata da arenarie fini e medie ospitanti talora intercalazioni siltoso- argillose. Esse formano una sorta di “massa di fondo” che molto spesso ingloba elementi sub-angolosi di Flysch di Ventimiglia e di Flysch di San Remo (Fig. 15) di pezzatura da centimetrica a pluridecimetrica (tessitura *clast-in-matrix*: FESTA *et alii*, 2010). Più rari, ancorchè presenti, sono gli olistoliti di Flysch di Ventimiglia di maggiore dimensione (plurimetrici). Talora il Flysch di Bajardo manca totalmente di un'organizzazione interna, presentandosi completamente caoticizzato; talora si osserva una stratificazione relitta a luoghi pesantemente e disomogeneamente deformata. I contatti con il Flysch di Ventimiglia sono spesso associati ad una fitta rete di vene di calcite sub-parallele al piano di stratificazione del substrato. La messa in posto del Flysch di Bajardo può essere messa in relazione con il complesso sistema tettonico-deposizionale espresso nelle zone di convergenza che precedono e accompagnano la creazione della catena; il complesso del prisma di accrezione genera olistostromi causati dall'instabilità dei sedimenti accumulatisi per *off-scraping* del fondo del bacino (Flysch di Ventimiglia). Questi si sedimentano innanzi al prisma e durante il suo movimento relativo verso l'avampaese, vengono in parte cannibalizzati per essere nuovamente risedimentati, in parte finiscono con il soggiacere al prisma stesso formando un complesso di avanzamento (*olistostromal carpet*: FESTA *et alii*, 2010). Ne risulta un *ensemble* tettonico-sedimentario difficilmente risolvibile, le cui facies e dinamiche deposizionali possono variare sensibilmente da luogo a luogo e generare numerose ambiguità interpretative.

Nell'area dei fogli lo spessore della formazione può raggiungere ca. 100 m.

Per la mancanza di *markers* biostratigrafici affidabili accanto a faune fortemente rimaneggiate, questa formazione viene attribuita, come nel Foglio San Remo (GIANMARINO *et alii*, 2010), al Priaboniano inferiore.



Fig. 15 - *Flysch di Baiardo: blocchi "esotici" inglobati in una matrice argillosa.*

2. - STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE DI AVAMPAESE

2.1. - DOMINIO DELFINESE-PROVENZALE

La successione di questo dominio, copertura sedimentaria del massiccio cristallino dell'Argentera-Mercantour, in territorio italiano è rappresentata solo da terreni mesozoici. I più antichi sono del Trias superiore s.l. e del Giurassico e affiorano tutti, al confine italo-francese, lungo la dorsale e il versante orientale che da Grimaldi e Punta Garavano sale verso il Monte Grammondo per proseguire quindi in territorio francese al Col de Vescavo, a ovest di Olivetta S. Michele. Se si prescinde dai sedimenti, molto subordinati, del Cretacico inferiore in continuità con quelli giurassici sottostanti, sono soprattutto i depositi del Cretacico superiore che affiorano ampiamente nei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua. A questi succede, in discordanza angolare con contatti di tipo *onlap* sui termini cretaci precedentemente deformati, la successione terziaria del bacino di *foreland* che inizia con sedimenti continentali e di transizione e culmina con il Flysch di Ventimiglia: essa costituisce una serie di sinclinali discontinue sparse in entrambi i fogli, testimonianze relitte preservate dall'erosione post-paleogenica. Mentre le formazioni di questo dominio affioranti anche nel contiguo foglio 258-271 San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010) sono già state codificate e le rispettive sigle compaiono nella banca dati CARG, quelle non presenti nel predetto foglio e cioè quelle ai § 2.1.1.; 2.1.2.; 2.1.3.; 2.1.4. e 2.1.6. vengono qui proposte informalmente per la prima volta. La Tab. 1 mostra inoltre (Cap. 1) la

loro corrispondenza con le unità cronostratigrafiche del Foglio del BRGM francese Mentone-Nizza (GÉZE *et alii*, 1968).

2.1.1. - FORMAZIONE DEL P.SSO DI TRAITTORE (**FPT**)

Si tratta di una successione evaporitica costituita da marne varicolori, gessi e carnioli (Keuper *Auct.*) e affiora limitatamente al P.sso di Traittoire, appena a nord del Monte Grammondo e sul crinale compreso fra la Testa di Cuori e il M. Butetta. Lo spessore complessivo dell'unità è difficilmente definibile a causa della limitatezza degli affioramenti e della loro eterogeneità composizionale e deformativa. Questi sedimenti, nei quali si trovano inclusi brandelli sia di dolomie riferibili al Muschelkalk, sia di carnioli del Trias inferiore, sono stati datati ad un Trias superiore s.l. (GÉZE *et alii*, 1968).

2.1.2. - FORMAZIONE DEL CIUCCO DI GERRI (**FKG**)

È formata da calcari dolomitici chiari cui seguono calcari biancastri alternati a dolomie grigie in grossi banchi. La formazione affiora in modo più o meno continuo nella parte alta della valle del Rio Giauroso ed in particolare a nord del M. Grammondo, con spessori massimi di circa 50 metri (l'incertezza è dovuta alla scarsa esposizione dei livelli basali di questa formazione). Nei calcari e nelle dolomie sono stati rinvenuti rari resti di coralli e frammenti molluschi entrambi indeterminati. LANTEAUME (1968) segnala il rinvenimento di livelli a *Mayendorffina* sp, *Trocholina*, *Valvulinidae*, *Textulariidae*, Ostracodi e frammenti di *Mastopora*. Queste associazioni sono state riferite al Giurassico medio, e più precisamente all'intervallo Bajociano-Bathoniano (LANTEAUME, 1968; GÉZE *et alii*, 1968). Si è preferito in questa sede integrare in questa formazione anche le marne ed i calcari appartenenti ai cosiddetti terreni "Retico-Hettangiani", intervallo L1-2 degli Autori Francesi (GÉZE *et alii*, 1968) che, sebbene mostrandoti deformazioni diverse e complessivamente minori rispetto all'*ensemble* triassico (da cui vanno distinti per le differenti caratteristiche reologiche), tuttavia non hanno fornito nell'area in esame una buona esposizione, né evidenze litologiche o paleontologiche tali da consentirne la distinzione in una unità litostratigrafica a sé stante.

2.1.3. - FORMAZIONE DEL MONTE GRAMMONDO (**GMM**)

La Formazione del Monte Grammondo affiora lungo l'omonima dorsale in modo pressochè continuo a partire dalla costa sino all'abitato di Sospel. Essa è formata da un insieme dolomitico inferiore indifferenziato (intervallo J1-7 di GÉZE *et alii*, 1968), seguito da un intervallo a calcari bruni in grossi banchi e dolomie grigie (intervalli J8 e J9 di GÉZE *et alii*, 1968). Quest'ultimo, ben visibile nel paesaggio, nel quale forma evidenti falesie verticali, è formato da calcari sovente ricristallizzati con *Globochaete*, miliolidi indet., ostracodi indet., *Macroporellae*, Nerinee, coralli indeterminabili e *Diceras* (LANTEAUME, 1968). Lo spessore totale dell'unità è variabile e stimabile in 80-100 m. Presso la Punta Garavano sono segnalati da FRAVEGA & VANNUCCI (1979) livelli oolitici alternati a livelli organogeni con coralli coloniali appartenenti, fra gli altri, al genere *Isastrea*, lamellibranchi, *Nerinea* spp. e *Requienia* spp., frammenti algali di *Solenopora* spp. e *Cayeuxia* spp., *Dasycladaceae* appartenenti a diverse specie (*Salpingoporella pygmaea*, *Macroporella gigantea*, *Salginoporella johnsoni*, *Petrascula* aff. *Bursiformis*, *Triploporella* sp.) e foraminiferi (*Kurnubia palastiniensis*, *Trocholina* aff. *Alpina*, *Nautiloculina* spp.,

Fogli Dolceacqua e Ventimiglia		Foglio Mentone-Nizza	
Nomi formazionali utilizzati nella redazione dei Fogli Dolceacqua e Ventimiglia	Sigla delle unità litostratigrafiche	Descrizione delle corrispondenti litologie, dalla legenda del Foglio Menton-Nice BRGM	Sigla delle unità cronostratigrafiche o miste
Formazione del Passo Traittore	FPT	Trias supérieur: Marnes, gypses et cargneules du Keuper	t ₃
Formazione Del Ciucco di Gerri	FKG	Rhèthien et Hettangien: indifférenciés, marnes et dolomies.	l ₁₋₂
		Baojocien-Bathonien: Calcaires blancs alternant avec dolomites grises, ou seulement dolomites gris clair, base noduleuse détritique.	j ₁₋₂
Formazione del Monte Grammondo	GMM	Dogger et Malm inf. Indifférencié: dans des séries réduites et monotone ou dans des ensembles entièrement dolomitiques.	j ₁₋₇
		Kimméridgien: Calcaires en gros bancs bruns et dolomie grise	j ₈
		Portlandien: Calcaires généralement en gros bancs blancs	j ₉
Formazione del Monte Grosso	GOS	Néocomien indifférencié: Calcaires marneux, marno-calcaires et marnes schisteuses avec banc glauconieux	n ₁₋₄
		Albien: Grès vert glauconieux	c ₁
		Cénomanién: Marnes noires à bancs et miches calcaires	c ₂
Marne e Calcarei Marnosi di Trucco	TUC	Crétacé supérieur marno-calcaire indifférencié	c ₃₋₇
Formazione a Microcodium	MIC	Poudingue de base et grès soulignant la transgression marine éocène	e _{5p}
Calcareni di Capo Mortola	NCM	Lutétien- Auversien: Calcaire nummulitique	e ₅
Marne Siltose di Olivetta San Michele	OSM	Priabonien: Eocène supérieur indifférencié	e ₆₋₇
Flysch di Ventimiglia	FYV	Grès d'Annot et Flysch oligocène	g

Tab. 1: Tabella di comparazione fra le unità litostratigrafiche usate nel Fogli Dolceacqua-Ventimiglia e le unità cronostratigrafiche del Foglio Mentone-Nizza.

Pseudocyclammina aff. *Lituus*, *Labirinthina mirabilis*, *Quinqueloculina* sp.). Gli stessi autori suggeriscono per le associazioni paleontologiche studiate nell'area un'età Kimmeridgiano-Titonica.

2.1.4. - FORMAZIONE DEL MONTE GROSSO (GOS)

Calcari marnosi e marne scistose con banchi glauconitici e livelli di arenarie glauconitiche, presenti sul versante orientale del M. Grammondo da M. Carpan sino a sud di Olivetta San Michele. La formazione, ove completa, è caratterizzata da alcune superfici di condensazione con mineralizzazioni fosfatiche e ferrose (*hardgrounds*) seguite da cospicui e potenti livelli a glauconie, che si intervallano alla “normale” sedimentazione carbonatica (DECARLIS & LUALDI, 2008). Tali livelli compaiono a livelli stratigrafici fissi, in corrispondenza di eventi anossici oceanici (OAEs) con una precisa collocazione cronologica ben nota in letteratura e correlabile in varie successioni distribuite lungo l'arco alpino (e.g. FOLLM I *et alii.*, 1994). La datazione dei livelli fosfatici e fosfatico-glauconitici risulta agevolata dalla locale presenza di faune ad ammoniti, che talora raggiunge caratteri di assoluta eccezionalità in aree attigue a quelle rilevate (cfr. DELANOY, 1990). Tuttavia, tali livelli possono essere lateralmente discontinui alla piccola scala e presentare un'estrema variabilità laterale, mentre alcuni di essi possono ridursi o mancare del tutto; nell'area in oggetto le condizioni di affioramento non hanno consentito di misurare una successione completa, ma solo di osservarne la caratteristica porzione inferiore calcareo marnosa (n1-4 di GÉZE *et alii.*, 1968) che conserva un *hardground* basale (Valanginiano-Hauteriviano) e le arenarie glauconitiche di età albiana e cenomaniana *p.p.* (C1 di GÉZE *et alii.*, 1968; LANTEAUME, 1968; PASQUINI *et alii.*, 2004).

La formazione è ascrivibile all'intervallo Valanginiano-Cenomaniano *p.p.* e consta di una potenza totale stimata che raggiunge i 50-60 m.

2.1.5. - MARNE E CALCARI MARNOSI DI TRUCCO (TUC)

Calcari e calcari marnosi, di piana bacinale, in strati di spessore decimetrico e pluridecimetrico con interstrati marnosi che si alternano dapprima in proporzioni variabili e verso l'alto diventano più fitti e di spessore maggiore. La formazione affiora nella parte occidentale e in quella settentrionale dei due fogli dove offre buone esposizioni sia lungo tutta la parte italiana della Val Roja tra Trucco e il confine, sia dal Passo Muratone lungo la via che porta al Monte Toraggio. I piegamenti presenti all'interno della formazione rendono di difficile definizione il suo spessore massimo che può essere valutato attorno ai 200 m.

Diversi campioni di questa formazione sono stati raccolti sino al suo tetto, cioè sino al contatto con i soprastanti calcari nummulitici o con la Formazione a *Microcodium*. In tutti i campioni, raccolti nelle sezioni di Rocchetta Nervina, S. Michele e Trucco, l'abbondanza totale di nannofossili per campione è in genere scarsa, le associazioni sono mal conservate e selezionate dalla diagenesi con arricchimento delle specie più resistenti alla dissoluzione.

A Rocchetta Nervina le associazioni a nannofossili dei campioni sono simili per composizione tassonomica. Esse sono dominate da forme resistenti alla diagenesi quali *Watznaueria barnesiae* e *Micula decussata* in associazione con *Calculites obscurus* abbastanza frequente, *Aspidolithus parvus parvus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Quadrum gartneri*, *Calculites ovalis*, *Cretarhabdus surirellus*, *Praediscosphaera* sp., *Cribrosphaerella ehrembergii*, *Eiffellithus eximius*, rarissimi esemplari di *Uniplanarius gothicus* e *Uniplanarius trifidus*.

Pertanto l'intervallo stratigrafico analizzato della formazione, per le caratteristiche tassonomiche dell'associazione è attribuibile alle Zone CC22-CC23 indistinte (CATANZARITI & PERILLI, 2011) del Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore.

Tra i campioni analizzati a S. Michele solo un campione contiene un'associazione sufficientemente conservata e diversificata da permettere un'attribuzione biostratigrafica, gli altri campioni sono o sterili, oppure contengono rare *Watznaueria barnesiae*.

In tale campione è stata rinvenuta la seguente associazione: *Watznaueria barnesiae*, *Calculites obscurus*, *Micula decussata*, *Cyclagelosphaera margerelii*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Cretarhabdus crenulatus*, *Eiffellithus eximius*. E' presente inoltre uno scarso rimaneggiamento di specie del Cretacico inferiore. L'associazione pertanto consente di attribuire questo intervallo della formazione alle zone CC18-CC19 indistinte del Campaniano inferiore.

Se l'associazione non è stata troppo selezionata dalla diagenesi, ipotesi possibile, allora il livello analizzato appartiene ad una porzione stratigrafica più antica della formazione rispetto a quella analizzata a Rocca Nervina.

Anche per la sezione Trucco alcuni campioni sono risultati completamente sterili mentre gli altri campioni hanno mostrato uno scarso contenuto in nannofossili calcarei.

Questi ultimi contengono associazioni caratterizzate da *Watznaueria barnesiae*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Braarudosphaera* sp., *Micula decussata*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Cretarhabdus surirellus*, *Calculites obscurus*. I campioni sono pertanto riferibili, come per la sezione di S. Michele, alle zone CC18-CC19 indistinte del Campaniano inferiore. Pertanto le Marne e Calcari marnosi di Trucco possono essere attribuiti al Campaniano inferiore- Maastrichtiano inferiore.

Il fatto che il tetto della formazione sia a S. Michele, che a Trucco, sia più antico di quello della sezione di Rocchetta Nervina, significa anche che l'erosione pre-trasgressione terziaria si è esercitata in modo differente in aree diverse, risultando ovviamente più energica nel settore occidentale, asportando i terreni cretacici più recenti del Campaniano superiore e del Maastrichtiano inferiore.

2.1.6. - FORMAZIONE A MICROCODIUM (MICROCODIUM AUCT.) (MIC)

Questa formazione, descritta per la prima volta da FAURE MURET & FALLOT (1954) e studiata da LANTEAUME (1968) e STURANI (1969), è stata successivamente riesaminata sia da PASQUINI *et alii* (2001), sia da VARRONE & CLARI (2003). In questi lavori la formazione viene suddivisa in diverse facies, tuttavia non sempre presenti negli stessi settori, collocate in un quadro evolutivo paleoambientale abbastanza simile. L'aspetto sul quale gli autori non concordano è la collocazione delle arenarie a nummuliti sottostanti i calcari nummulitici, che secondo PASQUINI *et alii* (2001) costituirebbero la base di questa formazione, mentre VARRONE & CLARI (2003) le attribuiscono al tetto della Formazione a *Microcodium*. Poiché in diversi punti dei fogli in cui le quarzoarenite sono state rinvenute, con spessori anche di alcune decine di metri, contengono *Nummulites* gr. *puschi* e *Nummulites* gr. *brongniarti* e costituiscono anche l'unico termine interposto tra il substrato cretacico e le Calcarenite di Capo Mortola (NCM), sono qui considerate come l'inizio della trasgressione e riferite quindi alla formazione soprastante.

Il *Microcodium* affiora in modo discontinuo e discordante, al tetto dei terreni del Cretacico superiore, alla base dei depositi marini di piattaforma dei calcari nummulitici con spessori variabili da 0 a più di 100 m (PASQUINI *et alii*, 2001). Gli affioramenti migliori sono presenti nel fianco orientale della sinclinale di Olivetta lungo la strada che da questa località scende verso S. Michele, sullo stesso fianco, rovescio, al Monte Tron, e sul crinale orientale che dal monte scende verso il Fiume Roja, a SW di Fanghetto. Il *Microcodium*

prosegue quindi, sullo stesso fianco della stessa struttura, in modo più o meno discontinuo, sino alla costa. La formazione presenta, lateralmente, caratteri variabili, sia per quanto riguarda il numero di facies, sia per gli spessori.

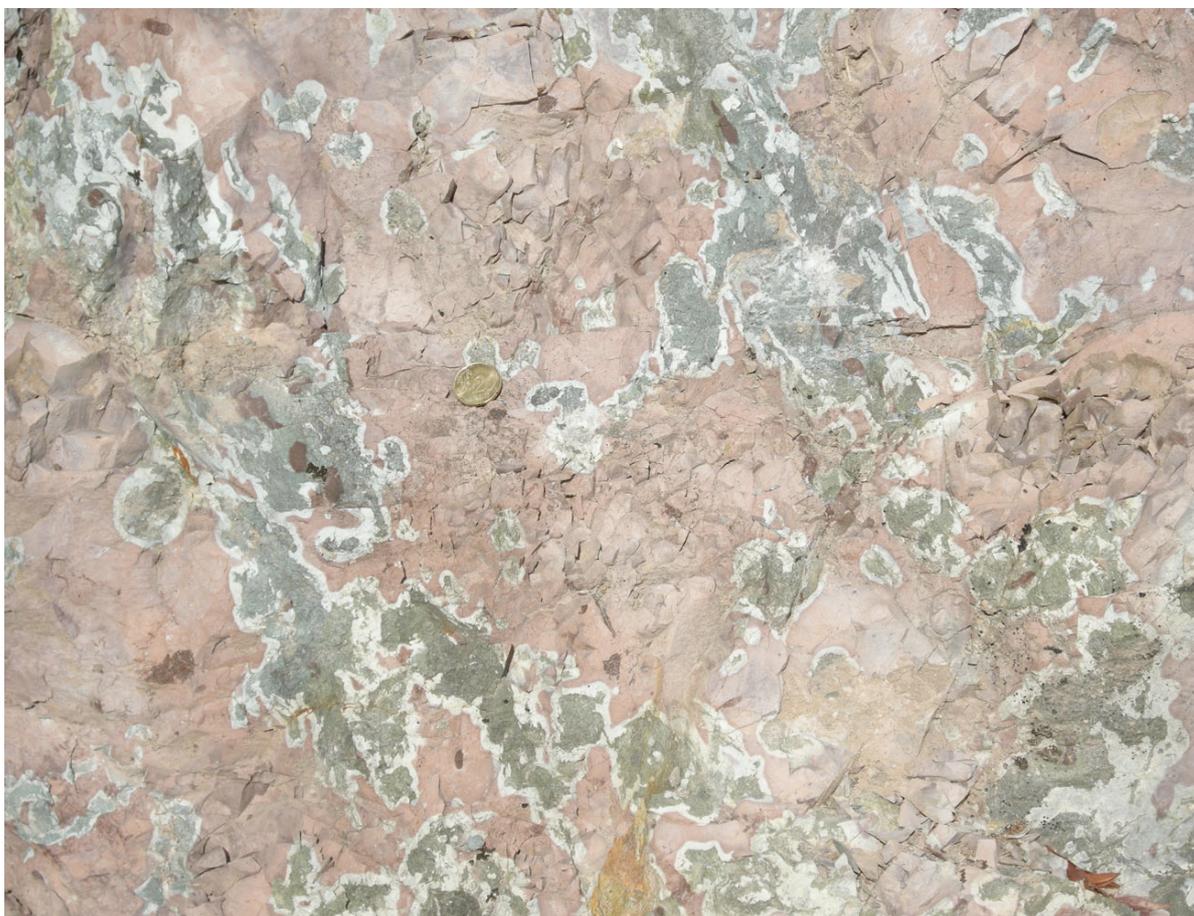


Fig. 16 - *Facies marnosa rossastra tipica della Formazione a Microcodium.*

Tra le facies più caratteristiche si segnalano: a) marne, da grigie a rossastre, con abbondante bioturbazione e strutture da *Microcodium* (Fig. 16); b) conglomerati e breccie a tessitura clasto-sostenuta, con clasti di selce, quarzo, siltiti glauconiose, calcari, dolomie e marne; c) marne e calcari micritici in strati sottili con noduli e liste di selce nera. In questi ultimi STURANI (1969) e CAMPREDON (1977) hanno rinvenuto, nelle sezioni di Bevera e Trucco, Ceritidi, Cirene e Ostreidi. I sedimenti di questa formazione sono stati interpretati come depositi di ambiente di estuario (PASQUINI *et alii*, 2001).

Secondo i dati presenti in letteratura la parte alta della formazione è riferibile al Luteziano superiore (LANTEAUME, 1968; STURANI, 1969) oppure al Bartoniano Inferiore (VARRONE & DECROUEZ, 2007). Questi ultimi tuttavia considerano utili ai fini della datazione le quarzo-areniti superiori qui invece associate alle Calcareniti di Capo Mortola. La formazione può essere pertanto dubitativamente ascritta all'intervallo Paleocene-Luteziano superiore.

2.1.7. - CALCARENITI DI CAPO MORTOLA (NCM)

Conosciute in letteratura come “calcarei a nummuliti”, rappresentano il prodotto della trasgressione eocenica i cui sedimenti, di piattaforma terrigena e localmente di scarpata interna a macroforaminiferi, sono noti da tempo e citati in bibliografia (BOUSSAC, 1912; LANTEAUME, 1968; VANOSSI *et alii*, 1984). La formazione affiora in corrispondenza di sinclinali allungate in direzione circa nord-sud, nella parte centrale dei fogli, dalla costa (N di Capo Mortola) sino al confine settentrionale italo-francese e sui monti Toraggio e Pietravecchia.



Fig. 17 - *Facies a macroforaminiferi delle Calcareniti di Capo Mortola*

La porzione inferiore dell'unità è costituita da arenarie biancastre alla cui base è talora presente un orizzonte conglomeratico contenente anche clasti di marne a *Microcodium*. Le arenarie vanno da quarzoso-feldspatiche (grovacche) a prevalentemente quarzose (arcose) in strati da decimetrici a metrici, con bioclasti costituiti da nummulitidi. Queste passano a calcareniti, in banchi massicci e potenti anche diversi metri, privi di strutture sedimentarie, con locali orizzonti conglomeratici basali e abbondanti associazioni a macroforaminiferi (Fig. 17) di dimensione anche pluricentimetrica, coralli sia isolati, come *Trochosmilia corniculum*, sia coloniali (CARBONE *et alii*, 1980), megalodontidi e alghe calcaree. Nei settori settentrionali dei fogli il contenuto in macroforaminiferi è localmente subordinato a quello delle alghe calcaree, aspetto peraltro già segnalato da LANTEAUME (1968) e che ha indotto gli autori del Foglio 258-271 San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010) a istituire il Membro Calcareniti di Loreto (NCM₁) caratterizzato appunto da un maggior contenuto in alghe rispetto ai settori meridionali (Capo Mortola), dove prevalgono i macroforaminiferi. In questa sede non si procederà ad una suddivisione in membri in quanto

si è ritenuto che tali differenze nel contenuto paleontologico non rappresentino un carattere utile e sufficiente ad operare rilevanti distinzioni litostratigrafiche, quanto piuttosto esprimano una locale variazione di facies.

Le calcareniti sono alternate a orizzonti siltoso-arenaceo e marnosi il cui spessore diventa predominante via via verso il tetto dell'unità al passaggio con le marne di Olivetta.

Lo spessore di questa unità varia da circa 40 a 110 m.

I campioni esaminati hanno rilevato la presenza di macroforaminiferi come *Gypsina globula*, *Lenticulina* sp., *Asterocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Orbitoclypeus* sp., e, oltre a grossi esemplari di *Nummulites* sp. ed *Assilina (Operculina)* sp., anche *Nummulites* cf. *brongniarti* e *Nummulites* cf. *perforatus* riferibili alla biozona SB 17 di SERRA-KIEL *et alii* (1998) e alla biozona locale MALF1 (VARRONE & DECROUEZ, 2007), cioè nel Bartoniano inferiore.

Gli intervalli marnosi intercalati alle calcareniti ed affioranti nella stessa sezione hanno fornito associazioni a foraminiferi in genere mal conservate e caratterizzate da rari o rarissimi individui; tra questi da segnalare la presenza, seppur modesta e sporadica, delle specie planctoniche *Morozovella* cfr *aragonensis*, *Turborotalia cerroazulensis frontosa* e dei generi *Globigerinatheka* ed *Acarinina*.

Sulla base dell'associazione a foraminiferi planctonici sopra descritta le Calcareniti di Capo Mortola possono essere attribuite al Luteziano superiore.

Tuttavia, sulla base di questi dati e di quelli presenti in letteratura la formazione è riferibile al Luteziano superiore-Bartoniano inferiore.

2.1.8. - MARNE SILTOSE DI OLIVETTA S. MICHELE (OSM)

Note in letteratura come "marne a globigerine" (CAMPREDON, 1977) si sviluppano al di sopra delle Calcareniti di Capo Mortola con passaggio graduale costituito da banchi alternanti delle due diverse litofacies sia al tetto delle calcareniti che nella parte inferiore delle marne. Si tratta di emipelagiti rappresentate da marne bluastre, marne siltose e marne calcaree, biancastre sulla superficie di alterazione, con strati di spessore decimetrico e metrico, frequentemente caratterizzate da un clivaggio di frattura verticale tipo *pencil cleavage* a luoghi molto penetrativo.

Affiorano in corrispondenza delle sinclinali citate sopra (§ 2.1.7) per uno spessore massimo di 100 m.

I campioni prelevati nei dintorni di Olivetta San Michele per l'analisi sia delle associazioni a foraminiferi sia per lo studio delle nannoflore calcaree hanno fornito, seppur con riserva, una età bartoniana (dubitativamente luteziana sup.) -priaboniana inferiore.

Nella porzione basale dell'unità sono infatti presenti le specie planctoniche *Globigerinatheka* spp., ad esclusione di *G. semiinvoluta*, *T. cerroazulensis pomeroli* e *T. cerroazulensis cerroazulensis*, mentre salendo verso il tetto, compare anche la specie *G. semiinvoluta*, la cui prima comparsa si verifica durante il Bartoniano sommitale e insieme a *T. cerroazulensis cerroazulensis* caratterizza il Priaboniano inferiore. I foraminiferi bentonici rinvenuti (*Nuttalides trümpy*, *Anomalinoides alazanensis*, *Gyroidinoides girardanus* e *Vulvulina spinosa*), sono in accordo con i dati sopra menzionati. In particolare la specie *N. trümpy* è segnalata in area mediterranea (MANCIN *et alii*, 2003; 2007) limitatamente distribuita fino al Priaboniano inferiore.

Nelle note illustrative del Foglio San Remo (GIANMARINO *et alii*, 2010), le Marne di Olivetta sono state attribuite al Luteziano superiore-Bartoniano.

2.1.9. - FLYSCH DI VENTIMIGLIA (FYV)

Noto anche come Grés d'Annot degli AA. Francesi (LANTEAUME, 1968), l'unità è formata da ritmi torbiditici costituiti da alternanze di arenarie e peliti di colore grigio marrone. La formazione è variamente distribuita nei fogli, occupa il nucleo di strutture sinclinali ed affiora nel settore centro-orientale del Foglio Dolceacqua, sino sulle pendici meridionali del M. Toraggio, ove raggiunge uno spessore massimo di ca. 400 m. La formazione è costituita da arenarie grossolane gradate e arenarie fini in banchi e strati con intercalazioni siltoso-arenacee e siltoso-argillose; presenti livelli argillo-marnosi e talora calcareo-marnosi. Gli strati presentano frequenti strutture sedimentarie con impronte da carico, lamine pianoparallele e convolute, *flute casts* e spettacolari fenomeni di *slumping* (Fig. 18). La composizione delle arenarie, che è data da quarzo, feldspati e miche rappresentate da clorite, muscovite e biotite, varia da termini arcocici a grovacche con poca o tanta matrice e presenza di cemento carbonatico.

I campioni raccolti limitatamente nella parte basale dell'unità hanno fornito associazioni a foraminiferi poco significative (grandi globigerinidi e *Catapsydrax dissimilis*) dubitativamente attribuibili al Priaboniano superiore prevalentemente sulla base della posizione stratigrafica soprastante le Marne di Olivetta.

Come nel Foglio San Remo (GIANMARINO *et alii*, 2010), questa formazione viene attribuita al Bartoniano superiore-Priaboniano inferiore.



Fig. 18 - Visione dello spettacolare slump nei pressi di Villatella.

3. - STRATIGRAFIA DELLE COPERTURE NEOGENICHE

3.1. - DEPOSITI PLIOCENICI

I depositi pliocenici più significativi dei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua sono preservati in cinque lembi costieri che si succedono, da ovest verso est, nel modo seguente: Monte Magliocca, Monte Baraccone, Monte Santa Croce, Monte Bauso e Torre Mostaccini. Tali lembi sono separati tra loro solo dai depositi alluvionali recenti dei corsi d'acqua Roja, Nervia, Vallecrosia e Borghetto. Inoltre i depositi pliocenici di T. Mostaccini sono isolati da quelli del M. Bauso anche dall'emergenza del substrato pre-pliocenico. Piccole porzioni di depositi pliocenici completamente circondati da substrato pre-pliocenico sono presenti anche sulla cima del Monte Bellenda, più a ovest, e sulla cresta tra i torrenti Vallecrosia e Borghetto, a nordest, in località Castel Gabbiani. I depositi pliocenici sono confinati all'interno di una paleovalle prodotta per incisione fluviale a seguito dell'abbassamento del livello di base messiniano. Si tratta di sedimenti riconducibili alle diverse fasi di riempimento della paleovalle, che prima è stata riconquistata dal mare come testimoniato dalla deposizione di argille azzurre massive di ambiente epibatiale (Argille di Ortovero) e poi riempita da potenti corpi conglomeratici assimilabili a delta di tipo Gilbert (Conglomerati di Monte Villa) organizzati in più sequenze deposizionali (Fig. 19). Data la complessità ed il carattere spesso locale di tali unità, in questa sede si è preferito utilizzare le unità litostratigrafiche che compaiono nel contiguo Foglio 258-271 San Remo alla scala 1:50.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010).

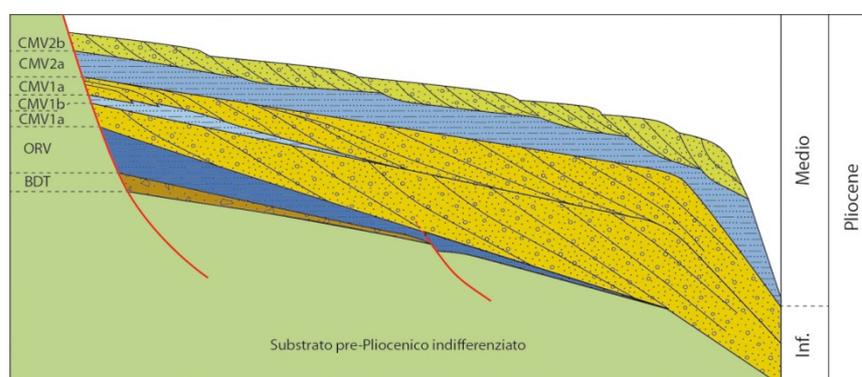


Fig. 19 - Schema deposizionale dei corpi pliocenici di Ventimiglia.

3.1.1. - BRECCIE DI TAGGIA (BDT)

Affiorano nel lembo isolato di M. Bellenda, a nord del lembo di M. S. Croce (in località Madonna dell'Annunziata) e in limitati affioramenti sulle propaggini nord occidentali del lembo di M. Baraccone (in località S. Pietro-Trinità e Rio Fogliare). Costituiscono la base della successione pliocenica, sempre in contatto discordante con il substrato. Si tratta di depositi caotici, totalmente privi di alcuna organizzazione interna o stratificazione, con spessore massimo di 10 metri. Sono costituiti da breccie e conglomerati immaturi male assortiti, con elementi di taglia da decimetrica a metrica, con dispersi grossi blocchi sub arrotondati (fino a 2 metri in diametro) e matrice siltoso-sabbiosa non cementata. La tessitura è grano-sostenuta. La composizione dei clasti rispecchia quella del substrato circostante (particolarmente la successione torbiditica eocenica che forma i fianchi della paleovalle).

Ambiente deposizionale: questi depositi sono interpretati essere il prodotto di flussi gravitativi subaerei, principalmente di crollo e colata (*debris-flow*), deposti sul fondo e sui fianchi della valle messiniana (BREDA *et alii*, 2007).

L'attribuzione cronologica, in assenza di dati biostratigrafici, si basa sul fatto che questi depositi sottostanno la potente successione di argille azzurre riferibili al Pliocene inferiore (MPI 1 e 2), e inoltre, sulla base dell'interpretazione deposizionale, si ritiene che questi depositi siano i resti della valle incisa subaerea, prima che il mare la riconquistasse, e si siano quindi deposti nelle fasi terminali dell'evento messiniano (BREDA *et alii*, 2009).

Attribuzione cronologica: Messiniano superiore-Pliocene inferiore?

3.1.2. - ARENARIE DI COPEIRA (**AAP**)

In località Vallecrosia (versante orientale della dorsale del M. S. Croce) affiorano delle arenarie bioclastiche in strati decimetrici, con comuni bioclasti di ostreidi, gasteropodi e bivalvi, e granuli di quarzo, alternate a siltiti e peliti a costituire *bedsets fining-upward* spessi 40-80 cm. Gli strati arenacei mostrano limiti inferiori e superiori netti. Nell'insieme la successione, potente circa 15 m, è *coarsening-* e *thickening-upward*. Il grado di bioturbazione diminuisce verso l'alto (BREDA *et alii*, 2007). Questi depositi, definiti "Arenarie di Copeira" da BONI *et alii* (1985), sono chiaramente sottostanti ai potenti affioramenti argillosi calanchivi delle Argille di Ortovero e costituiscono senza dubbio una facies distinta, anche se, dato il loro carattere locale, erano stati inclusi da FRANCHI (1928) nel complesso argilloso.

Ambiente deposizionale: questi depositi si sono sedimentati in un ambiente di *shoreface*, con transizione da *shoreface* inferiore a media come suggerito dal graduale aumento di energia registrato nella successione.

L'attribuzione cronologica, in assenza di dati biostratigrafici, si basa sul fatto che questi depositi sottostanno la potente successione di argille azzurre riferibili al Pliocene inferiore (MPI 1 e 2), e inoltre, sulla base dell'interpretazione deposizionale, si ritiene che questi depositi siano i resti di una *shoreface* progradazionale formata quando il livello del mare in risalita raggiunse il fondo della valle subaerea (BREDA *et alii*, 2009).

Attribuzione cronologica: Pliocene basale.

3.1.3. - ARGILLE DI ORTOVERO (**ORV**)

Definite "Argille Azzurre" dagli autori italiani e "Marne Blu" dagli autori francesi (v. BONI *et alii*, 1985). Marne (contenuto di CaCO₃ intorno al 30% secondo GIANMARINO *et alii*, 1984) grigio-azzurre da massive a debolmente laminate, con subordinate intercalazioni centimetriche di siltiti e areniti fini a base erosiva e gradazione normale. Potenti fino a 150 m (Loc. Castel d'Appio), negli ultimi 2-3 metri sfumano verso l'alto a siltiti ed arenarie fini giallastre, a loro volta sempre in contatto erosivo con i soprastanti corpi conglomeratici.

Sono suddivisibili in tre intervalli stratigrafici sovrapposti, intercalati ai corpi conglomeratici, e indicanti distinti eventi trasgressivi nella storia pliocenica del riempimento vallivo. Il livello basale presenta gli spessori maggiori (fino a 150 m) ed affiora sui fianchi e lungo l'asse della paleovalle dove poggia, con rapporto discordante di *onlap*, direttamente sul substrato pre-pliocenico, o localmente sulle Breccie di Taggia o sulle Arenarie di Copeira. Esso è legato alla trasgressione marina regionale che allagò la valle incisa messiniana ed è a sua volta pesantemente eroso dalla progradazione dei soprastanti corpi deltizi conglomeratici. Affioramenti tipici, con caratteristico paesaggio calanchivo, si

osservano sul versante ovest della dorsale del M. Magliocca (Loc. Calandri - Castel d'Appio, Fig. 20) e a nord della dorsale del M. Baraccone (Loc. Brunetti).

Il livello intermedio, potente fino a 20 m, è presente solo nella porzione centro-settentrionale della dorsale del M. Baraccone (Loc. Ciaixe - C. Rizzo), interposto tra due successivi corpi conglomeratici con i quali presenta rapporti di discordanza. In questo livello, marne azzurre massive sfumano negli ultimi metri a siltiti ed arenarie fini giallastre caratterizzate da ichnofacies a *Skolithos*.



Fig. 20 - Forme calanchive nelle Argille di Ortovero nei pressi di Castel d'Appio.

Il livello superiore, potente fino a 50 m, affiora, interposto tra i corpi conglomeratici, nella porzione centro-occidentale del complesso pliocenico (M. Magliocca e versante ovest del M. Baraccone). Nei settori più occidentali (lombo del M. Bauso) affiora invece, alla base della successione pliocenica, direttamente a contatto con il substrato. Come per il livello intermedio, è costituito da marne azzurre massive che sfumano negli ultimi metri a siltiti ed arenarie fini giallastre caratterizzate da ichnofacies a *Skolithos*.

Ambiente deposizionale: le associazioni a foraminiferi bentonici suggeriscono paleoambienti diversi ed una diminuzione di profondità in senso stratigrafico, in accordo col fatto che la paleovalle si stava progressivamente riempiendo. Gli intervalli basale ed intermedio sono attribuibili ad un ambiente deposizionale prossimo al limite inferiore dell'orizzonte epibatiale (scarpata continentale); l'intervallo superiore è invece attribuibile ad una paleobatimetria da epibatiale a piattaforma esterna.

I dati biostratigrafici basati sui foraminiferi e sul nannoplancton calcareo identificano tre diverse età rispettivamente per i tre intervalli identificati. Più precisamente, l'intervallo basale è attribuibile alle biozone MP11/MP1 2 (biomarkers *Globigerina nepenthes*,

Sphaeroidinellopsis, *Globorotalia margaritae*, *U. rutila*), ed MNN 12 (biomarkers *H. sellii*, *Syracosphaera* spp.). L'intervallo intermedio è attribuibile alle biozone MPI 3 (biomarkers *G. margaritae*, *G. puncticulata*) ed MNN 13 (biomarkers *Sphenolithus* spp. *Retic. pseudoumbilicus*, *Syracosphaera* spp.). L'intervallo superiore è attribuibile alle biozone MPI 4a (biomarkers *G. puncticulata*) ed MNN 16a (biomarkers *Discoaster*, *Syracosphaera* spp.).

Attribuzione cronologica: Zancleano inferiore - Piacenziano inferiore.

3.1.4. - CONGLOMERATI DI MONTE VILLA (CMV)

Questa formazione costituisce la parte più cospicua dei depositi pliocenici. Gli affioramenti più caratteristici e meglio esposti sono quelli del versante occidentale del lembo del M. Baraccone, dove i Conglomerati di Monte Villa formano pareti verticali alte fino a centinaia di metri (Fig. 21). Sono stati interpretati come sistemi deltizi di tipo Gilbert (BREDA *et alii*, 2007), caratterizzati dalla predominanza di clinoforni a forte inclinazione (18-25°) che costituiscono i *foreset-beds* di tali delta. I *topset-beds* sono solo localmente preservati e constano di livelli conglomeratici canalizzati o tabulari e ben classati. I *bottomset-beds* sono costituiti da livelli siltoso-arenacei raramente ben esposti. Nel complesso conglomeratico sono osservabili più litofacies, che presentano una distribuzione stratigrafica caratterizzata da un aumento dell'organizzazione dei depositi in corpi conglomeratici successivi e che sono state raggruppate in due membri distinti: un membro inferiore (CMV₁), che comprende le prime tre litofacies e un membro superiore (CMV₂) che comprende le ultime due litofacies di seguito descritte.



Fig. 21 - Falesie impostate nei Conglomerati di Monte Villa presso l'abitato di Ventimiglia.

La prima litofacies è osservabile nella porzione settentrionale ed assiale del complesso pliocenico (area settentrionale della dorsale del M. Baraccone), si tratta di conglomerati

immaturi disorganizzati o rozzamente organizzati, in bancate metriche, mal cementati, da grano-sostenuti a sabbiosi matrice-sostenuti, alternati ad arenarie ed arenarie siltose. Presentano un basso assortimento granulometrico e clasti da sub-angolosi a sub-arrotondati, con diametri medi compresi tra 3 e 14 cm (**CMV_{1a}**).

La seconda litofacies, la più caratteristica e meglio esposta, forma pareti subverticali potenti fino a 250 m (versante occidentale della dorsale del M. Baraccone) e consta di conglomerati massivi e gradati in modo normale e inverso, grano-sostenuti, in strati spessi da pochi decimetri a 1 m. Clasti da arrotondati a sub angolosi, con diametri medi compresi tra 3 e 11 cm. Grado di assortimento variabile da moderato a buono. La matrice consiste di arenaria grossolana poco assortita a spigoli vivi (**CMV_{1a}**).

La terza litofacies affiora in modo caratteristico lungo il versante occidentale della dorsale del M. Baraccone, separata dalla sottostante per mezzo di un intervallo di argille e silt (**CMV_{1b}**). Si tratta di conglomerati a stratificazione planare e incrociata a basso angolo (**CMV_{1a}**) sia grano-sostenuti che matrice-sostenuti, organizzati in strati planari decimetrici. Granulometria minore della precedente, con clasti con diametri medi compresi tra 3 e 8 cm. Il grado di assortimento è variabile da moderato a buono.

La quarta litofacies risulta limitata alla porzione centro orientale del complesso pliocenico (Colle Sgarba, Santa Croce-Colle Aprosio, M. Baudo, Torre Mostaccini). Consta di conglomerati ben organizzati e stratificati, in strati sottili (10-15 cm in media), sia grano-sostenuti che matrice-sostenuti, con clasti con diametro medio di 2 cm che presentano un buon assortimento granulometrico (**CMV_{2b}**).

L'ultima litofacies consta di orizzonti siltoso-sabbiosi discontinui ed isolati e lenti argilloso-marnose, con spessori da decimetrici a metrici, interdigerati con i corpi conglomeratici. I livelli arenacei e siltosi sono interpretati come *bottomset-beds* interdigerati con i *foreset-beds* conglomeratici, mentre i livelli marnoso argillosi decimetrici rappresentano brevi eventi trasgressivi interposti tra fasi di progradazione deltizia successiva, del tutto simili alle Argille di Ortovero (**ORV**) ma spesso non cartografabili separatamente a causa dell'esiguità degli affioramenti (**CMV_{2a}**).

In generale, i corpi conglomeratici poggiano inferiormente sulle argille (**ORV**) con contatti erosivi discordanti mentre non è mai possibile osservarne direttamente il limite superiore. I rapporti geometrici e le osservazioni di terreno indicano comunque che le argille sviluppano rapporti di *onlap* sui conglomerati e contestualmente contraggono, con le stesse, rapporti eteropici.

Ambiente deposizionale: geometrie e facies dei corpi conglomeratici deltizi indicano una graduale diminuzione della profondità (delta da 250 m a 50 m di spessore) ed una transizione da delta dominati dai processi fluviali a delta influenzati dalle onde, in accordo col fatto che l'incisione valliva messiniana si stava gradualmente colmando (BREDA *et alii*, 2007). Le associazioni a foraminiferi bentonici rinvenute nei livelli siltosi intercalati ai livelli conglomeratici confermano questo scenario indicando paleobatimetrie compatibili con ambienti di piattaforma esterna, medio-esterna, fino ad interna (BREDA *et alii*, 2009).

Le datazioni biostratigrafiche sono state effettuate sugli intervalli argillosi (**ORV**) intercalati ai corpi conglomeratici e sugli orizzonti sabbioso-siltoso-limosi dell'ultima litofacies con essi eteropici. L'età delle unità conglomeratiche risultano quindi spaziare dalla biozona MPI 2 (biomarkers *Globorotalia margaritae*, *U. rutila*), alle biozone MPI 5 (biomarkers *G. crassaformis*, *G. crotonensis*) e MNN 16b/17 (biomarkers *H. sellii*, *P. lacunosa*, *Discoaster*) considerando gli intervalli siltosi intercalati alle più giovani unità conglomeratiche.

Attribuzione cronologica: Zancleano - Piacenziano.

3.2. - DEPOSITI QUATERNARI

Le coperture quaternarie in descrizione derivano da vari processi morfogenetici connessi all'alterazione delle rocce, a fenomeni gravitativi, alla sedimentazione fluvio-torrentizia e marina; tali processi si sono sviluppati durante il Quaternario, e i relativi depositi maggiormente rappresentati sono quelli olocenici fino a quelli attuali. La cartografia dei vari depositi, compresi i corpi di frana, è stata elaborata sulla base dei rilevamenti di terreno, delle osservazioni di tipo litologico, tessiturale e morfologico, con l'integrazione della fotointerpretazione. Per quanto attiene alla basse valle del Roja, si è tenuto conto dei sondaggi e delle relative stratigrafie che sono stati realizzati per la progettazione e/o l'ammodernamento delle infrastrutture viarie. Le problematiche maggiori sono state rappresentate dal fatto che spesso le superfici dei corpi sedimentari sono risultate spesso obliterate dall'urbanizzazione ed è stato necessario ricorrere a interpretazioni di tipo geomorfologico nella delimitazione dei corpi stessi. In queste aree, inoltre, i materiali sono apparsi frequentemente rimaneggiati a causa delle pratiche agricole alle quali si associa il modellamento di terrazzette, sostenute da muri a secco. In effetti, data la particolare morfologia della zona, poco propensa all'antropizzazione, sono state proprio le aree ove presenti depositi alluvionali e marini, coltri eluvio-colluviali e talora detritiche che sono state colonizzate dall'uomo, come già accennato nel capitolo relativo agli "Aspetti geografici e geomorfologici dell'area emersa". Parallelamente al Foglio Imperia, per quanto attiene ai criteri e alle suddivisioni dei depositi quaternari, ci si è uniformati, di massima, a quelli del contiguo Foglio Sanremo. In mancanza di datazioni di alcun tipo nell'ambito del Foglio, le attribuzioni cronologiche dei depositi quaternari sono presuntive e di tipo relativo, ad eccezione di quei materiali, peraltro non cartografabili, rinvenuti ai Balzi Rossi (si veda § I. 2), contenenti fossili e materiale archeologico che ne ha consentito la datazione. Terrazzi fluviali e marini sono stati descritti, dal punto di vista morfologico, da GRILLO (1940), presenti a varie quote: frequentemente, tuttavia, si tratta di superfici di erosione prive di depositi.

I depositi che sono stati cartografati sono: depositi marini terrazzati (g_{n1-2}), depositi alluvionali terrazzati (b_{n1-3}), depositi di spiaggia (g_2), depositi alluvionali (b), depositi di frana (a_1 , b_4), coltri eluvio-colluviali (b_2), detriti di falda (a_3), detriti di versante (a), depositi antropici (h).

3.2.1. - DEPOSITI MARINI TERRAZZATI (g_{n1})

I depositi marini terrazzati sono costituiti prevalentemente da materiali sabbioso-limosi e sabbioso-ghiaiosi, talvolta ciottolosi, riferibili, per lo più ad ambiente transizionale marino-continentale. Tali depositi risultano sospesi rispetto all'attuale livello del mare: talora si riconoscono le scarpate di terrazzo che li delimitano ma, spesso, l'urbanizzato ne addolcisce i margini. Questi depositi sono riscontrabili con discontinuità lungo la fascia costiera, tra Ventimiglia e Bordighera a quote generalmente comprese tra 9 e 12 metri. Fa eccezione il lembo, in destra Nervia, a Ventimiglia, la cui superficie non è rilevata rispetto alla piana alluvionale prospiciente, per il quale la natura di deposito marino è stata evidenziata da sondaggi archeologici. Lo spessore medio di questi depositi, che poggiano in genere su superfici erosionali, si assesta intorno a 10 metri. Per quanto attiene all'attribuzione cronologica, non si hanno elementi certi, tuttavia, anche da un confronto con i rinvenimenti all'interno delle cavità dei Balzi Rossi (si veda §. I.2.), in termini presuntivi, questi depositi potrebbero essere riferiti, genericamente al Plesitocene medio-superiore.

3.2.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (\mathbf{b}_{n1-3})

Depositi ghiaiosi e sabbiosi, a tratti debolmente limosi, di origine fluviale, posti lungo le valli principali e sopraelevati rispetto agli alvei e alle piane alluvionali attuali. Sono presenti in lembi distribuiti su tutta l'area e sono stati indicati con numeri crescenti in relazione alla loro età relativa, dal più recente e topograficamente più basso (\mathbf{b}_{n1}) al più antico e topograficamente più alto (\mathbf{b}_{n3}).

Si tratta di depositi piuttosto grossolani, caratterizzati dalla presenza di ghiaia, ghiaia-sabbiosa e sabbia-limosa, con clasti eterogenei, da sub-arrotondati ad arrotondati. I depositi alluvionali terrazzati \mathbf{b}_{n1} si presentano come ghiaioso-sabbiosi non cementati e poco alterati, spesso reinciati. I depositi alluvionali terrazzati \mathbf{b}_{n2-3} si presentano come ciottolosi-ghiaiosi mediamente alterati e, a tratti, con abbondante cemento.

Molto spesso si presentano come superfici erosionali relitte ricoperte soltanto da limitati depositi raramente rinvenuti di spessore superiore ai cinque metri. Si è quindi utilizzata una correlazione geometrica di tali superfici: i più antichi hanno altezze rispetto ai corsi d'acqua attuali comprese tra 10 e 20 m, i più recenti si elevano di 2-3 metri.

Questa distinzione è piuttosto chiara lungo il corso del torrente Bevera presso l'abitato di Olivetta San Michele: in sponda destra è presente un ripiano terrazzato che si eleva di circa 2 metri rispetto all'alveo (riconducibile al \mathbf{b}_{n1}) e, in sponda sinistra, proprio sotto il paese, manca il termine \mathbf{b}_{n1} e si riconoscono un terrazzo di ordine 2 ed uno di ordine 3. Il deposito terrazzato di ordine 2 (\mathbf{b}_{n2}) è sospeso sull'alveo attuale di circa 7-8 metri (Fig. 22) ed è caratterizzato da una copertura di depositi ghiaiosi, con ciottoli arrotondati, da centimetrici a decimetrici, immersi in una matrice sabbioso limosa, alquanto limitata pari a circa 0.5-1 metro di spessore poggiante direttamente sul substrato.

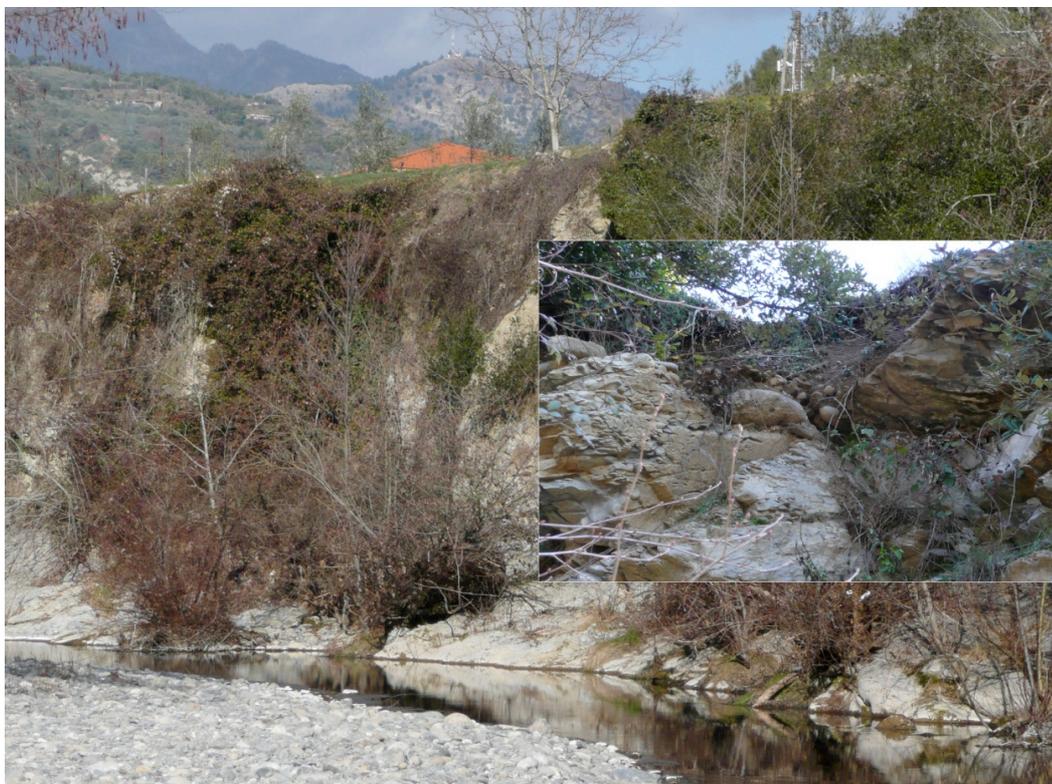


Fig. 22 - Presso Olivetta e Torre, la valle del Bevera, relativamente ampia, presenta i tre ordini di terrazzo che sono stati riconosciuti nel Foglio. Il deposito relativo al terrazzo di ordine 2 è molto sottile e si rinviene alla sommità di una scarpata, prevalentemente modellata in roccia, sottoforma di ciottoli centimetrici e relativamente abbondante matrice.

La superficie del deposito terrazzato di ordine 3 (\mathbf{b}_{n3}), che si trova a circa 20 - 25 metri sull'alveo attuale, ospita orti e uliveti e mostra ciottoli arrotondati di dimensioni centimetriche con una matrice giallastra indice di una pedogenesi relativamente evoluta.

Una situazione simile si riscontra nella valle del F. Roja, presso Airole, dove il deposito terrazzato di ordine 1 (\mathbf{b}_{n1}) è presente soltanto in sponda destra, mentre in sinistra un piccolo lembo di terrazzo di ordine 2 (\mathbf{b}_{n2}) è sovrastato dai depositi ciottolosi, talora molto cementati (Fig. 23) e alterati attribuibili ad un terrazzo di ordine 3 (\mathbf{b}_{n3}), per lo più smantellato in quella che poteva essere la sua forma originale, non solo dal corso d'acqua, ma anche da una imponente colata detritica per la cui descrizione si rimanda al paragrafo 3.2.5.2. Per quanto attiene all'attribuzione cronologica, l'unico dato in possesso, oltre alle già citate datazioni dei materiali rinvenuti nelle caverne dei Balzi Rossi, è il ritrovamento illustrato da ISSEL (1892) in Val Nervia, a Campososso in località Sant'Andrea (sul terrazzo cartografato come \mathbf{b}_{n2}), di "due molari di Mammut" (*Elephas primigenius*). Sulla base della correlazione con il suddetto terrazzo, si propone pertanto che i depositi più recenti possono essere attribuiti all'Olocene mentre quelli più antichi (\mathbf{b}_{n2-3}) al Pleistocene medio-superiore



Fig. 23 - Caratteristiche del deposito alluvionale terrazzato \mathbf{b}_{n3} , presso Airole. Talora la cementazione diventa dominante.

3.2.3. - DEPOSITI DI SPIAGGIA (\mathbf{g}_2)

Si tratta di depositi prevalentemente ghiaioso - ciottolosi (Fig. 6), più raramente sabbioso-ghiaiosi con ciottoli arrotondati e talora appiattiti di dimensioni centimetriche. I depositi di maggiore estensione e continuità sono localizzati tra le foci del Roja e del Vallecrosia, fino

alla parte orientale del foglio presso Bordighera, in presenza delle maggiori piane fluviali. Nella parte più occidentale del Foglio, dove la costa è alta e rocciosa i depositi di spiaggia sono per lo più discontinui.

Le stratigrafie dei pozzi e dei sondaggi disponibili denotano la presenza di depositi sabbiosi e sabbioso ghiaiosi di origine marina localizzati alcune decine di metri alle spalle dell'attuale linea di costa e ricoperti da alcuni metri di ghiaie alluvionali. L'origine dei sedimenti è solo parzialmente naturale (sedimenti trasportati dai corsi d'acqua principali e rielaborati dal mare). Molte sono, infatti, le forme di ripascimento artificiali che ripristinano tratti di spiagge in erosione ad opera di processi marini. Infatti le spiagge, in tutta l'area mostrano una tendenza generalizzata all'arretramento, ivi compresa la spiaggia ghiaiosa che borda il piccolo delta del Torrente Latte. Sono stati riportati in carta unicamente i depositi delle spiagge attuali, pertanto essi possono essere attribuiti all'intervallo cronologico Olocene - Attuale.

3.2.4. - DEPOSITI ALLUVIONALI (b)

Si tratta di depositi ciottolosi, ghiaiosi, sabbiosi e, più raramente sabbioso-limosi, presenti lungo le principali aste fluviali e torrentizie. Vengono compresi in questa categoria sia i depositi costituenti gli alvei attivi, ancora oggi marcatamente soggetti ad evoluzione ad opera della dinamica fluviale sia i depositi che costituiscono le cosiddette piane inondabili che, soprattutto verso la costa sono protette da arginature e sono generalmente urbanizzate e quindi non più in evoluzione. I depositi alluvionali degli alvei attivi sono presenti con discontinuità nei tratti più montani dei principali corsi d'acqua (in particolare, Roja, Nervia, Barbaira), soprattutto sottoforma di barre alternate o barre di meandro (*point bar*). Questi tratti sono caratterizzati, frequentemente, da alvei in roccia dove si possono ritrovare massi spesso angolari provenienti dai versanti in seguito a processi gravitativi. Mano a mano che ci si sposta verso valle la granulometria diminuisce, mantenendosi comunque relativamente grossolana (Fig. 24) e, anche in prossimità della costa, si ritrova la componente ghiaiosa frammista a quella sabbiosa. Nelle aree costiere, generalmente, i depositi alluvionali poggiano su quelli di origine marina. Gli spessori sono variabili anche in funzione della posizione: minori verso monte e verso i versanti, maggiori verso il centro delle piane e verso la costa; dai sondaggi effettuati nella piana del Roja, circa alla confluenza con il Bevera si è riscontrato un materasso alluvionale potente fino a circa 60 metri. Gli affioramenti maggiormente estesi arealmente si ritrovano nelle piane dei torrenti Latte e Bevera, del fiume Roja e dei torrenti Nervia, Vallecrosia e Borghetto. Dal punto di vista morfologico costituiscono aree pianeggianti, ad eccezione dei conoidi che talora presentano pendenze anche del 3-4%. I depositi alluvionali in descrizione sono attribuibili all'Olocene



Fig. 24 - Depositi alluvionali del T. Bevera, presso Olivetta, costituenti l'alveo attivo e la piana inondabile. Si notino le dimensioni da decimetriche a pluridecimetriche dei ciottoli.

3.2.5. - FRANE E DEBRIS FLOW

3.2.5.1. - Depositi di frana (**a₁**)

In carta sono riportati i corpi di frana riconosciuti sul terreno e rilevati anche tramite fotointerpretazione e le relative nicchie di distacco, ove riconoscibili. I materiali costituenti questi depositi sono eterogenei ed eterometrici, con clasti di varie dimensioni, da centimetrici a decimetrici o metrici. Non mancano massi di grosse dimensioni. I clasti sono immersi generalmente in un'abbondante matrice spesso argillosa. Le caratteristiche sedimentologiche e i meccanismi di movimento sono necessariamente legate alle caratteristiche litologico-strutturali del substrato. In questa categoria sono state cartografate sia le frane attive sia le frane quiescenti.

I cinematismi possono essere ricondotti alle seguenti tipologie principali:

Crollo - ribaltamento: i movimenti si verificano prevalentemente lungo pendii rocciosi molto acclivi dai quali si staccano frammenti e blocchi. Hanno generalmente estensioni limitate, e soprattutto sono localizzati alla base delle pareti rocciose più tenaci. Riconducibili a questa tipologia sono anche gli accumuli derivanti da aree soggette a crollo diffuso come quelli presenti alla base delle pareti, impostate nei conglomerati pliocenici, presso Roverino, Ventimiglia, in sponda sinistra del Roja. La geometria delle aree di distacco è molto spesso influenzata dalle discontinuità (giunti, faglie, stratificazione) che caratterizzano

l'affioramento. Il materiale che compone l'accumulo è generalmente caotico e non presenta alcuna organizzazione interna; i blocchi sono spigolosi e fortemente eterometrici.

Scivolamento rotazionale: tali frane si originano a causa di movimenti di materiale lungo una superficie di scorrimento ben delineata e con una forma arcuata. Molto spesso si manifestano all'interno delle coperture detritiche ma i fenomeni di maggiori dimensioni interessano anche il substrato roccioso, soprattutto dove questo si presenta intensamente fratturato o caratterizzato dalla presenza di alternanze stratificate a componente prevalente argilloso-marnosa. Un significativo esempio è rappresentato dalla frana di Sant'Antonio (Fig. 25), in sponda sinistra del Rio di Ciaixe, affluente di destra del Nervia, nel comune di Camporosso. Il fenomeno è imputabile alle differenti caratteristiche geomeccaniche dei depositi pliocenici conglomeratici a tetto poggianti sulle argille che subiscono scalzamento al piede per erosione del rio.



Fig. 25 - Frana di scivolamento rotazionale presso Sant'Antonio, a N-W di Camporosso, sul versante sinistro del Rio Ciaixe, affluente di destra del T. Nervia.

Scivolamento planare: questa tipologia di frane è generata per scivolamento dei materiali lungo una superficie di scorrimento generalmente piana ed è caratteristica dei terreni di natura flyschoidi, con strati disposti a franapoggio, che ne incentivano l'innescio. I movimenti hanno mediamente dimensioni ridotte, mentre talvolta interessano parti intere di versante in modo più o meno continuo. Ne è un esempio il versante destro del rio Ciapagni, situato immediatamente a nord di Trucco. Lungo tale versante modellato nelle Calcareniti di Capo Mortola sono presenti diversi fenomeni di scivolamento lungo superfici di stratificazione.

Colamento lento: rappresenta movimenti di massa delle coltri detritiche o di accumuli di frane precedenti ascrivibili ad altre tipologie come origine.

Colamento rapido: rappresenta movimenti di massa ad elevata velocità che interessano coltri detritiche o di alterazione durante eventi meteorologici estremi. Sono un esempio di depositi di *debris flow* cartografati presso l'abitato di Airole e nei pressi di Fanghetto, entrambi in val Roja.

Frane complesse: sono ascrivibili a questa categoria gli accumuli derivanti dalla combinazione di due o più tra le precedenti tipologie descritte, possono avere dimensioni da ridotte ad elevate e costituiscono la maggior parte degli accumuli cartografati. A titolo di esempio si riporta la situazione dell'area nei pressi dell'abitato di Apricale (Flysch di Ventimiglia), in sponda destra del rio Mandancio (Merdanzo), dove il versante immediatamente ad est del paese è interessato da una serie di movimenti complessi che traggono origine probabilmente da un fenomeno più antico che coinvolgeva parte del substrato. Le locali riattivazioni comportano la mobilitazione dei materiali più superficiali, sottoforma di colate e crolli, soprattutto alla base del deposito, a causa dell'erosione al piede operata dal rio Mandancio.



Fig. 26 - A sinistra si osserva l'abitato di Airole e il posteggio che insiste sul deposito da debris flow; a destra i caratteri del deposito. Si noti, nella parte alta, la frazione più grossolana del sedimento.

3.2.5.2. - Debris flow di Airole (**b₄**)

In corrispondenza dell'abitato di Airole, in sponda sinistra del Roja è presente un significativo affioramento di depositi di versante attribuibili a processi di *debris-mud flow* (Fig. 26). Il corpo del *debris* attualmente presenta una profonda incisione ad opera del corso d'acqua che si è impostato lungo l'antico canalone di scorrimento del detrito. E' tuttavia ancora ben evidente il fenomeno di *superelevation* che ha portato alla costruzione di un alto argine in sinistra, che ne ha limitato la propagazione verso questo lato, e ha guidato i flussi verso il versante destro dove il corpo del *debris flow* è quindi maggiormente sviluppato, tanto che il parcheggio prossimo alla chiesa di Airole e le sovrastanti case attigue sono edificati su questo deposito, come pure, a una quota inferiore anche il tratto della ferrovia al di fuori della galleria. Estesi affioramenti che si affacciano verso il fondovalle del Roja mostrano per un'altezza di una decina di metri l'evidenza di almeno 5 diverse pulsazioni, separate da materiali più grossolani. Infatti, ogni evento termina con la frazione grossolana che viene portata verso l'alto e lateralmente dai movimenti convettivi che caratterizzano il flusso; verso il centro del canale di scorrimento invece si accumulano le frazioni fini. La parte frontale del corpo attualmente non è più riconoscibile in quanto erosa dal Roja.

3.2.6. - COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (**b₂**)

Si tratta di accumuli detritici di spessore da decimetrico a metrico a plurimetrico, derivanti da alterazione *in situ* del substrato (eluvio) e, frequentemente in seguito mobilizzati, per azione combinata della gravità e delle acque di ruscellamento superficiale (colluvio). Il deposito è costituito da clasti eterometrici di varia litologia, spigolosi, immersi in una abbondante matrice pelitica e/o sabbiosa-ghiaiosa (Fig. 27). Anche questi accumuli, come peraltro quelli detritici e i depositi alluvionali sono molto spesso rimaneggiati dall'uomo che, per fini agricoli soprattutto, ha rimodellato le superfici formando terrazzette sostenute per lo più da muri a secco. Le coltri eluvio-colluviali si ritrovano su tutta l'area esaminata, fatta eccezione per la zona compresa tra il T. Bevera e il F. Roja, nel pieno dominio dei calcari cretacei dove la loro presenza è più sporadica. Esse caratterizzano la maggior parte dei fianchi vallivi dei corsi d'acqua principali, costituendo molto spesso una fascia di raccordo tra i depositi alluvionali, talora terrazzati e i versanti modellati in roccia. Cronologicamente i depositi in descrizione sono attribuibili all'Olocene.



Fig. 27 - Deposito eluvio-colluviale presso Fanghetto - San Michele.

3.2.7. - DETRITI DI FALDA (**a₃**)

I depositi ascrivibili a questa unità hanno attributi tessiturali estremamente eterogenei e dipendono soprattutto dalle caratteristiche del substrato dal quale derivano. Di origine gravitativa, sono costituiti da materiali eterometrici, privi di matrice, con prevalenza di granulometrie grossolane e ciclopiche, con clasti spigolosi. Lo spessore è variabile dal metro alla quindicina di metri e non è presente una copertura pedogenetica. Sono del tutto simili ai detriti di versante e da essi discriminati per una maggiore estensione e continuità e da una maggiore presenza di cemento di norma calcitico. Questi depositi sono disposti in fasce ai piedi delle principali pareti calcaree, soprattutto laddove gli strati si presentano maggiormente fratturati. Sia i depositi presenti nella fascia più settentrionale, lungo la Gola

dell'Incisa sia quelli più occidentali, disposti lungo la dorsale di confine, sono spesso organizzati in spettacolari coni detritici. L'unità in descrizione, infatti, comprende, oltre alle falde, anche i coni detritici. Questi depositi sono arealmente diffusi nelle zone caratterizzate dalle altitudini più elevate. Più precisamente si rinvencono nella parte più settentrionale e in quella più orientale del Foglio Dolceacqua, lungo la linea di cresta M. Pietravecchia, M. Toraggio, M. Bauso, M. Lega, ai piedi delle pareti scolpite nei calcari nummulitici, e ai piedi delle pareti scolpite nei calcari giurassici che caratterizzano la dorsale di confine (M. Mergo, M. Grammondo, Cima Longoira). Questi depositi possono essere attribuiti all'Olocene.

3.2.8. - DETRITI DI VERSANTE (a)

I depositi di versante, di origine gravitativa, sono costituiti da materiali eterometrici con prevalenza di granulometrie grossolane talvolta addirittura con massi, per lo più spigolosi, non cementati e con scarsa matrice. Gli spessori di questi depositi sono molto vari: da ridotti, anche meno di un metro, possono arrivare anche alla decina di metri. Le litologie, prevalentemente arenacee e/o calcaree dei clasti, sono da mettere in relazione al fatto che il detrito proviene per lo più dalla disgregazione delle bancate calcaree e arenacee, sui versanti delle quali il materiale si adagia. Le principali coltri detritiche di versante sono presenti nelle porzioni settentrionali del Foglio Dolceacqua, in presenza delle facies arenacee del Flysch di Ventimiglia, prevalentemente nelle valli Nervia e Barbaira nonché nelle aree più costiere caratterizzate dall'affioramento dei litotipi conglomeratico-arenacei di età pliocenica. Verso ovest, in corrispondenza delle valli Roya e Latte, la frequenza di tali depositi tende a diminuire. I depositi arealmente più estesi sono molto spesso terrazzati con muretti a secco e coltivati prevalentemente ad ulivo, eucalipto e mimosa. In relazione alla cronologia, i detriti di versante possono essere attribuiti all'Olocene.

3.2.9. - DEPOSITI ANTROPICI (h)

In carta sono stati segnalati anche gli accumuli dovuti all'attività dell'uomo. Si tratta di materiali eterogenei, a prevalente componente grossolana, sia di origine naturale che artificiale, caratterizzati da clasti eterogenei ed eterometrici con sabbia debolmente limosa e ciottolosa, da spigolosi a sub-arrotondati, di dimensioni generalmente centimetriche, derivanti dalla frantumazione di inerti ad uso di sottofondo, talora contenenti laterizi. Tali depositi sono rappresentati prevalentemente da riporti e riempimenti realizzati lungo il tracciato autostradale, in corrispondenza dei caselli autostradali e lungo il tracciato ferroviario. Di notevole estensione areale è il deposito sul quale poggia lo scalo ferroviario di Ventimiglia, che continua nel tratto sopraelevato della ferrovia verso Sanremo. L'interpretazione dei sondaggi a disposizione ha permesso di rilevare come nel complesso la maggior parte delle aree urbane, prevalentemente ad uso commerciale/industriale site nelle fasce fluviali terminali del fiume Roja e dei torrenti Nervia e Verbone, insistano su depositi alluvionali molto spesso rimaneggiati e sovente ricoperti da una coltre di riporti eterogenei ed eterometrici dello spessore medio pari a circa due metri.

V. - STRATIGRAFIA DELLA PARTE A MARE

1. - SISMOSTRATIGRAFIA

1.1. - IL SUBSTRATO PRE-PLIOCENICO

La sismica a riflessione fornisce, in questa zona, dati che consentono di differenziare il substrato pre-pliocenico in più tipologie distinte.

- La risposta acustica sorda compete a corpi facenti parte delle unità alpine o a eventuali formazioni oligo-mioceniche non differenziabili.
- Le Evaporiti Superiori, ben evidenti al piede della scarpata la risalgono, chiudendosi a *pinch-out* nella sua parte inferiore. Subaffiorano in corrispondenza delle maggiori nicchie di distacco di frane sottomarine imponenti; il top delle Evaporiti ha giuocato in questi casi da superficie di scivolamento (Fig. 10). Se fortemente deformate, la loro risposta acustica si avvicina a quella del substrato sordo.
- Corpi stratificati *incertae sedis* fortemente riflettenti. Talvolta, per risposta acustica, si è tentati di associarli alle evaporiti superiori come facies terminale del ciclo sedimentario, ma in altri punti compaiono quando queste sono già chiuse a *pinch-out* o sottostanti ad esse, o anche in posizione troppo elevata sulla scarpata. All'estremità occidentale del Foglio, e nel vicino Foglio San Remo, compaiono in pieghe a largo raggio, tagliate da una superficie d'erosione (erosione messiniana? Fig. 28), solitamente molto disturbata dalla tettonica plio-pleistocenica.

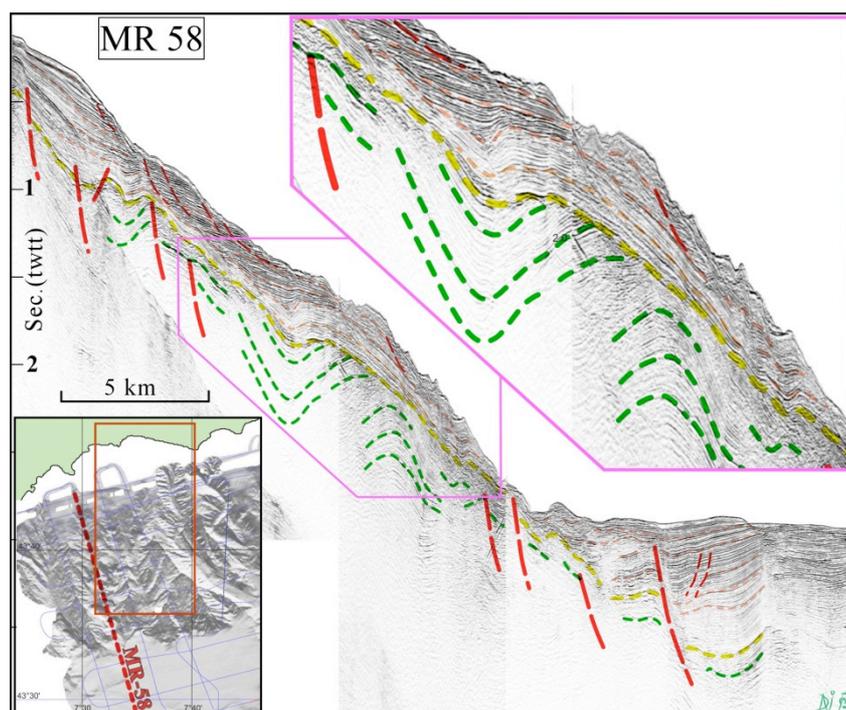


Fig. 28- *Strutture della bassa scarpata nel settore occidentale del Foglio. Si notano i livelli incertae sedis del substrato pre-pliocenico.*

1.2 - IL PLIOCENE INFERIORE

La sequenza plio-pleistocenica della scarpata e della conoide, pur continua, è distinguibile in più parti, con apparenti corrispondenze tra i livelli inferiori e le formazioni plioceniche affioranti sulla costa. Il livello basale della sequenza, trasparente, con sedimenti molto fini, può corrispondere alle Argille di Ortovero, mentre un livello ben riflettivo che si segue un po' dovunque, può essere considerato facies distale rispetto al sistema deposizionale dei Conglomerati di Monte Villa. Seguono livelli parzialmente trasparenti attribuibili al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. In piattaforma, con i mezzi di indagine a bassa energia utilizzabili in quell'ambito, la distinzione si perde anche perché i conglomerati possono rispondere come substrato acustico.

1.3 - IL PLIO-QUATERNARIO

Verso l'alto la sequenza di copertura si compone di sempre più fitti strati riflettivi; sulla scarpata non sono infrequenti discordanze angolari dovute a fenomeni gravitativi. È notevole la differenza di potenza tra conoide e scarpata, anche a causa dei fenomeni detti; in definitiva i sedimenti tendono comunque a trasferirsi sulla conoide, ispessendola costantemente.

La piattaforma della metà occidentale del Foglio si sviluppa all'interno di zone della scarpata superiore dove il substrato, meno ripido o terrazzato, consente un considerevole accumulo e una sia pur limitata progradazione. In quest'area è ben rappresentata la sequenza stratigrafica sin e post-glaciale. Sono presenti, al fronte della piattaforma, livelli riflettivi depositati durante il basso stazionamento wurmiano del livello marino (LST).

La trasgressione versiliana è stata accompagnata in questa zona, come in altre zone del Mediterraneo, da deposizione di sedimenti terrigeni che talora sono riusciti a contrastarne

temporaneamente gli effetti, creando corpi deposizionali di un certo rilievo e durata nel tempo. La diffusione e importanza di detti corpi (**TST**) può indicare che la trasgressione abbia conosciuto momenti di relativa stasi o rallentamento. E' stato rilevato qui un unico **TST** (Fig. 29) come corpo deposizionale sormontato da tre ordini di paleo cordoni litoranei, in prossimità del ciglio. Un altro affioramento discontinuo più interno non giustifica, per incompletezza di dati, la definizione di un secondo **TST**.

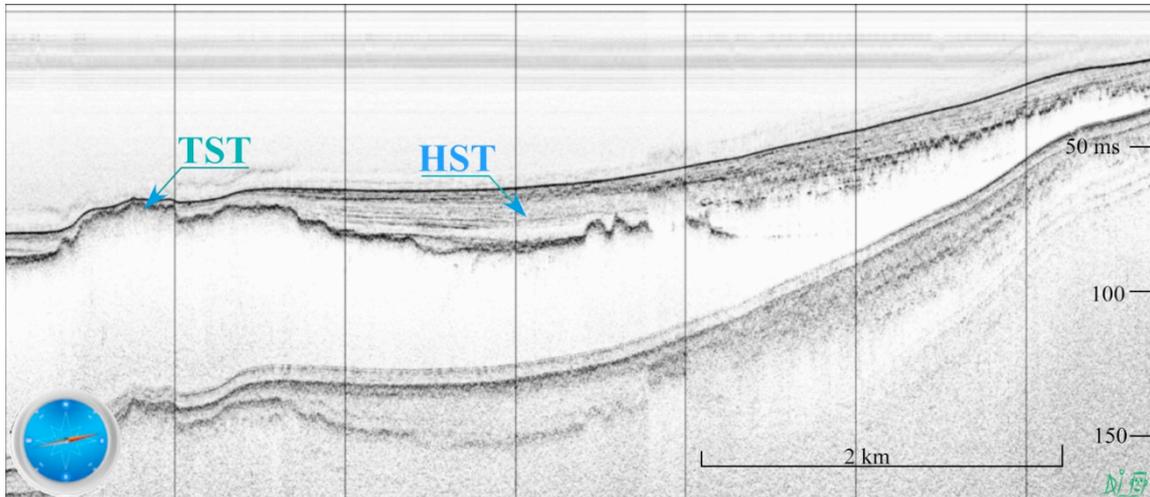


Fig. 29 - Paleo-cordoni litoranei della trasgressione postglaciale (**TST**) e depositi olocenici (**HST**) in prossimità della foce del Fiume Roja.

I sedimenti olocenici (**HST**; Fig. 29) sono relativamente poco potenti (≤ 22 m), nonostante la forte portata solida del Fiume Roja, a causa del fatto che le piene del fiume scaricano i loro apporti direttamente nel grande Canyon omonimo, che drena anche parte del silt della piattaforma. Le granulometrie sono regolarmente distribuite, con i depositi più grossolani nel prisma costiero e i più fini verso il largo.

VI. - TETTONICA

1. - PARTE A TERRA

Nel dominio Delfinese-Provenzale, in generale, l'assetto geometrico delle coperture è il risultato dell'evoluzione strutturale combinata di due eventi tettonici: quello provenzale (cretacico-paleocenico) e quello alpino (paleogenico-neogenico). Quest'ultimo si manifesta attraverso quattro fasi deformative: i) una prima fase di piegamento e sovrascorrimento (PEREZ, 1975), realizzatasi alla fine della sedimentazione del Flysch di Ventimiglia (Oligocene inferiore) in concomitanza con l'arrivo del carico dei Flysch ad Elmintoidi traslati da E/NE verso W/SW; ii) una fase di distensione connessa con l'apertura dell'oceano Ligure-Provenzale (Miocene inferiore-medio) associato al *drifting* del blocco Sardo-Corso (FORD *et alii*, 1999); iii) una fase di sollevamento miocenica-superiore-pleiocenica del basamento cristallino dell'Argentera-Mercantour che ha innescato lo scivolamento delle coperture verso Sud, scollate a livello delle evaporiti del Trias superiore (Miocene superiore-Pontiano, GÉZE, 1960b) e, infine, iv) una fase di serrage tardivo E-W. Durante le fasi tardive connesse con il sollevamento dell'Argentera-Mercantour (raccorciamento N-S), si realizzò la strutturazione degli archi di Castellane, di Nizza e, di particolare interesse per i Fogli, di quello del Roya, separati fra loro da faglie trascorrenti di importanza regionale (FORD *et alii*, 1999; 2006).

L'area in esame è caratterizzata da importanti strutture fragili sin- e post-pleioceniche con orientazione varia: la sedimentazione pleiocenica è infatti stata profondamente influenzata dalla presenza di faglie normali immergenti verso mare. Inoltre riveste una grande importanza, anche per la sua attività sismica, la presenza, nella porzione più settentrionale del foglio, della faglia Saorge-Taggia.

Nell'area si è esercitata quindi una tettonica fragile sin- e post-pleiocenica: alcune fra le faglie post-pleioceniche sono probabilmente neotettoniche, come la linea Saorge-Taggia ed i sistemi ad essa coniugati.

1.1. - DEFORMAZIONI DUTTILI

La fase provenzale si è manifestata nell'area dei Fogli con pieghe a direzioni assiali comprese tra 090 e 120 N circa perpendicolare ai limiti della successione terziaria. Le pieghe sono di tipo concentrico o *en chevron* e sono accompagnate da un clivaggio di frattura da mediamente inclinato a verticale. Nei livelli più marnosi passa da una foliazione

finissima a un clivaggio di crenulazione. Queste deformazioni si sovrappongono a pieghe di natura sinsedimentaria osservate nei dintorni di San Michele.

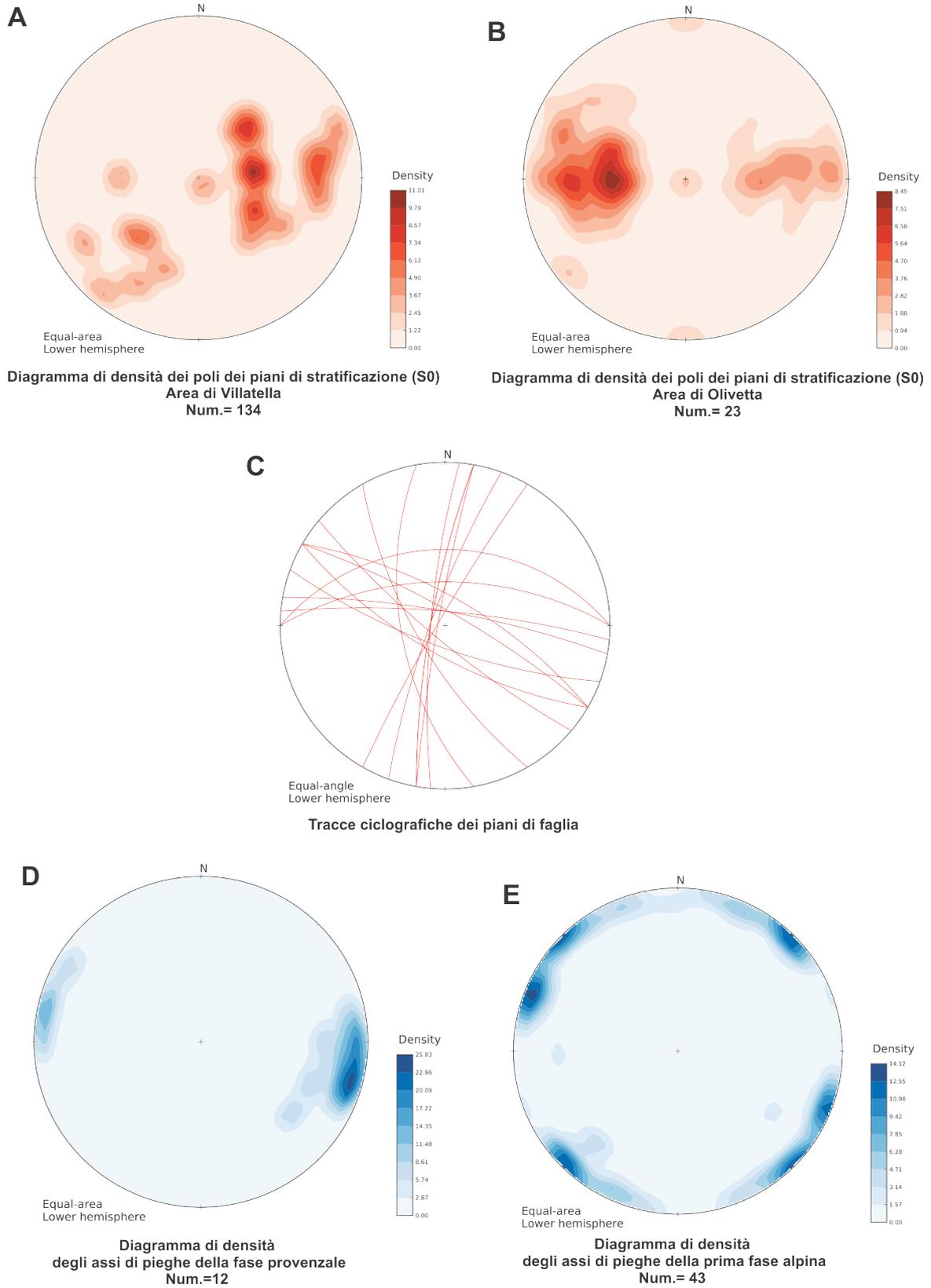


Fig. 30 - Proiezione degli elementi strutturali relativi agli eventi deformativi provenzale e alpini.

La prima fase deformativa alpina produce sistemi di pieghe, antiformali e sinformi, che coinvolgono il substrato mesozoico e la successione terziaria. In generale, trascurando per ora quella del Monte Grammondo, le antiformali hanno sempre al nucleo i calcari cretaci mentre il nucleo delle sinformi è costituito dal Flysch di Ventimiglia. In particolare, grazie alle litologie duttili di queste due unità è possibile osservare, sui fianchi di tali strutture, parassite di dimensioni variabili, da decimetriche a decametriche. Gli assi delle pieghe hanno direzione da N-S a NW-SE (Fig. 30) e piani assiali molto inclinati immergenti generalmente verso E. I fianchi occidentali sono più inclinati di quelli orientali, congruenti quindi con una vergenza verso WSW. Nel fianco nord-orientale della sinclinale di Olivetta San Michele, prosecuzione meridionale dell'omonima struttura (Piène-Olivetta) cartografata in territorio francese da DI MARCO *et alii* (2011), la successione terziaria è rovescia sino alle pendici orientali di Monte Tron e diventa diritta a NW dell'abitato di San Michele.

Di particolare interesse è l'anticlinale del Monte Grammondo che presenta al nucleo i terreni più antichi e profondi (triassico-giurassici) affioranti nell'area del Foglio. La geometria di tale piega differisce dalle strutture più orientali in quanto presenta fianchi molto inclinati, fino a sub-verticali, e masse diapiriche relative alle evaporiti triassiche, isolate e boudinate, al centro dell'anticlinale. Secondo alcuni autori (DARDEAU & GRACIANSKY, 1990; GRACIANSKY *et alii*, 2011), l'attività diapirica in alcune aree del Delfinese e delle Alpi Marittime inizia con i primi stadi del ciclo Alpino, durante le fasi di *rifting* ed è in stretta relazione con la rete di faglie normali che si sviluppano lungo il margine. L'intera area dei Fogli è interessata da una superficie di sovrascorrimento plurichilometrica che da Capo Mortola prosegue in direzione Nord sino al Monte Gouta e quindi, incurvandosi verso NE, termina contro il sistema di faglie del lineamento Saorge-Taggia. La struttura è ben visibile in corrispondenza del Monte Abellio ma soprattutto sul crinale meridionale del Monte Terca dove si può osservare una sezione naturale a scala ettometrica (Fig. 31). Tale superficie tettonica (*Thrust* del Monte Terca) si sviluppa con geometria a *ramp-flat* dapprima nei terreni cretaci per poi risalire la successione del *footwall* fino a raggiungere il Flysch di Ventimiglia poco prima di spegnersi contro il fascio della Saorge-Taggia. Il livello di scollamento alla base dell'*hangingwall* è rappresentato dalla formazione delle Marne e Calcari marnosi di Trucco e presenta uno spessore variabile da qualche decina di metri a zero laddove esso risulta completamente eroso tettonicamente. Al di sopra di tale livello di scollamento, l'*hangingwall* presenta l'identica successione eocenico-oligocenica che costituisce il *footwall*.

Ad ovest di tale struttura, nella porzione meridionale del foglio (Villatella), è presente un'altra superficie di sovrascorrimento, con estensione più limitata e direzione (N-S) parallela al *thrust* maggiore. Questa struttura, a vergenza occidentale, porta i calcari cretaci a sovrascorrere il Flysch di Ventimiglia nell'area presso Cime dei Sogli e, più a N, provoca un parziale raddoppio dei terreni eocenici, un'anticlinale nell'*hangingwall* ed una sinclinale nel *footwall* del *thrust* (con nucleo in calcari cretaci) a Sud di passo della Colla (Vivai di Villatella).

Una struttura analoga è stata cartografata al Passo Muratone dove i calcari cretaci sovrascorrono il Flysch di Ventimiglia attraverso una superficie a direzione circa N-S che prosegue in territorio francese, mentre sul lato italiano si arresta in corrispondenza della Saorge-Taggia poco a sud del Passo Muratone.

Una seconda fase di piegamento, molto meno intensa della precedente, ha deformato blandamente le superfici di sovrascorrimento aumentandone l'inclinazione coinvolgendo e accentuando le pieghe precedenti. Tali deformazioni sono correlabili con l'esumazione, a partire dal Miocene superiore, del Massiccio dell'Argentera-Mercantour che ha innescato verso sud sovrascorrimenti immergenti verso nord, il cui fronte è localizzato *offshore*, al piede della scarpata continentale (BIGOT-CORMIER *et alii*, 2004).

1.2. - DEFORMAZIONI FRAGILI

L'area del Foglio è stata interessata da un'intensa deformazione fragile, con faglie trascorrenti, normali e inverse il cui funzionamento è stato attivo sia durante le fasi deformative più intense (Oligocene-Pliocene) sia in tempi recenti, quindi con caratteri neotettonici (BONI *et alii*, 1978, 1980; GIANMARINO *et alii*, 1978).

Fra queste strutture, degne di nota sono le faglie, prevalentemente inverse, che segmentano l'anticlinale del Monte Grammondo. Esse sono probabilmente sin-cinematiche alla prima fase di piegamento e vanno interpretate come il risultato di una risposta deformativa fragile delle competenti rocce carbonatiche giurassiche che costituiscono gran parte della struttura.

Lungo il corso del Bevera e del Roya sono state cartografate, desumendole da foto interpretazione e da successivi controlli sul terreno, alcuni lineamenti in corrispondenza di gomiti fluviali presenti nei suddetti corsi d'acqua. Non è possibile indicare l'esatta natura di queste faglie (anche se l'andamento cartografico e gli elementi geomorfologici fanno presumere che si tratti di faglie trascorrenti), per assenza di indicatori cinematici sul terreno e per il fatto che queste faglie si sviluppano interamente all'interno della stessa litologia (calcarei cretaci).

Successive alla prima, e più intensa fase di piegamento, sono le strutture fragili legate alla fase distensiva miocenica connesse all'apertura del bacino Ligure-Provenzale. Queste strutture sono costituite da un sistema di faglie sub-verticali che borda a nordest il complesso pliocenico, con andamento prevalentemente WNW-ESE, che è parte di un sistema di faglie normali organizzate in due fasci coniugati (WNW-ESE e NE-SW) orientati parallelamente alla linea di costa (*step-fault*), responsabili del collasso del margine ligure, e compatibili con i sistemi di faglie normali osservabili alla base della scarpata continentale (CHAUMILLON *et alii*, 1994).

Tali strutture hanno evidentemente condizionato anche la successiva deposizione dei depositi pliocenici. Si ritiene che tali faglie siano infatti sin-sedimentarie, in quanto i delta di tipo Gilbert solitamente si impostano proprio in bacini marini che presentano alle spalle sistemi attivi di faglie normali che creano lo spazio di accomodamento necessario per lo sviluppo dei delta, con corpi deltizi successivi usualmente sovrapposti proprio grazie all'attività della *master fault* (COLELLA, 1988; ORI *et alii*, 1991; GAWTHORPE *et alii*, 1994; DORSEY *et alii*, 1995; DORSEY & UMHOEFER, 2000). Da ciò risulta che questo sistema di faglie si sia dunque originato nel contesto della tettonica distensiva miocenica ma abbia continuato la sua attività anche durante il Pliocene caratterizzato invece da un contesto tettonico compressivo a scala regionale.



Fig. 31 - Thrust del M. Terca: nel piano del profilo, la drag-fold nel footwall evidenziata dai banchi massicci delle Calcareniti di Capo Mortola (NCM).



Fig. 32 - Parete di faglia che limita a Nord l'abitato di Pigna lungo il sistema trascorrente Saorge-Taggia.

Un discorso a parte merita l'importante allineamento NW-SE (N 120°-140°) Taggia-Saorge, ed il sistema di faglie ad esso coniugato, la cui parete affiora in modo spettacolare limitando l'abitato di Pigna a Nord (Fig. 32). Questo sistema è costituito da diverse strutture, tutte ad alto angolo ($>70^\circ$) e con prevalente componente trascorrente. In particolare la maggior parte delle faglie sono circa parallele tra loro con direzioni comprese tra 160° e 100° (Fig. 30) e pitch delle strie di 10° - 20° S, evidenziando una componente di movimento destra. Tali faglie sono inoltre caratterizzate da importanti fasce cataclastiche (Fig. 33) che si sviluppano anche fino a 20-30 m di spessore. Esistono anche faglie a direzione NE-SW di minor lunghezza, limitate all'interno delle faglie parallele al sistema principale, che presentano componente sinistra e riferibili a sistemi R' all'interno del fascio principale.

Di tale sistema di faglie trascorrenti è segnalata la sua attivazione almeno a partire dal Pliocene se non prima (PEREZ, 1975), con una trascorrenza dapprima sinistra e, successivamente, destra come testimoniano chiaramente anche i meccanismi focali (MADEDDU *et alii*, 1996).

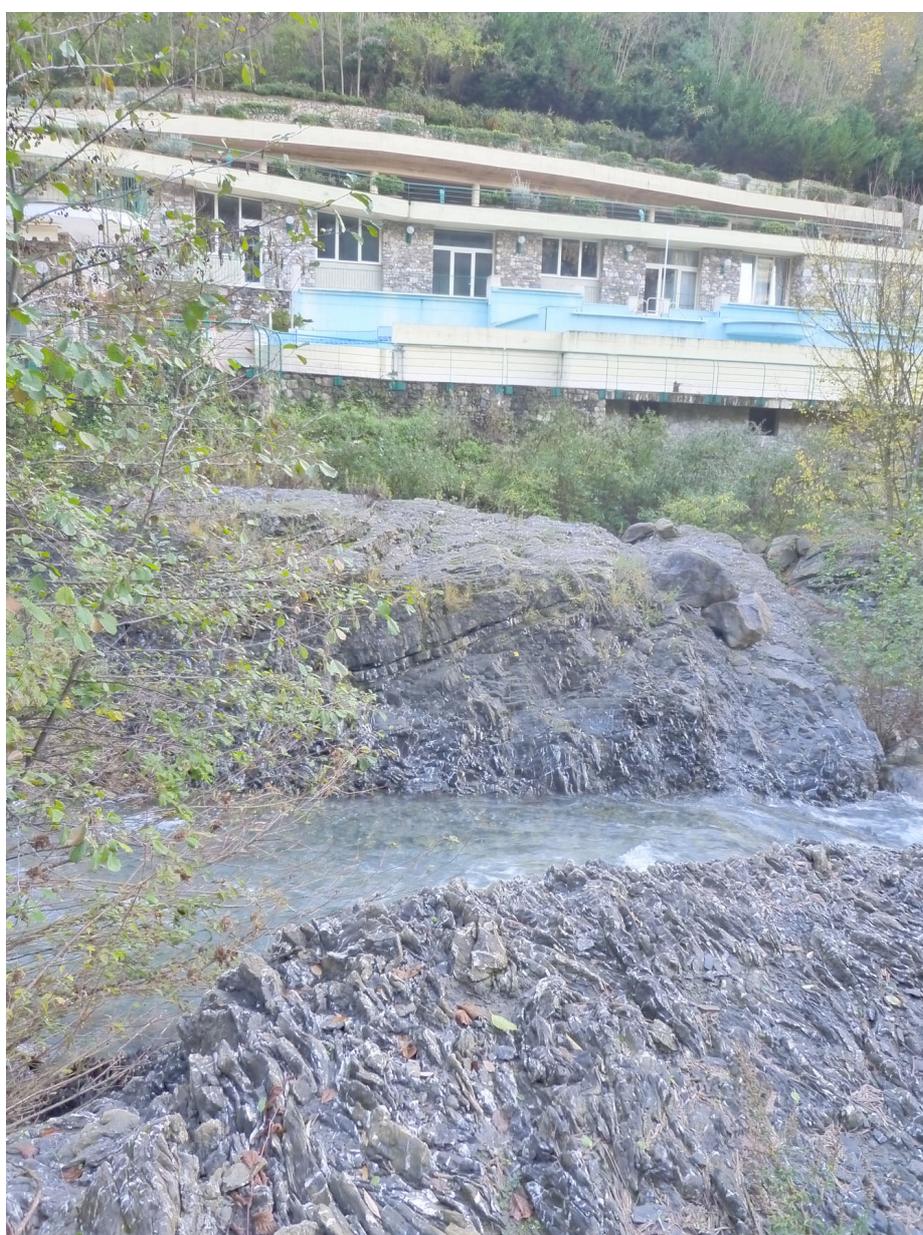


Fig. 33 - Fascia cataclastica di spessore plurimetrico nel T. Nervia, nei pressi delle terme di Pigna, lungo il sistema di faglie Saorge-Taggia.

2. - PARTE A MARE

La morfostruttura abrupta del margine sottolinea l'importanza assunta dalle *step-fault* all'atto dell'origine e nell'evoluzione del Bacino Ligure-Provenzale. In effetti la maggior parte delle strutture rilevate ha questa tipologia con trend circa E-O sulla piattaforma. L'orientamento di tali faglie ruota gradualmente in senso antiorario, sino a disporsi parallelamente alle grandi faglie del piede di scarpata. Rare sono le faglie affioranti (colore blu), ma numerose quelle di pari caratteristiche sepolte sotto la copertura plio-quadernaria (colore rosso).

Le già citate, importanti faglie N70° al piede della scarpata ed entro la conoide (Fig. 34), sono state considerate, da più Autori, sismogeniche in regime compressivo e/o transpressivo. Le attività da noi rilevate nella zona vengono evidenziate dalle dislocazioni delle Evaporiti Superiori e interessano lo stesso fondale marino, ma danno origine a strutture a cinematica francamente diretta (Fig. 28). Solo più in alto sulla scarpata, compaiono sporadiche strutture, interpretabili come fenomeni di inversione tettonica. Le pieghe cartografate coinvolgono solo i terreni *incertae sedis* del substrato.

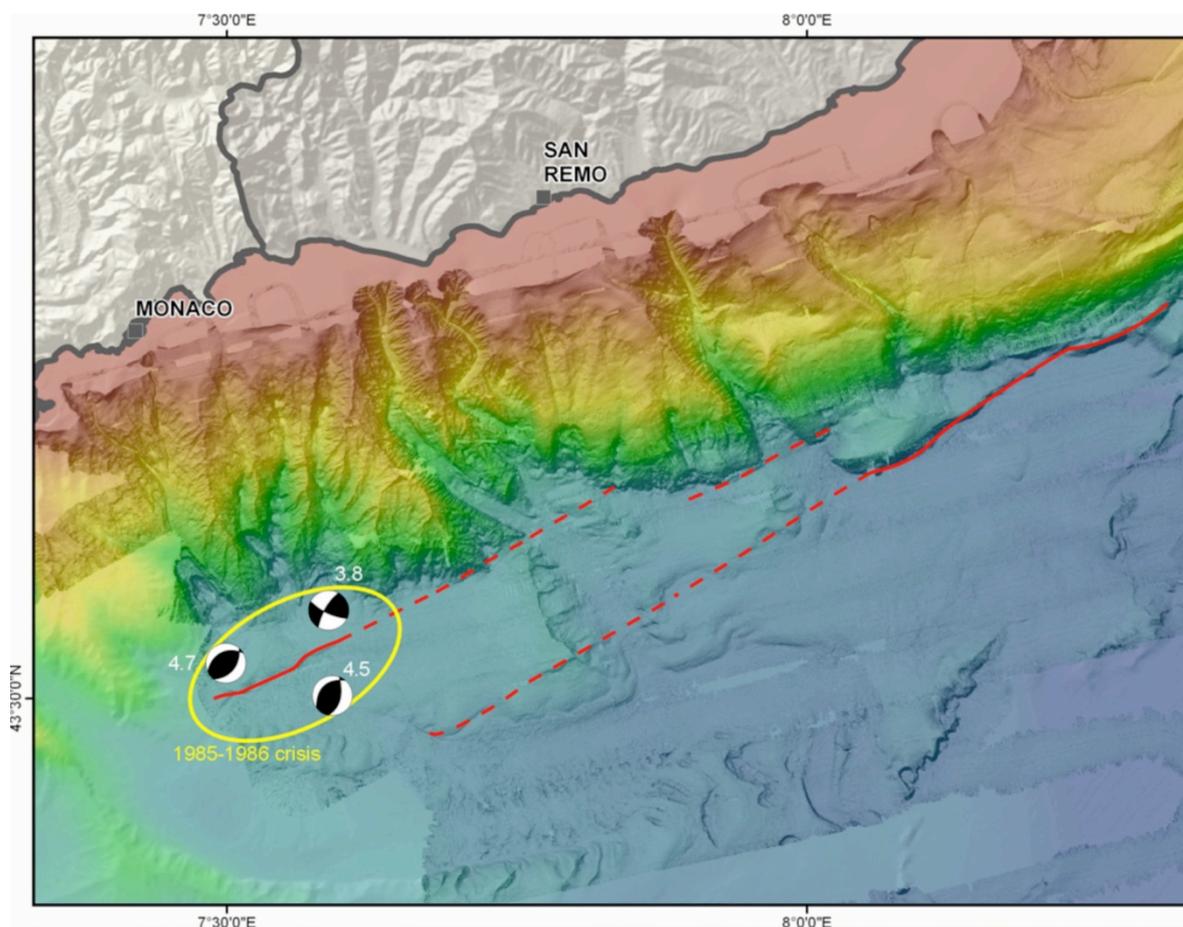


Fig. 34 - Strutture sismogeniche al piede della scarpata (per gentile concessione di C. LARROQUE)

Tutt'altra problematica riguarda le linee trasversali alla costa. Di orientamento circa N-S sulla piattaforma, appaiono collegate a linee morfostrutturali emerse; ad E, nel Foglio, ruotano anch'esse in senso antiorario sulla scarpata, disponendosi NO-SE e contribuendo apparentemente alla curvatura del Canyon del Roya. Mostrano cinematica diretta e

transtensiva; le loro coniugate, non frequenti, danno luogo a condizionamenti morfologici. Nella parte più occidentale del Foglio le faglie trasversali mantengono la direzione N-S e assumono il significato di linee di *transfer* tra diverse *step-fault*.

Data l'attiva sismicità dell'area che non si localizza solo nella conoide profonda, ma anche sulla scarpata, la piattaforma e la costa, può sembrare strano che vengano mappate così poche faglie attive, ma i processi gravitativi possono facilmente obliterarne gli effetti superficiali, spostando e deformando duttilmente le masse sedimentarie già interessate da dislocazioni.

VII. - SISMICITA'

Ai fini della caratterizzazione sismica di un'area, la distribuzione spazio-temporale dei terremoti per ciascuna zona sismotettonica riveste un ruolo di notevole importanza. Per la definizione della storia sismica, relativa alla zona del Foglio, sono stati consultati i cataloghi sismici pubblicati dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) e disponibili in rete; nello specifico si è fatto riferimento al:

- CPTI11 - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (ROVIDA *et alii*, 2011);
- DBMI11 - Database Macrosismico Italiano (LOCATI *et alii* 2011).

Ai fini dell'analisi della sismicità recente dell'area sono stati presi in considerazione anche gli eventi registrati dalle reti di monitoraggio delle Alpi Sud Occidentali sia italiane che francesi distribuite in prossimità del confine italo-francese (es. Dipteris, LDG, ReNaSS).

1.1 - SISMICITÀ STORICA

La parte occidentale della Liguria è considerata sin da tempi storici come rilevante dal punto di vista del rischio sismico. L'evento sismico principale che ha interessato questa regione è il terremoto del 23 Febbraio 1887, il cui epicentro viene ubicato nel tratto di mare compreso tra Sanremo ed Imperia (LOCATI *et alii*, 2011; Fig. 35) con magnitudo associata di Mw 6.97 ricavata da studi macrosismici (GUIDOBONI *et alii*, 2007). La localizzazione della sorgente sismogenetica, la sua geometria, la cinematica, nonché lo Tsunami associato, sono tutt'oggi oggetto di un ampio dibattito (si veda per un approfondimento: BOSCHI *et alii*, 1997; EVA & RABINOVICH, 1997; LARROQUE *et alii*, 2011 e bibliografia associata).

Il terremoto del 1887 costituisce il terremoto più distruttivo che si sia verificato in Liguria in tempi storici, causò importanti danni agli edifici e numerose vittime. La sequenza sismica iniziò con alcuni "foreshocks" di magnitudo relativamente blanda ma percepiti dalla popolazione, culminati con i tre eventi energetici più significativi di cui il più intenso è stimato essere all'incirca Mw 6.9 (GUIDOBONI *et alii*, 2007). Dopo questi eventi, nell'anno successivo si verificarono più di 750 "aftershocks" (EVA *et alii*, 1990). La configurazione del campo macrosismico mostra che la maggior parte dei danni più imponenti, corrispondenti al IX grado della scala MCS, si verificarono nella zona di Imperia. La provincia di Imperia e la parte più occidentale della provincia di Savona subirono numerosi danni, legati anche a fenomeni di amplificazione sismica locale. L'analisi della distribuzione del danno conduce alla definizione di un "range" di valori di magnitudo per l'evento (si veda GUIDOBONI *et alii*, 2007 per un approfondimento). Risulta difficile però definire l'esatta ubicazione della sorgente, se non per il fatto che si trova in mare, al largo della costa ligure, nel tratto di pertinenza della provincia di Imperia.

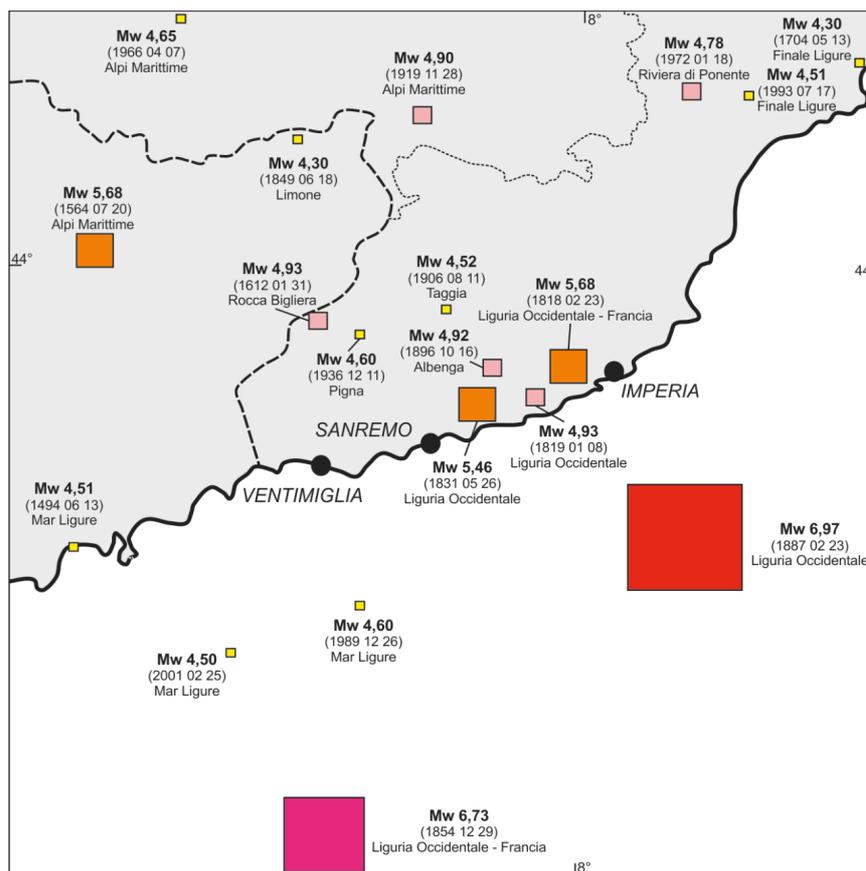


Fig. 35. Localizzazione dei principali eventi sismici con una magnitudo (M_w) presunta ≥ 4 (modificata da ROVIDA et alii 2011 - CPTI).

Oltre a questo evento, i cataloghi della sismicità storica italiana (es. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani - CPTI 2011) riportano nell'area del Foglio, alcuni eventi sismici di magnitudo non trascurabile ($M_w \geq 4$). In particolare due: l'evento di Rocca Bigliera datato il 31 gennaio 1612 e l'evento di Pigna del 11 dicembre 1936 (CPTI 2011), entrambi localizzati a terra nella parte settentrionale del Foglio (Fig. 36). Per quanto riguarda la parte a mare, sono da ricordare gli eventi: 21 aprile 1995 (M. 4,5) localizzato in prossimità di Ventimiglia (Fig. 35), 26 dicembre 1989 (Mw 4,60), 25 febbraio 2001 (Mw 4,50). Un interrogativo rimane la localizzazione di un altro evento storico importante avvenuto il 29 dicembre 1854 (Mw 6,73) posto dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani a circa 30 km a sud di Ventimiglia.

1.2 - SISMICITÀ ATTUALE

Ai fini dell'analisi della sismicità attuale dell'area sono stati presi in considerazione gli eventi registrati e pubblicati su vari cataloghi, in particolare si è fatto riferimento a:

- Catalogo della Sismicità Italiana CSI 1.1 (<http://csi.rm.ingv.it/>) (1981-2002);
- ISIDE "Italian Seismic Instrumental and parametric Data-base" (2005-2012); integrandoli ove necessario con dati provenienti da:
- Rete Sismica RSNI (<http://www.dipteris.unige.it/geofisica/ITA/labio.html>);
- Le reti francesi dell'LDG "Laboratoire de Détection Géophysique" e quella dell'istituto ReNaSS "Fédération des réseaux régionaux de surveillance sismique".

Utilizzando le localizzazioni degli eventi registrati, associati ai loro meccanismi focali ove calcolati, è possibile effettuare una correlazione strutture tettoniche-sismicità.

<i>N°</i>	<i>Data e ora</i>	<i>Magnitudo</i>
1	21 Aprile 1995	4,50
2	27 Luglio 2002	3,60
3	02 Febbraio 2002	3,40
4	30 Gennaio 2002	3,20
5	02 Settembre 2006	3,60
6	24 Ottobre 2006	3,30
7	16 Agosto 1997	3,10
8	26 settembre 1996	3,00
9	17 Ottobre 1996	3,20

Tabella 2. Parametri dei meccanismi focali riportati in Figura 36.

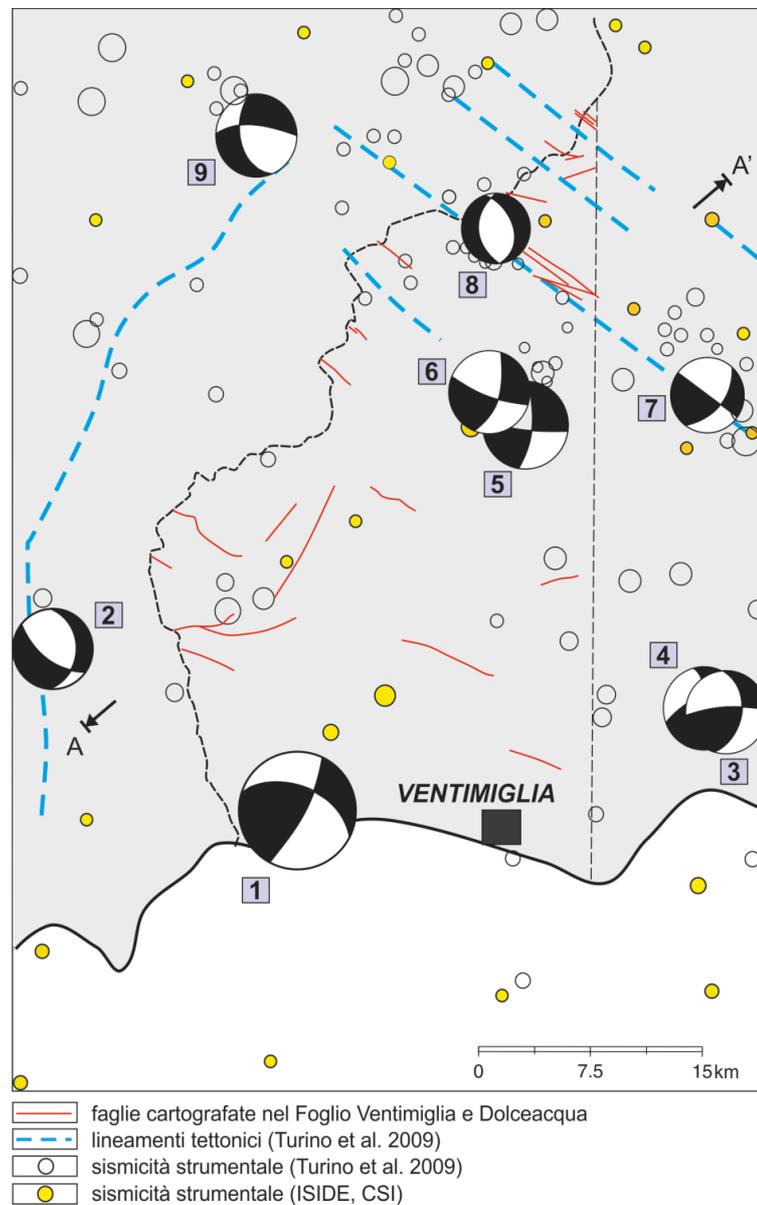


Fig. 36. Mappa della sismicità nella zona di Ventimiglia dal 1983 ad oggi. I meccanismi focali provengono da TURINO et alii 2009. La numerazione dei meccanismi focali fa riferimento alla tabella 2. Le linee nere tratteggiate rappresentano il confine di Stato (linea spessa) e il confine dei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua (linea sottile).

Nella Fig. 36 è visibile la distribuzione della sismicità dell'area con dati provenienti dalle fonti precedentemente citate. Tale sismicità è messa in relazione sia con i lineamenti tettonici provenienti dalla letteratura (es. TURINO *et alii*, 2009) sia con le faglie cartografate nel corso della realizzazione del Fogli Ventimiglia e Dolceacqua. In tale figura sono inoltre riportati alcuni meccanismi focali risolti da TURINO *et alii* (2009; Tab. 2).

1.3 - LA LINEA SAORGE-TAGGIA E IL TERREMOTO DI VENTIMIGLIA DEL 21 APRILE 1995

La porzione della provincia ligure in cui ricade il Foglio mostra una generale distribuzione di faglie sia attive sia inattive con andamento prevalente NO-SE (LEMOINE *et alii*, 1987), la cui genesi è da ricondurre alla fase di nascita ed espansione paleogenica del bacino del Mar Ligure. Le faglie più importanti che ricadono nell'area ove si colloca il Foglio sono: la Breil-Sospel-Monaco con orientamento N°20-40 (CAMPREDON *et alii*, 1977) ed il sistema di faglie denominate Saorge-Taggia. Proprio questo ultimo sistema interessa direttamente il Foglio nella sua parte settentrionale (si veda per un approfondimento il capitolo VI.1.2. sulla tettonica fragile).

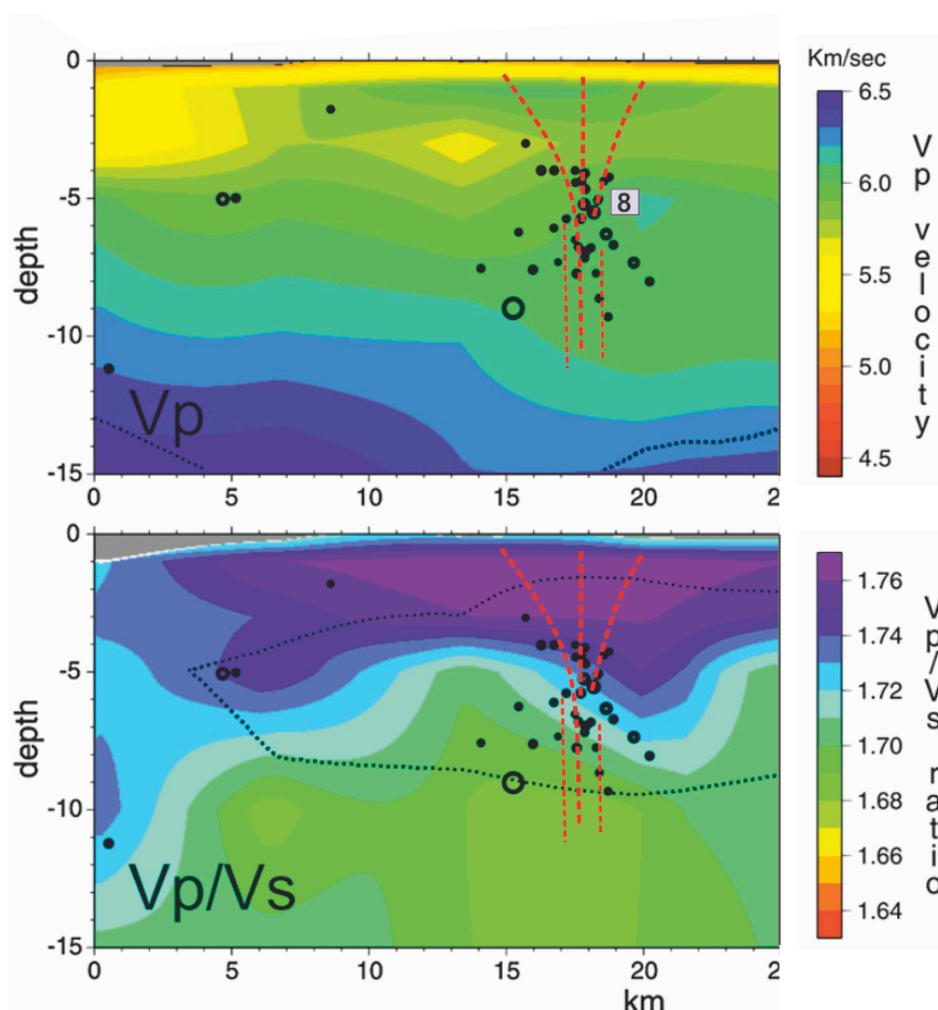


Fig. 37. Sezione tomografica perpendicolare alla linea Saorge-Taggia. (modificato da TURINO *et alii*, 2009). La linea rossa tratteggiata rappresenta l'ipotetica posizione in profondità di tale sistema. 8: epicentro dell'evento del 26 settembre 1996. La traccia della sezione è riportata in Fig. 36.

Si tratta di un complesso fascio di faglie, con orientazione NO-SE a trascorrenza prevalentemente destra (GIAMMARINO *et alii*, 1978). Tale sistema è stato segnalato come affiorante da Taggia sino a Saorge, in Francia, dove interseca, verso nord, la faglia Breil-Sospel-Monaco. Recenti studi sulla attività di queste strutture, ed in particolare della Saorge-Taggia, indicano una sismicità relativamente bassa fino a moderata, con una frequenza di terremoti di magnitudo superiore a 4.5 ogni 5 anni (COURBOULEX *et alii*, 2007). Tale

struttura rimane comunque molto studiata grazie al monitoraggio effettuato sia dalle reti sismiche italiane (RETE SISMICA RSNI- pagina web <http://www.dipteris.unige.it/geofisical/>) che francesi (es. RENASS - Fédération des réseaux régionaux de surveillance sismique).

Sul terreno le strutture associabili a tali lineamenti regionali possono apparire discontinue e/o poco evidenti, soprattutto in litologie che rispondono in modo poco fragile alla deformazione (es. Flysch di Ventimiglia). La distribuzione della sismicità recente, unita ai meccanismi focali risolti per alcuni eventi (Fig. 36), mostra una discreta congruità con i lineamenti strutturali osservabili in superficie (es. linea Saorge-Taggia).

Tra gli eventi degli ultimi venti anni, il terremoto di Ventimiglia del 21 Aprile 1995 è quello più energetico e fu registrato da varie reti di monitoraggio: la rete dell'LDG, dell'istituto ReNaSS, dell'osservatorio di Grenoble SISMALP e la rete italiana dell'Università di Genova. Le numerose registrazioni hanno permesso una buona localizzazione dell'evento, a pochi chilometri dal confine tra Italia e Francia e a circa 8 km di profondità; analisi successive (COURBOULEX *et alii*, 1998) individuano il meccanismo di sorgente come di tipo trascorrente-inverso associato ad una faglia con direzione NW-SE. Tale evento causò il danneggiamento di alcune costruzioni nell'area epicentrale di Ventimiglia e l'area di risentimento giunse fino a Nizza.

1.4 - LA SISMICITÀ DEL MARGINE CONTINENTALE E DEL BACINO

Per quanto riguarda, in particolare, la sismicità dell'area marina, oltre ai già citati epicentri a mare di importanti eventi storici e alla strutture sismogeniche al piede della scarpata (Fig. 34), vi è da notare che tanto le fonti italiane che francesi segnalano negli ultimi decenni (vedi Fig. 12) una numerosa serie di eventi che, anche se di magnitudo ridotta, possono avere grande importanza per l'attivazione di importanti frane sottomarine. Una sismicità di varia intensità interessa tutto il margine ligure alpino e gran parte della piana bacinale, con una certa concentrazione nell'area in esame. I meccanismi focali noti sono, quasi senza eccezione, di tipo compressivo o transpressivo. Associando questi dati ai dati sulla tettonica compressiva al largo di Imperia (e ad altri concernenti il margine appenninico) si può prendere in considerazione uno scenario di riattivazione in compressione (serraggio) di tutto il Bacino Ligure p.d., senza peraltro escludere l'importanza di altri meccanismi geodinamici agenti sulla Catena e sulla costa, come quello sintetizzato in Fig. 13.

BIBLIOGRAFIA

- ALINAT J., COUSTEAU J.Y., GIEMANN G., LEENHARDT O., PERRIEN TH. & PIERROT S. (1969). - *Lever de la carte bathymétrique de la mer Ligure*. Bull.Inst. Oceanogr.Monaco, **69**, 1395: pp. 12.
- ALINAT J., GIEMANN G. & LEENHARDT O. (1966). - *Reconnaissance sismique des accidents de terrain en mer Ligure*. C.R.Acad.Sc.Paris, D, **262**: 1311-1314.
- ALVAREZ W. (1972). - *Rotation of the Corsica-Sardinia Microplate*. Nature Phys.Sci., **235**: 103 - 105.
- ANGRISANO E.& SEGRE G.(1969) - *Carta batimetrica del Mediterraneo Occidentale. MAP1501 F.C. 1030/2*: Ist.Idrografi co della Marina, Genova.
- AUZENDE J.M., BONNIN J. & OLIVET J.L. (1973). - *The origin of the western Mediterranean basin*. J.Geol.Soc.London, **129**: 607 - 620.
- BAGNOULS F. & GAUSSEN H. (1957) – *Les climats écologiques et leur classification*. Ann. De Géogr. LXVI, **355**: 193-220.
- BARBIER R. (1960) - *Remarques sur le schéma structural des Alpes Maritimes franco-italiennes de M. Lanteaume*. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., **3**:66-67.
- BIGOT-CORMIER F., SAGE F., SOSSON M., DEVERCHERE J., FERRANDINI M., GUENOC P., POPOFF M. & STEPHAN J-F. (2004) - *Déformations pliocènes de la marge nord-Ligure (France): les conséquences d'un chevauchement crustal sud-alpin*. Bull. Soc. Géol. France, **175**: 197 -211.
- BLANC A.C. (1938) - *Nuovo giacimento Paleolitico e Mesolitico ai Balzi Rossi di Grimaldi*. Rendiconti dell'Accademia Nazionale dei Lincei 28, **VI** (3-4): 107-113
- BODELLE J. & CAMPREDON R. (1968) - *Les Formations a "Microcodium" dans les Alpes Maritimes franco-italiennes et le Basses-Alpes. Leur importance paléogéographique*. Mèm. B.R.G.M., **58**: 453-471.
- BODELLE J. & CAMPREDON R. (1969) - *L'Eocène des Alpes Maritimes et des Basses Alpes*. Mém. B. R. G. M., **69**: 409-415.
- BONAZZI A., COBIANCHI M. & GALBIATI B. (1987) - *Primi dati sulla cristallinità dell'illite nelle unità tettoniche più esterne e strutturalmente elevate delle Alpi Liguri*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 63-77.
- BONI A. & PELOSO G. F. (1973) - *I lembi pliocenici della Liguria Occidentale da Terzorio al confine italo-francese*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **23**: 170-201.
- BONI A., BONI P., PELOSO G. F. & VERCESI P. L. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica di parte dei FF. 102 (San Remo) e 103 (Imperia)*. Contr. Prelim. Alla Realizz. Della Carta Neotett. D'It., pubbl. n° 155 del P. F. Geodinamica del C. N. R.: 361-380, Napoli.
- BONI A., BONI P., PELOSO G. F. & GERVASONI S. (1980) - *Dati sulla neotettonica di parte dei Fogli S. Remo (102), Imperia (103), e Albenga-Savona (92-93)*. C. N. R. P. F. Geodinamica, pubbl., **356**: 1245-1282.
- BONI A., BONI P., PELOSO G.F. & GERVASONI S. (1985) - *Nuove osservazioni e considerazioni sui lembi pliocenici dal confine di stato a Capo Sant'Ampelio (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia **30**: 246-309.
- BONI A., CERRO A., GIANOTTI R. & VANOSSI M. (1971) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia. Foglio 92-93, Albenga-Savona*. Serv. Geol. D'It.: pp. 143, Roma.
- BONI P., PELOSO G. F. & VERCESI P. L. (1976) - *I lembi pliocenici della Liguria occidentale da San Lorenzo al Mare (Imperia) ad Andora (Savona)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **25**: 112-142.
- BONI P., COTTA RAMUSINO S. & PELOSO G.F. (1989) - *Considerazioni e riflessioni sul tracciato del T. Bevera nella zona di Collabassa, prima della confluenza con il F. Roja (Liguria Occidentale)*. Atti Tic. Sc. Terra, Note brevi, **32**: 1-6.

- BONI P., COTTA RAMUSINO S. & PELOSO G.F. (1991) - *Morfotettonica e idrografia dell'area compresa tra il confine di stato e la valle di Latte (Alpi Marittime)*. Rend. Soc. Geol. It., **14**: 17-22
- BONI P., COTTA RAMUSINO S. & PELOSO G.F. (1995) - *Considerazioni idrogeologiche e morfostrutturali sul bacino del torrente della Valle di Latte (Liguria occidentale)*. Atti Tic Sc. Terra, **38** : 31-63.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) – *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING e SGA Bologna, 644 pp.
- BOURCART J. (1958). - *Carte du Precontinent sous - marin entre Antibes et Genes*. Mus.Oceanogr. Monaco, n 1.
- BOURCART J. (1960). - *Carte topographique au fond de la Mediterranee occidentale*. Bull.Inst. Oceanogr.Monaco, **1163**: 3 - 20.
- BOUSSAC J. (1910) - *Le nummulitique de la zone du Flysch à l'est et au sud-est du Mercantour*. C. R. Ac. Sc., t. **CL**: 57-59.
- BOUSSAC J. (1911) - *Études paléontologique sur le Nummulitique alpin*. Mém. Serv. Carte géol. Fr.: pp. 437, 22 pl., Paris.
- BOUSSAC J. (1912) - *Études stratigraphique sur le Nummulitique alpin*. Mém. Serv. Carte géol. Fr.: pp. 662, 20 pl., Paris.
- BRANCUCCI G. (1994) - *Il clima della Liguria*. Osservatorio Permanente Corpi Idrici della Liguria. 159 pp.
- BREDA A., MELLERE D. & MASSARI F. (2007) - *Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy)*. Sedimentary Geology, **200**: 31-55.
- BREDA A., MELLERE D., MASSARI F. & ASIOLI A. (2009) - *Vertically stacked Gilbert-type deltas of Ventimiglia (NW Italy): The Pliocene record of an overfilled Messinian incised valley*. Sediment. Geol., **219**: 58-76.
- BRIXIO R. (a cura di) (1987). *Le nostre grotte. Guida speleologica ligure*. Soc. Speleo. It., Sagep, Genova
- BURGISSER J. & FORD M. (1998) - *Overthrust shear deformation of a foreland basin; structural studies south-east of the Pelvoux massif, SE France*. J. Struct. Geol., **20** (11): 1455-1475.
- BURRUS J. (1989) - *Review of geodynamic models for extensional basin. The paradox of stretching in the Gulf of Lion (Northwestern Mediterranean)* Bull. Soc.Géol. France, **8** (2): 377 - 393.
- CALANDRI G. (a cura di) (1986) - *Atti del Convegno Internazionale sul Carso di alta montagna (1982)*, 2 vol. Comune di Imperia e gruppo speleologico imperiese C.A.I., Imperia
- CALANDRI G. (2003) - *Carsismo e grotte del Monte Pietravecchia (Alta Val Nervia, Provincia di Imperia)*. Gruppo Speleologico Imperiese, C.A.I., 51 pp.
- CALANDRI G. (2008) - *Carsismo e cavità di Olivetta San Michele (Provincia di Imperia)*. Regione Liguria, 19 pp.
- CALANDRI G. & CAMPREDON R. (1982) – *Geologia e carsismo dell'alta Val Nervia e Argentina (Liguria Occ.)* – Guida escursione Conv. Int. Carso Alta Montagna, Imperia 1-30.
- CAROBENE L. (2004) - *Uplifted coastlines and marine terraces*. In: “*Geology of Italy*”, Special volume of the Italian Geological Society for the IGC 32° Florence 2004 (Crescenti U., D’Offizi S., Merlino S., Sacchi L. eds.), Soc. Geol. It., Roma
- CAMPREDON R. (1977) - *Les formations paléogènes des Alpes maritimes Franco-italiennes*. Mém. h. s. Soc. Géol. Fr., **9**: pp. 199, 4 pl., 1 carte.

- CAMPREDON R., FRANCO M., GIANNERINI G., GIGOT P., IRR F., LANTEAUME M., SPINI H. & TAPOUL J-F. (1977) - *Les déformations des conglomérats pliocènes de l'Arc de Nice (Alpes maritimes)*. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., **2**: 75-77.
- CARBONE F., GIANMARINO S., MATTEUCCI R., SCHIAVINOTTO F. & RUSSO A. (1980) - *Ricostruzione paleoambientale dell'affioramento nummulitico di Capo Mortola (Liguria occidentale)*. Annali Univ. Ferrara, Sc. Geol. e Paleont., VI, suppl.: 231-268.
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2011) - *Chronostratigraphic framework of the External Ligurian Units (Late Cretaceous, Northern Apennines, Italy) based on calcareous nannofossils*. Ofioliti, **36**: 37-57.
- CHAUMILLON E., DEVERCHERE J., REHAULT J.P. & GUEGUEN E. (1994) - *Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale)*. C.R. Acad. Sci. Paris, 2nd Ser. **319**: 675-682.
- COLELLA A. (1988) - *Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions*. In: Nemeč, W., Steel, R.J. (Eds.), Fan deltas. Sedimentology and Tectonic Setting. Blackie and Son, New York, pp. 50-74.
- COURBOULEX F., DESCHAMPS A., CATTANEO M., COSTI F., DEVERCHERE J., VIRIEUX J., AUGLIERA P., LANZA V. & SPALLAROSSA D. (1998) - *Source study and tectonic implications of the 1995 Ventimiglia (border of Italy and France) earthquake (M_L=4.7)*. Tectonophysics, **290**: 245-257.
- COURBOULEX F., LARROQUE C., DESCHAMPS A., KOHRS-SANSORNY C., GELIS C., GOT J.L., CHARREAU J., STEPHAN J.F., BETHOUX N., VIRIEUX J., BRUNEL D., MARON C., DUVAL A.M., PEREZ L. & MONDIELLI P. (2007) - *Seismic hazard on the French Riviera: observations, interpretations and simulations*. Geophys. J. Int. **170** (1): 387-400.
- CORTEMIGLIA G.C. (2004) - *Coste rocciose: falesie vive e morte*. In: Italia - Atlante dei tipi geografici. Istituto Geografico Militare.
http://www.igmi.org/pubblicazioni/atlante_tipi_geografici/index.php.
- CREMASCHI M., DEL LUCCHESI A., NEGRINO F., OTTOMANO C. & WILKENS B (1991) *Ventimiglia (Imperia). Località Balzi Rossi. Nuovi dati sulla successione interglaciale-glaciale-postglaciale. Scavi 1990*. Bollettino di Archeologia, Ministero per i Beni Culturali e Ambientali, **8**: 47-50.
- DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L. & SENO S. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica D'Italia alla scala 1:50.000, foglio 228- Cairo Montenotte*.
- DARDEAU G. & DE GRACIANSKY P.C. (1990) - *Halocinèse et jeu de blocs dans les Baronnie: Diapirs de Propiac, Montalieu, Condorcet (Département de la Drôme, France)*. Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Pau **14**, 1: 111-151 and **14**, 2: 443-464.
- DECARLIS A., LUALDI A. (2008) - *Stratigraphy and deposition of Lower Cretaceous condensed deposits in the Maritime Alps (Nice arc, SE France)*. Boll. Soc. Geol. It. **127**: 13-24.
- DELANOY G. (1997) - *Biostratigraphie des faunes d'Ammonites à la limite Barrémien-Aptien dans la région d'Angles-Barrême-Castellane. Etude particulière de la famille des Heteroceratidae SPATH, 1922 (Ancyloceratina, Ammonoidea)*. Annales du Museum d'Historie Naturelle de Nice, **12**: 1-270.
- DE LUMLEY H. (1969) - *Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi Méditerranéen dans son cadre géologique*. Tome 1, Ligurie Provence. V supplement Gallia Préhistoire, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 1-97.
- DEL LUCCHESI A. (1996) - *Museo Preistorico dei Balzi Rossi, Ventimiglia*. Ministero dei Beni Culturali e Ambientali. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Libreria dello Stato, Roma.
- DI MARCO D., FUGASSA F., PASQUINI C. & VERCESI P. L. (2011) - *Stratigrafia e tettonica*

- dei dintorni della zona di Sospel (Alpi Marittime)*. Atti Tic. Sc. Terra, Pavia, s.s. **11**: 83-92.
- DORSEY R.J. & UMHOEFER P.J. (2000) - *Tectonic and eustatic controls on the sequence stratigraphy of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico*. Geol. Soc. Am. Bull., **112** (2): 177-199.
- DORSEY R.J., UMHOEFER P.J. & RENNE P.R. (1995) - *Rapid subsidence and stacked Gilbert-type fan deltas, Pliocene Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico*. Sediment. Geol., **98**: 181-204.
- EVA C. & RABINOVICH A. B. (1997) - *The February 23, 1887 tsunami recorded on the Ligurian coast, western Mediterranean*. Geophys. Res. Lett., **24** (17): 2211-2214, doi: 10.1029/97GL02110.
- EVA C., AUGLIERA P., CATTANEO M. & GIGLIA G. (1990) - *Some considerations on seismotectonics of northwestern Italy*. In: Freeman, R., Giese, P. and Mueller, St. (eds), *The European Geotraverse: Integrative Studies*, European Science Foundation, Strasbourg, France, pp. 289-296.
- EVA C., AUGLIERA P., CATTANEO M., PASTORE S. & TOMMASELLI A. (1992) - *Sismotettonica dell'Italia Nord-Occidentale*. Atti del Convegno GMNDT, Pisa 25-27 Giugno 1990, 1, Zonazione e riclassificazione sismica: 35-31.
- EVA C., AUGLIERA P., EVA E., SOLARINO S. & SPALLAROSSA D. (1999) - *Sintesi delle conoscenze sulla sismotettonica della Liguria occidentale ed influenza sui parametri di hazard*. F. GALADINI, MELETTI C., REBEZ A. (A cura di). Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999). CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti-, 2000: pp. 297, Roma.
- FALLOT P. (1949) - *Les chevauchements intercutanés de Roja (Alpes Maritimes)*. Ann. Hébert et Haugh, t. **VII** (Livre Jubilaire Charles Jacob): 161-169.
- FALLOT P. & FAURE MURET A. (1954) - *La formation à Microcodium au pourtour de l'Argentera-Mercantour*. Bull. Soc. Géol. Fr., (6e sér.), t. **IV**: 111-138.
- FALLOT P. & LANTEAUME M. (1956) - *Sur la géologie du Col de Tende et de ses abords*. C.R. Ac. Sc., **242**: 586-590.
- FANUCCI F. & NICOLICH R. (1984) - *Il Mar Ligure: nuove acquisizioni sulla natura, genesi ed evoluzione di un "Bacino marginale"*. Mem. Soc. Geol. It., **27**: 97-110.
- FAURE MURET A. (1955) - *Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires*. Mém. Serv. Carte géol. Fr: pp. 336. 60 ff.
- FAURE MURET A. & FALLOT P. (1954) - *Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du Massif de l'Argentera-Mercantour (feuilles de Saint Martin-Vésubie, Tende et Viève au 1/50.000)*. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. **LII**, n° 241 (C.R. Collab., 1953): 189-198.
- FAURE MURET A. & FALLOT P. (1955) - *Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du Massif de l'Argentera-Mercantour*. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. **LII**, n° 241 (C.R. Collab., 1953): 283-319.
- FAURE MURET A., FALLOT P. & LANTEAUME M. (1957) - *Sur les conglomérats lutétiens de la région de Tende et de la Brigue (Haute Roja)*. C. R. Ac. Sc., t. **CCXLIV**: 1977-1982.
- FEDERICI P.R. (2007) - *Guide book for the excursions in western Liguria and on Maritime Alps*. 28th-29th September 2007. Brigati. Genova
- FEDERICI P.R. & CHELLI A. (2007) - *Atlante dei centri abitati instabili della Liguria. IV. Provincia di Imperia*. Regione Liguria, Genova, pp. 163
- FESTA A., PINI G.A., DILEK Y. & CODEGONE G. (2010) - *Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts*. Int. Geol. Review, **52**, 10-12: 1040-1055.

- FÖLLMI K.B., WEISSERT H., BISPING M. & FUNK H. (1994) - *Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin*. GSA Bull. **106**, 6: 729-746.
- FORD M., DUCHENE S., GASQUET D. & VANDERHAEGHE O. (2006) – *Two-phases orogenic convergence in the external and internal Alps*. J. Geol. Soc. London, **163**: 815-826.
- FORD M., LICKORISH W. H. & KUSZNIR N. J. (1999) - *Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal*. Basin Research, **11**: 315-336.
- FRANCHI S. (1928) - *Carta geologica del Regno al 1:100.000 - foglio 102, San Remo*. R. Uff. Geologico. Foglio 102 della Carta al 100000 dell'Ist. Geog. Militare.
- FRAVEGA P. & VANNUCCI G. (1979) - *Facies di retroscogliera nei calcari giurassico-cretacei di Punta Garavano (Balzi Rossi-Ventimiglia)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, **86**: 177-187.
- GAWTHORPE R.L., FRASER A.J. & COLLIER R.E.L. (1994) - *Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills*. Mar. Pet. Geol., **11** (6): 642-658.
- GENNESSEAUX M., MAUFFRET A. & PAUTOT G. (1980) - *Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en Mer Ligure (Méditerranée occidentale)*, C.R. Acad. Sci. Paris, **290**: 959-962.
- GEZE B. (1956) - *Interpretation tectonique de la région de Sospel (Alpes Maritimes)*. C. R. Ac. Sc., t. **CCXLII**: 2733-2735.
- GEZE B. (1960a) - *Évaluation de déplacement de la couverture post-triasique de l'arc de Nice (Alpes Maritimes)*. C. R. Ac. Sc., t. **CCL**:18751877.
- GEZE B. (1960b) - *La genèse néogène de l'arc de Nice (Alpes Maritimes)*. C.R. somm. Soc. géol. Fr.: 33-34.
- GEZE B. (1961) - *Caractères structuraux de l'arc de Nice (Alpes Maritimes)*. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, Mém. Hors. Sér. Soc. Géol Fr., t. **II**: 289-300.
- GEZE B., LANTEAUME M., PEYRE Y., VERNET J. & NESTEROFF W. (1968) - *Carte Géologique de la France à 1/50.000. Menton-Nice*. Ser. Géol. Nat.
- GIANMARINO S. & TEDESCHI D. (1970) - *A proposito dell'età degli affioramenti di Ventimiglia e Pompeiana (Liguria occidentale)*. Atti Ist.Geol. Univ. Genova, **8** (1): 1-11, Genova.
- GIANMARINO & TEDESCHI D. (1975) - *Prima segnalazione di Pliocene medio nella Liguria occidentale (Monte Bauso)*. Boll. Soc. Geo. It., **94** (1-2): 281-289.
- GIANMARINO S., FANUCCI F., OREZZI S., ROSTI D. & MORELLI D. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica D'Italia alla scala 1:50.000, foglio 258-271 San Remo*. ISPRA, 130 pp., Firenze.
- GIANMARINO S., GIUFFRÈ D., CORTELLESI D. & SCAPPINI G. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica di parte del Foglio 102 (San Remo)*. Contr. Prelim. Alla Realizz. Della Carta Neotett. D'It., pubbl. n° 155 del P. F. Geodinamica del C. N. R.: 381-390, Napoli.
- GIANMARINO S., OREZZI S., PIAZZA M. & ROSTI D. (2007) - *Evidence of syn-sedimentary tectonic activity in the «Flysch di Ventimiglia» (Ligurian Alps foredeep basin)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 144.
- GIANMARINO S., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1984) - *La sezione pliocenica di Castel d'Appio (Ventimiglia)*. Atti Soc. Toscana. Sci. Nat., Mem. Ser. A, **91**: 65-90.
- GRACIANSKY P.C., ROBERT D.G. & TRICART P. (2011) - *The Western Alps, from rifting to passive margin to orogenic belt. An integrated geoscience overview*. Developments in earth surfaces processes, 14, Elsevier, Amsterdam.
- GRILLO C. (1940) - *Contributo alla conoscenza dei terrazzi fluviali e marini della Liguria occidentale*. Atti Soc. Sc. e Lett. di Genova, **5**: 66-82.

- GUPTA S. (1997) - *Tectonic control on paleovalley incision at the distal margin of the Early Tertiary Alpine foreland basin, Southeastern France*. Jour. of Sedim. Research, **67**: 1030-1043.
- GUPTA S. & ALLEN Ph. A. (2000) - *Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin*. Geol. Soc. of America Bull., **112** (4): 515-530.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G. & VALENSISE G. (2007) - *CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500)*. INGV-SGA. <http://storing.ingv.it/cfti4med/>
- HACCARD D. (1965) - *Nouvelles données sur les spilites de la série de moglio, nappe des Flysch à helminthoides des Alpes maritimes franco-italiennes*. Bull. Soc. géol. Fr., **7**: 147-151.
- HSU K.J., RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1973) - *Late Miocene dessication of the Mediterranean*. Nature, **242**: 240 - 244.
- IRR F. (1975) - *Evolution de la bordure du bassin méditerranéen nord-occidentale au Pliocène: nouvelles données biostratigraphiques sur le littoral franco-ligure et leurs implications tectoniques*. Bull. Soc. Géol. France VII s., **17**: 945-955
- ISSEL A. (1892) - *Liguria geologica e preistorica*. 2 vol., Donath, Genova
- LANTEAUME M. (1956) - *Observations sur le flysch de la Ligurie occidentale (Prov. D'Imperia, Italie)* C.R. somm. Soc. Géol. Fr. : 199-202, Paris.
- LANTEAUME M. (1958) - *Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes*. Bull. Soc. géol Fr., (6^e sér.). t. **VIII**: 651-684.
- LANTEAUME M. (1968) - *Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes*. Mèm. Carte géol Fr.: pp. 405.
- LANTEAUME M. (1990) - *Carte Géologique de la France à 1/50.000. Viève-Tende*. Ser. Géol Nat.
- LARROQUE C., BETHOUX N., CALAIS E., COURBOULEX F., DESCHAMPS A., DEVERCHERE J., STEPHAN J. F., RITZ J.F & GILLI E. (2001) - *Active deformation at the junction between the southern French Alps and Ligurian Basin*. Netherlands Journal of Geosciences, **80**: 255 - 272.
- LARROQUE C., COURBOULEX F., DELOUIS B. DEVERCHERE J. & S. MIGEON (2005) - *Aléa sismique à la jonction Alpes-Bassin Ligure :où sera le prochain séisme de 1887 ?* Colloque Sciences et Technologies Marines du futur : un enjeu pour la Méditerranée, Marseille, 19-20 Mai 2005, Actes du colloque.
- LARROQUE C., MERCIER DE LÉPINAY B. & MIGEON S. (2011) - *Morphotectonic and fault-earthquake relationships along the northern Ligurian margin (western Mediterranean) based on high resolution, multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles*, Marine Geophysical Researches, **32** (1-2): 163-179.
- LAURETI L. (1991) - *Evoluzione geomorfologica recente e Le vicende della Preistoria*. In: Vanossi M. (a cura di) 1991 Alpi liguri. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., Be.Ma, pp. 293.
- LEONARDI P. (1935) - *I Balzi Rossi. I molluschi pleistocenici della Barma Grande*. "I Balzi Rossi II. Le faune", I.I.P.U., Firenze.
- LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J.M. & OLIVET J.L. (1971) - *La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution*. Earth and Planet.Sci.Lett., **13**: 145 - 152, 4 fig.
- LOCATI M., CAMASSI R. & STUCCHI M. (a cura di) (2011) *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.
- LEMOINE M., TRICART P. & BOILLOT G. (1987) - *Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model*. Geology **15**: 622-625.

- MADEDDU B., BETHOUX N. & STEPHAN J. F. (1996) - *Champ de contrainte post-pliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales*. Bull. Soc géol. Fr., **167**:797-810.
- MANCIN N., PIRINI C., BICCHI E., FERRERO E. & VALLERI G. (2003) - *Middle Eocene to Middle Miocene planktonic foraminiferal biostratigraphy for internal basins (Monferrato and Northern Apennines, Italy)*. Micropaleontology, **49**(4): 341-358.
- MANCIN n., COBIANCHI M., DI GIULIO A. & CATELLANI D. (2007) - *Stratigraphy of the Cenozoic subsurface succession of the Venetian-Friulian Basin (NE Italy): a review*. Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia, **113**(3): 401-418.
- MARINI M. (2001) - *Il Pliocene Ligure fra Ventimiglia e Bordighera (Imperia, Alpi Marittime liguri): osservazioni preliminari*. Boll. Soc. Geol. It., **120**: 37-46.
- MARINI M. (2002) - *Carta geologica del Pliocene ligure nell'areale di Ventimiglia-Bordighera*. S.E.L.C.A., Firenze.
- MIGEON S., CATTANEO A., HASSOUN V., LARROQUE C., CORRADI N., FANUCCI F., DANO A., MERCIER DE LÉPINAY B., SAGE F. & GORINI C. (2011) - *Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessment*. Marine Geophysical Researches, pp. 1-19.
- ORI G.G., ROVERI M. & NICHOLS G. (1991) - *Architectural patterns of large-scale Gilbert-type delta complexes, Pleistocene, Gulf of Corinth, Greece*. In: Miall, A.D., Tyler, N. (Eds.), *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clasticsediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Concepts in Sedimentology and Paleontology, **3**: pp. 207-216.
- PARETO L. (1846) - *Carta geologica della Liguria marittima*. Gênes.
- PARETO L. (1861) - *Coupes à travers l'Apennin de bords de la Méditerranée à la vallée du Pô, depuis Livourne jusqu'à Nice*. Bull. Soc. Géol. Fr., (2^e sér.), t. **XIX** : 239-320, pl. V-VII.
- PASQUINI C., LUALDI A. & VERCESI P. L. (2001) - *Analisi di un sistema deoposizionale costiero nei dintorni di Ventimiglia (Alpi Marittime italo-francesi)*. Atti tic. Sc. Terra, **42**: 23-36.
- PASQUINI C., LUALDI A. & VERCESI P. L. (2004) - *Depositional dynamic of glaucony-rich deposits in the Early Cretaceous of the Nice arc (SE France)*. Cretaceous Research, **25**: 179-189.
- PEREZ J.-L. (1975) - *La zone limite entre l'Arc de Nice et L'Arc de la Roja (Alpes Maritimes). Observations structurales*. B.S.G.F., **17**: 930-938.
- REHAULT J.P., OLIVET J.L. & AUZENDE J.M. (1974) - *Le bassin nord - occidental méditerranéen: structure et évolution*. Bull.Soc.Géol.France, **XVI**(7): 281 - 294.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin: geological evolution*. Mar Geol., **55**: 447-478.
- ROVERETO G. (1904) - *Geomorfologia delle valli liguri*. Atti Univ. di Genova, 18, pp. 226
- ROVIDA A., CAMASSI R., GASPERINI P. & STUCCHI M. (a cura di) (2011) - *CPTIII, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>.
- RYAN W.B.F. (1973) - *Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity*. In: *Messinian Events in the Mediterranean*, Drooger C.W. et alii eds., North - Holland, Amsterdam: 26 - 38.
- SAGRI M. (1980) - *Le arenarie di Bordighera: una conoide sottomarina nel bacino di sedimentazione del flysch ad Helminthoidi di S. Remo (Cretaceo superiore, Liguria Occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **99**: 205-226.

- SAGRI M. (1984) - *Litologia, stratimetria e sedimentologia delle torbiditi di piana di bacino del Flysch di San Remo (Cretaceo superiore, Liguria occidentale)*. Mem Soc. Geol. It., **28**: 577-586.
- SEGRE G. (1960) - *Carte bathymétrique de la Méditerranée occidentale*. Ist. Idro. M.M.Genova.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010) - *Foglio 258-271 San Remo, alla scala 1:50.000, Progetto CARG*, Firenze.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAV-LOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKEYA E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. de la Soc. Géol. de France, **169**: 281-299.
- SINCLAIR H. D., SAYER Z. R. & TUCKER M. E. (1998) - *Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the Frenche Alps*. In: Wright V. P. & Burchette T. P. (eds.) *Carbonate Ramps*. Geological Society, London, Special Publications, **149**: 205-227.
- SISMONDA E. (1866) - "*Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria*". Seconda edizione. Torino.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geologie en Mijnbouw, **56**: 37-65.
- STURANI C. (1969) - *Impronte da disseccamento e "torbiditi" nel Luteziano in facies lagunare ("strati a Cerithium diaboli" auct.) delle basse valli Roia e Bevera*. Boll. Soc. Geol. Ital., **88**: 363-379.
- TINÈ S. (1990) - *I cacciatori Paleolitici*. Sagep Ed. Genova
- TURINO C., SCAFIDI D., EVA E. & SOLARINO S. (2009) - *Inferences on active faults at the Southern Alps Liguria basin junction from accurate analysis of low energy seismicity*. Tectonophysics, **475**: 470-479.
- VANOSSI M. (1965) - *Studio sedimentologico del Flysch ad Elmintoidi della Valle Argentina (Liguria occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **16**: 36-71.
- VANOSSI M. (Ed.) (1991) - *Guide Geologiche Regionali: 11 itinerari, Alpi liguri*. A cura della Soc.Geol.It., 295 pp., 1 pl., BE-MA Ed., Milano.
- VANOSSI M., PEROTTI C. R. & SENO S. (1994) - *The Maritime Alps arc in the Ligurian and tyrrhenian systems*. Tectonophysics, **230**: 75-89.
- VANOSSI M., CORTESOGNO L., GALBIATI B., MESSIGA B., PICCARDO G. B. & VANNUCCI R. (1984) - *Geologia delle Alpi Liguri: dati, problemi, ipotesi*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 5-75.
- VARRONE D. & CLARI P. (2003) - *Évolution stratigraphique et paléo-environnementale de la Formation à Microcodium et des Calcaires à Nummulites dans les Alpes Maritimes franco-italiennes*. Geobios, **36**: 775-786.
- VARRONE D. & DECROUEZ D. (2007) - *Eocene larger foraminiferal biostratigraphy in the southernmost Dauphinois domain (Maritimes Alps, France-Italy border)*. Riv. Ital. Paleon. e Strat., **113** (2): 257-267.
- ZIZIOLI D., BONI P., PELLEGRINI L., ZUCCA F. (2011) - *Un approccio morfometrico per l'analisi delle evidenze di neotettonica nella Liguria occidentale*. Atti Tic. di Scienze della Terra. S.s., **11**: 67-73.