

La successione messiniana e plio-pleistocenica del Bacino di Savigliano (settore occidentale del Bacino Terziario Piemontese - Italia

Original

La successione messiniana e plio-pleistocenica del Bacino di Savigliano (settore occidentale del Bacino Terziario Piemontese - Italia / Ghielmi, M., Rogledi, S., Vigna, B., Violanti, D.. - In: GEOLOGIA INSUBRICA. - ISSN 1420-9500. - 13:1(2019), pp. 3-141.

Availability:

This version is available at: 11583/2778824 since: 2020-01-10T10:45:48Z

Publisher:

Geologia insubrica

Published

DOI:

Terms of use:

This article is made available under terms and conditions as specified in the corresponding bibliographic description in the repository

Publisher copyright

(Article begins on next page)

INDICE

<i>Abstract</i>	3
Riassunto	4
1. INTRODUZIONE	7
1.1 Inquadramento geologico regionale	7
1.2 Alcuni cenni agli studi precedenti	8
1.3 Assetto stratigrafico e stato delle conoscenze	9
2. AREA DI STUDIO E DATI UTILIZZATI	13
2.1 Area di studio	13
2.2 Rilevamento geologico	15
2.3 Dati micropaleontologici	15
2.4 Dati sismici	16
2.5 Pozzi Eni-Agip	17
2.6 Cronostratigrafia	18
2.7 Stratigrafia sequenziale	18
<i>DISCUSSIONE DEI RISULTATI</i>	
3. ASSETTO PALEOGEOGRAFICO E STRUTTURALE	19
3.1 I lineamenti strutturali sepolti della Pianura Padana occidentale e del BTP	19
3.2 Gli elementi strutturali del Bacino di Savigliano	25
3.3 Evidenze stratigrafiche delle fasi deformative messiniano-plioceniche del Bacino di Savigliano	27
3.4 Riassunto e conclusioni	32
4. ANALISI BIOSTRATIGRAFICA E PALEOAMBIENTALE	37
4.1 Substrato pre-pliocenico	37
4.2 Successione pliocenica	38
4.3 Discussione e confronti	45
5. EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA DELLA SUCCESSIONE MESSINIANO-PLEISTOCENICA DEL BACINO DI SAVIGLIANO	49
5.1 Il Messiniano pre- e sin-evaporitico dell'Allogruppo EM	49
5.1.1 Sequenza ME1	51
5.1.2 Sequenza ME2	56
5.2 Il Messiniano post-evaporitico e il Pliocene inferiore dell'Allogruppo LM	67
5.2.1 Sequenza ME3	67
5.2.1.1 Sequenza ME3a	67
5.2.1.2 Sequenza ME3b	71
5.2.2 Sequenza PL1	76
5.3 Il Pliocene dell'Allogruppo PL	90
5.3.1 Sequenza PL2	91
5.3.2 Sequenza PL3	95
5.4 Il Pleistocene dell'Allogruppo PS	99
5.4.1 Sequenze PS1 e PS2	100
5.4.2 Sequenza PS3	102
6. SISTEMI DEPOSIZIONALI E MODELLO DEPOSIZIONALE DEL PLIO-PLEISTOCENE DEL BACINO DI SAVIGLIANO	115
6.1 Sistemi continentali e transizionali plio-pleistocenici (Villafranchiano)	115
6.2 Sistemi di piattaforma pliocenici (F.ne Sabbie di Asti)	116
6.3 Sistemi di scarpata pliocenici (F.ne Argille Azzurre)	117
6.4 Sistemi bacinali pliocenici (F.ne Argille Azzurre)	118
6.5 Sintesi dei risultati e modello deposizionale	119
7. CONCLUSIONI	125
8. RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	129

LA SUCCESSIONE MESSINIANA E PLIO-PLEISTOCENICA DEL BACINO DI SAVIGLIANO (SETTORE OCCIDENTALE DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE)

Manlio GHIELMI¹, Sergio ROGLEDI², Bartolomeo VIGNA³ e Donata VIOLANTI⁴

1 Eni Upstream & Technical Services, Via Emilia 1, 20097 San Donato Milanese, Milano, Italy; manlio.ghielmi@eni.com

2 Geologo, Via Pasino Sforza 8, 20078 San Colombano al Lambro, Milano, Italy; srogledi@libero.it

3 Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture, Politecnico di Torino, Italy; bartolomeo.vigna@polito.it

4 Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, via Valperga Caluso 35, 10125 Torino, Italy; donata.violanti@unito.it

Parole chiave: Bacino Terziario Piemontese, Bacino di Savigliano, stratigrafia sequenziale, assetto strutturale, biostratigrafia, Messiniano, Pliocene, Pleistocene

Abstract *The Tertiary Piedmont Basin (TPB) is located in southern Piedmont (NW Italy) and consists of Eocene to Pleistocene sediments. The basin has been extensively analysed since the end of 19th century and represents one of the most studied Italian sedimentary basins. On the basis of these studies, many authors have already presented exhaustive basin-scale models of the tectono-sedimentary evolution in the Eocene-to-Miocene successions. Conversely, despite the large availability of studies and papers (also very recent and detailed), no basin-scale model has been proposed so far for the more recent Messinian-to-Pleistocene succession, probably due to the poor quality and low lateral continuity of the outcrops.*

The main aim of this study is to propose also for the Messinian-to-Pleistocene succession of the Savigliano Basin (western TPB) a basin-scale geological model. The Messinian, Pliocene and Pleistocene deposits were studied, for the first time, at the scale of the whole Savigliano Basin by means of a multidisciplinary approach based on the integration of a detailed geologic survey, a micropaleontological study and a study of the subsurface data including 2D seismic sections and deep wells. The geological survey, integrated with continuous corings and stratigraphies from boreholes and water wells, covered the southern part of the basin (devoid of recent studies) and part of the Langhe western basin margin. A 1:25,000 scale geological map of the Savigliano Basin has been compiled putting together the new geological survey with the outcrop data of the other sectors from already available geological maps. The micropaleontological study of foraminifera assemblages, carried out on over 200 samples from both outcrops and subsurface, allowed the chronostratigraphic and paleoenvironmental interpretation of the studied succession. An analysis of the calcareous nannoplankton was also performed on some selected samples. The whole Eni 2D seismic survey of the Savigliano Basin has been interpreted in detail and 8 Eni deep wells have been analysed and correlated. The seismic interpretation played a fundamental role in correlating the outcrops of the eastern (Langhe) and southern (Monregalese) basin margins with those of the northern one (Collina di Torino, Monferrato) and with the Eni deep wells drilled in the basin central sector. This allowed to build the first robust basin-scale physical-stratigraphic model for the studied succession. The great extension of the studied area and the large number of analysed data and interpretations, incompatible with the length of a scientific paper, have suggested the publication of the study as a monograph.

The main achievement of the multidisciplinary study was the detailed geological model of the Messinian and Plio-Pleistocene sedimentary succession of the Savigliano Basin, whose main elements can be summarized in:

- *a 1:25,000 scale geological map of the Messinian, Pliocene and Pleistocene deposits.*
- *The proposal of 2 new lithostratigraphic schemes for the Messinian and Plio-Pleistocene of the basin based on a critical review of the existing lithostratigraphic units in terms of age, depositional environments and lateral-vertical stratigraphic relationships; the introduction of some new units: the La Morra Unit, the Castellania Chaotic Complex Unit and the Lago Ario Unit for the Messinian; the Vezza d'Alba Member of the Argille Azzurre for the Pliocene.*

- *The recognition of the presence of 4 major tectonic-controlled unconformities (Latest-Tortonian, Intra-Messinian, Intra-Zanclean, Early Gelasian Unconformities).*
- *The proposal of a sequence-stratigraphic model for the Messinian-Pleistocene succession based on units of different physical and time scales: allogroups (4, bounded by the major tectonic unconformities) and large-scale sequences (9), comparable to the models recently proposed for the Po Plain and Northern Adriatic areas.*
- *The complete revision, based on 2D seismic data, of the structural model of the studied area and also of the Po Plain to the north of it, with: a) the identification of some structural elements which were never described before (Polonghera and Montechiaro d'Asti Fronts, Cavour Structure, the Tanaro System, the Belbo Ramp); b) the compilation of maps of the Late Miocene-Pleistocene structural elements of the western Po Plain and of the Savigliano and Alessandria Basins; c) a Base Pliocene TWT map of the Savigliano and Alessandria Basins; d) the proposal of a new structural evolution model for the central and southern Piedmont schematically subdivided in two major periods: Late Oligocene-Tortonian dominated by a NNE-verging compression that involved all structural units of the southern Piedmont (Alpine, Ligurian, Adria Units) with the deformation of the Monferrato Fronts; latest Tortonian-Pleistocene characterized by the Asti Deep Structure activation and by a predominant NW-verging compressive structural regime.*
- *The reconstruction of the Messinian sedimentary and tectonic evolution of the Savigliano Basin characterized by an overall regressive evolution with the predominance of deep marine deposits during the pre-evaporitic Messinian and of continental and lago-mare deposits in the latest post-evaporitic Messinian. A particular attention was dedicated to: the extension and shape of the basin, the sedimentary environment types and their areal distribution, the recognition and correlation of the Messinian major unconformities, the subcrop extension of both the primary evaporites and the post-evaporitic Messinian chaotic complexes and their correlation with the outcrops, the description and interpretation of Calliano and Moncalvo primary evaporites.*
- *The reconstruction of the Plio-Pleistocene tectono-sedimentary evolution, characterized by the basal Pliocene fast transgression that caused, after the Messinian Salinity Crisis end, the return of a relatively deep marine sedimentation in most of the basin. The transgression was followed by a major regressive phase (related to the northward progradation of slope, shelfal, coastal and deltaic depositional systems of the "Progradazione Pliocenica") responsible for the gradual infilling of the marine basin and the progressive northward extension of the areas interested by continental sedimentation during the Pliocene. After the complete marine basin infilling, occurred during the Late Pliocene, the sedimentation of fluvial and flood-plain Villafranchian deposits took place in the in the whole area until the end of the Lower Pleistocene, followed by a coarse-grained fluvio-glacial deposition during Middle-Late Pleistocene.*
- *The sedimentological and paleo-environmental analysis of outcrops and subsurface data of the studied successions and the proposal of a depositional model for the Pliocene marine succession. The model is based on the cyclic alternation of two different depositional phases driven by fluvial flood regime variations: poorly-efficient phases when the flood-dominated fluvio-deltaic systems (probable river-delta systems) dominated and the sand deposition took place mainly in the shelfal areas, and highly-efficient phases when the turbidite systems were predominant and the sand was on the contrary mainly deposited in the deeper marine basinal areas.*

The multidisciplinary approach used in this study, although wasteful both in terms of time and effort, allowed a detailed reconstruction of the physical stratigraphy and of the tectono-sedimentary evolution of the Messinian and Plio-Pleistocene successions of the Savigliano Basin, overcoming the remarkable difficulties caused by the poor-quality and high geographical dispersion of the outcrops. The new proposed basin-scale geological model can be used to better constrain the forthcoming studies carried out at local scale in the Savigliano Basin and for comparisons and correlation with the successions of other basins.

Riassunto Il Bacino Terziario Piemontese (BTP), comprendente sedimenti di età compresa tra l'Eocene e il Pleistocene, è stato oggetto già a partire dalla fine dell'Ottocento, di un gran numero di studi tanto da farne una delle aree più studiate d'Italia. Sulla base di questi studi vari gruppi di studiosi hanno presentato dettagliati modelli tettono-sedimentari a scala di bacino per le successioni dall'Eocene al Miocene (Ghibaudo *et al.*, 2014a/b e lavori citati). Nonostante la grande disponibilità di studi e pubblicazioni, anche molto recenti e di grande dettaglio, non sono invece ancora stati proposti modelli a scala di bacino per le più recenti successioni dal Messiniano all'attuale, forse a causa della scarsa qualità e continuità degli affioramenti disponibili.

La finalità principale di questo studio è quello di colmare questa lacuna con la proposta di un modello

geologico a scala di bacino anche per le successioni più recenti, dal Messiniano al Pleistocene, del Bacino di Savigliano (BTP occidentale).

La successione messiniana, pliocenica e pleistocenica è stata pertanto analizzata, per la prima volta, a scala dell'intero bacino con un approccio multidisciplinare basato sull'integrazione di un rilevamento geologico di dettaglio, di uno studio biostratigrafico e di uno studio dei dati di sottosuolo, sezioni sismiche e pozzi profondi. Il rilevamento geologico, integrato con sondaggi geognostici a carotaggio continuo e con stratigrafie di pozzi per acqua, ha interessato la parte sud dell'area in esame (priva di studi recenti) e parte del margine occidentale delle Langhe. Il rilevamento è stato integrato con i dati già disponibili da studi precedenti, consentendo così la compilazione di una carta geologica in scala 1:25000 del Bacino di Savigliano. L'analisi biostratigrafica dei foraminiferi, condotta su oltre 200 campioni di superficie e di sottosuolo, ha permesso la datazione e attribuzione paleoambientale della successione studiata. Su alcuni campioni selezionati è stata condotta anche l'analisi del nannoplancton calcareo. L'intero rilievo sismico Eni del Bacino di Savigliano è stato interpretato in dettaglio unitamente a 8 pozzi profondi Eni. L'interpretazione sismica si è rivelata fondamentale per la correlazione degli affioramenti dei margini est (Langhe) e sud del bacino con quelli del margine nord (Collina di Torino, Monferrato) e con i pozzi profondi Eni relativi alla parte centrale del bacino, permettendo così di definire per la successione studiata, per la prima volta, un solido schema di correlazioni fisico-stratigrafiche. Il ricorso a una monografia per la presentazione dei risultati dello studio è stato dettato dalla notevole estensione dell'area di studio e dalla grande quantità di dati analizzati incompatibili con gli spazi disponibili in una normale pubblicazione scientifica.

Il principale risultato dello studio multidisciplinare è la definizione di un modello geologico unitario della successione sedimentaria del Messiniano, Pliocene e Pleistocene del Bacino di Savigliano, i cui principali elementi possono essere sintetizzati in:

- una carta geologica in scala 1:25.000 dei depositi del Messiniano, del Pliocene e del Pleistocene;
- la proposta di nuovi schemi litostratigrafici per il Messiniano e per il Plio-Pleistocene del bacino basati su una revisione critica delle unità litostratigrafiche già esistenti per quanto concerne età, ambienti deposizionali e relazioni stratigrafiche latero-verticali, e sull'introduzione di alcune nuove unità: l'Unità La Morra, l'Unità del Complesso Caotico di Castellania e l'Unità di Lago Ario per il Messiniano; il Membro Sabbioso-Argilloso di Vezza d'Alba nelle Argille Azzurre per il Pliocene;
- il riconoscimento di 4 superfici maggiori di *unconformity* di origine tettonica (*Unconformity* Tardo-Tortoniana, Intra-Messiniana, Intra-Zancleana, Gelasiana Inferiore);
- la proposta di uno schema stratigrafico-sequenziale per la successione messiniano-pleistocenica del bacino, articolato su unità di scala fisica e temporale differente: allogruppi (4, limitati dalle *unconformity* tettoniche maggiori) e sequenze a grande scala (9). Lo schema è coerente con quelli recentemente definiti nelle altre aree della Pianura Padana e dell'Adriatico Settentrionale;
- la completa revisione dell'assetto strutturale basata sui dati sismici, estesa anche all'area della pianura più a nord, con il riconoscimento di alcuni lineamenti strutturali sinora mai evidenziati (Fronti di Polonghera e Montechiaro d'Asti, Struttura di Cavour, Sistema del Tanaro, Rampa del Belbo), la compilazione di carte dei lineamenti strutturali tardo-miocenico-pleistocenici della Pianura Padana occidentale e dei Bacini di Savigliano e di Alessandria e di una mappa TWT della base Pliocene dei Bacini di Savigliano e Alessandria;
- la proposta di un nuovo modello per l'evoluzione strutturale del Piemonte centro-meridionale schematicamente suddivisa in due periodi principali: l'*Oligocene superiore-Tortoniano* dominato da una compressione a vergenza NNE che interessa tutte le unità strutturali del Piemonte meridionale (Alpine, Liguri, di Adria) con la deformazione delle Strutture del Monferrato; il *Tortoniano sommitale-Pleistocene* caratterizzato dall'attivazione della Struttura Profonda dell'Astigiano e dalla prevalenza di una compressione NO-vergente;
- la ricostruzione dell'evoluzione sedimentaria e strutturale del Messiniano del Bacino di Savigliano, caratterizzato da un trend regressivo con la prevalenza di facies di mare profondo nel Messiniano pre-evaporitico e di depositi continentali e di lago-mare nella parte terminale del post-evaporitico, con un particolare riguardo a: estensione e geometria del bacino, natura e distribuzione degli ambienti sedimentari, riconoscimento e correlazione delle principali superfici messiniane di discontinuità stratigrafica, estensione in sottosuolo sia delle evaporiti primarie che dei complessi caotici del Messiniano post-evaporitico e loro correlazione con le successioni affioranti, descrizione e interpretazione delle evaporiti primarie di Calliano e Moncalvo;
- la ricostruzione dell'evoluzione sedimentaria durante il Plio-Pleistocene, caratterizzata da una rapida trasgressione alla base del Pliocene che segna, dopo la crisi messiniana, il ritorno ad una sedimentazione marina relativamente profonda in gran parte del bacino. Questa viene seguita da

un'importante fase regressiva (determinata dalla rapida progradazione verso nord di sistemi di scarpata, piattaforma e deltizi/costieri della "Progradazione Pliocenica") che genera, durante il Pliocene, il graduale colmamento del bacino marino e la progressiva estensione verso N delle aree a sedimentazione continentale. Dopo la definitiva "continentalizzazione" del bacino, avvenuta durante il Pliocene superiore, tutta l'area di studio è interessata dalla sedimentazione di depositi fluviali e di piana esondabile in facies villafranchiana fino a tutto il Pleistocene inferiore, quindi da alluvioni grossolane del Pleistocene medio-superiore.

- L'analisi sedimentologica e l'attribuzione ambientale, sia in affioramento che in sottosuolo, dei sedimenti della successione studiata con la proposta per la successione marina pliocenica di un modello deposizionale articolato sulla ciclica alternanza, controllata da variazioni del regime delle piene fluviali, di due differenti regimi deposizionali: *fasi di bassa efficienza* (BE), durante le quali prevalgono i sistemi fluvio-deltizi dominati da piene (probabili *river-delta systems*) e le sabbie si depositano prevalentemente nelle aree di piattaforma, e *fasi ad alta efficienza* (AE), in cui predominano i sistemi torbiditici bacinali e le sabbie sono in prevalenza depositate nelle aree bacinali profonde.

L'approccio multidisciplinare, per quanto dispendioso sia in termini di tempo che di impegno, ha consentito una soddisfacente ricostruzione dell'assetto fisico-stratigrafico e dell'evoluzione sedimentaria e strutturale della successione messiniana e plio-pleistocenica del Bacino di Savigliano, superando le oggettive difficoltà determinate dalla scarsa qualità e dispersione degli affioramenti. Il modello geologico così ottenuto potrà essere utilizzato per meglio inquadrare nel Bacino di Savigliano i futuri studi di dettaglio condotti a scala locale e per la correlazione di questa successione con quelle dei bacini vicini.

1 – INTRODUZIONE

Lo studio multidisciplinare della successione messiniana, pliocenica e pleistocenica della parte occidentale del Bacino Terziario Piemontese (BTP) ha preso avvio, per la parte di rilevamento geologico e di biostratigrafia nella seconda metà degli anni '90, e per quanto riguarda lo studio dei dati di sottosuolo Eni nei primi anni duemila per poi essere completato negli anni successivi.

Sebbene alcuni risultati siano già stati presentati, in via preliminare o parziale, in occasione di alcuni congressi (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010), i risultati sono raccolti e organicamente presentati per la prima volta in questa monografia.

1.1 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Il Bacino Terziario Piemontese (BTP) affiora sul lato interno dell'Arco Alpino sud-occidentale occupando un ampio settore del Piemonte centro-meridionale (Italia Settentrionale) (Fig. 1.1).

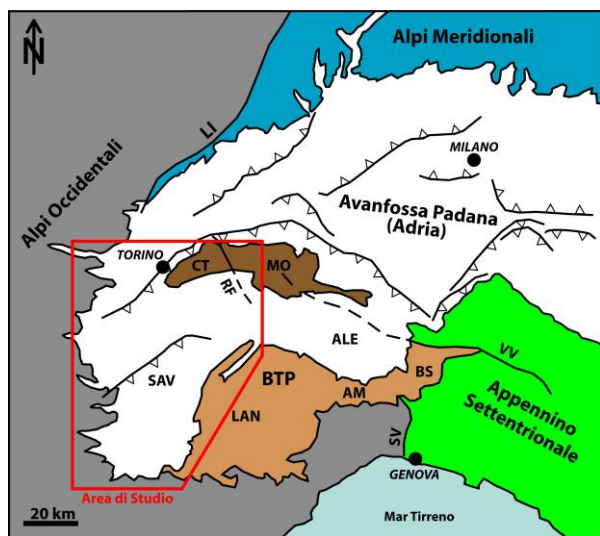


Fig. 1.1 - Carta geologica semplificata della Pianura Padana occidentale. Bacino Terziario Piemontese (BTP): LAN – Langhe; AM - Alto Monferrato; BS - Borbera-Scrvia; ALE - Bacino di Alessandria; SAV - Bacino di Savigliano; RF - Sistema di Rio Freddo. CT: Collina di Torino; MO: Monferrato; VV: Faglia Villalvernia-Varzi; SV: Linea Sestri-Voltaggio; LI: Linea Insubrica. In rosso l'area in esame.

Geologic sketch map of the Western Po Plain. Tertiary Piedmont Basin (BTP): LAN – Langhe; AM - Alto Monferrato; BS – Borbera-Scrvia; ALE - Alessandria Basin; SAV - Savigliano Basin; RF - Rio Freddo Fault System. CT: Collina di Torino; MO: Monferrato; VV: Villalvernia-Varzi Fault; SV: Sestri-Voltaggio Lineament; LI: Insubric Line. Red polygon: study area.

La sua successione è costituita da un notevole spessore (circa 6000 m) di sedimenti prevalentemente terrigeni di età compresa tra l'Eocene superiore e il Pleistocene¹. L'area di affioramento dei sedimenti oligo-miocenici del BTP è divisa in tre diversi settori (da E a O): il Settore del Borbera-Scrvia, l'Alto Monferrato, le Langhe (Fig. 1.1). Nel Bacino di Savigliano a O e NO e nel Bacino di Alessandria a NE la serie oligo-miocenica è invece sepolta in profondità sotto a una spessa successione di depositi del Plio-Pleistocene. Il fianco settentrionale del BTP si colloca alle spalle delle prime strutture compressive del Monferrato dove si registra, verso N, una rapida riduzione di spessore della successione oligo-miocenica.

Dal punto di vista geodinamico, il BTP si colloca nella zona di transizione tra Alpi occidentali e Appennino Settentrionale, cioè nel settore dove si realizza il cambio di polarità tra la subduzione alpina con piano immergente verso E/NE e la subduzione appenninica con immersione verso SO. Il cambio di polarità è probabilmente già presente all'inizio della convergenza del sistema alpino (Principi e Treves, 1984) con un'iniziale subduzione infraoceanica nel settore meridionale (Argnani, 2009) che persiste fino alle fasi finali di convergenza eoceniche (Fase Ligure).

L'evoluzione del BTP si avvia con la sedimentazione di depositi continentali e di mare basso dell'Eocene superiore-Oligocene (F.ne di Molare) in piccoli depocentri controllati da faglie. Durante l'Oligocene si registra un generale approfondimento che porta alla formazione, alla fine, di un ampio bacino di *piggy-back* bordato a N dall'Arco del Monferrato e interessato dalla sedimentazione di una successione clastica di mare più profondo di età Oligocene superiore-Miocene inferiore. Con il Miocene medio inizia il sollevamento del margine meridionale del BTP, sollevamento che determina un *tilting* generale e la migrazione del bacino verso N. Il progressivo *uplift* della parte meridionale del BTP porta, durante il Miocene superiore, all'individuazione di due aree subsidenti interessate dalla sedimentazione di una potente successione silicoclastica marina del Miocene superiore-Pliocene: il Bacino di Alessandria a NE e il Bacino di

¹ In accordo con recenti studi (tra gli altri: Rossi *et al.*, 2009; Mosca *et al.*, 2010) anche i sedimenti del Messiniano, Pliocene e Pleistocene depositati nell'area del BTP sono inclusi nella successione di questo bacino. Questi sedimenti si sono prevalentemente depositati, con importanti spessori, nei due Bacini di Savigliano e Alessandria, bacini impostati nel Miocene medio-superiore e di cui costituiscono la fase di riempimento finale.

Savigliano a O, limitati esternamente rispettivamente dai fronti del Monferrato e della Collina di Torino. Vista la sua importanza per la comprensione dell'evoluzione delle catene alpina e appenninica, la successione terziaria del BTP è stata oggetto di approfonditi studi di tipo stratigrafico (Gelati e Gnaccolini, 1982, 1988; Di Giulio e Galbiati, 1995; Mutti *et al.*, 1995, 2002; Rossi *et al.*, 2009, 2016; Ghibaudo *et al.*, 2014a, 2014b) a cui si rimanda per maggiori dettagli.

Definito come un bacino episuturale (*sensu* Bally e Snelson, 1980) posto a tergo della catena alpina retroscorsa sull'avampaese insubrico (Gelati e Gnaccolini, 1980; Hunziker e Martinotti, 1984; Boccaletti *et al.*, 1990), la sua successione giace in discordanza su un substrato complesso costituito da unità metamorfiche alpine (Unità Brianzoni, Unità ofiolitiche del Gruppo di Voltri, Complesso cristallino di Valosio) a S, dalle unità sedimentarie Liguri a N e a E, dalla successione sedimentaria padana nell'area della Collina di Torino. Le originali relazioni geometriche a grande scala tra queste unità del substrato, sostanzialmente già acquisite alla fine della Fase Ligure, sono state profondamente modificate durante la successiva evoluzione post-eocenica (Piana e Polino, 1995).

Alla Fase Ligure segue, nell'Oligocene inferiore (Rupeliano), un imponente sollevamento della zona assiale alpina, accompagnata dalla deposizione lungo i margini di depositi di fan-delta (F.ne di Molare). Tra l'Oligocene superiore (Cattiano) e l'Aquitano, in concomitanza con l'apertura del Bacino Balearico, le unità alpine della Liguria (Brianzoni, Gruppo di Voltri, ecc.) e le Unità Liguri ad esse antistanti subiscono una rideformazione con formazione e traslazione verso NE di strutture tettoniche che, in posizione esterna (Monferrato), coinvolgono anche la terminazione settentrionale delle Unità Liguri sull'avampaese padano (Falletti *et al.*, 1995; D'Atri *et al.*, 2002). Nello sviluppo di questo nuovo assetto strutturale ha giocato un ruolo determinante la presenza di importanti fratture del margine di Adria come la linea Volpedo-Valle Salimbene (Laubscher *et al.*, 1992) e la linea di Villafortuna. Sulle strutture di neoformazione si sviluppano le piattaforme carbonatiche della Pietra da Cantoni nel Monferrato e della Formazione di Visone nell'Alto Monferrato.

Tra la fine del Burdigaliano e il Serravalliano, nell'area tra le Langhe e l'Alto Monferrato, al di sotto delle Unità Alpine, si attiva la Struttura dell'Alto Monferrato (Falletti *et al.*, 1995; Rossi *et al.*, 2009; Mosca *et al.*, 2010): un'ampia struttura crostale duplicata che coinvolge il margine di Adria già sovrascorso dalle Unità Alpine. La messa in posto delle due principali strutture che la compongono avviene in due momenti distinti: il primo, alla fine del Burdigaliano, determina una profonda riorganizzazione del BTP e lo spostamento della subsidenza verso S in un bacino in cui si depone la F.ne di Cortemilia; il secondo, tra il Langhiano e il

Serravalliano, determina invece un progressivo spostamento dei depocentri sedimentari verso N, depocentri in cui sedimentano le F.ni di Cassinasco e Lequio, mentre contemporaneamente si sviluppa il progressivo sollevamento del margine interno su cui progrediscono le piattaforme serravalliano-tortoniane (F.ni Serravalle, Cessole e S. Agata Fossili). Durante la parte alta del Tortoniano si attivano anche i fronti NO-vergenti a O del Monferrato: Collina di Torino e Fronti di Sommariva del Bosco e Saluzzo. Il sollevamento di queste strutture porta, durante il Messiniano-Pleistocene alla progressiva scomposizione di questo settore del BTP, il Bacino di Savigliano, in sottobacini.

1.2 – ALCUNI CENNI AGLI STUDI PRECEDENTI

La successione messiniana e plio-pleistocenica del Bacino Terziario Piemontese (BTP) è stata oggetto di numerosi studi geologici già a partire dall'Ottocento (Sacco, 1889-1890) fino ai giorni nostri, facendo del BTP una delle aree di affioramento più studiate per questo intervallo stratigrafico. In particolare i depositi messiniani sono stati oggetto di numerosi studi negli anni '70 dello scorso secolo e di nuove ricerche in anni recenti. La successione messiniana affiorante nei dintorni di Alba (La Morra, Santa Vittoria d'Alba ecc.) è stata proposta come una successione di riferimento (Sturani e Sampò, 1973; Sturani, 1976), ben confrontabile con le coeve sezioni della Sicilia e dell'Appennino centrale. La ripresa di interesse internazionale per la Crisi di Salinità che ha interessato il Mediterraneo nel Miocene sommitale (5,96-5,33 Ma BP) ha prodotto nuove ricerche anche nel BTP, focalizzate sull'Albese e su settori della Collina di Torino, Astigiano e Monferrato. La successione affiorante lungo il corso del fiume Tanaro è risultata particolarmente completa, in quanto vi sono esposti sedimenti pre-evaporitici, evaporitici e post-evaporitici (Clari *et al.*, 2008; Lozar *et al.*, 2010; Lozar *et al.*, 2014; Lozar *et al.*, in press; Dela Pierre *et al.*, 2011; 2012, 2014, 2016; Bernardi, 2013; Violanti *et al.*, 2013).

Studi riguardanti la successione plio-pleistocenica e che hanno investito praticamente tutte le discipline geologiche (si rimanda in proposito alla esauriente monografia sul Villafranchiano a cura di Carraro, 1996) si sono concentrati soprattutto sugli affioramenti dell'area tipo di Villafranca d'Asti. Gli studi paleontologici sono stati molto numerosi e hanno riguardato settori più ampi della regione a partire dalla fine dell'800 e inizio del '900, con le fondamentali opere di Bellardi (1872-1890) e Sacco (1895-1900) sui molluschi dei depositi terziari, le prime analisi di associazioni a foraminiferi del Pliocene di Villavernia (Alessandria) (Dervieux, 1892) e delle flore fossili (Peola, 1895, 1901). In particolare, le macrofaune, microfaune e paleoflore plioceniche dell'Astigiano e del Monferrato sono state oggetto di dettagliate ricerche biostratigrafiche e

paleoambientali, indirizzate alla ricostruzione dell'evoluzione geologica del bacino (Carraro, 1996; Giraudi *et al.*, 2003; Martinetto, 2003; Violanti, 2005, 2011, 2012; Pavia e Zunino, 2008; Bertini e Martinetto, 2008).

1.3 – ASSETTO STRATIGRAFICO E STATO DELLE CONOSCENZE

La successione sedimentaria messiniano-pleistocenica del BTP inizia con uno dei piani geologici più studiati e discussi della stratigrafia italiana. Fin dalla sua iniziale definizione il Messiniano (Mayer-Eymar, 1867; Selli, 1960) è stato suddiviso in tre intervalli successivi caratterizzati da un livello inferiore prevalentemente argilloso ("fase pre-evaporitica") depositatosi in condizioni di salinità da normale a moderatamente iperalina, seguito da una facies evaporitica con livelli marnosi e gessi legata a un ambiente lagunare iperalino ("evaporitico"), a sua volta ricoperta da una successione superiore di ambienti lagunari-salmastri, deltizi e palustri ("fase post-evaporitica"). Gli studi recenti hanno indagato e chiarito molti aspetti dell'evoluzione paleoambientale del Mediterraneo durante il Messiniano, (CIESM, 2008; Roveri *et al.*, 2008; aggiornamenti su: <http://www.messinianoonline.it>), anche se diversi punti rimangono controversi, in particolare per quanto riguarda l'intervallo post-evaporitico e le facies di Lago-Mare. Negli ultimi 15/20 anni la successione messiniana è stata anche oggetto di approfonditi studi condotti da Eni nel sottosuolo del margine dell'Appennino settentrionale e della pianura padana (Ghielmi *et al.*, 1998, 2008, 2010, 2013; Rossi *et al.*, 2002; Minervini *et al.*, 2008). La successione messiniana affiorante nelle Langhe e al margine settentrionale del BTP è stata inoltre oggetto di numerosi recenti studi stratigrafici, sedimentologici e paleontologici, a cui si fa riferimento per una bibliografia completa (Clari *et al.* 2008; Angelone *et al.*, 2010; Colombero *et al.*, 2012; Violanti *et al.*, 2013; Dela Pierre *et al.* 2016).

Nel BTP la successione messiniana pre-evaporitica è rappresentata dalle Marne di Sant'Agata Fossili (Tortoniano/Messiniano), costituite da alternanze cicliche di peliti laminate e marne omogenee, indicative di condizioni marine profonde e di variazioni climatiche controllate da parametri orbitali (Lozar *et al.*, 2010; Dela Pierre *et al.*, 2011; 2012). Nella successione dell'Albese Dela Pierre *et al.* (2011) hanno evidenziato facies transizionali tra aree marginali e aree bacinali più profonde; hanno inoltre proposto una deposizione diacrona del primo banco di gesso selenitico nei settori a diversa profondità, che risulta man mano più giovane andando verso le aree bacinali.

Mentre la successione inferiore marina (pre-evaporitica) è rappresentata in molti settori del BTP, le successive facies evaporitiche (sin-evaporitiche), relative alla Formazione Gessoso-Solfifera, risultano essere molto eterogenee sia a scala locale che regionale. Nel settore meridionale (Langhe,

Albese), la successione è caratterizzata da alcuni banchi di gesso primario prodotto da precipitazione chimica diretta con intercalazioni di marne scure (Sturani, 1973, 1976; Clari *et al.*, 2008).

Evaporiti primarie sono presenti anche nel Monferrato nell'area di Moncalvo-Calliano (Vigna *et al.*, 2008). Nel Monferrato e nella Collina di Torino la successione è prevalentemente costituita da blocchi di evaporiti di varie dimensioni, inglobati in una matrice fine, appartenenti al "Complesso caotico della Valle Versa" e attribuita al Messiniano superiore (fase post-evaporitica) (Dela Pierre *et al.*, 2002; Foglio 157 Trino), probabilmente legati a processi di risedimentazione gravitativa che hanno coinvolto l'intera successione evaporitica precedentemente depositata (Dela Pierre *et al.*, 2002). Una successione simile è stata evidenziata anche nel settore nord-orientale delle Langhe (Irace *et al.*, 2005). Nei depocentri del BTP dati sismici indicano che le evaporiti sono sostituite lateralmente da sedimenti laminati (Gnavi, 2009; Irace *et al.*, 2010). La parte superiore della successione messiniana è rappresentata nell'Albese, nella Collina di Torino e in settori centro-orientali del Piemonte (Astigiano, Alessandrino) da sedimenti argillosi continentali e di ambiente lacustre (Facies di Lago-Mare, Ruggieri, 1962, 1967), corrispondenti agli "strati a Congerie" di Sturani (1973), intercalati a livelli sabbiosi di origine alluvionale. Tali associazioni di facies, unitamente a depositi molto più grossolani, che affiorano in tutto il margine centro-meridionale del BTP, vengono riferite alla Formazione di Cassano Spinola (spesso riportati come Conglomerati di Cassano Spinola) (Boni e Casnedi, 1970) ed attribuiti al Messiniano superiore. Il limite inferiore e superiore di questa formazione, interpretata come depositi di delta-conoide associati a facies lacustri e palustri (Ghibaudo *et al.*, 1985), sono costituiti da superfici erosionali irregolari. Il limite tra i sedimenti messiniani di Lago-Mare e le Argille Azzurre zancleane è marcato da una superficie erosionale irregolare, interessata da bioturbazioni ed evidenziata in alcune località da un livello nero arenitico, spesso circa 0,20-1 m, ricco in materia organica. Questo strato è composto principalmente da clasti terrigeni (quarzo, lamelle di mica, frammenti di rocce metamorfiche), clasti subordinati intrabacinali (glauconia e fosfati) e valve disarticolate di bivalvi continentali o di acque salmastre. Per quanto riguarda i microfossili, nel BTP questo strato nero risulta sterile. La sommità dello strato è attraversata da una rete di gallerie riempite dai sedimenti delle sovrastanti Argille Azzurre (Sturani e Sampò, 1973; Sturani, 1976; Bicchi *et al.*, 2002; Irace *et al.*, 2005; Trenkwalder *et al.*, 2008; Violanti *et al.*, 2009; Violanti *et al.*, 2011).

Dopo l'episodio evaporitico-continentale del Messiniano, nel BTP si ha la deposizione di una spessa successione sedimentaria del Plio-Pleistocene. Tale successione è rappresentata da una sequenza trasgressiva-regressiva costituita alla base da sedimenti prevalentemente argillosi

di mare relativamente profondo (Argille Azzurre) seguiti da sabbie di ambiente marino-marginale (Sabbie d'Asti) e a tetto da depositi deltizi e continentali riferibili al Villafranchiano (Carraro, 1996 con bibliografia).

L'unità delle Argille Azzurre, in precedenza spesso descritte in letteratura come Formazione delle Argille di Lugagnano ("Piacenziano" di Sacco, 1889-1890), è costituita principalmente da sedimenti argillosi o siltoso-argillosi di colore grigio-azzurro, in genere relativamente omogenei, in prevalenza senza stratificazione evidente che, in affioramento, presentano uno spessore tra 20-70 m (Collina di Torino, Monferrato, Astigiano) e i 100-150 m del Piemonte meridionale (settore tra Cuneo e Mondovì). Nella metà superiore della formazione si intercalano sottili livelli sabbiosi interpretati come tempestiti (Ferrero e Pavia, 1996) o torbiditici (Violanti, 2012).

La sezione in cui le Argille Azzurre presentano la successione temporalmente più estesa è stata finora studiata a Moncucco Torinese (Collina di Torino) (Bicchi *et al.*, 2002; Trenkwalder *et al.*, 2008; Violanti *et al.*, 2011), dove circa 26 m di Argille Azzurre ricoprono il livello arenitico nero di circa 0,20-0,50 m di spessore, a sua volta in discordanza su depositi messiniani. Le associazioni a foraminiferi e a nannofossili calcarei documentano a Moncucco Torinese una deposizione continua dalla base fino alla parte alta dello Zancleano (biozona a foraminiferi da MPI1 a MPI4a, a nannofossili calcarei da MNN12 a MNN14-15) e paleobatimetrie nella zona epibatiale superiore, con profondità intorno a -600/800m alla base e prossime al limite della piattaforma nella parte sommitale della sezione. Una successione simile, limitata alle biozone MPI1 e MPI2, è stata descritta nel sondaggio di Narzole (Langhe) (Sturani, 1976; Violanti *et al.*, 2009).

Boni *et al.* (1987), in uno studio dei depositi miocenici e pliocenici affioranti lungo il Torrente Pesio, attribuiscono la porzione inferiore della successione pliocenica dell'area di Mondovì (o Monregalese) alla biozona MPI2 del Pliocene inferiore (Zancleano) in base alla presenza di *Globorotalia margaritae*. Datano i sedimenti delle Sabbie di Asti e i depositi villafranchiani soprastanti rispettivamente al Pliocene inferiore-medio e al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore in base alla loro posizione stratigrafica, poiché le associazioni a foraminiferi bentonici riconosciute, tipiche di acque basse, risultano di difficile attribuzione cronologica.

In altri settori del Piemonte dove le Argille Azzurre sono ben rappresentate (Astigiano, Monferrato), differenze nel contenuto fossilifero, di granulometria e di facies dei sedimenti evidenziano rispettivamente una deposizione estesa a tutto il Pliocene inferiore (almeno nella parte centrale del bacino), e diverse condizioni paleoambientali.

Gli affioramenti di Argille Azzurre databili alla biozona MPI2, in base alla presenza di *Globorotalia margaritae*, e riferibili a fondali epibatiali sono molto scarsi nel settore

cartografato nel Foglio Geologico 157 "Trino" in scala 1:50.000 (2003). In quest'area e nel contiguo Foglio "Torino Est" (2009) gli affioramenti documentano la parte media e alta del Pliocene inferiore (biozona MPI3, con *G. margaritae* e *G. puncticulata* e MPI4a, a *G. puncticulata*). Lo studio litologico e l'analisi delle associazioni a foraminiferi hanno consentito di evidenziare nel Monferrato orientale tre membri nell'unità delle Argille Azzurre e di definirne età e condizioni paleoambientali (Foglio 157 Trino, 2003): il termine più antico è il Membro siltoso-argilloso (FAA9), databile a un intervallo compreso tra le biozone MPI2-MPI3 (Pliocene inferiore, Zancleano) e riferibile a paleoambienti da epibatiale fino al limite tra epibatiale-circalitorale. Sia il Membro argilloso (FAA10) che il Membro siltoso-sabbioso (FAA11) sembrano depositi durante la biozona MPI4a del Pliocene inferiore a batimetrie progressivamente inferiori, prevalentemente nell'ambito del circalitorale.

Le facies più pelitiche studiate a Isola d'Asti (Astigiano), in cui sono frequenti i livelli laminati (Mazzarella, 2003; Mazzarella e Violanti, 2004) e a Verrua Savoia (Monferrato orientale) (Martinis, 1954; Zappi, 1961; Bove Forgiot *et al.*, 2005; Violanti, 2012) sono ancora riferibili a fondali profondi di scarpata, ma i sedimenti argilloso-siltosi, con microfaune a foraminiferi e ostracodi di ambiente circalitorale, povere o prive di foraminiferi planctonici significativi per la biostratigrafia sono molto più diffusi in tutta la regione (Martinis, 1954; Socin, 1954; Colalongo *et al.*, 1982; Casnedi, 1971; Violanti e Giraud, 1992; Righetto, 2002; Foglio 157 Trino, 2003; Trenkwalder, 2004; Violanti, 2005).

La deposizione delle Argille Azzurre sembra proseguire nel Pliocene medio (Piacenziano; biozone MPI4b e MPI5a) solo più a N, lungo il margine interno della più settentrionale avanfossa pliocenica, come testimoniato da associazioni a *Globorotalia aemiliana* e *G. bononiensis* in sondaggi effettuati a Casale Monferrato (Violanti e Sassone, 2008).

I molluschi sono stati studiati prevalentemente nei livelli sabbiosi intercalati nelle Argille di Azzurre, dove i gusci sono spesso concentrati. Le macrofaune alloctone sono indicative di differenti comunità della piattaforma e documentano il passaggio dalle facies pelitiche "piacenziane" a quelle sabbiose "astiane" nell'Albese (Montefameglio *et al.*, 1979) e nel Monregalese (Pavia *et al.*, 1989). Altre associazioni a molluschi delle Argille Azzurre sono state descritte a Monteu Roero (Pavia, 1976) e ad Alba (Pavia, 1981), nell'Astigiano (Caretto, 1963; Damarco, 1983 e 1984; Ferrero e Merlino, 1992), e nell'Alessandrino (Brambilla, 1976; Benigni e Corselli, 1982). I macrofossili della successione pliocenica nel suo complesso sono stati ampiamente descritti ed illustrati per i settori dell'Albese e delle Langhe da Cavallo *et al.* (1986) e da Cavallo e Repetto (1992).

Esaurienti sintesi degli studi paleontologici riguardanti il Pliocene e Pleistocene del Piemonte centrale sono riportate

in Carraro (1996), Gallo e Baroncelli (2001), Pavia et al. (2004) e Violanti (2005).

In base ai foraminiferi, Sampò (1976) e Montefameglio *et al.* (1979) hanno datato i depositi argillosi o argilloso-sabbiosi dei dintorni di Alba alla biozona MPI3 del Pliocene inferiore. Le associazioni plioceniche a foraminiferi della successione terziaria monregalese studiate da Violanti e Giraud (1992), povere di forme planctoniche indicative per la biostratigrafia, sono state datate al Pliocene inferiore-medio in base a *taxa* bentonici e risultano indicative di depositi dal margine della piattaforma fino all'infralitorale.

Verso il tetto della successione, con un contatto di norma eteropico, inizia la deposizione delle Sabbie d'Asti (ex Astiano di Sacco, 1889-1890; Ferrero, 1971), sabbie gialle incoerenti o localmente cementate, interpretate come depositi di spiaggia esterna (Ferrero e Pavia, 1996) controllati da forte energia idrodinamica del moto ondoso e delle correnti costiere. Nell'area di Moncalvo sono esposte alternanze di livelli biocalcarenitici e sabbioso-siltosi, a volte con evidente stratificazione incrociata (Pavia e Violanti, 2003), che nell'ambito delle Sabbie di Asti sono stati riferiti al Membro calcarenitico (AST1), probabilmente ancora deposto durante la biozona MPI4a. Il Membro sabbioso (AST2) presenta una distribuzione areale più ampia e sembra deposto a batimetrie dal litorale all'infralitorale-circalitorale; in genere è privo di *taxa* utili per la biostratigrafia ma è stato ipotizzato di età coeva, o di poco più recente, di quella del Membro calcarenitico (Foglio 157 Trino, 2003).

Le Sabbie di Asti, caratterizzate da uno spessore di 60-80 m, sono note soprattutto per le ricche associazioni a molluschi, dispersi nel sedimento o concentrati in orizzonti di diversi decimetri di spessore, descritti in numerosi classici affioramenti dell'Astigiano (Caretto, 1963 e 1975; Pavia, 1970; Pavia e Demagistris, 1980; Ferrero, 1971; Ferrero *et al.*, 1982 e 1984; Aimassi e Ferrero Mortara, 1983; Ferrero e Merlino, 1992). Le relative paleocomunità a molluschi e le associazioni a foraminiferi bentonici, indicative di acque basse e in prevalenza costituite da *taxa* a lunga distribuzione (*Ammonia beccarii*, *Elphidium spp.*), si riferiscono ad altrettanti biotopi che documentano l'evoluzione ambientale e la progressiva riduzione di profondità del mare pliocenico astiano, sino all'emersione villafranchiana (Martinis, 1954; Sampò *et al.*, 1968; Casnedi, 1971; Colalongo *et al.*, 1972; Violanti, 1996). In alcuni livelli, la comune presenza di foraminiferi rimaneggiati di età diversa (Miocene, Pliocene inferiore) ha suggerito fasi di attiva erosione e di accumulo, probabilmente avvenute nella parte sommitale del Pliocene inferiore (De Bortoli *et al.*, 2004).

Le associazioni a molluschi delle Argille Azzurre, delle Sabbie di Asti e dei sedimenti siltosi, spesso eteropici alle due formazioni (indicati come "Facies di transizione" da Sacco, 1889-1890, e Caretto, 1963), sono state confrontate

da Damarco (1983). Sechi (1983) ha parallelamente descritto le associazioni a foraminiferi tipiche delle tre litologie; Baroncelli (2001) e Violanti *et al.* (2000) hanno proposto una deposizione in ambiente di prodelta per le siltiti delle "Facies di transizione" dell'Astigiano. Significativi dati indicanti acque calde, di clima subtropicale, e oscillazioni climatiche nel corso della deposizione delle Argille Azzurre e delle Sabbie di Asti durante il Pliocene inferiore, sono stati ricavati dai molluschi (Caretto, 1987 e 1989), dai foraminiferi (Mazzarella, 2003; Mazzarella e Violanti, 2004; Bove Forgiot *et al.*, 2005; Violanti, 2005;) e dagli ostracodi (Trenkwalder, 2004). Le flore fossili suggeriscono un clima caldo-umido per il Pliocene inferiore ed evidenziano le successive marcate variazioni climatiche nel corso del Pliocene e Pleistocene (Cavallo e Martinetto, 1996; Martinetto, 1999; Bertini e Martinetto, 2011; Martinetto 2015). Dati confrontabili con quelli dell'Astigiano derivano dal Biellese, dove depositi pliocenici prevalentemente sabbiosi conservano associazioni a molluschi, foraminiferi (Aimone e Ferrero Mortara, 1983; Basilici *et al.*, 1997), alghe calcaree (D'Atri e Piazza, 1988) e macroresti vegetali di ambienti da circalitorale a infralitorale e di clima subtropicale (Bertoldi e Martinetto, 1995; Cavallo e Martinetto, 2001).

Il passaggio dai depositi francamente marini a quelli continentali è stato ampiamente descritto da Sacco (1886; 1889-1890) sia nel settore meridionale (area di Fossano) sia in quello centrale (area tipo del Villafranchiano) indicando con la facies "Fossaniano" una successione di sedimenti legati ad ambienti litorali e deltizi. Più recentemente Pavia (1970) e Carraro e Petrucci (1982) hanno riconosciuto una facies di transizione fluvio-deltizia corrispondente al Fossaniano di Sacco. Nell'esauriente monografia relativa alla revisione del Villafranchiano nell'area tipo (Carraro, 1996), alla quale si rimanda per ulteriori approfondimenti, nella successione "villafranchiana" sono stati riconosciuti due complessi sedimentari, rispettivamente denominati Complesso Inferiore e Complesso Superiore, separati da una superficie di discontinuità, denominata Superficie di Cascina Viarengo (Boano e Forno, 1996), corrispondente ad un intervallo di tempo non quantificabile (Carraro, 1996; Boano *et al.*, 1997). Il Complesso Inferiore è stato suddiviso in due unità (dal basso): l'Unità di Ferrere, compresa da Boni e Casnedi (1970) nelle Sabbie di Asti, indicativa di fronte deltizio con influenza tidale, e l'Unità di San Martino, di ambiente di piana deltizia (Basilici, 1996). Provengono in prevalenza dal Complesso Inferiore gli abbondanti fossili di vertebrati terrestri (Sacco, 1906; Hürzeler, 1967; Berzi *et al.*, 1970; Pavia, 1970; Azzaroli, 1977; Masini e Torre, 1987; Campanino *et al.*, 1994, *inter alii*), e marini (Caretto, 1970), di molluschi marini (Pavia, 1970; Caretto, 1981) e continentali (Sacco 1884; Esu *et al.*, 1993), i macroresti vegetali (Peola, 1896; Pavia, 1970) e i pollini (Lona e Bertoldi, 1972) e quelli studiati nell'ambito della revisione

del Villafranchiano (vari lavori in Carraro, 1996), noti in letteratura come "villafranchiani". Il contenuto paleontologico, integrato da dati magnetostratigrafici, confermati anche da studi successivi (Boano *et al.*, 1999) indica condizioni climatiche caldo-temperate e ha permesso di datare il Complesso Inferiore al Pliocene medio. Il Complesso Superiore, costituito dall'Unità di Gherba, di origine fluviale, e dall'Unità di Mareto, con depositi prodotti da fenomeni di rotta fluviale, risulta indicativo di ambiente continentale ed è stato riferito dagli A.A. al Pleistocene inferiore. La successione dell'area di Villafranca d'Asti e Castelnuovo Don Bosco, zona di deformazione del Torrente Traversola, è stata più recentemente oggetto di studi integrati: stratigrafici, strutturali, paleomagnetici e micropaleontologici (Forno *et al.*, 2015; Gattiglio *et al.*, 2015). Dati riguardanti depositi "villafranchiani" di altre aree del Piemonte (Albese, vedi Cavallo *et al.*, 1986 con bibliografia; Ciangherotti *et al.*, 2007) provengono anche da studi palinologici e paleocarpologici (Allason *et al.*, 1981; Bertoldi e Martinetto, 1995; Martinetto, 1995; Martinetto *et al.*, 2007; Bertini e Martinetto, 2011) ed hanno confermato l'attribuzione al Pliocene dei depositi di origine marina, al Pleistocene inferiore di quelli continentali. Vertebrati fossili continentali, sicuramente riferibili al Pleistocene inferiore sono più scarsi, ma comunque documentati sia nell'area di Villafranca d'Asti (Azzaroli *et al.*, 1982) che in Monferrato (Giraudi *et al.*, 2003; Siori e Sala, 2007; Pezzetti, 2010).

2 – AREA DI STUDIO E DATI UTILIZZATI

Lo studio del Bacino di Savigliano è stato condotto con un approccio multidisciplinare mediante l'integrazione di rilevamento geologico, interpretazione sismica, geologia strutturale, analisi biostratigrafica, paleoambientale e sedimentologica. Se da un lato questo metodo ha richiesto un notevole sforzo per il confronto e verifica incrociata della grande quantità di dati di sottosuolo e di superficie forniti dalle differenti metodologie di analisi e delle relative interpretazioni, dall'altro esso ha consentito una loro integrazione critica. L'unione di questi dati di superficie e sottosuolo con quelli dell'area di Villafranca d'Asti ha infine permesso di comporre, per la prima volta, un modello geologico unitario della successione messiniana e plio-pleistocenica del Bacino di Savigliano.

2.1 – AREA DI STUDIO

Lo studio ha interessato la successione sedimentaria messiniano-pleistocenica del Bacino di Savigliano con una particolare attenzione per l'intervallo pliocenico. L'area esaminata (Fig. 2.1) corrisponde a un vasto settore del Piemonte centro-meridionale comprendente la pianura cuneese e quella a S di Torino, la zona collinare del Roero a SE di Asti, l'Astigiano e un esiguo settore della Collina di

Torino e del Monferrato. Essa è delimitata verso O, SO e S dai rilievi montuosi del basamento metamorfico alpino (Foto 2.1), verso SE ed E dall'area collinare delle Langhe (Foto 2.2), verso N dalla Collina di Torino (a NO) e Monferrato (a NE).

La successione messiniana presenta spessori piuttosto variabili nei diversi settori del bacino, compresi tra poche decine di metri nelle aree marginali ed oltre 600 m nei depocentri. Nelle aree di affioramento, ubicate generalmente in prossimità dei rilievi collinari delle Langhe o del Monferrato, la successione presenta sempre spessori inferiori al centinaio di metri. In corrispondenza dei livelli evaporitici si trovano generalmente i migliori affioramenti, ubicati spesso in corrispondenza dei fronti di cava realizzati in passato attraverso importanti sbancamenti che hanno messo in evidenza tali depositi. Le zone con gli affioramenti più estesi si trovano sui rilievi di La Morra-Verduno e nella fascia in sinistra Tanaro compresa tra Pollenzo e Govone.

La successione plio-pleistocenica è rappresentata da una potente sequenza di sedimenti marini e continentali. Nei depocentri sepolti, lo spessore, piuttosto variabile, è compreso tra 1200 e 2200 m (Ghielmi *et al.*, 2002).



Fig. 2.1 - Vista panoramica dell'area di studio (mappa 3D da GoogleEarth con forte esagerazione verticale). Legenda: (1) Collina di Torino, (2) Fronti del Monferrato, (3) Langhe, (4) Alpi Occidentali, (5) Pianura Torinese, (6) Pianura Cuneese, (7) Monregalese, (8) Roero, (9) Altopiano di Poirino, (10) Pianura Padana piemontese.

Panoramic view of the study area (vertically exaggerated GoogleEarth 3D map). Legend: (1) Collina di Torino, (2) Fronti del Monferrato, (3) Langhe, (4) Alpi Occidentali, (5) Pianura Torinese, (6) Pianura Cuneese, (7) Monregalese, (8) Roero, (9) Altopiano di Poirino, (10) Western Po Plain.

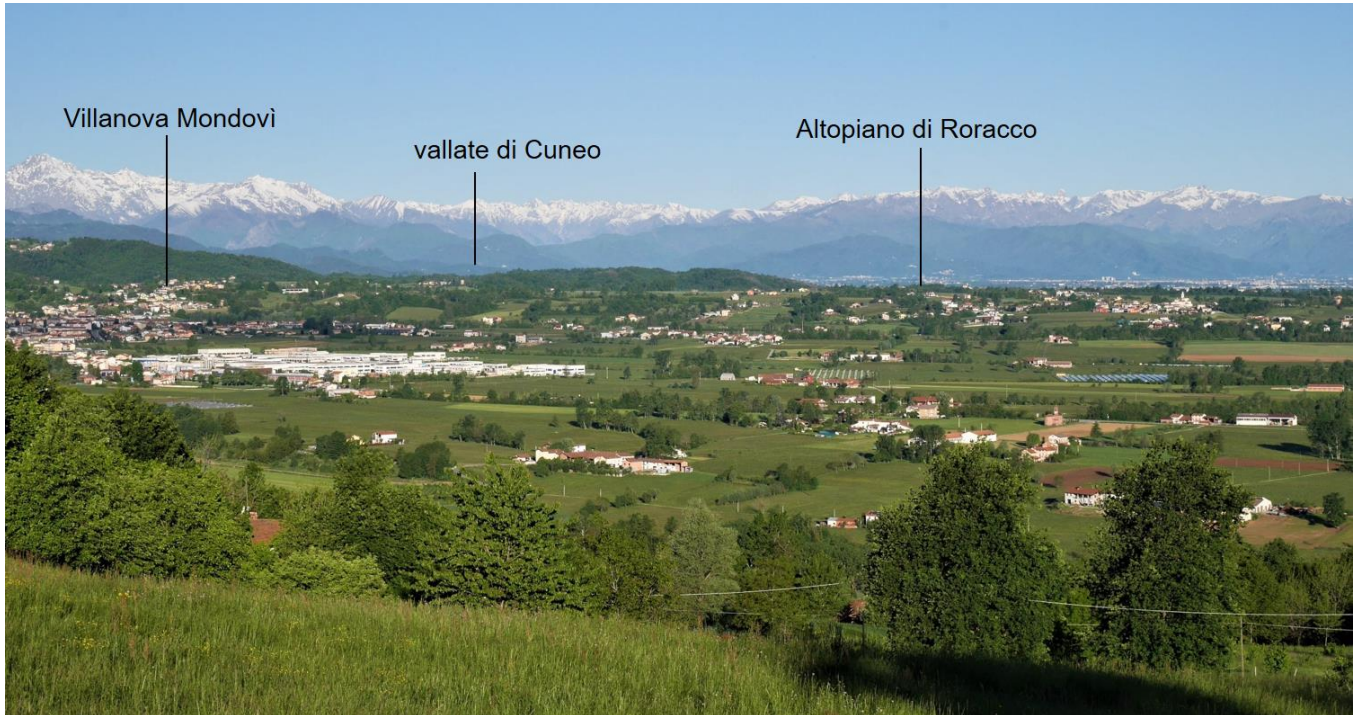


Foto 2.1 - La zona meridionale della pianura cuneese (Monregalese), con una sottile coltre di depositi alluvionali pleistocenici che ricoprono la successione messiniana-pleiocenica del Bacino di Savigliano, confinata a S ed O dai rilievi del basamento alpino.
The southern area of the Cuneo plain (Monregalese), with a blanket of Pleistocene alluvial deposits that cover the Messinian-Pliocene succession of the Savigliano basin, confined to S and W by the reliefs of the Alpine basement.



Foto 2.2 - La pianura cuneese, fotografata dalla collina di Mondovì Piazza, costituita da più ordini di terrazzo dei depositi alluvionali pleistocenici, confinata ad E dai rilievi collinari delle Langhe. La Val Tanaro si sviluppa incassata (non visibile in fotografia) tra la pianura e la zona collinare.
The Cuneo plain (from Mondovì Piazza hill), consisting of several terrace orders of the Pleistocene alluvial deposits, confined to E by Langhe Hills. The Tanaro Valley develops sunken between the plain and the hilly area

La successione affiora, con spessori decisamente più modesti, dell'ordine di 200-400 m, lungo i margini del bacino: (1) nei rilievi collinari del Roero e dell'Astigiano; (2) lungo le scarpate dei principali affluenti del Tanaro (Torrenti Ellero, Pesio, Mondalavia e Stura di Demonte); (3) in corrispondenza delle scarpate dei terrazzi più antichi ubicati in destra della Stura di Demonte (terrazzi di Salmour, Beinale, Beinette, Pianfei ed Eula); e (4), in modo limitato, sul fianco meridionale della Collina di Torino. In tutta la pianura torinese meridionale, in quella cuneese e in corrispondenza dell'altopiano di Poirino la successione è coperta dalla coltre, in genere di spessore piuttosto ridotto (compreso tra 5 e 100 m), dei depositi alluvionali quaternari (Forno, 1982; Cavalli e Vigna, 1995).

2.2 – RILEVAMENTO GEOLOGICO

Per la definizione dell'assetto geologico-stratigrafico sono stati inizialmente raccolti ed esaminati gli studi e le cartografie dell'area disponibili. Successivamente questi dati sono stati integrati da una serie di rilevamenti appositamente realizzati in molti settori dove le informazioni stratigrafiche risultavano dubbie. Una parte rilevante dell'area in esame ricade infatti nel Foglio Geologico 80 "Cuneo" della C.G.I. (Foglio 80 Cuneo, 1931; Sacco, 1935), non aggiornato successivamente. Nei settori della pianura cuneese e torinese, e nella zona collinare compresa tra Ceva-Mondovì, Verduno e il Roero, i dati stratigrafici e i rilevamenti geologici a disposizione risultano molto scarsi, con l'eccezione degli studi di Sacco che, sebbene risalgano agli inizi del '900, si sono rivelati ancora validi. Nel settore dell'altopiano di Poirino, nell'area tipo del Villafranchiano e nell'Astigiano sono invece numerosi gli studi e i rilevamenti recenti (Forno, 1982; Festa *et al.*, 2009; Forno *et al.*, 2015). Per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico degli intervalli più superficiali sono state utilizzate anche le stratigrafie dei sondaggi geognostici e dei pozzi per acqua dell'archivio del Politecnico di Torino. Durante la campagna di rilevamento sono stati inoltre prelevati oltre 200 campioni per lo studio biostratigrafico. Il rilevamento geologico di questo studio si è concentrato in particolare sui meno conosciuti affioramenti del Pliocene e del Messiniano della parte centro-meridionale del bacino (area tra Mondovì, Beinette, Fossano-Cherasco e nel Roero). In queste aree si concentra anche la maggior parte dei campioni per le analisi biostratigrafiche.

2.3 – DATI MICROPALAEONTOLOGICI

Foraminiferi. Le associazioni a foraminiferi sono state studiate in 212 campioni, raccolti in più riprese, provenienti da affioramenti (127 campioni) e da sondaggi (85 campioni). Sono risultati rappresentativi della successione pliocenica 176 campioni. L'analisi

biostratigrafica e paleoambientale delle microfaune è stata oggetto di alcune tesi dell'Università degli Studi di Torino in affioramenti dell'area a SO di Asti (Pilone, 2004) e in campioni di brevi sondaggi effettuati nel circondario di Cherasco (Simonetti, 1999) a profondità tra -30 e -150 m da p.c. Per i campioni dei sondaggi Eni-Agip Asti1, Saluzzo 1 e Saluzzo 2, di cui è stata consentita l'analisi per il presente studio, le profondità massime dei livelli pliocenici sono invece comprese tra circa -400 e -1100 m da p.c. Le analisi sono state integrate con dati provenienti da studi condotti contemporaneamente sulla stessa area in altri progetti di ricerca (Università degli Studi di Torino, MIUR, CNR). Le associazioni a foraminiferi sono state analizzate in residui di lavaggio, preparati con le metodologie standard: circa 150-300 grammi di sedimento secco sono stati disgregati con acqua e perossido d'idrogeno a 130 vol. e lavati su setacci a maglie di 250, 125 e 63 μm ; le frazioni ottenute sono state quindi essiccate, pesate e osservate separatamente per la determinazione specifica e l'interpretazione biostratigrafica. Sull'intera frazione $>125 \mu\text{m}$ di ogni campione è stata calcolata la percentuale di esemplari planctonici sul totale dell'associazione a foraminiferi (rapporto $P/(P+B)$). Tale percentuale consente la stima approssimativa della paleobatimetria: la proporzione di gusci planctonici rispetto a quelli bentonici cresce infatti con l'aumentare della profondità e la distanza dalle terre emerse, fino a raggiungere il 90-100% in fondali mesobatiali (Boltovskoy e Wright, 1976). Le interpretazioni paleoambientali sono state condotte facendo riferimento alle zone batimetriche proposte da Wright (1978) per il Mediterraneo (Tab. 2.1). Tuttavia, il trasporto di materiale da fondali della piattaforma, dove predominano i foraminiferi bentonici, può modificare fortemente questo rapporto (Van Hinsbergen *et al.*, 2005). Il dato grezzo del rapporto $P/(P+B)$ è stato quindi corretto in base alla presenza più o meno consistente di forme alloctone (Van der Zwaan *et al.*, 1990), al limite superiore di distribuzione batimetrica delle specie più profonde considerate in posto (Chierici *et al.*, 1962; Blanc-Vernet, 1969; Wright, 1978; Debenay *et al.*, 1996; Murray, 1991, 2006) ed alla loro abbondanza.

La determinazione delle specie planctoniche e della loro distribuzione biostratigrafica è stata condotta facendo riferimento a Stainforth *et al.* (1975), Kennett e Srinivasan (1983), Iaccarino (1985), Channell *et al.* (1994), Gradstein *et al.* (2004). Per i *taxa* bentonici si è fatto riferimento ad Agip (1982), Sprovieri e Hasegawa (1990), Cimerman e Langer (1991), Sgarrella e Moncharmont (1993) e Milker (2010).

Nannofossili calcarei. In questo studio sono stati preparati e analizzati per l'analisi del nannoplancton calcareo 21 campioni provenienti da pozzi Eni (9) e da affioramenti (12), analizzati cortesemente da M.R. Amore.

ZONE BATIMETRICHE	Metri sotto il livello del mare	
	da	fino a
Infralitorale	0	-50
Circalitorale	-50	-150/-200
Epibatiale superiore	-150/-200	-500/-700
Epibatiale inferiore	-500/-700	-1000/1300
Mesobatiale superiore	-1000/1300	-1800
Mesobatiale medio	-1800	-2500
Mesobatiale inferiore	-2500	-4000
Infrabatiale (Abissale)	oltre -4000	

Tab. 2.1 - Zone batimetriche proposte per il Mediterraneo, modificato da Wright (1978).

Mediterranean bathymetric zones, from Wright (1978), modified.

Su tutti i campioni è stata eseguita un'analisi qualitativa e semiquantitativa. I campioni sono stati disgregati

meccanicamente e spalmati su *slides* senza applicare tecniche per aumentarne la concentrazione, in modo da mantenere la composizione originaria di nannoplancton. Le *slides* sono state montate usando l'adesivo ottico Norland. Le analisi sono state compiute per mezzo di un microscopio a luce polarizzata Zeiss Axioplan a 1000x e 1250x ingrandimenti. Le biozone a cui si fa riferimento sono le biozone definite da Okada e Bukry (1980) per quanto riguarda il Miocene, e quelle di Rio *et al.* (1990) per quanto riguarda il Pliocene.

2.4 – DATI SISMICI

Per lo studio della successione messiniana e plio-pleistocenica del BTP Occidentale è stato utilizzato l'intero rilievo sismico 2D Eni della zona (Figg. 2.2, 2.3). Tale rilievo è composto da linee sismiche provenienti da differenti campagne di acquisizione condotte tra il 1977 e il 1983 e da alcune linee più recenti acquisite tra il 1987 e il 1991. La qualità e la densità del dato sismico è risultata adeguata alle finalità dello studio, con la sola eccezione

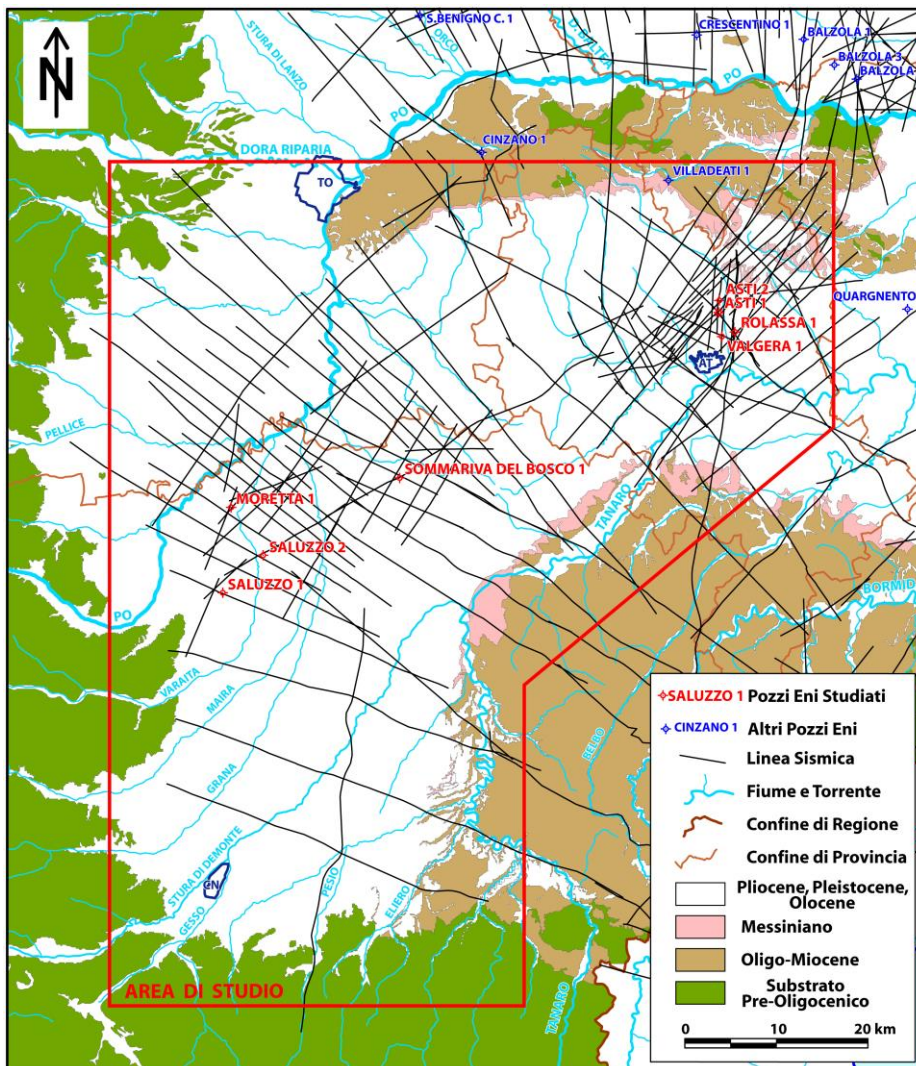


Fig. 2.2 - Bacino di Savigliano: area di studio, linee sismiche e pozzi Eni utilizzati.
Savigliano Basin: study area and Eni seismic and well database.

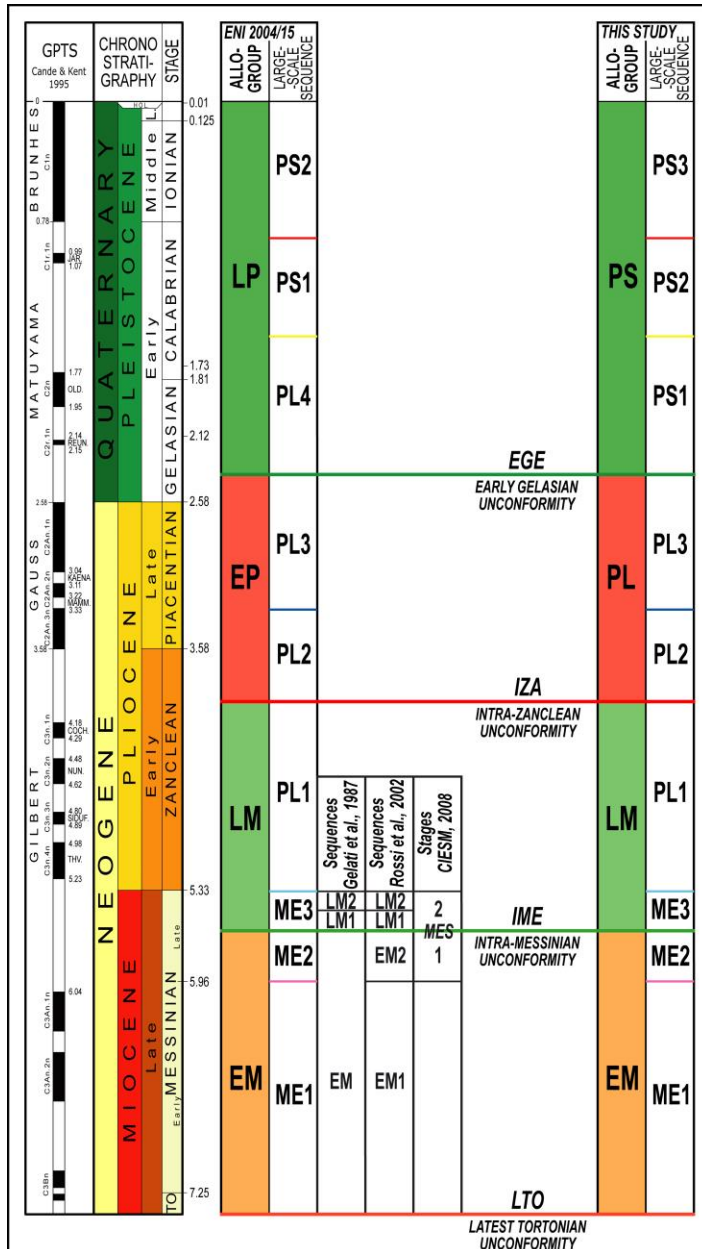


Fig. 2.3 - Stratigrafia Sequenziale del Messiniano, Pliocene e Pleistocene del Bacino di Savigliano adottata in questo studio. Lo schema è confrontato con la stratigrafia Eni dei bacini padani e del margine dell'Appennino Settentrionale (Amore et al., 2004; Ghielmi et al., 2008, 2013; Rossi et al., 2015) e con quelle di Gelati et al. (1987), Rossi et al. (2002) e CIESM (2008). [Allogruppi Eni e questo studio: EM: Early Messinian Allogroup; LM: Late Messinian Allogroup; EP: Early Pliocene Allogroup; LP: Late Pliocene Allogroup; PL: Pliocene Allogroup; PS: Pleistocene Allogroup. Sequenze Eni e questo studio: ME1/ME2/ME3: Sequenze Messiniano 1/2/3; PL1/PL2/PL3: Sequenze Pliocene 1/2/3; PS1/PS2/PS3: Sequenze Pleistocene 1/2/3]. *Sequence Stratigraphy of the Messinian, Pliocene and Pleistocene of the Savigliano Basin as suggested in this study and its comparison with the Eni stratigraphy of the Po Plain and Northern Apennines margin (Amore et al., 2004; Ghielmi et al., 2008, 2013; Rossi et al., 2015) and with those of Gelati et al. (1987), Rossi et al. (2002) and CIESM (2008). [This study and Eni Allogroups: EM: Early Messinian Allogroup; LM: Late Messinian Allogroup; EP: Early Pliocene Allogroup; LP: Late Pliocene Allogroup; PL: Pliocene Allogroup; PS: Pleistocene Allogroup. This study and Eni sequences: ME1/ME2/ME3: Messinian 1/2/3 Sequences; PL1/PL2/PL3: Pliocene 1/2/3 Sequences; PS1/2/3: Pleistocene 1/2/3 Sequences].*

dell'area più meridionale dove la copertura sismica, costituita da poche linee piuttosto distanziate tra loro, è risultata appena sufficiente. L'interpretazione sismica, condotta secondo i principi della stratigrafia sismica (Vail et al., 1977; Catuneau et al., 2009 con referenze), è stata mirata alla: (1) verifica delle correlazioni tra i pozzi Eni-Agip, (2) correlazione tra geologia di superficie e sottosuolo, (3) identificazione di superfici di *unconformity* ed eventuali *correlative conformity*, (4) riconoscimento delle facies sismiche e delle geometrie interne dei sistemi deposizionali.

2.5 – POZZI ENI-AGIP

Sono stati utilizzati tutti i dati disponibili degli 8 pozzi perforati nell'area da Agip tra gli anni '50 e gli anni '80

(Agip, 1972; Agip, 1994) (Fig. 2.2): Asti 1, Asti 2, Moretta 1, Rolassa 1, Saluzzo 1, Saluzzo 2, Sommariva del Bosco 1, Valgera 1. Le stratigrafie dei pozzi unite ai dati biostratigrafici delle carote di fondo e dei *cuttings* hanno permesso la taratura cronostratigrafica della successione studiata. I log di pozzo, i *cuttings* e le carote di fondo sono stati utilizzati per la relativa caratterizzazione litologica e sedimentologica. La correlazione tra pozzi è stata eseguita sia in via diretta tra i log di pozzo che mediante calibrazione sismica. Al fine di consentire una più precisa definizione dei tassi di sedimentazione e delle paleobatimetrie è stata eseguita una decompattazione della successione sedimentaria messiniana e plio-pleistocenica di tre pozzi: Asti 1, Moretta 1, Sommariva del Bosco 1 mediante il software "Simba".

2.6 – CRONOSTRATIGRAFIA

In questo studio è stato adottato lo schema cronostratigrafico recentemente proposto dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia (Gibbard *et al.*, 2010) che ha spostato la base del Pleistocene a 2,588 Ma BP includendo il Gelasiano nel Pleistocene inferiore.

2.7 – STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

L'analisi dei dati di sottosuolo e affioramento ha evidenziato la presenza nella successione messiniano-pleistocenica del Bacino di Savigliano, e più in generale nell'area piemontese, di unconformity di significato regionale di origine tettonica conseguenti all'intensa deformazione compressiva e transpressiva appenninica. Le unità stratigrafiche a grande scala delimitate a base e a tetto da queste unconformity maggiori sono state interpretate come allogruppi, in accordo con i criteri proposti da Mutti *et al.* (1994) nell'analisi del Bacino di Avampaese dei Pirenei Meridionali. Lo stesso approccio è già stato ampiamente utilizzato in Eni-Agip nell'analisi dei bacini silicoclastici sepolti e/o affioranti del Neogene del vicino margine Appenninico settentrionale (Ghielmi *et al.*, 1998, 2008, 2010, 2013; Rossi *et al.*, 2002, 2015; Amore *et al.*, 2004; Minervini *et al.*, 2008, 2009).

Come già osservato in questi studi, questi limiti di allogruppo sono rappresentati da superfici di discontinuità stratigrafica a scala regionale prodotte da eventi deformativi maggiori. Tali eventi maggiori corrispondono a fasi di intenso *thrusting* e sono responsabili di profonde modificazioni per quanto concerne la posizione, forma e dimensione dei bacini sia dell'avampaese che del *thrust-and-fold belt* appenninico. I limiti di allogruppo sono superfici sincrone spesso marcate, su notevoli estensioni, da evidenti discordanze angolari e da troncature erosive maggiori riconoscibili sia in sismica che in affioramento. Tali superfici corrispondono inoltre a importanti variazioni del tipo e distribuzione dei sistemi deposizionali sia marini che continentali controllate dalla tettonica. Nella successione messiniano-pleistocenica dei bacini padani e del margine dell'Appennino settentrionale (incluso il BTP) sono state identificate quattro unconformity tettoniche di significato regionale corrispondenti a limiti di allogruppo (Gelati *et al.*, 1987; Ghielmi *et al.*, 1998, 2008, 2010, 2013; Rossi *et al.*, 2002, 2015; Amore *et al.*, 2004; Roveri e Manzi, 2006; Minervini *et al.*, 2008) denominate negli studi Eni (Fig. 2.4): *Latest Tortonian Unconformity (LTO)*, *Intra-Messinian Unconformity (IME)*, *Intra-Zanclean Unconformity (IZA)*, *Early Gelasian Unconformity (EGE)*. I 4 allogruppi da esse limitate sono stati denominati (Fig. 2.4): EM (*Early Messinian*), LM (*Late Messinian*), PL (*Pliocene*) and PS (*Pleistocene*) (Ghielmi *et al.*, 1998, 2008, 2010, 2013; Rossi

et al., 2002, 2015; Amore *et al.*, 2004; Minervini *et al.*, 2008).

All'interno degli allogruppi sono state riconosciute *unconformity* di rango inferiore che ne suddividono la successione in unità stratigrafiche indicate negli schemi stratigrafico-sequenziali Eni con il nome di Sequenze a Grande Scala (*Large-Scale Sequences - LSS*). I limiti di queste unità sono principalmente di natura tettonica e sono il prodotto di fasi deformative importanti (ma di magnitudo inferiore rispetto a quella degli allogruppi) capaci di riattivare i lineamenti strutturali e di modificare i depocentri sedimentari già esistenti (ma non di crearne/attivarne di nuovi). Anche i limiti di queste sequenze sono superfici sincrone e corrispondono a discordanze angolari e a troncature erosive di norma riconoscibili sia in affioramento che in sezione sismica ma solo in corrispondenza dei lineamenti strutturali attivi, mentre passano rapidamente a *correlative conformity* negli altri settori bacinali. Di norma tali limiti corrispondono anche a rilevanti cambi di facies sedimentarie. Le loro successioni sedimentarie si sono depositate in relativa continuità di sedimentazione¹. Nella successione sedimentaria studiata (Tortoniano terminale-Pleistocene) sono state riconosciute 9 Sequenze a Grande Scala (Fig. 2.4): 3 nel tardo Tortoniano-Messiniano (ME1, ME2, ME3), 3 nel Pliocene (PL1, PL2, PL3), 3 nel Pleistocene (PS1, PS2, PS3). Gli allogruppi e alcune sequenze degli schemi Eni² della successione plio-pleistocenica sono stati qui rinominati in accordo con lo schema cronostratigrafico del Plio-Pleistocene proposto nel 2009 dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia (IUGS, 2009; Gibbard *et al.*, 2010) adottato in questo studio.

Per meglio caratterizzare l'evoluzione sedimentaria della parte terminale del Messiniano e dello Zancleano in questi intervalli stratigrafici sono state descritte anche sequenze di rango inferiore: le Sequenze a Media Scala (*Middle-Scale Sequences - MSS*) riconoscibili all'interno di quelle a grande scala. Le superfici di *unconformity* che le delimitano possono essere sia di origine tettonica che di origine climatico-eustatica.

¹ Per maggiori dettagli sulle Sequenze a Grande Scala e Allogruppi si rimanda a Ghielmi *et al.*, 2013 e Rossi *et al.*, 2015.

² Lo schema stratigrafico-sequenziale Eni (Amore *et al.*, 2004; Ghielmi *et al.*, 2008, 2010, 2013; Minervini *et al.*, 2008) per la successione messiniano-pleistocenica della Pianura Padana e del margine dell'Appennino Settentrionale è stata definita tra la fine degli anni 90 e la prima metà degli anni duemila quando negli schemi cronostratigrafici del Plio-Pleistocene in uso il Gelasiano faceva parte del Pliocene (Rio *et al.*, 1994 e Gradstein *et al.*, 2004).

3 – ASSETTO PALEOGEOGRAFICO E STRUTTURALE

Il bacino messiniano-pleistocenico di Savigliano ha una direzione di allungamento principale circa NNE-SSO ed è lateralmente confinato a S ed O dalle Unità Alpine, ad E e a N dai depositi della successione oligo-miocenica delle Langhe, della Collina di Torino e del Monferrato. Il bacino è suddiviso in due distinti depocentri: il Sottobacino di Fossano a E e SE e il Sottobacino di Moretta a NO. Verso NE il Bacino di Savigliano si raccorda attraverso l'Astigiano con il più orientale Bacino di Alessandria. Per una precisa ricostruzione dell'assetto strutturale del Bacino di Savigliano e dell'evoluzione strutturale che l'ha determinata, sono stati analizzati i dati sismici ENI di un'area molto più ampia di quella di studio comprendendo così anche le aree sepolte della parte orientale del BTP (Bacino di Alessandria) e della Pianura Padana a N del Monferrato.

Di questa vasta area è stata compilata una carta strutturale in cui sono riportati tutti i lineamenti strutturali riconosciuti in sottosuolo (Fig. 3.1). Particolare attenzione è stata posta ai trend che hanno interessato o controllato la sedimentazione durante il Messiniano-Pleistocene.

3.1 – I LINEAMENTI STRUTTURALI SEPOLTI DELLA PIANURA PADANA OCCIDENTALE E DEL BTP

In questo paragrafo sono descritti i principali lineamenti del BTP e della parte occidentale della Pianura Padana rappresentati nella carta strutturale di Fig. 3.1 e 3.2. I dati di sottosuolo (sismica e pozzi), dove possibile integrati con quelli di affioramento, hanno permesso la definizione della natura, della successione interessata e dell'età di tali lineamenti. Buona parte di queste informazioni è inedita. Il nuovo modello strutturale è stato confrontato con i dati gravimetrici e magnetici disponibili per quest'area (Cassano *et al.*, 1986) ottenendo un buon riscontro complessivo (Fig. 3.2).

Lineamenti della Zona Frontale Sudalpina

(a) Sovrascorrimento di Salussola: a direzione NE-SO con immersione del piano a NO; coinvolge il basamento metamorfico e le successioni mesozoiche ridotte sovrastanti (Fenera, Sostegno); l'età di messa in posto è compresa tra l'Eocene sup. (?) e l'Oligocene superiore. Esso costituisce, insieme alle successive strutture di "Ghemme-

Borgoticino" (b, in Fig.3.1), il margine interno dell'avanfossa della Gonfolite in questo settore.

(b) Strutture di "Ghemme-Borgoticino": complesso sistema di strutture a vergenza SE coinvolgenti il basamento e la successione sedimentaria fino a termini del Miocene medio. L'età di messa in posto è Miocene inferiore-medio. Queste strutture rappresentano la zona dove si "radicano" i piani della struttura di Romentino (d) e delle strutture retrovergenti associate (d1). Questi lineamenti rideformano la struttura (a).

(c) Lineamento di Villafortuna ("Struttura di Villafortuna-Trecale" di Bello e Fantoni, 2002): sistema di faglie con piani da sub-verticali a NO-vergenti ad alto angolo con abbassamento del settore settentrionale localmente di 2000-3000m. Già attiva durante l'Eocene sup., nell'Oligocene accomoda e confina a NO il Bacino della Gonfolite con un movimento prevalentemente distensivo, successivamente assume un carattere transpressivo e di fatto condiziona, con il suo trend, la messa in posto del Fronte di Romentino (d) nel Miocene (dall'Aquitano al Messiniano inferiore). Nella sua probabile prosecuzione sud-occidentale guida come rampa laterale, già a partire dall'Oligocene sup., la messa in posto delle strutture del Monferrato; a partire dalla fine del Tortoniano condiziona i trend delle Strutture della Collina di Torino, Sommariva e Saluzzo.

(d) Fronte di Romentino: a direzione NE-SO e piano immergente a NO con la superficie di scollamento principale in corrispondenza della base della successione terrigena (Eocene); si radica a N nelle Strutture di Ghemme-Borgoticino (b). In corrispondenza di questo lineamento avveniva l'originale passaggio tra l'avanfossa e la rampa d'avampaese (Adria) del bacino della Gonfolite dell'Oligocene-Miocene inf.; attualmente questa zona del bacino è traslata sopra al Lineamento di Villafortuna (c). L'età di deformazione è Miocene inf.-medio.

(d1) "Retroscorrimento della Gonfolite": serie di strutture a vergenza settentrionale con piani a basso angolo immergenti a S (Bernoulli *et al.*, 1989; Gelati *et al.*, 1991; Bersezio *et al.*, 1993; Bello e Fantoni 2002; "Pedialpine Backthrust" di Fantoni *et al.* 2004); questi piani convergono in profondità sul piano principale della struttura di Romentino (d) e con questa si radicano sui piani di (b). L'età di deformazione è coeva all'attività di (b) e (d) (Miocene inf.-medio).

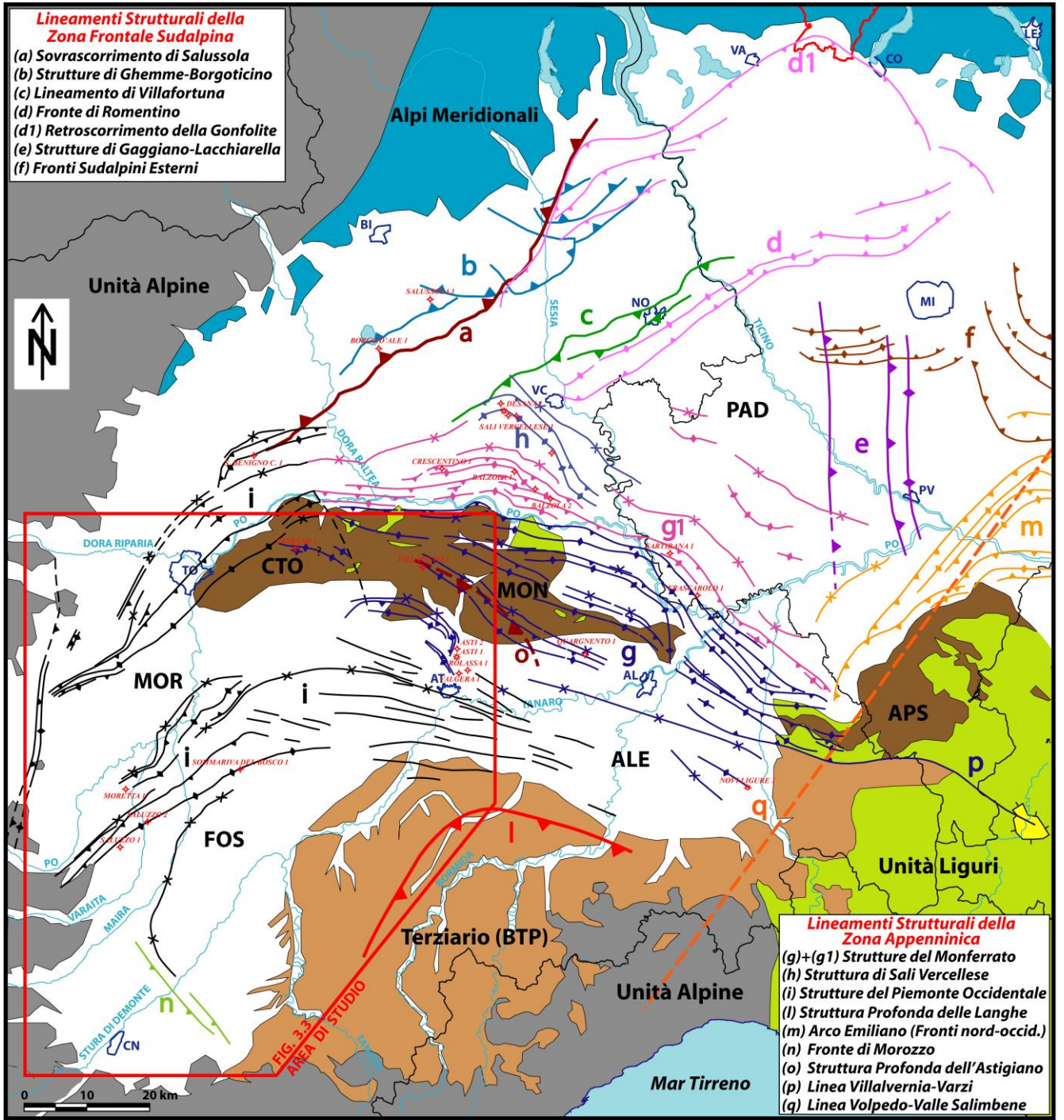


Fig. 3.1 - Mappa strutturale della Pianura Padana occidentale e del BTP basata sui rilievi sismici 2D/3D Eni. Nelle aree del Monferrato e della Collina di Torino, i dati sismici sono stati integrati con la cartografia di superficie. Le strutture sono raggruppate per età, stile strutturale e successione coinvolta.

Structural map of the Western Po Plain and BTP basins, based on the interpretation of the 2D/3D Eni seismic surveys. In the Monferrato and Collina di Torino sectors the subsurface data were integrated with outcrop data. The structural elements are grouped on the basis of deformation age, structural style and involved stratigraphy.

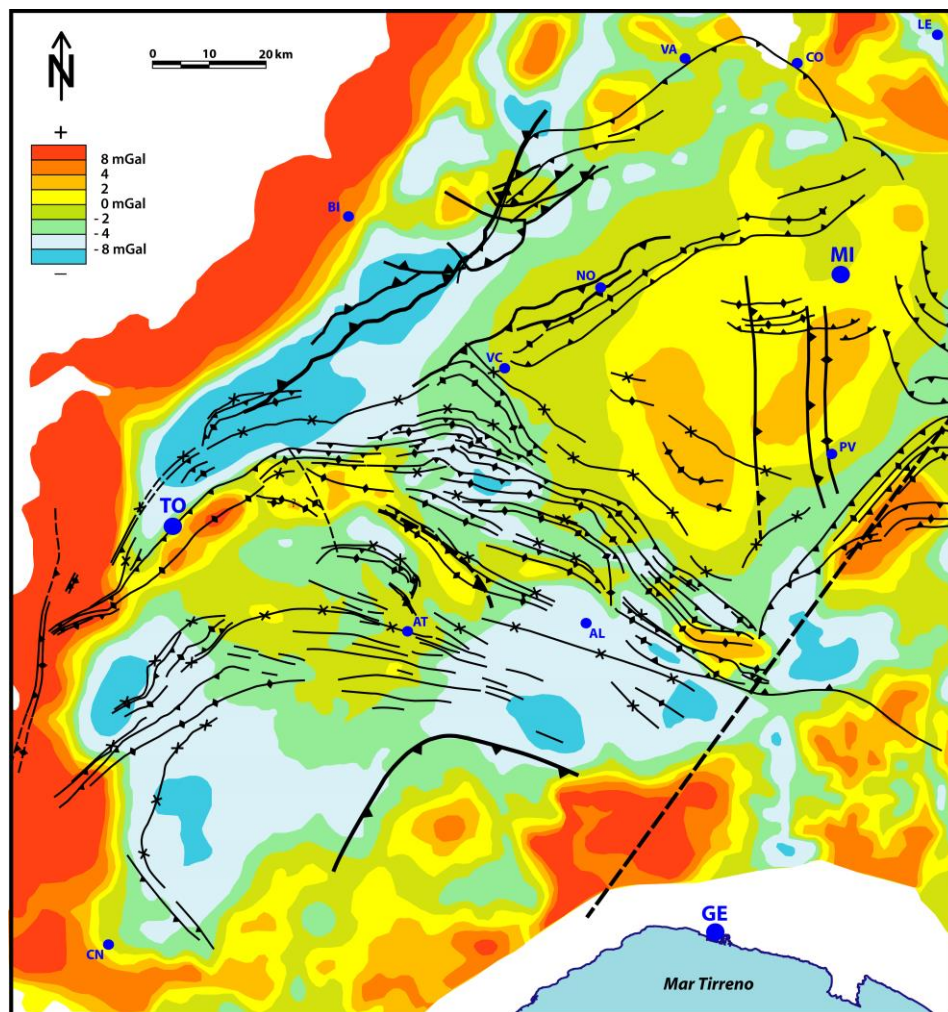


Fig. 3.2 – Lineamenti del nuovo modello strutturale (in colore rosso) sovrapposti alla mappa dei lineamenti gravimetrici pre-terziari di Cassano et al. (1986). Si osservi la buona corrispondenza delle strutture di Morozzo (n), Saluzzo (i1) e della Collina di Torino (i2) (compresa la sua terminazione sud-occidentale) del Bacino di Savigliano e delle strutture profonde delle Langhe (l) e dell’Astigiano (o) con i dati gravimetrici.

Structural elements of the new structural model (in red) superimposed to the pre-Tertiary gravimetric map of Cassano et al. (1986). Note the good overlap of the structures of Morozzo (n), Saluzzo (i1) and Collina di Torino (i2) (and its buried south-western lateral ramp) in the Savigliano Basin and of the Langhe (l) and Astigiano (o) deep structures with the pre-Tertiary gravimetric elements.

(e) Strutture di Gaggiano-Lacchiarella: strutture N-S di riattivazione e inversione di originali aree di bacino e paleoalto mesozoico, attive nell’intervallo Cattiano-Tortoniano basale; la disattivazione delle strutture avviene verso la fine del Tortoniano (Fantoni et al., 2004).

(f) Fronti Sudalpini Esterni: strutture compressive prevalentemente a direzione E-O e vergenza meridionale dell’area sud-milanese. Legate alle fasi finali di attività della zona frontale sepolta delle strutture sudalpine, sono attive dal Miocene medio e presentano le ultime importanti fasi di messa in posto nel Messiniano inf. (Bersezio et al., 1993; Ghielmi et al., 1998; Fantoni et al., 2001 e 2004; Amore et al., 2004).

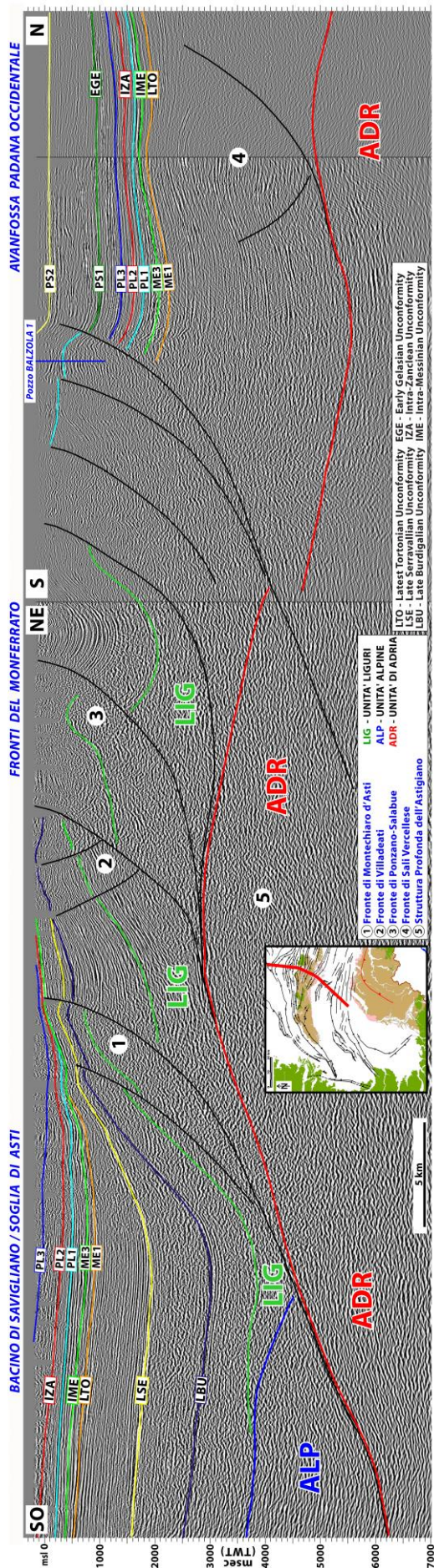
Lineamenti della “Zona Appenninica”

(g) e (g1) Strutture del Monferrato (Fig. 3.3): complesso sistema di strutture compressive, nell’insieme vergenti a NE, coinvolgono inizialmente, il substrato di Unità Liguri e Subliguri e le coperture terrigene dell’Eocene-Oligocene inf. e progressivamente la successione sintettonica dell’Oligocene superiore-Pliocene. A partire dalla fine del Tortoniano, vengono coinvolte anche le sottostanti “Unità

Padane” a formare un’ampia struttura nord-vergente, la Struttura Profonda dell’Astigiano (o) (“Asti Nord Play” in Bello e Fantoni, 2002). La messa in posto di questa struttura provoca l’inarcamento e il sollevamento finale del sistema oltre che un’importante riattivazione di fronti in posizione esterna (g1). L’intervallo principale di deformazione è compreso tra l’Oligocene terminale e il Pliocene.

(h) Struttura di Sali Vercellese: è la struttura più esterna ricollegabile alla propagazione verso NE di (g) durante il Serravalliano(?)-Tortoniano. Essa viene disattivata alla fine del Tortoniano e sembra coinvolgere esclusivamente la successione terrigena padana con scollamento alla base della stessa. La brusca rotazione della sua rampa laterale occidentale suggerisce un controllo passivo da parte della Struttura di Villafortuna (c).

(i) Strutture del Piemonte Occidentale: insieme di strutture NO-vergenti il cui intervallo di principale deformazione è compreso tra il Tortoniano terminale e il Pliocene. Nella deformazione sono coinvolte, al di sotto delle coperture terrigene e procedendo verso l’esterno: le Unità Alpine, Liguri e padane. A questo sistema appartengono i fronti della Collina di Torino, di Saluzzo, di Polonghera e il più



Esterno di San Benigno Canavese. Il sistema è limitato a S di Asti-Alessandria da una serie di faglie trascorrenti (con rigetto destro?) a direzione circa E-O (Sistema del Tanaro, questo lavoro), a E di Cinzano da un sistema di faglie transpressive a direzione NO-SE con rigetto orizzontale destro (Sistema di Rio Freddo, Piana e Polino 1994 e 1995), e ad O, nell'area ai piedi del basamento alpino tra Cumiana e Revello, da una serie di faglie a direzione NNE (questo lavoro) prevalentemente transpressive e con rigetto orizzontale sinistro, la più evidente delle quali, in sottosuolo, risulta essere la Struttura di Cavour con componente compressiva e vergenza ONO.

(l) Struttura Profonda delle Langhe (Fig. 3.1, 3.4, 3.5): imponente struttura che coinvolge il basamento e le coperture mesozoiche del margine di Adria al disotto delle Unità Alpine. Riconosciuta per la prima volta in Falletti *et al.* (1995) e indicata con il nome di "Alto Monferrato High" in Rossi *et al.* (2009) e Mosca *et al.* (2010), in questo studio la struttura è stata ridefinita sia in termini di posizione geografica (buono il riscontro con i dati gravimetrici; Fig. 3.2) che di significato geologico-strutturale. Sui profili sismici appare costituita da due duplicazioni, con il primo elemento attivatosi verosimilmente alla fine del Burdigaliano e il secondo nel Serravalliano. La sua messa in posto e traslazione verso NE determina un progressivo spostamento, in posizione esterna (nord), delle aree depocentrali del BTP e contemporaneo sollevamento del margine meridionale. Sui piani profondi di questa struttura si radicano i piani di scollamento di (i), (h) e di parte delle strutture (g).

(m) Fronti a vergenza NO dell'Arco Emiliano (Pieri e Groppi, 1981): in carta sono rappresentate solo le strutture più esterne con attività principale di deformazione compresa tra il Tortoniano e il Pliocene.

<
 Fig. 3.3 - Linea sismica composta dal Bacino di Savigliano all'Avanfossa Padana (scala verticale in tempi doppi; legenda dei limiti di sequenza in Fig. 2.3). Si noti lo stile strutturale compressivo del Monferrato con fronti nord-vergenti di età Oligo-Miocene e il controllo a più grande scala da parte delle strutture profonde. A sinistra (SO) è visibile il margine delle Unità Alpine e il rapporto con le Unità Liguri; queste ultime sono a loro volta embricate e successivamente rideformate dalla sottostante Struttura Profonda dell'Astigiano.

Composite seismic section from the BTP to the Po Plain Foredeep (vertical scale: TWT; sequence boundaries legend in Fig. 2.3). Note the compressional structural style of the Monferrato with Oligo-Miocene N-verging thrust-propagation folds and, at a larger scale, the control exerted on these structures by the deeper structures. On the SW side of the section the Alpine Units margin and their geometric relationships with the Ligurian Units are also shown. The Ligurian Units were, in turn, imbricated and later deformed by the underlying Struttura Profonda dell'Astigiano.

(n) Fronte di Morozzo (Fig. 3.4): struttura complessa a vergenza NE con piani di faglia ad alto angolo e immersione SO, caratterizzati da una diminuzione di pendenza verso la superficie. L'età di deformazione è compresa tra l'Oligocene e il Pliocene. Questa struttura è associata, in questo studio, ad un più esteso sistema di faglie ad alto angolo a direzione NO-SE distribuite lungo il limite tra il basamento alpino e la successione oligo-miocenica delle Langhe con un andamento *en echelon*. Questo sistema, a cui appartiene anche il lineamento di Monesiglio (Vigna, 2011), ha controllato la sedimentazione dell'intera successione oligo-miocenica del margine meridionale del BTP (Gelati e Gnaccolini, 1996; Rossi *et al.*, 2009; Mosca *et al.*, 2010). A più grande scala, tutte queste strutture sono qui associate al sistema transpressivo sinistro E-O della zona assiale delle Alpi marittime descritto in Mosca *et al.* (2010). Il Fronte di Morozzo è riconducibile alla struttura già riconosciuta (seppure con una diversa orientazione) in sottosuolo da Rossi *et al.* (2009) e Mosca *et al.* (2010).

(o) Struttura Profonda dell'Astigiano: struttura NE-vergente che coinvolge il basamento e le coperture di Adria (Bello e Fantoni, 2002) riconoscibile anche nelle mappe gravimetriche (Fig. 3.2). La sua deformazione inizia a partire dalla fine del Tortoniano rideformando le sovrastanti strutture (g); è responsabile della riattivazione del fronte delle Unità Liguri (g') e, durante la Fase Intra-Messiniana, della messa in posto di imponenti volumi di unità risedimentate in avanfossa (caotici messiniani) (Rossi e Rogledi, 1988; Minervini *et al.*, 2008; Rossi *et al.*, 2015 e in stampa).

(p) Linea Villalvernia-Varzi: faglia trascorrente sinistra a direzione E-O con componente distensiva, il settore a sud è ribassato e occupato dalla successione del Bacino di Castagnola (Eocene sup.-Aquitaniense), propaggine orientale del Bacino Terziario Piemontese. Nei profili sismici in corrispondenza del T. Scrivia (Mosca *et al.*, 2009) il lineamento è costituito da due piani convergenti in profondità in un unico piano ad alto angolo inclinato verso sud, con un ribassamento del blocco sud di circa 700 m.

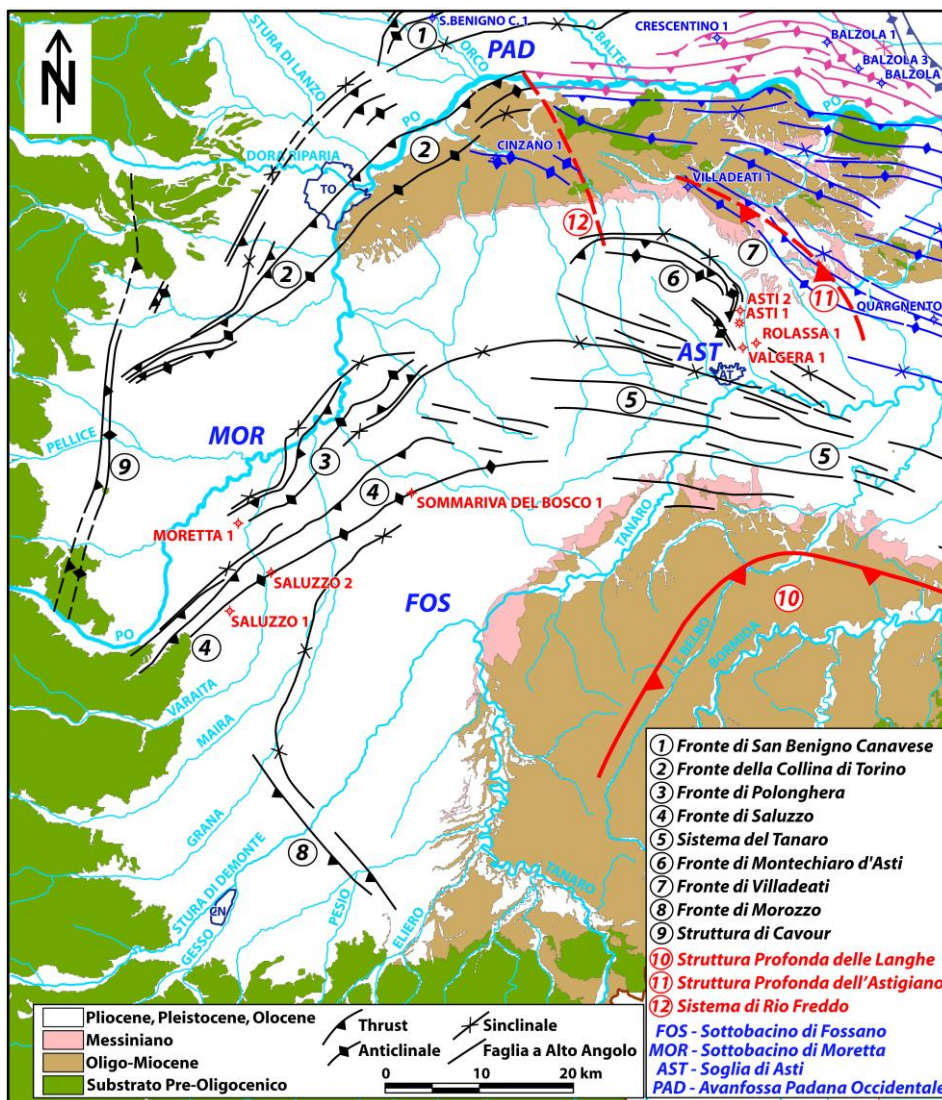


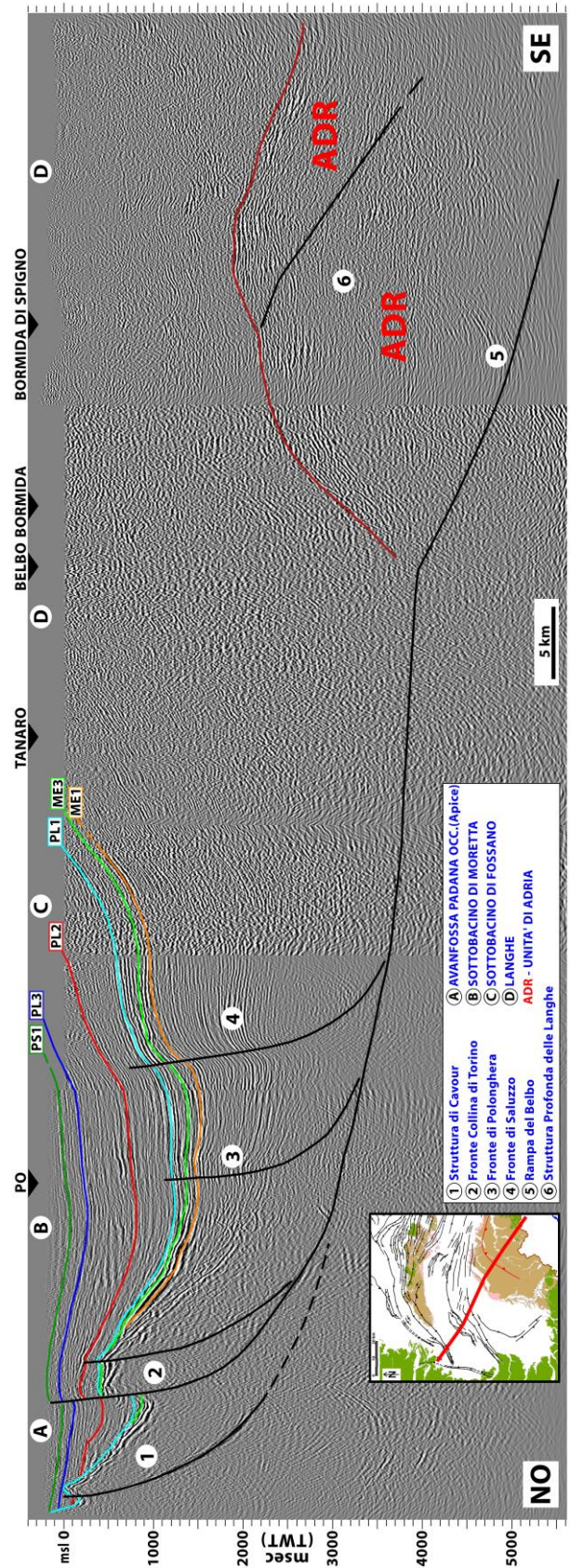
Fig. 3.4 - Lineamenti strutturali e sottobacini del Bacino di Savigliano. La mappa è basata sul rilievo sismico 2D Eni. Nelle aree della Collina di Torino e del Monferrato i dati sismici sono stati integrati con la cartografia di superficie. Savigliano Basin structural map. The map, based on the interpretation of the 2D seismic survey, has been integrated in the Collina di Torino and Monferrato sectors with outcrop data.

A circa 2,5 km più a S è presente una seconda faglia che in sezione si presenta parallela alla prima e con un rigetto distensivo di circa 1900 m. Verso ovest queste strutture sembrano assumere una direzione ONO.

(q) Linea Volpedo-Valle Salimbene (Laubscher *et al.*, 1992): faglia normale a direzione NE con abbassamento del settore est. Si sviluppa probabilmente durante l'Oligo-Miocene e a partire dall'Oligocene condiziona la formazione delle due rampe laterali: del Monferrato ad ovest e dell'Appennino Nord-Occidentale a est. In posizione frontale alle strutture compressive in progressiva formazione, il lineamento permette la flessione differenziale dell'avanfossa suddividendo il bacino in due settori a diversa subsidenza; nel settore orientale, caratterizzato da una maggiore flessione, si determina la terminazione apicale delle avanfosse oligo-mioceniche appenniniche; in quello occidentale sono presenti coeve successioni sedimentarie d'avanfossa di spessore decisamente più ridotto.

Fig. 3.5 - Linea sismica composta del BTP dalle Langhe fino al limite esterno del bacino plio-pleistocenico di Savigliano a NO (scala verticale in tempi doppi; legenda orizzonti in Fig. 2.3). Si riconoscono i trend NO-vergenti del Bacino di Savigliano (da NO): Struttura di Cavour, Collina di Torino (in rampa laterale), Fronti di Polonghera e di Saluzzo, Rampa Profonda del Belbo. A SE è visibile l'imponente "Struttura Profonda delle Langhe" che coinvolge le "unità di Adria" e le sovrastanti "unità Alpine". Dal Miocene medio questa struttura ha condizionato l'evoluzione del margine SO del BTP determinandone l'attuale assetto a monoclinale. Dal settore SE, dove raggiungono la profondità di 15-18 km, i piani di faglia profondi (costituiti da rampe a basso e ad alto angolo: Rampa del Belbo) risalgono verso la superficie ad ovest, raccordandosi alle strutture NO-vergenti del Bacino di Savigliano. I piani ad alto angolo di questi fronti sono dovuti alla riattivazione di faglie dirette pre-esistenti.

Composite seismic section of the BTP from Langhe sector to the external boundary of the Plio-Pleistocene Savigliano Basin to the NW (vertical scale: TWT; horizons legend in Fig. 2.3). Note the NW-verging structural fronts of the Savigliano Basin (from the NW): Cavour Structure, Collina di Torino lateral ramp, Polonghera and Saluzzo Fronts, Rampa del Belbo. The large "Struttura Profonda delle Langhe" (SE side of the section) involving the "Adria Units" and the structurally superposed "Alpine Units", controlled since Middle Miocene the structural evolution of the BTP south-western margin causing the present-day monocline setting. From the southeastern sector, where they are rooted at 15-18 km of depth, the deep faults (represented by the high-angle Rampa del Belbo and low-angle ramps) rise up gradually towards NW into the Savigliano Basin fronts. The high-angle faults of these fronts are related to the reactivation of older normal faults.



3.2 – GLI ELEMENTI STRUTTURALI DEL BACINO DI SAVIGLIANO

Nell'area di studio sono stati ridefiniti e reinterpretati vari lineamenti strutturali (Fig. 3.4), la maggior parte inquadrati nel gruppo delle Strutture del Piemonte Occidentale (i) (Fig. 3.1): il Fronte della Collina di Torino, la Struttura di Cavour, il Fronte di S. Benigno, il Fronte di Saluzzo, il Fronte di Polonghera, il Sistema di Rio Freddo, il Sistema del Tanaro. Gli altri lineamenti reinterpretati sono: il Fronte di Montechiaro d'Asti e quello di Villadeati (inclusi nel Sistema del Monferrato g), e il Fronte di Morozzo. Di tutti questi, la Struttura di Cavour, il Fronte di Polonghera, il Sistema del Tanaro e il Fronte di Montechiaro d'Asti sono i lineamenti riconosciuti per la prima volta con questo studio. L'assetto strutturale del Bacino di Savigliano è rappresentato nella sezione sismica di Fig. 3.5. Nella parte nord-occidentale della sezione sismica sono visibili i fronti della Collina di Torino, fronti che separano il bacino messiniano-pleistocenico di Savigliano a S, interpretabile come un bacino di piggy-back (nel senso di Ori e Friend, 1984), dalla coeva Avanfossa Padana Occidentale a N (Minervini *et al.*, 2008) interessata durante l'intervallo messiniano-pleistocenico dalla deposizione di una successione di sedimenti prevalentemente torbiditici spessa nei depocentri fino a oltre 4000 m. Nella stessa sezione si riconoscono da NO verso SE: la Struttura di Cavour, la terminazione apicale dell'avanfossa messiniano-pleistocenica, i Fronti della Collina di Torino, il Sottobacino di Moretta limitato all'interno dalla blanda struttura di Polonghera, il Fronte di Saluzzo e il Sottobacino di Fossano. Al limite SE della sezione sismica affiorano le Unità Alpine del Gruppo di Voltri e del Brianzonese. La posizione e la geometria dei fronti e dei sottobacini del Bacino di Savigliano da essi delimitati è rappresentata in Fig. 3.6. In Fig. 3.2 è possibile verificare la buona corrispondenza dei lineamenti strutturali del nuovo modello con quelli gravimetrici di Cassano *et al.* (1986).

La struttura della Collina di Torino presenta un andamento SO-NE piuttosto regolare e vergenza NO. La sua culminazione affiora a E e NE della città di Torino. La struttura si immerge rapidamente nel sottosuolo della pianura a SO di Torino raggiungendo l'area di Pinerolo. I rigetti, significativi lungo tutta la sua estensione, raggiungono i massimi valori nell'area di affioramento (Figg. 3.4, 3.6).

La Struttura di Cavour a direzione NNE si riconosce in sottosuolo dall'area di Cumiana, a N, fino a Revello, a S e si presenta attualmente come un lineamento transpressivo ad alto angolo a vergenza ONO con un rigetto verticale massimo di 200-300m (Fig. 3.5). La struttura sembra riattivare il tratto meridionale della Zona di Deformazione Col del Lis-Trana, come riportata nel Foglio 155 Torino Ovest (2009), con cui sembra raccordarsi verso N.

Il Fronte di San Benigno Canavese è riconoscibile in sottosuolo a NE di Torino in un settore corrispondente alla parte apicale dell'Avanfossa Padana Occidentale. Esso presenta un'orientazione OSO-ENE con vergenza settentrionale. L'estensione laterale e i rigetti verticali sono relativamente modesti (Figg. 3.4, 3.6).

Il Fronte di Saluzzo presenta una direzione NE-SO e vergenza NO. Esso si estende nel sottosuolo della pianura cuneese-torinese fino a oltre Ceresole d'Alba verso NE, area dove ruota assumendo una orientazione OSO-ENE (Figg. 3.4, 3.6). Verso SO il fronte si prolunga fino oltre Saluzzo coinvolgendo in affioramento le unità di basamento. In prossimità di questa terminazione si registra un rapido aumento dei rigetti che arrivano a superare i 1100 m di dislocazione verticale (Fig. 3.6).

Il Fronte di Polonghera è posto poco a N di quello di Saluzzo e si estende nel sottosuolo della pianura da Moretta a SO fino all'area di Carmagnola a NE. I rigetti verticali e orizzontali sono relativamente modesti. Il fronte presenta un andamento SO-NE piuttosto irregolare, le vergenze sono verso NO salvo che nell'area della sua terminazione NE dove mostra una retrovergenza verso SE (Figg. 3.4, 3.6).

La particolare geometria dei piani di sovrascorrimento ad alto angolo delle strutture citate, probabilmente in parte ereditata dal sistema di rampa laterale sinistra oligo-miocenica (vedi paragrafi successivi), è all'origine dei notevoli rigetti verticali osservati in sezione sismica. Nel settore meridionale del Fronte di Saluzzo, ad esempio, il rigetto verticale supera localmente i 1300 m (Fig. 3.7).

Tutti i piani di sovrascorrimento di queste strutture sono raccordabili verso SE ad una zona di rampa ad alto angolo che sembra spingersi fino a circa 18 km di profondità (circa 6 sec in TWT) (Fig. 3.5). Questo lineamento principale rappresenta la terminazione occidentale della Struttura Profonda delle Langhe. Ad esso è stato qui attribuito il nome di Rampa del Belbo sia per la posizione del torrente omonimo al di sopra del lineamento profondo, sia per il controllo che tale struttura sembra esercitare sul corso del torrente che presenta infatti un andamento rettilineo circa parallelo alla probabile orientazione della rampa profonda (Fig. 3.5). L'effetto della rampa in superficie è l'evidente basculamento verso NO della successione sedimentaria del margine occidentale delle Langhe. Tale azione sarebbe all'origine dell'attuale assetto strutturale della successione oligo-miocenica dell'area.

Il Sistema di Rio Freddo è già stato ampiamente descritto in bibliografia da Piana e Polino (1994) a cui si rimanda mentre il Sistema del Tanaro è stato riconosciuto, sia in sismica che in affioramento, per la prima volta nel corso del presente studio. L'interpretazione delle linee sismiche ha infatti permesso di mappare tentativamente questo complesso sistema di faglie rappresentato da un'ampia fascia di deformazione che si sviluppa nell'Astigiano sia a O

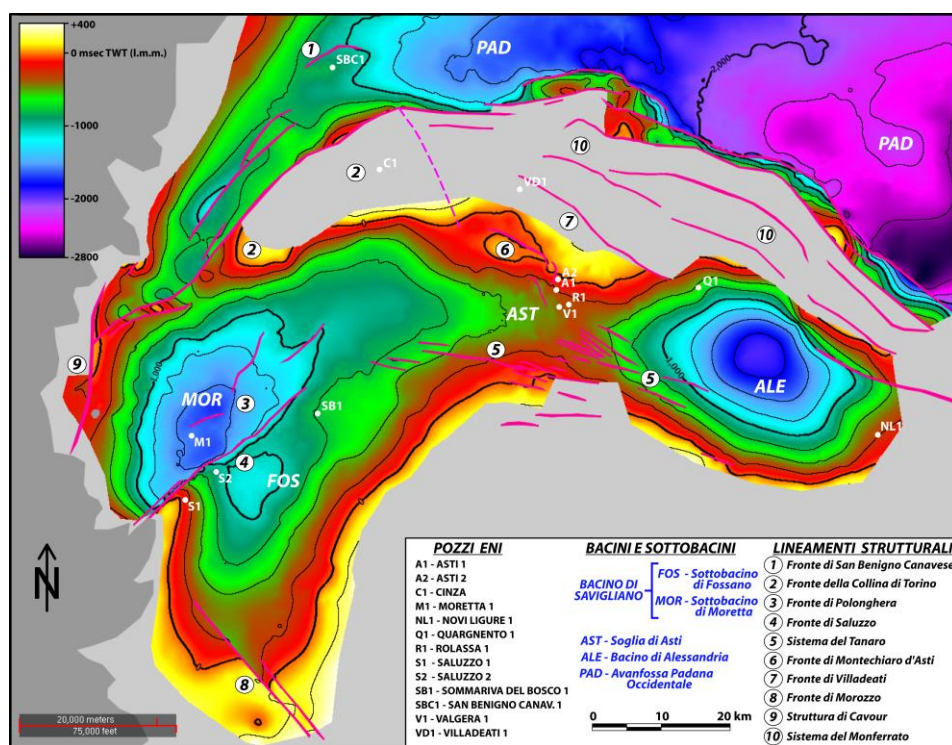


Fig. 3.6 - Mappa in tempi doppi (da livello mare) della base del Pliocene del Bacino di Savigliano, del Bacino di Alessandria e dell'apice dell'Avanfossa Padana (equid. isocrone: 100 msec). Il Fronte di Saluzzo suddivide il Bacino di Savigliano in due depocentri: il Sottobacino di Moretta (più profondo) e il Sottobacino di Fossano più a E (sollevato e tiltato durante la Fase Gelasiana Inferiore). Per il sollevamento della sottostante struttura profonda, l'Astigiano costituisce una soglia rilevata tra il Bacino di Savigliano e il Bacino di Alessandria più a E.

TWT seismic map of the base Pliocene in the Savigliano Basin, Alessandria Basin and Po Plain Foredeep apex (below m.s.l.; isochrones: 100 msec). The Saluzzo Front separates two depocenters of the Savigliano Basin: the deep Moretta Sub-Basin to W and the Fossano Sub-Basin to E/SE, both uplifted and tilted during the Early Gelasian deformation phase. Due to the uplift of the underlying deep structure, the Asti area became a threshold between the Savigliano Basin and the Alessandria Basin to E.

che a E del fiume Tanaro. Esso risulta costituito in prevalenza da faglie a piani subverticali tra loro vicarianti a direzione circa E-O (Figg. 3.4, 3.8, 3.9). Il Sistema del Tanaro è stato riconosciuto anche in affioramento. A SO di Asti (tra Revigliasco d'Asti, San Pietro e S. Martino Alfieri) il sistema è rappresentato da faglie a giacitura circa verticale con una componente tardiva (tra il Messiniano? e il Pleistocene) di traslazione orizzontale evidenziata dalla presenza di strie sui piani di alcune faglie degli affioramenti di Moncarletto (Foto 3.1). Dai rapporti con i fronti di Saluzzo e Polonghera, a cui questo sistema è probabilmente associato, si può desumere che si tratti di un sistema a prevalente trascorrenza destra. Sia in sottosuolo che in superficie i rigetti verticali sono di norma relativamente limitati; a Revigliasco d'Asti, ad esempio, la componente compressiva della deformazione sembra avere rialzato il settore meridionale di quasi un centinaio di metri, portando a contatto tra loro unità diverse della successione pliocenica (Fig. 3.8). In questa località si possono osservare in affioramento anche deformazioni locali degli strati (evidenti anche in sismica), con giaciture anomale rispetto all'andamento regionale e livelli caoticizzati. Una mappatura dei numerosi lineamenti di questo complesso sistema è stata tentativamente eseguita solo nelle aree con copertura sismica di qualità adeguata. Faglie dello stesso tipo si intravedono anche più a S nella zona collinare dell'Alto Monferrato senza che però sia stata possibile una loro correlazione e mappatura.

Il Fronte di Morozzo è stato riconosciuto nel sottosuolo della pianura cuneese (vedi Par. 3.1) (Figg. 3.4, 3.6). Si presenta come un complesso sistema di faglie inverse ad

alto angolo ad orientazione circa NO-SE e vergenza NE caratterizzato da una diminuzione di pendenza verso la superficie (Fig. 3.10). La sua corretta orientazione, definita con precisione sulla base di evidenze di terreno (giaciture anomale e dislocazione delle unità stratigrafiche) trova conferma nei dati gravimetrici (Fig. 3.2). Dall'area di Morozzo esso si estende in sottosuolo verso NO fino all'area di Centallo, mentre verso SE è stato correlato alle

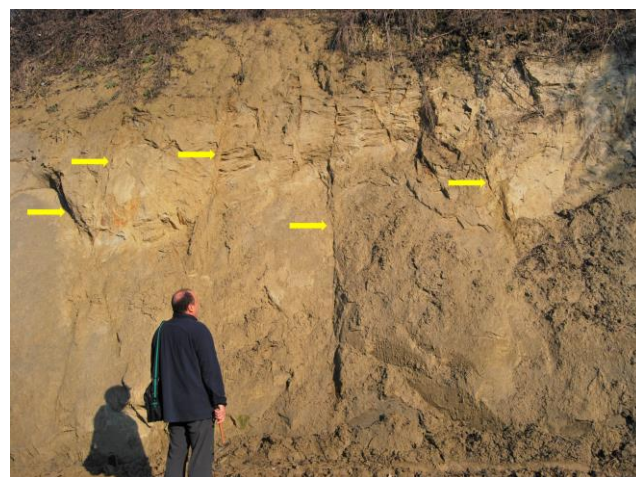


Foto 3.1: Faglie a giacitura sub-verticale associate al «Sistema del Tanaro», in località Moncarletto, presso Revigliasco d'Asti, che interessano i depositi della Sequenza PL2 (Sabbie d'Asti B) *Sub-vertical faults associated with the "Sistema del Tanaro" near Moncarletto (Revigliasco d'Asti). Seq. PL2 (Sabbie di Asti B mb.)*

faglie ad alto angolo di uguale orientazione e vergenza che giustappongono lateralmente il basamento alpino ai depositi pliocenici (Villafranchiano) nell'area tra Villanova Mondovì e Pianfei. Questo lineamento sembra appartenere, a più grande scala, al sistema di lineamenti con la medesima orientazione NO-SE che hanno condizionato la sedimentazione e la chiusura verso S-SO della successione oligo-miocenica delle Langhe a partire dalla zona di Niella Tanaro-Mombasiglio verso E (Vigna, 2011).

Nell'area di Asti sono state studiate le due strutture più meridionali del sistema dei Fronti del Monferrato (g in Fig. 3.4): la Struttura di Villadeati e il Fronte di Montechiaro d'Asti (riconosciuto in questo studio per la prima volta).

La Struttura di Villadeati, affiora a N di Asti nella zona di Villadeati e di Alfiano Natta e si presenta come un'anticlinale orientata circa ONO-ESE, prevalentemente costituita in affioramento da depositi oligocenici. L'analisi dei profili sismici ha fornito importanti informazioni (Fig. 3.11): (1) la struttura è rappresentata da un fronte compressivo a vergenza settentrionale di età oligo-miocenica del Sistema del Monferrato (g); (2) il fronte sembra far parte di un allineamento di strutture esteso fino al pozzo Quargnento 1 (Fig. 3.1 e 3.4); (3) il fronte è stato interessato da una notevole attività compressiva durante l'Oligo-Miocene come suggerito da relazioni angolari e da rastremazioni stratigrafiche visibili nei profili sismici; (4) la struttura è stata interessata da forte deformazione e importanti sollevamenti anche durante il Messiniano e il Pliocene (particolarmente rilevanti sono le discordanze angolari legate alla Fase Intra-Messiniana); (5) il suo attuale assetto è caratterizzato da piani di *thrust* ad alto angolo e da una forte immersione verso SSO del suo fianco meridionale. Tale assetto è in gran parte riconducibile a recenti fasi di *tilting* occorse durante la Fase Intra-Messiniana e le successive fasi deformative plioceniche. La struttura di Villadeati è stata oggetto di approfonditi studi di geologia di superficie (Foglio 157 Trino, 2003 e bibliografia inclusa). Tali studi hanno in particolare segnalato la presenza di chiare indicazioni di un'attività deformativa tardiva di tipo trascorrente. Per l'interpretazione dell'evoluzione strutturale e dei diversi regimi deformativi della Struttura di Villadeati qui proposta si rimanda al successivo Par. 3.4.

Il Fronte di Montechiaro d'Asti, posto a S della Struttura di Villadeati, si presenta come un fronte compressivo ONO-ESE, a vergenza settentrionale e arcuato alle terminazioni a formare delle rampe laterali (Figg. 3.1, 3.4). Sepolto sotto la pianura astigiana, la sua esistenza è stata rilevata per la prima volta in questo studio. Attivo durante il Miocene, è riattivato durante il Messiniano e, con ridotti rigetti, anche durante il Plio-Pleistocene (Fig. 3.11). Analogamente a quanto già osservato per la Struttura di Villadeati, il suo attuale assetto, caratterizzato da una forte immersione del suo fianco meridionale verso SSO e da alti angoli dei piani

di *thrust*, va ricondotto alle importanti fasi di *tilting* avvenute durante la Fase Intra-Messiniana e le successive fasi plioceniche. Tale interpretazione è supportata dalle evidenti relazioni angolari visibili in sismica.

3.3 – EVIDENZE STRATIGRAFICHE DELLE FASI DEFORMATIVE MESSINIANO-PLEISTOCENICHE DEL BACINO DI SAVIGLIANO

L'attività dei fronti compressivi NO-vergenti del Piemonte Occidentale, Collina di Torino e fronti di Saluzzo e Polonghera, prende avvio durante il Miocene superiore in concomitanza con le fasi deformative tortonianomessiniane: la Fase Tortoniana Terminale e la Fase Intra-Messiniana (che hanno generato le *unconformity* rispettivamente limiti degli allogruppi EM e LM) riconosciute in Appennino Settentrionale da vari autori (Gelati *et al.*, 1987; Rossi e Rogledi, 1988; Ghielmi *et al.*, 1998, 2010, 2013; Rossi *et al.*, 2002; CIESM, 2008; Minervini *et al.*, 2008; Roveri *et al.*, 2008). Ciò è evidenziato dalla rastremazione stratigrafica della successione messiniana (con terminazione in *onlap* di orizzonti sismici) in corrispondenza delle culminazioni strutturali in via di sollevamento. Tale rastremazione risulta particolarmente evidente per l'*unconformity* Intra-Messiniana (IME) (Fig. 3.5, 3.12, 3.13).

Ulteriori evidenze delle due fasi deformative tardo-mioceniche sono fornite dalla presenza in vari settori del bacino, sia in affioramento che in sottosuolo, di ingenti volumi di depositi grossolani e di unità caotiche. Nelle aree collinari del Monregalese e di La Morra, alla base della successione messiniana pre-evaporitica della Sequenza ME1 dell'Allogruppo EM affiorano depositi anche grossolani, localmente caotici, con spessori superiori ai 50-90 m (Par. 5.1.1). Unità caotiche del Messiniano post-evaporitico dell'allogruppo LM, con spessori fino ad alcune centinaia di metri, sono state riconosciute nelle sezioni sismiche dei depocentri di età messiniana del Bacino di Savigliano (Fig. 3.12) e sono state già segnalate nel Bacino di Alessandria sia in affioramento lungo i margini meridionale e orientale che in sottosuolo (Rossi e Rogledi 1988; Irace *et al.*, 2005; Rossi *et al.* 2009; Mosca *et al.*, 2010; Foglio 194 Acqui Terme, 2016) (Fig. 3.14). Questi depositi grossolani e caotici sono interpretati come il prodotto di risedimentazioni innescate da due fasi di forte sollevamento e basculamento dei margini di bacino (descritte nel successivo Cap. 5) occorse sia alla base del Messiniano pre-evaporitico che, in misura molto maggiore, del Messiniano post-evaporitico con conseguente rimobilizzazione in massa di sedimenti prevalentemente miocenici comprendenti, nel caso dei caotici post-evaporitici, anche gessi messiniani. Tale interpretazione è analoga a quelle proposte per i complessi caotici del Messiniano post-evaporitico di altri bacini sepolti del

marginale appenninico della Pianura Padana (Gelati *et al.*, 1987; Rossi e Rogledi, 1988; Ghielmi *et al.*, 1998 e 2010; Rossi *et al.*, 2002 e 2018; Argnani *et al.*, 2003; Artoni *et al.*, 2004, 2010; Manzi *et al.*, 2007, Roveri *et al.*, 2008).

Nel corso del Plio-Pleistocene due importanti fasi deformative sono all'origine della formazione di due evidenti superfici di *unconformity*: la prima nella parte medio-alta del Pliocene inferiore, la seconda nella parte bassa del Gelasiano (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010). Sulla base della loro posizione cronostratigrafica le due discontinuità sono state correlate con le due fasi deformative maggiori riconosciute negli studi del margine dell'Appennino settentrionale: la Fase Intra-Zancleana e la Fase Gelasiana Inferiore (Ghielmi *et al.*, 1998, 2010, 2013; Minervini *et al.*, 2008). Le due superfici, rappresentate nelle sezioni sismiche e nella carta geologica rispettivamente con una linea rossa ed una linea verde scuro, corrispondono in affioramento alle *Unconformity* di Pocapaglia (Vigna *et al.*, 2010) e di Cascina Viarengo (Carraro, 1996).

Nel corso della Fase Intra-Zancleana (Pliocene inferiore - limite Allogruppo PL), i fronti di Saluzzo, Polonghera e della Collina di Torino sono interessati da una fase di sollevamento (Ghielmi *et al.* 2002; Vigna *et al.*, 2010), come

testimoniato da relazioni di *onlap* sulle strutture e spesso anche dalla locale dislocazione degli orizzonti sismici (Figg. 3.5, 3.7, 3.15). Analogamente a quanto osservato nella parte bassa del Pliocene inferiore, i fronti di Saluzzo e Polonghera permangono in una prevalente condizione di alti sottomarini intrabacinali. Anche i fronti della Collina di Torino sono probabilmente ancora in larga parte sommersi. Nella parte alta dello Zancleano, la progradazione pliocenica si muove rapidamente verso N "sigillando" così i fronti di Saluzzo e Polonghera, per poi raggiungere la Collina di Torino intorno al passaggio Zancleano-Piacenziano. Negli affioramenti del settore collinare compreso tra Bra e Monteu Roero il limite dell'Allogruppo PL (Pocapaglia *Unconformity*) è ben marcato da un repentino cambio di facies con i sedimenti sabbioso-limosi di piattaforma riferibili alle Sabbie di Asti sostituiti da ghiaie e sabbie fluviali a stratificazione incrociata del Villafranchiano (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010). La natura tettonica del limite è confermata da una discordanza angolare di 4-5 gradi tra le due unità, visibile anche a scala dei singoli affioramenti.

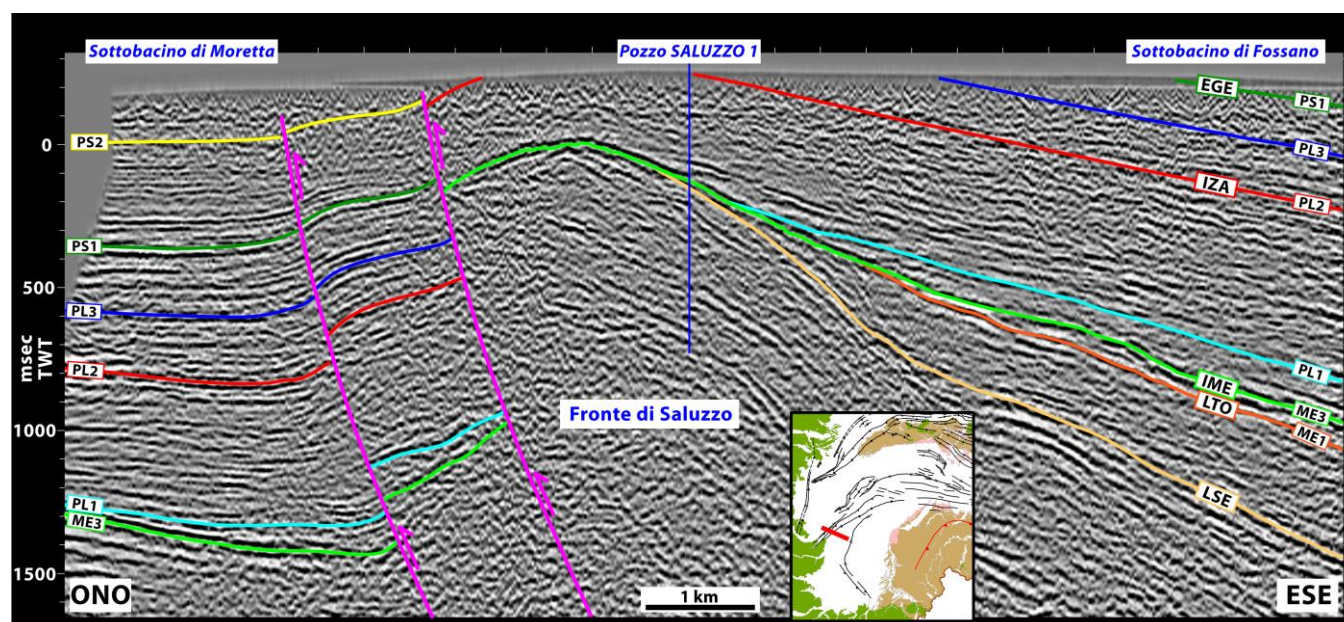


Fig. 3.7 – Il Fronte di Saluzzo (scala verticale in tempi doppi; legenda degli orizzonti in Fig. 2.3). La sovrapposizione delle fasi deformative succedutesi tra la fine del Tortoniano e il Pleistocene è responsabile del notevole rigetto verticale della struttura. La forte dislocazione degli orizzonti blu e rosso indica come l'evento Gelasiano Inferiore abbia avuto un ruolo di particolare rilevanza. La chiusura stratigrafica del Serravalliano-Tortoniano è precedente all'attivazione del fronte ed è dovuta all'onlap delle torbiditi serravalliano-tortoniane sul paleomargine orientale del BTP.

The Saluzzo Front (vertical scale: TWT; horizons legend in Fig. 2.3). The large vertical displacement of the structure is due to the superposition of different compressional phases occurred since Late Miocene to the Pleistocene. The large displacement of the PL2 and PL3 sequence boundaries confirms the intense reactivation during the Early Gelasian Phase. The stratigraphic termination of the Serravallian-Tortonian sequence predates the front activation and is related to the onlap of the Serravallian-Tortonian turbidites on the BTP eastern paleomargin.

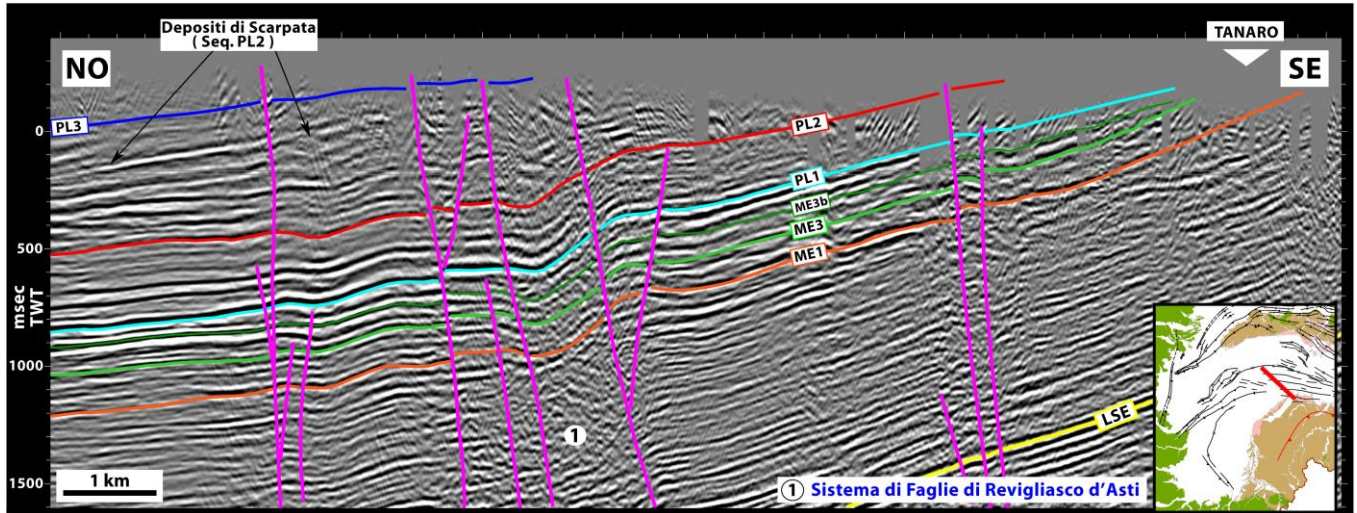


Fig. 3.8 - Il Sistema del Tanaro presso Revigliasco d'Asti (scala verticale in tempi doppi; legenda degli orizzonti in Fig. 2.3). Nella parte centrale della sezione è visibile il sistema di faglie di Revigliasco (riconoscibile anche in affioramento). Si noti: (1) il sistema formato da faglie trascorrenti subverticali orientate circa E-O, con prevalenza di faglie transpressive ad immersione meridionale; (2) il maggiore sollevamento dei blocchi meridionali; (3) l'attività pleistocenica di questi lineamenti, probabilmente prevalentemente legata alla Fase Gelasiana Inferiore.

The Tanaro Fault System in the Revigliasco d'Asti area (vertical scale: TWT; horizons legend in Fig. 2.3). The Revigliasco faults (recognized also in outcrop) are visible in the centre of the section. Note: (1) the system consisting of E-W-trending dextral sub-vertical strike-slip faults with a prevalence of south-dipping transpressional faults; (2) the increasing uplift of the southern faulted blocks; (3) the Pleistocene timing of deformation, probably mainly related to the Early Gelasian Phase.

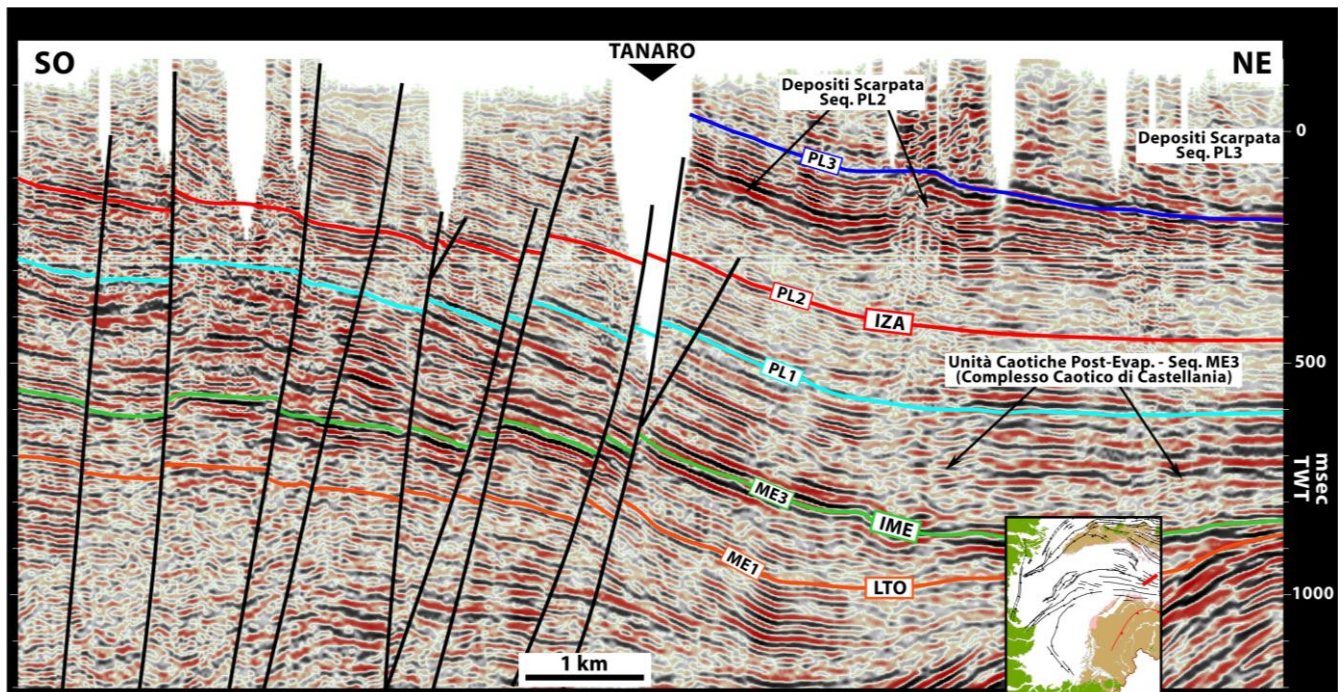


Fig. 3.9 - Sistema del Tanaro a SE di Asti (scala verticale in tempi doppi; legenda degli orizzonti in Fig. 2.3). Il sistema trascorrente destro è costituito da numerose faglie subverticali orientate circa E-O e immergenti verso S.

The Tanaro Fault System at SE of Asti (vertical scale: TWT; horizons legend in Fig. 2.3). The dextral strike-slip system consists of several E-W-trending south-dipping subvertical faults.

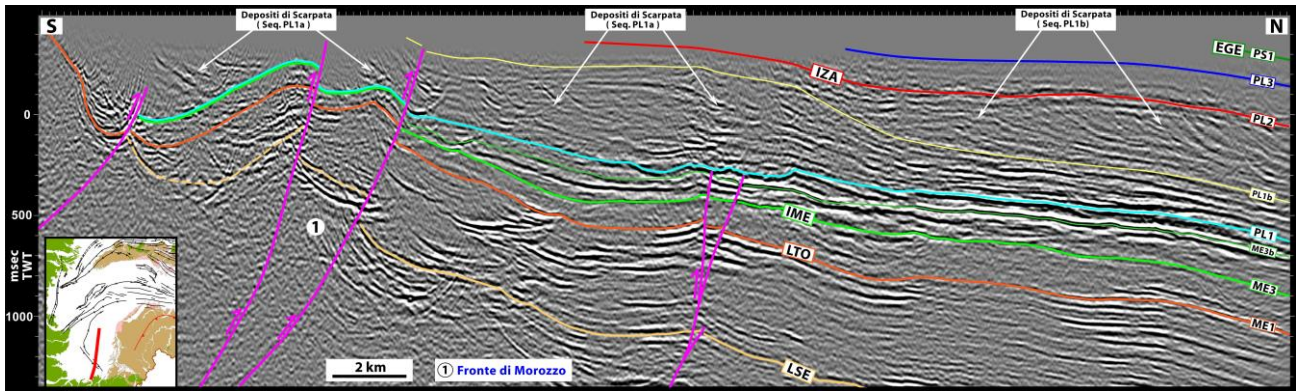


Fig. 3.10 - Parte sud del Bacino di Savigliano (Sottobacino di Fossano) con il Fronte di Morozzo (scala verticale in tempi doppi; legenda degli orizzonti in Fig. 2.3). Il Fronte di Morozzo è costituito da un sistema di faglie ad alto angolo e forte rigetto verticale (visibili anche in affioramento) attive almeno fino al Pliocene. Ben visibili i riflettori clinoforimi della Progradazione Pliocenica assieme alla posizione dello slope al limite di Sequenza PL1a-PL1b.

Southern sector of the Savigliano Basin (Fossano Sub-Basin) with the Morozzo Front (vertical scale: TWT; horizons legend in Fig. 2.3). The Morozzo Front consist of a system of a high-angle reverse faults with large vertical displacement (recognized also in the outcrops) active up to Pliocene. Note, also, Pliocene Progradation clinoforims and the slope-break position at the PL1a-PL1b sequence boundary

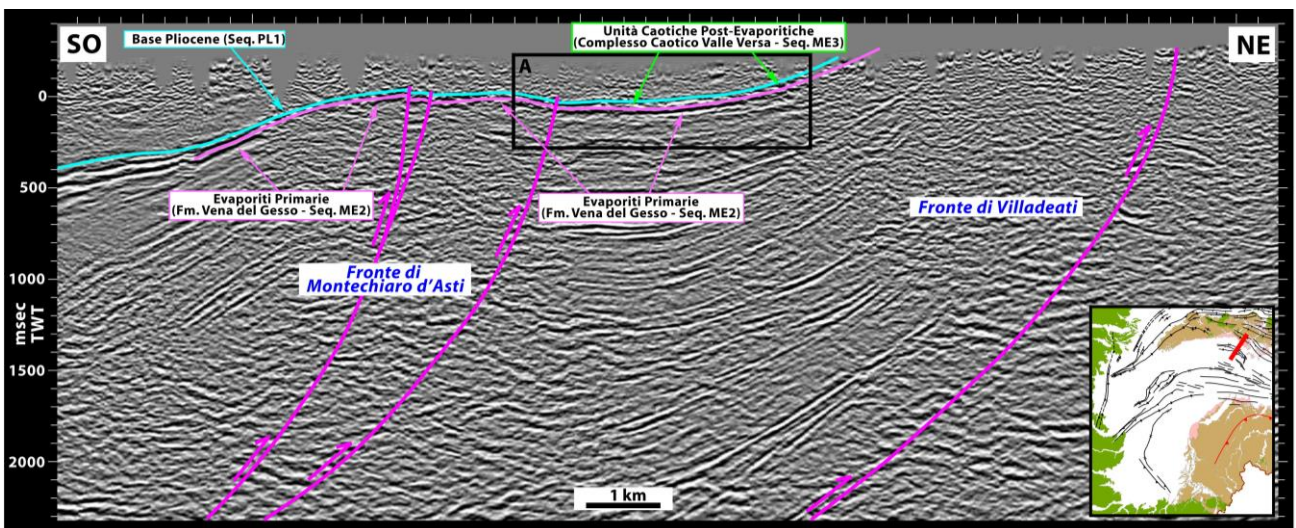


Fig. 3.11 – Monferrato: i Fronti di Villadeati e Montechiaro d'Asti (scala verticale in tempi doppi). Una blanda sinclinale (corrispondente in superficie alla Valle Versa) separa i due fronti compressivi N-vergenti, attivi dall'Oligocene sup.-Miocene inf. La Fase Intra-Messiniana è l'ultima fase che ha interessato, con evidenti rigetti (vedi dislocazione delle evaporiti), il Fronte di Montechiaro d'Asti. Il Fronte di Villadeati è invece interessato dal Messiniano fino al Pleistocene inf. da una intensa deformazione transpressiva. Nel dettaglio della sezione si osservano: (1) le evaporiti primarie (Fm. Vena del Gesso; Seq. ME2) ancora indisturbate nella sinclinale e sul culmine di Montechiaro d'Asti; (2) i blocchi ruotati di evaporiti sul fianco S del Fronte di Villadeati (Complesso Caotico della Valle Versa; Seq. ME3); (3) gli olistoliti di evaporiti primarie (Complesso Caotico della Valle Versa; Seq. ME3) traslati nella sinclinale dal culmine di Villadeati indicati dai segnali discontinui a forte ampiezza.

Monferrato: Villadeati and Montechiaro d'Asti Fronts (vertical scale: TWT). The two N-verging compressional fronts, active since the Late Oligocene-Early Miocene, are separated by a gentle buried syncline buried below the Versa Valley. The Intra-Messinian Phase is the last compressive event that interested the Montechiaro d'Asti Front with seismically evident displacements (note the throw of the evaporites). Conversely the Villadeati Front was still interested by a severe transpressional deformation since the Messinian at least till Early Pleistocene.

In the detail of the seismic section note: (1) the undeformed primary evaporites (Vena del Gesso Fm.; Seq. ME2) in the syncline and on the Montechiaro d'Asti Front; (2) the rotated blocks of evaporites on the Villadeati Front southern limb (Complesso Caotico della Valle Versa; Seq. ME3); (3) the large primary evaporites olistolithes (Complesso Caotico della Valle Versa; Seq. ME3) destabilized on the Villadeati Structure and resedimented in the nearby Versa Valley syncline indicated by the discontinuous high-amplitude geobodies.

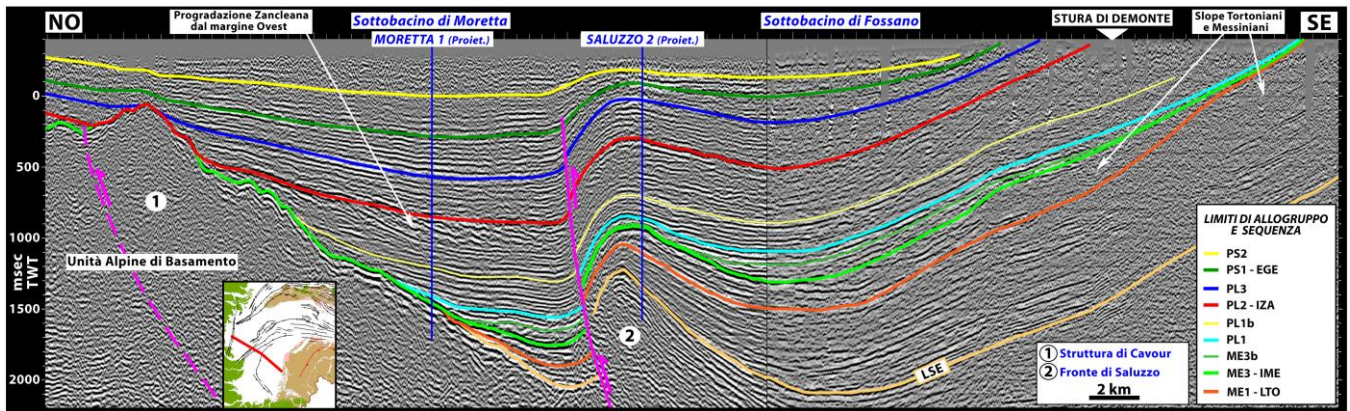


Fig. 3.12 – Il Bacino di Savigliano: parte centrale (scala verticale in tempi doppi). Il Fronte di Saluzzo suddivide il bacino nel Sottobacino di Fossano a E e nel Sottobacino di Moretta a O. Si noti: (1) la risalita della successione messiniano-pliocenica verso gli affioramenti del margine delle Langhe a SE, una conseguenza dell’attività della Rampa Profonda del Belbo; (2) il forte spessore della Seq. PL1 negli affioramenti presso il torrente Stura di Demonte dovuto alla sovrapposizione dei sistemi di slope sui depositi bacinali; (3) i sistemi di slope messiniani e tortoniani (sottosuolo dello Stura) che bordavano il bacino profondo verso E; (4) la Rocca di Cavour (in sottosuolo) e il supposto fronte di basamento.
Savigliano Basin: central part (vertically exaggerated seismic section). The Saluzzo Front subdivides the basin in two depocenters: the Fossano Sub-Basin at E and the Moretta Sub-Basin at W. Note also: (1) how the Messinian and Pliocene buried deposits can be traced eastwards into the Langhe margin outcrops: a consequence of the Rampa del Belbo activity; (2) the thick succession of the Seq. PL1 due to the superposition of slope systems on basinal deposits in the Stura di Demonte area; (3) the Messinian and Upper Tortonian slope systems (Stura di Demonte area) bounding the deep marine basin towards E; (4) the sub-surface expression of the Rocca di Cavour and of the supposed basement front.

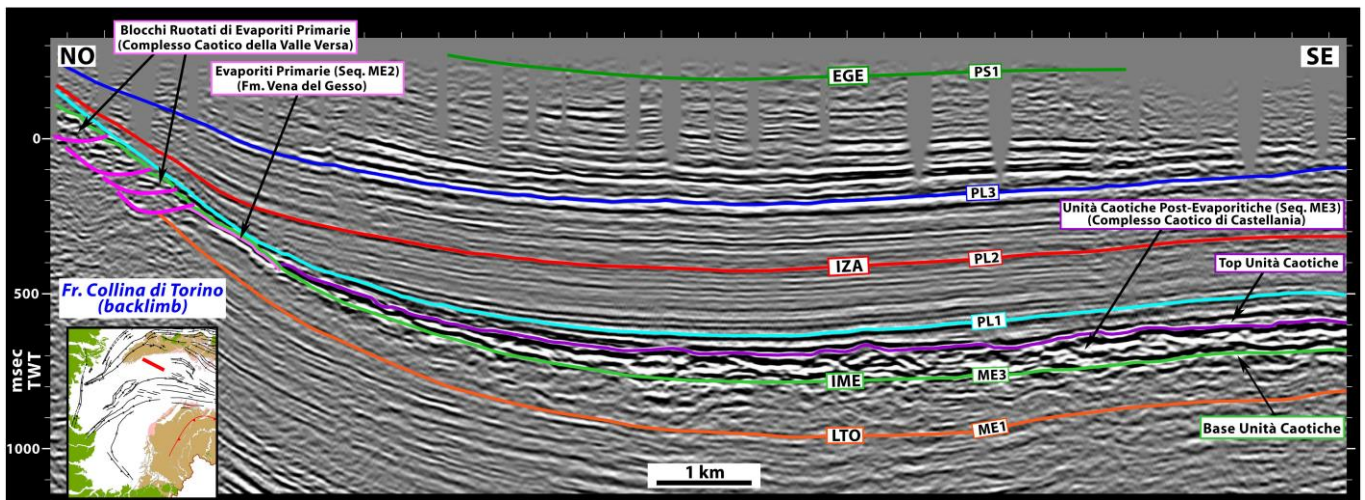


Fig. 3.13 - Depositi caotici della Seq. ME3 (Complesso Caotico di Castellania) nella parte nord del Bacino di Savigliano (scala verticale in tempi doppi; legenda degli orizzonti in Fig. 2.3). La loro posizione suggerisce una provenienza dalla Collina di Torino con un trasporto di almeno una decina di km. La messa in posto di questi caotici è stata causata dal sollevamento e basculamento verso S del backlimb della Collina di Torino durante la Fase Intra-Messiniana. I caotici in onlap sul margine nord del bacino sono ‘drappeggiati’ dai altri depositi messiniani. Sul fianco S della Collina di Torino si riconoscono sia evaporiti primarie ancora in posto che in blocchi ruotati (le attuali giaciture sono una conseguenza delle fasi deformative messiniane e plio-pleistoceniche).

Savigliano Basin northern sector: chaotic units of the Seq. ME3 (Complesso Caotico di Castellania) (vertical scale: TWT; horizons legend in Fig. 2.3). Their location suggests a provenance from the Collina di Torino with a minimum transport of about 10 km. Their sedimentation took place for the Collina di Torino backlimb uplift and southwards tilting during the Intra-Messinian Phase. The chaotic units lap onto the northern basin margin and are overlain in draping by latest Messinian deposits. On the Collina di Torino limb it is possible recognize before undeformed primary evaporites, later rotated blocks of primary evaporites (the present-day sediments dip is due to repeated phases of tilting occurred during Messinian and Plio-Pleistocene deformation phases).

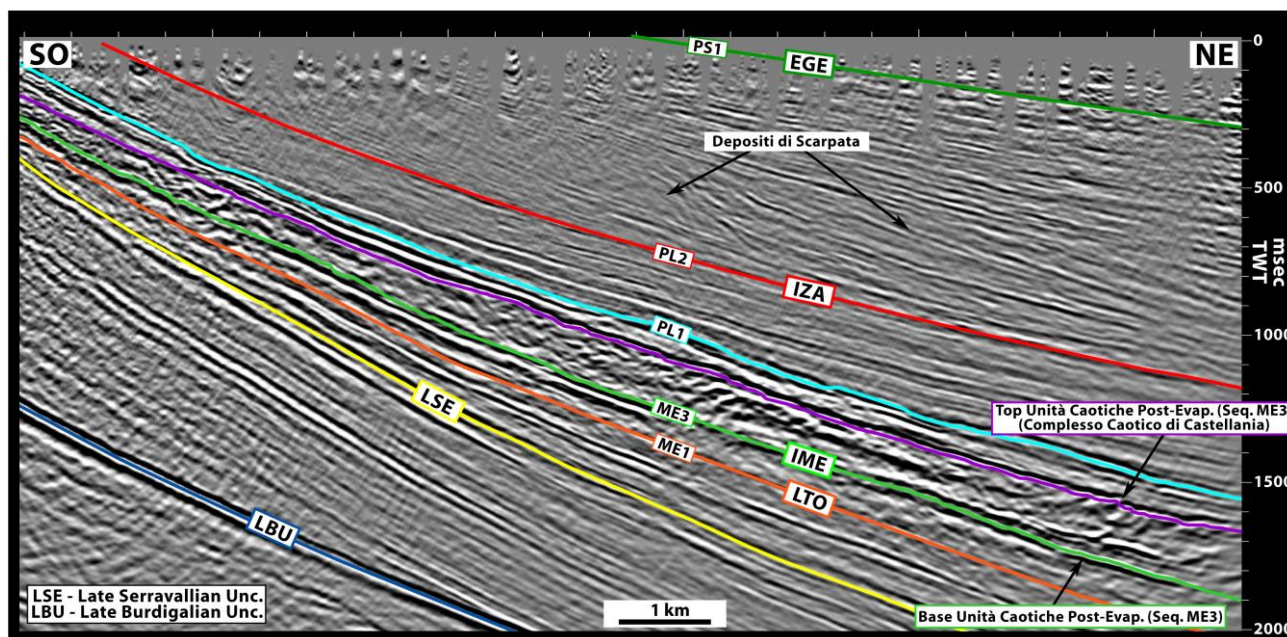


Fig. 3.14 - Bacino di Alessandria: depositi caotici del Messiniano post-evaporitico del Complesso Caotico di Castellania (scala verticale in tempi doppi; legenda degli orizzonti in Fig. 2.3). La messa in posto dei caotici (affioranti lungo il margine sud del bacino) è stata innescata dal sollevamento e basculamento verso N del margine sud del bacino messiniano lungo il quale si erano depositate evaporiti primarie. Il trasporto verso N di queste unità è di almeno 15 km. Nella parte settentrionale dei caotici si riconoscono vergenze settentrionali di messa in posto. Nella parte alta si noti: (1) l'onlap marino dei sedimenti bacinali della Seq. PL1; (2) le clinoformenti progradanti verso N dei sistemi di scarpata (Seq. PL2). *Alessandria Basin: post-evaporitic Messinian chaotic units of the Complesso Caotico di Castellania (vertical scale: TWT; horizons legend in Fig. 2.3). The sedimentation of the chaotic units (outcropping along the southern basin margin) took place for the uplift and northwards tilting of the southern basin margin with the destabilization of the syn-evaporitic primary evaporites. The transport distance towards N is of at least 15 km. N-verging internal imbrications can be observed in the more distal part of the chaotic units. In the upper part of the section note also: (1) the marine onlap of the Seq. PL1 deep marine sediments; (2) the N-dipping slope clinoforms of the Seq. PL2.*

La Fase Gelasiana Inferiore è risultata particolarmente intensa nel Bacino di Savigliano ed è responsabile del suo attuale assetto strutturale (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010). Essa è responsabile della formazione dell'*unconformity* alla base dell'Allogruppo PS. La fase compressiva interessa la rampa orientale (Rampa del Belbo) della Struttura Profonda delle Langhe (I in Fig. 3.1) e tutti i fronti compressivi ad essa raccordati (Saluzzo, Polonghera, Collina di Torino). Gli alti angoli dei piani di sovrascorrimento frontali visibili nelle sezioni sismiche sono all'origine dei forti rigetti verticali dei fronti. Il Sottobacino di Moretta è ancora interessato da una importante subsidenza, probabilmente indotta dal carico tettonico della rampa laterale della Struttura Profonda delle Langhe (o Rampa del Belbo), che crea lo "spazio" per la sedimentazione di una spessa successione continentale del Gelasiano e Calabrian (Pleistocene inferiore) (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010). Nella stessa fase il più interno Sottobacino di Fossano (in particolare il settore settentrionale) e l'Astigiano sono invece interessati da intenso sollevamento e basculamento verso l'esterno (Fig. 3.5). Il differente comportamento di questi settori è qui attribuito all'ulteriore traslazione delle unità di basamento della Rampa del Belbo che va così ad incunearsi

profondamente al di sotto della serie terziaria della parte occidentale del BTP. Questo evento deformativo è stato particolarmente intenso anche nei fronti della Collina di Torino come indicato dall'intensa deformazione dei depositi zancleani e piacentini lungo il suo fianco meridionale (Figg. 3.12, 3.15). Negli affioramenti dell'area di Villafranca d'Asti (area-tipo del Villafranchiano) il limite di allogruppo PS sembra corrispondere alla "Superficie di Cascina Viarengo" che suddivide la successione villafranchiana nel Complesso Inferiore di età Pliocene superiore da quello Superiore di età Pleistocene inferiore (Boano e Forno, in Carraro, 1996). Tale superficie, che segna un passaggio netto da facies deltizie a sedimenti francamente continentali, corrisponde, infatti, ad una, sia pure blanda, discordanza angolare (Carraro, 1996).

3.4 – RIASSUNTO E CONCLUSIONI

In questo capitolo sono stati presentati i principali risultati dell'analisi strutturale.

I lineamenti strutturali del Piemonte di età tardo-miocenica-pleistocenica

L'analisi dei dati sismici ENI di un'ampia area comprendente il BTP occidentale (Bacino di Savigliano) e quello orientale (Bacino di Alessandria) e la Pianura Padana a N del

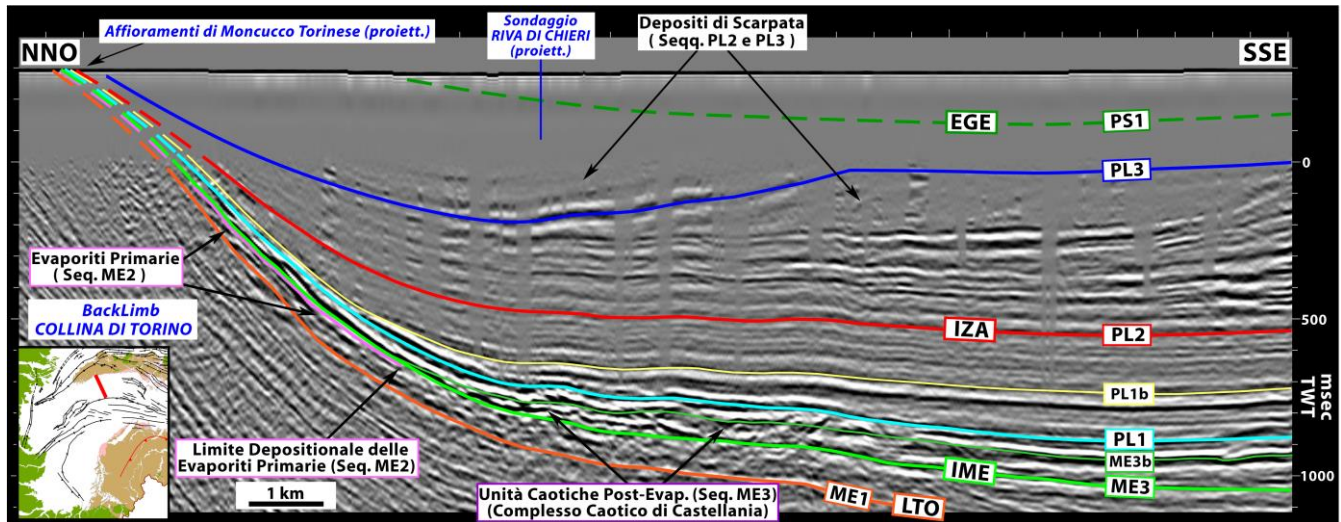


Fig. 3.15 – Fianco sud della Collina di Torino (scala verticale in tempi doppi; legenda degli orizzonti in Fig. 2.3). Si osservino: (1) la rastremazione del Messiniano pre-evaporitico (Seq. ME1) e post-evaporitico (Seq. ME3) conseguenti al sollevamento della struttura durante le Fasi Tortoniana Terminale e Intra-Messiniana; (2) le evaporiti primarie indeformate sul fianco della struttura (Seq. ME2); (3) i caotici post-evaporitici (provenienza Collina di Torino) nell'area basinale vicina alla struttura; (4) l'onlap marino dei sedimenti marini profondi pliocenici sul fianco del fronte (Seqq. PL1, PL2) con indicazioni di deformazione recente (Fasi Intra-Zancleana e Gelasiana inferiore); (5) le clinoforni N-vergenti della Progradazione Pliocenica (Seqq. PL2, PL3). L'interpretazione della Seq. PS1 è basata su linee vicine. (LTO: Latest Tortonian Unc.; IME: Intra-Messinian Unc.; IZA: Intra-Zanclean Unc.; EGE: Early Gelasian Unc.).

The Collina di Torino southern limb (vertically exaggerated; horizons legend in Fig. 2.3). Note: (1) the pre-evaporitic (Seq. ME1) and post-evaporitic Messinian (Seq. ME3) successions thinning on the structure southern limb due to the Latest Tortonian and Intra-Messinian phases; (2) the primary evaporites on the Collina di Torino limb (Seq. ME2); (3) the post-evaporitic chaotic units (provenance from the Collina di Torino) deposited in the basinal area close to the structure; (4) the Pliocene basinal deposits lapping onto the southern limb (Seqq. PL1, PL2) with evidences of recent deformation (Intra-Zanclean and Early Gelasian Phases); (5) the N/NNE-dipping Pliocene Progradation slope clinoforms (Seqq. PL2, PL3). PS1 basal boundary interpretation from other seismic sections. (LTO: Latest Tortonian Unc.; IME: Intra-Messinian Unc.; IZA: Intra-Zanclean Unc.; EGE: Early Gelasian Unc.).

Monferrato ha consentito il riconoscimento di tutti i principali lineamenti strutturali presenti nel sottosuolo che hanno condizionato la sedimentazione durante il Messiniano-Pleistocene. Tali lineamenti, classificati in termini di geometrie ed età di deformazione (Vedi Par. 3.1), sono stati riportati nella mappa strutturale di Fig. 3.1. Come visto in questo capitolo, questi dati hanno permesso una più precisa ricostruzione dell'assetto strutturale del Bacino di Savigliano e di inserire la sua evoluzione strutturale dal Tortoniano al Plio-Pleistocene nel più ampio quadro della storia deformativa del Piemonte centro-meridionale.

I lineamenti strutturali del Bacino di Savigliano

Sono stati riconosciuti e caratterizzati tutti i principali lineamenti strutturali presenti nel sottosuolo e in parte in affioramento del Bacino di Savigliano (Par. 3.2). Essi sono: Fronti della Collina di Torino, Saluzzo, Polonghera, Morozzo, Montechiaro d'Asti, le Strutture di Villadeati e di Cavour, i Sistemi di Rio Freddo e del Tanaro, le Strutture Profonde dell'Astigiano e delle Langhe, e la Rampa del Belbo (rampa occidentale della Struttura Profonda delle Langhe). Alcuni di essi non erano ancora noti in letteratura (Fronti di Polonghera e Montechiaro d'Asti, Struttura di Cavour, Sistema del Tanaro, Rampa del Belbo); altri già noti

sono stati ridefiniti in termini di orientazione e regime deformativo (Fronte di Morozzo, Struttura di Villadeati).

L'evoluzione strutturale del Piemonte meridionale tra l'Oligocene superiore e il Pleistocene

L'evoluzione tettono-sedimentaria del Piemonte centro-meridionale tra l'Oligocene superiore e il Pleistocene è stata schematicamente suddivisa, sulla base dei regimi e vergenze della deformazione, in due periodi principali: Oligocene sup.-Tortoniano e tardo Tortoniano-Pleistocene (Par. 3.4; Figg. 3.16, 3.17).

Oligocene superiore-Tortoniano. Per comprendere le deformazioni messiniano-pleistoceniche del Bacino di Savigliano bisogna brevemente inquadrare l'evoluzione strutturale precedente nell'intervallo compreso tra l'Oligocene sup. e il Tortoniano (Fig. 3.16a). E' difatti di quest'intervallo la progressiva rideformazione, con vergenza NNE, delle Unità Alpine e dell'insieme delle Unità Liguri (Falletti *et al.*, 1995; Mosca *et al.*, 2010). In quest'intervallo avviene la prima deformazione delle Strutture del Monferrato (g e g1 in Fig. 3.16), a vergenza nord-orientale, scollate alla base delle Unità Liguri e con piani in approfondimento verso S all'interno e alla base

delle Unità Alpine del Piemonte meridionale. Tra l'Oligocene terminale e il Miocene inferiore si viene così a determinare un imponente impilamento di strutture in corrispondenza della terminazione esterna delle Unità Liguri (Fronti del Monferrato - g e g1) (Falletti *et al.*, 1995) (Fig. 3.16a). I trend e la posizione dei fronti sembrano condizionati dalla presenza in avampaese (Adria) di un sistema di faglie con direzione NO-SE a cui appartiene anche la prosecuzione occidentale della "Villalvernia-Varzi" (p) (Rossi *et al.*, 2009; Mosca *et al.*, 2010) e, in direzione ortogonale, la Volpedo-Valle Salimbene (q) (Laubscher *et al.*, 1992) e la Linea di Villafortuna con la sua probabile prosecuzione verso SO nell'area torinese. I Fronti del Monferrato ruotavano bruscamente a O (nell'area di Saluzzo e Torino) in una rampa laterale a direzione SO-NE posizionata grosso modo in corrispondenza della terminazione occidentale delle Unità Liguri (Fig. 3.16a).

La brusca rotazione di queste strutture avveniva in corrispondenza della prosecuzione SO del Lineamento di Villafortuna (c) (Bello e Fantoni, 2002; Fantoni *et al.*, 2002) e di Salussola (a) (Rossi *et al.*, 2009; Mosca *et al.*, 2010) (Fig. 3.16a). Tra il Miocene inferiore e medio, nel settore Langhe-Alto Monferrato, si realizzano imponenti raddoppi crostali del margine profondo di Adria (Struttura Profonda delle Langhe - l), già ricoperto dalle Unità Alpine, con un conseguente progressivo sollevamento di questo settore. Questo fatto ha determinato la progressiva riconfigurazione del bacino antistante con spostamento dei depocentri verso N e NO accompagnato da un loro approfondimento e da significativi cambi delle paleocorrenti (Falletti *et al.*, 1995; Rossi *et al.*, 2009; Mosca *et al.*, 2010). Nello stesso periodo si registra una propagazione delle strutture frontali del Monferrato (g e g1) e di Sali Vercellese (h) verso NE.

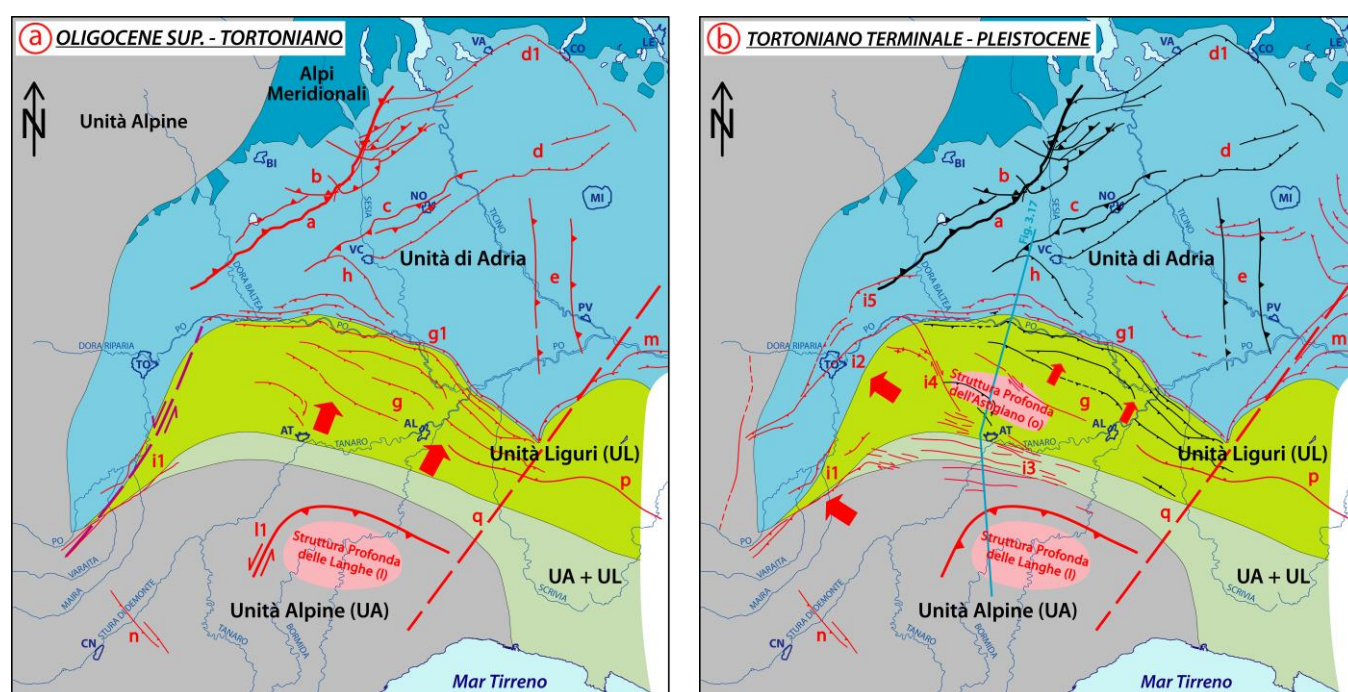


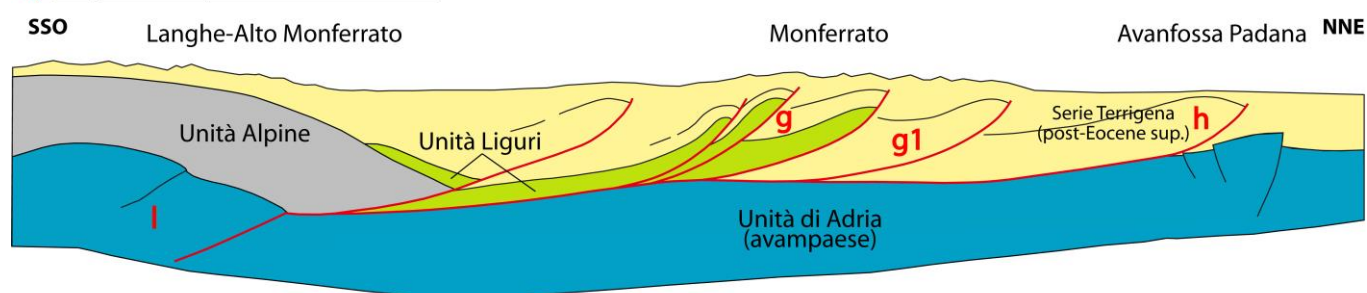
Fig. 3.16 - Evoluzione strutturale della Pianura Padana occidentale e del BTP tra l'Oligocene sup. e il Pleistocene (in rosso le strutture attive, in nero quelle in progressiva disattivazione). **Fase (a):** progressiva attivazione delle strutture appenniniche NNE-vergenti che, alla fine del Tortoniano, già interagiscono, in particolare nel vercellese (Fronte di Sali Vercellese - h) e nell'area a NE di Torino, con le coeve strutture del margine esterno sudalpino (a, b, d e d1); a O queste strutture si raccordano a rampe laterali a direzione NNE (Rampa del Belbo - l1, paleostrutture di Sommariva-Saluzzo - i1). **Fase (b):** progressiva disattivazione delle strutture sud-alpine; riconfigurazione dei fronti appenninici per la messa in posto della Struttura Profonda dell'Astigiano, la cui attività determina la disattivazione del fronte più esterno di Sali Vercellese (h) e la riattivazione dei fronti in corrispondenza del limite esterno delle Unità Liguri (g e g1). Nel Bacino di Savigliano si ha una ripresa in compressione a direzione NO delle strutture della precedente rampa (Collina di Torino - i2, Strutture di Saluzzo e Ponghera - i1) "guidate" da faglie trascorrenti sub-verticali a direzione E-O o NO-SE (Sistemi del Tanaro - i3, e di Riofreddo - i4).

*Structural evolution of the western Po Plain and the BTP between Upper Oligocene and Pleistocene (red: active structures; black: progressively deactivated structure). **Phase (a):** a progressive activation of the NNE-verging Apenninic structures. At the end of Tortonian these structures are already interacting with the coeval structures of the Southalpine external margin, in particular in the Vercelli area (Sali Vercellese Front - h) and in the area at NE of Torino. Westwards the Apenninic fronts are laterally connected with NNE-trending lateral ramps (Sommariva-Saluzzo paleostrutture - i1; Belbo Ramp - l1). **Phase (b):** Southalpine structures progressive deactivation; general rearrangement of the Apenninic Fronts mainly caused by the Struttura Profonda dell'Astigiano onset, whose activity is responsible for the deactivation of the most external Sali Vercellese Front (h) and for the reactivation of the external fronts of the Ligurian Units (g, g1). In the Savigliano Basin the structures related to the former lateral ramp (Collina di Torino - i2, Saluzzo and Ponghera Fronts - i1) are reactivated as NW-verging fault-propagation folds laterally controlled by sub-vertical strike-slip faults trending E-W or NW-SE (Tanaro - i3, and Riofreddo - i4 fault systems).*

Tortoniano terminale-Pleistocene. Alla fine del Tortoniano, al di sotto le strutture del Monferrato (g e g1), già deformate e scollate alla base delle Unità Liguri, si attiva la Struttura Profonda dell'Astigiano (Bello e Fantoni, 2002) con vergenza NE che, coinvolgendo la "successione padana", rideforma le strutture sovrastanti precedenti. La messa in posto di questa struttura profonda determina la riattivazione del piano esterno (g1), circa in corrispondenza della terminazione settentrionale delle Unità Liguri e la contemporanea disattivazione della più esterna struttura di Sali Verellese (h) (Fig. 3.17). Questa nuova configurazione, in particolare la crescita della Struttura Profonda dell'Astigiano, determina da questo momento, un rallentamento nella propagazione verso NE delle strutture più interne del Sistema del Monferrato (g) e un conseguente riassetto di tutto il settore interno. In conseguenza di questo, dalla fine del Tortoniano si assiste a una chiara attivazione/riattivazione in compressione dei sistemi a direzione NE-SO del Piemonte occidentale (i): il fronte della Collina di Torino (i2) con la sua prosecuzione in

sottosuolo verso SO e i fronti di Saluzzo e Polonghera (i1 - fronti attualmente sepolti nel sottosuolo della pianura cuneese-torinese) (Fig. 3.16b) e la più esterna struttura di San Benigno (i5). Queste strutture compressive sono caratterizzate nella parte più superficiale da piani di sovrascorrimento ad alto angolo che coinvolgono, almeno nella terminazione SO del Fronte di Saluzzo (Fig. 3.7), anche unità di basamento dell'Unità Dora-Maira. La crescita dei Fronti di Saluzzo e Polonghera determina, da questo momento, la sostanziale suddivisione del Bacino di Savigliano in due sottobacini distinti: il Sottobacino di Fossano nella parte centro-meridionale e il Sottobacino di Moretta nella parte nord-occidentale (Fig. 3.6). Nella loro terminazione orientale, le strutture NO-vergenti del Piemonte occidentale si raccordano a faglie a giacitura subverticale a direzione E-O del Sistema del Tanaro o NO-SE del Sistema di Rio Freddo, e alla struttura di Villadeati (Fig. 3.16b). Il sistema di Rio Freddo (Piana e Polino, 1994) con la struttura di Villadeati permettono, a questo punto, una deformazione indipendente delle strutture della Collina

a) Oligocene superiore - Tortoniano



b) Tortoniano Terminale - Pleistocene

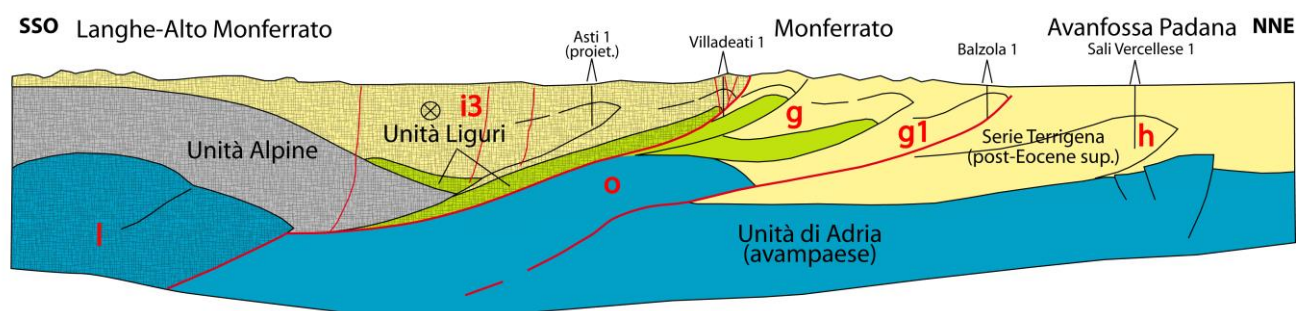


Fig. 3.17 - Sezioni schematiche del Piemonte meridionale relative alle fasi dell'evoluzione strutturale di Fig. 3.16 (modificata da Falletti et al., 1995 e Fantoni et al., 2002). (a) Serravalliano-Tortoniano. (b) Tortoniano terminale-Pleistocene: il settore coinvolto dalla prevalente traslazione verso NO è indicato con la retinatura grisè; nel Monferrato vengono riattivate in probabile transpressione destra anche alcune strutture in posizione più interna (Fronte di Villadeati). Si veda Fig. 3.16 per una descrizione dettagliata. (g - Strutture del Monferrato; h - Fronte di Sali Verellese; i3 - Sistema del Tanaro; l - Struttura Profonda delle Langhe; o - Struttura Profonda dell'Astigiano).

Schematic geological cross-sections of the southern Piedmont referred to the structural phases represented in Fig. 3.16 (modified after Falletti et al., 1995 and Fantoni et al., 2002). (a) Serravallian-Tortonian. (b) Latest Tortonian-Pleistocene: the structural units involved in the prevailing NW-wards translation are dashed; some of the innermost Monferrato fronts are reactivated in a probable dextral transpressional regime (Villadeati Front). See Fig. 3.16 for more details. (g - Strutture del Monferrato; h - Fronte di Sali Verellese; i3 - Sistema del Tanaro; l - Struttura Profonda delle Langhe; o - Struttura Profonda dell'Astigiano)

di Torino e di San Benigno Canavese dalle più orientali strutture del Monferrato. Il Sistema del Tanaro sembra raccordare verso E i Fronti di Saluzzo e Polonghera, e si può ritenere che si tratti di un sistema a prevalente trascorrenza destra. Verso S le Strutture di Saluzzo e Polonghera potrebbero raccordarsi con il sistema di faglie presente al margine alpino interno (zona Cuneo-Mondovì) a cui appartiene anche il Fronte di Morozzo. Questi lineamenti hanno generalmente vergenza settentrionale e direzione circa NO-SE e coinvolgono il basamento metamorfico alpino (Figure 3.10, 3.16b). L'insieme di tutte queste strutture attive tra la fine del Tortoniano e il Pleistocene inferiore mette così in evidenza come un ampio settore del BTP sia traslato verso ONO a partire dalla fine del Tortoniano, in conseguenza di un contemporaneo progressivo riassetto della parte più profonda del Monferrato (Struttura Profonda dell'Astigiano). Tutto il settore occidentale del Piemonte subisce, in questa fase, un'espulsione laterale verso O che accomoda buona parte dei raccordi relativi tra la Struttura Profonda delle Langhe (l) e la Struttura Profonda dell'Astigiano (o). E' infine probabile che insieme ai Sistemi di Rio Freddo e del Tanaro (i3), a guidare l'espulsione laterale, concorrano anche alcune strutture interne del Monferrato (g) (Struttura di Villadeati) riutilizzate, in questa fase, come probabili linee transpressive destre.

L'analisi stratigrafico-strutturale ha consentito di riconoscere nella fase di riorganizzazione strutturale post-tortoniana dell'area di studio 4 fasi deformative maggiori (Vedi Par. 3.3). Sulla base dei dati stratigrafici disponibili, tali fasi sono state correlate con le Fasi Tortoniana Terminale, Intra-Messiniana, Intra-Zancleana e Gelasiana Inferiore già riconosciute da vari autori nell'area dell'Appennino Settentrionale.

La crescita delle strutture del Bacino di Savigliano avviene tra la fine del Tortoniano e il Gelasiano ed ha determinato la sua suddivisione nei Sottobacini di Fossano e di Moretta.

Strutture NO-vergenti del Bacino di Savigliano

Le strutture NO-vergenti del Bacino di Savigliano (Fronti di Saluzzo, Polonghera e della Collina di Torino) sono geneticamente legate all'attività della Struttura Profonda delle Langhe e, in particolare, della sua Rampa Laterale del Belbo di cui accomodano i rigetti orizzontali. Nel settore dove sono presenti tutti i 3 fronti (parte centrale del sistema) i raccordi si distribuiscono su tutti e i tre lineamenti strutturali. Nella parte settentrionale del sistema, invece, l'intero raccordo è assorbito dalla sola Collina di Torino con un conseguente notevole aumento della sua elevazione strutturale. Nella parte meridionale del sistema, a S della chiusura del fronte della Collina di Torino contro la Struttura di Cavour, l'intero rigetto verso NO è invece accomodato dal solo Fronte di Saluzzo con conseguente

rapido aumento del suo rigetto verticale in prossimità della sua terminazione verso SO (Fig. 3.6).

La Struttura Profonda delle Langhe

Lo studio sismico ha confermato la presenza sotto alle Langhe di una struttura profonda la cui esistenza era già stata ipotizzata in precedenti lavori (Falletti *et al.*, 1995; Rossi *et al.*, 2009; Mosca *et al.*, 2010), qui indicata con il nome di Struttura Profonda delle Langhe. Di tale struttura, confermata anche dai dati gravimetrici, sono state verificate sia la posizione, sia la delimitazione da parte di due rampe, la prima verso NE e la seconda (Rampa del Belbo) verso NO. All'attività recente della Rampa del Belbo è stata ricondotta, in questo studio, l'attuale giacitura a monoclinale (ad immersione verso NO) di tutto il settore occidentale delle Langhe.

Il Sistema del Monferrato

L'analisi strutturale dei dati sismici nell'area del Monferrato ha evidenziato per il Sistema del Monferrato (g, g1, h in Fig. 3.1) uno stile strutturale a fronti compressivi NE-vergenti come già definito da altri precedenti studi anch'essi basati sull'analisi di dati sismici (Pieri e Groppi, 1981; Cassano *et al.*, 1986; Falletti *et al.*, 1995; Bello e Fantoni, 2002; Fantoni *et al.*, 2002; Rossi *et al.*, 2009; Mosca *et al.*, 2010). Tale assetto strutturale è stato sostanzialmente conservato anche dalle strutture riattivate con meccanismi di tipo trascorrente durante le fasi post-tortoniane (Fronte di Villadeati).

La sismicità dell'area di Nizza Monferrato

Sulla base del modello strutturale qui proposto, la sismicità recente nell'area di Nizza Monferrato (Ferraris, 2016) è riconducibile alle faglie profonde sub-verticali della parte orientale del Sistema del Tanaro. L'attività di queste faglie sarebbe responsabile anche dalle venute di acque calde idrotermali nella più meridionale zona di Acqui Terme e dei temporanei aumenti di temperatura delle acque sotterranee, compresa la falda superficiale, nella zona tra Nizza Monferrato e Moncalvo registrati in occasione dei recenti eventi sismici.

4 – ANALISI BIOSTRATIGRAFICA E PALEOAMBIENTALE

I dati biostratigrafici e paleoambientali concernenti i microfossili, foraminiferi (D.V.) e nannofossili calcarei (cortesia M.R. Amore) sono sinteticamente discussi in ordine stratigrafico, dalle associazioni più antiche a quelle più giovani. In Fig. 4.1 è riportato lo schema biostratigrafico integrato utilizzato per lo studio e in Fig. 4.2 l'ubicazione dei campioni studiati. Una tavola fotografica dei foraminiferi è rappresentata in Fig. 4.3.

4.1 – SUBSTRATO PRE-PLIOCENICO

Associazioni riferibili al Miocene sono state osservate negli affioramenti più meridionali del settore studiato (Tab. 4.1), in gran parte riferibili alla Sequenza ME1 (Allogruppo EM): nell'area a sud di Mondovì, microfaune prevalentemente planctoniche documentano una sedimentazione pelagica dal Burdigaliano al Tortoniano, come anche segnalato da

Violanti e Giraud, 1992. Associazioni messiniane, con *Globorotalia conomiozea* (Messiniano inferiore) o di dubbia attribuzione a Tortoniano o Messiniano (con *Globorotalia suterae*, specie con distribuzione stratigrafica dal Tortoniano al Messiniano, e forme non indicative), di ambiente da epibatiale a circalitorale, sono state determinate in sedimenti del sottosuolo di Mondovì, ricchi in glauconia, a Carrù Risardo, Bene Vagienna e nell'area di Alba (Tab. 4.1, Fig. 4.2). Sempre nel sottosuolo dell'area di Mondovì, la frazione siltosa sabbiosa di sedimenti clastici molto grossolani, in alcune aree stratigraficamente sovrapposti ai depositi del Messiniano inferiore, contiene una microfauna a foraminiferi fortemente diagenizzati, con esemplari indicativi di diverse biozone del Miocene inferiore (Burdigaliano: *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia acrostoma*; Langhiano: *Globigerinoides bisphericus*, *Globoquadrina langhiana*) e dif-

M.A.	ETA'		Zone a Foraminiferi		Bio-eventi	Zone a Nannofossili	
			Cita,1975 Rio et al.1994	Iaccarino, 1985		Martini, 1971	Rio et al., 1990
2.0	PLEISTOCENE	INFERIORE	CALABR. G. cariaeoensis	G. cariaeoensis	FAD G. cariaeoensis 1.75	NN19	MNN19b C. macintyreii
					FCO N. pachyderma s. 1.79		MNN19a D. productus
2.5	PLEISTOCENE	INFERIORE	GELASIANO	G. cariaeoensis	FAD G. inflata 2.09	NN18	MNN18 Discoaster brouweri
					LAD G. bononiensis 2.41		NN17
3.0	PLIOCENE	SUPERIORE	PIACENZIANO	G. cariaeoensis	LAD Sphaeroid. spp. 3.19	NN16	
					FAD G. bononiensis 3.31		
3.5	PLIOCENE	SUPERIORE	PIACENZIANO	G. cariaeoensis	LAD G. puncticulata 3.57	NN16	MNN 16a Discoaster tamalis
					Limite Inf. Piacenziano 3.60		
4.0	PLIOCENE	INFERIORE	ZANCLEANO	G. cariaeoensis	LCO G. margaritae 3.98	NN15	MNN 14/15 Reticulofenestra pseudoumbilicus
					FAD G. puncticulata 4.52		
4.5	PLIOCENE	INFERIORE	ZANCLEANO	G. cariaeoensis	FAD G. puncticulata 4.52	NN13	MNN13 Ceratolithus rugosus
					FCO G. margaritae 5.08		
5.0	PLIOCENE	INFERIORE	ZANCLEANO	G. cariaeoensis	Limite Inferiore Pliocene 5.332	NN12	MNN12 Amaurolithus tricorniculatus
					FCO G. margaritae 5.08		
5.5	MIOCENE	SUPERIORE	MESSINIANO	G. cariaeoensis	Limite Inferiore Pliocene 5.332	NN11	CN10 LO D. quinqueramus 5.59
							FCO T. multiloba 6.42
6.0	MIOCENE	SUPERIORE	MESSINIANO	G. cariaeoensis	Limite Inferiore Pliocene 5.332	NN11	FO N. amplificus 6.68
							LO G. nicolae 6.72
6.5	MIOCENE	SUPERIORE	MESSINIANO	G. cariaeoensis	Limite Inferiore Pliocene 5.332	NN11	MNN11
7.0	MIOCENE	SUPERIORE	MESSINIANO	G. cariaeoensis	Limite Inf. Messiniano 7.246		

Fig. 4.1 – Schema biostratigrafico integrato del Miocene superiore (Messiniano), Pliocene e Pleistocene inferiore in area mediterranea. *Biostratigraphic integrated scheme from upper Miocene (Messinian) to Pleistocene of the Mediterranean area*

ferenti paleobatimetrie, con specie mioceniche batiali (*Uvigerina auberiana*) e specie infralitorali a lunga distribuzione stratigrafica (*Ammonia beccarii*, *Elphidium* spp.). Queste associazioni sono state pertanto interpretate come rimaneggiate e i sedimenti in cui sono conservate potrebbero essere riferibili alla successione del Messiniano superiore ed essere stati depositi durante le fasi evaporitica (Sequenza ME2) o post-evaporitica (Sequenza ME3) del Messiniano. Associazioni salmastre o dulcicole, prive di foraminiferi, ma con Ostracodi e Characee, probabilmente riferibili alla facies di Lago-Mare del Messiniano post-evaporitico (Sequenza ME3b), sono state rinvenute in argille laminate del sondaggio SPD286, a Cherasco e Vezza d'Alba (Tabb. 4.2, 4.3; Fig. 4.2).

4.2 – SUCCESIONE PLIOCENICA

Per quanto concerne i foraminiferi planctonici, le specie indice di zona (*Globorotalia margaritae*, *G. puncticulata*, ecc.) risultano rare o sporadicamente presenti e sono state rinvenute in un numero relativamente ridotto di campioni (Tabb. 4.2, 4.3). In mancanza di indici di zona, le interpretazioni biostratigrafiche sono state spesso ricavate dalla presenza di taxa planctonici e bentonici segnalati fino al Pliocene medio-superiore (rispettivamente *Globoturborotalita apertura*, *Globigerinoides obliquus*, *G. extremus* e *Anomalinoidea helycinus*, *Bolivina apenninica*, *B. lucidopunctata*, *Uvigerina rutila*, ecc.) (Kennett e Srinivasan, 1983; Sprovieri, 1986; Gradstein *et al.*, 2004) o segnalate a partire dalla parte alta del Pliocene inferiore (*Buccella granulata*) (Basilici *et al.*, 1997; Violanti, 2012) e sono state calibrate in base ai rapporti stratigrafici. Solo nei pressi di Govone (Pilone, 2004, camp. PA23inf - Tab. 4.2) sono stati rinvenuti esemplari giovanili del genere *Sphaeroidinellopsis*, taxon planctonico di acque profonde, il cui acme coincide con la parte basale del Pliocene (biozona MPI1) (Cita, 1975). *Globorotalia margaritae*, la cui prima comune presenza (*First Common Occurrence*, FCO) in Mediterraneo è datata a 5,08 Ma BP (Gradstein *et al.*, 2004) ed è utilizzata per definire il limite inferiore della biozona MPI2 (Cita, 1975; Rio *et al.*, 1984) (Fig. 4.1), è stata osservata in un numero esiguo di campioni litologicamente riferibili alle Argille Azzurre della Sequenza PL1 (Allogruppo LM), nell'Albese e nel sondaggio SPD272 (Cherasco) (Fig. 4.2). Gli esemplari sono comuni nella carota n. 2 del pozzo Eni Saluzzo 1 (-400/405 m), in cui i nannofossili calcarei sono riferibili alla biozona MNN12 e ne confermano l'attribuzione alla biozona MPI2 dello Zancleano, Pliocene inferiore. Le associazioni con *G. margaritae* sono complessivamente dominate da forme planctoniche (rapporto P/(P+B) = 60-80%), con abbondanti specie indicative di acque calde (*Gb. apertura*, *Globigerinoides* spp., *Orbulina universa*). I foraminiferi bentonici sono ben diversificati, con frequenti specie diffuse dal circalitorale profondo al batiale (*Nodosariidae*, *Hoeglundina elegans*, *Planulina ariminensis*, *Siphonina reticulata*, *Uvigerina peregrina*, ecc.) (Wright, 1978; Murray, 2006) e comuni taxa estinti nel Pliocene (*Anomalinoidea helycinus*, *Siphonina planoconvexa*, *Uvigerina rutila*,

Vaginulinopsis carinata ecc.) (Sprovieri, 1986). Sono presenti anche rari esemplari di specie batiali, quali *Parrelloides robertsonianus*, forma tipica della NADW (*North Atlantic Deep Water*), segnalato in Mediterraneo a partire dalla biozona MPI2 (Sprovieri e Hasegawa, 1990; Barra *et al.*, 1998) ed osservato anche in microfaune coeve del Monferrato orientale (Violanti, 2005; Trenkwalder *et al.*, 2008; Violanti *et al.*, 2011a).

Associazioni con *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia puncticulata*, la cui presenza concomitante definisce la biozona MPI3 dello Zancleano (Cita, 1975), sono relativamente meglio rappresentate in sedimenti argillosi o siltoso-argillosi pertinenti alle Argille Azzurre e alla Sequenza PL1 dell'area di Alba, nell'Astigiano e nella carota n.1 del pozzo ENI-Agip Asti 1 (-301/304 m), (Tabb. 4.2, 4.3; Fig. 4.2). Nel sondaggio SPD284 (Cherasco) (Tab. 4.3; Figg. 4.2, 4.3) il campione 24 (-28,50 m) è stato ipoteticamente attribuito alla biozona MPI3 (Simonetti, 1999), in assenza degli indici di zona, ma in presenza delle specie *Globigerina sallentina* e *Globigerinoides italicus*, segnalate nel Pliocene inferiore (Dallan *et al.*, 1968; Mosna e Vercesi, 1975) e osservate in particolare nella biozona MPI3 (Violanti, 1987).

Le percentuali di esemplari planctonici sono variabili (P/(P+B) = 20-50%), *Globoturborotalita*, *Globigerina*, *Globigerinella*, *Globigerinoides* e *Orbulina* sono i generi dominanti. I bentonici sono rappresentati da taxa di ambiente prevalentemente batiale (> -200 m), sia estinti (*A. helycinus*, *U. rutila*), che viventi (*Planulina ariminensis*, *Uvigerina peregrina*), già riscontrati nelle associazioni più antiche; sono anche comuni esemplari di taxa tipici di fondali pelitici della piattaforma (max -200 m) (*Bolivina apenninica*, *Bulimina minima*, ecc.), e/o di acque basse, della zona infralitorale a circalitorale interna (max circa -70/-100 m) (*Elphidium* spp., *Florilus boueanum*, *Neoconorbina terquemii*, *Rosalina globularis*), che testimoniano un maggiore trasporto dalla piattaforma. In alcuni campioni dell'Astigiano sono inoltre presenti rare spicole di spugne silicee, radiolari e diatomee (Pilone, 2004). I microfossili silicei, indicativi di condizioni di elevata produttività, sono stati osservati anche nei silt di Calliano (Asti), ugualmente correlati alla biozona MPI3 (Righetto, 2002). Essi sono inoltre abbondanti nei silt diatomitici di La Torretta e Castelcebro (Violanti *et al.*, 2011b), con associazioni oligotipiche a foraminiferi bentonici tolleranti elevati tenori di nutrienti (*Brizalina* spp., *Cassidulina carinata*, *Fursenkoina* spp.) (Verhallen, 1991), datati con i nannofossili calcarei alla biozona MNN13, corrispondente a parte della zona a foraminiferi MPI3.

Associazioni caratterizzate, come indice biostratigrafico, dalla sola *Globorotalia puncticulata* (MPI4a), sono invece più ampiamente rappresentate nell'area studiata, in litologie riferibili sia alle Argille Azzurre sia a termini siltosi delle Sabbie di Asti, pertinenti sia alla Sequenza PL1 che alla Sequenza PL2. I campioni più rappresentativi provengono dalla parte alta delle successioni di Alba, Monticello e Vezza d'Alba, dell'area di Canale-Asti e di Monteu Roero (Tab. 4.2, Fig. 4.2).

Le associazioni sono notevolmente differenti nelle diverse litologie: nei sedimenti più argillosi sono ricche di specie

Carta geologica della successione messiniana, pliocenica e pleistocenica del bacino di Savigliano con ubicazione dei campioni relativi alla micropaleontologia

LEGENDA

- Mb. Alluvioni dei fondovalle e terrazzi annessi (Olocene) (Seq. PS3c)
- Mb. Alluvioni della pianura principale e dei depositi glaciali (Pleistocene medio-superiore) (Seq. PS3b)
- Mb. Alluvioni dei conoidi, dei terrazzi antichi e dei depositi glaciali (Pleistocene medio) (Seq. PS3a)
- Ghiaie, sabbie e silti gelasiano-calabriani - Villafrafranchiano mb. C (Seq. PS2)
- Unconformity Gelasiana Inferiore (Early Gelasian Unc.)
- Ghiaie, sabbie e argille zancleano-piacenziane - Villafrafranchiano mb. B (Seq. PL2 e PL3)
- Sabbie zancleano-piacenziane - Sabbie d'Asti mb. B (Seq. PL2 e PL3)
- Argille e sabbie siltose zancleano-piacenziane - Argille Azzurre mb. B (Seq. PL2 e PL3)
- Unconformity Intra-Zancleana (Intra-Zanclean Unc.)
- Ghiaie, sabbie e silti zancleani - Villafrafranchiano mb. A (Seq. PL1)
- Sabbie e ghiaie fini zancleane - Sabbie d'Asti mb. A (Seq. PL1)
- Argille, sabbie e ghiaie fini zancleane - Argille Azzurre mb. A (Seq. PL1)
- Ghiaie, sabbie e limi messiniani post-evaporitici - Formazione di Cassano Spinola (Seq. ME3b)
- Depositi caotici messiniani post-evaporitici - Unità Complesso Caotico della Valle Versa (Seq. ME3a)
- Depositi caotici messiniani post-evaporitici - Unità Complesso Caotico di Castellania (Seq. ME3a)
- Unconformity Intra-Messiniana (Intra-Messinian Unc.)
- Evaporiti e argille euxiniche messiniane sin-evaporitiche - Formazione della Vena del Gesso (Seq. ME2)
- Corpi arenaceo-conglomeratici tardo tortoniano-messiniani pre-evaporitici - Unità di La Morra (Seq. ME1)
- Unconformity Tortoniana Terminale (Latest Tortonian Unc.)
- Depositi indistinti della successione oligo-miocenica
- Basamento metamorfico
- Asse di anticlinale
- Asse di sinclinale
- Faglia ad alto angolo
- Fronte di sovraccorrimiento
- Rampa del Beibo
- Ubicazione dei campioni relativi alla micropaleontologia
- Centri abitati principali

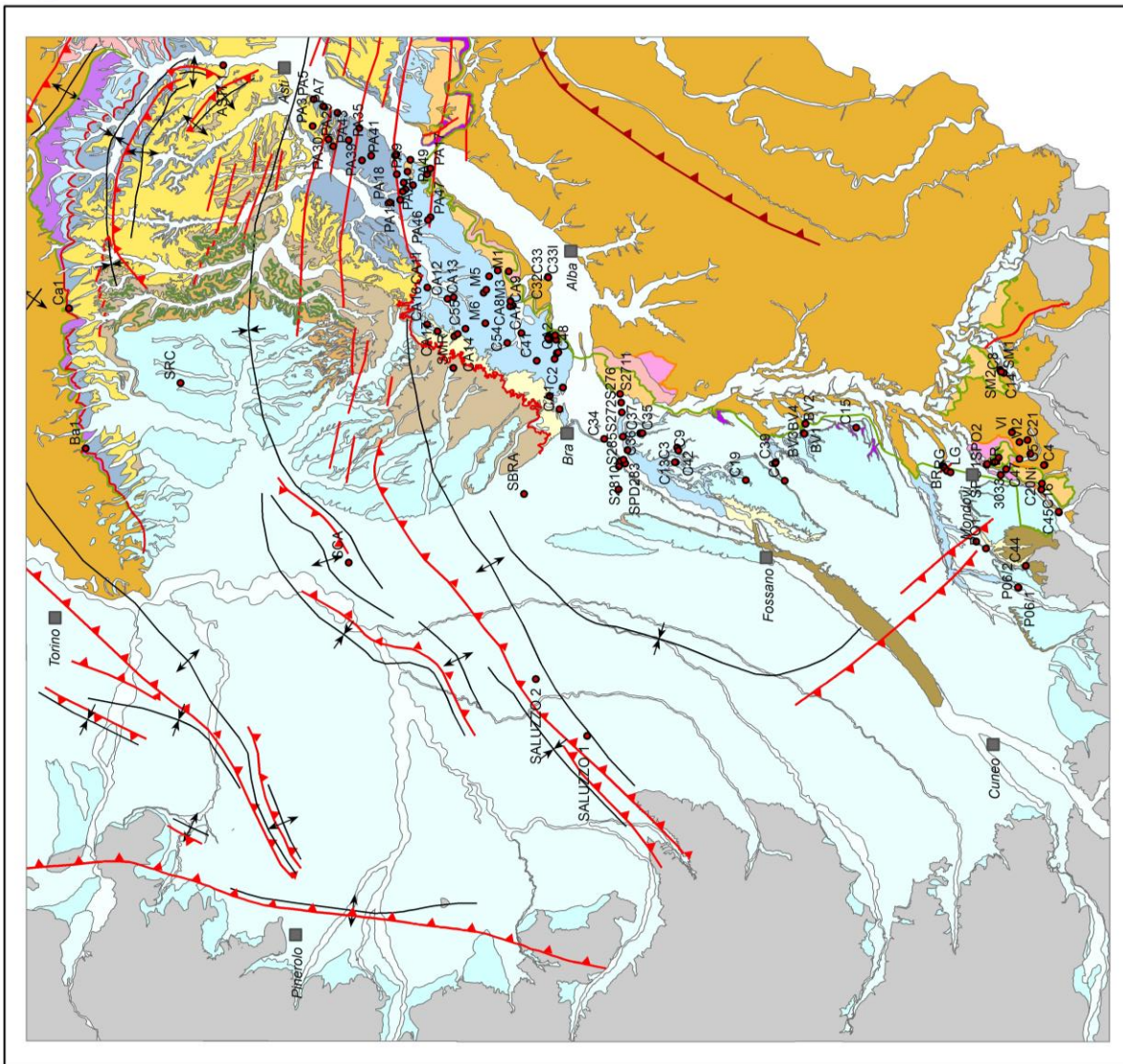


Fig. 4.2 – Ubicazione dei campioni esaminati. Location of the samples examined.

CAMPIONI DA AFFIORAMENTO - MIOCENE					
CAMPIONE	LOCALITA'	SPECIE PLANCTONICHE INDICATIVE	SPECIE BENTONICHE INDICATIVE	INTERVALLO STRATIGRAFICO	PALEOAMBIENTE
BV1	Bene Vagienna	<i>Globorotalia ventriosa</i> , <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> sin.	<i>Spiroplectammina carinata</i> , Nodosariidae	Messiniano inf.	epibatiale
BV2	Bene Vagienna	<i>Globorotalia mionumida</i> , <i>Globorotalia suterae</i>	<i>Bolivina miocenica</i> , <i>Uvigerina striatissima</i>	Messiniano inf.	epibatiale
CA4	Monticello cava gesso	sterile		Messiniano?	salmastro/continentale
C4	Monastero Vasco (Mondovì)	<i>Neogloboquadrina baromoenensis</i> , <i>Paragloborotalia semivera</i>	<i>Spiroplectammina carinata</i> , <i>Heterolepa mexicana</i>	Miocene Burdigaliano	epibatiale
C7	T. Branzola (Mondovì)	<i>Globorotalia</i> cf. <i>suterae</i>	<i>Heterolepa mexicana</i>	Miocene Tortoniano/Messiniano inf.	epibatiale
C8	S. Michele Mondovì Bicocca	<i>Globorotalia barnageae</i>	<i>Uvigerina barbatula</i>	Miocene Burdigaliano?	epibatiale
C14	S. Michele Mondovì Bicocca	<i>Globoquadrina dehiscens</i> , <i>Globoquadrina</i> cf. <i>langhiana</i>	<i>Uvigerina barbatula</i>	Miocene Burdigaliano?	epibatiale
C15	Carrù Risardo	<i>Globorotalia</i> cf. <i>praescitula/suterae</i>	<i>Bolivina antiqua</i> , <i>Hoeglundina elegans</i>	Miocene sup. Tortoniano	circal/epibat
C16	Ponte dei Gosi (Villanova Mondovì)	<i>Globoquadrina dehiscens</i> , <i>Orbulina universa</i>	<i>Heterolepa dutemplei</i> , <i>Elphidium</i> spp.	Miocene indet. (Serravalliano o più giovane)	epibatiale, apporti infralitorali
C20	Ponte per Niere (Mondovì)	<i>Globorotalia</i> cf. <i>suterae</i>	<i>Heterolepa mexicana</i>	Tortoniano/Messiniano	circalitorale-epibatiale
C32	Alba	<i>Globorotalia conomiozea</i>	<i>Hoeglundina elegans</i> , <i>Uvigerina peregrina</i>	Messiniano	batiale
C33	Alba	<i>Globorotalia conomiozea</i>	<i>Hoeglundina elegans</i> , <i>Planulina</i> spp.	Messiniano	batiale
C33'	Alba	<i>Globorotalia conomiozea</i>	<i>Hoeglundina elegans</i> , <i>Uvigerina peregrina</i>	Messiniano	batiale
C45	Loc. Gosi (Villanova Mondovì)	<i>Globorotaloides suteri</i>	<i>Uvigerina barbatula</i> , <i>Bolivina tectiformis</i>	Mioc. inf. Burdigaliano	circal. prof.
C49	Cava Pilonè (Mondovì)	<i>Globoquadrina langhiana</i>	<i>Spiroplectammina carinata</i>	Langhiano inf.	batiale
M1	Veza d'Alba	sterile		Messiniano?	salmastro/continentale
camp. 3033	Mondovì p. Europa	<i>Globorotalia</i> cf. <i>suterae</i>	<i>Karrerella gaudryinoides</i>	Tortoniano?	epibatiale
Pa16a	confluenzaT. Porella/Tanaro	rari gusci rimineralizzati	rari gusci rimineralizzati	Mess. sup.	salmastro, ostracodi (<i>Cyprideis</i>)
Pa16b	confluenzaT. Porella/Tanaro	rari gusci rimineralizzati	rari gusci rimineralizzati	Mess. sup.	salmastro, ostracodi (<i>Cyprideis</i>)
PA17	confluenzaT. Porella/Tanaro	<i>Globorotalia conomiozea</i>	<i>Uvigerina striatissima</i>	Mess. inf.	circal. prof.
ER	Torrente Ermena (Mondovì)	<i>Globorotalia suterae</i> , <i>Globorotalia mionumida</i>	<i>Uvigerina auberiana</i> , Nodosariidae	Messiniano inf.	circal. prof./epibatiale
LG	Torrente Branzola (Mondovì)	rari gusci rimaneggiati		Messiniano. Lago Mare?	salmastro/continentale
SM1	S. Michele Mondovì	<i>Globigerinoides subsacculifer</i> , <i>Neogloboquadrina</i> cf. <i>continiosa</i>	<i>Uvigerina schwageri</i> , <i>Stilostomella</i> spp.	prob. Burdigaliano sup., Zona <i>G. trilobus</i>	epibatiale
SM2	S. Michele Mondovì	<i>Globigerinoides trilobus</i> , <i>Neogloboquadrina</i> cf. <i>continiosa</i>	<i>Planulina renzi</i> , Nodosariidae	prob. Burdigaliano sup., Zona <i>G. trilobus</i>	epibatiale
Vi	Vicoforte paese	<i>Globoquadrina dehiscens</i> , <i>Globoquadrina larmeu</i>	<i>Stilostomella verneuili</i>	prob. Burdigaliano sup., Zona <i>G. trilobus</i>	epibatiale
ViII (Vi2)	Vicoforte paese	<i>Globoquadrina dehiscens</i> , <i>Globoquadrina larmeu</i>	<i>Uvigerina striatissima</i>	prob. Burdigaliano sup., Zona <i>G. trilobus</i>	epibatiale

Tab. 4.1 - Campione, località, specie di foraminiferi planctonici e bentonici più significative, interpretazione biostratigrafica e paleoambientale dei campioni raccolti in affioramento datati al Miocene nell'area studiata.

Sample, site, significant planktonic and benthic foraminiferal species, biostratigraphic and paleoenvironmental interpretation of Miocene samples collected from outcrops in the studied area.

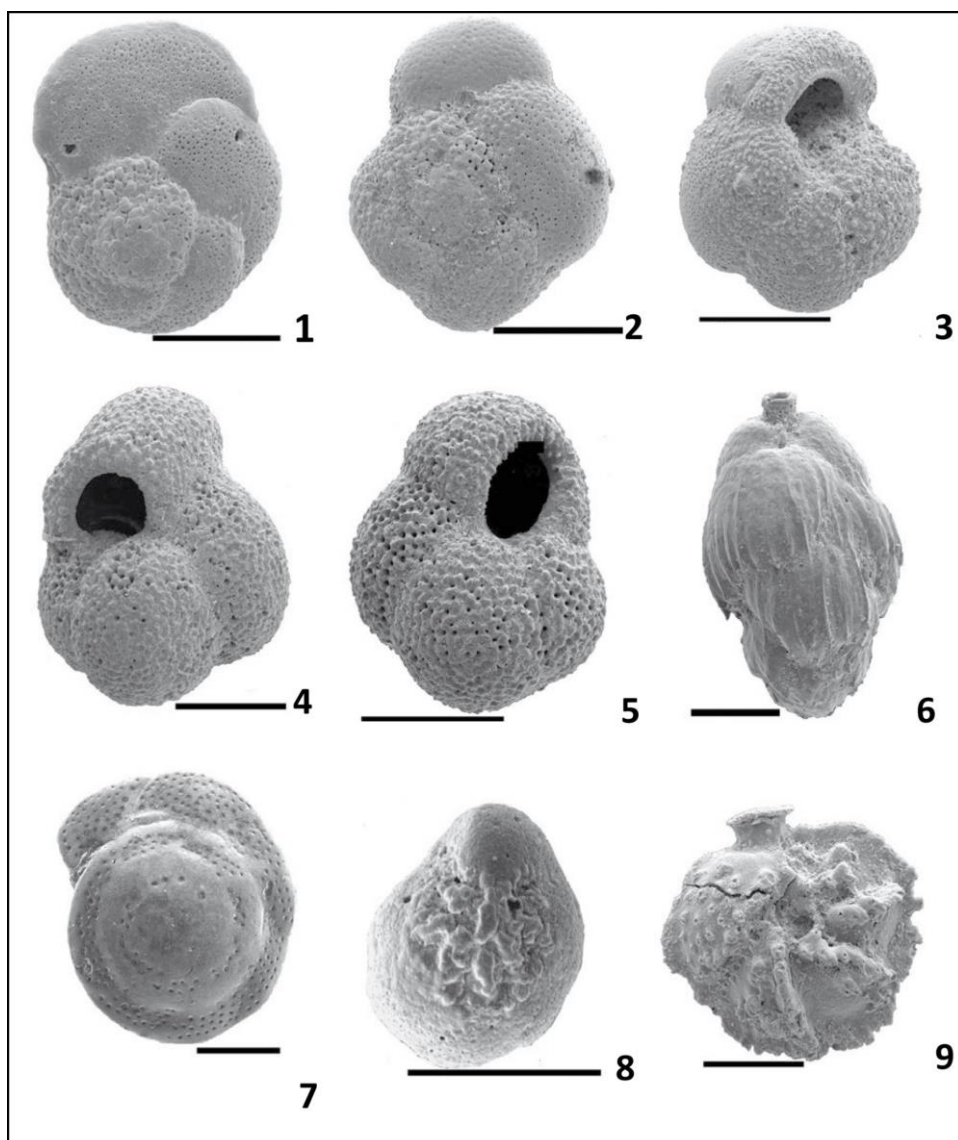


Fig. 4.3 – Tavola fotografica dei foraminiferi (Scala = 200 μ m):
Foraminifera photographic table
(Scale = 200 μ m):

- (1) *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez, veduta spirale, camp. CA13, Ferreri.
Globorotalia margaritae Bolli & Bermudez, spiral view, sample CA13, Ferreri.
- (2) *Globorotalia puncticulata* (Deshayes), veduta spirale, camp. C30, Alba.
Globorotalia puncticulata (Deshayes), spiral view, sample C30, Alba.
- (3) *Globorotalia puncticulata* (Deshayes), veduta ombelicale, camp. C30, Alba.
Globorotalia puncticulata (Deshayes), umbilical view, sample C30, Alba.
- (4) *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez, veduta ombelicale, camp. C13, Rio Ghidone.
Globigerinoides extremus Bolli & Bermudez, umbilical view, sample C13, Rio Ghidone.
- (5) *Globigerina sallentina*, Dallan, Giannelli & Salvatorini, veduta ombelicale, camp. SPD284/72, sondaggio Cherasco.
Globigerina sallentina, Dallan, Giannelli & Salvatorini, umbilical view, sample SPD284/72, Cherasco drilling.
- (6) *Uvigerina rutila* Cushman & Todd, veduta laterale, camp. CA13, Ferreri.
Uvigerina rutila Cushman & Todd, lateral view, sample CA13, Ferreri.
- (7) *Cibicidoides robertsonianus* (Brady), veduta spirale, camp. PA24, Borgata Rollini.
Cibicidoides robertsonianus (Brady), spiral view, sample PA24, Borgata Rollini.
- (8) *Buccella granulata* (Di Napoli Alliata), veduta ombelicale, camp. BV23, Bene Vagienna.
Buccella granulata (Di Napoli Alliata), umbilical view, sample BV23, Bene Vagienna.
- (9) *Siphonina planoconvexa* (Silvestri), veduta ombelicale, camp. PA9, S. Martino Alfieri.
Siphonina planoconvexa (Silvestri), umbilical view, sample PA9, S. Martino Alfieri.

CAMPIONI DA AFFIORAMENTO - PLIOCENE					
CAMPIONE	LOCALITA'	SPECIE PLANCTONICHE INDICATIVE	SPECIE BENTONICHE INDICATIVE	INTERVALLO STRATIGRAFICO	
BV3	Bene Vagienna	scarse, non indicative	<i>Buccella granulata</i>	Pliocene inf., MP14a	infra/circalitorale
BV4	Bene Vagienna	scarse, non indicative	<i>Buccella granulata</i> , Miliolidi	Pliocene inf., MP14a	infra/circalitorale
CA1	Casc. Laggera - Bra	associazione povera		non indic.	
CA2	Pocapaglia	sterile			
CA3	Pocapaglia	sterile			
CA3**a	Monticello (Loc. Macellai)	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina longistriata</i>	Plioc. inf-medio	circalitorale
CA3**b	Monticello (Loc. Macellai)	<i>Globorotalia margaritae</i>	<i>Anomalinoidea helicinus</i>	Plioc. inf., MP12/3	circal. profondo/epibatiale
CA3**c	Monticello (Loc. Macellai)	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina longistriata</i> , <i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
CA5	Monticello (Loc. Macellai)	<i>Globorotalia margaritae</i> , <i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Uvigerina rutila</i> , <i>Cibicoides robertsonianus</i>	Plioc. inf., MP13	circal. profondo/epibatiale
CA6	Villa di Monticello	<i>Globoturborotalita (Gb.) decoraperta</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Anomalinoidea helicinus</i> , <i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
CA7	Corneliano	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globoturborotalita (Gb.) decoraperta</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
CA8	Piobesi	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
CA8bis	Piobesi	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
CA9	Piobesi	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
CA10	Piobesi Bricco	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
CA11	Canale	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Bulimina minima</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
CA12	S. Stefano	<i>Globorotalia puncticulata</i> , <i>Globorotalia punct. padana</i>	<i>Siphonina planoconvexa</i>	Plioc. inf., MP14a	circalitorale profondo
CA13	Ferreri	<i>Globorotalia margaritae</i> , <i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP13	circal. profondo/epibatiale
CA14	verso S. Stefano	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Cassidulina carinata</i> , <i>Hopkinsina bononiensis</i>	Plioc. inf.	circalitorale
CA15	verso S. Stefano	<i>Globigerinoides obliquus</i>	<i>Buccella granulata</i> , <i>Valvulineria bradyana</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale
CA16	Canale	<i>Globorotalia margaritae</i> , <i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Reophax papillosus</i> , <i>Bulimina minima</i>	Plioc. inf., MP13	circal. profondo/epibatiale
CA17	pressi Canale	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Bolivina lucidopunctata</i>	Plioc. inf.	circal. profondo/epibatiale
C1	S. Bernardo	<i>Globigerina (Gt.) apertura</i>	<i>Marginulina costata coarctata</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
C2	Bra	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Uvigerina longistriata</i>	Plioc. inf.	circalitorale
C3	Cherasco, Casc. Picchi	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Bannerella gibbosa</i> , <i>Marginulina cost. coarctata</i>	Plioc. inf-medio	circalitorale
C5	Monastero Vasco	sterile			
C6	Benevagienna	associazione povera		non indicativo	
C9	Cherasco, Casc. Picchi	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina rutila</i> , <i>Marginulina cost. coarctata</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
C10	Isola d'Asti, loc. La Madonna	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Bolivina apenninica</i> , <i>Reophax papillosus</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
C12	Montaldo Scarampi, fornace	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Uvigerina rutila</i> , <i>Bolivina apenninica</i>	Plioc. inf., MP14a	circal. profondo/epibatiale
C13	Cherasco, Casc. Geina	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina rutila</i> , <i>Bolivina apenninica</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
C19	Benevagienna, Rio Ghidone	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf-medio	circalitorale profondo
C21	Fiammenga Mondovì	sterile			

CAMPIONI DA AFFIORAMENTO - PLIOCENE					
CAMPIONE	LOCALITA'	SPECIE PLANCTONICHE INDICATIVE	SPECIE BENTONICHE INDICATIVE	INTERVALLO STRATIGRAFICO	PALEOAMBIENTE
C34	Roreto	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i>	<i>Bannerella gibbosa</i>	Plioc. inf-medio	circalitorale
C35	Cherasco Rio Crosio	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i>	<i>Heterolepa bellincionii</i>	Plioc. inf-medio	circalitorale
C36	Cherasco Rio Crosio	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i>	<i>Bannerella gibbosa, Heterolepa bellincionii</i>	Plioc. inf-medio	circalitorale
C37	Cherasco Rio Crosio	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i>	<i>Bannerella gibbosa, Heterolepa bellincionii</i>	Plioc. inf-medio	circalitorale
C38	T. Branzola (Mondovì)	sterile			
C39	Magliano Alpi (S. Bernardo)	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i>	<i>Marginulina cost. coarctata</i>	Plioc. inf-medio	circalitorale
C40	Pocapaglia	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Brizalina spp., Heterolepa bellincionii</i>	Plioc. inf.	circalitorale
C41	Monticello d'Alba S. Giuseppe	associazione povera		non indicativo	
C42	Cherasco Casc. Picchi	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Marginulina cost. coarctata</i>	Plioc. inf, MP4a	circalitorale
C43	Cava Monticello d'Alba	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Anomalinoides helicinus, Bulimina minima</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
C44	Pianfei	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Anomalinoides helicinus</i>	Plioc. inf-medio	circal. profondo/epibatiale
C47	T. Ermena (Mondovì)	associazione povera		non indicativo	
C48	Monticello d'Alba S. Giuseppe	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP14a	circalitorale
C54	Corneliano d'Alba	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf-medio	circalitorale
C55	Monteu Roero	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Buccella granulata</i>	Plioc. inf., MP14a	infra-circalitorale
M2	Veza d'Alba loc. Socco	<i>Globorotalia margaritae</i>	<i>Anomalinoides helicinus, Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP12?	epibatiale
M3	Veza d'Alba	<i>Globorotalia margaritae</i>	<i>Anomalinoides helicinus, Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP12?	epibatiale
M4	Veza d'Alba	<i>Globorotalia margaritae, Globorotalia puncticulata</i>	<i>Uvigerina rutila, Bolivina placentina</i>	Plioc. inf., MP13	circalitorale profondo
M5	Veza d'Alba	<i>Globorotalia margaritae, Globorotalia puncticulata</i>	<i>Uvigerina rutila, Bolivina placentina</i>	Plioc. inf., MP13	circal. profondo/epibatiale
M6	Veza d'Alba	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Buccella granulata</i>	Plioc. inf., MP14a	circalitorale
MO1	Monticello d'Alba	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Bannerella gibbosa, Florilus boueanum</i>	Plioc. inf., MP14a	circalitorale
Ca 1	Castel Nuovo Don Bosco	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Bannerella gibbosa, Florilus boueanum</i>	Plioc. inf., MP14a	circalitorale
Ba1	Baldissero	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Bannerella gibbosa, Florilus boueanum</i>	Plioc. inf., prob. MP14a	circalitorale
PA3	C. Cagnau	non indicativo	<i>Ammonia beccarii, Bulimina minima</i>	Plioc. inf.-medio	infra-circalitorale
PA5	Sud Asti	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i>	<i>Bulimina lappa, Bulimina minima</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale
PA7	C. S. Cristoforo	non indicativo	<i>Bulimina lappa, Siphonina planoconvexa</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale
PA9	S. Martino Alfieri	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura, Globigerinoides extremus</i>	<i>Bolivina placentina, Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale profondo
PA12	C. Varga, Lavezzole	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Brizalina spp., Uvigerina peregrina</i>	Plioc. inf., MP14a	circalitorale
PA14 medio	S. Sebastiano	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Ammonia spp., Bulimina minima</i>	Plioc. inf., MP13	circal. profondo/epibatiale
PA14sup	S. Sebastiano	<i>Globorotalia margaritae, Globorotalia puncticulata</i>	<i>Hoeglundina elegans, Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP13	circal. profondo/epibatiale
PA14inf	S. Sebastiano	<i>Globorotalia margaritae, Globorotalia puncticulata</i>	<i>Hoeglundina elegans, Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP13	circal. profondo/epibatiale

CAMPIONI DA AFFIORAMENTO - PLIOCENE					
CAMPIONE	LOCALITA'	SPECIE PLANCTONICHE INDICATIVE	SPECIE BENTONICHE INDICATIVE	INTERVALLO STRATIGRAFICO	PALEOAMBIENTE
PA18	Lavezzole	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Bolivina placentina</i>	Plioc. inf., MP14a	circalitorale profondo
PA23inf	S. Damiano/Govone	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Sphaeroidinellopsis</i> sp.	<i>Bolivina placentina</i> , <i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf.-medio	circal. profondo/epibatiale
PA23m	S. Damiano/Govone	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Bolivina apenninica</i>	Plioc. inf., MP14a	circal. profondo/epibatiale
PA23sup	S. Damiano/Govone	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Bolivina placentina</i> , <i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP14a	circal. profondo/epibatiale
PA24	Borgata Rollini	<i>Globorotalia margaritae</i> , <i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Anomalinoidea helicinus</i> , <i>Parrelloides robertsonianus</i>	Plioc. inf., MP13	epibatiale
PA26 sabbie	Borgata Saracchi	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Ammonia</i> spp., <i>Elphidium</i> spp.	Plioc. inf.-medio	infra-circalitorale
PA26 silt	Borgata Saracchi	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Cassidulina carinata</i> , <i>Neoeponides schreibersii</i>	Plioc. inf., MP14a	circalitorale profondo
PA27	Borgata Saracchi	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Bolivina placentina</i> , <i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP14a	circal. profondo/epibatiale
PA28	Rio Vandera	plancton assente	<i>Marginulina cost. coarctata</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale
PA29	Variglie	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i>	<i>Bolivina lucidopunctata</i> , <i>Bolivina placentina</i>	Plioc. inf.-medio	infra-circalitorale
PA30	Nord Vaglierano	ass. povera	<i>Florilus boueanum</i>	Plioc. inf.-medio	infra-circalitorale
PA35	Borgata Manina	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i>	<i>Bulimina minima</i>	Plioc. inf.-medio	infra-circalitorale
PA39	Celle Enomondo	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Bolivina placentina</i>	Plioc. inf., MP14a	circalitorale profondo
PA41	Antignano	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Anomalinoidea helicinus</i> , <i>Marginulina cost. coarctata</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale profondo
PA43a	Vaglierano	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globigerinoides obliquus</i>	<i>Bolivina apenninica</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale
PA43b	Vaglierano	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i>	<i>Bulimina minima</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale
PA46	S. Maria delle Grazie	<i>Globorotalia margaritae</i> , <i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP13	circal. profondo/epibatiale
PA47 l.s.	S. Maria delle Grazie	associazione molto povera	<i>Buccella granulata</i>	Plioc. inf.-medio	infra-circalitorale
PA47 sup	S. Maria delle Grazie	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Bolivina placentina</i> , <i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP14a	circalitorale
PA48	Craviano/S. Damiano	<i>Globorotalia margaritae</i> , <i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Hoeglundina elegans</i> , <i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., MP13	circal. profondo/epibatiale
PA49a	Craviano	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Bolivina placentina</i> , <i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale profondo
PA49b	Craviano	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Bolivina apenninica</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale
PA50	Govone	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i>	<i>Uvigerina longistriata</i> , <i>Parrelloides robertsonianus</i>	Plioc. inf.	epibatiale
Br	T. Branzola (Mondovi)	<i>Globorotalia scitula</i>	<i>Anomalinoidea helicinus</i> , <i>Bolivina leonardii</i>	Pliocene inf.	epibatiale
Ni	Niere (Mondovi)	sterile			
P 6/1	Pianfei	<i>Globoturborotalita (Gb.) apertura</i> , <i>Globoturborotalita (Gb.) decoraperta</i>	<i>Florilus boueanum</i> , <i>Buccella granulata</i>	Pliocene MP14a/b	circalitorale
P 6/2	Pianfei	<i>Globoturborotalita (Gb.) decoraperta</i>	<i>Florilus boueanum</i> , <i>Valvulineria bradyana</i>	Pliocene MP14a/b	circalitorale
PO1	Pogliola	associazione molto povera	<i>Ammonia beccarii</i> , <i>Bannerella gibbosa</i>	Plioc. inf.-medio	infra-circalitorale
PO2	Pogliola	<i>Globigerinoides extremus</i> , <i>Globigerinoides obliquus</i>	<i>Globobulimina ovula</i> , <i>Heterolepa bellincionii</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale
RG	Rio Branzola (Mondovi)	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Bolivina leonardii</i> , <i>Globulina tuberculata</i>	Plioc. inf.-medio	circal. profondo/epibatiale

< (nelle pagine precedenti)

Tab. 4.2 - Campione, località, specie di foraminiferi planctonici e bentonici più significative, interpretazione biostratigrafica e paleoambientale dei campioni raccolti in affioramento datati al Pliocene nell'area studiata.

Sample, site, significant planktonic and benthic foraminiferal species, biostratigraphic and paleoenvironmental interpretation of Pliocene samples collected from outcrops in the studied area.

indicative della zona circalitorale profonda (da - 70/- 100 a - 200 m), con comuni esemplari di *Globorotalia puncticulata* e *G. puncticulata padana*; nei sedimenti più sabbiosi (Sabbie di Asti) si hanno invece associazioni tipiche di paleobatimetrie dall'infra-circalitorale al circalitorale (max - 50/ - 70 m), con scarsi esemplari planctonici e aumento percentuale dei taxa di acque basse. In sedimenti siltosi sono spesso comuni taxa bentonici infaunali, tipici di fondali disaerobici, quali *Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Globobulimina* spp. In numerose località i frequenti livelli biocalcarenitici, con foraminiferi di ambiente infralitorale (*Ammonia* spp., *Cibicides lobatulus*, *Elphidium* spp., *Neoconorbina terquemi* ecc.), testimoniano episodi di risedimentazione gravitativa, con accumulo di abbondante detrito biogenico proveniente dalla piattaforma interna.

In tutta l'area sono comuni associazioni a foraminiferi prive di *markers* planctonici, che risultano attribuibili al Pliocene inferiore solo in base a taxa bentonici, come era stato riscontrato in studi precedenti nelle Langhe sud-occidentali (Pavia *et al.*, 1989; Violanti e Giraud, 1992). L'assenza delle forme planctoniche mesopelagiche, quali i generi *Sphaeroidinellopsis* e *Globorotalia*, sembra motivata da fattori paleoambientali, più precisamente da fondali poco profondi e/o da acque con abbondanti nutrienti e materiale terrigeno (condizioni non idonee per i taxa planctonici oligotrofici e mesopelagici).

In particolare, in sedimenti a contatto o in prossimità di depositi miocenici (messiniani o più antichi) si sono evidenziate associazioni a foraminiferi ricche e diversificate, riferibili a paleoambienti dall'epibatiale superiore a circalitorale profondo. Il rapporto P/(P+B) è compreso tra 30-70%, le specie bentoniche sono diversificate, con comuni taxa profondi a distribuzione compresa tra il Miocene ed il Pliocene inferiore-medio (*Anomalinoidea* spp., *Heterolepa dertonensis*, *Uvigerina rutila* ecc.) e rare, sporadiche specie segnalate nel Pliocene, quali *Bolivina leonardii* e *B. usensis*, (Conato 1954; Agip 1982). In alcuni campioni (camp. C44, Pianfei - Tab. 4.2; Fig. 4.2) è stata condotta anche l'analisi dei nanofossili calcarei (cortesia: M.R. Amore). Sono state riconosciute associazioni ricche con grado di conservazione medio; sono comuni *Helicosphaera carteri*, *Coccolithus pelagicus*, *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Amaurolithus delicatus*. La presenza di *A. delicatus* definisce un intervallo di età dal Messiniano inf. (zona CN9b) al Pliocene inf. (zona MNN13) (Fig. 4.1.).

(nella pagina seguente)>

Tab. 4.3 - Campione, località, specie di foraminiferi planctonici e bentonici più significative, interpretazione biostratigrafica e paleoambientale dei campioni provenienti da sondaggi nell'area studiata.

Sample, site, significant planktonic and benthic foraminiferal species, biostratigraphic and paleoenvironmental interpretation of samples collected from drillings in the studied area.

Queste associazioni potrebbero rappresentare i depositi marginali e meno profondi di scarpata, corrispondenti a quelli di bacino riferibili alla biozona MPI1-MPI2 e alla Sequenza PL1.

Nella parte sommitale, siltoso-sabbiosa, di successioni pelitiche più precisamente databili nelle loro porzioni inferiori e in campioni delle Sabbie di Asti prevalgono associazioni da circalitorali a infralitorali, con foraminiferi planctonici rari o assenti (P/(P+B) = 0-10%), numero di specie bentoniche variabile, molto basso nelle associazioni di ambiente infralitorale. Nei depositi siltoso-argillosi le associazioni sono generalmente dominate da forme infaunali (*Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Florilus boueanum*, *Cassidulina carinata*), tra cui possono essere presenti *Bolivina apenninica*, *B. placentina*, *Bulimina minima*, estinte nella biozona MPI5 (Sprovieri, 1986) e pertanto ancora attribuibili al Pliocene. In alcuni livelli sabbiosi è presente *Buccella granulata*, segnalata a partire dalla biozona MPI4a (Basilici *et al.*, 1997; Violanti, 2012); negli altri campioni sono presenti solo forme infralitorali a lunga distribuzione (*Ammonia beccarii*, *Elphidium* spp.) e non è possibile una precisa attribuzione biostratigrafica.

4.3 - DISCUSSIONE E MODELLO BIOSTRATIGRAFICO/PALEOAMBIENTALE

L'analisi biostratigrafica e paleoambientale delle associazioni a foraminiferi dell'area esaminata evidenzia:

1. Affioramenti miocenici, pertinenti alle successioni sedimentarie delle Sequenze ME1 (Allogruppo EM) e ME3 (Allogruppo LM), sono ampiamente rappresentati nell'area più meridionale (a S di Mondovì), dove sono state riconosciute microfaune dal Burdigaliano fino al Messiniano, mentre nell'area di Alba il substrato pre-pliocenico è rappresentato da depositi argilloso-marnosi messiniani.
2. Associazioni a rari *Sphaeroidinellopsis*, riferibili alla biozona MPI1 (zona ad acme di *Sphaeroidinellopsis*) dello Zancleano basale, Sequenza PL1, sono state rinvenute solo nei pressi di Govone (camp. PA23inf. - Tab. 4.2). Tuttavia, almeno alcune delle associazioni prive d'indici biostratigrafici, riconosciute in affiora-

CAMPIONI DA SONDAGGI						
SONDAGGIO	LOCALITA'	CAMPIONI	SPECIE PLANCTONICHE INDICATIVE	SPECIE BENTONICHE INDICATIVE	INTERVALLO STRATIGRAFICO	PALEOAMBIENTE
SPD284	Cherasco	22, 24, 70, 71, 72	<i>Globigerina salentina</i> , <i>Globigerinoides italicus</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf., prob. MPI3	circalitorale
SPD286	Cherasco	23, 25, 26, 27, 73,	<i>Globoturbotalita apertura</i>	<i>Buccella granulata</i>	Plioc. inf.-medio	infralitorale
		74	sterile per foraminiferi, presenza oogoni Characeae		Messiniano?	salmastro/dulcicolo
SPD283	Cherasco	50, 51	<i>Globoturbotalita apertura</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Bolivina apenninica</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale
SPD282	Cherasco	52, 53	<i>Globoturbotalita apertura</i>	<i>Globulina tuberculata</i>	Plioc. inf.-medio	infralitorale
SPD287	Cherasco	75, 76, 77, 78	sterili			
S2810	Cherasco	79, 80, 81, 82	<i>Globoturbotalita apertura</i>	<i>Bolivina apenninica</i> , <i>Buccella granulata</i>	Plioc. inf.-medio	infra-circalitorale
S276	Cherasco	83, 84, 85	<i>Globorotalia margaritae</i> (solo camp. 84)	<i>Uvigerina rutila</i> , <i>Cibicoides robertsonianus</i>	Pliocene inf., MPI2/3	circalitorale profondo/epibatiale
S2711	Cherasco	86, 87	sterili			
S272	Cherasco	88, 89, 90	<i>Globoturbotalita apertura</i> , <i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale profondo/epibatiale
S285	Cherasco	91, 92, 93	<i>Globigerinoides extremus</i> , <i>Globigerinoides obliquus</i>	<i>Uvigerina rutila</i> , <i>Bolivina apenninica</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale/circalitorale profondo
S BRA	Bra	28, 29, 30, 31	sterili			
S CA	Carmagnola	57, 58, 59	sterili			
SMR	Monteu Roero	60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67	<i>Globoturbotalita apertura</i> (solo camp. 60)	<i>Buccella granulata</i>	Plioc. inf.-medio	infralitorale
S PO1	Mondovi Breo	1 (-8m pc)	<i>Globorotalia conomiozea</i>	<i>Uvigerina barbatula</i> , <i>Bolivina reticulata</i>	Messiniano inf., Zona G. conomiozea	circalitorale profondo/epibatiale
S PO2	Mondovi Breo	2 (-10m pc)	<i>Globorotalia conomiozea</i> , <i>Globorotalia mionumida</i>	<i>Uvigerina barbatula</i> , <i>Bolivina reticulata</i>	Messiniano inf., Zona G. conomiozea	circalitorale profondo/epibatiale
MOP	Mondovi Piazza		sterile			
MOS	Mondovi Piazza		<i>Globoquadrina langhiana</i> , <i>Globigerinoides bisphericus</i>	<i>Ammonia</i> spp., <i>Uvigerina auberiana</i> , <i>Melonis pompilioides</i>	Messiniano? Burdig./Langhiano rimaneggiati	infralitorale, taxa batiali rimaneggiati
MOV	Mondovi Piazza		<i>Globorotalia acrostoma</i> , <i>Globorotalia praescitula</i> , <i>Globoquadrina langhiana</i>	<i>Ammonia</i> spp., <i>Bolivina miocenica</i>	Messiniano? Burdig./Langhiano rimaneggiati	associazione povera e mal conservata
SCR	Riva di Chieri	R 192	rari gusci rimineralizzati	rari <i>Florilus boueanum</i>	probabile Plioc. inf.-medio	infra/circalitorale
		R 195	assente	<i>Florilus boueanum</i> , <i>Ammonia beccarii</i>	probabile Plioc. inf.-medio	infra/circalitorale
		R 210	sterile (rari frammenti molluschi, echinidi)			
		R 215	sterile (rari frammenti molluschi, ostracodi)			
SONDAGGI ENI						
AS1	pozzo Eni Asti 1	n° 1 (301-304 m)	<i>Globorotalia margaritae</i> , <i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Hoeglundina elegans</i> , <i>Vaginulinopsis carinata</i>	Pliocene inferiore, MPI3	epibatiale
		n° 2 (418-420 m)	rara <i>Globorotalia nicolae</i>	<i>Bolivina dentellata</i> , <i>Uvigerina peregrina</i>	Messin. Inf.	epibatiale
		n° 3 (524-526 m)	<i>Globorotalia cf. suterae</i> , <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> sinistrorsa	<i>Bolivina tectiformis</i> , <i>Uvigerina auberiana</i>	Mioc. Sup., prob. Tortonianio	epibatiale
SA1	Pozzo Eni Saluzzo 1	n° 1 (222-226 m)	<i>Neogloboquadrina acostaensis</i> destrorsa	<i>Florilus boueanum</i> , <i>Bulimina minima</i>	Plioc. inf.-medio	circalitorale
		n° 2 (400-405 m)	<i>Globorotalia margaritae</i>	<i>Bolivina apenninica</i> , <i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf.-medio	epibatiale
SA2	Pozzo Eni Saluzzo 2	n° 1 (805 m)	non indicativo	poverissimo	indet.	indet.
		n° 2 (805-807 m)	<i>Globorotalia puncticulata</i>	<i>Florilus boueanum</i> , <i>Bannerella gibbosa</i>	Pliocene inferiore, MPI4a	circalitorale profondo
		n° 3 (902 m)	<i>Globigerinoides extremus</i>	<i>Anomalinoidea helicinus</i> , <i>Uvigerina rutila</i>	Plioc. inf.-medio	circal. profondo/epibatiale
		n° 4 (904 m)	sterile			
		n° 5 (1098-1101 m)	assente	rari gusci incrostatati	indet.	indet.

CAMPIONI DA AFFIORAMENTO - NANNOFOSSILI				
CAMPIONE	LOCALITA'	ASSOCIAZIONE	SPECIE INDICATIVE	INTERVALLO STRATIGRAFICO
3033	Mondovì p. Europa	associazione ricca a <i>Calcidiscus macintyreii</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Dictyococcites</i> spp., <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> "round", <i>Sphenolithus</i> spp.	<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> "round"	Età pre-pleistocenica, probabile Messiniano inferiore, zona CN9b
Ca1	Castel Nuovo Don Bosco	associazione ricca con forme rimaneggiate da Cretaceo a Miocene	<i>Discoaster tamalis</i> , <i>Helicosphaera sellii</i>	Pliocene zone da MNN14-15 a MNN16a
Ba1	Baldissero	associazione povera, pessima conservazione, con rari <i>Calcidiscus leptoporus</i> , <i>Coccolithus miopelagicus</i> , <i>C. pelagicus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> , <i>Dictyococcites</i> spp., <i>Discoaster variabilis</i> , <i>R.</i>	non significative	non precisabile
C39	Magliano Alpi (S. Bernardo)	associazione a <i>Calcidiscus leptoporus</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Dictyococcites</i> spp., <i>Discoaster pentaradiatus</i> , <i>D. variabilis</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>R. pseudoumbilicus</i>	<i>Discoaster pentaradiatus</i>	Tortoniano superiore - Pliocene superiore
C44	Pianfei	associazione a <i>Amaurolithus delicatus</i> , <i>Calcidiscus leptoporus</i> , <i>C. macintyreii</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Dictyococcites</i> spp., <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>R. pseudoumbilicus</i>	<i>Amaurolithus delicatus</i>	Messiniano inferiore - Pliocene inferiore
CAMPIONI DA POZZI - NANNOFOSSILI				
POZZO	CAROTA	SPECIE INDICATIVE FORAMINIFERI	SPECIE INDICATIVE NANNOFOSSILI	INTERVALLO STRATIGRAFICO
ASTI 1	n° 1 (301-304 m)	<i>Globorotalia puncticulata</i> (frequente), <i>G. margaritae</i>	presenza di <i>R. pseudoumbilicus</i> , <i>A. delicatus</i> ; assenza di <i>P. lacunosa</i> .	Pliocene inf. Foram.: zona MPI3 Nannof.: zona MNN13-15p.p. (1)
	n° 2 (418-420 m)	presenza di <i>G. nicolae</i>	no nanno	Messiniano inf. Foram.: zona a T. conomiozea eq.
	n° 3 (524-526 m)	<i>N. acostaensis</i> (sinistrorsa), <i>U. auberiana</i>	CN7-8 (2)	Tortoniano inf. prob. Nannof.: zona CN7-8 (2)
SALUZZO 1	n° 1 (222-226 m)	assenti <i>Globorotalie</i> , presente <i>N. acostaensis</i> (destrorsa)	presenza di scarse <i>H. sellii</i> , <i>C. macintyreii</i> ; no <i>P. lacunosa</i>	Pliocene Inf. ? Nannof.: zona MNN13-15p.p. ? (1)
	n° 2 (400-405 m)	<i>Globorotalia margaritae</i> (comune)	presenza di <i>A. delicatus</i> , <i>A. primus</i>	Pliocene inf. Foram.: zona MPI2 Nannof.: zona MNN12 (1)
SALUZZO 2	n° 1 (804-807 m)	<i>Globorotalia puncticulata</i>	associazioni non significative	Pliocene inf. Foram.: zona MPI3 o MPI4a
	n° 2 (902-905m)	assenti <i>Globorotalie</i> , presenza di <i>U. rutila</i> , <i>V. striatissima</i>	associazione poco significativa, presenza di <i>H. sellii</i> (rara)	Pliocene Inf. Foram.: zona MPI3 eq. Nannof.: non più basso di zona MNN13 (1)
	n° 3 (1098-1101 m)	Associazioni scarse, poco significative	associazioni non significative; assenti forme sicuramente plioceniche quali <i>H. sellii</i> e <i>P. lacunosa</i>	-
(1) Rio et al., 1989 (2) Okada & Bukry, 1980				

Tab. 4.4 – Campione, località, specie indicative e intervallo stratigrafico dei nannofossili relativi a campioni di superficie e di pozzi ENI. *Sample, site, indicative species and stratigraphic range of nannofossils relative to surface samples and ENI wells*

- menti di argille a contatto con depositi miocenici (camp. PA50, Camp Br - Tab. 4.2; Fig. 4.2), potrebbero essere state deposte nel Pliocene basale, su fondali della zona epibatiale superiore. In tali associazioni l'assenza di *Sphaeroidinellopsis*, forma mesopelagica, potrebbe essere motivata da profondità dei fondali inferiore a -600/800 m (batimetria richiesta per la diffusione del genere). Associazioni simili sono state segnalate nell'area di Mondovì (Violanti e Giraud, 1992), a Breolungi (Pavia *et al.*, 1989) e ad Alba (Montefameglio *et al.*, 1979). La biozona MPI1 è invece ben documentata in Piemonte nella successione affiorante a Moncucco Torinese (Bicchi *et al.*, 2002; Trenkwalder *et al.*, 2008; Violanti *et al.*, 2011a) e nel sondaggio di Narzole (Alba) (Violanti *et al.*, 2009), in cui le microfaune attribuibili a questa biozona risultano ben confrontabili con quelle dei campioni sopra indicati.
3. Le associazioni sicuramente databili alla biozona MPI2, Sequenza PL1, in base alla presenza di *G. margaritae*, all'elevato rapporto P/(P+B) e alla presenza di taxa bentonici batiali, tra cui *P. robertsonianus*, risultano sempre riferibili all'ambiente epibatiale, e sono ben confrontabili con le coeve microfaune delle successioni di Moncucco T., di Narzole e dei depositi pelagici della Sicilia (Sgarrella *et al.*, 1999). Gli affioramenti sono tuttavia molto scarsi, limitati all'area a N di Alba; in sondaggio la biozona è stata determinata solo nell'area di Cherasco (camp. S276) e nel pozzo Agip Saluzzo 1 (carota n.2: camp. -400/405 m) (Tab. 4.3, Fig. 4.2). Associazioni coeve sono state inoltre osservate anche in scarsissimi affioramenti del Monferrato orientale (Dela Pierre *et al.*, 2003; Violanti, 2005).
 4. Differenti condizioni paleodeposizionali si evidenziano negli intervalli correlabili sia con la biozona MPI3, Sequenza PL1, documentata in base alla presenza concomitante di *G. margaritae* e *G. punctulata* solo in pochi campioni (camp. CA5, Monticello/I Macellai, CA13 Ferreri, PA14 S. Sebastiano, PA48 Craviano - Tab. 4.2; Fig. 4.3), sia con la biozona MPL4a, Sequenze PL1 e PL2, a cui risulta riferibile un maggior numero di campioni, distribuiti su tutta l'area in studio. L'evoluzione *shallowing-upward* della successione appare ben confrontabile con quanto in precedenza delineato nel settore cuneese (Bottino *et al.*, 1994; Cavalli e Vigna, 1995). I depositi più profondi, di ambiente epibatiale e riferibili alla biozona MPI3, presentano microfaune con caratteri simili a quelli della precedente biozona MPI2; si differenziano per l'aumento percentuale di esemplari bentonici trasportati dalla piattaforma. Depositati siltoso-argillosi meno profondi, circolitorali, si individuano a partire dalla stessa biozona MPI3. Associazioni di ambiente epibatiale superiore/circolitorale profondo, riferibili alla successiva biozona MPI4a in base alla presenza della sola *G. punctulata*, sono documentate nelle argille di Vezza d'Alba (camp. M6 - Tab. 4.2). Progressivamente diventano però prevalenti sedimenti da flussi gravitativi siltoso-sabbiosi e sabbiosi, con livelli calcarenitici e con microfaune indicative di fondali dal circolitorale poco profondo all'infralitorale. Alcuni livelli sembrano riferibili alla zona MPI4a in base alla presenza di *Buccella granulata*.
 5. Le associazioni di acque basse, da infra-circolitorali a infralitorali, dei sedimenti sabbiosi, riferibili come litologie alle Sabbie di Asti o a facies "Villafranchiane", contengono solo taxa a lunga distribuzione (*Ammonia beccarii*, *Elphidium* spp., *Florilus boueanum*, ecc.). Le correlazioni fisico-stratigrafiche indicano come probabilmente esse siano coeve o di poco successive a quelle precedenti: la composizione delle associazioni è infatti simile, sono inoltre saltuariamente presenti taxa che si estinguono durante la biozona MPI5 o alla sua sommità (*Bolivina lucidopunctata*, *Bulimina minima*). In base all'assenza di taxa di acque fredde o temperato-fredde quali *Bulimina marginata*, la cui comune comparsa (FCO) è stata datata a 2,63 Ma BP (Patacca e Scandone, 2004), le associazioni degli ultimi depositi marini pliocenici dell'area di studio sembrano comunque antecedenti il deterioramento climatico datato tra 2,5-2,4 Ma BP (Channell *et al.*, 1994).
 6. Mentre le associazioni plioceniche basali (MPI1- MPI2) sono generalmente prive di foraminiferi rimaneggiati, gli esemplari di specie più antiche, riferibili a diversi intervalli del Miocene, diventano comuni nei depositi a partire dalla biozona MPI3 e evidenziano fasi di più intensa erosione e rimaneggiamento. Sabbie di ambiente intertidale o costiero contenenti foraminiferi rimaneggiati di ambiente pelagico e databili al Pliocene inferiore sono state rinvenute alla sommità della successione pliocenica "villafranchiana" sia nell'area in studio che nell'Astigiano (De Bortoli *et al.*, 2004).
 7. In complesso, data la scarsa presenza di specie indice di zona, solo un numero limitato di campioni pliocenici è risultato direttamente attribuibile alle Sequenze PL1 e PL2 su base biostratigrafica. La composizione delle associazioni a foraminiferi e le condizioni paleobatimetriche sono spesso simili e solo i rapporti stratigrafici tra i corpi sedimentari hanno permesso una attribuzione di molti campioni alle due sequenze.

5 – EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA DELLA SUCCESSIONE MESSINIANO-PLEISTOCENICA DEL BACINO DI SAVIGLIANO

I dati e le interpretazioni raccolte nel corso dello studio hanno consentito di ricostruire l'evoluzione tettono-sedimentaria del Bacino di Savigliano tra il Messiniano e il Pleistocene. Nella successione studiata, comprendente sedimenti di età compresa tra il Tortoniano terminale e l'Olocene, sono state riconosciute 4 *unconformity* maggiori di origine tettonica. Le informazioni biostratigrafiche e cronostatigrafiche disponibili hanno consentito la loro correlazione con le *unconformity* regionali di origine tettonica Tortoniana Terminale (LTO – Latest Tortonian Unc.), Intra-Messiniana (IME – Intra-Messinian Unc.), Intra-Zancleana (IZA – Intra-Zanclean Unc.) e Gelasiana Inferiore (EGE – Early Gelasian Unc.). Tali *unconformity* sono state riconosciute in vari studi dei bacini sepolti dell'area padana e del margine dell'Appennino Settentrionale basati su dati di sottosuolo (Gelati *et al.*, 1987; Ghielmi *et al.*, 1998, 2010, 2013; Amore *et al.*, 2004; Minervini *et al.*, 2008; Rossi *et al.*, 2002, 2015). Le quattro *unconformity* suddividono la successione sedimentaria del Bacino di Savigliano in altrettante unità stratigrafico-deposizionali a grande scala che sono state interpretate, dal punto di vista stratigrafico-sequenziale, in termini di allogruppi. Queste unità a grande scala sono state denominate sulla base dell'età delle corrispondenti successioni sedimentarie: EM (*Early Messinian*), LM (*Late Messinian*), PL (*Pliocene*), PS (*Pleistocene*).

Vista la loro rilevanza per l'evoluzione tettonica e sedimentaria dell'area studiata ciascuno degli allogruppi sarà descritto separatamente, riportando per ciascuno di essi prima le descrizioni degli affioramenti e dei dati di sottosuolo e quindi le relative interpretazioni e discussioni.

L'analisi integrata dei dati di affioramento e di sottosuolo del Bacino di Savigliano ha evidenziato come la variabilità litologica della successione messiniana e plio-pleistocenica non sia del tutto rappresentata negli schemi litostratigrafici essenzialmente basati su dati di affioramento finora proposti.

Per meglio descrivere la variabilità locale della successione studiata si è pertanto provveduto da un lato alla definizione di alcune nuove unità informali, dall'altro alla ripartizione di alcune delle unità litostratigrafiche già formalizzate in

sottounità o membri di carattere informale. Lo schema stratigrafico-sequenziale adottato in questo studio per il Messiniano del Bacino di Savigliano è riportato in Fig. 5.1. Lo schema è stato reso omogeneo, per il Miocene superiore, con quello recentemente proposto per il BTP da Rossi e Craig (2016). In Fig. 5.2 è invece presentato lo schema proposto per la successione plio-pleistocenica. Nella Tav. 1 è riportata la carta geologica della successione Messiniana-Pleistocenica del Bacino di Savigliano. Come descritto in Par. 2.2, la carta è basata su rilevamenti originali condotti nella parte sud del bacino integrati con le cartografie della parte nord già esistenti.

5.1 – IL MESSINIANO PRE- E SIN-EVAPORITICO DELL'ALLOGRUPPO EM

La successione compresa tra le *unconformity* tettoniche Tortoniana Terminale (LTO) e Intra-Messiniana (IME) è stata attribuita all'Allogruppo EM (Early Messinian). L'allogruppo comprende pertanto depositi del Tortoniano sommitale e del Messiniano pre- e sin-evaporitico. In questo periodo, l'area di studio era occupata da un unico ampio e profondo bacino di piggy-back che comprendeva le aree dell'attuale Sottobacino di Fossano, la parte est di quello di Moretta e l'Astigiano (Fig. 3.4). Il bacino era limitato a E dalle Langhe, a S e a O dai rilievi delle Alpi e a N dalla parte già emersa dei fronti della Collina di Torino e del Monferrato, l'unico collegamento era con il Bacino di Alessandria a NE, attraverso la soglia di Asti. Le discordanze angolari riconosciute in sismica indicano come l'*Unconformity* Tortoniana Terminale¹ (indicata nelle figure, nelle sezioni sismiche e nelle tavole in colore arancio) corrisponda ad una fase di sollevamento dei fronti del Monferrato e della Collina di Torino (Figg. 3.3, 3.5, 3.7, 3.15). Sempre in questa fase si registra anche l'inizio dell'attività dei fronti di Saluzzo e Polonghera e della riattivazione della connessa rampa profonda del Belbo (Fig. 3.5). Come già accennato nel Par. 3.3, in affioramento l'*unconformity* è visibile chiaramente nelle colline del Monregalese e di La Morra, dove alla base dell'Allogruppo EM affiorano depositi grossolani con spessori superiori ai 50-90 m che colmano depressioni erosi-

1 Nel Bacino di Savigliano la base dell'Allogruppo EM corrisponde circa al limite Tortoniano-Messiniano. L'attribuzione più precisa di questo limite tettonico al Tortoniano terminale è basato sui risultati di vari studi

condotti nei bacini del margine dell'Appennino settentrionale e della Pianura Padana (Ghielmi *et al.*, 1998, 2010, 2013; Fantoni *et al.*, 2001; Rossi *et al.*, 2002, 2015).

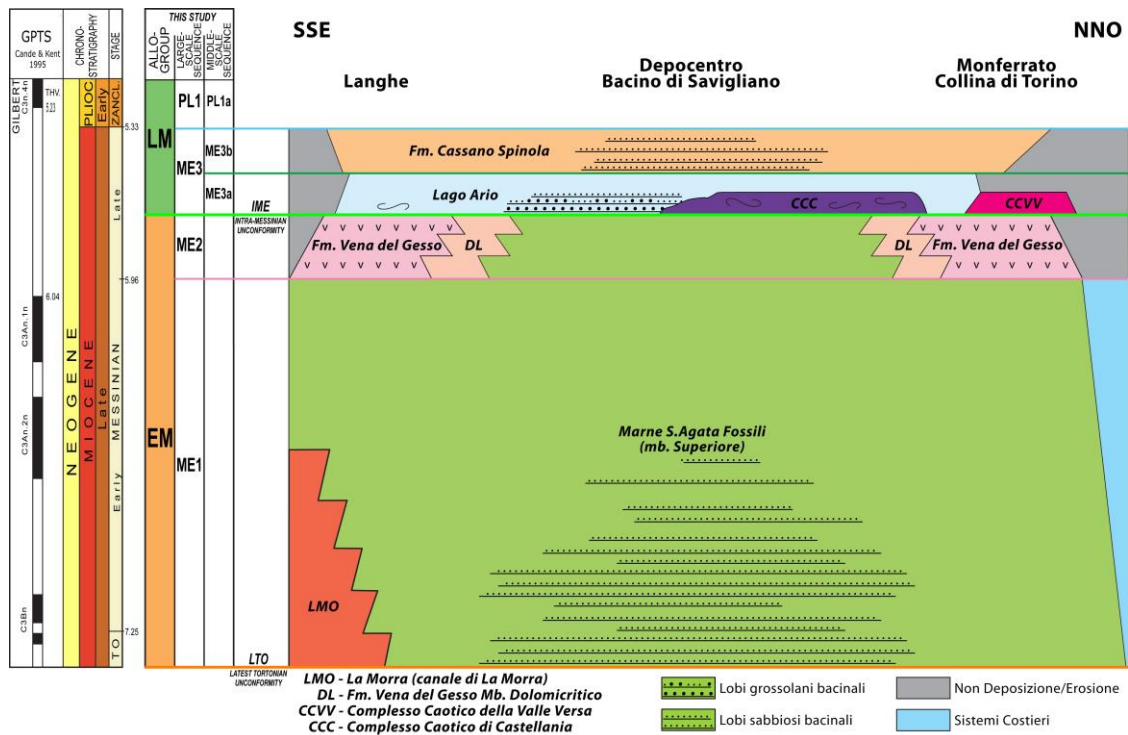


Fig. 5.1 – Il Messiniano del Bacino di Savigliano: Stratigrafia Sequenziale e Litostratigrafia (scala verticale in tempi).
The Messinian of the Savigliano Basin: Sequence Stratigraphy and Lithostratigraphy proposed in this study (vertical scale in geologic time).

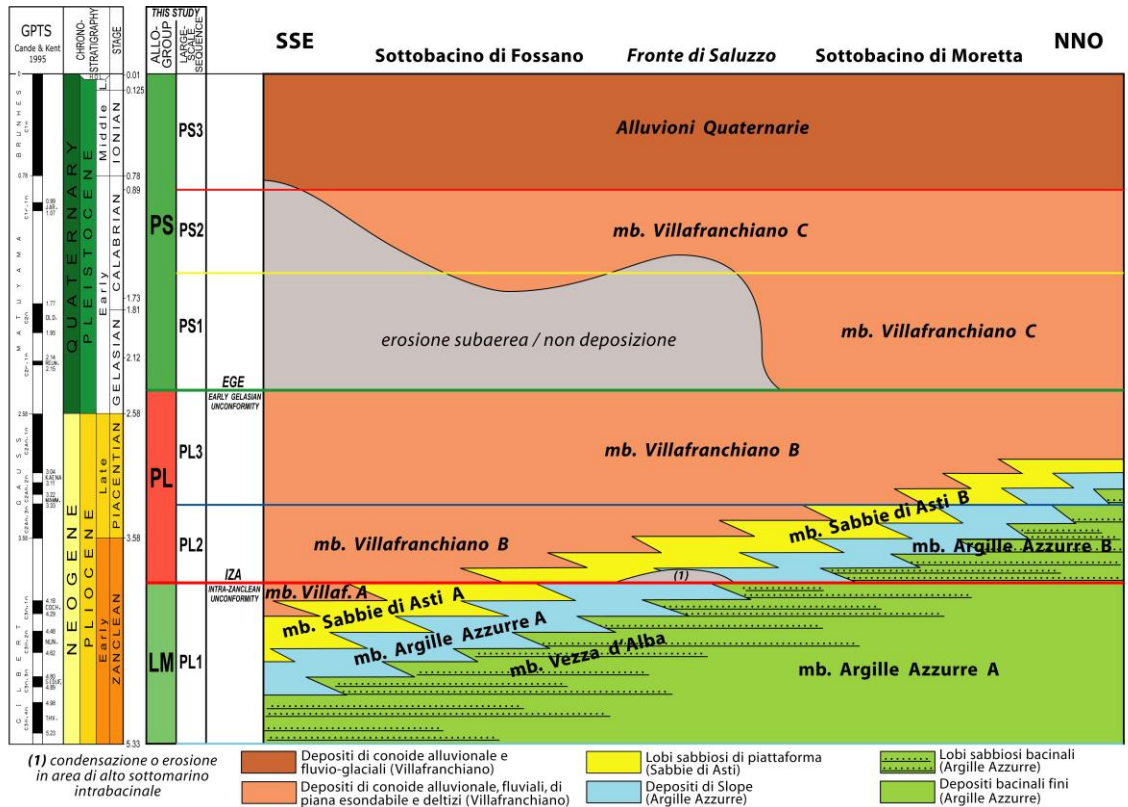


Fig. 5.2 – Il Pliocene e il Pleistocene del Bacino di Savigliano: Stratigrafia Sequenziale e Litostratigrafia (scala verticale in tempi). Lo schema è riferito a un transetto tra il Sottobacino di Fossano a SSE e il Sottobacino di Moretta a NNO.
The Pliocene and the Pleistocene of the Savigliano Basin: Sequence Stratigraphy and Lithostratigraphy proposed in this study (vertical scale in geologic time). The model is referred to an ideal section from the Fossano Sub-Basin to SSE and the Moretta Sub-Basin to NNW.

ve incise nelle sottostanti marne tortoniane². Non così agevole è invece il riconoscimento della superficie nelle aree dove essa corrisponde ad un contatto in sostanziale continuità tra le argille marnose messiniane e quelle tortoniane delle Marne di Sant'Agata Fossili. L'Allogruppo EM è rappresentato in sottosuolo in tutti i pozzi Eni del Bacino di Savigliano; unica eccezione il pozzo Saluzzo 1, dove l'intervallo è assente per probabile non deposizione data la posizione di alto strutturale in cui si trovava l'area interessata dal pozzo (Tav. 2). Lo spessore complessivo è compreso tra gli 80/90 m (110/125 m decompattati) dei pozzi Asti 1 e 2 e Rolassa 1 e i 350 m (460 m decompattati) di Saluzzo 2. I tassi di sedimentazione calcolati sono compresi tra 0,05 e 0,21 m/10³anni per i sedimenti non decompattati e tra 0,07 e 0,27 m/10³anni per sedimenti decompattati e sono tra i più bassi per il Messiniano e Pliocene del Bacino di Savigliano. Su questi valori ha inciso negativamente in modo particolare la fase di forte condensazione della sedimentazione registratasi durante il Messiniano sin-evaporitico. L'allogruppo comprende due sequenze a grande scala: la Sequenza ME1 (Tortoniano sommitale-Messiniano pre-evaporitico) e la Sequenza ME2 (Messiniano sin-evaporitico).

5.1.1 – Sequenza ME1

In affioramento la successione della Sequenza ME1 (Tortoniano sommitale? - Messiniano pre-evaporitico) è prevalentemente costituita da marne e argille marnose grigio-bluastre bioturbate appartenenti alla parte alta delle Marne di Sant'Agata Fossili (Tortoniano-Messiniano inferiore). Questi depositi, attribuiti su base micropaleontologica al Messiniano inferiore (Tab. 4.1; Fig. 4.2), affiorano sotto le evaporiti primarie in diversi settori del margine SO delle Langhe come, ad esempio, a Monticello (camp. CA4 – Tab. 4.1), presso la città di Alba (camp. C32, C33), nell'area di Mondovì (C4, C7, SM1, SM2, ER), a Bene Vagienna (camp. BV1, BV2), a Pollenzo (Clari *et al.*, 2008) e a Govone lungo il corso del Fiume Tanaro (Gnavi, 2009; Bernardi, 2013). Intercalati ai depositi fini affiorano localmente corpi lenticolari di ghiaie e sabbie o di ghiaie grossolane in abbondante matrice argillosa.

Descrizione degli affioramenti e dei dati di sottosuolo.

Nella zona tra Roddi e Pollenzo la sequenza è rappresentata da un livello da slumping dello spessore di circa 80 m posto a tetto della successione tortoniana delle Marne di Sant'Agata Fossili (Clari *et al.*, 2008; Dela Pierre *et al.*, 2016).

Più a S, nell'area collinare dove sorge il centro abitato di La Morra (tra le località di Verduno e Quaranta), è invece presente un corpo a base erosiva e geometria lenticolare costituito da alternanze di livelli limoso-sabbiosi, sabbie e ghiaie anche grossolane prevalentemente quarzitiche (Foto 5.1) che si estende lateralmente per oltre 5 km raggiungendo uno spessore massimo di circa 100 m. La litologia e la geometria di questi sedimenti è ben evidenziata da una serie di sondaggi eseguiti presso il centro abitato di La Morra (Fig. 5.3). Tale corpo, attribuito al Messiniano inferiore da Sacco (1889/90), è stato descritto ed interpretato come un deposito di conoide sottomarina da Sturani e Sampò (1973). Orizzonti lenticolari di conglomerati e sabbie messiniane (spessore massimo 3-5 m) sono stati intercettati sopra la spessa successione marnosa tortoniana anche da sondaggi geognostici eseguiti nella vicina zona collinare di Verduno (Garofano, 2004). Ancora più a S, in prossimità dell'abitato di Bene Vagienna (Rio Mondalavia), la sequenza è costituita da una successione di pochi metri di spessore di ghiaie fini e argille blandamente deformate (Foto 5.2).

Interessanti indicazioni circa l'assetto paleogeografico e deposizionale di questa parte del margine O delle Langhe sono state fornite dai dati sismici. Nella parte orientale delle sezioni sismiche delle Fig. 3.12 e 5.4, si possono infatti riconoscere, sotto l'*Unconformity* Tortoniana Terminale (LTO), le superfici cliniformi dei sistemi di scarpata tortoniani progradanti verso O/NO e sopra l'*unconformity*, e lateralmente giustapposti a questi, i sistemi di scarpata messiniani della Sequenza ME1. Un'ulteriore indicazione fornita dai dati sismici è che le successioni del Messiniano pre-evaporitico affioranti lungo questo settore del margine delle Langhe si sono depositate in un ambiente marino di piattaforma sviluppata sopra la successione di scarpata tortoniana.

Nell'area di Mondovì, la Sequenza ME1 è rappresentata da sedimenti piuttosto grossolani (Foto 5.3), anch'essi attribuiti al Messiniano inferiore su base biostratigrafica (camp. 3033, ER, S PO1, S PO2 - Tabb. 4.1, 4.3), poggianti su peliti tortoniane. La successione è costituita da circa 50 m di argille marnose (localmente caotiche) con intercalazioni di sabbie grossolane e di livelli decametrici di *debris-flow* con ghiaie in abbondante matrice argillosa e clasti prevalentemente quarziticci di diametro localmente superiore a 2-3 m (Foto 5.4).

La rapida chiusura verso N di questi depositi grossolani è indicata dalla presenza, nei vicini affioramenti lungo i Torrenti Branzola e Pesio, di una successione prevalentemente costituita da argille marnose. I sedimenti

² La presenza di depositi grossolani alla base della successione tortoniana terminale-messiniana dell'Allogruppo EM è stata registrata anche

nell'Appennino emiliano (Ghielmi *et al.*, 1998, 2010, 2013; Rossi *et al.*, 2002).

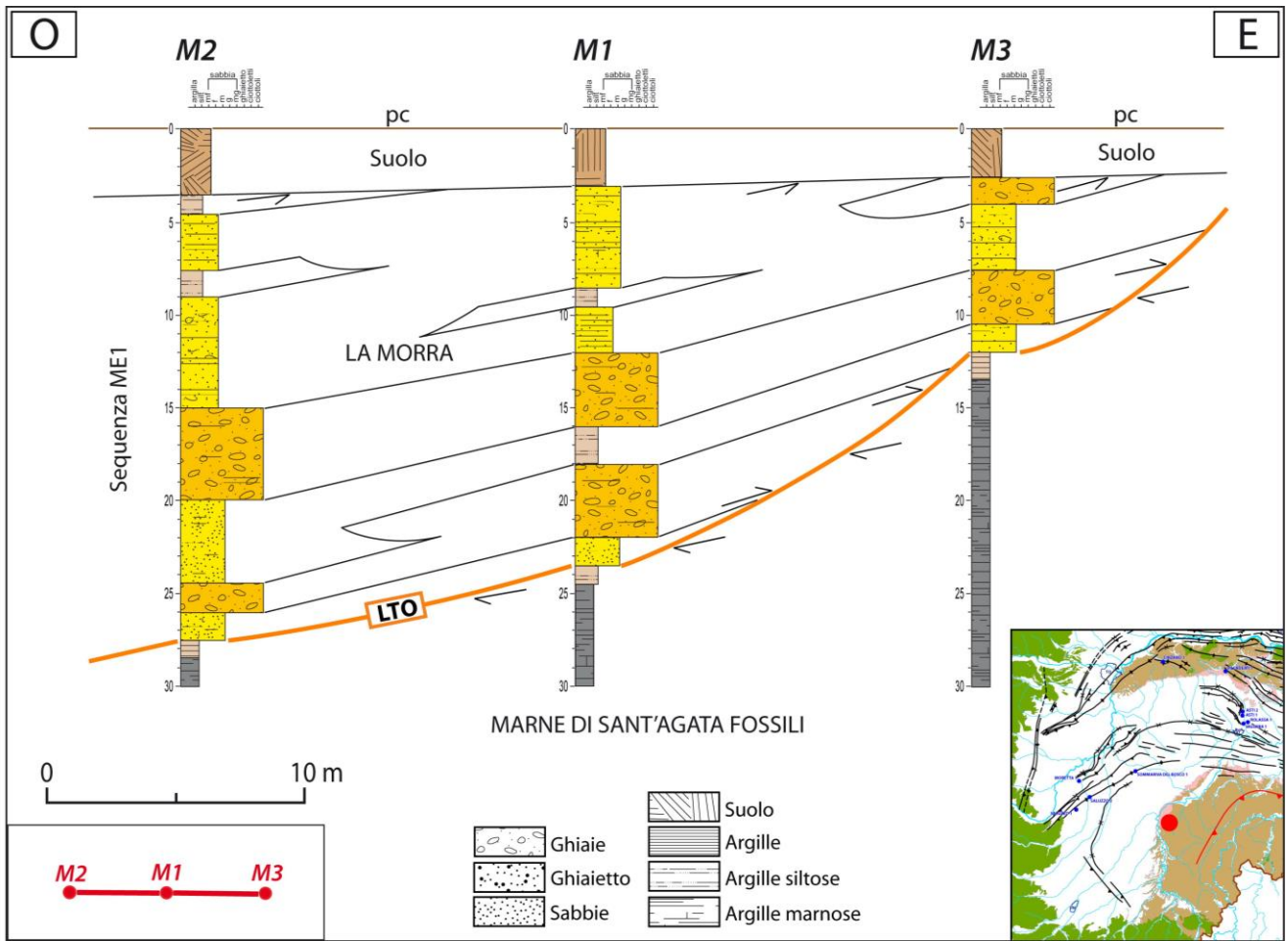


Fig. 5.3 – Il Messiniano pre-evaporitico della Sequenza ME1 nel canale di La Morra: correlazione di sondaggi a carotaggio continuo.
Pre-evaporitic Messinian of the Sequence ME1 of the La Morra Channel: continuous corings correlation panel.



Foto 5.1 - Livelli di ghiaie *clast-supported* di riempimento del canale sottomarino del Messiniano inferiore presso il centro abitato di La Morra (Seq. ME1 - Unità La Morra).
Lower Messinian clast-supported conglomerates of submarine channel near La Morra village (ME1 Seq. - La Morra Unit).



Foto 5.2 - Ghiaie fini e argille blandamente deformate: depositi di riempimento di canale del Messiniano inferiore lungo il Rio Mondalavia (Seq. ME1 – Unità La Morra).
Weakly deformed alternations of gravel and grey clay: Lower Messinian channel-fill deposits outcropping along the Mondalavia Stream (ME1 Seq. - La Morra Unit).



Foto 5.3 - Livello di ghiaie e blocchi in matrice argillosa di riempimento di canale intercalato ad orizzonti argilloso-marnosi del Messiniano inferiore presso Mondovì (Seq. ME1 – Unità La Morra) Lower Messinian gravelly channel-fill deposits with cobbles and boulders intercalated with grey marly clays, (ME1 Seq. – La Morra Unit), Mondovì area.



Foto 5.4 – Blocco di grandi dimensioni imballato nei depositi risedimentati del Messiniano inferiore presso Mondovì (Seq. ME1 – Unità La Morra). Large block in Lower Messinian resedimented deposit at Mondovì village (ME1 Seq. – La Morra Unit).

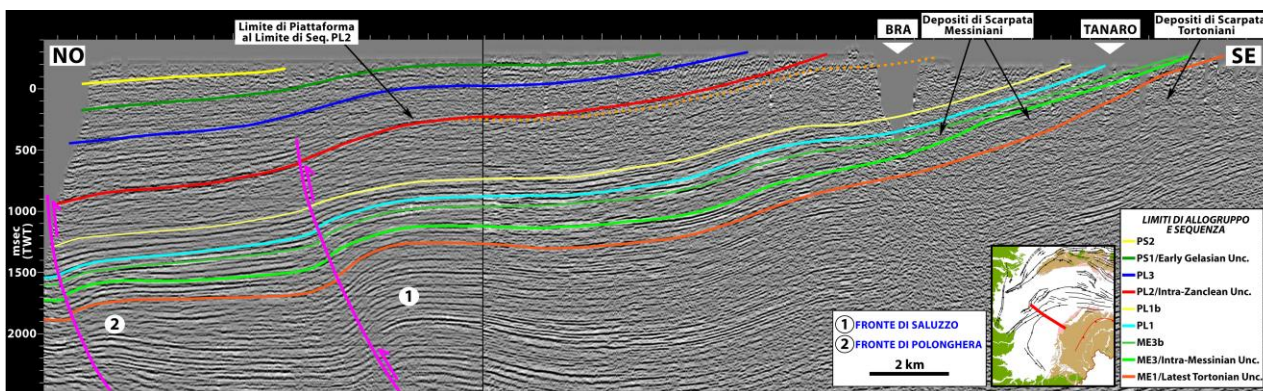


Fig. 5.4 - I Fronti di Polonghera e Saluzzo (sezione esagerata verticalmente). I limiti di sequenza sono stati correlati con gli affioramenti di Bra e dell'Albese. Si noti: (1) la rastremazione nelle aree dei fronti della successione messiniana in corrispondenza dei limiti di allogruppo EM e LM; (2) i sistemi di scarpata messiniani nel sottosuolo dell'Albese; (3) la rastremazione verso E delle Sequenze PS1 e PS2 per il sollevamento del Fronte di Saluzzo durante la Fase Gelasiana Inferiore; (4) le clinoforni di scarpata della Seq. PL1 (parte alta). [linea punteggiata arancio: base sabbie astiane di piattaforma della Seq. PL1].

The Polonghera and Saluzzo Fronts (vertically exaggerated). The seismic horizons have been traced into the Bra and Albese areas outcrops. Note: (1) the Messinian succession thinning on the two fronts at the EM and LM allogroups boundaries (LTO and IME unconformities respectively); (2) the Messinian slope systems in the Albese subsurface; (3) the eastwards thinning of the Sequences PS1 and PS2 due to the Saluzzo front uplift during the Early Gelasian Phase; (4) the slope clinoforns of the Seq. PL1 (upper part). [orange dotted line: Sabbie di Asti shelfal deposits base]

più grossolani del Monregalese sono stati attribuiti a sistemi di fan-delta e di scarpata attivi nel Messiniano pre-evaporitico lungo il margine SE del Bacino di Savigliano. Le ghiaie e le sabbie di La Morra e di Verduno³, sono invece interpretate, sulla base dei dati di affioramento e dei dati

sismici, come sedimenti marini relativamente poco profondi depositati all'interno di una depressione erosiva incisa nei sottostanti sedimenti tortoniani di piattaforma esterna. La superficie erosiva che ne marca la base corrisponde al limite della Sequenza ME1 e si sarebbe prodotta in concomitanza

3 Secondo gli autori, le ghiaie di La Morra e di Verduno hanno la stessa posizione stratigrafica e lo stesso significato geologico dei livelli grossolani

del margine est del Bacino di Alessandria affioranti a Castellania (presso Sant'Agata) (Ghibaudo *et al.*, 1985; Boccaletti *et al.*, 1987).

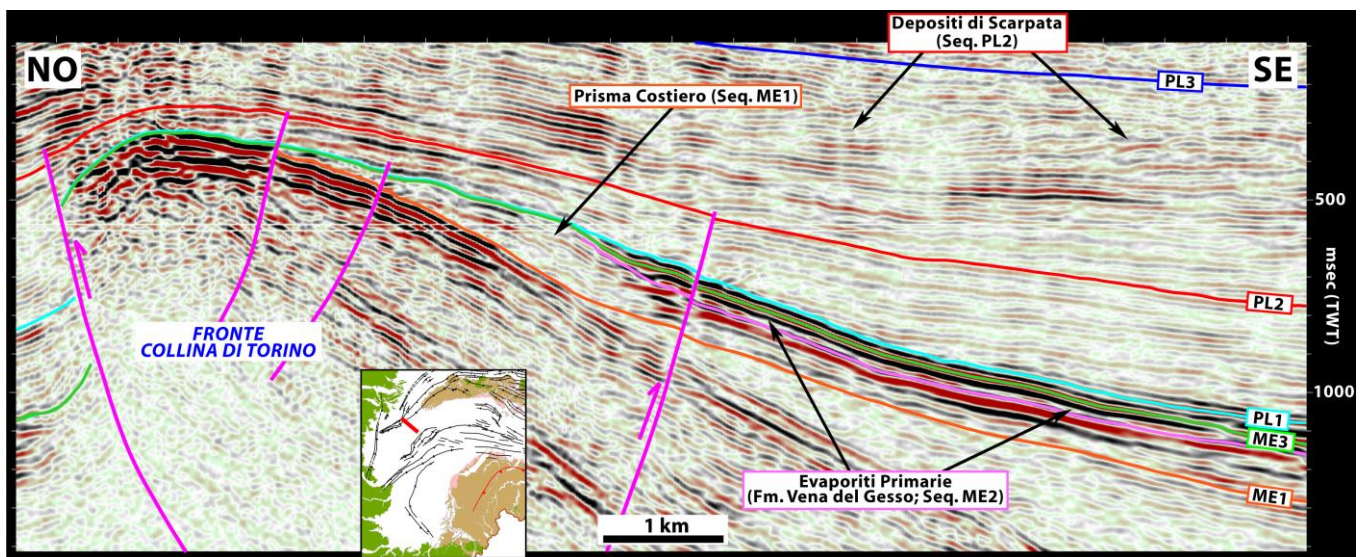


Fig. 5.5 - La successione messiniano-pliocenica sul fianco S della Collina di Torino (sezione esagerata verticalmente). In quest'area la vergenza del fronte è verso NO. Si può osservare: (1) gli orizzonti ad alta ampiezza e elevata continuità laterale delle evaporiti primarie indeformate della Seq. ME2 (tetto e base delle evaporiti indicati dalle superfici verde e rosa rispettivamente); (2) l'onlap delle evaporiti primarie sul piede del prisma costiero pre-evaporitico (Seq. ME1); (3) la successione condensata del Messiniano post-evaporitico (Seq. ME3) dovuto al sollevamento del fronte durante la Fase Intra-Messiniana; (4) le clinoforimi N-vergenti della Progradazione Pliocenica (Seq. PL2).

The Messinian and Lower Pliocene of the della Collina di Torino southern flank (vertically exaggerated section). In this sector the front vergence is towards NW. Note: (1) the high-amplitude laterally continuous horizons of the Seq. ME2 undeformed primary evaporites (evaporites top and base indicated by the green and pink horizons respectively); (2) the primary evaporites lapping onto the pre-evaporitic coastal wedge base (Seq. ME1); (3) the post-evaporitic Messinian condensed sequence (Seq. ME3) due to the front uplift during the Intra-Messinian Phase; (4) the N-dipping clinoforims of the Pliocene Progradation (Seq. PL2).

degli eventi deformativi della Fase Tortoniana Terminale. Alternanze di marne grigie compatte e argille laminate scure per uno spessore superiore ai 65 m, attribuite al Messiniano pre-evaporitico su base biostratigrafica, sono presenti nella parte alta delle Marne di Sant'Agata Fossili lungo il corso del fiume Tanaro a Pollenzo (Dela Pierre et al., 2016) e a Govone nel settore del Roero a NE di Alba. Secondo Gnani (2009) la loro deposizione sarebbe avvenuta in un ambiente marino relativamente profondo.

Depositi della sequenza affiorano localmente anche sulla Collina di Torino con alternanze di marne grigio-bluastre e peliti laminate nerastre nella Cava di Moncucco Torinese (Foglio 156 Torino Est, 2009) e con marne emipelagiche nell'area di Trofarello (Tropeano et al., 2014).

I pozzi Eni-Agip hanno attraversato la successione pre-evaporitica nella parte centrale del bacino in situazioni geologiche differenti da quelle degli affioramenti del Monregalese e del margine O delle Langhe. Nel pozzo Sommariva del Bosco 1, perforato nella parte centrale del Bacino di Savigliano, la successione della Sequenza ME1 è costituita da circa 200 m di alternanze di arenarie quarzose fini, marne e argille siltose grigio-verdi e mostra un trend *fining-upward* (Tav. 2). I dati sismici e le facies log suggeriscono una deposizione in un bacino relativamente

profondo da parte di flussi gravitativi di probabile natura torbiditica.

Nei pozzi Moretta 1 e Saluzzo 2, perforati più a SO in prossimità della chiusura occidentale del bacino (come indicato dai dati sismici - Fig. 3.12), la successione è costituita in prevalenza da marne e argille marnose grigie con subordinate intercalazioni di silt e arenarie fini (Tav. 2). La rilevante differenza di spessore registrata nei due pozzi: circa 300 m in Saluzzo 2 e 60 metri in Moretta 1, va ricondotta alla maggior vicinanza al margine di bacino di quest'ultimo pozzo. In entrambi i pozzi, a tetto della successione pre-evaporitica si riconosce un intervallo di 15/20 m con abbondanti arenarie e silt. Queste facies più grossolane sono stati attribuite ad una fase di *forestepping* dei sistemi di piattaforma e costieri del margine occidentale del bacino che si sarebbe sviluppata verso la fine del Messiniano pre-evaporitico. Un'evoluzione regressiva dei sistemi di margine di bacino e piattaforma è supportata anche dal riconoscimento, nelle sezioni sismiche del settore più settentrionale dello stesso margine di bacino, di un prisma costiero progradante alimentato da apporti provenienti dalle aree emerse poste più a O (Fig. 5.5). La presenza e posizione di questi prismi in *onlap* costiero verso NO, indicano l'esistenza da quel lato di un'ampia area emersa che

impediva il collegamento con le avanfosse padane. Pertanto, durante il Messiniano pre-evaporitico, l'unico collegamento del Bacino di Savigliano era a NE attraverso la soglia di Asti con il Bacino di Alessandria, bacino a sua volta connesso a N con l'Avanfossa Padana Occidentale⁴.

I pozzi Eni-Agip dell'Astigiano (Asti 1 e 2; Rolassa 1, Valgera 1) hanno attraversato una successione piuttosto ridotta (60/70 m di spessore) di marne argillose grigie e grigio-verdastre localmente siltose (Tav. 4). I dati sismici mostrano come questi sedimenti si siano depositati non nel centro del bacino bensì lungo il suo margine nord rappresentato dal *backlimb* dei fronti più meridionali del Sistema del Monferrato (Fig. 5.6; Tav. 4).

Discussione e modello geologico.

Datazioni biostratigrafiche. Le analisi biostratigrafiche hanno consentito l'attribuzione della successione della Sequenza ME1 al Messiniano inferiore (Cap. 4). Non è invece stato possibile verificare la probabile presenza alla base della sequenza di depositi del Tortoniano sommitale, identificati alla base della sequenza in altri bacini dell'Appennino Settentrionale e della Pianura Padana (Ghielmi *et al.*, 2010, 2013; Rossi *et al.*, 2015).

Litostratigrafia. Lo schema litostratigrafico utilizzato in questo studio è riportato in Fig. 5.1. Le evidenze di terreno e sottosuolo indicano come la Sequenza ME1 sia spesso costituita da depositi prevalentemente argilloso-marnosi depositati in differenti ambienti sedimentari marini: piattaforma esterna, scarpata, rampa e bacinali. Questi sedimenti del Messiniano inferiore sono tradizionalmente attribuiti alle Marne di Sant'Agata Fossili, formazione che include anche notevoli spessori di marne tortoniane affioranti lungo il margine delle Langhe. Questo studio ha però mostrato come, in realtà, l'intervallo pelitico messiniano sia costituito da facies più argillose rappresentative di un ciclo tettono-sedimentario differente⁵. In accordo con Rossi e Craig (2016) si è pertanto istituito per la successione messiniana delle Marne di Sant'Agata Fossili una nuova unità informale: il "membro superiore". Va comunque ricordato che questa unità include al suo interno depositi torbiditici sabbiosi depositati nella parte centrale e più profonda del bacino. I depositi grossolani depositati lungo il margine SO delle Langhe e nel Monregalese e interpretati come depositi di fan-delta o di riempimento di canali/canyon erosivi sono invece attribuiti all'Unità La Morra (Rossi e Craig, 2016; questo studio) (Fig. 5.1).

Sistemi torbiditici. I dati a disposizione indicano come la successione della Sequenza ME1 si sia deposta in un ampio bacino di *piggy-back* che nella sua parte centrale doveva raggiungere una notevole profondità. Nel settore centrale del bacino si è depositata una successione bacinale con un evidente trend *Fining-Upward* (FU) potente circa 200 m caratterizzata dalla presenza alla base di sabbie di probabile origine torbiditica. L'avvio della sedimentazione torbiditica sabbiosa in corrispondenza della Fase Tortoniana Terminale va probabilmente ricondotto da un lato alla creazione di forti gradienti morfologici e dall'altro alla destabilizzazione e risedimentazione di grandi volumi di sedimenti che si sarebbero prodotti durante l'evento deformativo. Il successivo trend di graduale diminuzione granulometrica dei sedimenti marini profondi, osservato nel pozzo Sommariva del Bosco 1, può essere attribuito alla progressiva diminuzione dell'attività deformativa durante il Messiniano pre-evaporitico, una volta esaurita la fase parossistica di fine Tortoniano. L'ipotesi alternativa, rappresentata da un *back-stepping* dei sistemi torbiditici indotto da un possibile innalzamento relativo del livello del mare, è infatti in contrasto con il trend regressivo riconosciuto nella parte alta della sequenza lungo il margine O del bacino. La successione torbiditica del Messiniano pre-evaporitico è presente solo nel depocentro sepolto e non affiora lungo i margini del bacino. Questo fatto, unito alla scarsità di dati di carota nei pozzi, non ha permesso un'analisi sedimentologica delle facies torbiditiche della sequenza. Sulla base di analoghi dal margine dell'Appennino Settentrionale si ritiene comunque assai probabile che si possa trattare di depositi di sistemi torbiditici a bassa efficienza (*sensu* Mutti *et al.*, 1999).

Provenienze dei sedimenti. Sebbene sia probabile che contributi siano venuti anche da altri settori, le principali aree-sorgenti dei sedimenti dei sistemi torbiditici bacinali erano molto probabilmente collocate lungo il margine S del bacino dove erano attivi sistemi fluviali ad alto gradiente che drenavano la parte di catena già emersa. In particolare la notevole frequenza di clasti quarziticci indica un importante apporto dalle Unità Brianzonesi delle Alpi Liguri e Marittime, unità caratterizzate dall'abbondanza di quarziti e metaconglomerati del Triassico.

Sistemi costieri. Sistemi costieri progradanti sono stati riconosciuti lungo il margine ovest del bacino sotto la pianura a sud di Torino. Il fatto che lo stesso trend evolutivo sia stato riconosciuto anche in altri bacini dell'Italia Settentrionale, quali l'area padana lombarda (Fantoni *et al.*, 2001), quella veneta (Rossi, com. pers.) e l'Adriatico Set-

⁴ Corrisponde alla *Western Po Plain Foredeep* (WPPF) di Minervini *et al.*, 2008.

⁵ La distinzione delle marne messiniane dalle sottostanti marne tortoniane delle Marne di Sant'Agata Fossili è relativamente agevole nei

pozzi Eni per la differente facies-log che le caratterizza (Tav. 4). In affioramento la distinzione può essere meno agevole in particolare nei settori dove non sono presenti depositi grossolani alla base della successione della Sequenza ME1.

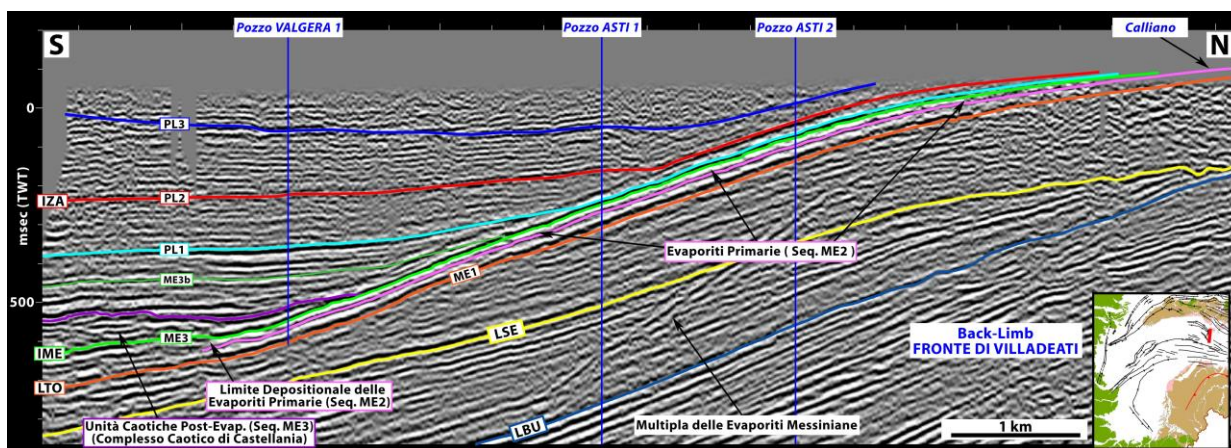


Fig. 5.6 - Area di Asti: *onlap* del Messiniano post-evaporitico e del Pliocene sul fianco meridionale (*back-limb*) del Fronte di Villadeati (sezione esagerata verticalmente). Sul fianco della struttura si riconoscono le evaporiti primarie (Seq. ME2; Fm. Vena del Gesso) che mostrano una notevole continuità laterale dal sottosuolo di Asti fino agli affioramenti di Calliano. Nel depocentro bacinale si riconoscono i depositi caotici post-evaporitici (Unità Complesso Caotico di Castellania) della Sequenza ME3 e la loro chiusura stratigrafica sulle evaporiti primarie tiltate verso S durante la Fase Intra-Messiniana.

Asti area: post-evaporitic Messinian and Pliocene successions lapping onto the Villadeati Front back-limb (vertically exaggerated section). The primary evaporites (Seq. ME2; Vena del Gesso Fm.) are widely distributed on the Villadeati Front back-limb as far as the Calliano outcrops area. In the basin depocenter note particularly the Seq. ME3 post-evaporitic chaotic units (Complesso Caotico di Castellania Unit) and their onlap on the primary evaporites tilted southwards during the Intra-Messinian Phase of deformation.

tentrionale (Ghielmi, 2001; Ghielmi *et al.*, 2013; Rossi *et al.*, 2015) indica che non si tratta di un fenomeno locale ma piuttosto di una fase regressiva che ha interessato i sistemi marino-marginali e costieri della parte alta della Sequenza ME1 almeno in tutti i bacini dell'area padana e dell'Adriatico Settentrionale.

Modello deposizionale. Dall'integrazione di tutti i dati è stato possibile ottenere un quadro paleogeografico e paleoambientale abbastanza preciso per la Sequenza ME1. La parte centrale e profonda del bacino era interessata dalla deposizione di torbiditi a bassa efficienza alimentate dal margine S del bacino e probabilmente caratterizzate da variazioni a facies più fini e distali in direzione N. Lungo il margine sud del Monregalese erano attivi sistemi di fanghina e di scarpata. Sistemi progradanti di scarpata e piattaforma erano invece presenti a E lungo il margine delle Langhe mentre sul margine ovest erano attivi sistemi clastici costieri. Lungo il margine nord del bacino, rappresentato dai *backlimb* dei fronti compressivi del Monferrato e della Collina di Torino, si depositava infine una successione relativamente condensata di marne e argille marine di rampa.

Spessori e tassi di sedimentazione. Tutti i pozzi Eni, con la sola eccezione di Saluzzo 1, hanno attraversato depositi della Sequenza ME1 (Tav. 2, 4). I pozzi dell'Astigiano (Asti 1 e 2,

Rolassa 1 e Valgera 1) hanno attraversato una successione relativamente condensata di rampa/piattaforma esterna depositata sul *backlimb* dei Fronti del Monferrato. Gli spessori sono compresi tra i 55/60 m di Asti 2 e Rolassa 1 e i 75 di Asti 1 che decompattati diventano circa 80 e 105 m rispettivamente. I relativi tassi di sedimentazione, calcolati sulla base di una durata della sequenza di almeno 1,3 Ma⁶, variano tra circa 0,04 e 0,06 m/10³anni e circa 0,06 e 0,08 m/10³anni per gli spessori decompattati. I pozzi Sommariva del Bosco 1 e Saluzzo 2 hanno invece attraversato una successione più depocentrale prevalentemente costituita da sedimenti di bacino profondo spessa rispettivamente 220 e 290 m, pari a 290 e 380 m circa dopo la decompattazione dei sedimenti. I tassi di sedimentazione calcolati sono circa 0,17 e 0,22 (sedimenti decompattati) m/10³anni in Sommariva del Bosco 1, circa 0,22 e 0,29 (sedimenti decompattati) m/10³ in Saluzzo 2.

5.1.2 – Sequenza ME2

La Sequenza ME2 comprende i depositi del Messiniano sin-evaporitico rappresentati dalle evaporiti primarie della Fm. della Vena del Gesso⁷ e da sedimenti bacinali prevalentemente fini tempo-equivalenti.

⁶ La durata del Messiniano pre-evaporitico è valutata negli attuali schemi cronostratigrafici in 1,28 Ma. Tenendo conto che la Sequenza ME1 include anche parte del Tortoniano sommitale, la durata della sequenza è stata qui considerata non inferiore a 1,3 Ma.

⁷ La Formazione della Vena del Gesso (Roveri e Manzi, 2007), di recente istituzione, comprende le evaporiti primarie del Messiniano sin-evaporitico precedentemente incluse nella Formazione Gessoso-Solfifera.

Descrizione degli affioramenti e dei dati di sottosuolo.

Evaporiti primarie in posto sono presenti in affioramento e sottosuolo nelle aree di Moncalvo e Calliano, poste a N di Asti lungo il margine N del Bacino di Savigliano (Vigna *et al.*, 2008).



Foto 5.5 – Le tre bancate decametriche di gesso selenitico a grandi cristalli geminati intervallate a livelli di argille marnose scure, parte bassa della Seq. ME2 (Messiniano sin-evaporitico – Fm. Vena del Gesso), presso la cava di Moncalvo.

The three decametric bodies of large twinned crystals selenite with interbeds of dark grey clayey marl, Seq. ME2 lower part (syn-evaporitic Messinian – Vena del Gesso Fm.) at Moncalvo Quarry.



Foto 5.6 – Strutture coniche (a “cavolfiore”) alla base della 3a bancata di seleniti (Seq. ME2, Messiniano sin-evaporitico – Fm. Vena del Gesso) nella Cava di Moncalvo. Queste strutture sono interpretate come gli originari centri di cristallizzazione da cui si sono propagati i cristalli di selenite all’inizio della fase di deposizione delle evaporiti (con associata deformazione da carico delle sottostanti marne grigio scure).

Conical structures (“strutture a cavolfiore”) at the base of the 3rd selenite body (Seq. ME2, syn-evaporitic Messinian – Vena del Gesso Fm.) at Moncalvo Quarry. These structures are interpreted as the original centres of crystallization from which the selenite crystals propagated at the beginning of the evaporite deposition (note the associated load deformation of the underlying layer of dark grey marl).

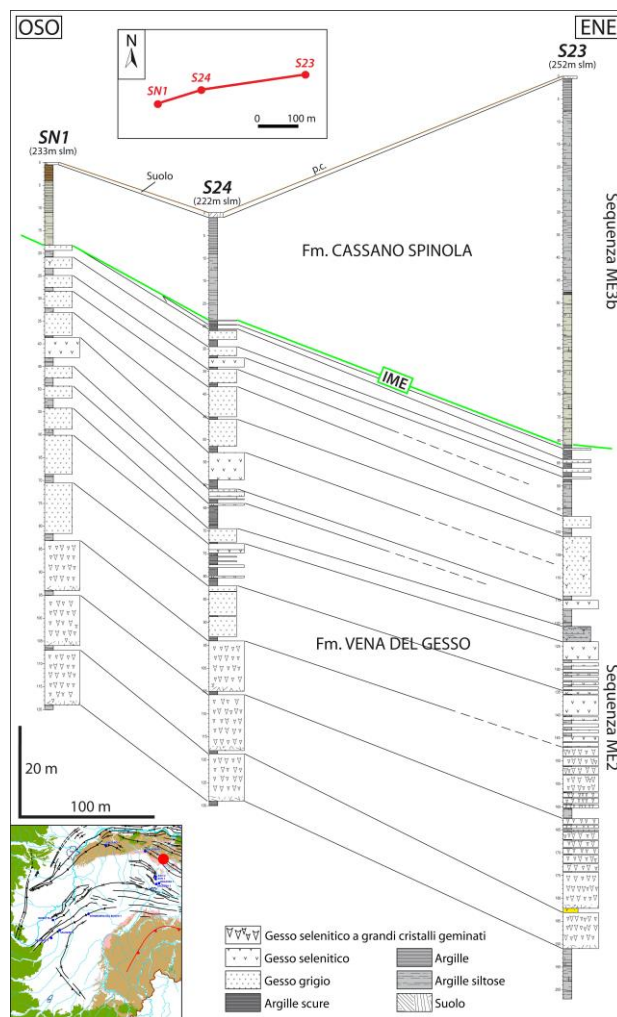


Fig. 5.7 – Le evaporiti primarie di Moncalvo: correlazione di carotaggi continui (scala verticale esagerata). Alla base della successione evaporitica della Seq. ME2 si riconoscono 3 spesse bancate di gesso selenitico a grandi cristalli geminati estese a tutta l’area. Ad esse si sovrappone una bancata decametrica di gessi grigi microcristallini e di gessi selenitici seguita da alternanze di gessi e argille scure ricche in materia organica con trend FU. A tetto della successione evaporitica si riconosce una superficie erosiva polifasica data dalla sovrapposizione della *unconformity* Intra-Messiniana e di quella a base della Fm. Cassano Spinola (Seq. ME3b), formazione qui costituita da argille e argille siltose.

Primary evaporites at Moncalvo: correlation panel of continuous coring (vertically exaggerated). The lower part of Seq. ME2 evaporitic succession is represented by 3 laterally extensive thick layers of large twinned crystals selenite. The sequence upper part consists of a decametric layer of grey microcrystalline gypsum and selenite and of an overall FU alternation of gypsum and organic-rich dark clay layers. The primary evaporites are truncated at the top by a polyphasic erosional surface resulting from a merging of the erosional unconformity at the base of the Cassano Spinola Fm. (Seq. ME3b) with the Intra-Messinian Unconformity. The post-evaporitic sequence is made up of Cassano Spinola Fm. clay and silty clay (Seq. ME3b).

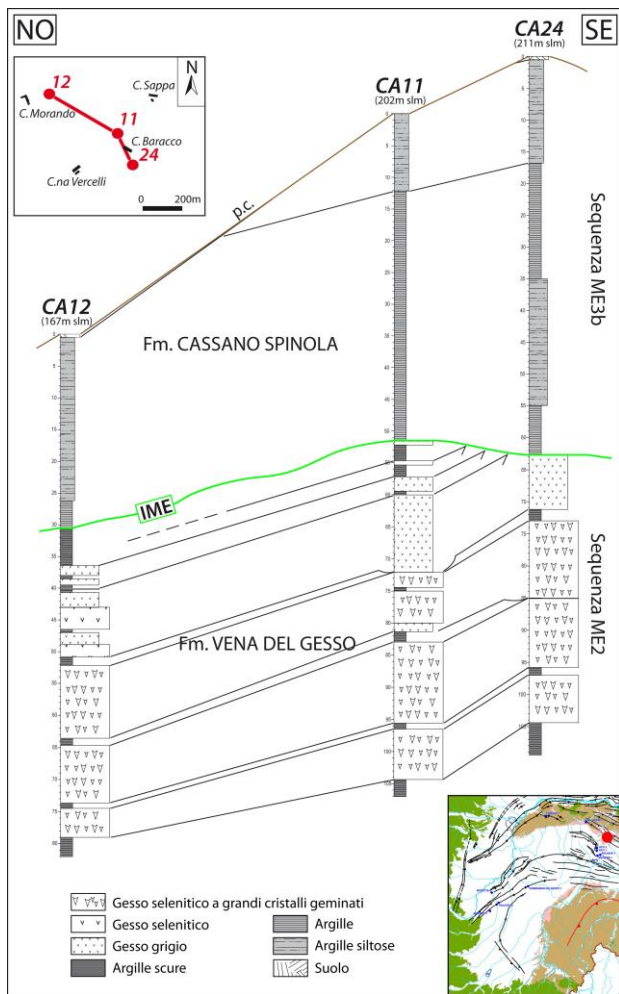


Fig. 5.8 – Le evaporiti primarie di Calliano: correlazione di carotaggi continui (scala verticale esagerata). Alla base della successione evaporitica della Seq. ME2 si riconoscono 3 spesse bancate di gesso selenitico a grandi cristalli geminati estendentesi in tutta l'area. Ad esse si sovrappone una bancata decametrica di gessi grigi microcristallini e di gessi selenitici seguita da alternanze di gessi e argille scure ricche in materia organica. La successione evaporitica è troncata a tetto da una profonda superficie erosiva polifasica data dalla sovrapposizione della *unconformity* Intra-Messiniana e di quella a base della Fm. Cassano Spinola (Seq. ME3b) qui costituita da argille e argille siltose.

Primary evaporites at Calliano: correlation panel of continuous coring (vertically exaggerated). The lower part of Seq. ME2 evaporitic succession is represented by 3 laterally extensive thick layers of large twinned crystals selenite. The sequence upper part consists of a decametric layer of grey microcrystalline gypsum and selenite and of an alternation of gypsum and organic-rich dark clay layers. The primary evaporites are deeply truncated at the top by a polyphasic erosional surface resulting from a merging of the erosional unconformity at the base of the Cassano Spinola Fm. (Seq. ME3b) with the Intra-Messinian Unconformity. The post-evaporitic sequence is made up of Cassano Spinola Fm. clay and silty clay (Seq. ME3b).

In queste località, sopra un Messiniano pre-evaporitico marnoso-argilloso, è presente un intervallo (raggiunto da vari sondaggi, in particolare a Moncalvo) spesso diversi metri

composto da un'alternanza ciclica di livelli da decimetrici fino a metrici di argille marnose, marne e calcari laminati a volte cariati, con microfaune calcaree e silicee nei livelli sottostanti la successione evaporitica (Lozar et al., 2018). Sono stati anche riconosciuti livelli di marne con frequenti inclusi gessosi. Seguono tre bancate di gesso selenitico a base e tetto netto (Foto 5.5) di spessore costante (10/12 m ciascuna) alternate a livelli metrici di argille marnose e sabbie finissime fittamente laminate, di colore scuro e ricche in frammenti vegetali. Attraverso la correlazione di alcuni sondaggi geognostici realizzati a scopo estrattivo dalle cave in sotterraneo di Moncalvo e di Calliano si può osservare l'assetto stratigrafico della successione messiniana (Figg. 5.7, 5.8).

I gessi selenitici sono costituiti da cristalli geminati a coda di rondine di grandi dimensioni ancora in posizione verticale di accrescimento. La parte basale delle tre bancate (per uno spessore di 1-2 m) è costituita da gessi selenitici massivi a granulometria più fine. I diversi sondaggi eseguiti a scopo estrattivo nelle due aree di cava mostrano una continuità laterale delle bancate di almeno 2/3 chilometri. Le superfici di base sono irregolari per la presenza di strutture di forma conica probabilmente legate ai primi nuclei di precipitazione evaporitica (Foto 5.6). Lo spessore complessivo di questa prima parte della successione evaporitica è di circa 40 m a Moncalvo e 35 m a Calliano. I grossi cristalli geminati in posizione verticale e la notevole estensione laterale delle bancate, indicano come si tratti di evaporiti primarie precipitate in un ambiente iperalino a energia molto bassa caratterizzato da una notevole estensione laterale e un basso gradiente morfologico. Alle tre bancate selenitiche si sovrappone una quarta bancata decametrica (spessa 10-15 m), anch'essa caratterizzata da una notevole continuità laterale e da spessore costante (Figg. 5.7, 5.8). A differenza delle prime tre, questa bancata si presenta internamente stratificata, con strati amalgamati a geometria da tabulare a lenticolare da medi a molto spessi, e non è formata da seleniti a grossi cristalli geminati ma da gessi grigi laminati e seleniti laminate. I gessi grigi sono costituiti da fitte alternanze di livelletti di gesso e di lamine di argille grigie da cui il tipico colore grigio; la stratificazione è piano-parallela con lamine lateralmente relativamente discontinue e spesso ondulate. Ai gessi grigi si intercalano seleniti laminate costituite da lamine di gesso selenitico alternate a lamine millimetriche di argille grigie che mettono in evidenza una caratteristica giacitura obliqua legata a un'accrezione prevalentemente laterale di corpi a forma di coni appiattiti spesso fortemente asimmetrici. Nella zona di Moncalvo, nella bancata si riconoscono, a vari livelli, anche spessi strati a base erosiva di gessareniti massive, da fini a grossolane, inglobanti *rip-up clasts* costituiti da argille marnose o da



Foto 5.7 – 4ª bancata decametrica di Moncalvo: strato di gessoareniti massive con *rip-up clasts* costituiti da argille marnose grigie (a) e da blocchi di gessi selenitici (b), Messiniano sin-evaporitico (Seq. ME2 – Fm. Vena del Gesso), cava in sotterraneo di Moncalvo.

Moncalvo 4th decametric gypsum body: 2m-thick bed of massive gypsarenites with rip-up clasts of grey marly clays (a) and selenitic gypsum blocks (b), syn-evaporitic Messinian (Seq. ME2 – Vena del Gesso Fm.), Moncalvo Quarry.



Foto 5.8 - Strato plurimetrico di gessoareniti risedimentate con *rip-up clasts* (indicati dalle frecce) di argille marnose grigie (dimensioni fino a oltre 2 m) alla base della 4ª bancata decametrica di gessi, Messiniano sin-evaporitico (Seq. ME2 – Fm. Vena del Gesso), cava in sotterraneo di Moncalvo.

Plurimetric bed of resedimented gypsum with rip-up clasts (indicated by arrows) of grey marly clay (up to over 2m) at the base of the 4th decametric gypsum body, syn-evaporitic Messinian (ME2 Seq. – Vena del Gesso Fm.), Moncalvo Quarry.

blocchi di gessi selenitici erosi (Foto 5.7). I clasti argillosi, con bordi localmente frastagliati e dimensioni da decimetriche a

metriche (fino a un massimo di circa 2 m), derivano dall'erosione del sottostante substrato marnoso (Foto 5.8). Nella stessa bancata si riconoscono anche superfici di probabile origine erosiva.

La parte alta della successione è rappresentata da un'alternanza di livelli di argille grigie e di livelli di gesso caratterizzata da un chiaro trend verticale FU (Fig. 5.7). Le argille sono marnose, grigio scure e finemente laminate, in livelli di spessore molto variabile (da pochi decimetri a diversi metri) ma progressivamente crescente verso l'alto. Lo spessore dei livelli di gesso, variabile tra alcuni metri e pochi decimetri, mostra, al contrario, una progressiva diminuzione verso l'alto. Questi livelli gessosi, in numero di 10 a Moncalvo, sono anch'essi costituiti da gesso grigio laminato, seleniti laminate e, sempre solo a Moncalvo, da gessoareniti risedimentate. Lo spessore dell'intervallo ad alternanze di argille e gessi, includendo anche la quarta bancata decametrica, è di 65/70 m. Un'importante superficie di troncatura al tetto della successione descritta è però responsabile della sua irregolare erosione e, di conseguenza, di notevoli variazioni laterali del suo spessore con valori che a Moncalvo variano di norma tra 20 e 40 m (Fig. 5.7) (Vigna et al., 2008). A Calliano l'erosione è ancora più profonda arrivando localmente a interessare anche le bancate di gesso selenitico (Fig. 5.8). I gessi e carbonati fin qui descritti sono interpretati come evaporiti primarie e attribuiti alla Sequenza ME2 e alla Fm. Vena del Gesso⁸.

Evaporiti primarie della Sequenza ME2 affiorano anche nelle Langhe lungo il margine est del Bacino di Savigliano. L'intera successione messiniana, affiorante nell'Albese tra i paesi di Magliano Alfieri e Narzole, è stata descritta in dettaglio prima da Sturani (1973, 1976) e successivamente da Clari et al. (2008), Gnani (2009) e Dela Pierre et al. (2011, 2016). Sulla base delle differenti facies evaporitiche riconosciute, questi autori suddividono l'intervallo evaporitico in tre membri distinti (Fig. 5.9). Il membro inferiore, di spessore complessivo compreso tra 15 e 30 m, è costituito da 2/5 bancate di gesso selenitico dalla continuità laterale piuttosto limitata alternate a livelli di peliti anossiche nere laminate. Il membro intermedio è costituito da un banco di gesso laminato microcristallino (gesso balatino) di una decina di metri di spessore. Per la sua notevole continuità laterale in affioramento dall'abitato di Arnulfi fino a Govone (oltre 30 km), questo livello è informalmente indicato come "Livello Sturani" (Dela Pierre et al., 2011) (Foto 5.9). Il membro superiore è costituito da prevalenti peliti grigio-nerastre fittamente laminate con intercalati gessi in livelli (fino a sette) a volte discontinui spessi fino a 2 m; il suo spessore complessivo può raggiungere anche 30 m (Clari et al., 2008;

⁸ In precedenza queste evaporiti erano state interpretate come depositi caotici e attribuite al Complesso Caotico della Valle Versa del Messiniano post-evaporitico (Foglio 157 Trino, 2003).

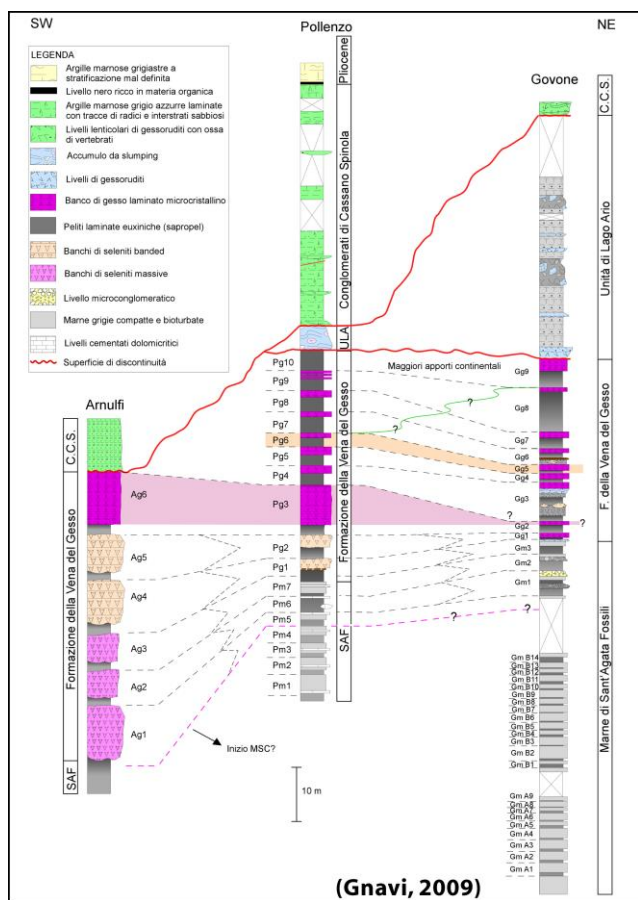


Fig. 5.9 - Stratigrafia della successione messiniana dell'area di Alba secondo Gnani (2009). Si noti: (1) l'Unità di Lago Ario del Messiniano post-evaporitico; (2) la profonda erosione alla base della Fm. Cassano Spinola.

Stratigraphy of the Messinian succession of the Alba sector according to Gnani (2009). Note particularly: (1) the Lago Ario Unit of the post-evaporitic Messinian; (2) the deep erosion at the base of the Cassano Spinola Fm.

Dela Pierre *et al.*, 2011). I livelli di gessi sono costituiti da gessi microcristallini laminati di colore grigio e da seleniti in caratteristiche strutture coniche appiattite (Foto 5.10).

Più a N, lungo le sponde del Fiume Tanaro presso il paese di Govone, il sin-evaporitico è rappresentato da peliti euxiniche laminate di colore grigio-nerastro con intercalati 9 livelli di calcari micritici siltoso-gessosi, spessi fino a 3 m, costituiti da fitte alternanze di lamine millimetriche di calcare e gesso micritico (Gnani, 2009; Dela Pierre *et al.*, 2016).

Più a SO, affioramenti (Clari *et al.*, 2008) e numerosi sondaggi geognostici (Garofano, 2004 ed indagini per un dissesto presso San Michele) evidenziano la presenza sui versanti collinari di Verduno e La Morra di una successione di evaporiti primarie spessa oltre 30/40 m ancora costituita alla base da almeno 3 bancate di gesso selenitico di 3/4 m di spessore, e dal "livello Sturani" spesso 7/8 m separati da livelli marnosi di colore grigio scuro con subordinati livelli centimetrici di sabbie fini di spessore plurimetrico. Ad essi si

sovrappone una successione di argille marnose molto ricche in sostanza organica con intercalati livelletti di gessi spessi da pochi centimetri fino a 2 m troncata a tetto da una superficie fortemente erosiva (Fig. 5.10).

I gessi primari sono invece assenti in affioramento in tutta l'area meridionale del bacino dal paese di Narzole fino al Monregalese.

I pozzi Eni Asti 1 e 2 e Valgera 1 nell'Astigiano, e Moretta 1



Foto 5.9 - Livello Sturani presso Arnulfi (Messiniano sin-evaporitico; Seq. ME2 – Fm. Vena del Gesso) costituito da gesso grigio laminato microcristallino.

Syn-evaporitic Messinian Sturani key-bed near Arnulfi (Seq. ME2 – Vena del Gesso Fm.) consisting of grey laminated microcrystalline gypsum.

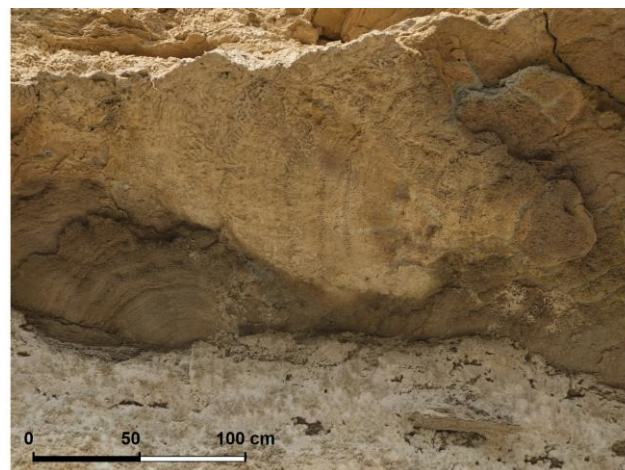


Foto 5.10 - Caratteristiche strutture coniche di accrescimento alla base di un livello di seleniti laminate; argille marnose grigie nella parte bassa della foto; Seq. ME2 (Messiniano sin-evaporitico – Fm. Vena del Gesso), presso Monticello d'Alba.

Characteristic meter-sized flat conical growth structures at the base of a layer of laminated selenite; grey clay in the lower part of photograph; Seq. ME2 (syn-evaporitic Messinian – Vena del Gesso Fm.), near Monticello d'Alba.

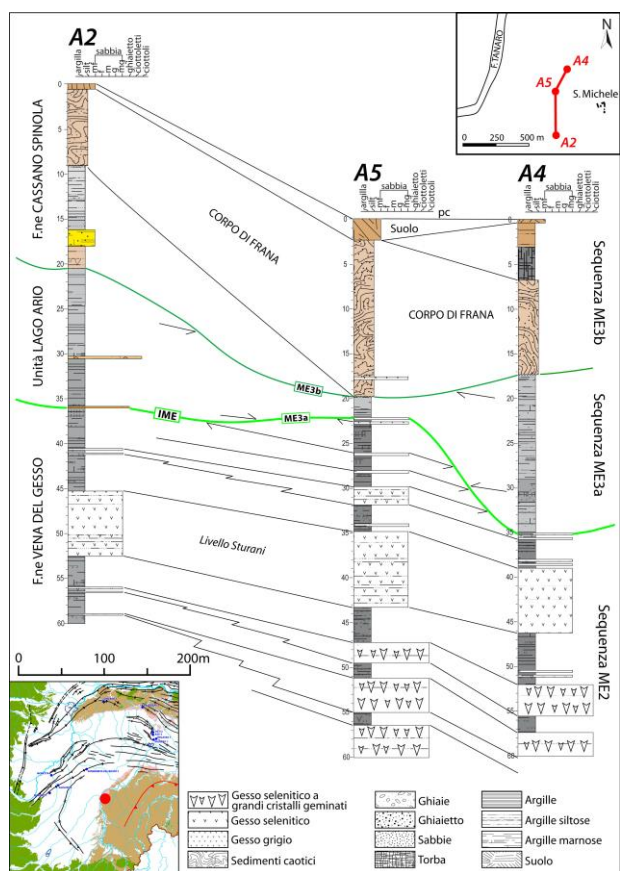


Fig. 5.10 – Il Messiniano sin- e post-evaporitico di San Michele (La Morra): correlazione di sondaggi a carotaggio continuo. Si osservino: (1) la presenza alla base di almeno 3 bancate di gessi selenitici e del livello Sturani di gessi microcristallini grigi; (2) la riduzione di spessore dei livelli di gessi; (3) le profonde erosioni alla base delle Sequenze ME3a e ME3b del post-evaporitico; (4) la successione prevalentemente pelitica dell'Unità Lago Ario.

Syn- and post-evaporitic Messinian at San Michele (La Morra): continuous corings correlation panel. Note particularly: (1) the presence below the Sturani key-bed of at least 3 thick layers of selenite; (2) the lateral thinning of the gypsum layers; (3) the deeply erosive ME3a and ME3b sequence boundaries (post-evaporitic Messinian); (4) the mainly pelitic succession of the Lago Ario Unit.

e Saluzzo 2 nella parte centrale del Bacino di Savigliano hanno attraversato una successione evaporitica simile a quella descritta nelle aree di Moncalvo e Calliano, costituita da un sottile livello di carbonati alla base a cui si sovrappongono livelli di gessi, con spesse bancate alla base che passano a livelli più sottili, alternati a livelli metrici di marne. Nei pozzi sono di norma riconoscibili da 2 a 6 bancate di gessi potenti da alcuni metri fino a una decina di metri con uno spessore complessivo della successione evaporitica compreso tra i 30/40 m dei pozzi Asti 1 e 2 e i

50/60 m di Saluzzo 2 e Moretta 1 (Tav. 2, 4). Il pozzo Valgera 1 si differenzia per una successione (circa 30 m) in cui si riconoscono almeno 12 forse 14 livelli di gessi di soli 1-4 m di spessore alternati a livelli di marne (Tav. 4). Lo spessore relativamente ridotto dei suoi livelli di gesso è legato alla sua collocazione al margine sud delle aree a sedimentazione evaporitica⁹, margine dove si registra una progressiva riduzione dello spessore dei gessi e il passaggio laterale a argille e marne bacinali tempo-equivalenti attraversate dal pozzo Rolassa 1 (Tav. 4; Fig. 5.6).

Nelle precedenti descrizioni si può notare come, sia in affioramento che in sottosuolo, le successioni di evaporiti primarie del Bacino di Savigliano sono sempre costituite da cicliche alternanze di gessi primari e di argille marnose scure fittamente laminate e ricche in materia organica depositate (queste ultime) durante fasi di forte riduzione della salinità delle brine. Vai (1997) e Krijgsman *et al.* (1999) hanno ricondotto questa ritmica alternanza di livelli di gesso e di marne, ciclicità che caratterizza molti bacini evaporitici italiani e dell'area mediterranea, a ciclicità climatiche ad alta frequenza di origine orbitale (cicli precessionali - durata media: 21.000 a) espresse dall'alternanza di fasi più aride (precipitazione dei gessi) con fasi a maggiore umidità/piovosità (deposizione delle marne).

In sezione sismica le evaporiti primarie corrispondono ad un riflettore molto evidente caratterizzato da forte ampiezza, bassa frequenza ed alta continuità laterale (Figg. 5.5, 5.6, 5.11). Questa peculiare risposta sismica, comune anche alle evaporiti primarie di altri bacini sepolti dell'area padana (Ghielmi *et al.*, 1998, 2010, 2013; Rossi *et al.*, 2015), ha consentito di riconoscere i gessi in sottosuolo anche nei settori del bacino non attraversati da pozzi profondi. E' stato così possibile compilare una mappa della loro distribuzione nel sottosuolo dell'intero Bacino di Savigliano (Fig. 5.12a). Ancora con l'analisi sismica, è stata anche verificata la continuità laterale tra le evaporiti presenti nel sottosuolo di Asti (pozzi Asti e Valgera) e quelle affioranti nell'area di Calliano (Figg. 5.6, 5.11; Tav. 4), un'ulteriore conferma della loro natura di evaporiti primarie.

I dati Eni hanno mostrato la notevole e sostanzialmente inaspettata estensione delle evaporiti primarie nel sottosuolo del Bacino di Savigliano. Esse si estendono, infatti, per circa 120 km lungo gran parte dei margini sepolti occidentale e settentrionale del bacino messiniano, da Costigliole Saluzzo a S fino a circa 20 km a NE di Asti (Fig. 5.12a). La larghezza di questo complesso evaporitico è stata stimata tra 2 e 12 km, con valori medi di 5-8 km. I dati di sottosuolo hanno anche mostrato l'assenza di evaporiti primarie nella parte centrale e più profonda del bacino

⁹ Il pozzo è posizionato vicino alla terminazione verso bacino dell'orizzonte sismico ad alta ampiezza caratteristico delle evaporiti primarie.

messiniano (pozzo Sommariva del Bosco 1 – Tav. 2), area che sarebbe stata interessata da una sedimentazione pelitica bacinale per l'intera durata della fase sin-evaporitica (Fig. 5.12a). Questa indicazione trova importanti conferme anche: (1) nella rapida riduzione di spessore dei gessi nella parte relativamente più profonda e bacinale della successione evaporitica affiorante nell'area di Govone (Valle del Tanaro - Gnavi, 2009; Dela Pierre *et al.*, 2011 e 2016); (2) nella successione interamente pelitica del pozzo Rolassa 1 nell'Astigiano.

Nel sottosuolo dell'Astigiano il riflettore caratteristico delle evaporiti primarie è riconoscibile su un vasto settore del *backlimb*, immergente verso S, dei fronti del Monferrato (Figg. 5.6, 5.11). Nella sua parte più meridionale e profonda, l'orizzonte si presenta regolare e lateralmente continuo: fattori indicativi della presenza di evaporiti primarie ancora indeformate. Risalendo verso N, il segnale, per quanto ancora forte e continuo, inizia a presentare ondulazioni e piccole discontinuità che aumentano di frequenza ed entità con l'avvicinarsi agli affioramenti posti lungo i fianchi delle strutture del Monferrato. Queste irregolarità sono determinate dalla presenza di piccole faglie, sia compressive che estensionali, responsabili a scala locale della rotazione e

traslazione di blocchi di evaporiti (Fig. 5.11). Questi sistemi di faglie presentano nella parte frontale piccoli *thrust* e in quella posteriore lineamenti distensivi tutti radicati su una superficie di scollamento relativamente superficiale e concordante con la stratificazione. I dati sismici indicano che la superficie di scollamento non coincide con la base delle evaporiti primarie ma piuttosto con una superficie leggermente più profonda probabilmente corrispondente al contatto tra le peliti pre-evaporitiche e le sottostanti marne tortoniane. La deformazione avrebbe interessato solo la parte più settentrionale delle evaporiti primarie perché più prossima alle strutture attive e quindi soggetta a sollevamenti e *tilting* maggiori e a una sismicità più intensa. La mappa di Fig. 5.12a mostra come durante il Messiniano quello di Savigliano fosse un bacino relativamente isolato con ridotti scambi idrici con le avanfosse padano-adriatiche. Limitato verso N dai rilievi della Collina di Torino e del Monferrato e verso NO da un'area emersa, l'unico collegamento (attraverso la soglia di Asti) era a NE con il Bacino di Alessandria, bacino connesso a N con la più profonda Avanfossa Padana Occidentale. I ridotti scambi idrici, conseguenti al relativo isolamento del

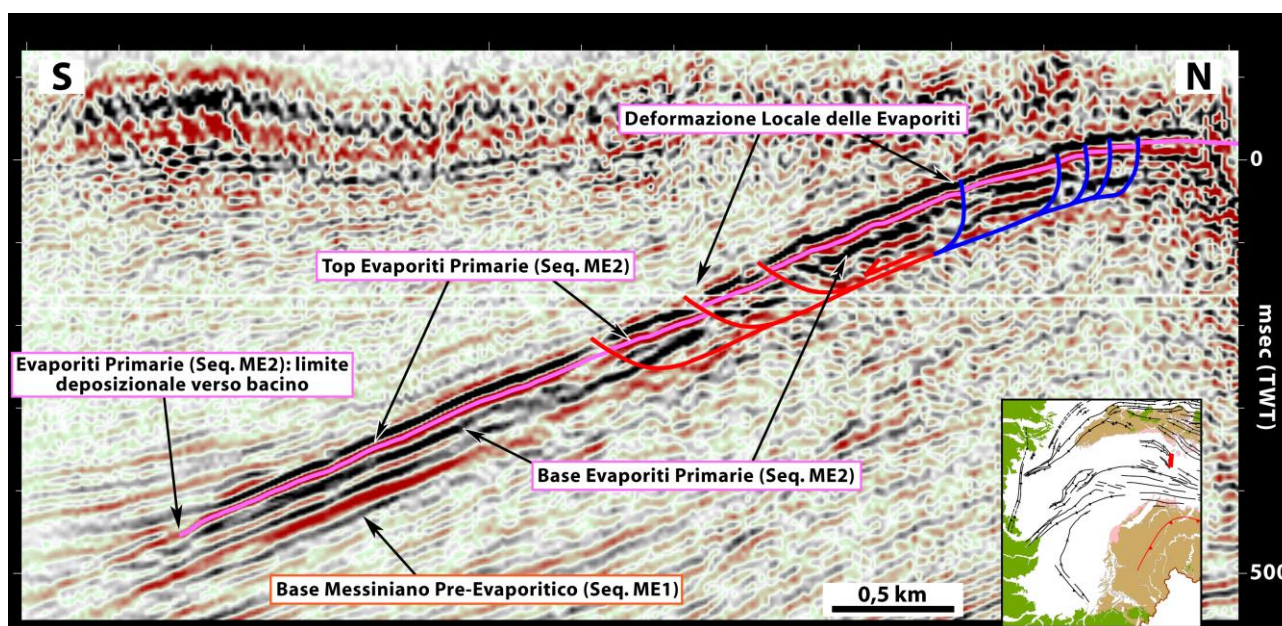


Fig. 5.11 - Evaporiti primarie nell'area di Asti (sezione esagerata verticalmente). Nella parte sinistra le evaporiti primarie della Seq. ME2 (indicate dall'orizzonte rosa) sono ancora indeformate. All'estremità S della sezione la rapida diminuzione di ampiezza del segnale indica il passaggio laterale delle evaporiti a marne più profonde. Nella parte destra della sezione i gessi mostrano invece dislocazioni e ondulazioni riconducibili ad almeno tre piani compressivi nella zona frontale e almeno 5 di tipo listrico nella posteriore. La deformazione, di tipo gravitativo, è stata innescata dal sollevamento del Fronte di Villadeati con la Fase Intra-Messiniana. Tutte le superfici sembrano radicate su un piano immergente verso bacino e concorde con la stratificazione che corrisponderebbe al contatto tra le marne tortoniane e quelle messiniane.

Primary Evaporites in the Asti area (vertically exaggerated section). In the left (south) part of the section the Seq. ME2 primary gypsum (pink horizon) is still undeformed. The rapid lateral transition of the evaporites to deeper water marls is indicated by the rapid amplitude decrease of the seismic horizon at the extreme left of the section. While in the right (north) part of the section the evaporites are interested by displacements and deformations related to at least three compressional faults in the frontal zone and to at least 5 listric faults in the system rear part. The gravity-driven deformation was triggered by the Fronte di Villadeati uplift during the Intra-Messinian Phase. All faults seem to be rooted on a basinward-dipping surface parallel to the stratification probably corresponding to the Tortonian and Messinian marls stratigraphic contact.

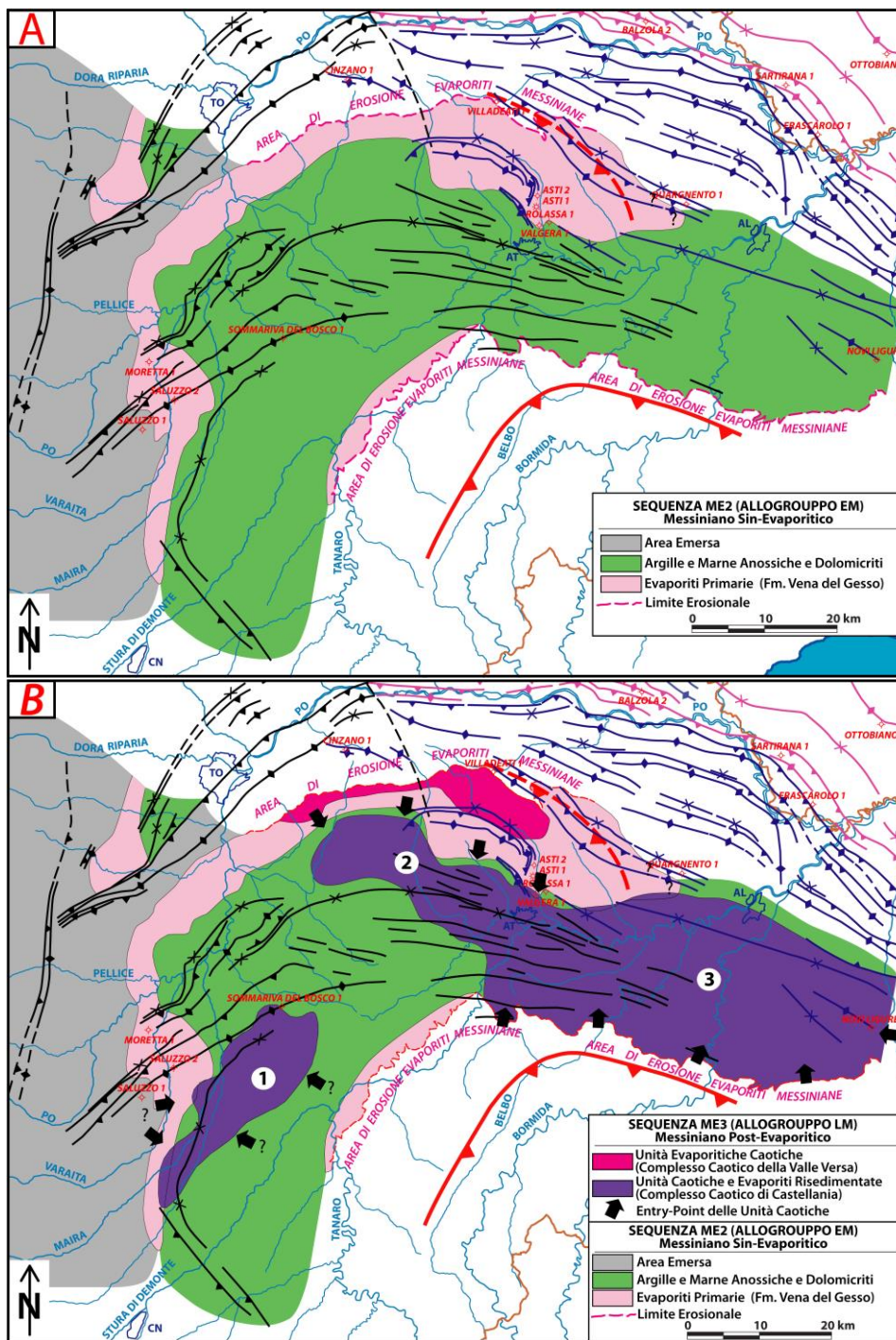


Fig. 5.12 – Le Evaporiti dei Bacini di Savigliano e Alessandria. Mappe di facies basate su dati di sottosuolo e di affioramento. A) Sequenza ME2 (Mess. sin-evaporitico): distribuzione delle evaporiti primarie (Fm. Vena del Gesso). I gessi si sono depositati in settori a bassa o a relativa bassa profondità lungo i margini dei bacini, mentre marne condensate si depositavano nelle parti centrali e profonde dei bacini. Molto estesi i gessi nel Monferrato a N di Asti, e lungo il margine O del Bacino di Savigliano. Nelle Langhe, Collina di Torino e Monferrato le evaporiti sono state soggette a successiva erosione. Del tutto assenti per erosione lungo il margine sud del Bacino di Alessandria. Evidenze sismiche supportano la presenza di gessi nell'apice dell'Avanfossa Padana a SO di Torino. B) Sequenza ME3 (Mess. post-evaporitico): distribuzione dei depositi caotici post-evaporitici (sovrapposta alla mappa della Seq. ME2). I caotici del Complesso Caotico di Castellania sono presenti nella parte centrale e più profonda dei bacini in 3 diversi settori: (1) parte centrale del Sottobacino di Fossano (probabili provenienze sia da O che dalle Langhe a E in forte sollevamento durante la Fase Intra-Messiniana); (2) parte nord del Bacino di Savigliano e Astigiano (provenienze dalla Collina di Torino); (3) Bacino di Alessandria, caratterizzato dai maggiori volumi e spessori e provenienze da sud (forte sollevamento dell'Alto Monferrato durante la Fase Intra-Messiniana). Le evaporiti del Complesso Caotico della Valle Versa, soggette a deformazione senza traslazione su lunghe distanze, sono rappresentate lungo il margine della Collina di Torino e del Monferrato. The evaporites of the Savigliano and Alessandria Basins. Maps based on

subsurface and outcrop data. A) Sequence ME2 (Syn-Evaporitic Mess.): primary evaporites distribution (Vena del Gesso Fm.). Primary gypsum was deposited along the basin margins in shallow or relatively shallow-water conditions, while the sedimentation of condensed marls took place in the central and deeper sectors. The evaporites are widely distributed in the Monferrato (N of Asti), and along the W margin of the Savigliano Basin. In the Langhe, Collina di Torino and Monferrato areas the evaporites underwent to subsequent erosion. They are completely missing along the Alessandria Basin south margin due to erosion. The gypsum presence in the Po Plain Foredeep apex is suggested by seismic data. B) Sequence ME3 (Post-Evaporitic Mess.): distribution of the post-evaporitic chaotic units (superposed on Seq. ME2 map). The presence of the chaotic units of the Complesso Caotico di Castellania in 3 areas of the deeper central sectors of the basins: (1) Fossano Sub-basin central sector (probable provenance from W and from the Langhe to the E due to their strong uplift during the Intra-Messinian Phase); (2) Savigliano Basin northern sector and Asti area (provenance from Collina di Torino); (3) Alessandria Basin, characterized by very large volumes and thicknesses and provenance from S (due to the active uplift of the Alto Monferrato during the Intra-Messinian Phase). Along the Collina di Torino and Monferrato margins are represented the Complesso Caotico della Valle Versa evaporites deformed without a transportation on long distances.

bacino, hanno sicuramente favorito prima la formazione di notevoli volumi di salamoie marine ad elevata salinità e quindi la precipitazione di grandi volumi di evaporiti durante la Crisi di Salinità Messiniana.

Discussione e modello geologico.

Litostratigrafia. Le evaporiti primarie della Sequenza ME2, precedentemente inserite nella Fm. Gessoso-Solfifera (Boni e Casnedi, 1970), sono state recentemente attribuite alla Formazione della Vena del Gesso da Clari *et al.* (2008) (Fig. 5.1). Esse corrispondono alle *Primary Lower Gypsum* (PLG) di CIESM (2008). Rientrano tra queste le evaporiti affioranti lungo il margine delle Langhe e quelle del Monferrato a N di Asti delle aree di Calliano e Moncalvo (queste ultime precedentemente attribuite al Complesso Caotico della Valle Versa nel Foglio 157 Trino 1:50.000, 2003). Per quanto riguarda il sottosuolo sono inserite nella formazione tutte le evaporiti primarie ancora in posto estesamente distribuite lungo i margini ovest e nord del Bacino di Savigliano (Fig. 5.12a).

Modello deposizionale. I dati disponibili (in particolare quelli di sottosuolo) mostrano che durante la sedimentazione del Messiniano sin-evaporitico della Sequenza ME2 l'estensione e la morfologia del Bacino di Savigliano erano simili a quelle della precedente sequenza pre-evaporitica. Le evaporiti primarie della Sequenza ME2 si sono depositate, su notevoli estensioni, lungo i margini di quest'ampio bacino di *piggy-back* in settori quali: aree marino-marginali, piattaforme, blandi paleoalti, ecc., caratterizzati da batimetrie relativamente ridotte probabilmente comprese tra la linea di costa e 100/200 di metri di profondità. Una sedimentazione clastica è invece proseguita per tutto l'intervallo nella parte centrale e più profonda del bacino con la deposizione di un ridotto spessore di sedimenti argilloso-marnosi anossici. Nelle aree di transizione tra i settori bacinali e le aree marginali a sedimentazione evaporitica si è registrata l'interdigitazione tra evaporiti primarie e peliti anossiche tempo-equivalenti, come suggerito dalla successione affiorante lungo il Tanaro e da quella del pozzo Valgera 1. Recenti studi Agip ed Eni (Ghielmi *et al.*, 1998, 2010; 2013; Ghielmi, 2001; Minervini *et al.*, 2008; Rossi *et al.*, 2015) hanno evidenziato come nei bacini di avanfossa messiniani sepolti della Pianura Padana e dell'Adriatico Settentrionale la precipitazione di evaporiti primarie si è prodotta solo in bacini o settori relativamente limitati distribuiti lungo il margine interno (bacini di *piggy-back* del margine dell'Appennino Settentrionale) o esterno (depocentri localizzati delle aree di avampaese). Gli studi hanno anche evidenziato come tutte queste aree, oltre che essere caratterizzate da profondità ridotte, erano anche separate dalle aree bacinali più estese e profonde (avanfosse e grandi bacini di *piggy-back*) da soglie e/o lineamenti strutturali/morfologici ben delineati e chiaramente riconoscibili. Tali caratteristiche comuni hanno suggerito che l'aumento di salinità delle brine e la successiva precipitazione

delle evaporiti fossero probabilmente il prodotto della combinazione di un'elevata evaporazione in aree caratterizzate da ridotti scambi idrici (per la presenza delle soglie). La situazione riscontrata nel Bacino di Savigliano è però piuttosto differente. I dati sismici mostrano infatti che in questo bacino i limiti delle aree a sedimentazione evaporitica verso bacino erano rappresentati da zone di graduale approfondimento batimetrico e non da lineamenti fisiografici ben riconoscibili (Figg. 5.6, 5.11), evidenziando così il ruolo di primaria importanza giocato dalla batimetria. Una situazione analoga, di precipitazione di evaporiti in aree marginali a ridotta paleobatimetria non delimitate da soglie strutturali o morfologiche, era finora stata identificata solo nell'area dell'Alto di Lacchiarella (Lombardia occidentale) lungo il margine esterno dell'Avanfossa Padana Occidentale (Fig.5 in Ghielmi *et al.*, 2010; dati Eni inediti). Nel Bacino di Savigliano (e probabilmente anche in quello di Alessandria) le condizioni necessarie per la precipitazione delle evaporiti furono evidentemente raggiunte solo nelle aree marginali del bacino dove, per la minore profondità, la ridotta circolazione e l'evaporazione più intensa, le brine hanno potuto raggiungere i valori di salinità e le altre condizioni ambientali necessarie alla precipitazione di solfati e carbonati. Nella parte centrale e più profonda del bacino, dove per tutto l'intervallo è proseguita la sedimentazione di argille-marnose, tali condizioni non sarebbero invece mai state raggiunte o per una concentrazione insufficiente delle brine (possibile conseguenza della maggiore batimetria e di probabili maggiori scambi idrici) e/o per le diverse condizioni fisico-chimiche al fondo determinate dalla maggiore profondità e dalla stratificazione delle masse d'acqua (assenza di ossigeno, ecc.).

Le evaporiti del margine delle Langhe. Un'area a sedimentazione evaporitica relativamente ampia era in origine certamente presente anche nelle Langhe, lungo il margine E del Bacino di Savigliano. Sottoposte a successive fasi di intensa erosione, di queste successioni evaporitiche si sono preservate solo le porzioni più bacinali e quelle transizionali alle marne profonde (affioramenti dell'Albese e della Valle del Tanaro), mentre le evaporiti del settore più orientale e marginale sono state completamente asportate dalla successiva erosione. Tale erosione va in primo luogo ricondotta al sollevamento e basculamento di tutto questo margine del bacino determinati dall'intensa attività della Rampa del Belbo (la rampa laterale della Struttura Profonda delle Langhe) durante la Fase Intra-Messiniana. La parte volumetricamente preponderante delle evaporiti primarie inizialmente depositate su questo margine sarebbe infatti stata coinvolta, unitamente a sedimenti miocenici più antichi (in prevalenza marne e argille), nella messa in posto dei complessi caotici riconoscibili alla base del successivo Allogruppo LM (Fig. 5.12b) (Rossi *et al.*, 2009; Foglio 194 Acqui Terme, 2016).

L'Assenza di evaporiti nel Monregalese. Evaporiti primarie non sono invece presenti negli affioramenti del Monregalese (margine sud del Bacino di Savigliano). Sulle ragioni di tale assenza si possono al momento formulare due distinte ipotesi. Volumi di evaporiti primarie potrebbero essersi depositate durante il sin-evaporitico in aree a ridotta profondità poste più a S per poi essere completamente erose durante il successivo intervallo post-evaporitico. Secondo l'ipotesi alternativa, al momento forse la più probabile, in questo settore le evaporiti potrebbero non essersi mai depositate a causa dell'alto gradiente e delle maggiori profondità di questo margine del bacino posto a ridosso della catena alpina.

Le evaporiti del sottosuolo dell'Astigiano. I dati sismici hanno evidenziato la grande estensione dell'area di distribuzione delle evaporiti nel sottosuolo dell'Astigiano (Fig. 5.12a). Nella parte sud di quest'area, i gessi si presentano sostanzialmente indeformati (Fig. 5.11). Nell'area settentrionale, più superficiale e più vicina alle culminazioni strutturali, invece si riconoscono evidenze di una tettonica superficiale di tipo gravitativo innescata, con ogni probabilità, dal sollevamento e *tilting* verso S dei *backlimb* dei fronti del Monferrato durante la Fase Intra-Messiniana. Questa deformazione ha interessato solo la parte settentrionale della successione evaporitica più prossima alle strutture attive e quindi sottoposta a sollevamenti e *tilting* maggiori e soggetta, probabilmente, anche a una più intensa sismicità. Si tratta, comunque, di una strutturazione relativamente modesta, caratterizzata da ridotti rigetti orizzontali e da una deformazione moderata prevalentemente localizzata in prossimità dei lineamenti strutturali, che non ha pregiudicato la continuità laterale, la giacitura complessiva e i rapporti stratigrafici della successione evaporitica. Non sono inoltre riconoscibili i tratti caratteristici dei depositi caotici del Messiniano post-evaporitico quali: le evidenze di trasporto su notevoli distanze fino ai depocentri bacinali (da alcuni chilometri fino a oltre la decina di km), le associate superfici di denudamento, l'intensa deformazione - fino alla completa caoticizzazione - dei depositi evaporitici, il coinvolgimento di sedimenti miocenici più antichi (si confrontino le Figg. 3.11, 3.13). Per queste ragioni tali depositi non sono stati interpretati come unità caotiche, ma piuttosto come evaporiti primarie in posto o sostanzialmente ancora in posto (quelli moderatamente deformati) e sono quindi stati tutti attribuiti alla Sequenza ME2 del Messiniano sin-evaporitico e alla Fm. Vena del Gesso. Non sono invece stati inseriti in tale formazione gli olistoliti di evaporiti anche di grandi dimensioni fortemente deformati o ruotati isolati in depositi argillosi, e i depositi caotici come quelli affioranti lungo in fianco S del Fronte di Villadeati a Codana, Montiglio, Murisengo. Queste unità evaporitiche, che hanno subito significative traslazioni laterali e importanti deformazioni fino alla completa caoticizzazione, sono invece attribuite alla Sequenza ME3 del Messiniano post-evaporitico e al Complesso Caotico della Valle Versa, in accordo con Dela Pierre *et al.* (2002) e il Foglio 157 Trino (2003).

Le evaporiti di Moncalvo e Calliano. Di particolare interesse risultano le evaporiti primarie di Moncalvo e Calliano presenti nel settore del Monferrato a N di Asti (Vigna *et al.*, 2008) (Figg. 5.7, 5.8). Tre bancate decametriche a elevata continuità laterale di gesso selenitico a grandi cristalli geminati separate da livelli metrici di argille marnose scure laminate formano la parte bassa della serie. Queste seleniti si sono formate per lenta precipitazione da brine debolmente soprassature sul fondo di bacini ristretti a bassa energia in cui persisteva una circolazione sufficiente a mantenere condizioni di salinità omogenee in tutta la massa d'acqua (Vai e Ricci Lucchi, 1977). La precipitazione sarebbe avvenuta nella zona focica a profondità massime dell'ordine di alcune decine di metri. Le argille nerastre si sarebbero invece depositate durante fasi di forte diluizione delle salamoie causate dall'afflusso di acqua salata (ripristino dei collegamenti con l'oceano) e/o di acque dolci (aumento della piovosità e degli apporti fluviali). La parte alta della serie evaporitica, spesso 65/70 m, è invece rappresentata da un'alternanza con un chiaro trend FU di livelli di argilla scura laminata e di livelli di gesso costituiti da gessi grigi laminati e seleniti laminate (le gessareniti sono presenti solo a Moncalvo) del tutto simili a quelle osservate negli affioramenti dell'Albese (Clari *et al.*, 2008; Dela Pierre *et al.*, 2016). I gessi grigi laminati sono evaporiti primarie microcristalline che si formano per decantazione sul fondo di cristalli di gesso sub-millimetrici precipitati vicino alla superficie o all'interno di salamoie fortemente soprassature (Ogniben, 1957 e successivi autori); le sottilissime lamine argillose alternate ai livelletti di gesso corrispondono invece a fasi di maggiore diluizione delle brine. In precedenza interpretate come gessi di origine diagenetica (Sturani, 1973, 1976; Clari *et al.*, 2008), anche le seleniti laminate sono ora interpretate come probabili evaporiti primarie formatesi per precipitazione sul fondo di cristalli di selenite (Dela Pierre *et al.*, 2016; questo studio). Il cambio di facies evaporitiche corrisponde al passaggio da un ambiente con brine moderatamente soprassature, più profondo, a energia molto bassa e con ancora una certa circolazione ideale per la crescita sul fondo dei grossi cristalli geminati, a uno caratterizzato da minore profondità e da brine molto soprassature ma (come evidenziato dalla riduzione di spessore dei livelli di gesso) anche da fasi di precipitazione evaporitica più brevi alternate a periodi sempre più lunghi di forte diluizione delle masse d'acqua e di sedimentazione argillosa conseguenti a maggiori apporti di acque dolci dalle aree emerse e/o salate dall'Atlantico. La riduzione di profondità potrebbe essersi determinata per la combinazione del progressivo riempimento dei bacini evaporitici con la fase regressiva che sembra svilupparsi nei bacini padano-adriatici nella parte finale del sin-evaporitico (Ghielmi *et al.*, 1998, 2013; Rossi *et al.*, 2002, 2015). La bipartizione della successione dei gessi primari sembra essere un tratto comune alle evaporiti di tutta l'area padano-adriatica. Infatti, oltre che nel Bacino di Savigliano, importanti variazioni dello spessore e delle facies dei livelli

di gessi tra la parte bassa e la parte alta della successione sin-evaporitica sono state rilevate sia negli affioramenti dell'Appennino Bolognese (Vai e Ricci Lucchi, 1976; Vai, 1981; Rossi, 1996; e lavori successivi) che nel sottosuolo del margine emiliano dell'Appennino Settentrionale (Ghielmi *et al.*, 1998, 2013; Rossi *et al.* 2002, 2015).

Le gessareniti di Moncalvo. A Moncalvo è particolarmente rilevante la presenza, nelle bancate della parte alta della successione, di spessi strati di gessareniti massive inglobanti clasti pelitici e di gesso provenienti dall'erosione dei livelli sottostanti. Questi livelli non sono interpretabili come il prodotto di precipitazione da brine soprassature, ma, piuttosto, come depositi clastici di flussi gravitativi ad alta densità, notevole volume ed elevata capacità erosiva. Particolarmente rilevanti sono gli strati di spessore anche plurimetrico riconosciuti nella quarta bancata decametrica, con clasti di peliti e di gessi di grandi dimensioni (fino a 2 m). Flussi di questo tipo e di questo volume costituiscono eventi del tutto eccezionali in un ambiente a così bassa energia. Escludendo subito una possibile origine da piene fluviali per l'assoluta mancanza di apporti clastici (sabbia e ghiaia) nelle gessareniti, due diverse interpretazioni sono ritenute possibili. La prima è quella di eventi di tempesta di eccezionale intensità in grado di generare flussi gravitativi di grande volume e capacità erosiva. Eventi di questa scala avrebbero però interessato l'intero bacino, pertanto l'assenza sia nella vicina area di Calliano che nell'Albese di livelli correlabili fa ritenere poco probabile questa eventualità. L'altra interpretazione prende spunto dalla vicinanza alla Struttura di Villadeati, struttura ancora molto attiva nel Messiniano. Secondo questa interpretazione i banchi di gessareniti sarebbero il risultato della destabilizzazione di notevoli volumi di gessi primari e di marne ad essi intercalate lungo il fianco della vicina struttura in occasione di eventi di origine tettonica, quale un forte terremoto. Il materiale rimobilizzato sarebbe stato trasportato e risedimentato nelle aree vicine alla struttura. In questa ipotesi l'assenza di gessareniti nell'area di Calliano sarebbe dovuta alla maggiore distanza dalla struttura. Se confermata, questa interpretazione indicherebbe che analogamente ai bacini dell'Appennino bolognese (Vai e Ricci Lucchi, 1977; Rossi, 1996), anche il Bacino di Savigliano sarebbe stato interessato da una fase deformativa (di probabile minore entità) durante la deposizione delle evaporiti primarie.

Le successioni evaporitiche dell'Astigiano e dell'Albese a confronto. Sebbene depositate su due diversi margini del Bacino di Savigliano le successioni evaporitiche di Moncalvo-Calliano e dell'Albese (Clari *et al.*, 2008; Dela Pierre *et al.*, 2011, 2016) mostrano evidenti analogie. Entrambe le successioni presentano: (1) spesse bancate di gesso selenitico a cristalli geminati alla base (3 nell'Astigiano, 2/5 nell'Albese); (2) gessi grigi laminati e seleniti laminate¹⁰ costituiscono i livelli della parte medio-alta delle serie; (3) un

numero totale di livelli simile (14 a Moncalvo e 13/16 nell'Albese); (4) un evidente trend di assottigliamento dei livelli di gesso e di inspessimento di quelli pelitici verso l'alto; (5) la presenza a tetto di una importante superficie di erosione. Un'importante differenza tra le due serie, rappresentata dal maggiore spessore medio dei livelli evaporitici di Moncalvo-Calliano, va probabilmente ricondotta alle differenti posizioni paleoambientali: con Moncalvo-Calliano collocata in una posizione più esterna del bacino e circa al centro dell'area di precipitazione delle evaporiti, mentre le successioni dell'Albese preservate dall'erosione sono invece rappresentative di una posizione più vicina al margine dell'area a sedimentazione evaporitica e alla transizione con il bacino più profondo. Dela Pierre *et al.* (2016) hanno recentemente correlato i due margini basandosi anche sui risultati di dettagliate analisi micropaleontologiche delle successioni argilloso-marnose alla base dei gessi. Secondo tale correlazione, le prime due bancate di gessi selenitici nell'Albese (delle cinque affioranti) sarebbero espresse a Moncalvo-Calliano dai due livelli carbonatici più recenti raggiunti dai sondaggi subito sotto le tre bancate di seleniti, dimostrando così una diacronia dell'inizio della deposizione dei gessi nei vari settori del bacino, e che le saturazioni necessarie alla precipitazione dei solfati furono raggiunte prima nelle aree marginali della parte centro-meridionale del Bacino di Savigliano. I settori marginali del Monferrato (Moncalvo-Calliano), nonostante una topografia molto favorevole, cominciarono a essere interessati dalla precipitazione delle evaporiti solo nei cicli successivi molto probabilmente perché troppo vicini alla soglia di Asti e al collegamento con il Bacino di Alessandria. Tutto questo conferma l'esistenza nelle brine di un gradiente laterale di salinità, salinità che aumentava con l'allontanarsi dal punto di afflusso delle acque nel bacino (la soglia di Asti). Spessori e tassi di sedimentazione. La Sequenza ME2 è sempre caratterizzata da spessori relativamente modesti, compresi tra i 30 m del pozzo Valgera 1 (circa 45 m decompattati) e i 110 m dell'area di Moncalvo-Calliano¹¹. Considerando per la Sequenza ME2 una durata di circa 350 ka (Vai, 1997; Krijgsman *et al.* 1999; CIESM, 2008), i tassi di sedimentazione minimi calcolati sul pozzo Valgera 1 sono compresi tra 0,085 (non decompattati) e 0,128 m/10³anni (decompattati) mentre quello massimo calcolato a Moncalvo-Calliano è pari a 0,31 m/10³anni. I ridotti spessori e tassi sedimentari della Sequenza ME2 nel Bacino di Savigliano sono in linea con quelli rilevati, per la stessa sequenza, in altre aree dell'Italia Settentrionale quali i bacini sepolti della Pianura Padana e del margine dell'Appennino Settentrionale (Ghielmi *et al.*, 1998, 2010, 2013). Secondo Rossi *et al.* (2002) i ridotti tassi di sedimentazione potrebbero essere una conseguenza di una fase di generale riduzione degli apporti fluviali determinatasi durante una fase climatica caratterizzata da una minore piovosità (Minervini, 1999; Fantoni *et al.*, 2001; Minervini *et al.*, 2009).

10 Rispettivamente *cumulate gypsum* e *branching selenite* in Dela Pierre *et al.*, 2016.

11 Visto il modesto seppellimento, la successione di Moncalvo-Calliano non è stata decompattata.

5.2 – IL MESSINIANO POST-EVAPORITICO E IL PLIOCENE INFERIORE DELL'ALLOGRUPPO LM

La successione del Messiniano post-evaporitico e della parte medio-bassa del Pliocene inferiore del Bacino di Savigliano, limitata alla base dalla *Unconformity* Intra-Messiniana (IME) e a tetto dalla *Unconformity* Intra-Zancleana (IZA), fa parte dell'Allogruppo LM. L'allogruppo include due sequenze a grande scala: le Sequenze ME3 e PL1 (Ghielmi *et al.*, 2010, 2013) (Fig. 2.4). Durante questa fase il Bacino di Savigliano corrisponde ancora a un unico bacino di *piggy-back*.

La base dell'allogruppo (indicata in verde chiaro nelle figure, nelle sezioni sismiche e nelle tavole) corrisponde all'*Unconformity* Intra-Messiniana (correlabile con la *MES-Messinian Erosional Surface* di CIESM, 2008). La natura tettonica del limite è confermata dalle evidenti discordanze angolari osservate nelle sezioni sismiche e confermate dalle correlazioni dei pozzi. In corrispondenza di tale limite si registra, infatti, un importante sollevamento dei fronti della Collina di Torino e del Monferrato (Figg. 3.3, 3.13, 3.15), dell'area delle Langhe e del settore meridionale alpino, nonché una ripresa della deformazione dei fronti di Saluzzo e Polonghera (Fig. 3.12). Nell'area di Asti la discordanza angolare misurata in sottosuolo tra i depositi del Messiniano post-evaporitico e le sottostanti evaporiti primarie (Allogruppo EM) è pari a 4-5° (Fig. 5.6, Tav. 4). Alla Fase Intra-Messiniana si associa anche la subsidenza del margine ovest del Bacino di Savigliano, in conseguenza della quale un ampio settore del Sottobacino di Moretta entra a far parte del depocentro del Bacino di Savigliano. Ciò è confermato dalla deposizione nel pozzo Moretta 1 di una spessa successione grossolana bacinale, comprendente anche gessoareniti, direttamente sulle evaporiti primarie depositate lungo il precedente margine ovest del Bacino di Savigliano (Sequenza ME2) (Tav. 2).

All'elevata mobilità tettonica connessa alla Fase Intra-Messiniana va ricondotta anche la presenza alla base della successione dell'Allogruppo LM di notevoli volumi di depositi caotici (comprendenti anche blocchi ed olistoliti di evaporiti primarie), di gessoruditi e di gessoareniti riconoscibili in affioramento e in sottosuolo sia nel Bacino di Savigliano che nel vicino Bacino di Alessandria (Figg. 3.13, 3.14, 3.15) (Dela Pierre *et al.*, 2002; Foglio 157 Trino, 2003; Rossi *et al.*, 2009; Gnani, 2009; Mosca *et al.*, 2010). Dal punto di vista cronostratigrafico e del loro significato geologico questi depositi corrispondono ai *RLG-Resedimented Lower Gypsum* di CIESM (2008). L'entità delle discordanze angolari riconosciute in sottosuolo e l'estensione e volume dei complessi caotici indicano come la Fase Intra-Messiniana rappresenti probabilmente l'evento deformativo di

maggiore intensità registrato nel Bacino di Savigliano nell'intervallo messiniano-pleistocenico.

Negli affioramenti del margine ovest delle Langhe, il limite di allogruppo corrisponde alla sovrapposizione sulle evaporiti primarie dei gessi risedimentati o, dove questi sono assenti, dei depositi grossolani della Formazione Cassano Spinola. Lungo il margine N delle Langhe, il limite corrisponde invece al contatto tra la base dei caotici post-evaporitici e le sottostanti Marne di Sant'Agata Fossili del Tortoniano-Messiniano (Foglio 194 Acqui Terme, 2016).

Durante il Messiniano post-evaporitico si registra inoltre l'importante evento regressivo noto in letteratura come fase di "Lago-Mare" (Ruggieri, 1962; Hsu *et al.*, 1972; Ryan e Cita, 1978). L'eccezionale caduta del livello di base determina l'emersione delle aree marginali del Bacino di Savigliano, evento a cui corrisponde localmente o la deposizione di sedimenti continentali o la formazione di una superficie di erosione subaerea con una lacuna che può comprendere gran parte o anche tutto il Messiniano post-evaporitico come, ad esempio, nel Monregalese, dove il Pliocene inferiore si sovrappone direttamente o sul Messiniano inferiore o sul Tortoniano.

Dell'allogruppo fa parte anche la Sequenza PL1 la cui spessa successione pliocenica inferiore (Zancleano p.p.) si è depositata negli stessi depocentri strutturali dopo la fase trasgressiva che segna il limite Messiniano-Pliocene.

5.2.1 – Sequenza ME3

La Sequenza ME3 comprende i sedimenti del Messiniano post-evaporitico (Fig. 5.1). La sedimentazione della parte bassa della sua successione è stata fortemente influenzata dalla deformazione tettonica, mentre quella della parte alta è stata invece controllata dalla fase regressiva tardo-messiniana ("Lago-Mare"). I sedimenti delle due parti della successione sono inclusi rispettivamente nelle 2 sequenze a media scala ME3a e ME3b, che compongono la Seq. ME3. A causa dei differenti caratteri sedimentari le due sequenze saranno descritte separatamente.

5.2.1.1 – Sequenza ME3a

La Sequenza ME3a, costituita da sedimenti messiniani della parte medio-bassa del post-evaporitico, comprende dove presenti, anche i depositi caotici. La sua successione affiora, con spessori modesti, lungo l'alveo del Fiume Tanaro in prossimità dei rilievi collinari delle Langhe. Altri affioramenti sono presenti sui rilievi della Collina di Torino e del Monferrato.

Descrizione degli affioramenti e dei dati di sottosuolo.

Nel settore sud del bacino, tra Carrù e Narzole (lungo il Rio Mondalavia presso Bene Vagienna e lungo il Rio Geminella

a Narzole), la Sequenza ME3a è rappresentata da gessi risedimentati (Foto 5.11), ghiaie con clasti di gesso (Foto 5.12) e argille marnose caotiche per uno spessore complessivo di una decina di metri.

Nell'Albese, lungo il fiume Tanaro presso Pollenzo, sopra le evaporiti primarie della Sequenza ME2 è visibile un ridotto spessore di peliti caotiche nerastre con concrezioni e livelli deformati di carbonati ed evaporiti (Clari *et al.*, 2008; Gnavi, 2009; Dela Pierre *et al.*, 2016) (Fig. 5.8). Sempre lungo il fiume Tanaro, ma più a N presso Govone, affiorano oltre 40 m di peliti marnose grigie compatte con intercalazioni di gessoruditi e gessoareniti gradate in strati



Foto 5.11 - Gessi risedimentati della Seq. ME3a (Messiniano post-evaporitico – Unità Lago Ario) presso Benevagienna.
Resedimented gypsum of the Seq. ME3a (post-evaporitic Messinian – Lago Ario Unit) near Benevagienna.



Foto 5.12 - Ghiaie clast-supported (gessoruditi) e sabbie grossolane con ciottoli di gesso della Seq. ME3a (Messiniano post-evaporitico – Unità Lago Ario) presso Benevagienna.
Clast-supported gravel (gypsurudites) and coarse-grained sands with gypsum pebbles and granules of the Seq. ME3a (post-evaporitic Messinian - Lago Ario Unit) near Benevagienna.

spessi e livelli caotici con blocchi di evaporiti e *clay-chips* attribuite all'Unità di Lago Ario (Gnavi, 2009). Alla stessa unità è stata attribuita anche la successione, intercettata da sondaggi ad E di la Morra, costituita da marne argillose grigie con intercalazioni di livelli sottili e medi di conglomerati e sabbie medio-fini grigie a cui si sovrappongono con contatto erosivo i sedimenti della Fm. Cassano Spinola (Fig. 5.10).

Nelle zone della Collina di Torino e del Monferrato lungo il margine nord del Bacino di Savigliano, la Sequenza ME3a è rappresentata dai depositi caotici del Complesso Caotico della Valle Versa (Dela Pierre *et al.*, 2002; Foglio 157 Trino, 2003). Nell'area tipo la successione della formazione è costituita da blocchi di evaporiti di diversa composizione e dimensione, dispersi in una matrice argillosa. I blocchi di dimensioni maggiori sono composti da gessi selenitici, calcari micritici, calcari bioclastici, dolomie e calcari dolomitici vacuolari. Il complesso mostra notevoli variazioni laterali di spessore, spessore che localmente può raggiungere anche il centinaio di metri. Queste unità caotiche sono il risultato del trasporto in massa (slide, slumping e debris-flow) di evaporiti primarie originariamente depositate lungo i fianchi meridionali dei fronti della Collina di Torino e del Monferrato e destabilizzate in conseguenza del sollevamento del margine nord del bacino durante la Fase Intra-Messiniana. Le sezioni sismiche mostrano come nell'area della Valle Versa i caotici si siano depositi in una blanda sinclinale ad allungamento circa NO-SE, limitata verso NE dal Fronte di Villadeati e verso SO da una seconda struttura non affiorante indicata in questo studio con il nome di Fronte di Montechiaro d'Asti (Figg. 3.11, 5.13).

Livelli di caotici post-evaporitici del tutto analoghi sono presenti oltre che nella Valle Versa anche in altri settori del Monferrato e della Collina di Torino. Olistoliti e grossi blocchi di gessi selenitici in banchi con spessori fino a diverse decine di metri alternati a livelli metrici di marne nerastre laminate affiorano infatti a Montiglio, Banengo e Murisengo nel Monferrato. Nella cava di Moncucco Torinese, lungo il margine sud della Collina di Torino, affiorano bancate tabulari di gessi primari spesse 10-30 m separate da intercalazioni decimetriche di peliti nere. La successione è limitata a tetto da una superficie erosiva (Violanti *et al.*, 2011). A Montiglio e Moncucco Torinese la successione evaporitica raggiunge lo spessore di 80-100 m. In tutte queste località sono visibili numerosi piani di faglia e giaciture anomale rispetto a quella regionale. Negli affioramenti e nei numerosi sondaggi geognostici eseguiti in queste località per le cave di gesso in sotterraneo, si può osservare la forte deformazione della successione con olistoliti di evaporiti traslati e/o ruotati giustapposti

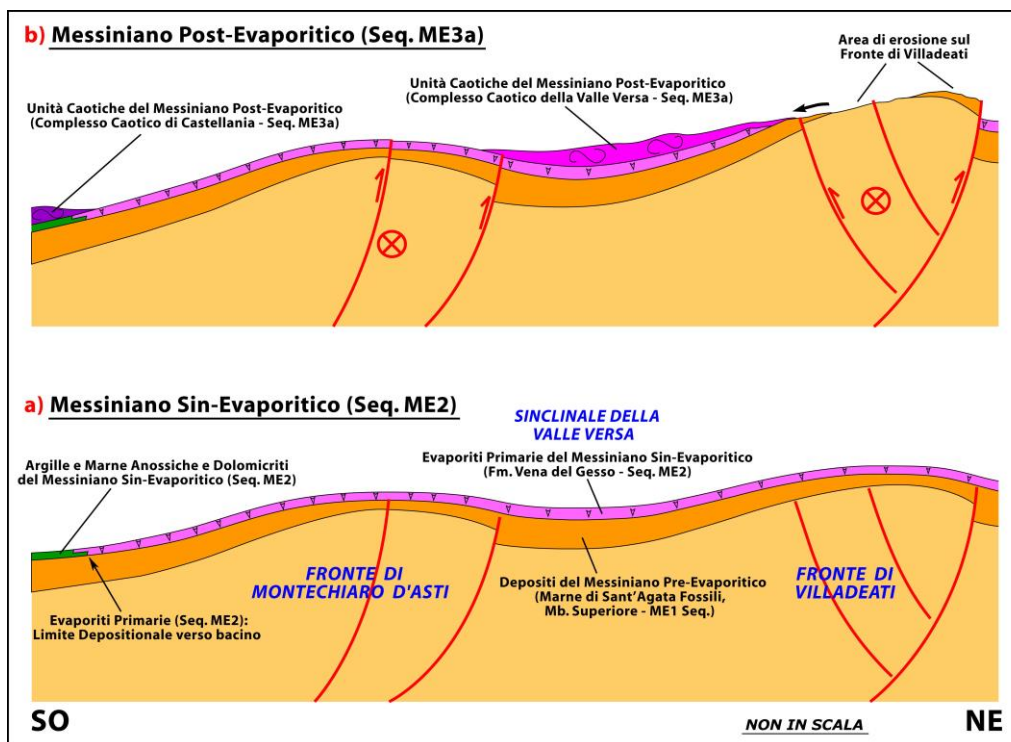


Fig. 5.13 - Evoluzione del settore dei Fronti del Monferrato a N di Asti. (a) Messiniano sin-evaporitico: deposizione di evaporiti primarie. (b) Messiniano post-evaporitico: riattivazione transpressiva del Fronte di Villadeati durante la Fase Intra-Messiniana e, in misura più blanda, di quello di Montechiaro d'Asti e deformazione delle evaporiti. L'intensa attività causa la destabilizzazione delle evaporiti sulla Struttura di Villadeati e la loro messa in posto verso Sud come blocchi e olistoliti nella Sinclinale della Valle Versa. Nell'Astigiano si ha invece la messa in posto di complessi caotici di bacino più profondo. *Messinian evolution of the Fronti del Monferrato sector N of Asti. (a) Syn-Evaporitic Messinian: primary evaporites deposition. (b) Post-Evaporitic Messinian:*

transpressive reactivation during the Intra-Messinian Phase of the Villadeati Front (also the Montechiaro d'Asti Front was weakly reactivated) and deformation of the evaporites. Remobilization of the evaporites on the Villadeati structure (triggered by the intense tectonic activity) and their emplacement in the Valle Versa syncline as large blocks and olistoliths. In the Asti area the deposition of chaotic complexes took place in deep-water settings.

lateralmente a marne e peliti massive attraverso complessi sistemi di faglie sub-verticali. I dati sismici mostrano come i complessi caotici affioranti lungo il margine nord del Bacino di Savigliano, smembrati e mobilizzati durante la Fase Intra-Messiniana, abbiano subito una traslazione verso S relativamente contenuta accumulandosi lungo i *backlimb* dei fronti della Collina di Torino (Figg. 3.13, 5.12b) e del Monferrato (Figg. 3.11, 5.11, 5.12b, 5.13) ben prima di raggiungere il depocentro del Bacino di Savigliano.

Nell'area di Moncalvo e Calliano alla Sequenza ME3a (e all'Unità Lago Ario) è attribuito un pacco di spessore molto variabile (10-70 m) di argille marnose, marne e limi argillosi compatti di colore grigio-verdastro posto a tetto delle evaporiti.

Nei depocentri sepolti dell'Astigiano e del Sottobacino di Fossano, le sezioni sismiche rivelano la presenza, alla base della sequenza, di unità caotiche facilmente riconoscibili per il loro caratteristico aspetto sismico (Figg. 3.13, 3.15, 5.12b). Questi complessi caotici, anch'essi prodotti per la destabilizzazione tettonica dei margini di bacino durante la Fase Intra-Messiniana, sono costituiti in prevalenza da marne e argille mioceniche e da evaporiti messiniane. Il loro spessore, valutato in sezione sismica, potrebbe raggiungere i 70-80 m nel Sottobacino di Fossano e circa 120 m nel settore di Asti. Depositi caotici analoghi sono stati

riconosciuti anche in gran parte del sottosuolo del Bacino di Alessandria (settore orientale del BTP; dati Eni non pubblicati; Foglio 194 Acqui Terme, 2016) (Fig. 3.14), bacino dove sono stati osservati i maggiori accumuli con spessori medi di circa 150 m e massimi di circa 200 m. Queste unità sono visibili in affioramento lungo i margini sud e est del Bacino di Alessandria (Ghibaudo *et al.*, 1985; Foglio 194 Acqui Terme, 2016). Le unità caotiche, depositate nelle aree più profonde del Sottobacino di Fossano e dell'Astigiano, presentano delle chiusure stratigrafiche per *onlap* contro i margini del bacino (Figg. 3.13, 3.15, 5.6; Tav. 4) e mostrano di non essere in continuità fisica con i caotici messiniani riconosciuti nelle aree della Collina di Torino e del Monferrato (Complesso Caotico della Valle Versa). Complessi caotici di notevole volume simili a questi sia per posizione stratigrafica che per caratteristiche e significato geologico, sono già stati ampiamente documentati in altri bacini del margine dell'Appennino Settentrionale (Gelati *et al.*, 1987; Rossi e Rogledi, 1988; Ghielmi *et al.*, 1998 e 2010; Roveri *et al.*, 1998; Rossi *et al.*, 2002, 2015; Artoni *et al.*, 2004 e 2010). La posizione e le geometrie interne suggeriscono per la maggior parte dei caotici del Bacino di Savigliano una provenienza dal margine SE del bacino (Langhe), margine interessato da forte sollevamento e *tilting* verso NO durante la Fase Intra-Messiniana. Solo per i complessi caotici

localizzati più a N si può supporre, soprattutto in virtù della loro posizione geografica, una provenienza dalla Collina di Torino e dal Monferrato (Fig. 5.12b).

L'interpretazione sismica ha inoltre mostrato come la Sequenza ME3a sia costituita anche da depositi bacinali non caotici caratterizzati da orizzonti sismici paralleli piani o blandamente ondulati. Nelle aree dove alla base della sequenza sono presenti complessi caotici, questi depositi prima ne compensano il rilievo morfologico con geometrie di *onlap* e poi vi si sovrappongono (Fig. 5.6), dove invece i caotici sono assenti, questi depositi rappresentano invece l'intera successione della sequenza.

Lungo i margini ovest e nord del bacino, i dati sismici (Figg. 3.13, 5.6) e di pozzo (Tav. 4) indicano la presenza di ridotti spessori di sedimenti fini di rampa.

La Sequenza ME3a è stata attraversata da tutti i pozzi Eni, con la sola eccezione di Saluzzo 1 dove la successione è assente per probabile non deposizione (Tav. 2). Il pozzo Valgera 1, perforato nell'area di Asti, è il solo che ha attraversato i complessi caotici presenti alla base della Sequenza ME3 (Tav. 4), qui rappresentati da circa 50 m di argille marnose, sabbie e ghiaie con alla base olistoliti di evaporiti. Le sezioni sismiche mostrano come il pozzo abbia attraversato i caotici poco prima della loro chiusura stratigrafica in *onlap* sul margine nord del bacino. Tale chiusura è caratterizzata da un'evidente discordanza angolare tra i depositi post-evaporitici e i sottostanti gessi primari della Sequenza ME2 tiltati verso S durante la Fase Intra-Messiniana (Fig. 5.6). Nello stesso pozzo, sopra i depositi caotici, sono anche presenti un'ottantina di metri di alternanze bacinali di argille marnose grigio-verdi e livelli di sabbia da fini a grossolane attribuite all'Unità di Lago Ario (Tav. 4). Sabbie e argille bacinali della stessa unità sono state attraversate anche dal vicino pozzo Rolassa 1; il ridotto spessore della serie (circa 35m) è dovuto alla posizione più marginale del pozzo e al conseguente *onlap* della parte bassa della successione sul *back-limb* dei fronti del Monferrato. Nei pozzi Asti 1 e 2, posizionati in posizione ancora più esterna lungo il margine N del bacino, la serie è probabilmente rappresentata da argille marnose condensate di rampa (Tav. 4). La successione bacinale della parte centrale del Bacino di Savigliano attraversata dai pozzi Eni Sommariva del Bosco 1, Moretta 1 e Saluzzo 2 è costituita da alternanze di sabbie e arenarie quarzoso-micacee da fini a grossolane, ghiaie e conglomerati poligenici, argille grigio-verdi e grigie con, nella parte basale, intercalazioni di livelli evaporitici di spessore fino a 2/3 metri probabilmente costituiti da gessareniti e gessoruditi risedimentate. Nel pozzo Sommariva del Bosco 1 è evidente un trend verticale di tipo *fining-upward* dato dalla prevalenza di depositi sabbioso-ghiaiosi nella parte bassa della successione. Le facies log di questi depositi suggeriscono una probabile deposizione ad opera di flussi di tipo gravitativo. Questa successione

bacinale presenta spessori compresi tra 100 (Saluzzo 2) e 250 m circa (Sommariva del Bosco 1): spessori ben superiori a quelli registrati in affioramento.

Discussione e modello geologico.

Litostratigrafia. Le unità caotiche affioranti lungo i *backlimb* della Collina di Torino e dei Fronti del Monferrato sono inserite nel Complesso Caotico della Valle Versa. Mentre, come discusso qui di seguito, per i complessi caotici depositati nella parte più profonda dei bacini (Bacino di Savigliano, Bacino di Alessandria e Astigiano) è stata definita una nuova unità informale denominata Complesso Caotico di Castellania. Nell'Unità di Lago Ario (Gnavi, 2009; Sacchetto, 2009) sono invece stati inseriti tutti i depositi clastici non caotici, quindi sia quelli torbiditici grossolani sedimentati nella parte più profonda dei bacini, sia quelli più fini di piattaforma e margine di bacino visibili in affioramento nell'area di Moncalvo-Calliano e lungo la Valle del Tanaro.

Fase Intra-Messiniana. Nell'area di studio l'*Unconformity* Intra-Messiniana, limite della Sequenza ME3a, è contraddistinta da un'evidente discordanza angolare. L'importante evento deformativo che l'ha originata ha determinato una profonda modificazione dell'assetto strutturale del bacino con: (1) la riattivazione della Rampa Profonda del Belbo e dei fronti compressivi del Bacino di Savigliano; (2) l'incorporazione di un ampio settore del margine più occidentale, emerso durante la prima parte del Messiniano, e ora interessato da un'intensa subsidenza con conseguente aumento dell'estensione verso NO del bacino.

Aumento della granulometria e del volume degli apporti sedimentari. Con l'inizio della sequenza prende avvio una fase caratterizzata dalla sedimentazione di notevoli volumi di sedimenti clastici grossolani costituiti sia da depositi caotici sia da alternanze bacinali sabbioso-ghiaiose. Il brusco aumento del volume e della granulometria dei sedimenti e dell'energia dei relativi processi sedimentari non può che essere messa in correlazione con l'intensa deformazione della Fase Intra-Messiniana. Gli importanti sollevamenti dei fronti della Collina di Torino e del Monferrato a N, del margine delle Langhe (conseguente all'attività della sottostante Rampa del Belbo) e del margine S del Bacino di Savigliano hanno infatti determinato da un lato una fase di erosione accelerata e di destabilizzazione tettonica di notevoli volumi di sedimenti miocenici, dall'altro un incremento dei gradienti dei margini del bacino e quindi un aumento dell'energia ed efficienza di trasporto dei sistemi fluvio-deltizi, marino-marginali e bacinali del Bacino di Savigliano.

Le unità caotiche. I dati di sottosuolo, uniti a quelli di affioramento, hanno consentito un'adeguata caratterizzazione delle unità caotiche del Complesso Caotico della Valle Versa (Dela Pierre *et al.*, 2002; Foglio 157 Trino, 2003) affioranti nel Monferrato e nella Collina di Torino. Questi caotici, essenzialmente costituiti da olistoliti di evaporiti anche di notevoli dimensioni inglobati in peliti, si sono accumulati in posizioni strutturalmente elevate lungo i

backlimb dei fronti della Collina di Torino e del Monferrato dopo fasi di trasporto in massa relativamente ridotte che non gli hanno consentito di raggiungere le aree più profonde dei bacini. Le unità caotiche post-evaporitiche depositate, anche con notevoli spessori, nel sottosuolo del BTP (sia nel Bacino di Savigliano che nel Bacino di Alessandria) presentano invece caratteri differenti. Questi complessi caotici, estesamente affioranti lungo i margini sud e est del Bacino di Alessandria (Ghibaudo *et al.*, 1985; Foglio 194 Acqui Terme, 2016), si sono messi in posto nelle parti più profonde del Bacino di Savigliano e del Bacino di Alessandria dopo importanti fasi di trasporto in massa, su distanze spesso dell'ordine delle decine di chilometri. Notevoli sono anche le differenze dal punto di vista litologico in quanto questi caotici sono prevalentemente costituiti da peliti mioceniche inglobanti sia olistoliti di gessi primari e di gessareniti, sia blocchi e zolle di varia natura tra cui marne e arenarie del Miocene medio e superiore (Foglio 194 Acqui Terme, 2016). Diversamente da quanto ipotizzato da altri autori (Dela Pierre *et al.*, 2011), queste unità sono, inoltre, sempre fisicamente separate dal Complesso Caotico della Valle Versa riconosciuto lungo il margine nord del bacino. Per tutte le differenze qui esposte, non si è ritenuto opportuno attribuire questi depositi caotici al Complesso Caotico della Valle Versa, ma si è piuttosto preferito inserirli in una nuova unità informale, denominata Complesso Caotico di Castellania, dal nome della località dell'Alessandrino dove sono meglio riconoscibili in affioramento (Ghibaudo *et al.*, 1985) (Fig. 5.1). Per i complessi caotici del Bacino di Savigliano, comprendendo anche quelli dell'Astigiano, è stata riconosciuta una probabile provenienza dalla destabilizzazione tettonica ed erosione delle successioni mioceniche del margine O e NO delle Langhe con importanti contributi anche dalle successioni della stessa età dei fianchi meridionali della Collina di Torino e del Monferrato (Fig. 5.12b). Le aree sorgenti dei caotici dell'Alessandrino erano invece localizzate lungo i margini meridionali (Langhe e Alto Monferrato) e orientali del Bacino di Alessandria.

Sistemi torbiditici. Della Sequenza ME3a fanno parte anche depositi clastici bacinali non caotici, a volte anche grossolani. Quando alla base della Sequenza ME3a sono presenti intervalli caotici, questi sedimenti costituiscono la parte medio-alta della sequenza come, ad esempio, nella successione di Govone e nel pozzo Valgera 1 (Tav. 4). In tutte le aree in cui i caotici sono assenti essi compongono invece l'intera sequenza con spesse alternanze di sabbie, ghiaie e marne (pozzi Sommariva del Bosco 1, Moretta 1, Saluzzo 2 - Tav. 2). I sedimenti grossolani riconosciuti in questi pozzi si sono depositi per l'azione di flussi gravitativi nel depocentro di un bacino a bassa salinità che presentava, nella sua parte centrale, profondità probabilmente dell'ordine di alcune centinaia di metri. Il *trend fining-upward*, riconoscibile nella successione dei pozzi (Sommariva del Bosco 1) suggerisce una graduale disattivazione della sedimentazione grossolana molto probabilmente legata alla progressiva diminuzione dell'attività tettonica durante il Messiniano

post-evaporitico. Sebbene la mancanza di dati di carota non abbia consentito un'attribuzione ambientale certa di tali sedimenti, si ritiene comunque assai probabile che la successione sia costituita da depositi di sistemi torbiditici a bassa efficienza (sensu Mutti *et al.*, 1999). Anche per questi sistemi è supposta un'alimentazione principale dal margine sud del Bacino di Savigliano con apporti subordinati anche da altri settori come, ad esempio, il margine delle Langhe (Canale di La Morra).

Le successioni affioranti dei margini settentrionale e orientale. Negli affioramenti lungo i margini est e nord del Bacino di Savigliano (Val Tanaro, Moncalvo-Calliano, ecc.), la sequenza è rappresentata da successioni prevalentemente argillose di modesto spessore troncate al tetto dalla superficie erosiva posta alla base dei depositi clastici della soprastante Fm. Cassano Spinola (vedi successiva Seq. ME3b).

5.2.1.2 – Sequenza ME3b

La Sequenza ME3b comprende i sedimenti della parte alta del Messiniano post-evaporitico. In affioramento, il limite di sequenza si presenta come una superficie molto netta, di norma erosiva, spesso marcata da un netto aumento granulometrico dei sedimenti. Molto più estesa e continua in affioramento della precedente Sequenza ME3a, la sua successione è, di norma rappresentata da ghiaie a volte con clasti gessosi, sabbie e potenti intervalli di argille verdastre di ambienti fluvio-deltizio, lagunare e palustre, riferibili alla facies di "Lago-Mare" o "Facies a Congerie" di Sturani (1973) inquadrati nella Fm. Cassano Spinola (Boni e Casnedi, 1970).

Descrizione degli affioramenti e dei dati di sottosuolo.

Nel Monregalese, la sequenza affiora in corrispondenza delle colline di Mondovì Piazza e di San Lorenzo, aree dove è costituita da prevalenti sabbie limose di color nocciola, alternate a sabbie grossolane con clasti prevalentemente quarziticci di grosse dimensioni (diametro anche superiore al metro), spesso imballati in sedimenti limosi (Foto 5.13). Nei rilievi collinari più prossimi al basamento alpino presso Villanova Mondovì (settore pedemontano tra Niere e Gosi), la successione si presenta con una facies molto più grossolana (Foto 5.14), sovrapposta direttamente sui conglomerati oligocenici della Formazione di Molare, a sua volta costituita da grossi blocchi di natura prevalentemente quarziticca immersi in una matrice sabbiosa-limosa giallo-ocra. Più a E, presso San Michele di Mondovì (Bricco della Bicocca e colline circostanti), la stessa successione ricopre argille alternate a livelli con grossi ciottoli del Burdigaliano. Questi sedimenti post-evaporitici, interpretati come depositi di *debris-flow*, sono attribuiti a sistemi di conoide alluvionale alimentati in parte con materiale del substrato alpino, in parte dalle successioni mioceniche, come supportato dalla presenza di una microfauna a foraminiferi rimaneggiati e



Foto 5.13 - Clasti di grosse dimensioni imballati in matrice limosa, debris-flow della Seq. ME3b (Messiniano post-evaporitico – Fm. Cassano Spinola), Loc. Piazza di Mondovì.
Boulder floating in a muddy matrix, Seq. ME3b debris-flow deposits (post-evaporitic Messinian – Cassano Spinola Fm.), Mondovì: Piazza Locality.



Foto 5.15 - Alternanze di livelli sottili e molto sottili di sabbie e argille del Messiniano post-evaporitico, depositi di Lago-Mare della Seq. ME3b (Fm. Cassano Spinola), Rio Branzola presso Mondovì.
Post-evaporitic Messinian alternation of thin- and very thin-bedded sand and clay, Seq. ME3b Lago-Mare deposits (Cassano Spinola Fm.), Branzola Stream near Mondovì.



Foto 5.14 – Grossi blocchi di natura prevalentemente quarziticca immersi in una matrice sabbioso-limosa: depositi di debris-flow del Messiniano post-evaporitico (Seq. ME3b - Fm. Cassano Spinola); Villanova Mondovì: Loc. Niere.
Mainly quartzitic large boulders floating in a sandy-muddy matrix: post-evaporitic Messinian debris-flow deposits (Seq. ME3b – Cassano Spinola Fm.); Villanova Mondovì: Niere Loc.

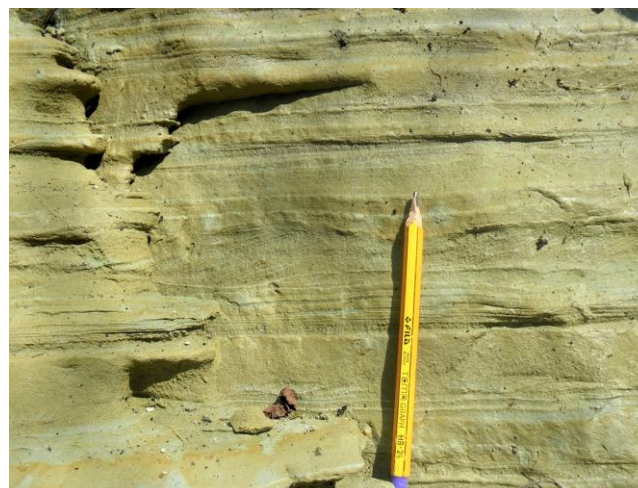


Foto 5.16 - Particolare della Foto 5.15: sabbie fini con ripple da corrente, depositi di Lago-Mare della Seq. ME3b (Messiniano post-evaporitico - Fm. Cassano Spinola), Rio Branzola presso Mondovì.
Detailed view of Foto 5.1: very thin bed of fine sand with current ripples, Seq. ME3b Lago-Mare deposits (post-evaporitic Messinian – Cassano Spinola Fm.), Branzola Stream near Mondovì.

fortemente diagenizzati (camp. SM1, SM2, Vi, Vi2 – Tab. 4.1). A N di Mondovì, affiora una facies tipicamente costituita da una ritmica alternanza di livelli centimetrici di sabbie con ripple da corrente e di argille verdastre (Foto 5.15 e 5.16). Gli affioramenti più rappresentativi di queste alternanze si possono osservare, con spessori sempre dell'ordine di 10-20 m, tra Mondovì e Narzole lungo il Rio Branzola, il Rio Mondalavia e il Rio Geminella. Tali sedimenti sono stati interpretati come depositi di bassa energia in ambiente di

Lago-Mare (camp. LG – Tab. 4.1). Muovendosi verso N, dall'area di Narzole verso l'Albese, questa facies relativamente fine è sostituita dalle classiche facies del Cassano Spinola con sabbie e ghiaie a differente stato di cementazione di ambiente fluvio-deltizio con spessori dell'ordine di 20/30 m (Foto 5.17). Ai depositi grossolani si sovrappongono, in genere, sedimenti argilloso-siltosi di colore grigio-verdastro con resti di molluschi ipovalini di ambienti lagunari - lacustri come *Melanopsis*,

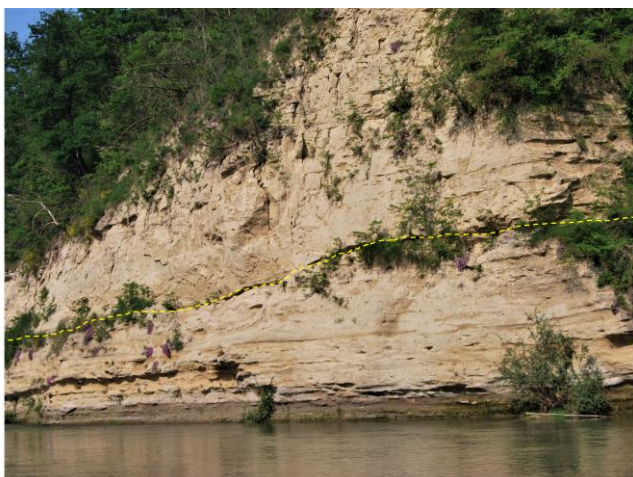


Foto 5.17 - Sabbie e ghiaie fluvio-deltizie della Sequenza ME3b (Messiniano post-evaporitico; Fm. Cassano Spinola) affioranti lungo il Tanaro a valle di Narzole. Si noti la superficie erosiva sviluppata nella bancata sabbiosa.

Seq. ME3b fluvio-deltaic sands and gravels (post-evaporitic Messinian; Cassano Spinola Fm.) outcropping along the Tanaro River downstream of Narzole village. Note the erosional surface developed into the sand unit.

Theodoxus e *Dreissena* (Facies a Congerie). Più a N, sul versante collinare in destra Tanaro tra gli abitati di Verduno e Quaranta, affiora, sopra alle evaporiti primarie, una successione di spessore superiore a 20 m costituita da limi argillosi con una tipica colorazione nocciola con intercalazioni di sabbie fini in livelli centimetrici e livelli nerastrici ricchi in materia organica e torba di probabile ambiente lacustre/palustre (Fig. 5.10). L'assetto stratigrafico di quest'area è stato ricostruito in dettaglio grazie a un notevole numero di sondaggi geognostici eseguiti per varie opere (ospedale di Verduno, galleria autostradale di Roddi, interventi per problemi di stabilità dei versanti presso la frazione di S. Michele) che hanno attraversato l'intera successione messiniana (Garofano, 2004; dati non pubblicati).

Nell'Albese la Sequenza ME3b è rappresentata da livelli di argille e peliti grigio-verdastre con resti di molluschi ipoalini (facies a Congerie) intervallati a livelli sabbiosi e conglomeratici a base erosiva con spessori totali localmente anche superiori al centinaio di metri. Più a N, nei dintorni di S. Martino Alfieri in località Govone (presso il ponte sul fiume Tanaro), il Messiniano post-evaporitico affiora lungo il fiume sotto alle argille del Pliocene inferiore. La successione, visibile sia nell'alveo che nelle scarpate lungo il fiume, è costituita da arenarie massive giallastre, debolmente cementate, mal classate e spesso gradate (Foto 5.18). Sebbene prevalgano le sabbie fini e medie, sono frequenti i livelli di sabbie grossolane con piccoli ciottoli (Foto 5.19). La stratificazione è a strati da sottili (prevalenti) a medi con

variazioni laterali di spessore visibili alla scala dell'affioramento. Il contatto tra gli strati sabbiosi è per amalgamazione o con superfici nette o erosive spesso ondulate. Rare le sabbie finissime e i silt laminati. Sono riconoscibili livelli con *ripple* da corrente con paleocorrenti circa verso N. A questi livelli si intercalano peliti grigio-verdastre o nerastre. Queste sabbie sono interpretate come depositi di flussi gravitativi di piccolo volume e bassa efficienza e potrebbero essersi depositate o in un ambiente di piattaforma esterna o in un'area di margine di un bacino relativamente poco profondo. La successione si sovrappone stratigraficamente ai depositi dell'Unità di Lago Ario della Sequenza ME3a (Gnavi, 2009). Muovendosi ancora più a E fino al limite N delle Langhe, tra i paesi di Costigliole d'Asti e Agliano affiora con buona continuità una spessa successione più grossolana costituita da spesse bancate di sabbie massive amalgamate e orizzonti ghiaiosi riferibili alla Fm. Cassano Spinola. Se si considera il margine delle Langhe nel suo complesso, si può osservare come la successione post-evaporitica della Sequenza ME3b affiori con continuità e spessori maggiori rispetto ai sottostanti depositi della Sequenza ME3a, appoggiandosi, con contatto erosivo, indifferentemente su depositi post-evaporitici localmente anche caotici di quella sequenza (settore di Costigliole d'Asti-Agliano) o direttamente sulle evaporiti della Sequenza ME2 (colline di La Morra).

Lungo il margine nord del Bacino di Savigliano (Collina di Torino e Monferrato) la sequenza è rappresentata da sedimenti fini argilloso-marnosi di colore nocciola o bruno, di ambiente di Lago-Mare o continentale. Nella cava di Moncucco T. (Collina di Torino) la successione è costituita da 6/7 m di marne argillose nocciola con rare intercalazioni di livelli argillosi marroni interpretati come paleosuoli (Irace, 2004). Il contenuto fossilifero è costituito da molluschi di acqua salmastra (*Dreissena* sp., *Limnocardium* sp., *Melanopsis* sp., *Melanooides* sp.; Trenkwalder *et al.*, 2008). A Moncalvo e Calliano (Monferrato), alla base di una successione costituita da limi argillosi o argille limose di colore nocciola-ocra o bruno prive di contenuto paleontologico e di probabile ambiente continentale, è sempre riconoscibile un'importante superficie erosiva che incide profondamente la successione evaporitica (Seq. ME2) fino ad interessare, localmente, anche le prime bancate di seleniti a cristalli geminati (Calliano). Lo spessore della successione limosa può raggiungere anche 70/80 m come evidenziato da diversi sondaggi geognostici (Fig. 5.8) eseguiti in prossimità delle cave di Moncalvo e Calliano (Vigna *et al.*, 2008).

Nelle aree del Bacino di Savigliano attraversate dai pozzi, gli spessori della Sequenza ME3b variano tra i 75 m di Saluzzo 2 e i 140 m di Moretta 1 (Tav. 2). Anche in sottosuolo, la base della sequenza corrisponde a un brusco aumento della



Foto 5.18 - Arenarie giallastre a stratificazione medio-spessa di Lago-Mare del Messiniano post-evaporitico, Seq. ME3b parte sommitale, Fiume Tanaro presso Govone (Fm. Cassano Spinola).
Post-evaporitic Messinian medium- to thick-bedded yellowish sandstones, Lago-Mare deposits of the Seq. ME3b (uppermost part), Tanaro River near Govone (Cassano Spinola Fm.).

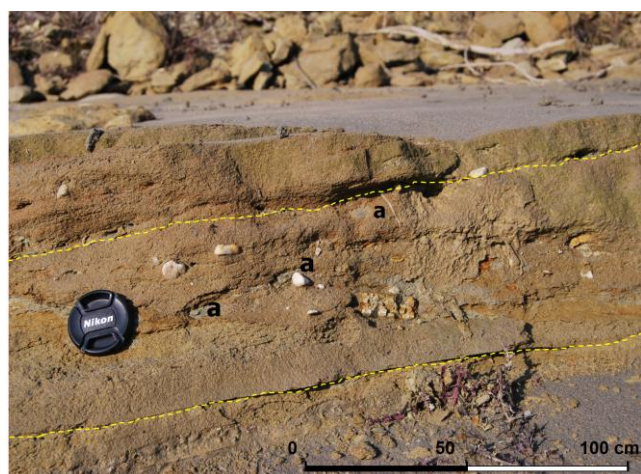


Foto 5.19 – Particolare dell'affioramento di Foto 5.18: strato di arenaria con laminazione maldefinita con *pebbles* e *rip-up clasts* di argille grigie (a), depositi di Lago-Mare della Seq. ME3b (Messiniano post-evaporitico - Fm. Cassano Spinola), Fiume Tanaro presso Govone.

Detailed view of the Foto 5.18 outcrop: bed of faintly laminated sandstone with pebbles and rip-up clasts of grey clay (a), Seq. ME3b Lago-Mare deposits (post-evaporitic Messinian – Cassano Spinola Fm.), Tanaro River near Govone.

granulometria dei sedimenti rispetto alla parte alta della sottostante Sequenza ME3a. La successione è prevalentemente costituita da livelli di 5-20 m di spessore di sabbie e arenarie da fini a grossolane con livelli di ghiaie e conglomerati (pozzi Sommariva del Bosco 1 e Saluzzo 2 in particolare). Nella successione si intercalano livelli metrici di argille e marne grigie e verdastre. Sulla base dei dati

disponibili (litologie, facies log e sismiche) e della loro posizione paleogeografica, questi sedimenti possono essere interpretati come sedimenti di flussi gravitativi a bassa efficienza depositati in un bacino salmastro ("Lago-Mare") la cui batimetria non è determinabile con precisione ma che si può supporre potesse raggiungere profondità significative (probabilmente fino ad alcune centinaia di metri). Questa interpretazione sedimentologica è supportata, in particolare, dalle facies sedimentarie dei depositi affioranti in località Govone lungo le rive del Fiume Tanaro (Bernardi, 2013), qui considerati un possibile equivalente laterale dei sedimenti raggiunti dai pozzi (Sommariva del Bosco 1).

Discussione e modello geologico.

Litostratigrafia. I sedimenti tardo-messiniani della Sequenza ME3b sono stati attribuiti dai precedenti autori alla Fm. Cassano Spinola. Questa formazione, definita da Boni e Casnedi (1970) nel settore orientale del Bacino di Alessandria per sedimenti prevalentemente grossolani di fan-delta (Ghibaudo *et al.*, 1985), è infatti l'unica unità litostratigrafica utilizzata nella cartografia ufficiale per la parte alta del Messiniano post-evaporitico. Per questa ragione a questa formazione sono stati attribuiti depositi molto eterogenei sia dal punto di vista litologico (sabbie, ghiaie, argille grigio-verdastre, ecc.) che dal punto di vista degli ambienti di sedimentazione sia continentali (fluviali, lacustri, ecc.) che di bacino salmastro (deltizi, fan-delta, Lago-Mare, ecc.). In questo studio non si è ritenuto opportuno proporre nuove unità litostratigrafiche per meglio descrivere la variabilità della successione del Messiniano terminale. Si è così adottato lo stesso approccio utilizzato sino ad ora attribuendo tutti sedimenti di questo intervallo stratigrafico alla Fm. Cassano Spinola (Fig. 5.1). Questa scelta è stata dettata principalmente da due considerazioni: la prima è che la revisione della litostratigrafia del Messiniano non rientrava tra gli obiettivi primari di questo studio; la seconda, la principale, è che, in attesa di uno studio di dettaglio dedicato a questo tema, la conoscenza della successione di questo intervallo stratigrafico non è probabilmente ancora sufficientemente approfondita da consentire una corretta revisione della litostratigrafia.

Variabilità litologica e ambientale. La Sequenza ME3b, affiorante con buona continuità lungo i margini del Bacino di Savigliano, presenta una elevata complessità e variabilità sedimentaria. La sua successione è infatti caratterizzata da una notevole variabilità litologica e comprende ghiaie e conglomerati, sabbie, limi e argille attribuiti a sistemi deposizionali ed ambienti molto diversi tra loro quali: fluviali e fluvio-deltizi, lacustri, fan-delta, salmastri, piattaforma, bacinali. Queste descrizioni e attribuzioni ambientali sono basate sia su dati e interpretazioni tratte dalle fonti bibliografiche disponibili, sia sull'analisi, condotta in questo studio, di affioramenti e di un gran numero di sondaggi geognostici eseguiti per studi di stabilità o per cave. A causa della notevole complessità della successione sia le descrizioni che le relative attribuzioni ambientali qui

presentate vanno ancora considerate largamente interpretative.

La superficie erosiva di base sequenza. Negli affioramenti accessibili lungo i fianchi del Bacino di Savigliano la base della sequenza è sempre rappresentata da una chiara superficie erosiva che localmente può interessare anche l'*Unconformity* Intra-Messiniana ed essere responsabile anche di profonde incisioni dei sedimenti miocenici sottostanti. Si vedano, a questo proposito, le descrizioni e le figure relative agli affioramenti di Moncalvo-Calliano (Figg. 5.7, 5.8) e dell'Albese (Fig. 5.9). Il mancato riconoscimento di discordanze angolari di origine tettonica sia negli affioramenti che nell'analisi dei dati sismici e il carattere fortemente regressivo della successione sedimentaria della sequenza suggeriscono per questa superficie erosiva un'origine legata ad un'importante fase di caduta relativa del livello del mare di origine eustatica.

Modello deposizionale. I dati raccolti mostrano un quadro paleoambientale della sequenza piuttosto complesso. Negli affioramenti del margine sud del bacino prevalgono *debris-flow* con sabbie e ghiaie quarzitiche anche molto grossolane attribuiti a sistemi di conoide alluvionale. Alternanze di livelli sottili di sabbie laminate e argille verdastre di Lago-Mare affiorano invece nel Monregalese. Muovendosi lungo il margine ovest delle Langhe verso l'area di Alba, a S di Cherasco si possono osservare in affioramento sabbie e ghiaie fluvio-deltizie e peliti grigio-verdastre di ambiente lacustre e/o palustre e salmastro di Lago-Mare. Nella zona collinare a E di La Morra i sondaggi geognostici hanno attraversato limi argillosi nocciola con sabbie in livelli sottili e orizzonti nerastri ricchi in materia organica e torba di probabile ambiente lacustre/palustre (Fig. 5.10). Più a N, tra Govone e Agliano lungo il limite settentrionale delle Langhe, affiora con buona continuità una spessa successione più grossolana costituita da spesse bancate di sabbie amalgamate massive con livelli di ghiaie interpretate come depositi di flussi gravitativi in un ambiente di piattaforma o più profondo. A questi livelli s'intercalano peliti grigio-verdastre (o nerastre) ricche in ostracodi di ambiente di Lago-Mare. Lungo il margine nord del bacino affiorano ridotti spessori di sedimenti fini argilloso-marnosi nocciola o bruni di ambiente continentale o di Lago-Mare. Nella parte centrale del Bacino di Savigliano alcune evidenze sismiche (geometrie deposizionali e probabile presenza di clinoforimi) suggeriscono la presenza di sistemi di scarpata o in alternativa di fan-delta sia sul margine est che su quello ovest del bacino sepolto. Vista la loro posizione paleogeografica, i sistemi di scarpata o fan-delta farebbero da transizione tra i depositi continentali, costieri e marino-marginali attivi lungo i margini del bacino (visibili in affioramento lungo parte del margine ovest delle Langhe) e la parte centrale, relativamente stretta e più profonda, del bacino della Sequenza ME3b in cui si sarebbero depositate

le facies grossolane attraversate dai pozzi Eni qui interpretate come depositi di flussi di tipo gravitativo di possibili sistemi torbiditici a bassa efficienza.

Evoluzione regressiva. I dati a disposizione mostrano come la Sequenza ME3b sia caratterizzata da un chiaro significato regressivo in tutti i settori del bacino studiato. Durante la sequenza si registra, infatti, un importante spostamento verso bacino di tutti i sistemi deposizionali marino-marginali e transizionali e la deposizione in ampi settori di facies continentali. Lo spostamento è spesso accompagnato da un aumento granulometrico dei sedimenti con frequente sedimentazione di sabbie grossolane e ghiaie. La deposizione di sedimenti continentali fluvio-deltizi e lacustri su ampi settori dei margini del bacino (Albese, Roero, ecc.) interessati da sedimentazione marina durante il Messiniano pre- e sin-evaporitico, indica come nel Bacino di Savigliano la regressione messiniana abbia raggiunto il suo massimo sviluppo proprio durante questa sequenza. Questa indicazione è in accordo con i risultati di vari studi recentemente condotti su vari bacini sepolti della Pianura Padana e del margine dell'Appennino Settentrionale che hanno rilevato come durante la crisi di salinità la fase di massima regressione sia stata raggiunta nella parte terminale del Messiniano post-evaporitico immediatamente prima della trasgressione pliocenica (Iaccarino e Papani, 1980; Gelati *et al.*, 1987; Ghielmi *et al.*, 1998, 2010, 2013; Rossi *et al.*, 2015).

Spessori e tassi di sedimentazione. Nei pozzi Eni-Agip del Bacino di Savigliano, la successione post-evaporitica della Sequenza ME3 (comprensiva di entrambe le Sequenze ME3a e ME3b), presenta spessori depocentrali o relativamente depocentrali compresi tra 102 m (Rolassa 1) e 370 m (Sommariva del Bosco 1). Si tratta di valori (in particolare quelli massimi) ben superiori a quelli delle successioni di margine di bacino osservate in affioramento. Questi spessori (fino a circa 400 m) indicano come al centro del bacino di Lago-Mare lo spazio disponibile per la sedimentazione (e di conseguenza anche la sua batimetria) dovesse essere ben maggiore che lungo i margini. I tassi di sedimentazione medi¹² dell'intero intervallo post-evaporitico della Sequenza ME3 calcolati negli stessi pozzi variano tra 0,38 e 1,37 m/10³anni. Considerando gli spessori decompattati di circa 410 e 460 m dei pozzi Moretta 1 e Sommariva del Bosco 1 (i pozzi in cui la sequenza presenta gli spessori maggiori), i tassi di sedimentazione effettivi massimi variano tra circa 1,52 e 1,70 m/10³anni. Si tratta dei valori più alti rilevati in questo studio per la successione messiniano-pleistocenica. Questi dati sono in pieno accordo con quelli di altri studi recenti su bacini dell'area padano-adriatica che hanno rilevato un massimo dei tassi di sedimentazione proprio per l'intervallo post-evaporitico (Ghielmi *et al.*, 2010, 2013; Rossi *et al.*, 2015).

12 I tassi sono stati calcolati considerando per la Sequenza ME3 una durata di 270.000 anni, la durata attualmente valutata per il Messiniano post-evaporitico.

5.2.2 – Sequenza PL1

La fase di rapida ingressione marina alla base del Pliocene, ben nota in letteratura (Hsu *et al.*, 1972; Ryan e Cita, 1978; Iaccarino e Papani, 1980; Gennari *et al.*, 2008) segna il brusco ritorno a una sedimentazione marina nell'intero Bacino di Savigliano. L'evento trasgressivo di base Pliocene segue la fase di massima regressione sviluppatasi nella parte terminale del Messiniano post-evaporitico (Rossi *et al.*, 2002, 2015; Minervini *et al.*, 2008, 2009; Ghielmi *et al.*, 2010, 2013). Il limite della Sequenza PL1 (indicato in azzurro nelle sezioni sismiche) è sempre marcato da un netto cambiamento di facies e negli affioramenti distribuiti lungo i margini del Bacino di Savigliano corrisponde, di norma, alla sovrapposizione di sedimenti marini relativamente profondi dello Zancleano (Argille Azzurre) su un substrato miocenico superiore, rappresentato dai depositi continentali e di bacino salmastro ("Lago-Mare") del Messiniano post-evaporitico (Seq. ME3). Nelle aree di margine di bacino, dove la lacuna stratigrafica è più estesa, il Pliocene spesso si appoggia direttamente su sedimenti del Messiniano pre-evaporitico o sin-evaporitico o addirittura del Tortoniano. Il limite superiore della sequenza è rappresentato dall'*Unconformity* Intra-Zancleana (IZA). La Sequenza PL1 comprende i depositi pliocenici dell'Allogruppo LM corrispondenti alla parte bassa e media dello Zancleano (Pliocene inferiore) (Fig. 2.4).

Descrizione degli affioramenti e dei dati di sottosuolo.

L'architettura deposizionale della Sequenza PL1 è ben rappresentata dai dati di sottosuolo, in particolare da quelli sismici (Figg. 3.10, 5.14). Alla base della sequenza si può riconoscere una successione bacinale costituita da riflettori caratterizzati da sostanziale parallelismo, elevata continuità laterale e da buoni contrasti d'impedenza acustica, successione che raggiunge il massimo spessore nella parte centrale del Bacino di Savigliano. Sopra questa successione si riconoscono le caratteristiche clinoformenti di un sistema di scarpata che, dal margine sud del bacino (Fig. 3.10), progredisce rapidamente verso N fino a raggiungere la parte centrale del Bacino di Savigliano (Fig. 5.14). Alle clinoformenti si sovrappone un *topset* costituito da riflettori tabulari e circa paralleli, di cui si può intuire l'originaria debole inclinazione verso N, caratterizzati da contrasti d'impedenza acustica da deboli a forti e da una continuità laterale relativamente bassa (Figg. 3.10, 5.14, 5.15). La correlazione di dettaglio dei pozzi Eni incrociata con l'interpretazione sismica e unita alla descrizione delle carote di fondo disponibili, ha permesso una buona caratterizzazione sedimentaria della sequenza (Tav. 2, 3, 4).

Sistemi bacinali. Sedimenti bacinali della Sequenza PL1 sono stati raggiunti dai pozzi Eni nel depocentro del bacino, area dove costituiscono la parte bassa della successione pliocenica inferiore con spessori compresi tra i 250 m di

Saluzzo 2 e i 650 m di Moretta 1 (Tav. 2, 3). Nei pozzi Moretta 1, Saluzzo 1 e 2, Sommariva del Bosco 1, la successione bacinale è rappresentata da bancate di 5-30 m di spessore di sabbie quarzose, litiche, a grana fine-media talora grossolana, con subordinati livelli di ghiaie. Alle bancate sabbioso-ghiaiose sono intercalati livelli di argilla grigia, talora siltosa di 5-10 m di spessore. Nell'Astigiano la successione bacinale è invece interamente costituita da argille e argille siltose grigie, con intercalazioni di silt in livelli sottili (pozzo Asti 1: carota n.1). Il tasso di sedimentazione di questi sedimenti è stato calcolato in Sommariva del Bosco 1, pozzo in cui costituiscono praticamente l'intera Sequenza PL1 con uno spessore di circa 605 m di sedimenti, pari a circa 685 m decompattati. I relativi tassi di sedimentazione sono stati calcolati in circa 0,45 e 0,51 m/10³a rispettivamente.

Le sezioni sismiche mostrano come questi sedimenti marini profondi costituiscano una spessa successione depositata al piede dei sistemi di scarpata nel depocentro sepolto del Bacino di Savigliano (Figg. 3.10, 5.14). Sempre gli stessi dati sismici mostrano per questa successione una variazione laterale, verso N, da una facies sismica con alte ampiezze a una con minori contrasti d'impedenza acustica (Fig. 3.13). Molto probabilmente la variazione corrisponde al passaggio sottocorrente da una successione prossimale di lobi sabbioso-ghiaiosi a stratificazione spessa a facies più fini e distali di piana bacinale. Questa interpretazione è supportata dalla presenza nelle aree distali di una successione bacinale essenzialmente argillosa (pozzi Asti 1 e 2, Rolassa 1 e Valgera 1; Tav. 4).

La successione bacinale affiora, con buona continuità, alla base della sequenza lungo il fianco est del bacino tra il settore a S del centro abitato di Cherasco (camp. C9 – Tab. 4.2) e quello a NO di Vezza D'Alba (camp. M1-M6, CA16, PA14, PA24, PA50 – Tab. 4.2). Analogamente a quanto osservato in sottosuolo nei pozzi Eni, la successione risulta essere prevalentemente costituita da una regolare alternanza di bancate di 5-30 m di spessore di sabbie giallastre amalgamate e di subordinati intervalli di argille siltose grigio-azzurre spessi 5-20 m (Foto 5.20). Nell'area di Vezza d'Alba, nei cui dintorni sono localizzati i migliori affioramenti, le bancate sabbiose presentano un'evidente stratificazione interna con strati amalgamati da medi a spessi e geometria circa tabulare alla scala dell'affioramento (Fig. 5.16). I singoli strati, costituiti in prevalenza da sabbie fini massive, presentano spesso una gradazione normale con sabbia da media a grossolana a base e sabbia finissima a tetto. Le sabbie finissime a tetto strato presentano normalmente laminazioni parallele piane o ondulate di colore bruno dato dalla concentrazione di residui vegetali e di foglie lungo le superfici delle lamine (Foto 5.21). Frequenti sono i *rip-up clasts* costituiti da pelite o da sabbia, mentre grosse bioturbazioni verticali sono comuni in alcune località. Le basi strato, di norma blandamente erosive, possono

mostrare strutture da deformazione da carico indicative di elevate velocità di sedimentazione (Foto 5.22). In affioramento, i singoli strati sabbiosi, sebbene interessati da variazioni laterali di spessore, presentano di norma una buona continuità laterale. Alcune delle bancate mostrano un'evidente ciclicità della stratificazione con una parte centrale costituita da strati sabbiosi più spessi e amalgamati, a granulometria più grossolana e con basi strato fortemente erosive, mentre nella parte bassa e alta delle bancate prevalgono livelli sabbiosi più sottili e più fini, con basi strato debolmente erosive. In questi intervalli, a tetto dei livelli sabbiosi sottili sono talvolta preservati anche livelli sottili di peliti da decantazione. Gli intervalli pelitici plurimetrici intercalati alle bancate sabbiose sono costituiti in prevalenza da argille siltose grigio-azzurre, bioturbate, con dispersi piccoli fossili e frustoli vegetali (Fig. 5.16). Una stratificazione sottile mal preservata e intercalazioni di argille siltoso-sabbiose grigio-brunastre molto bioturbate sono a volte riconoscibili. Questi sedimenti sabbioso-argillosi bacinali sono stati interpretati come depositi di correnti torbiditiche a bassa efficienza. Negli affioramenti presso il rio Ghidone e il rio Angetta, a S di Cherasco (camp. C3, C9, C13, C19 - Tab. 4.2), alla base dei livelli sabbiosi si riconoscono tasche di erosione riempite con materiale più grossolano (Foto 5.23) con ciottoli fino a 2 cm di diametro. Questi sedimenti si sono probabilmente depositati nell'area di transizione scarpata-

bacino e sono stati interpretati come depositi prossimali dei sistemi torbiditici sabbiosi. La successione bacinale sabbioso-argillosa, sin qui descritta, affiorante nella zona tra S. Vittoria d'Alba e Veza d'Alba e cartografata nei Fogli 68 "Carmagnola" e 69 "Asti" della C.G.I.¹³ in parte come Argille Azzurre e in parte come Sabbie di Asti, è stata in questo studio interamente attribuita alle Argille Azzurre.

Sedimenti marini profondi della sequenza affiorano anche lungo il fianco sud della Collina di Torino. Particolarmente ben studiati in quest'area sono gli affioramenti di Moncucco Torinese, località dove, sopra un livelletto decimetrico nero ricco in materia organica ma risultato sterile dal punto di vista fossilifero ("livello nero"), è visibile una successione di una ventina di metri di argille marnose grigie ricche in organismi planctonici¹⁴ (Trenkwalder *et al.*, 2008; Violanti *et al.*, 2011a). I dati sismici mostrano come questi sedimenti pelitici, anch'essi attribuiti alle Argille Azzurre, corrispondono a una successione condensata depositatasi sul fianco sud del fronte della Collina di Torino in una posizione di alto relativo rispetto al bacino localizzato più a S (Fig. 3.15). In analoga situazione strutturale si trovano anche le peliti siltose con abbondanti associazioni a foraminiferi (biozona MPI3) di ambiente epibatiale superiore affioranti nell'area di Trofarello (Tropeano *et al.*, 2014).

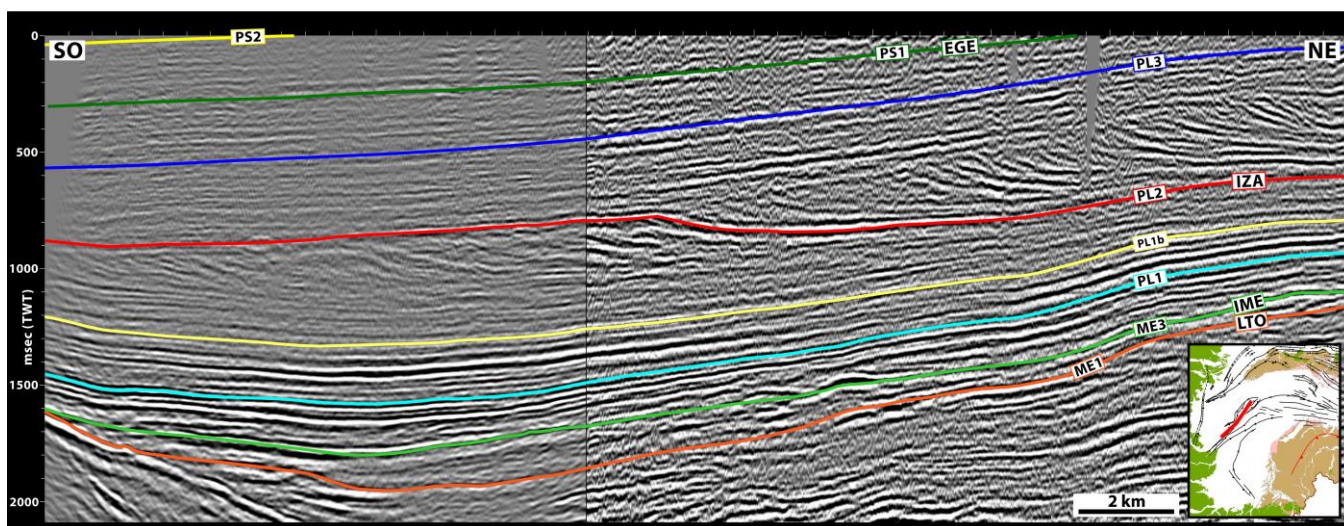


Fig. 5.14 - La Progradazione Pliocenica nel Sottobacino di Moretta (sezione esagerata verticalmente). Si noti: (1) la geometria delle clinoforni dei sistemi di scarpata (caratterizzate da massima acclività presso lo *shelf-break* gradualmente decrescente verso bacino); (2) la fase di interruzione della progradazione al limite di sequenza PL2.

The Pliocene Progradation in the Moretta Sub-basin (vertically exaggerated). Note: (1) the slope clinoforms geometry (characterized by the maximum dip close to the shelf-break and by decreasing values basinwards); (2) the break in the progradation at the PL2 sequence boundary.

13 C.G.I.: Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000.

14 A Moncucco affiora una successione del Pliocene inferiore (Zancleano) stratigraficamente continua con depositi delle Biozona MPI1-MPI4a. I depositi del Pliocene basale sono batiali (500-600 m di profondità), seguiti

sempre nella MPI1 da un ulteriore approfondimento. Poi con le biozona MPI2-MPI4a la profondità si riduce all'epibatiale superiore in contemporanea a un aumento degli apporti dalla piattaforma (Trenkwalder *et al.*, 2008; Violanti *et al.*, 2011).

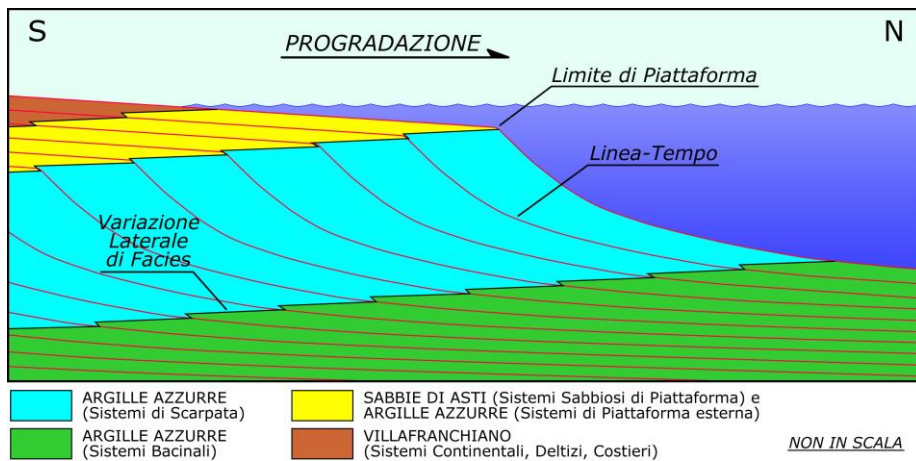


Fig. 5.15 – Schema semplificato della Progradazione Pliocenica del Bacino di Savigliano. Lo schema mostra le relazioni latero-verticali tra le unità litostratigrafiche riconosciute nello studio.

Simplified model of the Pliocene Progradation of the Savigliano Basin. The scheme shows the lateral and vertical stratigraphic relationships between the lithostratigraphic units recognized in the study area.

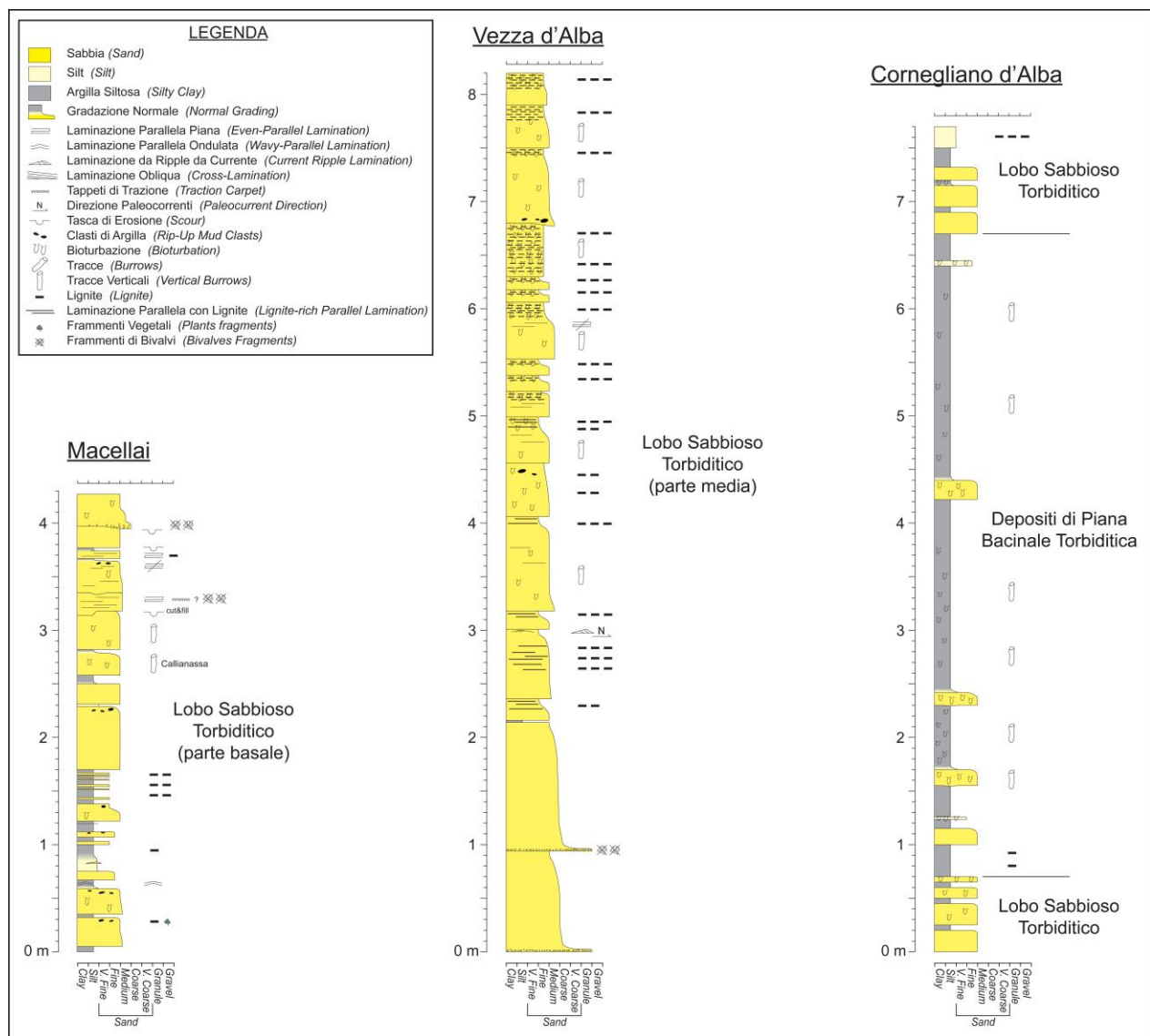


Fig. 5.16 – Sedimenti di lobo torbiditico e di piana bacinale torbiditica della Seq. PL1 (Argille Azzurre, mb. Vezza d'Alba): descrizioni sedimentologiche di affioramenti dell'area di Vezza d'Alba.

Turbiditic sand lobe and turbiditic basin plain deposits of the Seq. PL1 (Argille Azzurre - Vezza d'Alba Mb.): sedimentological descriptions of outcrops from the Vezza d'Alba area.



Foto 5.20 - Argille siltose bacinali grigie con sovrapposti lobi torbiditici sabbiosi della Seq. PL1 (Zancleano; Argille Azzurre, mb. Vezza d'Alba), area di Vezza d'Alba.
Basinal grey silty clay overlain by turbiditic sand lobes of the Seq. PL1 (Zanclean; Argille Azzurre, Vezza d'Alba mb.), Vezza d'Alba area.



Foto 5.22 - Strutture da deformazione da carico alla base di strati di sabbie amalgamate, lobi sabbiosi torbiditici della Seq. PL1 (Zancleano - Argille Azzurre, mb. Vezza d'Alba), Loc. Macellai presso Bra.
Load casts at the base of amalgamated sand beds, turbidite sand lobes of the Seq. PL1 (Zanclean - Argille Azzurre, Vezza d'Alba mb.), Loc. Macellai near Bra.



Foto 5.21 - Lobi torbiditici sabbiosi zancleani della Seq. PL1 costituiti da sabbie giallastre in strati medi e spessi amalgamati con a tetto livelli brunastri con concentrazioni di residui vegetali (Argille Azzurre, mb. Vezza d'Alba), Vezza d'Alba.
Seq. PL1 Zanclean sandy turbiditic lobes consisting of mid- and thick-bedded amalgamated yellowish sands with organic-rich brownish layers at the bed top (Argille Azzurre, Vezza d'Alba mb.), Vezza d'Alba.

Nel Bacino di Savigliano, la presenza, al contatto tra i depositi della Fm. Cassano Spinola e le argille plioceniche, di livelli siltoso-argillosi decimetrici di colore nero per la presenza di abbondante materia organica è stata segnalata, oltre che sulla Collina di Torino, anche negli affioramenti della zona compresa tra Bene Vagienna e Pollenzo lungo il margine delle Langhe e in un sondaggio nei pressi di Narzole

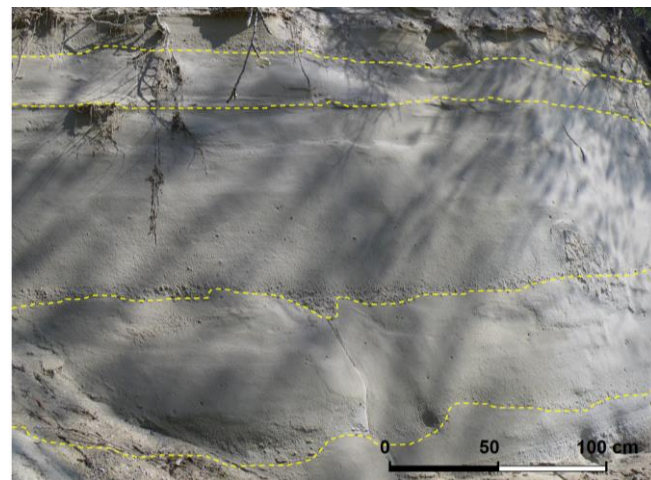


Foto 5.23 - Tasche di erosione riempite con materiale grossolano alla base di spessi strati di sabbie massive, lobi torbiditici sabbiosi della Seq. PL1 (Zancleano; Argille Azzurre, mb. Vezza d'Alba), Rio Ghidone.
Scours filled by coarse-grained deposits at the base of thick massive sand beds, turbiditic sand lobes of the Seq. PL1 (Zanclean; Argille Azzurre, Vezza d'Alba mb.), Ghidone Stream.

(Sturani, 1975). Livelli siltosi sottili di colore nerastro ricchi in materia organica, indicati comunemente con il nome di "livello nero", sono stati spesso segnalati in corrispondenza del limite Messiniano-Pliocene in vari bacini sia dell'Appennino Settentrionale (Iaccarino e Papani, 1980; Gennari *et al.*, 2008; Rossi, com. pers.) che più in generale dell'area mediterranea (Cita *et al.*, 1978; Roveri *et al.*, 2004).

In analogia con gli altri bacini dell'Appennino Settentrionale, questo livello è stato messo in relazione a un primo evento d'innalzamento del livello di base alla fine del Messiniano (Rossi, com. pers.), dopo la fase di massima regressione del Messiniano terminale. Per il suo significato trasgressivo il livello nero è quindi stato attribuito alla Sequenza PL1¹⁵.

Sistemi di Scarpata. Le sezioni sismiche mostrano come, nella parte centro-meridionale del Bacino di Savigliano, ai depositi bacinali si sovrappongano transizionalmente sistemi di scarpata in rapida progradazione verso N (Figg. 3.10, 5.14). Questi sistemi sono stati attraversati nella parte centrale del bacino, dai pozzi Eni Moretta 1, Saluzzo 1 e 2 (Tav. 2). La successione di scarpata, spessa tra 230 e 330 m, è costituita da alternanze di argilla grigio-azzurra siltosa e siltoso-sabbiosa (sabbia finissima) bioturbata, e sabbia da finissima a grossolana, con la presenza locale di intercalazioni di ghiaia e residui vegetali. Nelle carote dei pozzi Saluzzo 1 e 2 la frazione sabbiosa delle alternanze è rappresentata da sabbie da fini a medie, massive, gradate, in livelli sottili e medi a base netta, con frustoli vegetali e clasti argillosi abbondanti, e da sabbie finissime con laminazioni da *ripple* da corrente in livelli molto sottili. Presenti anche piccoli ciottoli e frammenti di lamellibranchi, mentre la bioturbazione è abbondante. Associazioni a foraminiferi indicative di ambiente di scarpata e riferibili alla Sequenza PL1 sono state osservate nei pozzi Saluzzo 1 e 2 (Tab. 4.3).

I depositi di scarpata della Sequenza PL1 sono visibili in affioramento in un ampio settore del margine ovest delle Langhe. Nel settore del Roero tra Bra e Veza d'Alba, le argille di scarpata occupano un ampio settore a dolce morfologia limitato ad est dai rilievi morfologici corrispondenti alle bancate di sabbie bacinali e ad ovest da un allineamento di creste costituite dalle sabbie di piattaforma astiane e dai soprastanti depositi villafranchiani (settore delle Rocche di Pocapaglia). In quest'area, gli affioramenti relativi alle argille sono visibili solo in corrispondenza delle aree di cava o dei fossi principali. Nei fronti di scavo della cava di argilla presso Canale d'Alba, sono esposte alcune decine di metri di argille siltose grigio-azzurre, massive e bioturbate. Nella successione s'intercalano sia livelli caotici (spessore circa 1 m) costituiti da argille siltose grigio-giallastre ricche di materiale vegetale e frammenti fossili, sia rari livelli sottili di sabbie con laminazioni da *climbing ripple* e frustoli vegetali. Sempre nella cava sono visibili anche alcuni livelli di pochi dm di spessore esclusivamente costituiti da bioclasti risedimentati in ambiente di scarpata. La presenza in questo settore di una spessa successione argillosa è confermata anche dalle stratigrafie dei numerosi pozzi per acqua eseguiti nell'area.

La scarsa qualità degli affioramenti e il difficile riconoscimento delle giaciture hanno impedito l'esatta valutazione della potenza della successione, il cui spessore è stato comunque stimato in almeno 100 metri.

Sempre nel Roero, nelle argille sono localmente intercalati livelli decimetrici essenzialmente costituiti da accumuli di macrofossili abrasati e frammentati. Le associazioni paleontologiche riconosciute comprendono forme riconducibili ad ambienti molto diversi tra loro, quali il marino profondo, la piattaforma, gli ambienti costieri e persino quelli continentali. In precedenza attribuiti all'azione di correnti di marea (Pavia, 1976; Montefameglio *et al.*, 1980), questi livelli bioclastici sono ora interpretati come depositi risedimentati in ambiente di piattaforma esterna e scarpata. Più a S i depositi di scarpata affiorano lungo il Torrente Mondalavia (Foto 5.24) e lungo la riva orientale del Torrente Stura all'altezza dell'Eremo di Cherasco. Nella parte medio-bassa del margine del terrazzo morfologico dello Stura, alto circa 40 m, affiorano argille grigio-azzurre molto siltose e bioturbate con locali intercalazioni di sabbia fine in livelli molto sottili. Negli affioramenti di questa zona sono chiaramente riconoscibili le clinoforni dei sistemi di scarpata caratterizzati da un'immersione verso N (Foto 5.25). Nella parte alta del terrazzo si può inoltre osservare il passaggio piuttosto rapido a sabbie astiane di colore giallastro a giacitura sub-orizzontale riferibili al *topset* della progradazione pliocenica. Le relazioni geometriche e giaciture osservate in questi affioramenti sono del tutto simili a quelle osservate in sottosuolo nelle sezioni sismiche e nei pozzi Eni-Agip (Fig. 5.14).

Argille siltose di scarpata di color grigio-azzurro (Foto 5.26) e con uno scarso contenuto faunistico affiorano nel Monregalese lungo i corsi del Torrente Pesio, del Rio Pogliola e del Rio Branzola (camp. Br) (Violanti e Giraud, 1992). In questi sedimenti, distanti solo alcuni km dal basamento alpino, sono frequentemente riconoscibili sia le pendenze tipiche delle facies di scarpata, sia giaciture anomale determinate da locali fenomeni di instabilità. Le facies fini sono costituite da potenti orizzonti di peliti omogenee grigio-azzurre massive o a stratificazione mal definita, localmente bioturbate (ichnogenere *Zoophycoos*), econ frammenti di legno carbonizzato e piccoli *slump scars* riempiti da sedimenti dello stesso tipo. A tali depositi s'intercalano sabbie e ghiaie in livelli sottili e medi. I livelli più grossolani sono costituiti da ciottoli di dimensioni centimetriche (fino a 5 cm) sia *mud* che *clast-supported*, in strati da medi a spessi, sovente lenticolari e in rapporto di leggera erosione sulle sottostanti peliti (Foto 5.27). La relazione erosiva è evidenziata dalla presenza di *clay-chips*

15 In analogia ad altri bacini del margine appenninico (vedi Ghielmi *et al.*, 2010 e 2013), alla base della successione pliocenica sono stati inseriti anche ridotti spessori di sedimenti del Messiniano sommitale.



Foto 5.24 - Alternanze di bancate di sabbie ed argille, depositi di scarpata della Seq. PL1 (Zancleano; mb. Argille Azzurre A); lungo il Torrente Mondalavia.

Thick sand bodies intercalated with grey-blue silty clays, Seq. PL1 slope deposits (Zancleano; Argille Azzurre A mb.); Mondalavia Stream.



Foto 5.26 - Argille siltose grigio-azzurre di scarpata zancleana della Seq. PL1 affioranti lungo il corso del Fiume Pesio (mb. Argille Azzurre A). Si notino le evidenti discordanze angolari interne.

Slope grey-blue silty clays of the Seq. PL1 outcropping along the Pesio Stream (Zanclean - Argille Azzurre A mb.). Note the internal gentle angular discordances.



Foto 5.25 - Argille siltose grigio-azzurre di scarpata (mb. Argille Azzurre A) con sovrapposte sabbie giallastre di piattaforma (mb. Sabbie di Asti A) riferibili al *topset* della Progradazione Pliocenica, Seq. PL1 (Zancleano), presso Salmour. Si noti la pendenza verso bacino (verso sinistra) delle superfici deposizionali delle argille di scarpata.

Slope grey-blue silty clays (Argille Azzurre A mb.) directly overlain by shelfal yellowish sands (Sabbie di Asti A mb.) of the Progradazione Pliocenica topset, Seq. PL1 (Zanclean), near Salmour. Note the basinward (toward left) dipping depositional surfaces of the slope clays.

alla base o nella parte media di questi strati. Lungo i torrenti Pesio e Branzola sono spesso presenti allineamenti di ciottoli lungo superfici erosive nelle argille. Nel Rio Veglia, presso Bene Vagienna, affiorano *pebbly-mudstone* con ciottoli dispersi in matrice argillosa interpretati come livelli da *debris*



Foto 5.27 - Intercalazioni di sabbie e ghiaie in livelli sottili e medi nei depositi argillosi di scarpata della Seq. PL1 (Zancleano - mb. Argille Azzurre A) presso Breolungi.

Thin- and medium-bedded sands and gravels intercalated with the pelitic slope deposits of the Seq. PL1 (Zanclean - Argille Azzurre A mb.) near Breolungi.

-flow innescati da fenomeni di instabilità in ambiente di scarpata. Sulla base delle facies sedimentarie osservate in affioramento, questi livelli grossolani sono interpretati come sedimenti residuali depositati da flussi gravitativi che hanno attraversato l'area di scarpata abbandonando in quest'area solo la frazione ghiaiosa, mentre le frazioni più fini sono state trasportate fino all'antistante bacino per poi essere depositate come facies torbiditiche. Alle argille di scarpata si intercalano anche livelli lenticolari a base netta o più frequentemente erosiva di sabbie massive a granulometria

da media a fine. Questi corpi sabbiosi, spessi fino a 4-5 m, sono composti da più eventi amalgamati, con tetto ondulato a grande scala (lunghezze d'onda di 3-4 m), caratterizzati dalla presenza di abbondanti accumuli di frustoli vegetali o di frammenti di legno carbonizzato o bioclasti. Nella zona ad O di Magliano Alpi (loc. S. Giovanni Perucca), una serie di sondaggi a carotaggio continuo ha permesso di ricostruire la complessa geometria di questi corpi sabbiosi lenticolari (Fig. 5.17).

Nell'area di Morozzo affiora un corpo lenticolare grossolano a base erosiva di larghezza superiore al centinaio di metri (Foto 5.28). La successione di riempimento, spessa almeno 30 m, è costituita da un ciclo fining-upward con a base ghiaie poligeniche a matrice sabbiosa con ciottoli fino a 20 cm (Foto 5.29) e a tetto sabbie grossolane in strati amalgamati. Il corpo lenticolare, del quale è possibile osservare la chiusura stratigrafica su entrambi i fianchi, è interpretato come il riempimento di un canale sottomarino inciso in depositi di scarpata (il "Canale di Morozzo"). Sia la sua

posizione che la probabile orientazione da SE a NO vanno probabilmente messe in relazione con il vicino Fronte di Morozzo, struttura molto attiva durante lo Zancleano. Oltre alle quarziti e ai carbonati, in tali depositi sono presenti ciottoli di natura granitoida riferibili al Massiccio dell'Argentera che suggeriscono una provenienza degli apporti fluviali anche da SO (Paleo-Gesso e Paleo-Stura).

E' stato osservato come verso il tetto delle successioni di scarpata, il contenuto faunistico diventa di solito più abbondante (Breolungi, Pavia et al., 1989), così come risultano più frequenti le intercalazioni sabbiose a geometria lenticolare (Foto 5.30) che precedono il passaggio alle soprastanti sabbie di piattaforma delle Sabbie di Asti. I sedimenti prevalentemente pelitici di ambiente di scarpata della Sequenza PL1 affioranti lungo il fianco est del Bacino di Savigliano da Pianfei a S fino a Canale d'Alba a N (camp. C44, CA11, CA16, CA17 - Tab. 4.2), fin qui descritti, sono stati attribuiti alle Argille Azzurre A (Fig. 5.2).

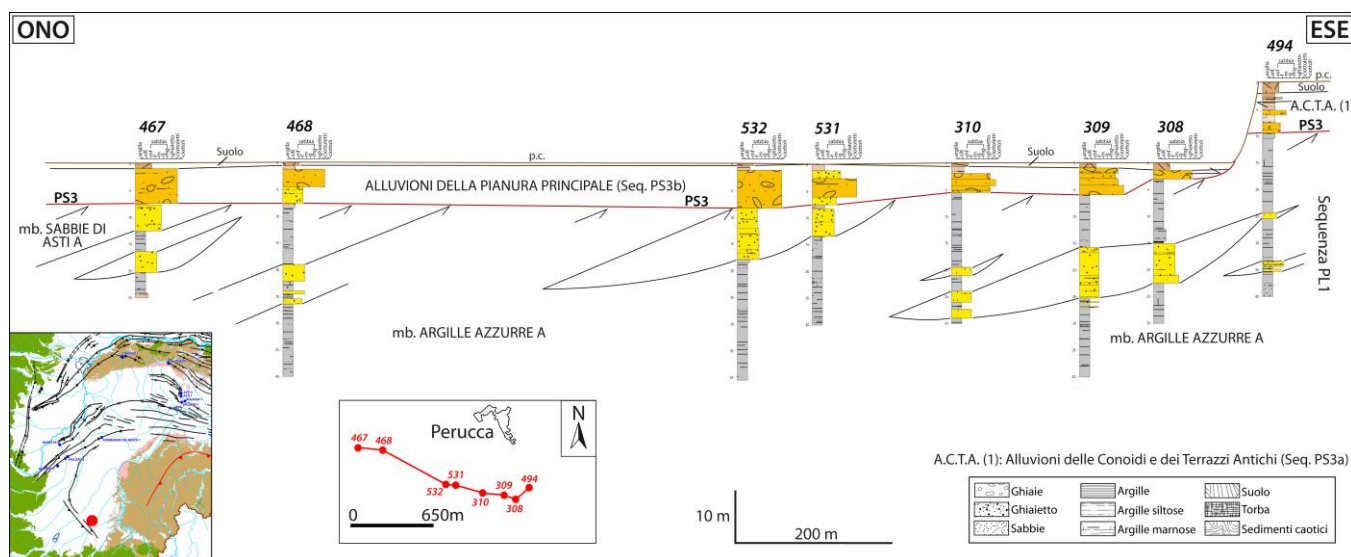


Fig. 5.17 – Sistemi marini di scarpata pliocenici a San Giovanni Perucca: correlazione di sondaggi a carotaggio continuo. I sistemi di scarpata della Seq. PL1 sono costituiti da una spessa successione di argille siltose grigie con intercalazioni di livelli di sabbie e ghiaietto di probabile riempimento di canali sottomarini. Si osservi la bassa correlabilità laterale dei canali sabbiosi. L'attuale giacitura dei depositi pliocenici (e la loro troncatura erosiva) è legata al tilting del margine orientale del Bacino di Savigliano conseguente all'attivazione della Rampa del Belbo durante le fasi deformative plio-pleistoceniche. Sui sedimenti pliocenici si appoggiano in discordanza angolare depositi fluvio-glaciali grossolani del Pleistocene medio-superiore (Seq. PS3): si notino le diverse elevazioni morfologiche delle Alluvioni della Pianura Principale e di quelle delle Conoidi e dei Terrazzi Antichi.

Pliocene marine slope deposits near San Giovanni Perucca: continuous corings correlation panel. The Sequence PL1 slope deposits consist of a thick sequence of grey-blue silty clay with interbedded sands and gravels interpreted as sandy channel-fill deposits. Note particularly the low lateral continuity of the sandy slope channels. The Pliocene dip (and erosional truncation) is a consequence of the eastern basin margin uplift and tilting caused by the della Rampa del Belbo activity during the Plio-Pleistocene deformative events. Pliocene deposits are unconformably overlain by Seq. PS3 Middle-Upper Pleistocene coarse-grained fluvio-glacial deposits: note the different morphologic elevations of the Alluvioni della Pianura Principale and Alluvioni delle Conoidi e dei Terrazzi Antichi Units.



Foto 5.28 - Il Canale di Morozzo, ampio corpo lenticolare di ghiaie a base erosiva, impostato nei depositi di scarpata della Seq. PL1 (Zancleano – mb. Argille Azzurre A), area di Morozzo.

Morozzo Channel: a large lenticular gravel body with a basal surface deeply eroded into the pelitic slope deposits of the Seq. PL1 (Zanclean - Argille Azzurre A mb.), Morozzo area.



Foto 5.30 - Intercalazioni sabbiose a geometria lenticolare al tetto dei depositi pelitici di scarpata della Seq. PL1 (Zancleano – mb. Argille Azzurre A), che precedono il passaggio alle soprastanti sabbie di piattaforma, presso Breolungi.

Lenticular sand bodies intercalated in the upper part of the PL1 Seq. slope succession (Zanclean – Argille Azzurre A mb.), just below the transition to the overlying shelfal sands, near Breolungi.



Foto 5.29 - Particolare della base erosiva del Canale di Morozzo con diverse facies ghiaiose (*matrix-supported, clast-supported, clast-supported* con matrice sabbiosa), Seq. PL1 (Zancleano – mb. Argille Azzurre A), area di Morozzo.

Detail of the Morozzo Channel base erosion surface, Seq. PL1 (Zanclean - Argille Azzurre A mb.), Morozzo area. Note the facies variability of the gravel (matrix-supported, clast-supported, clast-supported with sandy matrix).

Alla Sequenza PL1 appartengono anche le successioni pelitiche affioranti a N di Asti lungo il margine sud del Monferrato (Membro Argilloso delle Argille Azzurre del Foglio 157 Trino, 2003) e attribuite alla parte medio-bassa dello Zancleano su base biostratigrafica. La successione, costituita da un centinaio di metri di argille e silt bioturbati è qui attribuita a sistemi di piattaforma esterna/rampa attivi in



Foto 5.31 - Sabbie fini e silt argillosi, massivi, bioturbati, in strati amalgamati da sottili a spessi; depositi di piattaforma della Seq. PL1 (Zancleano; mb. Sabbie di Asti A), Montà d'Alba.

Thin to thick amalgamated beds of massive bioturbated fine-grained sands and clayey silts; shelfal deposits of the Seq. PL1 (Zanclean; Sabbie di Asti A mb.), Montà d'Alba.

quel periodo lungo il margine nord del bacino.

Sistemi di piattaforma. Lungo il margine est del Bacino di Savigliano è possibile osservare la sovrapposizione, con contatto di norma transizionale, delle sabbie di piattaforma delle Sabbie di Asti, facenti parte del *topset* della progredazione, sui depositi di scarpata (Foto 5.25).

A partire dal settore a N di Salmour (San Gregorio), lungo le scarpate del T. Stura e dei corvivi minori, affiorano in prevalenza limi giallastri ricchi di frustoli vegetali con scarsi

macrofossili (in frammenti) a cui si associano sabbie massive. La granulometria delle sabbie varia da media a fine anche se localmente possono essere presenti ciottoli di diametro fino a 3-4 cm. Sono anche presenti grossi *rip-up clasts* di arenarie molto fini o di silt azzurri ricchi di materia organica con frammenti di ostreidi e pettinidi. Più a N, nelle colline del Roero tra Pocapaglia e Monteu, questi sedimenti passano gradualmente a sabbie fini e silt argillosi (Foto 5.31), di colore giallastro, massivi e bioturbati, in strati amalgamati da sottili a spessi, a volte gradati, con abbondanti frustoli vegetali al tetto degli strati e scarso contenuto fossilifero. Le facies sedimentarie suggeriscono per questi sedimenti una deposizione da flussi di tipo gravitativo in un ambiente di piattaforma.

A partire dal centro abitato di Salmour, verso S, prevalgono volumetricamente sabbie medio-grossolane, debolmente gradate, organizzate in strati spessi alcuni metri, generalmente amalgamati o separati da livelli decimetrici di silt giallastro. Intercalati ad esse si riconoscono spessi banchi di sabbie medio-fini ricche in matrice limosa e bioturbate (Foto 5.32). Spesso le sabbie presentano una laminazione obliqua a media scala resa più evidente da allineamenti di piccoli ciottoli lungo le superfici delle lamine (Foto 5.33). Sono presenti anche livelli limoso-sabbiosi con abbondanti frustoli vegetali e passate discontinue di sabbie fini con frammenti di ostreidi. Queste associazioni di facies sono state attribuite ad un ambiente di sedimentazione deltizio (con barre di foce prossimali e distali) a cui, lateralmente, potevano essere associati cordoni litorali e zone più protette a sedimentazione di tipo lagunare. Ancora più a S, verso Fossano, questi depositi attribuiti alle Sabbie di Asti passano in eteropia ai depositi continentali villafranchiani. In bibliografia questi sedimenti sono stati descritti da Cavalli e Vigna (1995) che li hanno riferiti ad ambienti fluvio-deltizi e, localmente, ad ambienti lagunari (facies "Fossaniana" di Sacco, 1884).

All'estremità S del bacino le sabbie affiorano in prossimità del basamento sia in posizione frontale che laterale ai depositi continentali del Villafranchiano. Nella zona del Lago di Beinette un sondaggio geognostico ha intercettato, sotto una copertura di una decina di metri costituita da alluvioni quaternarie e da ghiaie e blocchi in matrice limoso-sabbiosa del Villafranchiano, una successione siltoso-sabbiosa omogenea poggiante ad una profondità di 41 m sulle dolomie triassiche dell'Unità di Villanova. Nel settore tra Pianfei e Villanova Mondovì le stesse litologie si trovano sopra di un sottile orizzonte di argille azzurre. In questi affioramenti le sabbie limose sono dislocate da frequenti faglie subverticali di modesto rigetto probabilmente legate alla deformazione da parte del vicino Fronte di Morozzo del sottostante basamento durante il Plio-Pleistocene. Tali sedimenti astiani mostrano sempre un contatto di tipo transizionale con i sovrastanti depositi grossolani

villafranchiani evidenziando così un'evoluzione sedimentaria di tipo regressivo. Le sabbie sin qui descritte sono attribuite nella cartografia ufficiale (Fogli 69 "Asti" e 80 "Cuneo" della C.G.I.) alle Sabbie di Asti.

Al margine nord del Bacino di Savigliano, sono attribuite alla Sequenza PL1 le calcareniti bioclastiche medio-grossolane affioranti nella Sinclinale di Moncalvo, nell'Astigiano, con spessori dell'ordine di 40 m (Membro Calcarenitico delle



Foto 5.32 – Sabbie grossolane a laminazione obliqua evidenziata da allineamenti di ghiaietto di barra di foce (parte bassa della foto) a contatto con sovrastanti sabbie medio-fini bioturbate, ricche in matrice limosa (parte alta della foto) di barra distale; Seq. PL1 (Zancleano; mb. Sabbie di Asti A), area di Salmour.

Coarse-grained cross-laminated sands with alignments of small pebble along the laminae surfaces interpreted as mouth-bar deposits (lower part of photograph), overlain by bioturbated medium- and fine-grained sands with abundant muddy matrix interpreted as distal bar deposits (upper part of photograph); the Seq. PL1 (Zanclean; Sabbie di Asti A mb.), Salmour area.

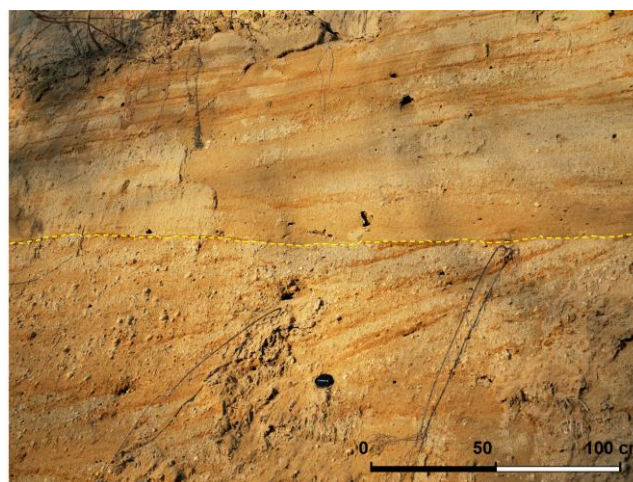


Foto 5.33 – Superfici di erosione nelle sabbie deltizie di barra di foce della Seq. PL1 (Zancleano; mb. Sabbie di Asti A), area di Salmour. *Erosional surface in the deltaic mouth-bar sand of the Seq. PL1 (Zanclean; Sabbie di Asti A mb.), Salmour area.*

Sabbie di Asti del Foglio 157 Trino, 2003). Questi sedimenti che appoggiano, di norma, su argille marine plioceniche, al limite settentrionale del bacino possono invece sovrapporsi in discontinuità direttamente sui gessi messiniani (con una probabile relazione di *onlap* costiero). Tali calcareniti sono interpretabili come sistemi costieri e di mare poco profondo attivi lungo il margine sud del Monferrato.

In sottosuolo solo il pozzo Saluzzo 2 (Tav. 2) ha attraversato sabbie di piattaforma della sequenza PL1 costituite da una monotona successione di circa 150 m di sabbie con locali intercalazioni di ghiaie e di livelli ricchi in materiale vegetale. In sezione sismica questi sedimenti corrispondono al *topset* della progradazione pliocenica costituito da riflettori tabulari e circa paralleli, in origine debolmente inclinati verso il bacino e caratterizzati da contrasti d'impedenza acustica da deboli a forti e da una continuità laterale relativamente bassa (Figg. 3.10, 5.14). In accordo con le evidenze di terreno, anche queste sabbie sono state interpretate come depositi di flussi di tipo gravitativo in ambiente di piattaforma. Nelle sezioni sismiche il passaggio alle sottostanti clinoformenti di scarpata sembra essere prevalentemente di tipo transizionale.

Le sabbie astiane di piattaforma e deltizie affioranti lungo il margine est del Bacino di Savigliano passano lateralmente verso S a depositi continentali (Villafranchiano) della stessa Sequenza PL1.

Sistemi continentali. Depositi continentali della Sequenza PL1 affiorano lungo le scarpate dei principali corsi d'acqua a partire dalle zone più prossime al basamento alpino (area tra gli abitati di Cuneo, Beinette e Villanova Mondovì) fino all'area di Fossano. Lungo l'asse dello Stura, nella zona di Cuneo e Montanera, la successione è composta da: 1) ghiaie poligeniche grossolane alterate, *matrix-supported* con matrice limoso-sabbiosa, prive di strutture (Foto 5.34); 2) ghiaie *matrix-supported* a stratificazione mal definita alternate a orizzonti limoso-sabbiosi (Foto 5.35). Gli spessori dell'intera successione grossolana sono molto diversi e variano tra poche decine e alcune centinaia di metri. La stessa successione è stata raggiunta anche da numerosi sondaggi geognostici realizzati per l'autostrada Asti-Cuneo al di sotto di una sottile coltre di alluvioni quaternarie. Tali sondaggi hanno attraversato oltre 60 m di ghiaie con ciottoli profondamente alterati di dimensione massima fino a 20 cm, di colore giallo chiaro-rossastro, dispersi in un'abbondante matrice sabbiosa. A diversi livelli stratigrafici, si notano localmente crostoni limonitico-goetitici spessi in media una decina di centimetri. Verso E tra Villanova e Pianfei, in prossimità del basamento metamorfico brianzonese, affiorano ghiaie *matrix-supported* poco alterate con ciottoli poco arrotondati di ridotta dimensione provenienti in prevalenza dal vicino basamento (prevalgono gli scisti e i carbonati). L'abbondante matrice è sabbioso-limosa. Gli

spessori, molto variabili, possono raggiungere un massimo di una cinquantina di metri. I depositi fin qui descritti sono stati attribuiti a sistemi di conoide alluvionale di clima caldo-umido distribuiti lungo il margine sud del bacino. Questi sedimenti poggiano in genere sulle sabbie astiane, oppure direttamente sul substrato pre-cenozoico (Foto 5.36). Essi costituiscono il riempimento di profonde incisioni, che localmente possono assumere la morfologia di veri e propri *canyons* di probabile età messiniana (Cavalli, 1994; Cavalli e Vigna, 1995; Bottino *et al.*, 1994).

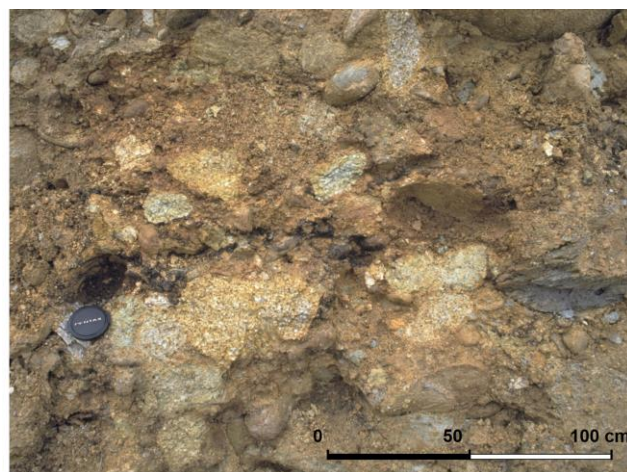


Foto 5.34 - Ghiaie poligeniche grossolane con matrice limoso-sabbiosa alterate, depositi fluviali tipo *braided* della Seq. PL1 (Zancleano – mb. Villafranchiano A), presso Montanera.
Coarse-grained polygenic gravel with silty-sandy matrix, braided fluvial deposits of the Seq. PL1 (Zanclean – Villafranchiano A mb.), near Montanera.



Foto 5.35 - Ghiaie *matrix-supported* con livelli limoso-sabbiosi di conoide alluvionale della Seq. PL1 (Zancleano; mb. Villafranchiano A), presso Pianfei.
Zanclean alluvial fan deposits of the Seq. PL1 consisting of matrix-supported gravels intercalated with silty-sand layers (Villafranchiano A mb.), near Pianfei.



Foto 5.36 – Facies continentali zancleane della Seq. PL1 (depositi fluviali tipo-braided) direttamente poggianti sul substrato metamorfico, presso Pianfei (mb. Villafranchiano A).
Zanclean continental facies of the Seq. PL1 (braided rivers deposits) resting directly on the metamorphic substratum, near Pianfei (Villafranchiano A mb.).

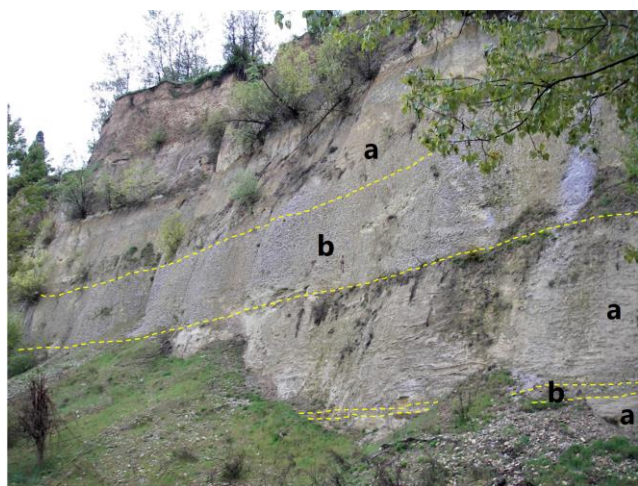


Foto 5.37 - Livelli metrici di argille siltose di piana esondabile (a), alternate a ghiaie a matrice sabbioso-limosa di sistemi fluviali braided (b), Seq. PL1 (Zancleano – mb. Villafranchiano A), presso Fossano.

Plurimetric layers of floodplain silty clays (a), intercalated with gravels with sandy-silty matrix of braided fluvial systems (b), Seq. PL1 (Zanclean – Villafranchiano A mb.), near Fossano.

Verso N, nell'area tra Sant'Albano e Fossano, questi sedimenti sono sostituiti da sequenze di facies FU spesse di norma 7/8 m costituite da: 1) ghiaie in matrice sabbiosa grossolana con ciottoli fino a 10 cm, massive o più raramente gradate, con *clay-chips* e superfici erosive interne; 2) sabbie medio-grossolane, o massive o debolmente gradate, o più frequentemente a stratificazione obliqua a festoni con allineamenti di ciottoli lungo le lamine; 3) silt giallastri fittamente stratificati ricchi in frustoli vegetali. Queste facies sono state interpretate da Cavalli e Vigna (1995) come

depositi di sistemi fluviali di tipo *braided* sedimentati in una zona di alta pianura ancora prossima alle conoidi alluvionali. A Fossano, lungo il Torrente Stura, affiorano argille con orizzonti di sabbie massive da medie a grossolane, organizzate in strati metrici entro cui si possono osservare concentrazioni di materiale più grossolano lungo le superfici di laminazioni oblique a media scala. Sono inoltre visibili livelli di ghiaie a geometria lenticolare (Foto 5.37). Al tetto di questi sedimenti prevalgono limi giallastri laminati ricchi di materiale organico e in particolare di foglie e di frustoli vegetali (Macaluso *et al.*, 2018). L'associazione verticale di queste due facies forma una unità deposizionale che si ripete ciclicamente. Attraverso la correlazione di tre sondaggi geognostici profondi circa 70 m è stato possibile evidenziare la complessa geometria dei diversi corpi sabbioso-ghiaiosi (Fig. 5.18). Questi depositi possono essere interpretati come barre sabbiose di sistemi fluviali di tipo *braided* divaganti in una stretta pianura esondabile (Cavalli e Vigna, 1995). Entro tale associazione si rinvencono orizzonti costituiti da argille grigie contenenti una abbondante carpoflora e numerosi fossili di ambiente continentale di tipo palustre. In corrispondenza di un orizzonte argilloso sono stati recentemente individuati apparati radicali e grossi tronchi di alberi ancora in posizione di vita (Foto 5.38) (Macaluso *et al.*, 2018). I depositi continentali della sequenza presentano spessori molto variabili, compresi tra 20 e 200 m. Tale variabilità di spessore è in parte imputabile a successive fasi di troncatura erosiva prodottesi durante i cicli sedimentari pleistocenici. I sedimenti qui descritti e quelli di conoide alluvionale al limite S del Bacino di Savigliano sono tutti attribuiti al Villafranchiano in accordo con il Foglio 80 Cuneo (1931) della C.G.I.. Questi depositi si associano lateralmente,



Foto 5.38 - Argille grigie continentali zancleane (mb. Villafranchiano A) con apparati radicali e grossi ceppi ancora in posizione di vita, depositi di piana esondabile della Seq. PL1, area di Fossano.
Zanclean continental grey clays (Villafranchiano A mb.) with roots and large stumps still in growth position, Seq. PL1 flood-plain deposits, Fossano area.

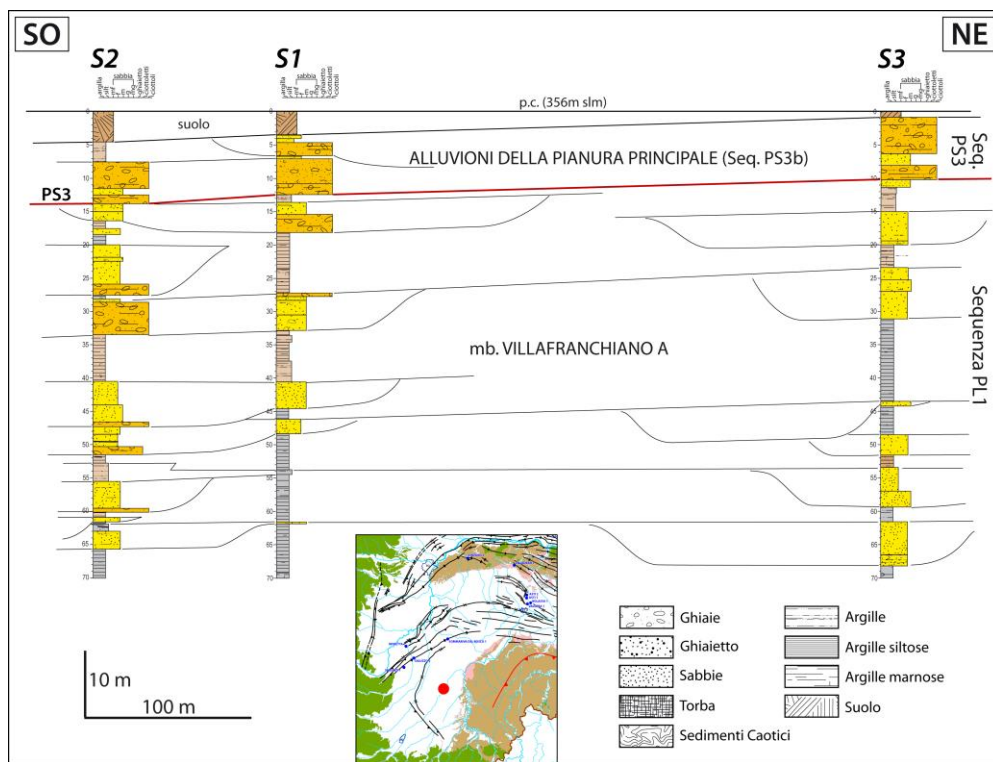


Fig. 5.18 – Depositi continentali pliocenici presso Fossano: correlazione di sondaggi a carotaggio continuo. La successione continentale pliocenica della Sequenza PL1 è costituita da sedimenti di sistemi fluviali tipo braided e di sistemi di piana esondabile. Si osservi la bassa correlabilità laterale dei canali fluviali. Sui sedimenti pliocenici si appoggiano in discontinuità depositi fluvioglaciali grossolani del Pleistocene medio-superiore (Seq. PS3).

Pliocene continental deposits near Fossano: continuous corings correlation panel. The Pliocene continental succession of the Sequence PL1 consists of floodplain and braided fluvial systems sediments. Note particularly the low lateral continuity of the fluvial channels.

Pliocene facies are unconformably overlain by Middle-Upper Pleistocene fluvio-glacial coarse-grained deposits (Seq. PS3).

con relazioni di eteropia di facies, con le sabbie astiane affioranti più a N.

A causa della loro collocazione geografica nella parte centrale del bacino, nessun pozzo Eni ha raggiunto depositi continentali della Sequenza PL1 nel sottosuolo del Bacino di Savigliano.

Discussione e modello geologico.

Biostratigrafia. Le analisi biostratigrafiche condotte nel corso di questo studio, eseguite prevalentemente su campioni delle Argille Azzurre (vedi Cap. 4), hanno permesso di attribuire la successione della sequenza alle biozone MPI1, MPI2, MPI3 (p.p.). La Sequenza PL1 è pertanto stata datata allo Zancleano (Fig. 2.4).

Rapporti stratigrafici. I dati di superficie e di sottosuolo (in particolare quelli sismici) mostrano come, all'interno della Sequenza PL1, i rapporti stratigrafici tra i sedimenti marini delle Argille Azzurre, le sabbie di piattaforma delle Sabbie di Asti e i depositi deltizi e continentali del Villafranchiano siano prevalentemente laterali di tipo eteropico. Queste relazioni sono particolarmente ben riconoscibili nella parte alta della successione della sequenza dove, muovendosi da S a N lungo gli affioramenti del margine orientale del bacino, è possibile osservare nell'ordine: depositi continentali di conoide alluvionale, fluviali, deltizi, di piattaforma, di scarpata e infine di bacino tempo-equivalenti.

Litostratigrafia. Per la classificazione litostratigrafica della successione della Sequenza PL1 si è fatto ricorso alla litostratigrafia della cartografia ufficiale C.G.I. dell'area. I depositi marini argillosi e argilloso-sabbiosi di scarpata, bacinali e di piattaforma esterna sono stati quindi inclusi nelle Argille Azzurre, le sabbie marine di piattaforma nelle Sabbie di Asti, mentre le ghiaie, sabbie e argille continentali e deltizie nel Villafranchiano (Fig. 5.2). A questa classificazione ampiamente consolidata sono però state apportate alcune integrazioni sulla base delle differenze litologiche e di facies osservate nella successione pliocenica sia in affioramento che in sottosuolo. Per distinguerli da quelli delle stesse formazioni appartenenti ad altri allogruppi (e sequenze) caratterizzati da differenti facies litologiche e sedimentarie, i depositi della Sequenza PL1 appartenenti alle Argille Azzurre, alle Sabbie di Asti e al Villafranchiano sono stati inseriti in specifiche unità litostratigrafiche informali o membri rispettivamente denominate: membro Argille Azzurre A, membro Sabbie di Asti A e membro Villafranchiano A (Fig. 5.2). Lo stesso criterio di ripartire le successioni delle formazioni plio-pleistoceniche in distinti membri informali sulla base delle differenze litologiche che caratterizzano i sedimenti dei differenti allogruppi era già stato utilizzato in Ghielmi et al. (2002) e Vigna et al. (2010), che avevano contrassegnato con le lettere A, B e C i membri degli Allogruppi LM, PL e PS rispettivamente (Fig. 5.2). La

seconda variazione dello schema litostratigrafico introdotta riguarda la successione torbiditica sabbioso-argillosa bacinale affiorante nella zona tra S. Vittoria d'Alba e Vezza d'Alba e identificata anche in sottosuolo nei pozzi Eni. La notevole sabbiosità di questa successione ha consigliato una sua distinzione dal resto delle Argille Azzurre, mediante la definizione, in questo studio, di una nuova unità stratigrafica informale: il "membro sabbioso-argilloso di Veza d'Alba" (Fig. 5.2).

Ciclicità a grande scala. Alla base del Pliocene la trasgressione pliocenica determina una rapida ingressione marina e il passaggio a una sedimentazione di mare profondo in gran parte del Bacino di Savigliano. Verso S l'ingressione marina pliocenica giunge sino all'area di Pianfei-Mondovì posta all'estremità meridionale del Bacino di Savigliano a S dei fronti di Morozzo. Una volta esaurita la fase trasgressiva, dai margini del bacino si avvia un'importante progradazione, di sistemi di scarpata, di piattaforma, costieri e continentali verso i più profondi settori centro-settentrionali del Bacino di Savigliano qui indicata con il nome di "Progradazione Pliocenica" (Vigna *et al.*, 2010). L'evoluzione sedimentaria di tipo regressivo della sequenza emerge con particolare chiarezza dai dati di sottosuolo, in particolare da quelli sismici, che mostrano la graduale progradazione dei sistemi di scarpata sulla successione clastica bacinale (Figg. 3.10, 5.14). Nel suo complesso la successione pliocenica della Sequenza PL1 corrisponde, quindi, a un ciclo trasgressivo-regressivo a grande scala, in cui la successione condensata depositatasi lungo i margini del bacino durante la rapida fase trasgressiva di base Pliocene e la successione bacinale tempo-equivalente rappresentano la parte trasgressiva, e il notevole spessore di sedimenti di scarpata, piattaforma, deltizi/costieri e continentali della Progradazione Pliocenica quella regressiva.

Paleoambienti. Dai dati raccolti, il quadro paleoambientale della Sequenza PL1 risulta piuttosto articolato soprattutto se si analizza la parte alta della sequenza rappresentata in Fig. 5.19b. In questa fase, i settori meridionali del Monregalese e del Cuneese, prossimi al basamento, si potevano riconoscere sistemi di conoide alluvionale villafranchiani spesso poggianti direttamente sul basamento alpino. Questi sistemi grossolani passavano verso settentrione a una pianura alluvionale attraversata da corsi d'acqua che fluivano verso N fino a raggiungere la paleolinea di costa posta nell'area centrale del Bacino di Savigliano. In questo settore sedimentavano sabbie, ghiaie e argille fluviali, di piana esondabile e deltizie del Villafranchiano. L'adiacente area di piattaforma era invece prevalentemente interessata dalla sedimentazione di sabbie e silt depositati da flussi di tipo gravitativo. Più a N, oltre lo *shelf-edge*, erano attivi sistemi di scarpata a sedimentazione prevalentemente argillosa. Ancora più a N i sistemi di scarpata, a loro volta, facevano

transizione a una successione marina bacinale costituita da alternanze di sabbie in strati spessi amalgamati e argille di lobo torbiditico, successione che sottocorrente passava a peliti distali depositate nella parte più settentrionale del bacino profondo.

Il collegamento con l'Avanfossa Padana Occidentale. Con la trasgressione di base Pliocene, all'inizio della Sequenza PL1 si attiva, a O della Collina di Torino, un collegamento diretto tra il bacino marino di Savigliano e l'Avanfossa Padana Occidentale posta a N dell'esteso alto strutturale emerso della Collina di Torino e del Monferrato (Fig. 5.19). Il collegamento rimarrà attivo fino al completo riempimento del bacino marino avvenuto durante il Pliocene superiore (Seq. PL3; vedi paragrafi successivi). Durante il Messiniano, il Bacino di Savigliano era invece limitato verso O da un'ampia area emersa e il solo collegamento con il più settentrionale bacino profondo era a NE attraverso il Bacino di Alessandria (Fig. 5.12). E' molto probabile che l'apertura di un collegamento a O della Collina di Torino sia soprattutto una conseguenza della forte subsidenza che interessa tutto il margine NO del Bacino di Savigliano durante la Fase intra-Messiniana. Solo l'eccezionale caduta del livello marino durante la crisi di salinità messiniana, iniziata nel sin-evaporitico per poi raggiungere il suo massimo proprio durante il post-evaporitico, ha probabilmente impedito l'apertura di un collegamento subito dopo la suddetta fase deformativa messiniana.

La Progradazione Pliocenica. L'analisi nelle sezioni sismiche dell'immersione delle clinoformenti dei sistemi di scarpata ha permesso di verificare come la progradazione pliocenica, avviatasi all'estremità S del bacino (area di Pianfei-Mondovì), si sia poi mossa rapidamente verso N, e come essa abbia determinato il sostanziale colmamento della parte sud del bacino marino profondo già nel corso della Sequenza PL1 (Fig. 5.19b). In Fig. 5.20 sono rappresentate le locali direzioni di progradazione riconosciute nelle sezioni sismiche assieme alla posizione dello shelf-edge alla fine della Sequenza PL1. In Fig. 5.19b si può osservare come in corrispondenza di tale limite l'area di scarpata presenti un andamento fortemente arcuato e una larghezza media di 4-5 km, mentre la larghezza della piattaforma è di 8-9 km (settore dei pozzi Saluzzo e Moretta). La direzione di progradazione suggerisce, inoltre, che la parte volumetricamente preponderante dei sedimenti clastici è stata fornita dai corsi d'acqua del Piemonte meridionale. Un contributo minore sarebbe invece stato fornito dai margini occidentale e orientale del Bacino di Savigliano, come suggerito dalle ridotte dimensioni del complesso progradante dal margine ovest del bacino preservato sotto la pianura a S di Torino e visibile nelle sezioni sismiche (Fig. 3.12).

Spessori e tassi di sedimentazione. Nei pozzi Eni la Sequenza PL1 è quella caratterizzata dai maggiori spessori stratigrafici riconosciuti nel Bacino di Savigliano: circa 605 e 620 m nei

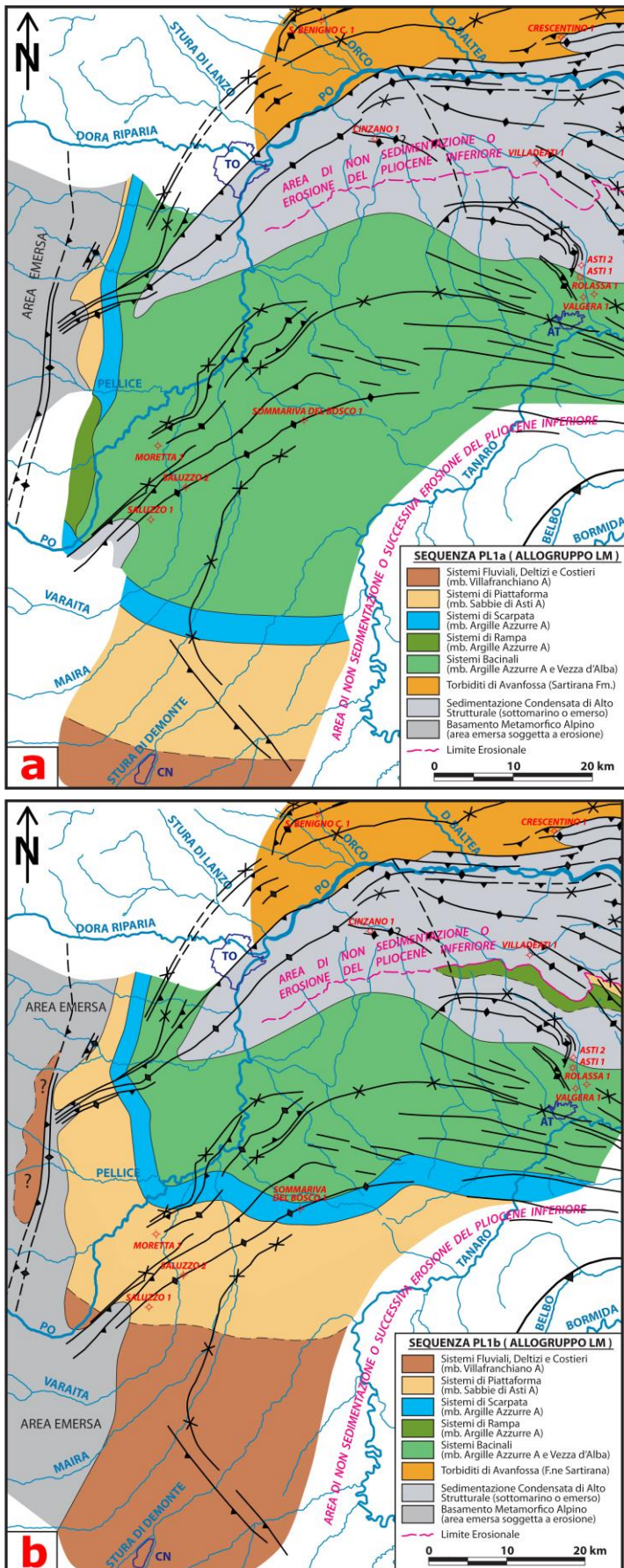


Fig. 5.19 - Sequenza PL1 (Zancleano inf.-medio): distribuzione dei sistemi deposizionali alla fine di ciascuna delle due sequenze medie PL1a e PL1b che compongono la Sequenza PL1. Mappe compilate integrando i dati di sottosuolo con gli affioramenti dei margini nord e est del Bacino di Savigliano. (a) Distribuzione al termine della sequenza media PL1a. (b) Distribuzione al termine della sequenza a scala media PL1b (fine della Sequenza PL1). Il limite dei sedimenti lungo il margine ovest del Sottobacino di Moretta corrisponde all'onlap costiero della successione. A N della Collina di Torino e dei Fronti del Monferrato è rappresentata la parte sud dell'Avanfossa Padana Occidentale. In figura è riportato il reticolo fluviale attuale. *Sequence PL1 (Low.-Mid Zanclean): depositional systems distribution at the end of the two component middle-scale sequences PL1a and PL1b. Maps based on the integration of subsurface data with the Savigliano Basin north and east margins outcrops. (a) Distribution at the Middle-Scale Sequence PL1a end. (b) Distribution at the Middle-Scale Sequence PL1b end (end of the Sequence PL1) end. The sedimentary limit along the Moretta Sub-basin western margin corresponds to the coastal onlap of the succession. Western Po Plain Foredeep southern part is also represented at the N of the Collina di Torino and Monferrato Fronts. The present-day fluvial systems are represented in the map*

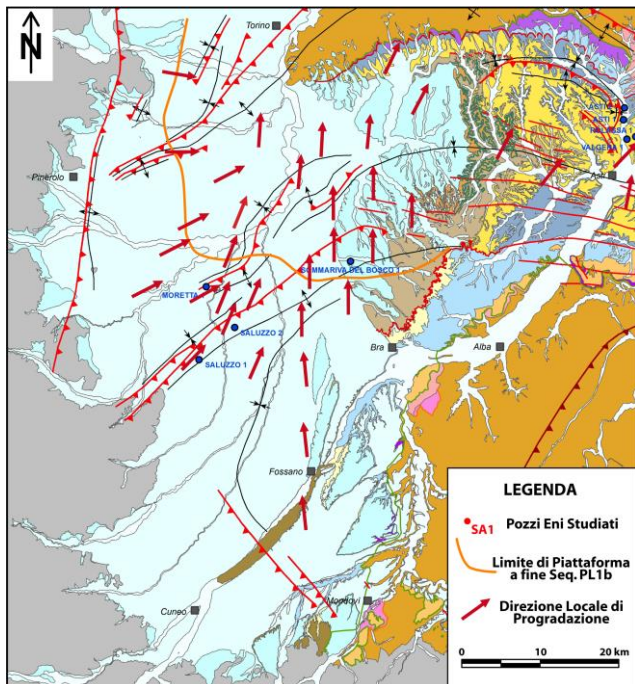


Fig. 5.20 - Progradazione Pliocenica (Seqq. PL1, PL2, PL3): direzioni di progradazione. Nella mappa, basata sulle orientazioni delle clinoformenti di scarpata riconosciute nelle sezioni sismiche, è riportato anche il limite di piattaforma al limite di Sequenza PL1-PL2. Si può osservare che: 1) nel Bacino di Savigliano dominano le direzioni verso N; 2) una progradazione dal margine ovest del bacino determina la componente verso NE nel Sottobacino di Moretta; 3) direzioni verso NE si registrano anche nella parte NE del bacino e nell'Astigiano nelle fasi finali della progradazione.

Pliocene Progradation (Seqq. PL1, PL2, PL3): progradation directions. In the map, based on the recognition in seismic sections of the slope clinoforms orientations, the shelf-break at the Sequences PL1-PL2 boundary is also indicated. Note: 1) the directions towards N predominate in the Savigliano Basin; 2) the directions towards NE in the Moretta Sub-Basin are related to a progradation from the western basin margin; 3) directions towards NE are also registered in the northernmost sector and in the Asti area in the progradation final steps.

pozzi Sommariva del Bosco 1 e Saluzzo 2 (pari a 685 e 700 m decompattati), e 980 m in Moretta 1 (1170 m decompattati) con tassi di sedimentazione compresi tra 0,46 e 0,73 m/10³a che diventano 0,51-0,87 m/10³a se calcolati sulla base dei spessori decompattati.

5.3 – IL PLIOCENE DELL'ALLOGRUPPO PL

La successione sedimentaria della parte alta del Pliocene inferiore (Zancleano) e del Pliocene superiore (Piacenziano), limitata a base e a tetto dalle *Unconformity* Intra-Zancleana (IZA) e Gelasiana Inferiore (EGE), è stata inserita nell'Allogruppo PL. La successione dell'allogruppo è

suddivisa in due sequenze a grande scala: le Sequenze PL2 e PL3 (Fig. 5.2).

L'*unconformity* alla base dell'Allogruppo PL (riportata in carta e nelle sezioni sismiche con una linea di colore rosso) si è formata durante un'importante fase di modificazione tettonica del Bacino di Savigliano: la Fase Intra-Zancleana. Questo importante evento deformativo corrisponde a una fase di attività e sollevamento di tutti i fronti strutturali del bacino, da quello più meridionale e interno di Morezzo sino a quello più settentrionale ed esterno della Collina di Torino. La fase di crescita delle strutture è testimoniata dalle relazioni di discordanza angolare tra i sedimenti dell'Allogruppo PL e quelli del sottostante Allogruppo LM visibili in sezione sismica nelle aree di culmine dei fronti (Figg 3.5, 5.5). La riattivazione della Rampa del Belbo (Struttura Profonda delle Langhe) è all'origine del sollevamento e basculamento verso NO del fianco est del bacino con la formazione di una discordanza angolare di circa 4° osservata negli affioramenti dell'area tra Bra e le colline del Roero. La discordanza, già indicata con il nome di Pocapaglia *Unconformity* da Vigna *et al.* (2009), potrebbe corrispondere alla discordanza angolare segnalata nella zona di Cervere da Gandino (1976).

Durante la Fase Intra-Zancleana si produce anche un primo sollevamento generale dell'area del Sottobacino di Fossano. La conseguente rapida caduta relativa del livello del mare è registrata dal brusco spostamento verso bacino dei sistemi deposizionali fluvio-deltizi villafranchiani e di piattaforma astiani dell'Allogruppo PL. Lungo il fianco est del Bacino di Savigliano, nel settore compreso tra Bra e Monteu Roero, le sabbie e ghiaie fluvio-deltizie villafranchiane dell'allogruppo si appoggiano infatti in discordanza sui sedimenti di piattaforma sabbioso-limosi, molto bioturbati e localmente fossiliferi del precedente Allogruppo LM. Nel sottosuolo di Saluzzo le sabbie di piattaforma astiane dell'allogruppo si depositano invece direttamente sulle argille di scarpata della Sequenza PL1 (Tav. 2). Negli affioramenti a SO di Asti, alle tipiche facies argillose del mb. Argille Azzurre A (Sequenza PL1) si sovrappongono siltiti con numerosi orizzonti sabbiosi del nuovo Allogruppo PL ad indicare o una netta riduzione della profondità del bacino e/o un aumento degli apporti siltoso-sabbiosi conseguenti alla fase deformativa (Pilone, 2004).

Esaurita la Fase Intra-Zancleana, i sistemi di scarpata e di piattaforma della Progradazione Pliocenica riprendono a progredire sui depositi bacinali ancora con direzioni prevalentemente settentrionali (Figg 5.14, 5.20).

Nei pozzi Eni gli spessori sedimentari dell'intero Allogruppo PL sono compresi tra i 240 m del pozzo Asti 1 e i 675 m di Moretta 1, pari rispettivamente a 263 e 740 m di sedimenti decompattati. I tassi di sedimentazione medi per

l'allogruppo sono stati valutati in 0,16-0,45 m/10³anni, mentre quelli effettivi, riferiti agli spessori decompattati, risultano compresi tra 0,18 e 0,49 m/10³a.

5.3.1 - Sequenza PL2

La Sequenza PL2, delimitata a base dall'*Unconformity* Intra-Zancleana e a tetto da un'*unconformity* tettonica di età Pliocene Superiore di ordine inferiore, comprende sedimenti della parte alta dello Zancleano e del Piacenziano basale (Fig. 2.4). La sua successione affiora estesamente lungo il fianco est del Bacino di Savigliano. Affioramenti di modesti spessori di sedimenti sono localmente presenti anche lungo il lato sud della Collina di Torino e del Monferrato. Durante questo intervallo-tempo sono ancora attivi sistemi deposizionali continentali, deltizi, costieri e marini simili a quelli della precedente Sequenza PL1 (Figg. 5.14, 5.15).

Descrizione degli affioramenti e dei dati di sottosuolo.

Come per la precedente Sequenza PL1, i dati sismici si sono rivelati fondamentali anche per la definizione dell'assetto stratigrafico-deposizionale della Sequenza PL2 (Figg. 3.15, 5.14). Dalla loro analisi è stato infatti possibile riconoscere, in primo luogo, la presenza nella parte nord del Bacino di Savigliano di un'area bacinale a sedimentazione marina profonda sepolta. Dal margine meridionale di quest'area marina profonda si sviluppa una rapida progradazione verso N di sistemi di scarpata, progradazione che rappresenta la continuazione di quella sviluppatasi nel corso della precedente Sequenza PL1. Alle caratteristiche superfici cliniformi di scarpata si sovrappone un *topset* costituito da depositi di piattaforma, transizionali e continentali.

Sistemi Bacinali. I dati sismici mostrano come la successione bacinale profonda della Sequenza PL2 sia limitata al solo settore nord del Bacino di Savigliano (Figg. 3.15, 5.5), area dove non sono presenti pozzi profondi Eni. Facies di mare profondo sono state raggiunte solo dai pozzi Eni dell'Astigiano (Asti 1, Rolassa 1, Valgera 1), pozzi che hanno attraversato una successione di bacino relativamente profondo depositata nell'area della soglia sottomarina di Asti e costituita da una cinquantina di metri di argille siltose con intercalazioni di livelli sottili di silt e sabbie fini torbiditiche (Tav. 4).

I depositi bacinali dell'unità non affiorano neppure lungo il margine delle Langhe. Gli unici affioramenti di facies relativamente profonde sono stati individuati lungo il fianco sud della Collina di Torino dove, sulla base di datazioni biostratigrafiche (Trenkwalder *et al.*, 2008), è attribuita alla sequenza la parte alta della successione pliocenica affiorante nella cava di Moncucco Torinese; successione costituita da pochi metri di argille siltose grigie con intercalazioni di livelli calcarenitici (biozona MPI4a). I dati sismici mostrano come

questi sedimenti pelitici corrispondano probabilmente a una successione condensata depositata sul fianco meridionale del fronte della Collina di Torino in una posizione di alto relativo rispetto al bacino collocato più a S (Fig. 3.15).

Sistemi di scarpata. La presenza di depositi di scarpata della Sequenza PL2 nel settore nord del bacino emerge chiaramente dai dati sismici (Figg. 3.15, 5.14). Nella parte centro-settentrionale del Bacino di Savigliano questi sedimenti sono stati raggiunti in sottosuolo dal pozzo Sommariva del Bosco 1 che ha attraversato circa 200 m di argille grigio-azzurre siltose e siltoso-sabbiose con frequenti intercalazioni di livelli di sabbie e ghiaie (Tav. 2); nella successione sono localmente abbondanti i residui vegetali e i frammenti di fossili (lamellibranchi). Più a N, nel sottosuolo dell'Astigiano, i pozzi Asti 1, Rolassa 1 e Valgera 1 hanno attraversato, nella parte alta della sequenza, una monotona successione (spessore variabile da poche decine fino a oltre 100 m) di argille siltose grigio-azzurre con intercalazioni di livelli sottili di silt e sabbia fine; sedimenti interpretati su base sismica e log come depositi di scarpata e margine di piattaforma (Tav. 4).

Depositati di scarpata superiore (epibatiale superiore o al limite tra circolitorale ed epibatiale) affiorano nell'Astigiano lungo il Torrente Bobore presso S. Damiano d'Asti, e lungo il Tanaro a Isola d'Asti (Pilone, 2004). La successione, analogamente a quanto osservato nei pozzi del vicino sottosuolo Astigiano, è costituita da argille siltose di colore giallo-bruno caratterizzate da una maggiore granulometria rispetto a quelle della precedente Sequenza PL1. Sia in sottosuolo che in affioramento il limite di sequenza corrisponde ad un brusco aumento del contenuto in silt, sabbie e ghiaie dei sedimenti di scarpata delle Argille Azzurre e a un aumento della frequenza di microfaune rimaneggiate. Sono interpretate come depositi di scarpata (superiore) anche le argille siltose omogenee di colore grigio-azzurro affioranti sotto la successione villafranchiana nell'area-tipo di Villafranca d'Asti, facies descritte in Carraro (1996) e attribuite allo Zancleano terminale-Piacenziano basale.

Sistemi di piattaforma. Depositati sabbiosi, interpretati come facies di piattaforma e attribuiti alle Sabbie di Asti, sono stati attraversati dai pozzi Moretta 1 e Sommariva del Bosco 1 nel *topset* della Progradazione Pliocenica della parte centrale del Bacino di Savigliano (Tav. 2, 3). La successione sabbiosa attraversata, spessa 150/200m, si caratterizza per una granulometria più grossolana di quella della sottostante Sequenza PL1 ed è costituita, già a partire dalla base della successione, da sabbie con macrofossili (in tipica facies "astiana") con frequenti intercalazioni di ghiaie.

Le sabbie astiane di piattaforma della Sequenza PL2 affiorano prevalentemente nelle colline a SO e a O di Asti (Ferrero 1971), dove sono note dal punto di vista scientifico per l'elevato contenuto paleontologico con macrofossili sia

sparsi che concentrati in livelli decimetrici (vedi tra gli altri Cavallo e Repetto, 1992 e relativa bibliografia). In affioramento, la successione è costituita da sabbie giallastre, medio-grossolane, incoerenti o localmente cementate, a stratificazione medio-spessa spesso amalgamata, con locali bioturbazioni e concentrazioni di macrofossili. Le sabbie sono di norma massive; solo occasionalmente sono state riconosciute laminazioni oblique da *ripple* da corrente e, presso Tigliole, stratificazioni oblique da duna. Nella successione sabbiosa sono occasionalmente intercalati livelli sottili di siltiti biancastre. Queste sabbie, spesse 60/80 m (Carraro *et al.*, 1982), sono state ampiamente descritte per le eccezionali associazioni di macrofossili già a partire dalla fine dell'Ottocento (per la relativa bibliografia si rimanda al Par. 1.3). Sotto a queste sabbie affiorano altri sedimenti di piattaforma rappresentati da un'alternanza di argille siltose e sabbie in strati sottili interpretati come tempestiti e attribuiti alla parte alta della Fm. Argille di Lugagnano in Carraro *et al.* (1982).

Alla Sequenza PL2 appartiene anche la successione di mare basso costituita da circa 100 m di sabbie gialle, medio-fini, localmente cementate, con un contenuto fossilifero costituito da lamellibranchi, gasteropodi e brachiopodi affiorante nei settori del Monferrato a N di Asti (Calliano e Valle Versa; Membro Sabbioso delle Sabbie di Asti; Foglio 157 Trino, 2003)¹⁶. La stratificazione è piano-parallela e localmente sono state riconosciute laminazioni da *ripple* da onda. Questi sedimenti si appoggiano stratigraficamente su argille, argille siltose e siltiti delle Argille Azzurre anch'esse datate alla parte alta dello Zancleano (biozona MPI4a) e anch'esse incluse nella Sequenza PL2.

Sedimenti continentali e deltizi. Depositi continentali e transizionali della sequenza affiorano dalla testata delle Rocche di Pocapaglia, presso Bra, fino verso Montà (Roero) presentando diverse facies sedimentarie. La facies più frequente è costituita da alternanze di ghiaie, sabbie e limi. Le ghiaie sono *clast-supported* con scarsa matrice sabbiosa e ciottoli centimetrici prevalentemente quarzosi. Le sabbie sono giallastre, localmente rossastre, da fini a grossolane, in strati di spessore variabile tra sottile e spesso con frequenti laminazioni piano-parallele o oblique da duna, prive di fossili. Ai livelli grossolani s'intercalano orizzonti metrici prevalentemente massivi di limi e argille di colore giallastro. Salendo nella successione stratigrafica i livelli limosi aumentano sia di frequenza che di spessore fino a diventare prevalenti (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010). Questi depositi sono interpretati come sedimenti fluviali e di piana esondabile o deltizia.

In alcune località, come a Montà, le alternanze ghiaioso-sabbiose alla base della successione sono organizzate in bancate plurimetriche a base erosiva e stratificazione obliqua (Foto 5.39). Le superfici oblique possono presentare una leggera convessità verso l'alto, che conferisce alla stratificazione obliqua una geometria generale di tipo sigmoidale. L'immersione dei foreset indica una direzione delle paleocorrenti verso N/NO. Per le particolari caratteristiche sedimentarie questi sedimenti sono stati interpretati come barre di foce di sistemi fluvio-deltizi dominati da piene (sensu Mutti *et al.*, 1996, 2003). A questi livelli grossolani fluvio-deltizi s'intercalano orizzonti metrici di limi e argille di colore giallastro, prevalentemente massivi, interpretati come possibili depositi di piana deltizia. Salendo nella successione la loro frequenza aumenta fino a diventare prevalenti (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010).

Sedimenti continentali e deltizi della sequenza sono ben rappresentati nei pozzi Eni della parte centrale del bacino, dove costituiscono l'intera successione nel pozzo più meridionale e "interno" di Saluzzo 2 (spessore 270 m), e la parte alta della sequenza in Moretta 1 e Sommariva del



Foto 5.39 - Depositi ghiaioso-sabbiosi clinostратificati di barra di foce, sistemi fluvio-deltizi dominati da piene della Seq. PL2 (Pliocene; mb. Villafranchiano B), presso Montà. Si noti la pendenza verso bacino (verso sinistra) delle superfici di stratificazione.

Mouth-bar cross-bedded gravelly and sandy deposits, flood-dominated fluvio-deltaic systems of the Seq. PL2 (Pliocene; Villafranchiano B mb.), near Montà. Note the basinward (toward the left) dipping of the bedding surfaces.

Bosco 1 con rispettivamente 240 e 120 m di spessore (Tav. 2, 3). In questi pozzi la successione è costituita da una monotona alternanza di bancate da plurimetriche a decametriche di ghiaie poligeniche e sabbie quarzoso-

¹⁶ Queste unità sabbiose (e anche le Argille Azzurre sottostanti) sono state attribuite, grazie al riconoscimento di *G. punctulata*, alla biozona MPI4a della parte alta dello Zancleano (Foglio 157 Trino, 2003).

micacee da fini a grossolane, con livelli di argilla siltosa plastica grigio-verde e grigia; frequenti sono i livelli di torbe e lignite. Questi sedimenti sono qui interpretati come depositi di sistemi fluviali, di piana esondabile e lacustri/palustri.

Discussione e modello geologico.

Datazioni biostratigrafiche. La presenza nella sequenza di spessi intervalli di peliti marine con un buon contenuto fossilifero ha permesso l'attribuzione della parte medio-bassa della successione alle biozone a foraminiferi MPI3 (p.p.) e MPI4a (camp. Ba1, Ca1, C12, PA23m, PA39 – Tab. 4.2). La parte medio-bassa della Sequenza PL2 è pertanto stata datata alla parte medio-alta dello Zancleano (Fig. 2.4). Queste datazioni sono in accordo con quelle ottenute per la stessa sequenza in altri bacini sepolti della Pianura Padana e dell'Adriatico Settentrionale (Ghielmi *et al.*, 1998, 2010, 2013; Amore *et al.*, 2004).

Litostratigrafia. In Fig. 5.2 è rappresentata la litostratigrafia della Sequenza PL2. Lo schema litostratigrafico, ampiamente ispirato a quelli della cartografia ufficiale C.G.I., comprende le unità Argille Azzurre, Sabbie di Asti e Villafranchiano. Per distinguerle da quelle della precedente Sequenza PL1, le successioni delle suddette formazioni appartenenti alla Sequenza PL2, in quanto caratterizzate da specifiche facies sedimentarie, sono state attribuite a delle specifiche unità litostratigrafiche informali: il mb. Villafranchiano B (i depositi continentali e deltizi), il mb. Sabbie di Asti B (le sabbie marine di piattaforma e mare basso), il mb. Argille Azzurre B (i depositi marini argillosi e argilloso-sabbiosi di scarpata e quelli di bacino profondo) (Ghielmi *et al.*, 2002, Vigna *et al.*, 2010). Dallo schema stratigrafico si può infine notare l'equivalenza laterale tra le varie unità litostratigrafiche.

Rapporti stratigrafici. Nella Sequenza PL2, i rapporti stratigrafici tra i diversi sistemi deposizionali, e le corrispondenti unità litostratigrafiche ad essi connesse, sono spesso rappresentati da relazioni laterali di tipo eteropico e da contatti verticali di tipo transizionale. Sebbene siano riconoscibili anche in affioramento, queste relazioni emergono con particolare evidenza soprattutto nell'analisi dei dati sismici (Fig. 5.14) e di pozzo (Tav. 2, 3). Nel pannello di correlazione della Tav. 2, si può infatti osservare la rilevanza dei passaggi laterali tra depositi continentali e costieri villafranchiani, sabbie di piattaforma astiane e sistemi di scarpata delle Argille Azzurre. Da questa correlazione si può anche rilevare il carattere fortemente tempo-trasgressivo, a scala di bacino, dei sistemi di scarpata e di piattaforma coinvolti nella Progradazione Pliocenica e l'evidente riduzione verso N dello spessore stratigrafico dei depositi continentali e costieri villafranchiani conseguente

alla loro transizione laterale ai sistemi sabbiosi di piattaforma.

Modello e sistemi deposizionali. In Fig. 5.21 è rappresentato il quadro paleoambientale alla fine della sedimentazione della sequenza, quadro ricostruito grazie all'integrazione dei dati di superficie e sottosuolo disponibili. La Sequenza PL2 (come la precedente Sequenza PL1) presenta un panorama paleoambientale piuttosto complesso con (spostandosi da S verso N lungo l'asse di bacino): (1) sistemi continentali e fluvio-deltizi; (2) sistemi sabbiosi di spiaggia esterna (Ghibauda in Carraro *et al.*, 1982) e di piattaforma; (3) sistemi di margine di piattaforma e scarpata; (4) sistemi marini bacinali.

Ruolo della Fase Intra-Zancleana. Al limite di sequenza (e di allogruppo) corrisponde, sia in affioramento che in sottosuolo, un brusco aumento della granulometria dei sedimenti, aumento particolarmente evidente nei sistemi sabbiosi di piattaforma e in quelli di scarpata, e un repentino e generale spostamento verso bacino dei sistemi deposizionali (Tav. 2). Il fatto che tali fenomeni si siano prodotti in corrispondenza del limite di sequenza, fa ritenere che la loro origine sia legata all'intensa fase deformativa Intra-Zancleana che quel limite ha generato. Entrambi i fenomeni sono quindi stati messi in relazione con il sollevamento di ampi settori del Bacino di Savigliano registrato durante la Fase Intra-Zancleana. Il sollevamento avrebbe in primo luogo determinato un aumento dei tassi di erosione nelle aree emerse e dall'altro un aumento dei gradienti morfologici e quindi dell'efficienza di trasporto dei sistemi deposizionali clastici. Sempre il sollevamento sarebbe pure all'origine del brusco spostamento verso bacino dei sistemi costieri e marino-marginali.

Paleobatimetria del bacino. All'inizio della Sequenza PL2, l'area di mare profondo era limitata alla parte nord del Bacino di Savigliano e all'area di Asti. Sulla base dei dati di sottosuolo (geometrie sismiche delle clinoformenti della progradazione e dati di pozzo) e assumendo una profondità di 150/200 m al limite di piattaforma, le paleobatimetrie a inizio sequenza sono state valutate in 400/600 m nella parte centro-settentrionale del bacino (vedi Par. 6.4; Tav. 2 e 3) e in almeno 300 m nell'area di Asti (Tav. 4).

Progradazione Pliocenica e evoluzione regressiva della Sequenza PL2. La Progradazione Pliocenica, avviata durante la sequenza precedente, ha continuato a procedere verso N anche durante la Sequenza PL2, come ben documentato in sezione sismica dalle geometrie e orientazioni delle clinoformenti dei sistemi di scarpata (Figg. 3.15, 5.14).

Nella sua progressione verso N, la progradazione si è via via raccordata con i sistemi di scarpata dei margini est e ovest del bacino (Figg. 5.19b, 5.20). Durante lo sviluppo della

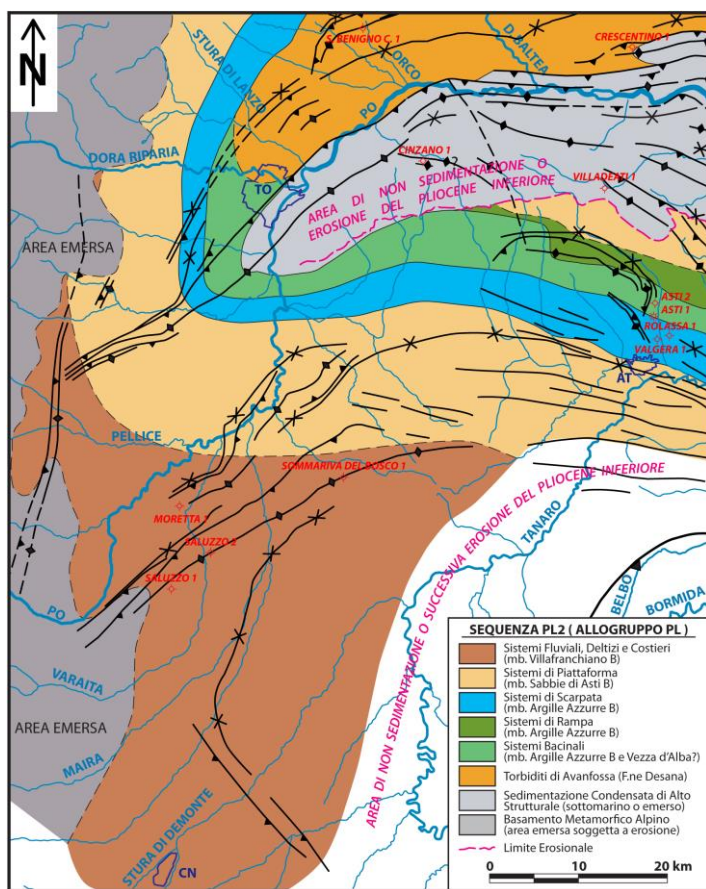


Fig. 5.21 - Sequenza PL2 (Zancleano sup.-Piacenziano inf.): distribuzione dei sistemi deposizionali a termine sequenza. Mappa compilata integrando i dati di sottosuolo con gli affioramenti dei margini nord e est del Bacino di Savigliano. Il limite di distribuzione dei sedimenti lungo il margine ovest del bacino è ipotetico. A N della Collina di Torino e dei Fronti del Monferrato è rappresentata la parte sud dell'Avanfossa Padana Occidentale. In figura è riportato il reticolo fluviale attuale. *Sequence PL2 (Up. Zanclean-Low. Piacenzian): depositional systems distribution at the sequence end. Map based on the integration of subsurface data with the Savigliano Basin north and east margins outcrops. The sediments distribution limit along the west margin is interpretative. The southern part of the Western Po Plain Foredeep is also represented at the N of the Collina di Torino and Monferrato Fronts. The present-day fluvial systems are represented in the map.*

sequenza, i sistemi di scarpata -piattaforma in movimento verso N si sono avvicinati notevolmente al margine settentrionale del bacino riducendo le residue aree marine profonde ad uno stretto corridoio, largo una decina di km, posizionato a sud della Collina di Torino e dei fronti del Monferrato e orientato circa E-O (Figg. 3.15, 5.5, 5.21). Con la Sequenza PL2 si registra, pertanto, il passaggio relativamente rapido da un bacino ancora in buona parte marino (e con un settore profondo ancora piuttosto esteso nella sua parte settentrionale; Fig. 5.19b), a un bacino a sedimentazione continentale nella porzione centro-meridionale e con aree marine limitate alla sola parte settentrionale (Fig. 5.21). Quindi, nel suo complesso, la Sequenza PL2 corrisponde a un ciclo regressivo determinato dal rapido procedere verso N della Progradazione Pliocenica. Alla base il ciclo è limitato da una superficie maggiore di discordanza (*Unconformity* Intra-Zancleana) che corrisponde, in molte aree del bacino, a una brusca caduta del livello relativo del mare e a uno spostamento verso bacino dei sistemi deposizionali costieri e di piattaforma, entrambi indotti dal sollevamento di ampi settori del Bacino di Savigliano.

Provenienza dei principali apporti sedimentari. L'avvio della Progradazione Pliocenica dal margine sud del Bacino di Savigliano e il suo costante movimento verso N indicano, da un lato, come l'apporto sedimentario principale fosse fornito

dai sistemi fluviali attivi lungo il margine sud del bacino, sistemi che andavano dal Paleo-Tanaro a E fino al Paleo-Po a O, dall'altro suggeriscono per questi stessi sistemi fluviali (incluso il Paleo-Po) una direzione di deflusso verso N almeno per tutto il Pliocene inferiore.

Sedimenti bacinali. Come già accennato, non sono al momento disponibili dati sui sedimenti marini profondi databili a questo intervallo presenti nella parte nord del Bacino di Savigliano perché non visibili in affioramento lungo i margini bacinali e non raggiunti in sottosuolo da pozzi profondi. Sulla base dei dati sismici e della conoscenza acquisita del bacino, si ritiene comunque assai probabile la deposizione nella parte marina profonda di lobi sabbiosi di sistemi torbiditici a bassa efficienza simili a quelli della parte alta della sequenza precedente (Tav. 2), lobi probabilmente caratterizzati da un rapido passaggio sottocorrente ad alternanze torbiditiche di frangia di lobo/piana bacinale. Visto il trend di generalizzato aumento granulometrico che caratterizza la Sequenza PL2, per questi depositi è possibile supporre una granulometria più grossolana di quella dei sistemi torbiditici della sequenza precedente.

Sistemi sabbiosi di piattaforma. In conseguenza dell'evoluzione regressiva che la caratterizza, i sistemi sabbiosi di piattaforma della Sequenza PL2 si sono rapidamente spostati verso N. Il limite della loro estensione in quella direzione raggiunto a fine sequenza è però risultato

di non facile definizione sia per la scarsità di affioramenti sia per le forti analogie di facies con le sabbie di piattaforma della successiva Sequenza PL3. Come già visto, le sabbie di piattaforma della Sequenza PL2 sono state riconosciute o sulla base delle facies litologiche (granulometria più grossolana e maggiore contenuto fossilifero rispetto alla Seq. PL1), o grazie alle relazioni latero-verticali con le successioni pelitiche (Argille Azzurre) della sequenza datate mediante analisi biostratigrafica, o, più raramente, per datazione diretta mediante analisi biostratigrafica. La combinazione di questi metodi ha permesso di attribuire alla sequenza le sabbie astiane del pozzo di Sommariva del Bosco 1 (Tav. 2) e quelle affioranti nell'area di Villafranca d'Asti (Carraro, 1996). Il limite di massima estensione verso N dei sistemi di piattaforma della sequenza riportato in Fig. 5.21 è invece stato desunto prevalentemente dall'analisi dei dati sismici dell'area. L'interpretazione sismica del limite superiore della sequenza è stata tarata nell'area di Trofarello-Chieri sulla base delle datazioni di Tropeano *et al.* (2014)¹⁷ e poi estesa all'intero settore nord del bacino sfruttando la sufficiente densità e qualità dei dati sismici. Sebbene il risultato dell'interpretazione sia, nel suo complesso, coerente con tutti i dati a disposizione, in alcuni settori il limite di piattaforma è stato posizionato con qualche incertezza.

Gli affioramenti del Monferrato. A N di Asti, nei settori della Valle Versa, di Calliano e della Sinclinale di Moncalvo, affiorano argille, silt e sabbie del Pliocene inferiore, descritte nel Foglio 157 Trino (2003), la cui età indica un'appartenenza alla Seq. PL2. La successione pelitica è costituita da argille siltose e siltiti marine di ambiente da epibatiale superiore a circalitorale organizzate secondo un trend CU riferibili ad ambienti di scarpata/rampa strutturale e di piattaforma esterna. Il ciclo regressivo CU è completato dalla sovrapposizione di sabbie astiane attribuibili a sistemi sabbiosi di piattaforma interna e costieri. Le evidenze di terreno suggeriscono per questi sedimenti un'organizzazione in un ciclo regressivo progradante, ciclo che per la sua collocazione all'estremità NE del bacino non può però essere riferito a quello a scala di bacino proveniente da S della Progradazione Pliocenica (Fig. 5.21). Questi sistemi dovevano pertanto costituire un complesso deposizionale di minori dimensioni sviluppatosi lungo il margine NE del bacino, alimentato dagli apporti provenienti dalle vicine aree emerse del Monferrato e progradante verso S. Il suo sviluppo è stato probabilmente favorito dalle batimetrie modeste di queste aree interessate da importanti

sollevamenti già a partire dal Miocene fino all'evento tettonico intra-zanclano.

Spessori e tassi di sedimentazione. La Sequenza PL2 presenta nei pozzi dell'area centrale del Bacino di Savigliano spessori di 250-460 m corrispondenti a 260-525 m di sedimenti decompattati. I rispettivi tassi di sedimentazione sono pari a 0,44-0,77 m/10³anni (non decompattati) e 0,42-0,88 m/10³anni (decompattati).

5.3.2 Sequenza PL3

La Sequenza PL3 comprende sedimenti di età compresa tra il Piacenziano (Pliocene sup.) e il Gelasiano basale (Pleistocene inf.)¹⁸ (Fig. 2.4).

Il suo limite di base è caratterizzato da discordanze angolari visibili in sezione sismica in corrispondenza dei fronti strutturali del Bacino di Savigliano (particolarmente evidenti lungo il Fronte di Saluzzo) formati durante una fase di crescita degli stessi (Figg. 3.7, 3.12). Queste evidenze, unite a importanti variazioni laterali dello spessore della sua successione (Tav. 2 e 3), suggeriscono un'origine tettonica della Sequenza PL3, sebbene il suo limite vada riferito a un evento deformativo di minore importanza se confrontato con le fasi tettoniche regionali responsabili della formazione delle *unconformity* limiti di allogruppo. La scarsa continuità e la modesta estensione degli affioramenti della sua successione non hanno invece consentito di riconoscere con sicurezza questo limite di sequenza sul terreno. Di natura tettonica è anche il limite superiore della sequenza rappresentato dall'*unconformity* regionale del Gelasiano Inferiore.

Descrizione degli affioramenti e dei dati di sottosuolo.

Sistemi bacinali. Una successione di bacino profondo è stata riconosciuta nelle linee sismiche della parte più settentrionale del Bacino di Savigliano. Questi sedimenti sono limitati a una fascia larga alcuni km ad orientamento circa E-O posta a immediato ridosso della Collina di Torino e dei fronti del Monferrato sui *backlimb* dei quali si appoggiano parzialmente con una relazione stratigrafica di *onlap* (Fig. 3.15). Per la loro posizione all'estremità N del bacino nessuno dei pozzi Eni ha raggiunto questi sedimenti. Tropeano *et al.* (2014) hanno recentemente riconosciuto a Trofarello (affioramenti lungo il Torrente Sauglio) livelli lenticolari grossolani a matrice argilloso-siltosa con clasti di rocce mafiche e ultramafiche alterate intercalati in argille siltose con foraminiferi rimaneggiati del Miocene superiore e del Pliocene inferiore. Questi sedimenti, attribuiti su base

¹⁷ Per i dettagli delle datazioni vedi paragrafo successivo sulla Sequenza PL3.

¹⁸ La presenza di depositi (continentali) del Gelasiano basale è supposta sulla base di datazioni di tipo biostratigrafico dello stesso limite di

sequenza eseguite nelle successioni di avana fossa padane (Ghielmi *et al.*, 1998, 2010, 2013; Amore *et al.*, 2004; Minervini *et al.*, 2008; dati Eni inediti).

biostratigrafica al Piacenziano e alla Sequenza PL3, sono interpretati come *debris-flow* provenienti dalla parte emersa della Collina di Torino, probabilmente depositati in un ambiente di scarpata sottomarina.

Sistemi di scarpata. La presenza di depositi di scarpata della Sequenza PL3 nella parte nord del Bacino di Savigliano è indicata dal riconoscimento delle tipiche clinoforni in sismica (Fig. 3.15). Anche in questo settore, posto a ridosso dell'estremità settentrionale del bacino, la direzione prevalente di progradazione rimane ancora verso N/NE (Fig. 5.20). Facies di scarpata sono state raggiunte dai pozzi Eni dell'Astigiano che hanno attraversato spessori variabili di argille siltose grigie (120/130 m in Asti 1; Tav. 4).

In affioramento depositi di sistemi di scarpata sono stati riconosciuti a S della Collina di Torino nei dintorni di Trofarello da Tropeano et al. (2014). In quest'area, sopra ai depositi grossolani di *debris-flow* sopra descritti, affiorano alcune decine di metri di argille siltose grigie caratterizzate da ricche associazioni di foraminiferi planctonici di ambiente marino aperto relativamente profondo (epibatiale superiore/neritico esterno) che hanno permesso di attribuire la successione alle biozone MPI4b e MPI5a del Piacenziano (presenza di *Globigerinoides elongatus* e *G. crassaformis*).

Sistemi di piattaforma. Depositi di piattaforma della Sequenza PL3 costituiti da 50/70 m di sabbie e ghiaie con intercalazioni più argillose sono stati attraversati, a ridotta profondità, dai pozzi Eni perforati nell'Astigiano (Asti 1; Tav. 4). Sulla base della loro posizione geografica e di correlazioni sismiche, sono state attribuite alla Sequenza PL3 anche le sabbie fossilifere raggiunte, sotto una spessa successione di depositi continentali villafranchiani, dal sondaggio a carotaggio continuo eseguito a S della Collina di Torino presso Riva di Chieri (Zanarello, 2002). Questi sedimenti, interpretati come depositi di spiaggia e piattaforma, sono costituiti da almeno 60/70 m di sabbie da medio-grossolane a fini con livelli ad abbondante contenuto fossilifero con ostreidi anche di grandi dimensioni (Fig. 5.22).

Sulla base dei dati disponibili si può supporre che appartengano alla Sequenza PL3 anche le facies di piattaforma affioranti in una stretta fascia che si estende da Asti verso O lungo il margine sud della Collina di Torino. La scarsa qualità degli affioramenti, la mancanza di datazioni dirette (assenza di foraminiferi indicatori di età) e la somiglianza con le facies astiane della più vecchia Sequenza PL2 non hanno consentito una loro attribuzione certa alla Sequenza PL3.

Sistemi continentali e transizionali. Nelle sezioni sismiche, i sedimenti continentali e deltizi della Sequenza PL3 sono rappresentati, da un intervallo di 100/300 msec (tempi doppi – TWT) costituito da orizzonti sismici tra loro circa paralleli poggianti, localmente in discordanza, sui depositi della Sequenza PL2 (Figg. 3.12, 5.4, 5.14). Nel depocentro del Bacino di Savigliano, attraversato dai pozzi Eni, la sequenza

presenta spessori molto variabili compresi tra gli 80 m del pozzo Sommariva del Bosco 1 e i 220 m di Moretta 1, mentre risulta del tutto assente in Saluzzo 1 (Tav. 2 e 3). In questi pozzi la successione è costituita da ghiaie poligeniche e sabbie quarzoso-micacee da fini a grossolane in bancate da metriche a decametriche alternate a livelli di argilla siltosa plastica grigia e grigio-verde, con frequenti livelli di torbe e lignite (Tav. 2, 3). Questi sedimenti, attribuiti al Villafranchia-

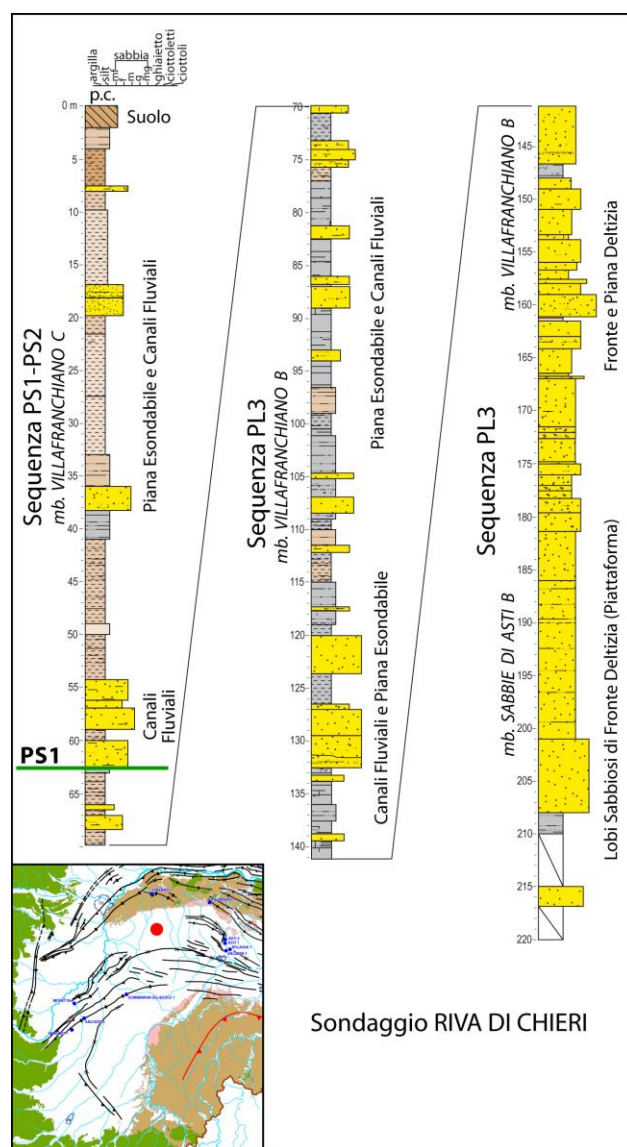


Fig. 5.22 – La successione plio-pleistocenica del sondaggio a carotaggio continuo di Riva di Chieri. Si osservi: (1) l'evoluzione regressiva della successione; (2) la spessa successione di sabbie di piattaforma di *delta-front sand lobes*; (3) il cambio di associazioni di facies continentali in corrispondenza del limite di sequenza PS1 (*Early Gelasian Unconformity*).

The Plio-Pleistocene succession of the Riva di Chieri continuous coring. Note particularly: (1) the overall regressive evolution of the succession; (2) the Seq. PL3 thick sand-prone shelfal succession made up of delta-front sand lobes; (3) the continental facies association change at the PS1 sequence boundary (Early Gelasian Unconformity).

no, sono stati interpretati come depositi continentali e riferiti principalmente a sistemi fluviali e di piana esondabile. Alla sequenza è stata attribuita anche la parte bassa della successione villafranchiana attraversata dal sondaggio di Riva di Chieri (Zanarello, 2002) composta da 10/15 m di sabbie deltizie a cui si sovrappongono circa 80 m di alternanze di livelli plurimetrici di argille prevalentemente grigio-azzurrognole, livelli torbosi e sabbie fini, indicanti ambienti continentali di piana esondabile, palustri e fluviali (Fig. 5.22). Facies continentali della Sequenza PL3 sembrano invece assenti nei pozzi Eni dell'Astigiano, dove un ridotto spessore di alluvioni quaternarie si appoggia in discontinuità direttamente sulle sabbie di piattaforma della parte bassa della sequenza già descritte (Tav. 4).

Sepolta sotto depositi più recenti in gran parte del Bacino di Savigliano, la successione continentale e deltizia della Sequenza PL3 affiora nella parte NE del bacino da Villafranca d'Asti fino verso Cocconato, dove è stata dettagliatamente descritta da Forno (1982), Carraro (1996) e Boano *et al.* (2007). La parte bassa della serie è costituita da una spessa successione di sabbie gialle da fini a grossolane interpretate come depositi di fronte deltizia dominata da correnti di marea da Basilici (in Carraro, 1996) (Foto 5.40). Dal punto di vista litostratigrafico, questi sedimenti sabbiosi sono stati riferiti da Carraro (1996) all'Unità di Ferrere del Complesso Inferiore del Villafranchiano (Fig. 5.2). A essi si sovrappone una successione di sabbie medio-grossolane con ciottoli alternate a argille limose con ricche associazioni di gasteropodi, lamellibranchi e ostracodi di acqua dolce. Sono



Foto 5.40 - Sabbie grossolane a stratificazione obliqua di fronte deltizia dominata da processi di marea della Seq. PL3 (Piacenziano; mb. Villafranchiano B, Unità di Ferrere), Villafranca d'Asti.

Tide-dominated delta-front cross-bedded coarse-grained sands of the Sequence PL3 (Piacenzian; Villafranchiano B mb., Ferrere Unit), Villafranca d'Asti area.

inoltre presenti livelli con concentrazioni di foglie e paleosuoli. Questi sedimenti, datati al Piacenziano e attribuiti all'Unità di San Martino del Complesso Inferiore del Villafranchiano da Carraro (1996), sono stati interpretati come depositi continentali di piana deltizia dominata da processi fluviali e comprendono facies di canali fluviali, palustri, lacustri, di rotta fluviale e frequenti paleosuoli (Carraro, 1996). La successione è troncata a tetto da un'unconformity caratterizzata da una blanda discordanza angolare indicata da Carraro (1996) con il nome di Superficie di Cascina Viarengo (Forno *et al.*, 2015; Gattiglio *et al.*, 2015).

Discussione e modello geologico.

Datazioni. A causa della prevalenza di ambienti di sedimentazione continentali e deltizi sfavorevoli alle analisi biostratigrafiche utilizzate, le datazioni dirette dei sedimenti della Sequenza PL3 sono risultate molto difficili. Pertanto sia successioni affioranti che di pozzo sono state spesso attribuite alla sequenza sulla base dei loro rapporti stratigrafici latero-verticali con i sedimenti della Sequenza PL2 e/o per la loro posizione geografica. Analisi delle associazioni a foraminiferi hanno però recentemente permesso di attribuire le argille siltose di mare profondo affioranti nell'area di Trofarello alle biozone MPI4b e MPI5a del Piacenziano (Tropeano *et al.*, 2014)¹⁹. Le successioni delle unità di Ferrere e di San Martino affioranti nell'area di Villafranca d'Asti sono invece state attribuite al Piacenziano sulla base delle associazioni di macrofossili e di analisi di tipo magnetostratigrafico (Carraro, 1996; Lindsay *et al.*, 1980). Va infine ricordato che, oltre che sulle le datazioni disponibili nel Bacino di Savigliano, l'attribuzione della Sequenza PL3 al Piacenziano p.p. e al Gelasiano basale (biozone MPI4b p.p. e MPI5 p.p.; vedi Fig. 2.4) è supportata anche dalle datazioni della successione della stessa sequenza nell'avanfossa pliocenica sepolta più a nord sotto la pianura piemontese con cui è stata correlata (Minervini *et al.*, 2008; dati Eni non pubblicati).

Litostratigrafia. La successione affiorante nell'area tipo di Villafranca d'Asti (Unità di Ferrere e di San Martino) è attribuita al Villafranchiano sia nella cartografia ufficiale C.G.I. che in Carraro (1996). Viste le facies litologiche, anche la successione attraversata dai pozzi Eni nel sottosuolo della parte centrale del Bacino di Savigliano è stata attribuita, in questo studio, allo stesso Villafranchiano, unità che pertanto include gran parte della successione della Sequenza PL3 nel bacino (Fig. 5.2). In analogia a quanto fatto per i depositi della Sequenza PL2, anche questi sedimenti sono stati

¹⁹ Questo dato e la stratigrafia del pozzo Eni Quargnento 1, sito nella parte occidentale del Bacino di Alessandria, sono risultati fondamentali

per la taratura sismica del limite di Sequenza PL3 nella parte nord del Bacino di Savigliano.

informalmente attribuiti al mb. Villafranchiano B come definito in Ghielmi *et al.* (2002) e Vigna *et al.* (2010). Le facies prevalentemente sabbiose di ambiente di piattaforma e quelle prevalentemente argillose di scarpata e di bacino presenti nella parte nord del Bacino di Savigliano sono invece state inserite rispettivamente nelle Sabbie di Asti (mb. B) e nelle Argille Azzurre (mb. B).

Il ruolo della tettonica. L'entità sia delle discordanze angolari riconosciute in corrispondenza del limite di sequenza, sia delle variazioni di spessore della successione sedimentaria rilevate nel corso dell'analisi dei dati di sottosuolo, indica la rilevante intensità della fase deformativa responsabile della formazione del limite della Sequenza PL3 (Fig. 3.12; Tav. 2, 3). Tale fase è stata infatti responsabile della riattivazione dei fronti del Bacino di Savigliano e del sollevamento dei settori del Sottobacino di Fossano e dell'Astigiano. Di fatto, essa sembra rappresentare un'anticipazione di quanto avverrà con maggiore intensità durante la successiva Fase Gelasiana Inferiore (vedi successivo Par. 5.4).

Modello deposizionale ed evoluzione sedimentaria. All'inizio della sedimentazione della Sequenza PL3 l'assetto paleogeografico e paleoambientale era molto simile a quello della parte finale della sequenza precedente (Fig. 5.21) con i settori centrale e meridionale del Bacino di Savigliano dominati da ambienti di tipo continentale (fluviali, piana esondabile, conoide alluvionale) ed ambienti marini (piattaforma, scarpata, bacinali) limitati alla sola area nord del bacino. In quest'ultimo settore i dati sismici e di affioramento (Trofarello) mostrano infatti la presenza di un'area ancora a sedimentazione marina profonda costituita da uno stretto "corridoio" largo in media meno di 10 km, orientato circa OSO-ENE a S della Collina di Torino e ONO-ESE a S del Monferrato (Fig. 3.15). L'area bacinale residua, con batimetrie dell'ordine di alcune centinaia di m, era limitata a N dalle rampe strutturali dei *backlimb* dei fronti del Monferrato e della Collina di Torino e a S dai sistemi di scarpata e piattaforma della Progradazione Pliocenica. La rapida progradazione verso N-NE dei sistemi di scarpata-piattaforma ha poi determinato il completo colmamento del bacino profondo probabilmente già durante la prima parte del Piacenziano. Il successivo progredire della regressione deposizionale ha poi causato lo spostamento a N dell'Alto della Collina di Torino e del Monferrato delle aree a sedimentazione costiera e marina di piattaforma²⁰. Durante la parte medio-alta della Sequenza PL3 il quadro paleoambientale risulta quindi notevolmente semplificato con un bacino a sedimentazione ormai esclusivamente continentale dominata da processi di tipo fluviale. Il Bacino di Savigliano doveva pertanto presentarsi come un'ampia pianura solcata da S verso N dai sistemi fluviali principali

(paleo-Po, paleo-Tanaro, ecc.). Dai dati disponibili emerge pertanto che, come le precedenti sequenze plioceniche, anche la Sequenza PL3 presenta un'evoluzione generale di tipo regressivo.

Affioramenti dell'area-tipo di Villafranca d'Asti. Nei pozzi Eni della parte centrale del Bacino di Savigliano, la sequenza è costituita da bancate da metriche a decametriche di ghiaie poligeniche e sabbie alternate a orizzonti di argilla siltosa grigio-verde e grigia e a livelli di torba. Questi sedimenti sono attribuiti a sistemi fluviali, di piana esondabile e lacustri. Nell'area-tipo di Villafranca d'Asti, posta nella parte NE del bacino, la sequenza è rappresentata esclusivamente da depositi di fronte e piana deltizia attribuiti alle unità litostratigrafiche informali di Ferrere e San Martino (Carraro, 1996). I sedimenti osservabili in questi affioramenti rappresentano in realtà solo la parte bassa di una successione che, prima della fase erosiva pleistocenica conseguente al sollevamento di tutta l'area durante la fase tettonica del Gelasiano Inferiore, doveva presentare uno spessore maggiore. Visto il trend regressivo che caratterizza la successione della sequenza nel Bacino di Savigliano e più in generale in tutto il Piemonte (comprendendo anche l'Avanfossa Padana Occidentale più a N; Minervini *et al.*, 2008), è assai probabile che tutta o almeno gran parte della successione erosa (valutata in 70/110 m in Carraro, 1996) fosse costituita da sedimenti continentali simili a quelli (fluviali, piana esondabile, lacustri) ancora preservati nel sottosuolo del bacino. La presenza di depositi transizionali alla base della successione a Villafranca d'Asti ben s'inquadra con il suddetto trend regressivo ed è in accordo con la presenza di ambienti a sedimentazione marina nella parte nord del Bacino di Savigliano all'inizio della Sequenza PL3 (Fig. 5.21).

Significato del limite di sequenza. Il limite di sequenza corrisponde a un aumento sia della granulometria dei sedimenti (maggiore presenza di ghiaie) che della frequenza e spessore dei livelli sabbioso-ghiaiosi della successione continentale rispetto alla precedente Sequenza PL2 (Tav. 2, 3). Tali indicazioni sembrano suggerire un deciso *forestepping* delle conoidi alluvionali e dei sistemi fluviali grossolani di alta pianura. Data la chiara natura tettonica del limite, questo cambio sedimentario è molto probabilmente legato a un aumento sia della produzione di sedimenti sabbioso-ghiaiosi, sia dell'efficienza di trasporto dei sistemi fluviali conseguenti rispettivamente al sollevamento delle aree in erosione e all'aumento dei gradienti morfologici dei margini del bacino prodottisi durante la fase deformativa.

Spessori e tassi di sedimentazione. In tutto il settore centrale del Bacino di Savigliano la Sequenza PL3 mostra spessori mediamente inferiori rispetto a quelli delle sequenze

²⁰ Questo modello di evoluzione è basato anche su dati Eni (inediti) della più settentrionale Avanfossa Padana Occidentale, bacino dove è stata

riconosciuta la posizione raggiunta dalla progradazione a fine della Sequenza PL3.

plioceniche precedenti. Nel Sottobacino di Moretta lo spessore massimo è pari a circa 220 m (241 m decompattati), un valore corrispondente a un tasso di sedimentazione (in questo caso circa pari al locale tasso di subsidenza) di circa $0,24 \text{ m}/10^3\text{anni}$ ($0,27 \text{ m}/10^3\text{anni}$ per sedimenti decompattati). Nel Sottobacino di Fossano la sequenza presenta spessori mediamente inferiori e localmente può anche essere assente. Come già discusso, a questa rastremazione stratigrafica concorrono sia l'*onlap* della successione sulle aree del Sottobacino di Fossano e dell'Astigiano sollevatesi durante l'evento deformativo di base sequenza, sia la troncatura della parte alta della successione da parte della superficie erosiva di Cascina Viarengo (vedi Carraro, 1996 e Forno *et al.*, 2015; pozzo Sommariva del Bosco 1 in Tav. 2 e 3). La fase erosiva responsabile dell'erosione di 70-110 m di sedimenti²¹, si è prodotta in ambiente subaereo in seguito al sollevamento di tutto il settore est del bacino (Sottobacino di Fossano) e dell'Astigiano durante il Gelasiano (Pleistocene inferiore). Una combinazione dei due fattori (*onlap* e erosione) è probabilmente responsabile anche della completa assenza della sequenza nel pozzo Saluzzo 1 (Tav. 2). In conclusione, si ritiene che le forti variazioni laterali di spessore della sequenza osservate nel settore centrale del bacino debbano essere ricondotte a una forte variabilità locale del regime di creazione/sottrazione di spazio per la sedimentazione conseguente all'attività tettonica durante le fasi deformative di base sequenza e della successiva Fase Gelasiana Inferiore (vedi Par. 5.4) e alle prolungate fasi di erosione subaerea seguite ai sollevamenti del Sottobacino di Fossano e dell'Astigiano. I massimi spessori sedimentari della sequenza sono localizzati nella stretta area bacinale della parte nord del bacino dove i dati sismici mostrano una successione (costituita da depositi bacinali, di scarpata, piattaforma e continentali) che nell'area a S della Collina di Torino raggiunge 400/450 msec TWT (Figg. 3.13, 3.15), spessore stimabile in almeno 350/400 m. Lo spessore della successione si riduce verso E nell'area della soglia di Asti, dove i pozzi Eni hanno attraversato spessori di facies marine e costiere variabili tra 120 e 190 m (Tav. 4).

5.4 – IL PLEISTOCENE DELL'ALLOGRUPPO PS

L'Allogruppo PS, limitato alla base dall'*Unconformity* Gelasiana Inferiore (EGE), comprende i sedimenti pleistocenici del Bacino di Savigliano. La superficie basale di inconformità si è generata nel corso dell'ultimo evento di forte strutturazione compressiva e transpressiva del bacino, evento che ne ha determinato l'attuale assetto

morfologico/strutturale. Tutti i fronti a vergenza nord-occidentale, ed in particolare quelli della Collina di Torino, di Saluzzo e la Rampa del Belbo, sono interessati da un'importante fase di sollevamento (Figg. 3.7, 3.12). I forti rigetti verticali osservati, che possono raggiungere localmente alcune centinaia di metri, sono una diretta conseguenza dei piani ad alto angolo di queste strutture. L'attività della Rampa del Belbo è inoltre all'origine del generale sollevamento e basculamento del fianco est del bacino che assume in questa fase le giaciture attualmente osservabili in affioramento e in sezione sismica (Figg. 3.12, 5.4). Durante la Fase Gelasiana Inferiore si registra il sollevamento anche della parte centro-settentrionale del Sottobacino di Fossano e dell'area della soglia di Asti (Fig. 3.6). Il sollevamento di questi ampi settori è confermato, oltre che dai dati sismici, anche dall'attuale elevazione dei depositi costieri dell'Allogruppo PL (pozzi Sommariva del Bosco 1, Asti 1 e 2) a circa 130 m sopra l'attuale livello del mare. All'origine di tale sollevamento c'è un'importante fase di attività, probabilmente la maggiore dell'intervallo stratigrafico studiato, della Struttura Profonda dell'Astigiano e del Fronte di Saluzzo (Figg. 3.5, 3.16b, 3.17). La principale conseguenza è che, in ampi settori delle due aree ora in posizione di alto relativo, i depositi continentali e marini pliocenici dei precedenti Allogruppi PL e LM (Tav. 2 e 3: pozzi Saluzzo 1, Sommariva del Bosco 1; area-tipo del Villafranchiano) sono sottoposti a processi di erosione subaerea e di incisione fluviale.

Nel corso della Fase Gelasiana Inferiore solo il Sottobacino di Moretta è ancora interessato da un'attiva subsidenza. La subsidenza e l'associato basculamento verso E del margine esterno (occidentale) del bacino sono responsabili della formazione, in quest'area, di una profonda sinclinale a orientazione circa SO-NE compresa tra i fronti attivi di Saluzzo e Ponghera da un lato e della Collina di Torino dall'altro (Figg. 3.5, 3.7, 3.12; Tav. 3). Nella sinclinale sedimenta una spessa successione continentale pleistocenica che mostra chiare relazioni di *onlap* lungo i margini del sottobacino. La discordanza angolare alla base della successione è particolarmente evidente in corrispondenza dei Fronti di Saluzzo e Ponghera e del *backlimb* della Collina di Torino.

Nel Sottobacino di Fossano e nell'Astigiano, interessati da un forte sollevamento, il limite di allogruppo corrisponde a un'*unconformity* riconoscibile sia in affioramento che in sottosuolo. L'associata lacuna stratigrafica comprende parte del Pleistocene inferiore per mancata sedimentazione, e la parte alta della sottostante successione pliocenica della Sequenza PL3 asportata per erosione subaerea (Fig. 5.2; Tav.

21 Valore ottenuto mediante analisi geotecniche sulla sovraconsolidazione dei sedimenti affioranti nell'area-tipo di Villafranca d'Asti (Genovese e Perotto in Carraro, 1996),

3). Come già visto nel precedente Par. 5.3, la parziale troncatura della Sequenza PL3 è stata riconosciuta anche negli affioramenti dell'area-tipo di Villafranca d'Asti, con uno spessore dei sedimenti erosi valutato in 70-110m (Genovese e Perotto, in Carraro, 1996).

Nell'Allogruppo PS sono state riconosciute tre distinte sequenze a grande scala: la Sequenza PS1 (Gelasiano-Calabriano p.p.) e la Sequenza PS2 (Calabriano p.p.) di origine tettonica, e la Sequenza PS3 (Pleistocene medio-superiore) di origine prevalente climatico-eustatica. La sua successione, interamente continentale, è costituita da depositi villafranchiani (Sequenze PS1 e PS2) e da alluvioni quaternarie (Sequenza PS3). Il Sottobacino di Moretta, con uno spessore totale di circa 500 m di sedimenti, è il principale depocentro dell'Allogruppo PS nel Bacino di Savigliano (Tav. 3). In carta geologica e nelle figure il limite dell'Allogruppo PS è riportato con una linea di colore verde scuro.

5.4.1 – Sequenze PS1 e PS2

La scarsità di dati disponibili non ha consentito di identificare con sufficiente precisione il limite tra le due Sequenze PS1 e PS2 nell'area studiata. Le due sequenze sono invece state riconosciute più a N nel sottosuolo della Pianura Padana (Minervini et al., 2008; Eni dati non pubblicati)²². Nel Bacino di Savigliano le due sequenze saranno pertanto trattate congiuntamente.

La distribuzione e lo spessore dei sedimenti delle due sequenze sono controllati dal nuovo assetto morfologico-strutturale determinatosi durante la Fase Gelasiana Inferiore con un generale sollevamento del Sottobacino di Fossano e dell'Astigiano da un lato e una forte subsidenza nel settore NO del Sottobacino di Moretta dall'altro.

Descrizione degli affioramenti e dei dati di sottosuolo.

Il Sottobacino di Moretta, corrispondente a un'ampia sinclinale allungata in direzione SO-NE tra il Fronte di Saluzzo a SE e i fronti della Collina di Torino a NO, rappresenta il principale bacino sedimentario durante la sedimentazione delle Sequenze PS1 e PS2 (Figg. 3.4-3.6, 3.12). Il pozzo Moretta 1, posto circa al centro del sottobacino, ha attraversato la successione più completa costituita da circa 400 m di alternanze di sabbie quarzoso-micacee da fini a grossolane e ghiaie poligeniche in bancate fino a decametriche e argilla siltosa plastica grigio-verde e grigia (Tav. 3). Livelli di torbe s'intercalano localmente nella successione. La relativa abbondanza di facies argillose nella parte bassa della successione del pozzo potrebbe indicare (mancano purtroppo dati di carota per una conferma

dell'ipotesi) un'iniziale prevalenza di sedimenti continentali di piana alluvionale e lacustri forse indicativa di una fase di confinamento del depocentro di Moretta. Per la prevalenza di facies sabbiose, le frequenti intercalazioni di ghiaie e l'assenza di livelli di torbe la parte alta della successione è invece attribuita a sistemi fluviali sabbioso-ghiaiosi di media-alta pianura. Verso O la successione continentale si chiude stratigraficamente direttamente sul basamento alpino, mentre in direzione opposta la riduzione di spessore avviene per *onlap* sulla successione pliocenica in graduale risalita verso le Langhe e l'Astigiano in conseguenza del sollevamento di queste aree durante la Fase Gelasiana Inferiore. In quest'area più orientale la successione affiora presso Villafranca d'Asti con i depositi calabriani attribuiti da Carraro (1996) alle Unità di Cascina Gherba e Maretto del Complesso Superiore del Villafranchiano. La successione, probabilmente appartenente alla Sequenza PS2, è costituita da sabbie e sabbie ghiaiose a stratificazione incrociata di ambiente fluviale (Unità Cascina Gherba, spessore 5/15 m) e silt argillosi con intercalazioni di sabbia e più raramente di ghiaia interpretati come depositi di tracimazione fluviale (Unità Maretto, spessore tra 20 e 60 m) (Carraro, 1996, Boano *et al.* 1999). Circa 60 m di alternanze di argille siltose di piana esondabile e sabbie fluviali sono state attraversate a S della Collina di Torino dal sondaggio di Riva di Chieri (Zanarello, 2002) (Fig. 5.22).

Nel Sottobacino di Fossano i depositi delle due sequenze sono di norma assenti o presenti con ridotti spessori a causa della sua nuova situazione di alto strutturale relativo (pozzi Saluzzo 1, Sommariva del Bosco 1 - Tav. 3). In questa parte del Bacino di Savigliano l'unico depocentro significativo è stato riconosciuto nel sottosuolo dell'area del pozzo Saluzzo 2, pozzo che ha attraversato circa 160 m di sedimenti.

Discussione e modello geologico.

Litostratigrafia. I sedimenti continentali pleistocenici affioranti nell'area di Villafranca d'Asti sono stati attribuiti da Carraro (1996) al Villafranchiano, e più precisamente alle Unità di Cascina Gherba e Maretto del Complesso Superiore. Sempre nel Villafranchiano viene inserita anche l'intera successione continentale presente nel sottosuolo del Bacino di Savigliano. Per differenziarli dai depositi continentali delle sequenze plioceniche, da cui si distinguono per le specifiche caratteristiche litologiche, questi sedimenti sono stati informalmente attribuiti al membro Villafranchiano C (Fig. 5.2).

Datazioni. L'attribuzione della successione continentale delle Sequenze PS1 e PS2 del Bacino di Savigliano al Gelasiano e al Calabriano (Pleistocene inferiore) è basata, oltre che sui

²² La monotona successione continentale dell'Allogruppo PS e la conseguente mancanza di tarature biostratigrafiche adeguate sono all'origine del mancato riconoscimento del limite di sequenza.

rapporti stratigrafici con le unità sopra e sottostanti, su dati biostratigrafici della coeva Avanfossa della Pianura Padana Occidentale posta a N del Fronte del Monferrato (Minervini *et al.*, 2008; dati Eni non pubblicati), e su dati cronostratigrafici dell'area di studio pubblicati da altri autori. Tra questi ultimi particolare rilievo hanno le datazioni del Villafranchiano nell'area tipo di Villafranca d'Asti dove le unità continentali di Cascina Gherba e Maretto del Complesso Superiore, qui inserite nelle Sequenze PS1 e PS2, sono state attribuite da Carraro (1996) al Pleistocene inferiore (Calabriano); mentre la sottostante Unità di San Martino del Complesso Inferiore (Sequenza PL3) è stata datata al Piacenziano anche da Lindsay *et al.* (1980) oltre che da Carraro (1996). Queste attribuzioni sono state confermate anche dalle successive analisi paleomagnetiche eseguite da Boano *et al.* (1999).

Unconformity Gelasiana Inferiore e Superficie di Cascina Viarengo. L'*Unconformity* Gelasiana Inferiore (limite dell'Allogruppo PS e della Sequenza PS1) riconosciuta in sottosuolo è stata correlata in precedenti studi (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010) con la "superficie di Cascina Viarengo", un'importante superficie erosiva caratterizzata da una blanda discordanza angolare che, nell'area tipo di Villafranca d'Asti, separa il Complesso Inferiore (Piacenziano) da quello Superiore (Calabriano - Pleistocene inferiore) del Villafranchiano (Carraro, 1996). Importanti evidenze hanno confermato tale correlazione anche in questo studio: (1) per la presenza di discordanze angolari entrambe le *unconformity* sono di sicura origine tettonica e corrispondono a un'importante lacuna stratigrafica; (2) i dati di sottosuolo (sismica e pozzi) mostrano una chiara risalita verso la superficie dell'*Unconformity* Gelasiana Inferiore proprio verso l'area tipo del Villafranchiano; (3) la buona corrispondenza tra l'età dell'*Unconformity* Gelasiana Inferiore (definita in altri bacini dell'area padana) e le datazioni disponibili dei Complessi Inferiore e Superiore (Carraro, 1996).

Limite Sequenza PS2. A causa della scarsa disponibilità di dati di pozzo per questo intervallo stratigrafico (un solo il pozzo privo di carote: Moretta 1) non è stato possibile riconoscere in modo certo il limite di Sequenza PS2 neppure in sottosuolo. Il limite è quindi stato tentativamente posto nella parte medio-alta della successione del pozzo in corrispondenza di un cambio di facies (aumento della sabbiosità della successione - Tav. 2) di significato analogo a quello mostrato dallo stesso limite nelle vicine avanfossate padane (dati Eni non pubblicati).

Sistemi deposizionali. Le Sequenze PS1 e PS2 sono costituite da spesse bancate di sabbie da fini a grossolane e ghiaie poligeniche alternate a livelli di argille siltose grigie e grigio-verdi e di torbe. La sedimentazione di queste facies è avvenuta in ambienti fluviali, di piana alluvionale e lacustri.

La deposizione delle sequenze pleistoceniche inferiori si è sviluppata in un contesto prettamente continentale relativamente simile a quello della parte alta della precedente Sequenza PL3. La successione pleistocenica si differenzia invece da quella pliocenica per la maggiore granulometria dei sedimenti e soprattutto per una deposizione non più estesa all'intera area del Bacino di Savigliano ma limitata alle residue aree subsidenti del Sottobacino di Moretta. Il passaggio, indicato dai dati del pozzo Moretta 1, da sistemi continentali sabbioso-argillosi di bassa pianura a sistemi più grossolani di probabile media-alta pianura, suggerisce il perdurare anche nella successione continentale di questo intervallo del trend regressivo a grande scala avviatosi nel Pliocene inferiore.

Variazioni laterali di spessore. Le forti variazioni laterali di spessore della successione delle due sequenze sono una conseguenza della notevole variabilità locale del regime di sollevamento/subsidenza che caratterizza il Bacino di Savigliano durante la fase deformativa del Gelasiano Inferiore. Il Sottobacino di Moretta, in rapida subsidenza, è infatti interessato dalla sedimentazione di una potente successione continentale, mentre il Sottobacino di Fossano e l'Astigiano, in forte sollevamento fino ad assumere una condizione di alto strutturale, sono soggetti a non deposizione ed erosione subaerea (Tav. 3, 4). Nelle aree di alto relativo la sedimentazione riprende solo in alcuni settori (pozzo Saluzzo 2, Villafranca d'Asti) dopo il colmamento del depocentro di Moretta probabilmente durante il Calabriano.

Evoluzione tettono-sedimentaria. I dati sismici mostrano come la massima convergenza stratigrafica sui fianchi e culmini di struttura sia registrata nella parte bassa della successione pleistocenica inferiore delle due sequenze, mentre la parte alta della successione tende progressivamente a sigillare le strutture (Fig. 3.12). A queste evidenze si aggiungono i dati di terreno e di pozzo che, nelle aree di alto del Sottobacino di Fossano, mostrano la presenza di una lacuna stratigrafica comprendente l'intero Gelasiano, con una ripresa della sedimentazione nel corso del Calabriano (Tav. 3). L'analisi delle sezioni sismiche lungo il Fronte di Saluzzo ha inoltre consentito il riconoscimento di alcune fasi di sollevamento d'intensità progressivamente decrescente successive all'acme deformativo della Fase Gelasiana Inferiore. Discordanze di origine tettonica di pari intensità non risultano invece evidenti né nella parte più recente della successione delle due sequenze né in quella del Pleistocene medio-superiore (Sequenza PS3). Una progressiva riduzione, dopo l'acme gelasiano, dell'intensità della deformazione compressiva/transpressiva durante il Calabriano e il Pleistocene medio-superiore, è stata peraltro riconosciuta in recenti studi anche in altri bacini sepolti del margine dell'Appennino Settentrionale, della Pianura Padana e dell'Adriatico Settentrionale (Ghielmi *et al.*, 2010,

2013). La riduzione dell'attività deformativa compressiva durante il Pleistocene non ha comunque comportato un suo completo esaurimento nell'area di studio, come indicato sia dall'attività sismica rilevata nell'area sia da vari studi che hanno interessato i terrazzi della Collina di Torino (Boano *et al.*, 2004; Forno e Lucchesi, 2005; Forno e Boano, 2006; Barbero *et al.*, 2007).

Direzioni di deflusso dei sistemi fluviali. Il sollevamento durante il Gelasiano della parte nord del Sottobacino di Fossano e di tutto il settore dell'Astigiano porta alla formazione di un'ampia soglia strutturale (soglia di Asti) tra il Sottobacino di Moretta del Bacino di Savigliano, ancora attivamente subsidente, e il più orientale Bacino di Alessandria (Fig. 3.6). Per il suo notevole rilievo ed estensione, la soglia ha certamente rappresentato un importante ostacolo morfologico per il deflusso verso il Bacino di Alessandria dei corsi d'acqua del Bacino di Savigliano, che dovrebbero essere stati tutti, dal Tanaro a E fino al Po più a O, costretti a defluire nella sinclinale di Moretta e da qui verso la Pianura Padana attraverso l'area di basso strutturale posta a O della Collina di Torino. Questa situazione sarebbe perdurata almeno per tutto il tempo necessario ai sistemi fluviali villafranchiani per colmare la sinclinale di Moretta e suturare l'alto dell'Astigiano, vale a dire almeno per gran parte del Pleistocene inferiore (tutto il Gelasiano e forse buona parte del Calabriano).

Spessori e tassi di sedimentazione. Lo spessore totale delle Sequenze PS1 e PS2 nel Sottobacino di Moretta è pari a circa 400 m (393 m nel pozzo Moretta 1) con un tasso medio di sedimentazione (circa coincidente con il locale tasso di subsidenza) pari a circa 0,24 m/10³a. Lo spessore decompattato corrisponde a circa 420 m con un tasso di sedimentazione effettivo medio di 0,26 m/10³a.

5.4.2 – Sequenza PS3

Il Pleistocene si chiude con la deposizione, in ampi settori del Bacino di Savigliano, di un ridotto spessore di sedimenti continentali grossolani della Sequenza PS3. Questi depositi, tradizionalmente attribuiti alle unità informali delle "Alluvioni Quaternarie" o dei "Depositati Fluviali Terrazzati" (Fig. 5.2), sono riconoscibili in affioramento nella pianura cuneese, in quella torinese e in corrispondenza dell'Altopiano di Poirino. In questi settori le alluvioni si appoggiano in discontinuità stratigrafica, con contatto erosivo e localmente discordante, sui depositi continentali del Villafranchiano s.l. (Fig. 5.18) o sulla successione pliocenica inferiore (zona tra Bra e Morozzo, Fig. 5.17), o su quella miocenica (settore tra Narzole e Mondovi) o direttamente sul basamento metamorfico alpino.

La base della sequenza è rappresentata da una complessa superficie erosiva polifasica, la cui formazione si è probabilmente avviata con l'inizio delle glaciazioni

pleistoceniche. La sequenza è suddivisa al suo interno da superfici d'inconformità di natura erosiva in 3 distinte unità stratigrafico-deposizionali (Foto 5.41). Tali unità, qui interpretate come sequenze a media-scala, sono state definite e caratterizzate sulla base delle loro caratteristiche morfologiche (Foto 5.42), della granulometria dei sedimenti, del loro stato di alterazione e della posizione altimetrica delle loro superfici erosive basali. Le tre unità sono (in ordine stratigrafico):

1. La Sequenza PS3a, costituita dalle alluvioni che formano i terrazzi e le conoidi più antichi;
2. La Sequenza PS3b, comprende le alluvioni che costituiscono la pianura principale attuale;



Foto 5.41 – *Unconformity* di natura erosiva tra i depositi pleistocenici delle "Alluvioni della pianura principale" (Seq. PS3b) e le sottostanti marne tortoniane, area di Mondovi.

Erosional unconformity between Tortonian marls and the overlying Pleistocene "Alluvioni della pianura principale" (Seq. PS3b), Mondovi area.



Foto 5.42 - Serie di terrazzi fluviali che separano le due diverse unità stratigrafiche della Sequenza PS3 a valle di Chiusa di Pesio.

Fluvial terraces separating the two different stratigraphic units of the Sequence PS3 downstream of Chiusa di Pesio village.

3. La Sequenza PS3c, più recente e di minore importanza, comprendente le alluvioni più recenti presenti nei fondovalle attuali.

Descrizione degli affioramenti e dei dati di sottosuolo.

I depositi della Sequenza PS3a affiorano nel Cuneese in corrispondenza degli alti terrazzi prospicienti i rilievi alpini (terrazzi di Beinette, Pianfei, Boves, Peveragno e Vignolo), dei terrazzi isolati sulla pianura principale (terrazzi di Magliano Alpi, Salmour, Fossano e Marene) e sull'altopiano di Poirino. Lembi più ridotti sono presenti ai piedi dei rilievi alpini prossimi alla pianura torinese. A tale sequenza appartengono anche i depositi glaciali legati alle prime fasi fredde del Pleistocene affioranti nel settore presso la bassa Val Sangone e Val di Susa.

I sedimenti fluviali e fluvioglaciali, depositati in tutto il settore compreso tra il basamento alpino, le colline delle Langhe, del Roero e dell'altopiano di Poirino, costituiscono la porzione più antica delle Alluvioni Quaternarie. Di limitato spessore (in media una decina di metri), essi presentano una notevole variabilità granulometrica con clasti poligenici di grandi dimensioni nelle zone prossime al basamento alpino, e ciottoli a granulometrie medie decimetriche nelle più distali zone nord-orientali. Abbondante la matrice di tipo limoso-sabbiosa. Questi depositi sono sempre profondamente alterati con un suolo di colore rosso mattone di spessore variabile da 1 a 3 m, formatosi in seguito alle successive fasi caldo-umide interglaciali. La morfologia di questi terrazzi è generalmente caratterizzata da un parziale rimodellamento (Foto 5.43) ad opera di corsi d'acqua di ridotta portata che localmente, approfondendosi, raggiungono le più antiche ghiaie villafranchiane e, a volte, anche il substrato delle sequenze più antiche. Le alluvioni di questa unità sono state soggette, a loro volta, a importanti fasi erosive che possono aver determinato anche la loro completa asportazione come, in particolare, in ampi settori della pianura torinese-cuneese. Questi depositi, corrispondono nella cartografia ufficiale C.G.I. alle "Alluvioni ciottolose-ghiaioso-terrose, più o meno alterate" del Foglio 80 Cuneo (1931), e nel Foglio 68 Carmagnola (1969) ai "Depositi ghiaioso-sabbiosi degli alti terrazzi (Fluvioglaciale e fluviale Mindel)".

Una seconda importante fase sedimentaria è legata alla deposizione della Sequenza PS3b costituita dai depositi alluvionali della pianura principale affioranti nel settore torinese-cuneese tra i versanti del basamento alpino a O (Foto 5.44), i rilievi collinari delle Langhe, del Roero, dell'altopiano di Poirino a E e la Collina di Torino a N. Questi depositi sono rappresentati da ghiaie con ciottoli fino a 20-30 cm di diametro, localmente con patine d'alterazione,

immersi in una matrice sabbioso-siltosa, con un suolo costituito da argille sabbioso-siltose di colore nocciola spesso in genere intorno al metro. Nell'area compresa tra i torrenti Stura e Maira, fino all'altezza di Borgo San Dalmazzo,



Foto 5.43 - Parziale rimodellamento dei depositi pleistocenici delle "Alluvioni delle conoidi e dei terrazzi antichi" della Seq. PS3, Loc. Merlo presso Mondovì.

Partial morphological reshaping of the "Alluvioni delle conoidi e dei terrazzi antichi" Pleistocene deposits of the Seq. PS3, Merlo near Mondovì.



Foto 5.44 - La pianura cuneese ai piedi delle Alpi Liguri, costituita dai depositi pleistocenici delle "Alluvioni della pianura principale" della Sequenza PS3, e solcata dai torrenti Stura e Gesso con i relativi depositi olocenici.

The Cuneo plain at the toe of the Liguri Alps, made up of "Alluvioni della pianura principale" Pleistocene deposits of the Seq. PS3, and crossed by Stura di Demonte and Gesso Streams with their Holocene deposits.

sono presenti orizzonti cementati che raggiungono spessori di oltre 50 m. Un livello spesso 1-3 m di ghiaie e sabbie con abbondante matrice fine è invece presente nel corridoio tra

i terrazzi di Salmour e del Beinale (Vigna, 2011). Nel settore di confine con la Provincia di Torino, e in particolare nell'area tra il paese di Cardè e Torre S. Giorgio, le ghiaie sono coperte da un orizzonte argilloso-limoso spesso anche 10-15 m di ambiente lacustre. Queste alluvioni poggiano, attraverso una importante superficie di erosione, sui depositi pliocenici o, localmente sui depositi del Pleistocene inferiore (area di Moretta). Solo nel settore compreso tra Narzole e Mondovì il contatto è direttamente con la successione miocenica (Foto 5.41). Esse presentano i massimi spessori negli apici delle conoidi dei corsi d'acqua più importanti (torrenti Stura e Maira) e nel Sottobacino di Moretta: il principale depocentro pleistocenico del bacino con spessori intorno ai 100 m. Di norma gli spessori sono compresi tra 20 e 50 m, ma si riducono sensibilmente nel Sottobacino di Fossano e in particolare in prossimità dei rilievi collinari delle Langhe dove presentano valori inferiori a 10 m (settore tra Bra-Narzole-Bene Vagienna-Carrù e Mondovì). Nella cartografia C.G.I. i sedimenti di questa seconda sequenza sono stati inclusi nelle "Alluvioni sabbioso-ghiaioso-ciottolose dei piani terrazzati" del Foglio 80 Cuneo (1931), mentre nel Foglio 68 Carmagnola (1969) sono ripartiti nel "Sistema dei terrazzi a depositi argilloso-sabbioso-ghiaiosi (Fluviale e Fluvioglaciale Riss)", nelle "Alluvioni prevalentemente argilloso-sabbiose, ghiaiose a S del Po (Alluvioni Antiche-Fluviale Würm)" e nelle "Alluvioni sabbioso-argillose (Alluvioni Medio Recenti)". Sulla base dell'assetto morfologico e dei dati stratigrafici riportati dai sondatori, nel corso del rilevamento del settore della pianura principale non è stato possibile distinguere all'interno della Sequenza PS3b i sedimenti più antichi (Fluviale Riss) da quelli più recenti (Fluviale Würm) della C.G.I..

La Sequenza PS3c, unità di minore importanza rispetto alle due precedenti, comprende i depositi olocenici caratterizzati da spessori molto ridotti, compresi tra 1 e 10 m, affioranti in corrispondenza dei fondovalle attuali dei principali corsi d'acqua. La litologia è costituita da ghiaie grossolane, fresche, con scarsa matrice sabbiosa. Un sottile suolo siltoso-sabbioso (50 cm), è presente nelle parti terrazzate e nelle zone più distanti dai letti fluviali. I depositi di questa unità sono il risultato del recente processo di blando approfondimento di tutto il reticolo fluviale appartenente al Fiume Po. Decisamente differente è la situazione del reticolato idrografico del Fiume Tanaro nel quale, dopo la diversione di questo importante corso d'acqua, si è innescato un approfondimento dell'intero reticolo fluviale con un evidente rimodellamento morfologico sia del settore meridionale della pianura cuneese, sia dei bacini minori confluenti nel Tanaro del settore sud delle Langhe.

Discussione e modello geologico.

Litostratigrafia. Nella cartografia ufficiale i sedimenti continentali della Sequenza PS3 sono tradizionalmente inseriti, dal punto di vista litostratigrafico, nell'unità delle

Alluvioni Quaternarie. Le principali superfici erosive riconosciute ne suddividono la successione in tre distinte unità ciascuna delle quali è caratterizzata da aspetto morfologico, stato di alterazione dei sedimenti e posizione altimetrica delle superfici erosive basali peculiari. Dal punto di vista litostratigrafico le tre unità sono pertanto state considerate come membri informali delle Alluvioni Quaternarie denominate, sulla base dei loro caratteri litologici e morfologici:

- Alluvioni delle conoidi e dei terrazzi antichi (Seq. PS3a);
- Alluvioni della pianura principale (Seq. PS3b);
- Alluvioni dei fondovalle e dei terrazzi annessi (Seq. PS3c).

Datazioni. In assenza di datazioni dirette, le alluvioni quaternarie della Sequenza PS3 sono state genericamente attribuite, dal punto di vista cronostratigrafico, al Pleistocene medio-superiore. Per quanto riguarda le sottounità interne della sequenza, le Alluvioni delle conoidi e dei terrazzi antichi (Seq. PS3a) sono state attribuite alla parte bassa del Pleistocene medio, le Alluvioni della pianura principale (Seq. PS3b) al Pleistocene medio-superiore, i depositi alluvionali della Sequenza PS3c all'Olocene.

Sedimentazione e fasi glaciali. Con la Sequenza PS3 la deposizione di sedimenti continentali torna a interessare gran parte del Bacino di Savigliano. Ciò avviene perché, in risposta delle diverse fasi glaciali, grandi sistemi di conoide alluvionale si espandono dallo sbocco delle valli alpine alle vicine aree di pianura del bacino con la deposizione di spesse coltri di ghiaie. La notevole estensione dei depositi grossolani è anche favorita dalla morfologia relativamente pianeggiante che torna a caratterizzare il bacino verso la fine del Calabriano in conseguenza del sostanziale riempimento del depocentro di Moretta determinato dalla sedimentazione di una spessa successione di depositi continentali villafranchiani durante il Gelasiano e il Calabriano.

Evoluzione sedimentaria. Le Alluvioni delle conoidi e terrazzi antichi della Sequenza Media PS3a sono state attribuite sulla base delle facies sedimentarie al complesso delle Alluvioni Quaternarie di cui rappresenterebbero la prima fase di sedimentazione. L'unità presenta uno spessore piuttosto modesto (10 m circa) e base erosiva. E' costituita da facies grossolane, riferibili a sistemi di conoide alluvionale e a sistemi fluviali grossolani di tipo *braided*, che la distinguono chiaramente dai sottostanti più fini depositi villafranchiani. Questi sedimenti si sono probabilmente depositati durante le prime fasi glaciali pleistoceniche su tutto o almeno gran parte del Bacino di Savigliano. Le Alluvioni della pianura principale della Seq. PS3b, costituite da facies grossolane di conoide alluvionale affioranti in tutto il settore della pianura cuneese-torinese, rappresentano una seconda fase di sedimentazione fluvioglaciale. Questi depositi poggiano su una superficie marcatamente erosiva (in realtà un complesso sistema di superfici erosive) responsabile della completa

erosione, su estesi settori delle Alluvioni delle conoidi e dei terrazzi antichi (Seq. PS3a) nonché della parte alta dei sottostanti depositi pliocenici e nel settore meridionale anche miocenici. Sia la base erosiva che il tetto delle alluvioni della Seq. PS3b presentano quote altimetriche inferiori a quelle delle più antiche alluvioni della Seq. PS3a, i cui affioramenti si presentano tipicamente come terrazzi sospesi sulla pianura principale (Fig. 5.17). L'estesa erosione delle Alluvioni delle conoidi e dei terrazzi antichi sviluppatasi nelle aree del Sottobacino di Fossano e dell'Astigiano/Altopiano di Poirino durante il Pleistocene medio-superiore è qui interpretata come una conseguenza di una fase di sollevamento recente di quelle aree probabilmente determinata da una fase di attività delle strutture profonde (Rampa del Belbo, ecc.) durante il Pleistocene medio. Un'ampia pianura si estendeva ai piedi dei rilievi alpini dove grandi e blande conoidi generate dai principali corsi d'acqua depositavano sedimenti grossolani fino ai bordi dei rilievi della Langa, del Roero e dell'Altopiano di Poirino. L'intero reticolo di drenaggio, dal Fiume Tanaro al Po ed i relativi affluenti si dirigevano verso N. Verso la fine del Pleistocene superiore l'intero settore della pianura cuneese meridionale e settori limitrofi alle colline della Langa, viene sconvolto dalla cattura del Fiume Tanaro con una serie di approfondimenti dell'intero reticolo idrografico del corso d'acqua principale e di tutti i suoi affluenti (Torrenti Corsaglia, Ellero, Pesio, Gesso, Stura e correvi secondari). Tale ringiovanimento sembra essere avvenuto in più fasi con la formazione di una serie di ampi terrazzi e relativi sottili depositi alluvionali e fondovalli con una larghezza di diverse centinaia di metri. Il Tanaro ed i suoi affluenti scorrono ora circa 80 metri più bassi rispetto al livello della pianura principale, incidendo ancora il substrato mio-pliocenico fino oltre la zona dell'albese. Il risultato di tale approfondimento sono anche i vistosi fenomeni calanchivi su tutto il bordo dei rilievi collinari della Langa e le scoscese scarpate (soggette ancora oggi a fenomeni di instabilità) sui fianchi dei principali correvi.

Cicli sedimentari della Sequenza PS3. Una importante superficie erosiva suddivide la Sequenza PS3 in due unità stratigrafiche principali interpretate in questo studio come due sequenze a scala media denominate PS3a e PS3b. Un'analoga ripartizione della successione pleistocenica medio-superiore in due distinte sequenze medie è già stata registrata anche nell'Avanfossa Padano-Adriatica (Seqq. PS2a e PS2b; Ghielmi *et al.*, 2013), bacino a sedimentazione marina profonda in cui la superficie limite è stata caratterizzata e datata su base biostratigrafica. L'assenza di datazioni cronostratigrafiche nell'area di studio non ha purtroppo consentito di verificare la corrispondenza temporale tra le due superfici, sebbene tale correlazione sia ritenuta molto probabile.

Fiume Tanaro. Attualmente il Fiume Tanaro scorre da Ceva fino a Cherasco all'interno di una larga e profonda valle costituita da diversi ordini di terrazzi, con una sottile coltre di depositi alluvionali, posta lungo il margine SO delle Langhe e orientata circa SSE-NNO. All'altezza di Cherasco la valle del fiume ruota bruscamente di circa 90° per assumere una nuova direzione circa SO-NE fino alla città di Asti. Le evidenze morfologiche e geologiche dell'area mostrano come la rotazione del corso del fiume verso NE si sia prodotta in tempi recenti. Nell'area a NO di Bra, in corrispondenza del settore orientale della pianura cuneese, è infatti ancora riconoscibile una larga paleovalle ad andamento circa rettilineo e orientazione SSE-NNO, che costituisce il naturale prolungamento della valle principale tuttora attiva fino a Cherasco. La paleovalle, limitata su entrambi i lati dai depositi delle Alluvioni della pianura principale, scorre parallela ai corsi d'acqua minori tuttora attivi lungo il bordo nord-occidentale dei rilievi del Roero. Questi elementi indicano come durante il Pleistocene superiore il Tanaro scorresse fino alla sua confluenza nel Po nell'area di Lombriasco all'interno di una larga paleovalle sviluppata lungo un'estesa monoclinale ad immersione NO controllata dall'azione di sollevamento e basculamento della sottostante Rampa del Belbo. La deviazione del Tanaro presso Cherasco (immediatamente a valle della confluenza con lo Stura di Demonte) nella sua valle attuale orientata SO-NE si deve pertanto essere prodotta in tempi recenti: probabilmente nella parte alta del Pleistocene superiore. Secondo Castiglioni (1979) la deviazione sarebbe la conseguenza di un processo di cattura fluviale, cattura che si sarebbe prodotta per la rapida estensione verso SO e approfondimento della valle di un corso d'acqua del Bacino di Alessandria che scorreva in una valle a orientazione SO-NE posta circa in corrispondenza dell'attuale corso del Tanaro tra Asti e Bra. L'incisione sarebbe stata favorita dall'erosività delle successioni marnoso-argillose mioceniche su cui la valle è impostata. Pur condividendo il modello proposto da Castiglioni, si ritiene però che anche il Tanaro abbia avuto un ruolo attivo nel processo di cattura fluviale. La presenza all'interno della sua paleovalle di un sistema di terrazzi degradanti verso NE indica infatti una progressiva migrazione laterale dell'asse dell'alveo del Tanaro verso NE, migrazione che ha certamente contribuito alla graduale erosione del rilievo morfologico che doveva fungere da spartiacque tra le valli dei due corsi d'acqua. Il Tanaro e i suoi affluenti (Stura di Demonte, ecc.) scorrono attualmente in profonde valli ancora in fase d'incisione. L'intensa erosione regressiva è una conseguenza del progressivo riequilibrio del profilo del corso del fiume determinato dall'importante differenza di quota esistente tra i livelli di base dei due distinti bacini, rappresentati dalla confluenza tra Tanaro e Po (Bacino di Alessandria), e dall'area

di Torino (Bacino di Savigliano). Non si può escludere un ulteriore ringiovanimento e relativo approfondimento del reticolo fluviale legato agli ultimi e blandi sollevamenti del settore collinare dei rilievi della Langa legati alla Rampa del Belbo.

Spessori e tassi di sedimentazione. Nel pozzo Moretta 1, posto nel depocentro del sottobacino omonimo, le alluvioni quaternarie raggiungono lo spessore di 100-110 m. Nell'ipotesi che in quest'area depocentrale e più subsidente la successione non presenti importanti lacune stratigrafiche di natura erosiva, il corrispondente tasso di sedimentazione medio è stato calcolato in circa 0,12 m/10³a, valore pari alla metà di quello del sottostante membro Villafranchiano C. Una tale differenza non può certo essere attribuita a una riduzione degli apporti sedimentari durante il Pleistocene

medio-superiore per i quali si può anzi supporre un significativo aumento durante le fasi glaciali. E' pertanto assai probabile che all'origine della ridotta sedimentazione durante la Sequenza PS3 ci sia una graduale riduzione dello spazio per la sedimentazione disponibile nel Bacino di Savigliano con conseguente *by-pass* della maggior parte dei sedimenti verso le aree delle Pianura Padana. La riduzione dello spazio disponibile per la sedimentazione deriva probabilmente dalla graduale riduzione della subsidenza tettonica nell'area del Sottobacino di Moretta e più in generale di tutto il Bacino di Savigliano conseguente all'affievolirsi della deformazione transpressiva registratasi nel bacino durante il Pleistocene medio-superiore (se confrontata con l'intensità di quella del Calabriano e soprattutto del Gelasiano).

>

Tav. 1 – Carta geologica della successione messiniana, pliocenica e pleistocenica del bacino di Savigliano.
Savigliano Basin geological map

Tavola 1

Carta geologica della successione messiniana, pliocenica e pleistocenica del bacino di Savigliano

LEGENDA

- Mb. Alluvioni dei fondovalle e terrazzi annessi (Olocene) (Seq. PS3c)
- Mb. Alluvioni della pianura principale e dei depositi glaciali (Pleistocene medio-superiore) (Seq. PS3b)
- Mb. Alluvioni dei conoidi, dei terrazzi antichi e dei depositi glaciali (Pleistocene medio) (Seq. PS3a)
- Ghiaie, sabbie e silt gelasiano-calabrian - Villafraichiano mb. C (Seq. PS2)
- Unconformity Gelasiana Inferiore (Early Gelasian Unc.)
- Ghiaie, sabbie e argille zancleano-placenziane - Villafraichiano mb. B (Seq. PL2 e PL3)
- Sabbie zancleano-placenziane - Sabbie d'Asti mb. B (Seq. PL2 e PL3)
- Argille e argille siltose zancleano-placenziane - Argille Azzurre mb. B (Seq. PL2 e PL3)
- Unconformity Intra-Zancleana (Intra-Zanclean Unc.)
- Ghiaie, sabbie e silt zancleani - Villafraichiano mb. A (Seq. PL1)
- Sabbie e ghiaie fini zancleane - Sabbie d'Asti mb. A (Seq. PL1)
- Argille, sabbie e ghiaie fini zancleane - Argille Azzurre mb. A (Seq. PL1)
- Ghiaie, sabbie e limi messiniani post-evaporitici - Formazione di Cassano Spinola (Seq. ME3b)
- Depositi caotici messiniani post-evaporitici - Complesso Caotico della Valle Versa (Seq. ME3a)
- Depositi caotici messiniani post-evaporitici - Complesso Caotico di Castellania (Seq. ME3a)
- Unconformity Intra-Messiniana (Intra-Messinian Unc.)
- Evaporiti e argille euxiniche messiniane sin-evaporitiche - Formazione della Vena del Gesso (Seq. ME2)
- Corpi arenaceo-conglomeratici tardo tortoniano-messiniani pre-evaporitici - Unità di La Morra (Seq. ME1)
- Unconformity Tortoniana Terminale (Latest Tortonian Unc.)
- Depositi indistinti della successione oligo-miocenica
- Basamento metamorfico
- Asse di anticlinale
- Asse di sinclinale
- Faglia ad alto angolo
- Fronte di sovrascorrimento
- Rampa del Balbo
- Pozzi ENI
- Centri abitati principali

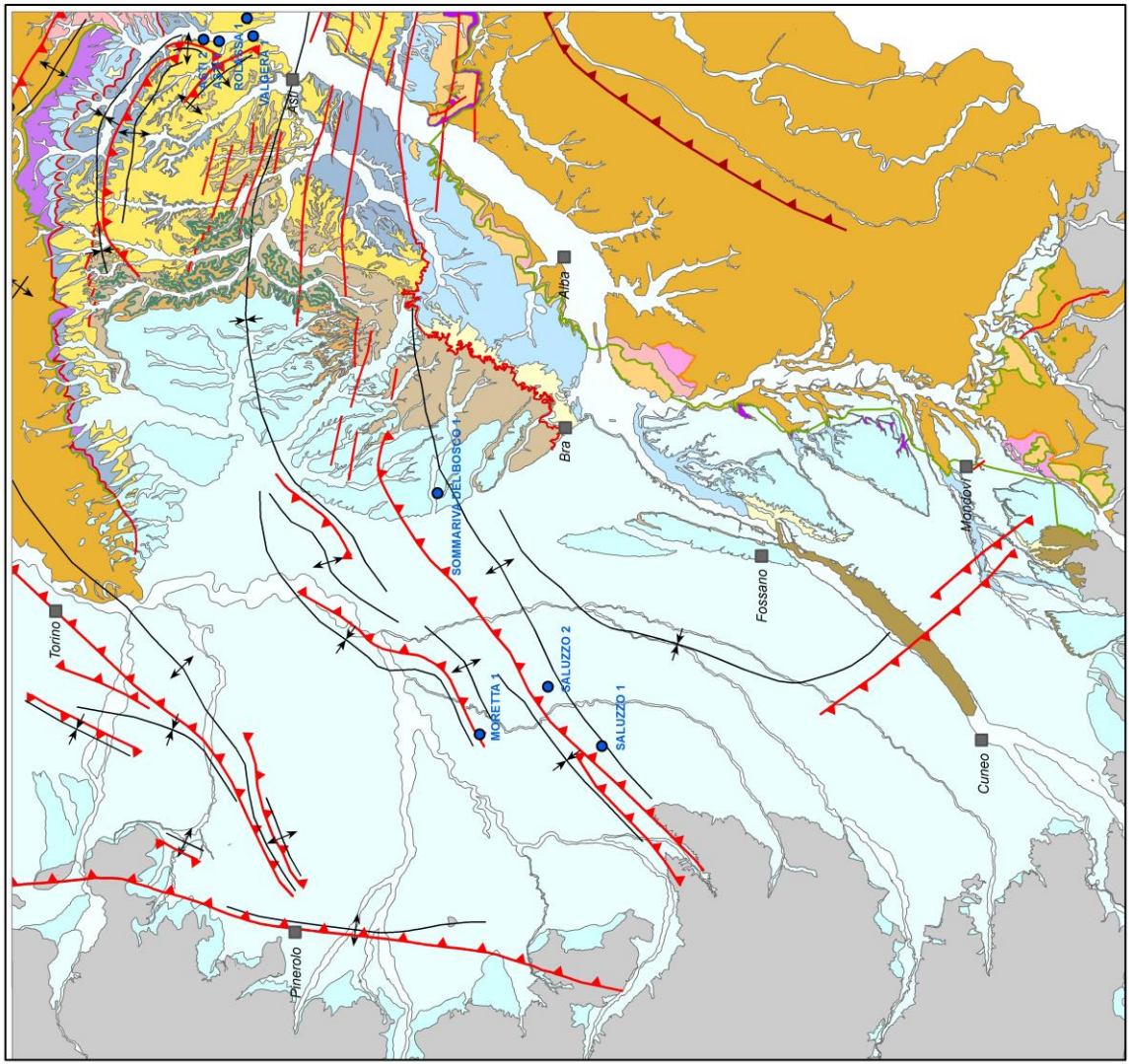
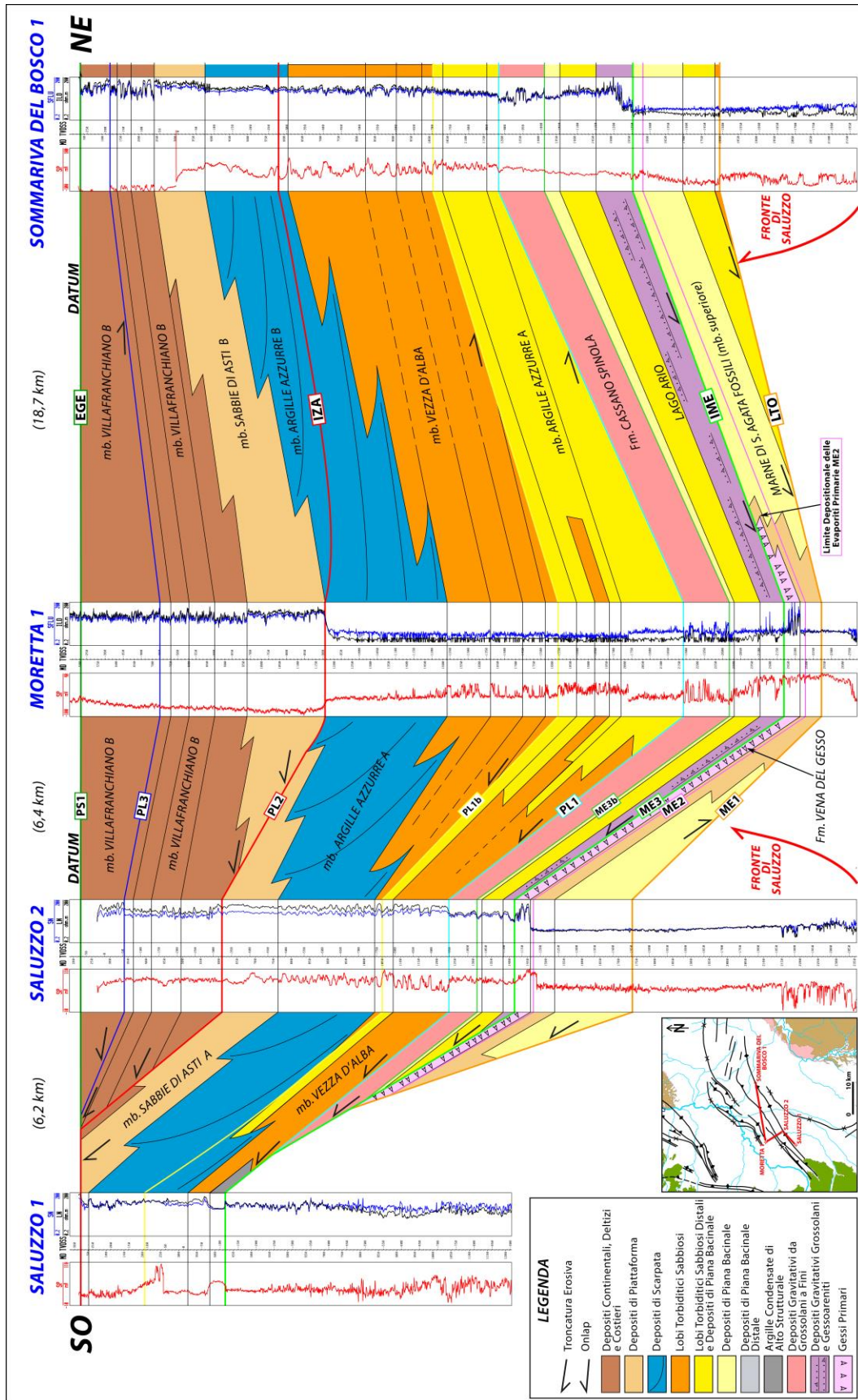


Tavola 2

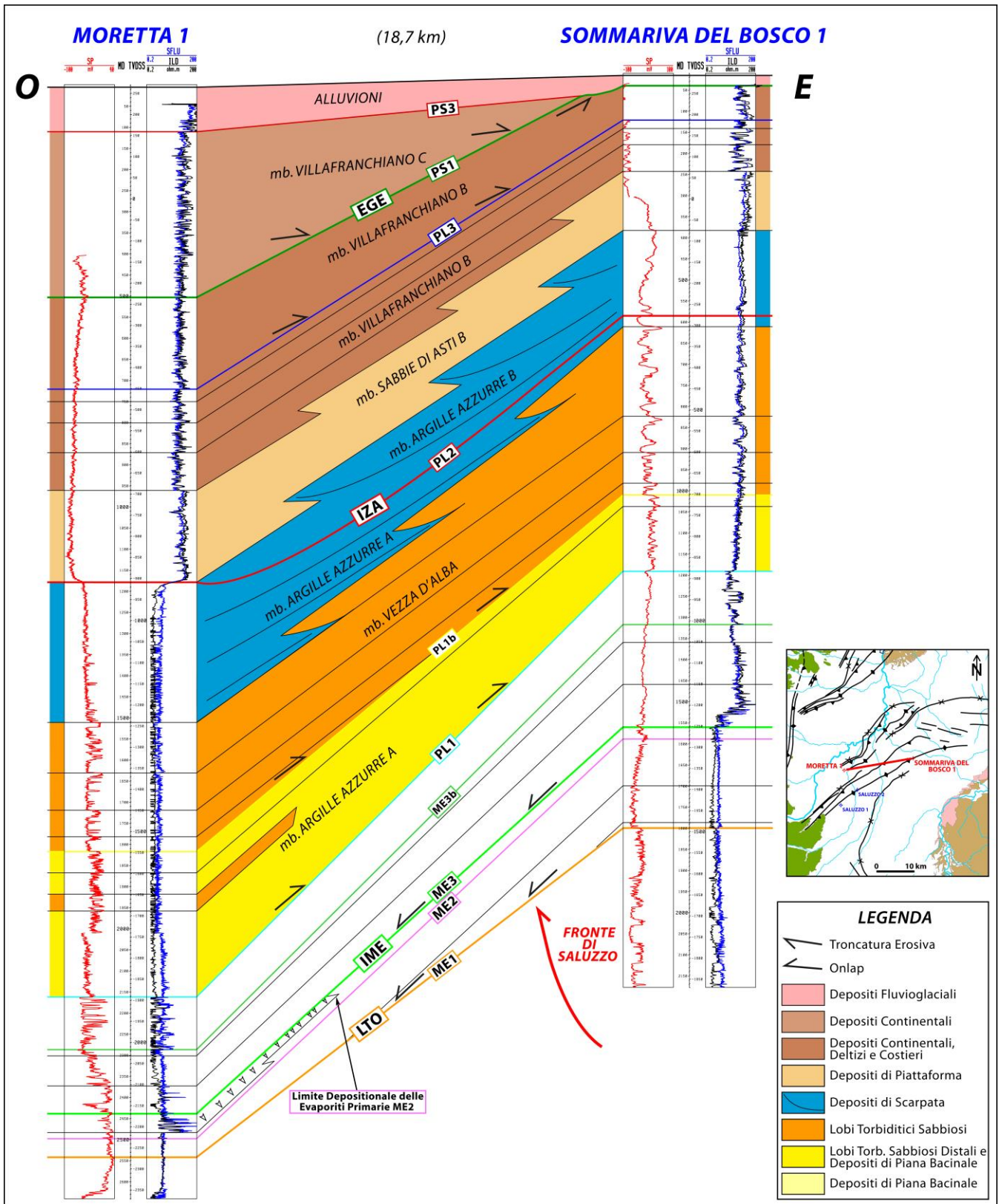


<

Tav. 2 - Pannello di correlazione dei pozzi della parte centrale del Bacino di Savigliano (esagerato verticalmente; datum plane: Unc. Gelasiana Inferiore - EGE). Il Pliocene è rappresentato da un ciclo regressivo a grande scala (dai depositi marini profondi delle Argille Azzurre ai depositi continentali villafranchiani). Si osservi: (1) la successione torbiditica sedimentata nell'area più profonda del bacino potente oltre 600m nel pozzo Moretta1; (2) la progradazione verso N dei sistemi di scarpata pliocenici; (3) le relazioni eteropiche a scala di bacino tra i depositi marini profondi, quelli di piattaforma e i sistemi transizionali e continentali.

Correlation Panel of the wells of the Savigliano Basin (vertically exaggerated; datum plane: Early Gelasian Unc. - EGE). The Pliocene is represented by an overall regressive large-scale cycle (from the Argille Azzurre deep-water deposits to the continental Villafranchian deposits). Note: (1) the Pliocene turbiditic succession deposited in the deeper basinal area thick over 600 m in the well Moretta 1 well; (2) the Northward progradation of the Pliocene slope systems; (3) the basin-scale heteropic relationships among the marine deep-water, shelfal and coastal/continental deposits.

Tavola 3

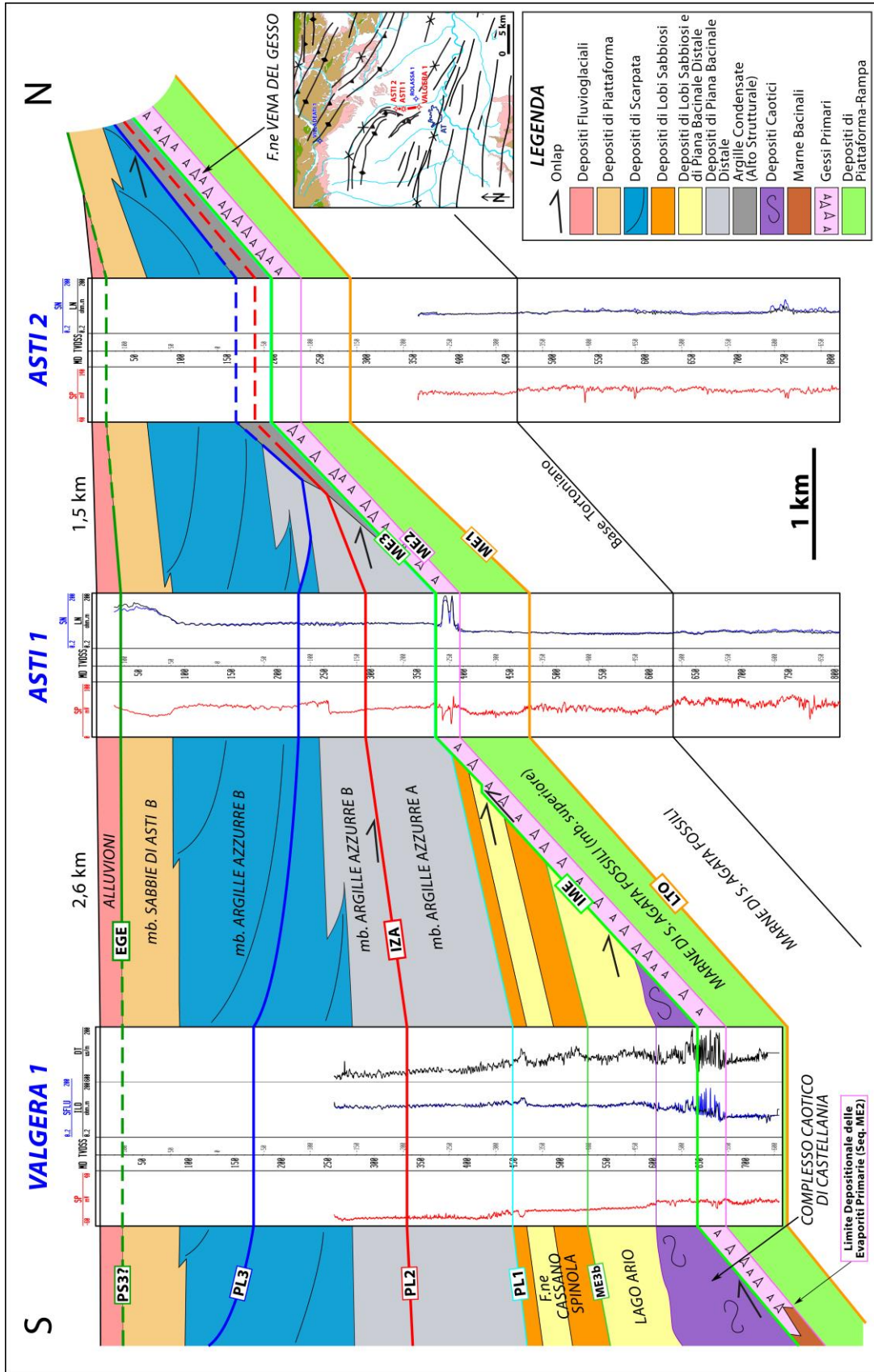


<

Tav. 3 - Correlazione dei pozzi Moretta 1 e Sommariva del Bosco 1 (esagerato verticalmente). Nel pannello sono riportati anche i depositi pleistocenici del depocentro di Moretta. Tale successione si riducono a un esiguo spessore di alluvioni nell'area del pozzo di Sommariva del Bosco 1 in conseguenza del forte sollevamento del Fronte di Saluzzo durante la Fase Gelasiana Inferiore.

Correlation Panel of the Moretta 1 and Sommariva del Bosco 1 wells (vertically exaggerated). The Pleistocene sediments of the Moretta depocenter are also represented in the panel. In the Sommariva del Bosco 1 area Pleistocene consists of a thin section of fluvio-glacial deposits as a consequence of the Saluzzo Front uplift during the Early Gelasian tectonic event.

Tavola 4



<

Tav. 4 - Correlazione dei pozzi dell'area di Asti (esagerazione verticale; negli intervalli senza log elettrici correlazione basata sui masterlog). Il pannello mostra l'onlap del Messiniano post-evaporitico e del Pliocene sul fianco sud (o *back-limb*) del sistema di fronti del Monferrato. In particolare si osservi: (1) la continuità laterale delle evaporiti primarie (Seq. ME2) dal sottosuolo fino agli affioramenti dell'area di Calliano; (2) la chiara discordanza angolare alla base del Messiniano post-evaporitico conseguente alla Fase Intra-Messiniana; (3) l'estesa lacuna stratigrafica alla base delle Alluvioni pleistoceniche della Seq. PS3 determinata dal sollevamento dell'Astigiano durante la Fase Gelasiana Inferiore.

Correlation panel of the Asti area wells (vertically exaggerated; correlation based on the masterlog data in the intervals without well-logs recordings). The post-evaporitic Messinian and the Pliocene onlapping the southern limb of the Monferrato Fronts system can be observed. Note particularly: (1) the Seq. ME2 primary evaporites lateral continuity from the Asti area subsurface unto the Calliano area outcrops; (2) the clear angular unconformity at the base of post-evaporitic Messinian related to the Intra-Messinian structural event; (3) the important stratigraphic hiatus at the base of the Seq. PS3 Pleistocene alluvial deposits due to the Asti area uplift during the Early Gelasian phase.

6 – SISTEMI DEPOSIZIONALI E MODELLO DEPOSIZIONALE DEL PLIO-PLEISTOCENE DEL BACINO DI SAVIGLIANO

Questo capitolo è dedicato agli aspetti sedimentologici della successione plio-pleistocenica del Bacino di Savigliano. I sedimenti plio-pleistocenici sono stati descritti e interpretati in termini di associazioni di facies e dei corrispondenti sistemi deposizionali sulla base della descrizione sedimentologica delle successioni affioranti, delle carote dei pozzi Eni e dei sondaggi geognostici, e dell'analisi delle facies sismiche e dei log dei pozzi Eni. I diversi sistemi deposizionali riconosciuti saranno trattati separatamente cominciando da quelli continentali per finire con i sistemi marini profondi. Per evitare ripetizioni per le descrizioni di dettaglio degli affioramenti si rimanda al precedente Capitolo 5.

6.1 – SISTEMI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI PLIO-PLEISTOCENICI

I depositi continentali e transizionali del Bacino di Savigliano sono tradizionalmente indicati come depositi villafranchiani. Nell'area tipo di Villafranca d'Asti (settore NE del bacino) questi sedimenti sono già stati approfonditamente descritti in Carraro, 1996. L'analisi a scala di bacino ha permesso una migliore comprensione del significato sedimentologico e stratigrafico di questi sedimenti e dei loro rapporti con le altre unità stratigrafico-deposizionali. Sedimenti continentali e transizionali affiorano lungo tutto il margine orientale del Bacino di Savigliano dal Monregalese a sud (Pianfei e Beinette) fino all'area di Villafranca d'Asti a nord. In sottosuolo questi sistemi deposizionali sono ampiamente rappresentati sia nel Sottobacino di Fossano che in quello di Moretta, depocentro dove si è depositato un notevole spessore di sedimenti pleistocenici. Per la loro descrizione si rimanda ai Paragrafi 5.2.2, 5.3.1, 5.3.2, 5.4.1 del precedente Capitolo 5. Sedimenti continentali e transizionali sono presenti in tutte le sequenze plioceniche e pleistoceniche del Bacino di Savigliano con la sola esclusione della Sequenza PS3.

Discussione e interpretazione.

I sistemi deposizionali. I depositi continentali pliocenici delle Seqq. PL1-PL3 mostrano una notevole variabilità di facies e di ambiente sedimentario con il passaggio, da S verso N, da depositi grossolani di conoide alluvionale ad ambienti fluviali e di piana esondabile caratterizzati da una graduale diminuzione della granulometria dei sedimenti, diminuzione

che si sviluppa in parallelo alla progressiva riduzione dei gradienti morfologici con l'allontanarsi dai rilievi alpini del margine S del bacino. Nel Cuneese-Monregalese si osservano, infatti, ghiaie e ghiaie a matrice sabbiosa di conoide alluvionale (con ciottoli fino a 20 cm) della Seq. PL1 (mb. Villafranchiano A) che verso N (Fossano) passano ad alternanze di ghiaie *clast-supported* a matrice sabbioso-limosa di ambiente fluviale e argille limose di piana esondabile. Verso Salmour si incontrano alternanze di sabbie grossolane e orizzonti sabbioso-limosi con livelletti di ciottoli di ambienti deltizi della Seq. PL1 (mb. Sabbie di Asti A).

Ancora più a N, nel Roero, affiora la successione della Seq. PL2 (mb. Villafranchiano B) con alternanze di ghiaie, sabbie e argille fluviali, di piana esondabile e piana deltizia. Questi sedimenti sono sostituiti più a N, nell'area-tipo di Villafranca d'Asti, da sabbie dominate da processi tidali cui si sovrappongono depositi fluviali della Seq. PL3. Nell'area di Villafranca affiorano anche sedimenti del mb. Villafranchiano C (Seq. PS1? e PS2) rappresentati solo da facies francamente fluviali.

Facies Sismica. Queste successioni sono caratterizzate da orizzonti a forte ampiezza, carattere indicativo di forti variazioni d'impedenza acustica conseguenti alla notevole variabilità litologica della successione. La continuità laterale medio-bassa degli orizzonti è invece una conseguenza della ridotta estensione laterale dei corpi sabbioso-ghiaiosi fluviali.

Migrazione dei depocentri e abbondanza dei depositi continentali e transizionali. L'analisi delle successioni a scala di bacino ha evidenziato la progressiva migrazione verso N dei depocentri dei sedimenti continentali e transizionali villafranchiani durante il Pliocene. Tale fenomeno è una conseguenza diretta del ciclo regressivo complessivo della Progradazione Pliocenica, la quale, con il graduale colmamento del bacino a partire dal margine S, ha determinato il progressivo spostamento verso N dei successivi depocentri sedimentari. All'evoluzione regressiva che interessa il Bacino di Savigliano durante il Plio-Pleistocene va ricondotto anche il graduale aumento della diffusione di sistemi continentali-transizionali nel bacino: ristretti all'area sud e molto subordinati ai depositi marini nello Zancleano, volumetricamente già prevalenti nel Piacenziano, componenti esclusivi della successione del bacino nel Gelasiano e Calabriano (Figg. 5.21, 5.24; Tav. 2, 3).

Variazioni laterali di spessore. La successione continentale pleistocenica delle Seqq. PS1 e PS2 mostra forti variazioni laterali di spessore. Tali variazioni (vedi Cap.5) sono legate principalmente al locale regime di sollevamento/subsidenza durante la fase deformativa del Gelasiano inferiore, regime che ha controllato lo spazio localmente disponibile per la sedimentazione. Le originarie variazioni laterali di spessore sono poi state ulteriormente accentuate da locali processi di troncatura erosiva subaerea post-deposizionale (Saluzzo 1 – Tav. 2 e 3).

Depositi tidali. Il modello geologico a scala di bacino del Pliocene del Bacino di Savigliano ha anche permesso di comprendere l'origine dei sedimenti piacentini dominati da correnti tidali attribuiti alla Seq. PL3 del mb. Villafranchiano B (Unità di Ferrere: descrizione in Carraro, 1996). Durante l'analisi in affioramento dei sedimenti transizionali e costieri pliocenici delle Sequenze PL1 e PL2 (e dei coevi sistemi di piattaforma) affioranti nella parte centro-meridionale del Bacino di Savigliano sono state riconosciute facies sedimentarie in prevalenza riconducibili a processi sedimentari fluvio-deltizi, mentre non sono emerse evidenze di ambienti sedimentari dominati da processi tidali. Questo indica come nel Bacino di Savigliano, per gran parte del Pliocene, i processi di marea siano rimasti subordinati, e che solo nell'Astigiano, durante le ultime fasi di sedimentazione marina del Piacenziano, si siano create, molto probabilmente in conseguenza di una variazione della geometria del bacino marino, le condizioni favorevoli ad una locale (o relativamente locale) amplificazione delle correnti tidali. All'inizio del Piacenziano, la Progradazione Pliocenica ha infatti raggiunto la parte N del bacino riducendo l'area a sedimentazione marina, sia profonda che di piattaforma, al solo settore immediatamente a S della Collina di Torino e dei rilievi del Monferrato (Fig. 5.24). La particolare morfologia di questo stretto "corridoio" marino, connesso a O con l'apice dell'Avanfossa Padana e a E con il Bacino di Alessandria, è molto probabilmente, all'origine della locale amplificazione dell'escursione delle correnti di marea che hanno deposto le sabbie di fronte deltizia dominate da maree dell'Unità di Ferrere.

6.2 – SISTEMI DI PIATTAFORMA PLIOCENICI

I sistemi di piattaforma pliocenici del Bacino di Savigliano sono prevalentemente costituiti da facies sabbiose tradizionalmente attribuite alle Sabbie di Asti. In questi sistemi deposizionali possono rientrare localmente anche alternanze di argille siltose e sabbie di piattaforma esterna delle Argille Azzurre. Per la descrizione di questi sedimenti si rimanda ai Paragrafi 5.2.2, 5.3.1, 5.3.2 del Capitolo 5. In affioramento e nei sondaggi geognostici lo spessore delle sabbie di piattaforma astiane è compreso tra 60 e 100 m, nei pozzi Eni della parte centrale del bacino tra 140 e 160 m, e tra 60 e 100 m in quelli dell'Astigiano dove la serie è però

troncata a tetto (Tav. 2-4). Come visto nel Cap. 5, le successioni di piattaforma affioranti e sepolte del Bacino di Savigliano sono state attribuite alla Sequenza PL1 dell'Allogruppo LM, e alle Sequenze PL2 e PL3 dell'Allogruppo PL (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010; questo studio).

Discussione e interpretazione.

Sistemi deposizionali. In affioramento le sabbie di piattaforma (con la sola eccezione dei depositi più prossimi al basamento alpino caratterizzati dalla presenza di ciotoli) sono prevalentemente costituite da sabbie giallastre, fini-medie, massive, a volte gradate, in strati tabulari da sottili a spessi. Sulla base delle facies sedimentarie, questi sedimenti sono qui interpretati come depositi di ambiente di piattaforma derivanti da flussi di tipo gravitativo, mentre l'associazione di facies prevalente sembra essere quella di *delta-front sandstone lobes* (*sensu* Mutti *et al.*, 2000). Secondo questa interpretazione, questi sedimenti vanno messi in relazione con sistemi fluvio-deltizi ad alto gradiente (*flood-dominated fluvio-deltaic systems* di Mutti *et al.*, 1996, 1999, 2003) le cui violente piene erano in grado di oltrepassare le aree di delta depositando il loro carico sabbioso direttamente nelle aree di piattaforma. La notevole abbondanza di sabbie massive, che caratterizza queste successioni di piattaforma, è qui attribuita alla natura di questo tipo di flussi gravitativi caratterizzati da elevate densità e da alte velocità di sedimentazione che inibivano lo sviluppo di strutture sedimentarie trattive e da trazione-decantazione. Le evidenze di terreno indicano come gli organismi bioturbatori hanno contribuito con la loro attività distruttiva post-deposizionale probabilmente solo in misura minore. La scarsità, in affioramento, di strutture sedimentarie da moto ondoso e da correnti tidali indica infine che nelle piattaforme plioceniche del Bacino di Savigliano gli altri tipi di processi sedimentari marini erano molto subordinati (sola eccezione i depositi tidali della Seq. PL3 trattati nel paragrafo precedente).

Facies Sismica. Dal punto di vista sismico, i sedimenti di piattaforma presentano di norma una facies sismica piuttosto 'sorda' caratterizzata da basse ampiezze, basse frequenze e modesta continuità dei riflettori. L'assenza di forti contrasti d'impedenza acustica è una conseguenza della relativa omogeneità litologica dei depositi di piattaforma. Gli orizzonti sismici mostrano un sostanziale parallelismo e, una volta retrodeformati, sembrano conservare una leggera pendenza verso bacino di origine deposizionale.

Granulometrie. I sistemi di piattaforma pliocenici dei settori centro-meridionali del Bacino di Savigliano sono largamente rappresentati da facies grossolane quali sabbie grossolane e ghiaie. Le granulometrie più grossolane che contraddistinguono i sistemi di piattaforma di questi settori sono qui state messe in relazione con la loro posizione frontale ai delta dei principali sistemi fluviali del bacino

(paleo-Po, paleo-Maira, paleo-Stura di Demonte, paleo-Tanaro). Facies più fini contraddistinguono invece i sistemi di piattaforma dell'Astigiano. A causa della loro posizione, questi sistemi non potevano infatti ricevere apporti da quei grandi sistemi fluvio-deltizi, ma dovevano essere alimentati dai più vicini e piccoli sistemi fluviali delle Langhe settentrionali caratterizzati da volumi di sedimenti e granulometrie minori.

Variazioni granulometriche nel tempo. I dati disponibili mostrano un generale aumento granulometrico dei sedimenti di piattaforma al passaggio tra la Seq. PL1 (mb. Sabbie di Asti A) e la Seq. PL2 (mb. Sabbie di Asti B). Coincidendo, tale limite di sequenza, con l'*Unconformity* Intra-Zancleana, l'aumento è stato correlato con l'intensa fase deformativa responsabile, in particolare, del sollevamento di ampi settori dei margini del Bacino di Savigliano (Cap. 5). Il ringiovanimento morfologico e l'aumento dei gradienti di pendenza, causati dal sollevamento, sarebbero all'origine rispettivamente dell'incremento dei tassi di erosione e della velocità delle correnti dei sistemi fluviali e torrentizi con conseguente generalizzato aumento granulometrico dei sedimenti compresi quelli di piattaforma.

Larghezza della piattaforma. Nella parte centrale del Bacino di Savigliano, dove sono disponibili sia dati sismici che di pozzo, è stata valutata la larghezza della piattaforma. A tale scopo, si è in primo luogo provveduto al riconoscimento del limite tra i depositi continentali e le sabbie costiere e di piattaforma in un pozzo Eni mediante l'analisi dei log (in particolare di quelli litologici). Mediante la legge di velocità del pozzo, tale profondità è stata quindi convertita in tempi e riportata sulle sezioni sismiche passanti sul pozzo e/o su quelle ad esso vicine e quindi, mediante interpretazione sismica, è stata definita la posizione sulle sezioni sismiche del coevo *shelf-break* e infine misurata la distanza tra esso e il pozzo studiato, distanza corrispondente alla larghezza della piattaforma. In Saluzzo 2 la larghezza misurata è risultata essere pari a 8/9 km. Ma dato che in quel pozzo il passaggio tra sabbie costiere/di piattaforma e depositi continentali villafranchiani coincide con il limite della Sequenza PL2 (indotto dall'attività tettonica della Fase Intra-Zancleana) in corrispondenza del quale si è registrato un importante *basinward-shift* dei sistemi deposizionali marino-marginali, si ritiene molto probabile che tale valore misurato possa essere in realtà inferiore alla larghezza effettiva. Una seconda e più affidabile misura, eseguita su Moretta 1 (parte bassa Seq. PL2) ha infatti fornito valori di larghezza superiori a 10 km, dell'ordine di 12-13 km.

Datazione dei sedimenti. Le prevalenti litologie sabbioso-siltose e l'ambiente di sedimentazione poco favorevole ai *taxa* planctonici di significato cronostratigrafico hanno reso difficoltosa l'attribuzione cronostratigrafica dei sedimenti di piattaforma. Le analisi eseguite sui campioni hanno infatti prevalentemente fornito indicazioni di tipo paleoambientale

e solo sporadiche informazioni di natura cronostratigrafica (vedi Cap. 4). La loro datazione è pertanto stata basata soprattutto sui rapporti stratigrafici con le unità sotto e soprastanti e sulla loro correlazione laterale con sedimenti marini di età nota.

Analisi paleoecologica. L'analisi paleoecologica delle associazioni a foraminiferi delle sabbie di piattaforma delle Sabbie di Asti indica ambienti da infralitorali a circolitorali con batimetrie comprese tra 0 e circa 70/80 m di profondità (vedi Cap. 4), dati che confermano la deposizione in ambienti marini di piattaforma di queste successioni sabbiose. I valori massimi di profondità di parte di questi depositi potrebbero però essere stati un poco sottostimati. Queste sabbie sono infatti state depositate anche nelle zone più esterne e profonde della piattaforma da flussi di tipo gravitativo generati nelle aree di delta e dotati di elevata capacità erosiva. Durante la fase erosiva, tali flussi possono pertanto aver raccolto foraminiferi e macrofossili indicativi di ambienti deltizi, litorali e di piattaforma interna per poi risedimentarli in aree più profonde e distali di piattaforma esterna, con una conseguente possibile sottostima delle paleoprofondità massime.

6.3 – SISTEMI DI SCARPATA PLIOCENICI

I sistemi di scarpata pliocenici sono rappresentati da spesse successioni prevalentemente argillose interposte stratigraficamente tra i sistemi di piattaforma e i più profondi depositi bacinali. Per la loro descrizione si rimanda ai Paragrafi 5.2.2, 5.3.1, 5.3.2 del Capitolo 5. I dati disponibili hanno consentito la loro attribuzione alle Sequenze PL1, PL2 e PL3 degli Allogruppi LM e PL (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010; questo studio).

Discussione e interpretazione.

Sistemi deposizionali. Nei vari settori del Bacino di Savigliano i sistemi di scarpata mostrano, sia in affioramento che in sottosuolo, evidenti variazioni litologiche. Nell'area di Asti (pozzi Asti 1 e 2, Rolassa 1, Valgera 1, affioramenti dell'Astigiano) le successioni di scarpata sono costituite da facies argilloso-siltose grigie tipiche delle Argille Azzurre. Nella parte centrale del bacino (pozzi Saluzzo 1 e 2, Moretta 1, Sommariva del Bosco 1) e negli affioramenti del Monregalese e del margine delle Langhe tra Cherasco e Morozzo, le successioni argillose di scarpata presentano invece frequenti intercalazioni di sabbie e ghiaie. In questo studio, le facies più grossolane di questi settori sono state messe in relazione con la loro prossimità alle principali aree sorgenti dei sedimenti (localizzate nel Monregalese e nel Cuneese) e, per quanto riguarda quelle dei pozzi Eni, con la loro posizione frontale rispetto ai principali sistemi fluvio-deltizi che fluivano in direzione N lungo l'asse del bacino: il Po a O del Fronte di Saluzzo, il Maira lo Stura di Demonte e il Tanaro a E della struttura. Le piene di questi sistemi fluvio-

deltizi erano evidentemente in grado, una volta raggiunto il bacino marino, di attraversare l'area di piattaforma e di depositare gran parte delle sabbie e delle ghiaie sulla scarpata e nell'antistante bacino. La coeva sedimentazione nella parte NE del bacino (Astigiano) di facies di scarpata essenzialmente pelitiche è invece attribuita alla maggiore distanza dai citati sistemi fluvio-deltizi (che non potevano raggiungere quest'area con i loro apporti grossolani) e alla contemporanea assenza, nel vicino settore settentrionale delle Langhe e nel Monferrato, di altri sistemi fluvio-deltizi capaci di fornire volumi significativi di sedimenti grossolani.

Facies sismica. In sismica i sistemi di scarpata pliocenici sono facilmente riconoscibili per i caratteristici clinoforimi immergenti verso bacino (Figg. 3.10, 5.15). La facies sismica di questi sistemi mostra ampiezze e frequenze da basse a medie, mentre la continuità laterale dei riflettori (influenzata anche dalla qualità del dato sismico) è molto variabile: da bassa a media, fino ad alta.

Variazioni granulometriche. Un aumento della granulometria dei sedimenti di scarpata della Sequenza PL2 (mb. Argille Azzurre B) in corrispondenza dell'*Unconformity* Intra-Zanclleana è stato osservato sia nel pozzo Sommariva del Bosco 1 che negli affioramenti dell'Astigiano. Questo aumento, analogo a quello osservato nei coevi sedimenti di piattaforma (vedi Par. 6.2), è stato messo in relazione con il sollevamento e ringiovanimento morfologico di ampi settori dei margini del Bacino di Savigliano durante l'importante fase deformativa intra-zanclleana (Cap. 5).

Direzione della progradazione. L'orientazione delle clinoforimi delle scarpate plioceniche è stata sistematicamente rilevata durante l'analisi sismica allo scopo di riconoscere le direzioni di progradazione nei vari settori del Bacino di Savigliano. Come si può osservare in Fig. 5.22, la direzione di progradazione verso N è risultata essere quella nettamente prevalente. Solo nella parte O del bacino si osservano direzioni verso E e NE legate ad una componente locale della progradazione dal margine occidentale del bacino.

Larghezza e pendenza della scarpata. La larghezza e la pendenza dei sistemi di scarpata pliocenici sono state valutate per l'intervallo stratigrafico circa al limite tra le Sequenze PL1 e PL2 (Fig. 5.21b). La larghezza è stata valutata principalmente sulla base delle sezioni sismiche. Nella parte centrale del bacino, la scarpata, orientata circa E-O e progradante verso N, presenta una larghezza compresa tra 3,5 e 4,8 km, con un valore medio di circa 4,0 km. Nella parte occidentale del bacino, la scarpata, orientata circa N-S e progradante da O verso E, è larga da 2,5 a 3,5 km con un

valore medio di 2,8 km. L'inferiore larghezza è molto probabilmente legata alla minore profondità del bacino lungo questo margine. I dati dei pozzi della parte centrale del bacino (Moretta 1, Saluzzo 2, Sommariva del Bosco 1) hanno invece consentito la valutazione dello spessore della successione di scarpata, risultato compreso tra 230 e 330 m (da 260 a 400 m decompattati – Tav. 2, 3). La pendenza media attuale della scarpata, sempre per l'intervallo al limite tra le Sequenze PL1 e PL2, è stata valutata lungo tre transetti collocati nella parte centrale del bacino, settore dove sono disponibili i dati di pozzo e i dati sismici di migliore qualità¹. Nell'area di Moretta 1, il settore più profondo del Bacino di Savigliano, la pendenza media della scarpata è pari a 4,5/5°. Nell'area di Sommariva del Bosco e in quella tra i due pozzi, entrambe poste sul Fronte di Saluzzo e caratterizzate da minore profondità del bacino (indicata dal minore sviluppo verticale dei clinoforimi), le pendenze medie rilevate sono di circa 3° (rispettivamente 2,8° e 3,2°).

Paleobatimetria. Sulla base dei dati di pozzo della parte centrale del bacino, le paleobatimetrie ai limiti superiore (limite di piattaforma o *shelf-break*) e inferiore (limite scarpata-bacino o *slope-break*) dei sistemi di scarpata pliocenici del Bacino di Savigliano sono state valutate rispettivamente in circa -150/200 m e -400/600 m sempre per l'intervallo stratigrafico al limite tra le Sequenze PL1 e PL2. Questi valori di profondità sono in sostanziale accordo con quelle ottenute dalle analisi paleontologiche (vedi Cap. 4: Tab. 4.2 e 4.3) che hanno identificato associazioni faunistiche tipiche di fondali compresi tra le zone circalitorale ed epibatiale superiore, con paleobatimetrie massime non superiori a -500/600 m.

6.4 – SISTEMI BACINALI PLIOCENICI

Durante il Pliocene ampi settori del Bacino di Savigliano sono stati interessati dalla sedimentazione di una potente successione di sabbie e argille di mare profondo (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010). Per la descrizione si rimanda ai Paragrafi 5.2.2, 5.3.1, 5.3.2 del Capitolo 5.

Per l'abbondanza di peliti grigio-azzurre questi sedimenti sono stati attribuiti alle Argille Azzurre (Fig. 5.2). I dati disponibili hanno consentito la loro attribuzione alle Sequenze PL1, PL2 e PL3 degli Allogruppi LM e PL (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010; questo studio).

Discussione e interpretazione.

Sistemi deposizionali. Le facies sedimentarie osservate in affioramento suggeriscono per questi sedimenti una

¹ La pendenza media attuale è stata calcolata usando la larghezza dello slope e il dislivello tra *shelf-break* e *slope-break* definiti con l'analisi dei profili sismici. Il dislivello tra *shelf-break* e *slope-break*, misurato in tempi (msec), è stato convertito in metri mediante le leggi di velocità del pozzo più vicino. Il valore così ottenuto è stato quindi confrontato con lo

spessore della serie di scarpata definito con l'analisi dei log dei pozzi vicini. Come *slope-break* è stato assunto il punto di raccordo con l'area bacinale includendo nella valutazione anche un largo settore a bassa pendenza della scarpata inferiore. Questo fatto, unito all'utilizzo di spessori non decompattati, ha determinato l'ottenimento di valori di pendenza media piuttosto bassi.

deposizione da parte di flussi sedimentari di tipo gravitativo in un ambiente marino relativamente profondo. La notevole profondità del bacino, già suggerita dalla ridotta bioturbazione, è confermata dai dati sismici che indicano una deposizione al piede dei sistemi di scarpata. Le bancate sabbiose sono interpretabili come lobi torbiditici sabbiosi a stratificazione medio-spessa o, nel caso degli affioramenti di Cascina Picchi, come depositi torbiditici più prossimali di probabile transizione canale-lobo. Le successioni profonde prevalentemente pelitiche del sottosuolo dell'Astigiano sono invece interpretate come facies di piana bacinale distale depositate dalla parte più diluita e distale dei flussi gravitativi e/o per decantazione emipelagica (Tav. 4). I dati di sottosuolo suggeriscono per i sistemi torbiditici sabbiosi una scala fisica relativamente ridotta (dell'ordine di alcune decine di km) e variazioni laterali di facies relativamente rapide. Sulla base delle evidenze raccolte, questi sistemi sono stati interpretati come sistemi torbiditici a bassa efficienza (sensu Mutti *et al.*, 1999).

Facies sismica. I dati sismici hanno fornito molte informazioni sulla successione bacinale. Innanzitutto essi hanno evidenziato come questi sedimenti si siano depositati in un bacino marino relativamente profondo antistante i coevi sistemi di scarpata in rapida progradazione verso N (Fig. 5.15). Nella parte centro-meridionale del Bacino di Savigliano, la successione bacinale presenta una facies sismica con forti ampiezze, che diminuiscono gradualmente verso N. Questa variazione laterale (casi analoghi sono stati osservati in vari bacini plio-pleistocenici italiani) è probabilmente legata alla transizione da depositi prossimali costituiti da alternanze di sabbie, ghiaie e argille con forti contrasti d'impedenza acustica, a depositi distali più fini e litologicamente più omogenei con contrasti d'impedenza minori (pozzi Asti 1 e Valgera 1; Tav. 4). Tale variazione di facies sismica/sedimentaria suggerisce paleocorrenti dei flussi torbiditici da S verso N.

Variazioni granulometriche. In corrispondenza del limite interno di Sequenza Media PL1b (Tav. 2, 3), i dati di pozzo documentano un aumento della sabbiosità dei sedimenti bacinali della Sequenza PL1, aumento espresso da un brusco *forestepping* dei sistemi torbiditici sabbiosi. Poiché il limite PL1b del Bacino di Savigliano è stato tentativamente correlato con un limite di sequenza di origine tettonica riconosciuto nelle successioni di avanfossa della Pianura Padana (dati Eni inediti), l'aumento granulometrico dei sedimenti torbiditici è qui ritenuto di probabile origine tettonica.

Paleobatimetria del bacino pliocenico. Nello Zancleano medio-alto (fine Seq. PL1), le aree bacinali dovevano presentare paleobatimetrie simili a quelle, -400/600 m, definite per il limite inferiore della scarpata (*slope-break*) nel precedente Par. 6.3. Tali profondità, oltre che compatibili con i dati di pozzo e sismici (Tav. 2, 3; Fig. 5.15), sono anche in sostanziale accordo con quelle stimate nello studio

paleontologico con il riconoscimento di microfaune di ambiente pelagico e di fondali riferibili all'epibatiale superiore (Tab. 2.1). All'inizio del Pliocene la batimetria massima del bacino doveva però essere ben superiore. Durante la prima parte dello Zancleano, nella parte centrale del bacino si è infatti deposto un notevole spessore (600/650 m; Tav. 2, 3) di torbiditi della Sequenza PL1 con conseguente parziale riempimento del bacino ben prima che la progradazione ne determinasse il suo colmamento finale. Sulla base di queste evidenze è possibile valutare la profondità della parte centrale e più profonda del Bacino di Savigliano all'inizio del Pliocene in 1000-1200 m di profondità.

Datazione dei sedimenti. I dati biostratigrafici di questo studio hanno consentito l'attribuzione dei sedimenti bacinali del bacino allo Zancleano (biozone MPI2, MPI3, MPI4a). Gli affioramenti di Trofarello e i dati sismici della parte N del bacino indicano che aree a sedimentazione bacinale fossero ancora presenti nel settore nord del bacino durante il Piacenziano (biozona MPI5a). L'assenza nel Bacino di Savigliano di depositi bacinali più recenti è dovuta al completo colmamento dei suoi depocentri marini profondi, colmamento avvenuto ben prima della fine del Piacenziano.

Tassi di sedimentazione. I tassi di sedimentazione dei sedimenti bacinali sono stati calcolati sulla successione depocentrale della Sequenza PL1 attraversata dai pozzi Moretta 1 e Sommariva del Bosco 1. In questi pozzi le facies bacinali costituiscono gran parte (Moretta 1) o praticamente tutta la successione (Sommariva del B. 1) della Seq. PL1 con spessori di 650 e 605 m corrispondenti a tassi di sedimentazione di circa 0,49 e 0,45 m/10³a. Prendendo invece in considerazione gli spessori decompattati, corrispondenti rispettivamente a 816 e 685 m, i tassi di sedimentazioni effettivi risultano pari a circa 0,61 e 0,51 m/10³a.

6.5 - SINTESI DEI RISULTATI E MODELLO DEPOSIZIONALE

In quest'ultima parte, oltre ad una sintesi delle principali conclusioni già presentate nei precedenti paragrafi del capitolo, viene presentato e discusso anche il modello deposizionale complessivo proposto per la successione marina pliocenica.

Sistemi deposizionali e unità litostratigrafiche

L'analisi delle facies sedimentarie ha consentito la verifica delle attribuzioni ambientali dei sedimenti delle unità litostratigrafiche formali e informali del Plio-Pleistocene del Bacino di Savigliano. Da tale verifica è emersa una chiara corrispondenza tra ben definiti sistemi o gruppi di sistemi deposizionali e le classiche unità litostratigrafiche definite nell'area. Nelle Argille Azzurre rientrano infatti i depositi bacinali, di scarpata e di piattaforma esterna

prevalentemente argillosi, nelle Sabbie di Asti i sedimenti sabbiosi e siltosi di piattaforma, nel Villafranchiano quelli dei sistemi continentali e gran parte di quelli deltizi e costieri.

Sistemi Bacinali (Argille Azzurre)

I dati sismici, sedimentologici e paleoecologici indicano concordemente che le Argille Azzurre includono sia depositi prevalentemente fini che alternanze sabbioso-argillose riferibili anche a sistemi marini bacinali e non solo a sistemi di scarpata e talvolta di piattaforma esterna, come generalmente ritenuto in precedenza. Nella parte centro-sud del Bacino di Savigliano, i sistemi bacinali sono prevalentemente costituiti da bancate sabbiose a stratificazione medio-spessa, deposti da flussi di tipo gravitativo in un bacino marino relativamente profondo. Vista la forte differenza litologica rispetto alle classiche facies argilloso-siltose delle Argille Azzurre questi sedimenti sono stati inseriti in una nuova unità litostratigrafica informale: il Membro Sabbioso-Argilloso di Vezza d'Alba.

Sistemi di Scarpata (Argille Azzurre)

I depositi di scarpata, costituiti da argille siltose grigio-azzurre massive bioturbate con intercalazioni di livelli caotici metrici e di livelli sabbiosi, affiorano nel Monregalese a S, lungo il fianco della Collina di Torino a N, lungo il margine delle Langhe a E. L'originaria pendenza verso N della stratificazione dei sistemi di scarpata è localmente riconoscibile anche in affioramento. I clinoforni immergenti verso bacino caratteristici dei depositi di scarpata sono più facilmente identificabili in sezione sismica. L'analisi della loro immersione e geometria ha reso possibile sia il riconoscimento delle direzioni di progradazione (in prevalenza verso N), sia la caratterizzazione geometrico-morfologica dei sistemi di scarpata (spessore stratigrafico, larghezza, pendenza media, paleobatimetrie – vedi Par. 6.3). Livelli più grossolani di sabbie medio-grossolane e di ghiaie s'intercalano frequentemente nelle peliti di scarpata degli affioramenti del Monregalese e del margine delle Langhe tra Cherasco e Morozzo, così come in sottosuolo nell'area dei pozzi di Saluzzo, Moretta e Sommariva del Bosco, cioè in tutti i settori antistanti ai principali sistemi fluvio-deltizi del bacino (Po, Maira, Stura di Demonte, Tanaro).

Sistemi sabbiosi di piattaforma (Sabbie di Asti)

L'analisi integrata dei dati litologici, sedimentologici, paleobatimetrici e sismici ha condotto a una nuova interpretazione delle sabbie di piattaforma "astiane": esse rappresenterebbero depositi in ambiente di piattaforma di flussi gravitativi generatisi nell'ambito di sistemi fluvio-deltizi ad alto gradiente dominati da piene (*flood-dominated fluvio-deltaic systems* di Mutti *et al.*, 1996, 2000, 2003). E' stata anche tentata una caratterizzazione geometrico-morfologica dei sistemi di piattaforma del bacino (larghezza, spessore stratigrafico) (vedi Par. 6.2).

Relazioni laterali tra le unità litostratigrafiche

Nel Bacino di Savigliano i rapporti stratigrafici tra le classiche unità litostratigrafiche plio-pleistoceniche erano finora state ricondotte esclusivamente a relazioni di pura sovrapposizione stratigrafica. I dati di sottosuolo e affioramento hanno invece mostrato anche frequenti relazioni di tipo eteropico (Ghielmi *et al.*, 2002; Vigna *et al.*, 2010). L'interpretazione sismica, in particolare, ha permesso di verificare, lungo gli stessi riflettori o gruppi di riflettori sismici, la transizione laterale tra sedimenti delle varie unità depositati nei differenti ambienti sedimentari. A scala di bacino durante il Pliocene si osserva infatti il passaggio laterale, preferenzialmente da S verso N, da facies continentali e deltizie del Villafranchiano, a sabbie di piattaforma delle Sabbie di Asti, quindi ad argille di scarpata ed infine a sabbie ed argille gravitative di mare profondo delle Argille Azzurre (Tav. 2, 3).

Attribuzione cronostratigrafica per correlazione laterale

Le relazioni laterali riconosciute tra le varie unità stratigrafico-deposizionali hanno permesso un'attribuzione cronostratigrafica relativamente precisa anche per le unità sedimentarie non databili direttamente per l'assenza di fossili marker di età quali le sabbie di piattaforma astiane e i depositi continentali villafranchiani più antichi affioranti nella parte sud del Bacino di Savigliano. Questi sedimenti sono infatti stati attribuiti allo Zancleano grazie alla correlazione laterale con depositi di scarpata tempo-equivalenti (Argille Azzurre) datati mediante l'analisi biostratigrafica.

Granulometrie dei sedimenti

Le granulometrie dei sistemi di piattaforma, scarpata e bacinali dei Sottobacini di Fossano e di Moretta sono risultate più grossolane, sia in affioramento che in sottosuolo, rispetto a quelle dei coevi sistemi deposizionali dell'Astigiano posizionati più a NE. La maggiore granulometria dei sistemi deposizionali dei due sottobacini è stata spiegata, in questo studio, con la loro alimentazione da parte dei maggiori sistemi fluvio-deltizi del Bacino di Savigliano (paleo-Po, paleo-Maira, paleo-Stura di Demonte, paleo-Tanaro).

Modello deposizionale della successione marina del Pliocene inferiore

Durante lo studio del Bacino di Savigliano si sono delineati con chiarezza alcuni elementi che caratterizzano la successione del Pliocene inferiore e più in particolare la sua ciclicità ad alta frequenza (ben riconoscibile all'interno delle sequenze a media e grande scala): (1) la notevole variabilità ambientale conseguente alla contemporanea attività di sistemi continentali (di conoide, fluviali, piana alluvionale), transizionali (deltizi) e marini (di piattaforma, scarpata e bacinali); (2) la deposizione di spesse bancate di sabbie massive sia nelle aree di piattaforma che in quelle bacinali;

(3) un'evidente ciclicità ad alta frequenza espressa nella successione bacinale del Membro Vezza d'Alba dalla regolare alternanza di lobi sabbiosi e livelli pelitici, alternanza indicativa di periodiche variazioni della capacità di trasporto dei sistemi deposizionali. Ulteriori importanti indicazioni sono poi state fornite dal tipo di barre di foce deltizie riconosciute in affioramento e dal predominio nelle aree di piattaforma di sabbie medio-grossolane massive o gradate e di ghiaie a stratificazione spessa depositate da flussi gravitativi. L'insieme di tutti questi elementi suggerisce come, durante lo Zancleano, i sistemi fluvio-deltizi dominati da piene (*sensu Mutti et al.*, 1996, 1999, 2000, 2003) abbiano giocato un ruolo fondamentale non solo per la sedimentazione continentale ma anche per quella del vicino bacino marino. Il modello deposizionale proposto in questo lavoro per la successione marina pliocenica del Bacino di Savigliano si articola su due distinte fasi di sedimentazione che si alternano tra loro secondo una ciclicità ad alta frequenza: una fase a più bassa efficienza di trasporto dei sedimenti (Fase BE) durante la quale le sabbie provenienti dalle aree continentali erano prevalentemente depositate nelle aree di piattaforma, e una fase a più alta efficienza (Fase AE) durante la quale le frazioni sabbiose erano invece

trasportate e depositate prevalentemente nel bacino profondo (Fig. 6.1).

Durante una Fase BE, le piene fluviali depositavano il loro carico più grossolano nelle aree di delta sotto forma di barre di foce costituite da ghiaie e sabbie grossolane. I caratteri sedimentari di questi depositi (granulometria, selezione, strutture sedimentarie, etc.) sembrano quelli tipici delle barre di foce di sistemi fluvio-deltizi dominati da piene. Le sabbie medio-fini erano invece trasportate dai flussi iperpicnali generati nelle aree di delta fino alle aree di piattaforma dove si depositavano nei lobi sabbiosi di piattaforma delle Sabbie di Asti prevalentemente come sabbie massive o gradate a stratificazione medio-spessa amalgamata. Durante questa fase solo le frazioni più fini, in prevalenza argille e silt, raggiungevano le aree di scarpata dove si depositano come facies pelitiche delle Argille Azzurre. Durante le fasi BE, le aree bacinali erano interessate da una sedimentazione relativamente condensata rappresentata dai livelli pelitici di qualche metro di spessore intercalati alle bancate sabbiose caratteristiche del Membro Vezza d'Alba (Argille Azzurre). Sulla base delle facies osservate, le barre di foce sono state interpretate come *flood-dominated river-mouth bars*, le

a) Fase di Sedimentazione a Bassa Efficienza (BE)



b) Fase di Sedimentazione ad Alta Efficienza (AE)

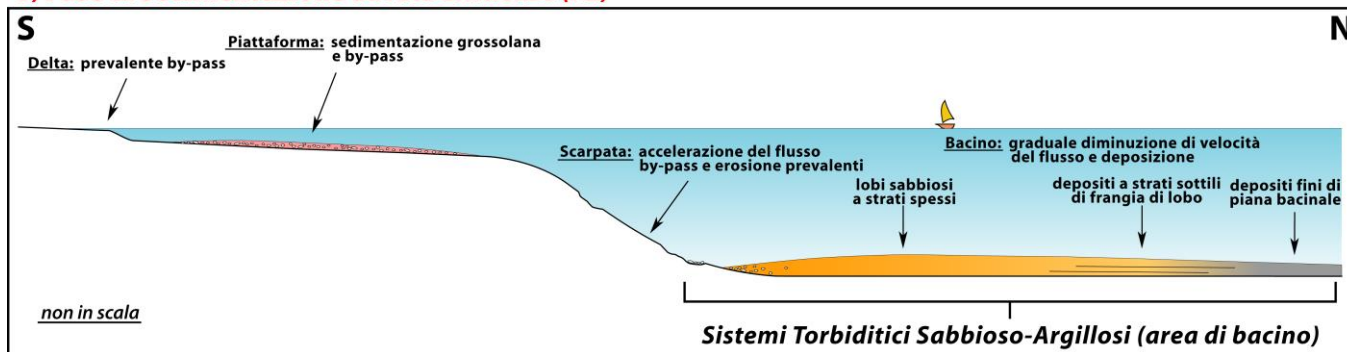


Fig. 6.1 - modello deposizionale proposto per la successione marina pliocenica del Bacino di Savigliano. Pliocene fluvio-deltaic and marine sedimentation conceptual model of the Savigliano Basin: (a) poorly-efficient depositional phase; (b) highly-efficient depositional phase.

sabbie di piattaforma come *delta-front sand lobes*² e i depositi fini di scarpata come *prodeltaic mudstone wedges*, secondo i modelli di Mutti *et al.* (1996, 2000, 2003). I sistemi deposizionali attivi durante le fasi di minore efficienza relativa sembrano pertanto ricadere nei *flood-dominated river-delta systems* (sensu Mutti *et al.*, 1996, 2000, 2003). Durante una Fase AE, le piene fluviali, caratterizzate da maggiori volumi e densità, assumevano un carattere di eventi particolarmente catastrofici. I flussi iperpicnali da loro generati erano in grado di oltrepassare sia i delta che le aree di piattaforma con gran parte del loro carico sedimentario. Una volta raggiunta la scarpata sottomarina, i flussi gravitativi aumentavano la loro velocità erodendo grandi volumi di peliti di scarpata e trasformandosi in correnti torbiditiche bipartite. Oltrepassata la base della scarpata, i flussi raggiungevano l'area bacinale dove cominciavano gradualmente a decelerare e a depositare il loro carico sedimentario di sabbie ed argille. Durante le fasi AE, le aree di delta, piattaforma e scarpata erano quindi prevalentemente interessate da *by-pass* sedimentario associato a erosione, e la sedimentazione era limitata alle sole frazioni granulometriche più grossolane depositate come livelli di ghiaie nelle aree di piattaforma. Il grosso dei sedimenti era invece trasportato fino al bacino profondo dove, per effetto della graduale diminuzione di velocità e di capacità di trasporto dei flussi torbiditici, erano prima depositate le granulometrie più grossolane in facies di lobi sabbiosi torbiditici, quindi quelle più fini costituite da alternanze torbiditiche e peliti in facies di piana bacinale. Gli strati torbiditici sabbiosi osservati in affioramento sono di norma gradati con sabbia da media a grossolana passante a sabbia finissima a tetto. Le sabbie finissime presentano spesso lamine parallele piane o ondulate di colore brunastro dato dalla concentrazione di foglie e residui vegetali lungo le superfici di laminazione. Frequenti sono i *rip-up clasts* pelitici. Le sabbie gradate e quelle finissime laminate sono interpretabili rispettivamente come facies F5 e F9 (sensu Mutti *et al.*, 1999). Le facies sedimentarie osservate in affioramento suggeriscono un'attribuzione di questi lobi torbiditici sabbiosi a sistemi torbiditici a bassa efficienza (sensu Mutti *et al.*, 1999). Questa attribuzione è supportata anche da altre evidenze quali: (a) la dimensione relativamente ridotta di questi sistemi sabbiosi bacinali caratterizzati da passaggi laterali relativamente rapidi a depositi fini di piana bacinale; (b) la batimetria relativamente modesta del bacino pliocenico, con profondità medie valutate nell'ordine di alcune centinaia di metri (da 400/600

m fino a forse 1000 m) e altezze delle scarpate limitate a poche centinaia di metri (durante buona parte del Pliocene). Recenti studi condotti in bacini dell'Italia settentrionale (Ghielmi *et al.*, 2010 e 2013) hanno infatti mostrato come i sistemi torbiditici ad alta efficienza plio-pleistocenici siano di norma attivi in bacini di avanfossa o di *piggy-back* con profondità largamente eccedenti i 1000 m. Questi bacini erano limitati lungo i margini da aree di rampa strutturale o di scarpata molto estese lungo le quali i flussi iperpicnali, generati nelle aree deltizie dalle piene fluviali, avevano la possibilità di accelerare gradualmente ed erodere grandi quantità di sedimenti fini trasformandosi così nelle correnti torbiditiche bipartite di grande volume ed efficienza tipiche di questi sistemi torbiditici. La limitata estensione delle aree di *slope*, unita a piene fluviali di volume probabilmente relativamente contenuto (viste le dimensioni dei sistemi fluviali attivi nel bacino) sono, quindi, i fattori più probabili per i quali nel Bacino di Savigliano i flussi iperpicnali indotti dalle piene fluviali non sono stati in grado di generare correnti torbiditiche ad alta efficienza.

L'evidente ciclica alternanza tra le due diverse fasi sedimentarie doveva essere controllata da importanti variazioni del regime delle piene fluviali (frequenza, volumi, densità dei flussi, etc.) dei sistemi fluviali ad alto gradiente del Bacino di Savigliano. L'alta frequenza (e la piccola scala fisica) che contraddistingue questa ciclicità sedimentaria sviluppatasi all'interno delle sequenze a media e grande scala, unita al fatto che essa si sia sviluppata indifferentemente sia nelle fasi di forte attività tettonica che in quelle di relativa stasi (evidenza che esclude una possibile origine tettonica), indicano che le variazioni del regime delle piene fluviali erano controllate da ciclicità climatico-eustatiche ad alta frequenza di origine orbitale (20/41/100 Ka). Vista la durata approssimativa delle Sequenze PL1 e PL2 e il numero dei cicli riconosciuti al loro interno, è più probabile che siano stati i cicli più brevi di 20 e 41 Ka ad originare questa ciclicità sedimentaria. In questo quadro è ragionevole supporre che le fasi di massima efficienza di trasporto dei sedimenti verso bacino (Fasi AE) coincidessero con le fasi climatiche freddo-umide, durante le quali la caduta relativa del livello del mare, determinata dalla contemporanea fase di basso eustatico, causava uno spostamento verso bacino dei sistemi deltizi con conseguente riduzione della larghezza delle aree di piattaforma che i flussi iperpicnali generati dalle piene dovevano attraversare prima di raggiungere il bacino profondo, mentre il degrado climatico ad esse associate

² Se sotto molti aspetti questa attribuzione sembra molto convincente va comunque rilevato il mancato riconoscimento delle laminazioni da *hummocky cross-stratification* (HCS) che costituiscono un aspetto sedimentario tipico dei *delta-front sandstone lobes* nei bacini dove questi modelli sono stati sviluppati. L'assenza di tali strutture nel Bacino di

Savigliano è spiegabile solo con il mancato sviluppo della componente oscillatoria del flusso responsabile della formazione degli HCS, a causa o di particolari caratteristiche dei flussi gravitativi (velocità di sedimentazione troppo alta?) o della morfologia del bacino (rilevante estensione, profondità medie significative, aree di piattaforma relativamente strette).

potrebbe determinare un aumento dei volumi, della violenza e della frequenza delle piene fluviali.

Relazioni tra sedimentazione, tettonica e cicli climatici durante il Pliocene

Nel Bacino di Savigliano i sistemi fluvio-deltizi e marini dominati da flussi gravitativi mostrano variazioni dell'efficienza sedimentaria a differenti scale fisiche e temporali espresse principalmente da variazioni della granulometria dei sedimenti.

Quelle maggiori si sviluppano in corrispondenza dei limiti degli allogruppi e delle sequenze tettoniche a grande scala e sono pertanto controllate dalla deformazione. Tale azione di controllo si è sviluppata in occasione dei principali eventi deformativi presumibilmente attraverso: 1) la modificazione della geometria del bacino; 2) il sollevamento delle aree sorgente dei sedimenti, con conseguente aumento dei tassi di erosione; 3) l'aumento dei gradienti morfologici delle aree emerse e marine di piattaforma, con conseguente aumento della velocità delle correnti dei sistemi fluvio-deltizi (con un aumento, in particolare durante le fasi di piena, del volume e della granulometria dei sedimenti trasportati).

Variazioni cicliche delle granulometrie dei sedimenti, in particolare nei sistemi fluvio-deltizi e in quelli marini a essi geneticamente legati, sono però facilmente riconoscibili anche all'interno delle sequenze a grande scala. Questa ciclicità a più piccola scala e a più alta frequenza è, con ogni probabilità, la risposta sedimentaria a una periodica alternanza di fasi di maggiore e minore efficienza dei sistemi fluvio-deltizi (vedi punto precedente sul modello deposizionale della successione pliocenica). Questa ciclicità è controllata da variazioni cicliche del regime delle piene fluviali ed è, molto probabilmente, l'espressione dei cicli climatico-eustatici di origine orbitale di più alta frequenza di 20/41 ka (Milankovitch, 1941).

Aumento granulometrico al limite PL1/PL2

I dati di affioramento e sottosuolo hanno rivelato un generalizzato aumento granulometrico dei sedimenti dei sistemi di piattaforma e scarpata in corrispondenza del limite della Sequenza PL2 (Par. 6.2, 6.3). Tale aumento è stato pertanto messo in relazione con la fase deformativa Intra-Zancleana e con il sollevamento di ampi settori dei margini del Bacino di Savigliano da essa determinato (Cap. 5). Tale sollevamento ha certamente causato un ringiovanimento

morfologico delle aree interessate con conseguente incremento dei tassi di erosione da un lato, e dall'altro un brusco aumento dei gradienti morfologici delle aree continentali con conseguente aumento delle velocità delle correnti dei sistemi torrentizi e fluvio-deltizi da cui sarebbe derivato l'osservato generalizzato aumento granulometrico dei sedimenti dei sistemi di piattaforma e scarpata da essi alimentati.

Progradazione Pliocenica

L'evoluzione regressiva del Bacino di Savigliano durante il Pliocene è stata determinata dallo sviluppo, a scala di bacino, di una rapida progradazione di sistemi di scarpata, piattaforma e deltizi/costieri. La Progradazione Pliocenica, è stata caratterizzata in dettaglio principalmente sulla base dei dati di sottosuolo. Le sezioni sismiche mostrano come il ciclo regressivo si sia avviato precocemente con una rapida progradazione di sistemi di scarpata (Fig. 3.10) già nella parte bassa dello Zancleano, almeno a partire dalla biozona MPI2. Mediante l'analisi del rilievo sismico sono state riconosciute le direzioni di progradazione dei sistemi di scarpata nei vari settori del bacino (Fig. 5.22). Dalla verifica è emersa una netta prevalenza delle direzioni di progradazione verso N. I dati sismici hanno anche mostrato che la progradazione ha determinato il sostanziale colmamento della parte sud del Bacino di Savigliano (Sottobacino di Fossano) già con la Sequenza PL1 (Zancleano p.p.). In Fig. 5.21 sono riportate le posizioni dei limiti piattaforma-scarpata (*shelf-break*) e le distribuzioni dei principali sistemi deposizionali in due distinti momenti: alla fine della Sequenza PL1 (limite Sequenza PL2) e in un suo momento intermedio (limite interno tra le Sequenze medie PL1a e PL1b). Durante la successiva Sequenza PL2 (Zancleano p.p.-Piacenziano p.p.), la progradazione è avanzata verso N di ulteriori 20/25 km (Fig. 5.24) avvicinandosi notevolmente alle aree di alto già emerse della Collina di Torino e del Monferrato che costituivano il margine nord del bacino. Tale margine viene raggiunto durante la prima parte (Piacenziano, biozona MPI5a) della Sequenza PL3 (Piacenziano p.p.-Gelasiano basale) (Fig. 3.15, 5.24).

Secondo i dati delle numerose analisi biostratigrafiche condotte su campioni sia di affioramento che di pozzo, i sistemi di scarpata della Progradazione Pliocenica avrebbero impiegato un tempo non superiore a 2,3 Ma³ per coprire i

³ La valutazione del tempo effettivamente impiegato dalla Progradazione Pliocenica per raggiungere la Collina di Torino è piuttosto complessa. La trasgressione di base Pliocene che ha determinato nell'area mediterranea il ritorno al livello marino pre-crisi di salinità messiniana non è in realtà rappresentata da un unico evento. Dati, sia da questo bacino (area di Moncucco T.) che da altri bacini dell'Italia settentrionale (tra cui dati ENI inediti), suggeriscono infatti una sequenza di più eventi trasgressivi ravvicinati tra loro, la cui durata complessiva dovrà essere trascurata perché al momento non quantificabile. Incertezze esistono anche sul momento in cui la progradazione ha raggiunto la Collina di Torino. I dati

biostratigrafici dell'area di Trofarello mostrano infatti come questo sia avvenuto durante la biozona MPI5a del Piacenziano. Sebbene al momento non sia possibile determinare l'età esatta, i dati disponibili (biozona MPI5a riconosciuta solo a Trofarello, sviluppo di gran parte della progradazione di età piacentiana nell'area dell'Avanfossa Padana a N della Collina di Torino) suggeriscono una parte molto bassa della biozona (3.0/3.1 Ma?). Il ciclo regressivo pliocenico si è pertanto sviluppato in un intervallo tempo certamente superiore alla durata totale dello Zancleano e della biozona MPI4b (1,75+0,36=2,11 Ma), tempo tentativamente valutato in questo studio nell'ordine di 2,2/2,3 Ma.

circa 80/85 km⁴ che in media separano il limite S del bacino dalla Collina di Torino, con una corrispondente velocità media di progradazione verso N non inferiore a circa 36 m/10³a. Sulla base delle posizioni raggiunte dal limite piattaforma-scarpata in corrispondenza dei vari limiti di Sequenza (Figg. 5.21b, 5.24), sono inoltre state approssimativamente valutate anche le velocità medie di progradazione durante le sequenze plioceniche PL1 e PL2. I valori ottenuti: circa 37 m/10³a per la Sequenza PL1 e circa 34/35 m/10³a per la Sequenza PL2, suggeriscono che la velocità media di progradazione sia rimasta relativamente costante nonostante le notevoli differenze della forma dei bacini delle due sequenze.

Sistemi fluviali pliocenici e pleistocenici inferiori del Bacino di Savigliano

Gli apporti clastici che hanno alimentato i sistemi di scarpata, piattaforma, deltizi e continentali della Progradazione Pliocenica, sono stati forniti dai sistemi fluviali del margine S e SO del Bacino di Savigliano. L'estremità meridionale del Fronte di Saluzzo, attivo a partire dal Messiniano, molto probabilmente già nello Zancleano fungeva da spartiacque tra il paleo-Po a O e gli altri corsi d'acqua ad E: paleo-Maira, paleo-Stura di Demonte, ecc. In questo periodo i principali corsi d'acqua attraversavano longitudinalmente il bacino da S verso N. Osservando la situazione al termine della Sequenza PL1 (Fig. 5.21), si può rilevare come in quel momento nel Sottobacino di Fossano la Progradazione Pliocenica fosse già avanzata verso N di circa 45 km, mentre nel Sottobacino di Moretta (alimentato dal solo paleo-Po) l'avanzamento non raggiungeva i 20 km. Questo suggerisce che durante lo Zancleano la parte preponderante degli apporti clastici sia stata fornita dai sistemi fluviali provenienti dall'area di Cuneo-Mondovì (paleo-Maira, paleo-Stura, paleo-Tanaro), mentre dal margine O il paleo-Po contribuiva in misura minore. Durante il Piacenziano i sistemi di scarpata e piattaforma progradanti verso N/NNE (Fig. 5.22) raggiungono la parte già emersa della Collina di Torino (Figg. 3.15, 5.5). A partire dalla parte alta del Piacenziano il Bacino di Savigliano è quindi interamente occupato da un'ampia pianura alluvionale bordata a S e SO da conoidi alluvionali e solcata nella parte centro-nord da corsi d'acqua con direzioni di deflusso principali probabilmente ancora verso N. Una volta raggiunta la parte settentrionale del bacino, per fluire nella Pianura Padana i fiumi dovevano aggirare i rilievi della Collina di Torino e del Monferrato o deviando verso E attraverso l'Astigiano e l'Alessandrino oppure piegando verso NO per passare a occidente della Collina di Torino. Purtroppo i dati di sottosuolo non forniscono indicazioni utili per un sicuro riconoscimento dei percorsi adottati dal Pale-Po e dagli altri fiumi durante

questa parte del Piacenziano. La situazione muta radicalmente durante la Fase Gelasiana Inferiore a causa del forte sollevamento di tutto l'Astigiano e delle aree ad esso circostanti e la conseguente formazione di un'estesa soglia strutturale tra il Bacino di Savigliano e il più orientale Bacino di Alessandria, mentre un'intensa subsidenza interessa invece il Sottobacino di Moretta. E' assai probabile che con il nuovo assetto strutturale tutti i fiumi del Bacino di Savigliano fossero "richiamati" verso il basso strutturale di Moretta dove probabilmente finivano per confluire nel Paleo-Po, e che poi quest'ultimo raggiungesse la Pianura Padana passando a ovest della Collina di Torino. Questa situazione è probabilmente perdurata anche nel successivo Calabriano a causa del notevole rilievo assunto dall'Astigiano con la Fase Gelasiana Inferiore e i successivi impulsi deformativi gelasiani e calabriani.

⁴ La distanza percorsa dalla Progradazione Pliocenica è stata valutata misurando la distanza tra lo sbocco della paleovalle messiniana sepolta a sud di Mondovì (Monregalese) e le aree di *onlap* dei clinoforni dei sistemi

di scarpata sul *backlimb* della Collina di Torino. Le distanze misurate tra i vari punti sono comprese tra 76 e 88 km con un valore medio delle misure di circa 83 km.

7 – CONCLUSIONI

In quest'ultima parte sono riassunte le principali conclusioni dello studio già discusse nei precedenti capitoli.

L'accurato rilevamento geologico condotto nella parte centro-meridionale del Bacino di Savigliano ha fornito un quadro dettagliato dei sedimenti del Messiniano, Pliocene e Pleistocene affioranti in quest'area. Questi nuovi dati, unitamente a quelli della cartografia geologica già disponibile della parte nord del bacino, sono stati riportati in una carta geologica in scala 1:25.000 allegata al presente lavoro (Tavola 1 e CD allegato).

L'intero rilievo sismico Eni del bacino è stato studiato in dettaglio allo scopo di definire sia l'assetto strutturale sia l'evoluzione stratigrafico-deposizionale del bacino con l'interpretazione di tutti i lineamenti strutturali visibili e il riconoscimento e la correlazione di 9 orizzonti sismici corrispondenti a limiti di sequenza. Lo studio sismico ha inoltre consentito la correlazione degli affioramenti del margine sud-occidentale delle Langhe con i pozzi Eni della parte centrale del bacino e con gli affioramenti dell'Astigiano, del Monferrato e della Collina di Torino, permettendo così la costruzione di un solido modello fisico-stratigrafico del bacino.

L'analisi stratigrafico-sequenziale, basata sul nuovo modello geologico e fisico-stratigrafico del Bacino di Savigliano ha consentito:

- l'introduzione di uno schema stratigrafico-sequenziale per la successione messiniano-pleistocenica del Bacino di Savigliano. Il modello, il primo proposto per l'area di studio, è articolato su unità di scala fisica e temporale differente: 4 allogruppi limitati dalle *unconformity* tettoniche maggiori (EM, LM, PL, PS) e 9 sequenze a grande scala (ME1, ME2, ME3, PL1, PL2, PL3, PS1, PS2, PS3). Per le Sequenze ME3, PL1 e PS3 sono state definite anche le sequenze componenti a media scala;
- la successione delle Alluvioni del Pleistocene medio-superiore e dell'Olocene della Sequenza PS3 è suddivisa da superfici di *unconformity* in tre sottounità qui interpretate come sequenze a media-scala: la Seq. PS3a (unità Alluvioni delle conoidi e dei terrazzi antichi), la Seq. PS3b (unità Alluvioni della pianura principale), la Seq. PS3c (unità Alluvioni dei fondovalle e dei terrazzi annessi).

Sempre sulla base del nuovo modello geologico, si è provveduto alla revisione della litostratigrafia del Bacino di

Savigliano con la proposta di due nuovi schemi litostratigrafici per le successioni del Messiniano e del Plio-Pleistocene. Oltre alla revisione di alcune delle formazioni e delle unità già definite, le principali novità sono:

- l'introduzione di alcune nuove unità: l'Unità La Morra, il Complesso Caotico di Castellania e l'Unità di Lago Ario per il Messiniano; il Membro Sabbioso-Argilloso di Zezza d'Alba nelle Argille Azzurre per il Pliocene;
- l'attribuzione al Villafranchiano dei depositi continentali del Pliocene inferiore della parte meridionale del bacino;
- l'osservazione che i rapporti stratigrafici tra le classiche unità litostratigrafiche plio-pleistoceniche del bacino, sinora ricondotti esclusivamente a relazioni di pura sovrapposizione stratigrafica, sono in realtà riferibili anche a relazioni di tipo eteropico.

L'analisi strutturale, basata soprattutto sui dati sismici, ha condotto a un nuovo modello strutturale del Bacino di Savigliano. I principali risultati di questo studio sono:

- l'elaborazione di una carta dei principali lineamenti strutturali sepolti di età tardo-miocenica-pleistocenica della Pianura Padana occidentale e del Piemonte meridionale (Bacini di Savigliano e di Alessandria) basata sui dati sismici dell'area. I lineamenti sono stati classificati sia in termini di geometria che di età di deformazione;
- l'analisi dei lineamenti strutturali presenti nel sottosuolo e in affioramento del Bacino di Savigliano. Alcuni di essi (Fronti di Polonghera e Montechiaro d'Asti, Struttura di Cavour, Sistema del Tanaro, Rampa del Belbo) non erano ancora noti, mentre altri sono stati ridefiniti in termini di orientazione e regime deformativo (Fronte di Morozzo, Struttura di Villadeati). La loro posizione e orientazione sono state verificate con i dati gravimetrici dell'area;
- la mappa dettagliata in tempi doppi (TWT) della base Pliocene dei Bacini di Savigliano e Alessandria;
- la suddivisione schematica dell'evoluzione tettonica del Piemonte centro-meridionale in due periodi principali. L'Oligocene superiore-Tortoniano, dominato da una compressione a vergenza NNE che interessa tutte le unità strutturali del Piemonte meridionale (Alpine, Liguri, di Adria) con la deformazione delle Strutture del Monferrato ed il Tortoniano sommitale-Pleistocene, caratterizzato dall'attivazione della Struttura Profonda

dell'Astigiano e dalla prevalenza di una compressione NO-vergente;

- la conferma della presenza di una struttura profonda sotto le Langhe (Struttura Profonda delle Langhe) già ipotizzata in precedenti lavori, la cui attività è responsabile dell'assetto a monoclinale a immersione NO del settore occidentale delle Langhe;
- il riconoscimento nell'intervallo stratigrafico studiato (tardo-Tortoniano-Pleistocene medio) di 4 fasi deformative principali che è stato possibile correlare con le Fasi Tardo-Tortoniana, Intra-Messiniana, Intra-Zancleana e Gelasiana Basale già riconosciute nell'area padana e dell'Appennino Settentrionale;
- le forti variazioni laterali dei rigetti verticali dei fronti NO-vergenti del Bacino di Savigliano (Fronti di Saluzzo, Pologhera, Collina di Torino) sono ricondotte a relazioni di vicinanza tra i vari lineamenti;
- la ricostruzione dell'evoluzione strutturale del Bacino di Savigliano documenta l'esistenza di un unico bacino di *piggy-back* durante il Messiniano pre-evaporitico interessato, durante le fasi successive, da una progressiva frammentazione in vari depocentri;
- la sismicità recente dell'area di Nizza Monferrato è stata riferita all'attività di faglie profonde del Sistema del Tanaro (parte più orientale).

I principali risultati dello studio micropaleontologico, condotto mediante analisi del contenuto in Foraminiferi e, su alcuni campioni, del Nannoplankton, possono essere sintetizzati in:

- tra i campioni studiati, le associazioni a foraminiferi di età miocenica (dal Burdigaliano al Messiniano) sono ben rappresentate solo nel substrato a sud di Mondovì e, limitatamente al Messiniano, nell'area di Alba;
- per la scarsa presenza di specie indici di zona, solo un numero ridotto di campioni pliocenici è risultato direttamente attribuibile alle Sequenze PL1 e PL2 su base biostratigrafica, con preciso riferimento alle biozone a foraminiferi;
- le associazioni a foraminiferi studiate documentano nella parte centro-meridionale del Bacino di Savigliano una sedimentazione marina limitata allo Zancleano (biozone da MPI1 a MPI4a, depositi da epibatiali a circalitorali/infralitorali) e antecedente il deterioramento climatico datato tra 2,5-2,4 Ma BP. In queste aree non sono state rinvenute specie del Piacenziano, recentemente segnalate sul fianco sud della Collina di Torino.

Una dettagliata ricostruzione dell'evoluzione sedimentaria del bacino tra il Messiniano e il Pleistocene superiore è stata ottenuta grazie all'integrazione di tutte le informazioni raccolte. I principali risultati e conclusioni sono:

- il Messiniano è caratterizzato da un'evoluzione sedimentaria a grande scala di tipo regressivo con la prevalenza nel pre-evaporitico di sedimenti di mare profondo, di evaporiti primarie nel sin-evaporitico e di depositi continentali e di lago-mare nella parte terminale del post-evaporitico;
- la definizione delle aree di distribuzione in sottosuolo sia delle evaporiti primarie (Fm. Vena del Gesso) che di quelle risedimentate post-evaporitiche suddivise nei Complessi Caotici della Valle Versa e di Castellania sulla base delle caratteristiche litologiche, dei meccanismi di messa in posto e degli ambienti sedimentari;
- la descrizione e interpretazione delle evaporiti primarie dei settori di Calliano e Moncalvo (Monferrato) ed il riconoscimento nella parte alta della successione evaporitica di Moncalvo di gessoareniti probabilmente legate a una fase di deformazione della Struttura di Villadeati;
- il Pliocene inizia con una trasgressione che segna il ritorno ad ambienti marini profondi in gran parte del bacino. Ad essa segue un ciclo regressivo a grande scala caratterizzato da una rapida progradazione a scala di bacino (Progradazione Pliocenica) di sistemi di scarpata, piattaforma e deltizi/costieri;
- la progradazione, di età Zancleano e parte del Piacenziano e a prevalente direzione verso nord, determina il progressivo riempimento del bacino marino con il passaggio, già durante il Gelasiano (Pleistocene inferiore), a una generalizzata sedimentazione continentale;
- sedimenti fluviali e di piana esondabile (Villafranchiano) si depositano nell'area di studio durante tutto il Pleistocene inferiore, seguiti, nel Pleistocene medio-superiore, da alluvioni grossolane;
- la deviazione del corso del Fiume Tanaro, come descritto in precedenza da altri autori, è da attribuire a una cattura fluviale avvenuta in tempi molto recenti (Pleistocene superiore).

Lo studio sedimentologico, basato sull'analisi di facies delle successioni affioranti e dei dati di sottosuolo (carote e log dei pozzi profondi, facies sismiche), ha permesso il riconoscimento di ambienti sedimentari e sistemi deposizionali con una particolare attenzione per la successione plio-pleistocenica. I principali risultati sono qui elencati:

- le sabbie di piattaforma (Sabbie di Asti) sono state interpretate come depositi di flussi gravitativi e riferite a sistemi fluvio-deltizi ad alto gradiente dominati da piene, l'associazione di facies è quella dei *delta-front sandstone lobes*;
- i sedimenti sabbiosi zancleani del Mb. di Vezza d'Alba (Argille Azzurre), depositati in un bacino marino profondo da flussi di tipo gravitativo, sono stati

interpretati come depositi di lobi torbiditici sabbiosi di sistemi a bassa efficienza;

- la paleobatimetria del bacino durante lo Zancleano è stata valutata tra un massimo di 1000/1200 m e un minimo di 400/600 m;
- per la successione marina pliocenica è stato proposto un modello deposizionale articolato sulla ciclica alternanza di due differenti regimi deposizionali: fasi di bassa efficienza, durante le quali prevalgono i sistemi fluvio-deltizi dominati da piene (*river-delta systems*) e le sabbie si depositano nelle aree di piattaforma, e fasi di alta efficienza, in cui predominano i sistemi torbiditici e le sabbie sono prevalentemente depositate nel bacino profondo. La loro alternanza, registrata nella ciclicità a piccola scala dei sistemi fluvio-deltizi e marini bacinali, è riconducibile a variazioni del regime delle piene fluviali probabilmente controllate dalle ciclicità climatico-eustatiche ad alta frequenza di origine orbitale;
- le variazioni granulometriche principali dei sedimenti dei sistemi fluvio-deltizi e marini, sviluppate alla scala degli allogruppi e delle sequenze a grande scala, sembrano essere state controllate dalla deformazione attraverso l'aumento dei tassi di erosione e dell'efficienza di trasporto dei sistemi deposizionali;
- è stata rilevata una corrispondenza tra le unità litostratigrafiche definite nell'area e i sistemi deposizionali del Plio-Pleistocene: nelle Argille Azzurre ricadono i depositi bacinali, di scarpata e di margine di piattaforma; nelle Sabbie di Asti i sedimenti sabbiosi e siltosi di piattaforma e, in parte, quelli deltizi; nel Villafranchiano i sistemi continentali e parte di quelli deltizi e costieri.

Ringraziamenti

Gli autori vogliono innanzitutto ringraziare la Società Eni per il permesso di pubblicare i dati contenuti in questo lavoro. M.R. Amore ha dato un fondamentale contributo allo studio con l'analisi del nannoplancton calcareo di campioni sia di pozzo che di superficie. D. Italiano e L. Gugliotti (Eni) hanno modellato la decompattazione della successione sedimentaria di alcuni pozzi profondi. Un ringraziamento va anche a C. Cattaneo e A. Pedretti per l'assistenza fornita all'interpretazione sismica. Gli autori sono molto grati alla Prof.ssa M.B. Cita, al Prof. E. Mutti, al Prof. F. Ricci-Lucchi e a D. Sciunnach per la lettura critica delle bozze del manoscritto e per i molti suggerimenti utili alla stesura finale del testo. Con le loro indicazioni e discussioni M. Minervini e M. Rossi hanno fornito un importante contributo ad una migliore comprensione della successione del Miocene superiore. Gli autori vogliono anche ringraziare: A. Argnani e il Prof. G. Papani per le utili discussioni circa l'assetto strutturale dell'area; D. Tropeano per le informazioni sulla successione pliocenica dell'area di Trofarello; la Fassa S.p.A. per la consultazione dei sondaggi geognostici delle cave di Moncalvo e Calliano; A. Fiorucci, B. Moitre e C. Banzato del Politecnico di Torino per il loro aiuto nella realizzazione della carta geologica dell'area in studio; tutti coloro che hanno contribuito a questo studio con dati, idee personali e discussioni. Le immagini al SEM dei foraminiferi sono state ottenute presso il Dipartimento di Scienze della Terra di Torino, con la collaborazione di S. Cavagna, su Fondi MIUR, ex60%, Resp. D. Violanti. Gli autori sono, infine, profondamente grati al Prof. R. Bersezio per l'attenta e puntuale revisione di testo e figure, revisione che ha condotto a un deciso miglioramento di questo lavoro.

8 – RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

AGIP, 1972: *Acque dolci sotterranee*. San Donato Milanese, (Italy), pp. 914.

AGIP, 1982: *Foraminiferi padani, Terziario e Quaternario. Atlante iconografico e distribuzioni stratigrafiche*. Seconda edizione, 52 tav., San Donato Milanese, (Italy).

AGIP, 1994: *Acque dolci sotterranee*. San Donato Milanese, (Italy), pp. 524.

Aimassi G. e Ferrero Mortara E., 1983: *Osservazioni paleoecologiche e biostratigrafiche su una malacofauna pliocenica dell'astigiano (Buttigliera d'Asti)*. Boll. Malac., 19, n.9-12, 177-206, Milano.

Aimone S. e Ferrero Mortara E., 1983: *Malacofaune plioceniche di Cossato e Candelo, Biellese (Italia NW)*. Boll. Mus. Reg. Sci. Nat., 1, n.2, 279-328, Torino.

Allason B., Carraro F., Ghibaudo G., Paganelli A. e Ricci B., 1981: *Prove palinologiche dell'età pleistocenica inferiore di depositi "Villafranchiani" in Piemonte*. Geogr. Fis. Din. Quatern., 4, 39-47.

Amore M.R., Biffi U., Capoferri E., Ghielmi M., Minervini M. e Rossi M., 2004: *Studio sedimentologico-stratigrafico della successione messiniano-pleistocenica della pianura lombarda*. Rapporto Interno Eni, San Donato Milanese (Italy), 47 pp.

Angelone C., Colombero S., Esu D., Giuntelli P., Marcolini F., Pavia M., Trenkwalder S., Van den Hoek Ostende L., Zunino M., Pavia G., 2011: *Moncucco Torinese, a new post-evaporitic Messinian fossiliferous site from Piedmont (NW Italy)*. Neues Jahrb. Geol. Paläontol.- Abh 259, 89-104.

Argnani A., Rizzini F., Rogledi S., Rossi M., Manzi V., Pini G.A., Roveri M., Artoni A., Ricci Lucchi F., Papani G., Panini F. e Bassetti M.A., 2003: *Tectonic structures in the subsurface of the Northern Pede-Apennines: Implications for Messinian reconstructions*. In: Carmina B., Orlando A. and Fascio L. (eds.): *Geoitalia 2003, 4° Forum Italiano di Scienze della Terra*, Bellaria (Italy); F.I.S.T., Abs. 698-699.

Argnani A., 2009: *Plate tectonics and boundary between Alps and Apennines*. Italian Journal of Geosciences, 128, 317-330.

Artoni A., Papani G., Rizzini F., Calderoni M., Bernini M., Argnani A., Roveri M., Rossi M., Rogledi S. e Rocco G., 2004: *The Salsomaggiore structure, Northwestern Apennine Foothills, Italy): a Messinian mountain front shaped by mass-wasting products*. GeoActa, 3, 107-127, Bologna.

Artoni A., Bernini M., Papani G., Rizzini F., Barbacini G., Rossi M., Rogledi S. e Ghielmi M., 2010: *Mass-transport deposits in confined wedge-top basins: superficial processes shaping the Messinian orogenic wedge of northern Apennine of Italy*". Ital. J. Geosci., 129, 1, 101-118.

Azzaroli A., 1977: *The villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene Boundary*. Giorn. Geol., s.e, 41, 61-79.

Azzaroli A., De Giuli C., Ficarelli G. e Torre D., 1982: *Table of the stratigraphic distribution of terrestrial mammalian faunas in Italy from the Pliocene to the early middle Pleistocene*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 55-58.

Bally A.W. e Snelson S., 1980: *Realms of subsidence*. In: Miall A.D. (Ed.): *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*, Memoir vol. 6, Canadian Society of Petroleum Geologists, 9-94.

Barbero D., Boano P., Colla M.T. e Forno M.G., 2007: *Pleistocene terraced fluvial succession, northern slope of Torino Hill*. Quaternary International, 171-172, 64-71. doi:10.1016/j.quaint.2006.12.009

Baroncelli M. A., 2001: *Ricostruzione paleoecologica di un'associazione a *Petalocochus glomeratus*, *Vermetidae* del Pliocene di Valle Botto, Piemonte (Italia NW)*. Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino, 118, 209-249.

Barra, D., Bonaduce, G. e Sgarrella, F., 1998: *Paleoenvironmental bottom water conditions in the early Zanclean of the Capo Rossello area (Agrigento, Sicily)*. Boll. Soc. Paleont. Ital. 37(1), 61-98.

Basilici, G., Martinetto, M., Pavia, G. e Violanti, D., 1997: *Paleoenvironmental evolution in the Pliocene marine-coastal succession of Val Chiusella, Ivrea (NW Italy)*. Boll. Soc. Paleont. Ital. 36(1-2), 23-52.

- Bellardi L., 1872-1890: *I Molluschi dei terreni Terziari del Piemonte e della Liguria*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, v. 1-6.
- Bello M. e Fantoni R., 2002: *Deep oil plays in Po Valley: Deformation and hydrocarbon generation in a deformed foreland*. AAPG Hedberg Conference: Deformation History, Fluid Flow Reconstruction and reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts, May 2002, Palermo (Italy), Abstract Book, 4.
- Benigni C. e Corselli C., 1982: *Paleocomunità a molluschi bentonici del Pliocene di Volpedo (Alessandria)*. Riv. Ital. Paleont., 87, 4, 637-702.
- Bernardi E., 2013: *Integrated stratigraphy of the Northernmost record of the Messinian Salinity crisis: New insight from the Tertiary Piedmont Basin*. Tesi di Dottorato, Scuola di Dottorato in Scienza e Alta Tecnologia, Università di Torino, 184 pp.
- Bernoulli, D., Bertotti, G. e Zingg, G.A., 1989: *Northward thrusting of the Gonfolite Lombarda, South Alpine Molasse) onto the Mesozoic sequence of the Lombardian Alps: implications for the deformation history of the Southern Alps*. Eclogae Geol. Helv., 82 (3), 841-856.
- Bersezio, R., Fornaciari, M., Gelati R., Napolitano A. e Valdistrulo A., 1993: *The significance of the Upper Cretaceous to Miocene clastic wedges in the deformation history of the Lombardian Southern Alps*. Geologie Alpine, 69, 3-20.
- Bertini, A. e Martinetto, E., 2008: *Messinian to Zanclean vegetation and climate of Northern and Central Italy*. Boll. Soc. Paleont. It. 47(2), 105-121.
- Bertini, A. e Martinetto, E., 2011: *Reconstruction of vegetation transects for the Messinian-Piacentian of Italy by means of comparative analysis of pollen, leaf and carpological records*. Palaeog. Palaeoc. Palaeoec., 304, 230-246.
- Bertoldi R. e Martinetto E., 1995: *Ricerche paleobotaniche (palinologiche e paleocarpologiche) sulla successione "villafranchiana" del Rio Ca' Viettone, Torino (Italia)*. Il Quatern., 8, 2, 403-422.
- Berzi A, Michaux J., Hutchison J.H. e Lindsay E., 1970: *The Arondelli local fauna, an assemblage of small vertebrates from the villafranchian stage near Villafranca d'Asti, Italy*. Giorn. Geol., s. 2, 35 (1) (1967), 133-136.
- Bicchi E., Cavagna S., Clari P., Dela Pierre, Irace A. e Boano P., 2002: *La cava di gesso di Moncucco Torinese*. In Polino R. (ed.) Il Sistema Alpino-Appenninico nel Cenozoico. 81ª Riun. Est. SGI, 152-158.
- Blanc-Vernet L., 1969: *Contribution a l'étude des foraminifères de la Méditerranée*. Extr. Recueil Trav. Sta. Mar d'Endoume, 64(48), 315 pp.
- Boano P., Forno M.G. e Giardino M., 1997: *Deformazioni sinsedimentarie nella successione villafranchiana presso Castelnuovo Don Bosco (Asti)*. Il Quatern., 10 (2), 355-358.
- Boano P., Bormioli D., Carraro F. e Lanza R., 1999: *Magnetic stratigraphy of the Villafranchian type-section, Villafranca d'Asti (Italy)*. Ann. Geofis., 42 (1), 9-19.
- Boano P., Forno M.G. e Lucchesi S., 2004: *Pleistocene deformation of the Collina di Torino inferred from the modeling of their fluvial succession*. Il Quaternario – It. Journ. Quatern. Sc., 17 (2/1), 145-150.
- Boccaletti M., Decandia F.A., Gasperi G., Gelmini R., Lazzaretto A. e Zanzucchi G., 1987: *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale: Note illustrative*. C.N.R., Pubblicazione n. 429.
- Boccaletti M., Calamita F., Deiana G., Gelati R., Massari F., Moratti G. e Ricci Lucchi F., 1990: *Migrating foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines and Southern Alps*. Palaeog., Palaeoc., Palaeoec. 77, 3-14.
- Boltovskoy E. e Wright R., 1976: *Recent Foraminifera*. Junk, The Hague, 515 pp.
- Boni A. e Casnedi R., 1970: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Fogli 69 e 70: Asti e Alessandria*. Serv. Geol. It., pp. 64.
- Boni A., Mosna S. e Peloso G.F., 1987: *Considerazioni su una successione stratigrafica mio-pliocenica del Monregalese*. Atti Sc. Terra, 11, 165-175.
- Bottino G., Cavalli C., Eusebio A. e Vigna B., 1994: *Stratigrafia ed evoluzione Plio-Quaternaria del settore sud-orientale della Pianura Cuneese*. Atti Tic. Sc. Terra, S.Sp. 1, 153-166.
- Bove Forgiot L., Trenkwalder S. e Violanti D., 2005: *Le associazioni plioceniche a foraminiferi ed ostracodi di Verrua Savoia, Piemonte (Italia NW): analisi biostratigrafica e paleoambientale*. Rend. Soc. Paleont. It., 2, 9-27.
- Brambilla G., 1976: *I molluschi pliocenici di Villalvernia, Alessandria*. 1. Lamellibranchi. Mem. Soc. It. Sc. Nat e Mus. Civ. St. Nat. Milano, 21 (3), 81-128.
- Campanino F., Forno M.G., Mottura A., Ormezzano D. e Sala B., 1994: *Stephanorhinus jeanvireti (Guerin) 1972, Rinocerotidae (Mammalia) from Roatto near Villafranca*

- d'Asti, NW Italy. Revision of the specimen from Dusino. Boll. Mus. Reg. Sc. Nat. Torino, 12 (2), 439-499.
- Caretto P.G., 1963: *Nuovi dati sull'estensione della formazione a facies piacentiana ad Ovest della città di Asti*. Atti Soc. It. Sci. Nat., 52, 1-33.
- Caretto P.G., 1970: *La balenottera delle sabbie plioceniche di Valmontasca (Vigliano d'Asti)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., 9(1), 3-75.
- Caretto P.G., 1975: *I Lamellibranchi del genere Pinna nel Pliocene Piemontese*. Boll. Soc. Paleont. It., vol. 14, n° 1, pp. 75-94.
- Caretto P.G., 1981: *Notizie preliminari su paleofaune a molluschi della località "Becchi" di Castelnuovo Don Bosco, Asti (Pliocene medio-superiore)*. Natura, 72 (3-4): 175-184.
- Caretto P.G., 1987: *Significato paleoclimatico di faune a Molluschi del Pliocene piemontese*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 128 (1-2), 107-137.
- Caretto P.G., 1989: *Paleoclimatic variations in the Pliocene of Piedmont (Italy)*. Atti Soc. It. Sci. Nat., 130 (11), 161-176.
- Carraro F. e Petrucci F., 1969: *Carte geomorphologique de la plaine du Piedmont 1:400.000*. Gruppo di ricerca per i problemigeologici della regione Alpino-Padana, sez. di Parma, VIII Congrès INQUA, Section 9, Paris
- Carraro F., Forno M.G. e Valpreda E., 1982: *Field trip in Northern Italy – Guideblok: September 15th – Piedmont: Asti Area*. I.G.C.P. 7/3/24, Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere: Final Session, (1-17 September 1982), France-Italy, 19-25.
- Carraro F. (ed), 1996: *Revisione del Villafranchiano nell'area tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, 9(1), 5-120.
- Casnedi R., 1971: *Contributo alle conoscenze del Pliocene del Bacino Terziario Piemontese*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 22, 110-120.
- Cassano E, Anelli L, Fichera R. e Cappelli V., 1986: *Pianura Padana. Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. 73° Congresso della Società Geologica Italiana, Roma, 27pp.
- Castiglioni G.B., 1979: *Geomorfologia*. UTET, Torino.
- Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J.P., Blum M.D., Dalrymple R.W., Eriksson P.G., Fielding C.R., Fisher W.L., Galloway W.E., Gibling M.R., Giles K.A., Holbrook J.M., Jordan R., Kendall C.G.St.C., Macurda B., Martinsen O.J., Miall A.D., Neal J.E., Nummedal D., Pomar L., Posamentier H.W., Pratt B.R., Sarg J.F., Shanley K.W., Steel R.J., Strasser A., Tucker M.E., Winker C., 2009: *Towards the standardization of sequence stratigraphy*. Earth-Science Reviews, 92, 1-33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>
- Cavalli C., 1994: *Applicazione dell'analisi di facies alla prospezione idrogeologica-ambientale*. Tesi di Dottorato inedita, Politecnico di Torino, pp. 260
- Cavalli C. e Vigna B., 1995: *Il "Villafranchiano" nel sottosuolo della Pianura Cuneese*. Il Quatern. 8 (2), 423-434.
- Cavallo O, Maccagno M. e Pavia G., 1986: *Fossili dell'Albese*. Famija Albeisa, 223 pp., Savigliano.
- Cavallo O. e Martinetto E., 1996: *Flore plioceniche del bacino del Tanaro*. Alba Pompeia, 17 (1), 5-31.
- Cavallo O. e Martinetto E., 2001: *Flore carpologiche del Pliocene di Castelletto Cervo, Biella*. Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino, 18 (2): 277-343.
- Cavallo O. e Repetto G., 1992: *Conchiglie fossili del Roero*. Atlante iconografico. Ass. Nat. Piemont., Mem., 2, 1-251.
- Channell J.E.T., Poli M.S., Rio D., Sprovieri R. e Villa G., 1994: *Magnetic stratigraphy and biostratigraphy of Pliocene "argille azzurre", Northern Apennines (Italy)*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 110, 83-102.
- Chierici M.A., Busi M.T. e Cita M.B., 1962: *Contribution a une étude écologique des foraminifères dans la Mer Adriatique*. Rev. Micropal., 5 (2), 123-142.
- Ciangherotti A., Esu D., Martinetto E. e Giuntelli P., 2007: *The remarkable Middle Pliocene non-marine mollusc record from Ceresole d'Alba, Piedmont, north-west Italy: Biochronology, palaeobiogeography and palaeoecology supported by fossil plants*. Geobios, 40, 573-587. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geobios.2006.10.005>
- CIESM, 2008: *The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology – A consensus report*. CIESM Workshop Monographs 33, Monaco, 168 pp..
- Cimerman F., Langer M.R., 1991: *Mediterranean Foraminifera*. Slov. Acad. Znan. Umetn. C. IV: Hist. Nat., 30, 1-118, 93 tav.
- Cita M.B., 1975: *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VII Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record*. Riv. It. Paleont. Strat. 83, 527-544.

- Clari P., Bernardi E., Cavagna S., Dela Pierre F., Irace A., Lozar F., Martinetto E., Trenkwalder S. e Violanti D., 2008: *Alba e tramonto della Crisi Messiniana*. Alba, 10-11 ottobre 2008, Guida all'escursione, 43 pp.
- Colalongo M.L., Padovani A., Sartoni S., Tampieri R., D'onofrio S., Elmi C., Francavilla F., Manzoni M., Poluzzi A. e Russo A., 1972: *Biostratigrafia e cronostatigrafia del Pliocene*. Boll. Soc. Geol. It., 91, 489-509.
- Colalongo M.L., D'Onofrio S. e Iaccarino S., 1982: *Schema biostratigrafico a Foraminiferi per il Pliocene e il basso Pleistocene nell'Appennino settentrionale e nella Pianura Padana*. In: Cremonini G., Ricci Lucchi F. (eds.) Guida alla geologia del margine appenninico padano. Guida Geol. Reg. S.G.I., 121-122.
- Conato V., 1954: *Rettifica di nomenclatura di foraminiferi per omonimia*. Riv. It. Paleont. Strat., 60 (1), 3.
- Dallan L., Giannelli L., e Salvatorini G., 1968: *Globigerina sallentina, nuova specie di foraminifero planctonico del Pliocene italiano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., s.A, 75(2), 572-575.
- Damarco P., 1983: *Il Pliocene nel Bacino di Asti. Analisi paleoecologica delle associazioni a molluschi della facies piacentiana e della facies di "transizione"*. Tesi di Laurea inedita, Università di Torino, 1-188.
- Damarco P., 1984: *Analisi paleoecologica delle associazioni a molluschi della facies di transizione in località Mombercelli, Asti*. Not. Min. Paleont., 39, 28-45.
- D'Atri A. e Piazza M., 1988: *Facies a Corallinacee del Pliocene di Masserano (Biellesse)*. Atti 4° Simp. Ecol. Paleoecol. Comun. Bent., Mus. Reg. Sc. Nat. Torino: 387-395.
- D'Atri A., Dela Pierre F., Festa A., Gelati R., Gnaccolini M., Piana F., Clari P. e Polino R., 2002: *Tettorica e sedimentazione nel "Retroforeland Alpino*. Escursione post-Riunione, 81° Riun. Est. Soc. Geol. Ital. 115 pp.
- Debenay J.P., Pawlowski J. e Decrouez D., 1996: *Les foraminifères actuels*. Masson, Paris, 1-329.
- De Bortoli L., Baroncelli M.A., Gallo L.M., Violanti D., 2004: *La successione pliocenica di Cortiglione, Asti, Piemonte, Italia settentrionale): primi dati paleontologici*. IV Giorn. Paleont. Bolzano, 21-23 Maggio 2004, Riass., 1-24.
- Dela Pierre F., Clari P., Cavagna S. e Bicchi E., 2002: *The Parona chaotic complex: a puzzling record of the Messinian, Late Miocene) events in Monferrato, NW Italy*. Sedim. Geol., 152, 289-311.
- Dela Pierre F., Bernardi E., Cavagna S., Clari P., Gennari R., Irace A., Loza, F., Lugli S., Manzi V., Natalicchio M., Roveri M., e Violanti D., 2011: *The record of the Messinian salinity crisis in the Tertiary Piedmont Basin, NW Italy): The Alba section revisited*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 310, 238-255.
- Dela Pierre F., Clari P., Bernardi E., Natalicchi, M., Costa E., Cavagna S., Lozar F., Lugli S., Manzi V., M., Roveri M., Violanti D., 2012: *Messinian carbonate-rich beds of the Tertiary Piedmont Basin, NW Italy): Microbially-mediated products straddling the onset of the salinity crisis*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 344-345, 78-93.
- Dela Pierre F., Clari P., Natalicchio M., Ferrando S., Giustetto R., Lozar F., Lugli S., Manzi V., Roveri M. e Violanti D., 2014: *Flocculent layers and bacterial mats in the mudstone interbeds of the Primary Lower Gypsum unit, Tertiary Piedmont basin (NW Italy): Archives of palaeoenvironmental changes during the Messinian salinity crisis*. Marine Geology, 355, 71-87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.05.010>.
- Dela Pierre F., Natalicchio M., Lozar F., Bonetto S., Carnevale G., Cavagna S., Colombero S., Sabino M. e Violanti D., 2016: *The northernmost record of the Messinian salinity crisis, Piedmont basin (Italy)*. ISPRA e Società Geologica Italiana, Geol. F. Trips, 8 No.2.1, 58 pp. doi: 10.3301/GFT.2016.03.
- Dervieux E., 1892: *Studio sui foraminiferi pliocenici di Villalvernia*. Atti R. Acc. Sc. Torino, 27, 1-6.
- Di Giulio A. e Galbiati B., 1995: *Interaction between tectonics and deposition into an episutural basin in the Alps-Appennines knot*. In Polino R., Sacchi R. (eds). Atti del Convegno sul tema "Rapporti tra Alpi e Appennino" e guida alle escursioni, Accad. Naz. delle Scienze detta dei XL, Roma, 113-128.
- Dondi L. e D'Andrea M.G., 1986: *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giorn. Geol. s.3, 48, 1/2), 197-225.
- Esu D., Girotti O. e Kotsakis T., 1993: *Palaeobiogeographical observations on Villafranchian continental molluscs of Italy*. Scripta Geol., Spec. Is., 2, 101-119.
- Falletti P., Gelati R. e Rogledi S., 1995: *Oligo-Miocene Evolution of Monferrato and Langhe, related to deep structures*. In Polino R. e Sacchi R., eds.): Atti del Convegno Rapporti Alpi-Appennino (Peveragno), Accademia Nazionale delle Scienze, 1-19.

- Fantoni R., Massari F., Minervini M., Rogledi S. e Rossi M., 2001: *Il Messiniano del margine sudalpino-padano: relazioni tra contesto strutturale e stratigrafico-deposizionale*. Geol. Insubr. 6/1, 95-108.
- Fantoni R., Bello M., Ronchi P. e Scotti P., 2002: *Po Valley Oil Play: From the Villafortuna-Treccate Field to South-Alpine and Northern Apennine Exploration*. EAGE 64th Conference & Exhibition, May 2002, Florence (Italy), Extended Abstract Book, 4.
- Fantoni R., Bersezio R. e Forcella F., 2004: *Alpine structure and deformation chronology at the Southern Alps-Po Plain border in Lombardy*. Boll. Soc. Geol. It., 123, 463-476.
- Ferraris C., 2016: *Gli epicentri dei terremoti in Piemonte meridionale*. Tesi inedita Politecnico di Torino, 1-33.
- Ferrero E., 1971: *Astian*. Giorn. Geol., 37, 1969), 33-40.
- Ferrero E. e Merlino B., 1992: *Ricostruzione paleoecologica di una malacofauna del Bacino Pliocenico Astigiano, Italia NW*. Boll. Malacol., 28, 101-138.
- Ferrero E. e Pavia G., 1996: *La successione marina pre-villafranchiana*. In: Carraro F., ed.) *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quatern., 9, 1), 36-38.
- Ferrero-Mortara E., Montefameglio L., Pavia G. e Tampieri R., 1982: *VI. Catalogo dei tipi e degli esemplari figurati della collezione Bellardi e Sacco. Parte I*. Cataloghi, Mus. Reg. Sc. Nat. Torino, 1981): 327 pp.
- Ferrero-Mortara E., Montefameglio L., Pavia G. e Tampieri R., 1984: *VII. Catalogo dei tipi e degli esemplari figurati della collezione Bellardi e Sacco. Parte II*. Cataloghi, Mus. Reg. Sc. Nat. Torino, (1981): 485 pp.
- Foglio 68 Carmagnola, 1969: *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 68 "Carmagnola"*. A cura di: Bortolami G., Carraro F., Crema G.C., Sacchi R. e Sturani C., 2ª ed., Serv. Geol. It. Roma.
- Foglio 69 Asti, 1970: *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 69 "Asti"*. A cura di: Boni A., Casnedi R. e Dal Piaz G.B., 2ª ed., Serv. Geol. It. Roma.
- Foglio 80 Cuneo, 1931: *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 80 "Cuneo"*. A cura di: Sacco F., Franchi S. e Stella A., R. Ufficio Geologico, Stab. L. Salomone, Roma.
- Foglio 156 Torino Est, 2009: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 156 "Torino Est"*. A cura di: Festa A., Dela Pierre F., Irace A., Piana F., Fioraso G., Lucchesi S., Boano P., Forno M.G., Bicchi E., Violanti D., Trenkwalder S., Ossella L., Bellardone G., Campus S. e Tamberlani F.; Coord.: Polino R.. ISPRA, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, 143 pp. Tipografia Geda, Nichelino.
- Foglio 157 Trino, 2003: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 157 "Trino"*. A cura di: Dela Pierre F., Piana F., Fioraso G., Boano P., Bicchi E., Forno M.G., Violanti D., Balestro G., Clari P., D'Atri A., De Luca D., Morelli M. e Ruffini R.; Coord.: Clari P., Polino R., APAT e Dipart. Dif. Suolo, 1-147.
- Foglio 194 Acqui Terme, in stampa: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 194 "Acqui Terme"*. A cura di: Bellino L., d'Atri A., Irace A., Piana F., Tallone S., Varrone D., Cadoppi P., Fioraso G., Fusetti E., Morelli M., Lanteri L., Paro L., Piccini C., Trenkwalder S., Bellardone G., Clemente P., De Luca D.A., Ghielmi M., Rogledi S. e Rossi M.; Coord.: Piana F.. ISPRA Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.
- Forno M.G., 1982: *Studio Geologico dell'Altopiano di Poirino*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 129-162.
- Forno M.G. e Lucchesi S., 2005: *La successione fluviale terrazzata pleistocenica dei versanti occidentale e nordoccidentale della Collina di Torino*. Il Quaternario - It. Journ. Quatern. Sc., 18 (2), 123-134.
- Forno M.G. e Boano P., 2006: *Riorganizzazione del reticolato idrografico nella Collina di Torino in relazione alla deformazione quaternaria (NW Italy)*. Il Quaternario - It. Journ. Quatern. Sc., 19 (2), 215-222.
- Forno M.G., Gattiglio M., Comina C., Barbero D., Bertini A., Doglione A., Gianotti F., Irace A., Martinetto E., Mottura A. e Sala B., 2015: *Stratigraphic and tectonic notes on the Villafranca d'Asti succession in type-area and Castelnuovo Don Bosco sector, Asti reliefs, Piedmont*. Alpine and Mediterranean Quaternary, 28 (1), 5-27.
- Frattoni S., 1990: *Paleoecologia degli orizzonti pliocenici ad Isognomon maxillatus dei dintorni di Asti (Piemonte)*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Milano.
- Gallo L.M. e Baroncelli M.A., 2001: *Note geologiche sui dintorni di Nizza Monferrato e Canelli*. IV. Il Pliocene e il Pleistocene. Quad. Erca. 16, 15-64.
- Gandino E., 1976: *Il Fossaniano: riesame del suo significato nell'area tipo*. Tesi di Laurea inedita, Università di Torino.

- Garofano E., 2004: *Studio stratigrafico e geologico-tecnico di un sito collinare a Verduno, Cuneo) ai fini dell'analisi di stabilità dei versanti*. Tesi di Laurea, Politecnico di Torino, pp.196.
- Gattiglio M., Forno M.G., Comina C., Doglione A., Violanti D. e Barbero D., 2015: *The involving of the Pliocene-Pleistocene succession in the T. Traversola deformation zone (NW Italy)*. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 28 (1), 59–70.
- Gelati R. e Gnaccolini M., 1980: *Significato dei corpi arenacei di conoide sottomarina (Oligocene–Miocene inf.) nell'evoluzione tettonico-sedimentaria del Bacino terziario ligure-piemontese*. *Riv. Ital. Paleontol.*, 86, 167–186.
- Gelati R. e Gnaccolini M., 1982: *Evoluzione tettonico-sedimentaria della zona limite tra Alpi e Appennini tra l'inizio dell'Oligocene ed il Miocene medio*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, 183-191.
- Gelati R., Rogledi S. e Rossi M., 1987: *Significance of the Messinian Unconformity-Bounded Sequences in the Apenninic Margin of the Padan Foreland Basin, Northern Italy*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 39, 319-323.
- Gelati R. e Gnaccolini M., 1988: *Sequenze deposizionali in un bacino episaturale, nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennino settentrionale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, 31, 340-350.
- Gelati R., Napolitano A. e Valdistorlo A., 1991: *Results of the studies on the Meso-Cenozoic succession in the Monte Olimpino 2 tunnel. The tectono-sedimentary significance of the «Gonfolite Lombarda»*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 97, 3-4), 565-598.
- Gelati R. e Gnaccolini M., 1996: *The stratigraphic record of the Oligocene-Early Miocene events at the south-western end of the Piedmont Tertiary Basin*. *Riv. It. Paleontol. Strat.*, 102 (1), 65-76.
- Gennari R., Iaccarino S.M., Di Stefano A., Sturiale G., Cipollari P., Manzi V., Roveri M. e Cosentino D., 2008: *The Messinian-Zanclean boundary in the Northern Apennines*. In: Manzi, V., Iaccarino, S.M., Lugli, S., Roveri, M., Eds.), *The Messinian Salinity Crisis Revisited II*. *Stratigraphy*, 5, 309-325.
- Ghibaudo G., Clari P. e Perello M., 1985: *Litostratigrafia, sedimentologica ed evoluzione tettonico-sedimentaria dei depositi miocenici del margine Sud-Orientale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese, Valli Borbera, Scrivia e Lemme*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104, 349-397.
- Ghibaudo G., Massari F., Chiambretti I. e D'Atri A., 2014a: *continental to basinal succession of the southern margin of the Tertiary Piedmont Basin, Roccaverano area – Langhe Sub-basin (North-Western Italy)*. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, 6, 1-51, doi:10.3304/JMES.2014.001.
- Ghibaudo G., Massari F. e Chiambretti I., 2014b: *Oligo-Miocene tectono-sedimentary evolution of the Langhe Sub-basin: From continental to basinal setting (Tertiary Piedmont Basin - North-Western Italy)*. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, 6, 53-144, doi:10.3304/JMES.2014.002.
- Ghielmi M., Rogledi S. e Rossi M., 1998: *Studio stratigrafico-sedimentologico dell'area padana*. Rapporto Interno Agip, San Donato Milanese, Italia), pp. 72.
- Ghielmi M., 2001: *Permesso A.R94.AG (Nord Adriatico): Stratigrafia fisica, sedimentologia e implicazioni minerarie*. Rapporto Interno ENI Div. Agip, San Donato Milanese, Italia), pp. 19.
- Ghielmi M., Vigna B., Violanti D., Rogledi S. e Amore M.R., 2002: *Evoluzione tettono-sedimentaria della successione plio-pleistocenica nel settore del Piemonte centro-meridionale*. Atti 81ª Riunione estiva della Società Geologica Italiana, Torino, 10-12 settembre 2002, 181-182.
- Ghielmi M., Nini C., Rogledi S., Minervini M. e Rossi M., 2008: *Tectono-Stratigraphic Framework of the Pliocene-to-Pleistocene Succession in the Po-Plain-Adriatic Foredeep, Italy*. 84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana - Sessione 26, Sassari (Italy), 15-17 Settembre 2008, 425-426.
- Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S. e Rossi M., Vignolo A., 2010: *Sedimentary and Tectonic Evolution in the Eastern Po-Plain and Northern Adriatic Sea Area from Messinian to Middle Pleistocene, Italy*. In Sassi F.P. (ed.): *Nature and Geodynamics of the Lithostere in Northern Adriatic*. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 21 (Suppl. 1), 131-166. <http://dx.doi.org/10.1007/s12210-010-0101-5>.
- Ghielmi M., Amore M.R., Bolla E., Carubelli P., Knezaurek G. e Serraino C., 2011: *The Pliocene to Pleistocene Succession of the Hyblean Foredeep, Sicily (Italy)*. In: AAPG International Conference and Exhibition, Milan (Italy), 23-26 October 2011.
- Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S. e Rossi M., 2013: *Late Miocene-Middle Pleistocene sequences in the Po Plain e Northern Adriatic Sea (Italy): The stratigraphic record of modification phases affecting a complex foreland basin*. *Mar. Petr. Geol.*, 42, 50-81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.007>.

- Gibbard P.L., Head, M.J., Walker, M.J.C. e Subcommission on Quaternary Stratigraphy., 2010: *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. Journal of Quaternary Science, **25**, 2: 96-102.
- Giraudi C., Mottura A., Sala B., Siori M. S., e Bormioli D., 2003: *The Castagnone site, Cerrina Valley, Monferrato Hills, NW Italy): Early Pleistocene sedimentary record and biochronology*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 109 (3), 517-526.
- Gnavi L., 2009: *La successione messiniana del Bacino Terziario Piemontese: dati stratigrafici di affioramento e di sottosuolo, caratterizzazione geochemica e palinologica*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Torino, pp. 214.
- Gradstein F., Ogg J. e Smith A., 2004: *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 589 pp.
- Hsu K.J., Ryan W.B.F. e Cita M.B., 1972: *Late Miocene desiccation of the Mediterranean*. Nature, 242, 240-244.
- Hunziker J. C. e Martinotti G., 1984: *Geochronology and evolution of the Western Alps: a review*. Mem. Soc. Geol. It., 29 43-56.
- Hürzeler J., 1967: *Nouvelles découvertes de mammifères dans les sédiments fluvio-lacustres de Villafranca d'Asti*. Coll. Intern. C.N.R.S., 163, 633-636.
- Iaccarino S. e Papani G., 1980: *Il Messiniano dell'Appennino Settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e il Pliocene*. Vol. dedicato a S. Venzo, Univ. Studi di Parma, 15-46.
- Iaccarino S., 1985: *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders. J.B. & Perch Nielsen K, eds.: *Plankton Stratigraphy*: 283-314.
- Irace A., 2004: *Il Messiniano Piemontese: nuovi dati da due aree campione*. Tesi di Dottorato inedita, Univ. di Torino, 167 pp.
- Irace A., Dela Pierre F., Irace A., Dela Pierre F. e Clari P., 2005: *"Normal" and "chaotic" deposits in the Messinian Gessoso-solfifera Fm. at the north-eastern border of the Langhe domain (Tertiary Piedmont Basin)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 4, 77-85.
- Irace A., Clemente P., Natalicchio M., Ossella L., Trenkwalder S., De Luca D. A., Mosca P., Piana F., Polino R. e Violanti D., 2010: *Geologia e idrostratigrafia profonda della Pianura Padana occidentale*. La Nuova Lito Firenze, pp. 110, ISBN 978-88-904554-0-7.
- Kennett J.P. e Srinivasan M.S., 1983: *Neogene planktonic foraminifera*. Hutchinson Ross Publ. Comp., Stroudsburg, 265 pp.
- Laubscher H.P., Biella G.C., Cassinis R., Gelati R., Lozej A., Scarascia S, e Tabacco I., 1992: *The collisional knot in Liguria*. Geolog. Rundsch., 81, 275-289
- Lindsay E.H., Opdyke N.D. e Johnson N.M., 1980: *Pliocene dispersal of the horse Equus and late Cenozoic mammalian dispersal events*. Nature, 287, 135-138.
- Lona F. e Bertoldi R., 1972: *La storia del Plio-Pleistocene italiano in alcune sequenze vegetazionali lacustri e marine*. Mem. Acc. Naz. Lincei, Cl Sc. Fis. Mat., Nat., s.8, 11, 3) 45 pp.
- Lozar F., Violanti D., Dela Pierre F., Bernardi E., Cavagna S., Clari P., Irace A., Martinetto E. e Trenkwalder S., 2010: *Calcareous nannofossils and foraminifers herald the Messinian salinity crisis: the Pollenzo section, Alba, Cuneo, NW Italy*. Geobios, 43, 21-32.
- Lozar F., Clari P., Dela Pierre F., Natalicchio M., Bernardi E., Violanti D., Costa E. e Giardino M., 2014: *Virtual tour of past environmental and climate change: the Messinian succession of the Tertiary Piedmont Basin*. Geoheritage, DOI 10.1007/s12371-014-0098-8.
- Lozar F., Violanti D., Bernardi E., Dela Pierre F. e Natalicchio M., 2018: *Identifying the onset of the Messinian salinity crisis: a reassessment of the biochronostratigraphic tools, Piedmont Basin, NW Italy*. Newsletters on Stratigraphy, 51, 1).
- Krijgsman W., Hilgen F.J., Marabini S. e Vai G.B., 1999: *New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the northern Apennines, Vena del Gesso Basin (Italy)*. In: Cita M.B., McKenzie J. (Eds.), *Cycles, Sea Levels in Messinian Times*. Mem. Soc. Geol. Ital., LIV, 25-33.
- Macaluso L., Martinetto E. Vigna B., Bertini A., Cilia A., Teodoridis V. e Kvacek Z., 2018) – *Paleofloral and stratigraphic context of a new fossil forest from the Pliocene of NW Italy*. Review of Paleobotany and Palynology 248, 15-33
- Manzi V., Roveri M., Gennari R., Bertini A., Biffi U., Giunta S., Iaccarino S.M., Lanci L., Lugli S., Negri A., Riva A., Rossi M.E., Taviani M., 2007: *The deep-water counterpart of the Messinian Lower Evaporites in the Apennine foredeep: The Fanantello section, Northern Apennines, Italy*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 251, 470-499.

- Martinetto E., 1995: *Significato cronologico e paleoambientale dei macrofossili vegetali nell'inquadramento stratigrafico del "Villafranchiano" in alcuni settori del Piemonte*. Tesi di Dottorato, Univ. Torino, 149 pp.
- Martinetto E., 1999: *Chronological framing of Pliocene to Early Pleistocene plant macrofossil assemblages from northern Italy*. Acta Palaeobot., Suppl. 2, 503-511.
- Martinetto E., 2003: *Leaves of terrestrial plants from the shallow marine and transitional Pliocene deposits of Asti, Piedmont, NW Italy*. Boll. Soc. Paleont. It. 42, 11-75.
- Martinetto E., Scardia G. e Varrone D., 2007: *Magnetobiostratigraphy of the Stura di Lanzo Fossil Forest succession, Piedmont, Italy*. Riv. It. Paleont. Strat., 113, 1), 109-125.
- Martinetto E., Bertini A., Bruch A., Cilia A e Kvacek Z., 2007: *Quantitative climatic evaluation of a rich Pliocene leaf, fruit and pollen assemblage from Fossano, NW Italy*. Mio/Pliocene climate in Eastern and Western Eurasia: Comparing data from Europe and China, November 2007, Bratislava, Abstract Volum: 14.
- Martinetto E., 2015: *Monographing the Pliocene and early Pleistocene carpofloras of Italy: methodological challenges and current progress*. Palaeontographica Abt. B 293, 57-99.
- Martinis B., 1954: *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Pliocene piemontese*. Riv. It. Paleont. Strat., 60(2-3), 45-114/125-194.
- Masini F. e Torre D., 1987: *Review of the Villafranchian arvicolids of Italy*. Geol. Rom., 26, 127-133.
- Mazzarella A., 2003: *I Foraminiferi Pliocenici di Isola d'Asti, Piemonte): interpretazione biostratigrafica e paleoambientale*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Torino, pp. 249.
- Mazzarella A. e Violanti D., 2004: *I Foraminiferi pliocenici di Isola d'Asti, Piemonte, Italia settentrionale): analisi quantitativa e implicazioni paleoambientali*. Giorn. Paleont., Abs., 43.
- Mayer-Eymar K., 1867: *Catalogue systématique et descriptif des fossiles des terrains tertiaires qui se trouvent au Musée Fédéral de Zürich*. Mayer, Zürich, v. 1, pp. 37.
- Milankovitch M., 1941: *History of radiation on the Earth and its use for the problem of the Ice Ages*. K. Serb. Akad. Beogr. Spec. Publ. 142.
- Milker Y., 2010: *Western Mediterranean shelf foraminifera: Recent distribution, Holocene sea-level reconstructions, and paleoceanographic implications*. PhD Thesis, Hamburg University, 169 pp.
- Minervini M., 1999: *Comparazione tra le serie Messiniane Veneta e Lombarda: caratterizzazione sedimentologica e geochimica*. Tesi di Laurea, Univ. di Padova.
- Minervini M., Ghielmi M., Rogledi S. e Rossi M., 2008: *Tectono-Stratigraphic Framework of the Messinian-to-Pleistocene Succession in the Western Po-Plain Foredeep, Italy*. 84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana - Sessione 26, Sassari (Italy), 15-17 Settembre 2008, 562-563.
- Minervini M., Rogledi S. e Rossi M., 2009: *Timing, hierarchy and significance of the Messinian and Lower Pliocene erosional surfaces in the Southern Alps margin, Northern Italy*. "Earth System Evolution and the Mediterranean area from 23Ma to the present", 13th RCMNS Congress, Napoli (Italy), 2-6 September 2009.
- Montefameglio L., Pavia G. e Rosa D.A., 1979: *Associazione a molluschi del Tabianiano del Basso Monferrato, Alba, Italia NW*. Boll. Soc. Paleont. It. 18(2), 173-199.
- Mosca P., Polino R., Rogledi S. e Rossi M., 2010: *New data for the kinematic interpretation of the Alps-Apennines junction, Northwestern Italy*. Int. J. Earth Sci., Geol. Rundsch.), 99, 833-49.
- Mosna S. e Vercesi P.L., 1975: *Globigerinoides italicus nuova specie del Pliocene inferiore ligure*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 25, 14-16.
- Murray J.W., 1991: *Ecology and Paleoecology of Benthic Foraminifera*. Longman Scientific & Technical, New York, 397 pp.
- Murray J.W., 2006: *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 426 pp.
- Mutti E., Davoli G., Figoni M. e Sgavetti M., 1994: *Part 1: Conceptual Stratigraphic Framework*. In E. Mutti, G. Davoli, S. Mora e M. Sgavetti (eds.): The Eastern Sector of the South-Central Folded Pyrenean Foreland: Criteria for Stratigraphic Analysis and Excursion Notes, 2nd High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference – 20-26 June 1994, Tremp (Spain), 3-16.
- Mutti E., Papani L., Di Biase D., Davoli G., Mora S., Segadelli S. e Tinterri R., 1995: *Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue*

- implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino*. Memorie di Scienze Geologiche, v. 47, 217-244.
- Mutti E., Davoli G., Tinterri R. e Zavala C., 1996: *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. Memorie di Scienze Geologiche, Padova (Italy), v. 48, 233-291.
- Mutti E., Tinterri R., Remacha E., Mavilla N., Angella S. e Fava L., 1999: *An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective*. AAPG Continuing Education Course Note, Series 39.
- Mutti E., Tinterri R., Remacha E., Di Biase D., Fava L., Mavilla N., Angella S. e Calabrese L., 2000: *Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems*. Revista de la Sociedad Geologica de España, 13, 165-190.
- Mutti E., Di Biase D., Fava L., Mavilla N., Sgavetti M. e Tinterri R., 2002: *The Tertiary Piedmont Basin*. In: Mutti E., Ricci Lucchi F. e Roveri M. (Eds.), *Revisiting turbidites of the Marnoso-Arenacea Formation and the basin margin counterpart problems with classic models*. Excursion Notes – Part II, 25 pp.
- Mutti E., Tinterri R., Benevelli G., Di Biase D. e Cavanna G., 2003: *Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins*. Mar. and Petr. Geol., 20, 733-755.
- Muttoni G., Carcano C., Garzanti E., Ghielmi M., Piccin A., Pini R., Rogledi S. e Sciunnach D., 2003: *Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps*. Geology, v. 31, 989-992.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983: *North American stratigraphic code*. AAPG Bull., 67, 841-875.
- Ogniben L., 1957: *Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem. Descr. Carta Geol. It., 33, 275 pp.
- Okada H. e Bukry D., 1980: *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation, Bukry (1973; 1975)*. Mar. Micropaleont., 5(3): 321-325.
- Ori G.G., Friend P.F., 1984: *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, v. 12, 475-478.
- Patacca, E., Scandone, P., 2004: *The Plio-Pleistocene Thrust Belt-Foredeep System in the Southern Apennines and Sicily (Italy)*. Spec. Vol. of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence, 2004, 94-129.
- Pavia G., 1970: *Resti di Anancus arvernensis e flora ad affinità pliocenica nel Villafranchiano inferiore della cava Arboschio*. Mem. Soc. Geol. It., 9, 157-176.
- Pavia G., 1976: *I Molluschi del Pliocene inferiore di Monteu Roero, Alba, Italia NW*. Boll. Soc. Paleont. It., 14, 1975 (2), 99-175.
- Pavia G., 1981: *Molluschi del Tabianiano del Basso Monferrato, Alba, Italia NW*. Boll. Soc. Paleont. It., 19 (1980) (2), 205-226.
- Pavia G. e Demagistris L., 1980: *Cypraeacea del Pliocene medio-superiore di Valleandona, Asti*. Conchiglie, 6, 9-10, 128-144.
- Pavia G., Chiambretto L. e Oreggia G., 1989: *Paleocomunità a molluschi nel Pliocene inferiore di Breolungi, Mondovì, Italia NW*. Atti 3° Simp. Ecol. Paleoc. Comun. Bent, 1985), 521-569.
- Pavia G., Bortolami G. e Damarco P., 2004: *Censimento dei Geositi del settore regionale Collina di Torino e Monferrato*. Quaderno Sc. 5, Regione Piemonte, 146 pp.
- Pavia G. e Violanti D., 2003: *Stop 1 – Moncalvo, impianti sportivi*. In: Violanti D., Martinetto E. e Pavia M. (eds.) Giornate di Paleontologia 2003, Alessandria, 22-25 Maggio 2003 - Guida alle Escursioni, 15-18.
- Pavia G. e Zunino M., 2008: *Progetto di geoconservazione del sito a brachiopodi del Pliocene inferiore di Capriglio, Asti*. Geologica Rom., 41.
- Peola P., 1895: *Flora fossile braidense*. Racca, Brà, pp. 134.
- Peola P., 1896: *Flora fossile dell'Astigiano*. Riv. Ital. Paleont., 2(3): 139.-158.
- Peola P., 1901: *La vegetazione in Piemonte durante l'Era Terziaria*. Riv. Fis. Mat. Sc. Nat. Pavia: 1-45.
- Pezzetti C., 2010: *Studio dei micromammiferi del Toringiano superiore, Pleistocene superiore) di Moletto, Ottiglio Monferrato (AL)*. Tesi magistrale, Univ. di Torino, 165 pp.
- Piana F. e Polino R., 1994: *La zona transpressiva di Rio Freddo e l'evoluzione convergente della Collina di Torino e del Monferrato durante il Terziario*. Atti Tic. Sc. Terra, ser. spec. 1, 167-180.

- Piana F. e Polino R., 1995: *Tertiary structural relationships between Alps and Apennines: the critical Torino Hill and Monferrato area, Northwestern Italy*. Terra Nova, 7, 138-143.
- Pieri M., e Groppi G., 1981: *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy)*. Consiglio Nazionale delle Ricerche: Progetto Finalizzato Geodinamica C.N.R., 414, 1-13.
- Pilone A., 2004: *Successione pliocenica del settore compreso tra il fiume Tanaro ed il Torrente Bobore (Bacino di Asti): analisi litologica, biostratigrafica e strutturale*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Torino, pp. 214.
- Principi G. e Treves B., 1984: *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., 28, 549-576.
- Regione Lombardia, Eni Divisione Agip, 2002: *Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombardia*. A cura di C. Carcano e A. Piccin. S.EL.CA., Firenze).
- Righetto L., 2002: *Il Pliocene inferiore del Foglio "Trino": analisi biostratigrafica e paleoambientale delle associazioni a foraminiferi di Calliano*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Torino, pp. 255.
- Rio D., Sprovieri R. e Raffi I., 1984: *Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene-Lower Pleistocene succession of Capo Rossello area (Sicily)*. Mar. Micropal., 9, 135-180.
- Rio D., Raffi I. e Villa G., 1990: *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. Proc. ODP, Scientific Results, v. 107, 513-533.
- Rio D., Sprovieri R. e Di Stefano E., 1994: *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series*. Riv. It. Paleont. Strat., 100, 103-124.
- Rossi M. e Rogledi S., 1988: *Relative sea level changes, local tectonic setting and basin margin sedimentation in the interference zone between two orogenic belts: seismic stratigraphic examples from Padan foreland basin, Northern Italy*. In Nemeč W. e Steel R.J. (ed.): *Fan Deltas Sedimentology and tectonic settings*, Blackie and Son, 368-384.
- Rossi M., 1996: *Field trip guidebook to the Santerno Valley, Northern Italy): an example of the Middle-Late Miocene fill of Northern Apennines Foreland Basin*. 13th Norwegian Exploration Managers' Conference, Verona (Italy), 1-3 September 1996, pp. 22.
- Rossi M., Rogledi S., Barbacini G., Casadei D., Iaccarino S. e Papani G., 2002: *Tectono-stratigraphic architecture of Messinian piggyback basins of Northern Apennines: the Emilia folds in the Reggio-Modena area and comparison with the Lombardia and Romagna sectors*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. 1, 437-447.
- Rossi M., Mosca P., Polino R., Rogledi S. e Biffi U., 2009: *New outcrop and subsurface data in the Tertiary Piedmont Basin, NW Italy): unconformity-bounded units and their relationships with basin modification phases*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 115 (3), 305-335.
- Rossi M., Minervini M., Ghielmi M. e Rogledi S., 2015: *Messinian and Pliocene erosional surfaces in the Po Plain-Adriatic Basin: Insights from allostratigraphy and sequence stratigraphy in assessing play concepts related to accommodation and gateway turnarounds in tectonically active margins*. Marine and Petroleum Geology, 2015). <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.12.012>.
- Rossi M., Minervini M., Ghielmi M. e Rogledi S., in stampa: *The Po Plain-Adriatic Basin*. In Lofi J. (ed.): *Seismic Atlas of the "Messinian Salinity Crisis" Markers in the Mediterranean and Black Seas - vol. 2*.
- Rossi M. e Craig J., 2016: *A new perspective on sequence stratigraphy of syn-orogenic basins: insights from the Tertiary Piedmont Basin, Italy) and implications for play concepts and reservoir heterogeneity*. In Bowman M. e Good T. (eds.): *The Value of Outcrop Studies in Reducing Subsurface Uncertainty and Risk in Hydrocarbon Exploration, Development and Production*. Geological Society Special Publication, London.
- Roveri M., Manzi V., Bassetti M.A., Merini M. e Ricci Lucchi F., 1998: *Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern Romagna, northern Apennines (Italy)*. Giornale di Geologia, 60, 119-142.
- Roveri M. e Manzi V., 2006: *The Messinian salinity crisis: Looking for a new paradigm?* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 238, 386-398.
- Roveri M. e Manzi V., 2007: *Gessoso-Solfifera*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Gropelli G., Manetti P. e Petti F.M. (eds.), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali*, 2), Quad. Serv. Geol. d'Italia, serie III, 7(7), 303-310.
- Roveri M., Lugli S., Manzi V. e Schreiber B.C., 2008: *The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: new insights for the Messinian Salinity Crisis*. Terra Nova, 20, 483-488.

- Ruggieri G., 1962: *La serie marina pliocenica e quaternaria della Romagna*. Camera di Commercio, Industria e Agricoltura, Forlì, 79 pp.
- Ruggieri G., 1967: *The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea*. In Adams C.G. e Ager D.V. (eds.): *Aspects of Tethyan Biogeography*. Systematics Association Publication, 7: 283-290.
- Ryan W.B.F. e Cita M.B., 1978: *The nature and distribution of Messinian erosional surfaces. Indicators of a several Kilometers deep Mediterranean in the Miocene*. Marine Geology, 27 (3/4), 193-230.
- Sacchetto A., 2009: *Rilevamento geologico e analisi stratigrafica del settore compreso tra Castagnito e Costigliole d'Asti*. Tesi di Laurea inedita, Università di Torino, 51 pp.
- Sacco F., 1884: *Nuove specie fossili di molluschi lacustri e terrestri in Piemonte*. Att. R. Acc. Sc. Torino, s. 2, 19, 247-264.
- Sacco F., 1886: *Le Fossanien nouve étage du Pliocène d'Italie*. Bull. Soc. Geol. France, s. 3, 15, 27-36.
- Sacco F., 1889-1890: *Il Bacino Terziario e Quaternario del Piemonte*. Atti Soc. It. Sc. Nat. (Milano), vol. 31, 298-398.
- Sacco F., 1895-1900: *I molluschi dei terreni Terziari del Piemonte e della Liguria*. Clausen, Torino, Parte XVIII, 51 pp; Parte XXVIII, 70 pp., Clausen, Torino.
- Sacco F., 1906: *Resti fossili di rinoceronti nell'Astigiano*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, s. 2, 56, 105-115.
- Sacco F., 1935: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, fogli di Torino, Vercelli, Mortara, Carmagnola, Asti, Alessandria, Cuneo, Ceva, Genova N. e Voghera O. costituenti il Bacino Terziario del Piemonte*. Ministero delle Corporazioni, R. Ufficio Geologico, Roma, Istituto Poligrafico dello Stato, 85 p., 5 tav.
- Sampo' M., 1976: *Analisi micropaleontologiche*. In Pavia G., ed.: *I molluschi del Pliocene inferiore di Monteu Roero, Alba (Italia NW)*. Boll. Soc. Paleont. It., 14(2), 104-105.
- Sampo' M., Zappi L. e Caretto P. G., 1968: *Les foraminifères de "l'Astien"*. Estr. Giorn. Geol., serie 2 (Bologna), 35, fasc. 3, 227-293.
- Sechi G., 1983: *Il Pliocene nel Bacino di Asti. Studio delle associazioni a Foraminiferi bentonici dalla facies tabianiana alla facies astiana*. Tesi di Laurea inedita, Università di Torino, pp. 187.
- Selli R., 1960: *Il Messiniano Mayer-Elmar 1867. Proposta di un neostratotipo*. Giorn. Geol., s. 2, 28, 1-33.
- Sgarrella F., Moncharmont M., 1993: *Benthic Foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. It. Paleont., 32, 2, 1-145.
- Sgarrella F., Sprovieri R., Di Stefano E., Caruso A., Sprovieri M. e Bonaduce G., 1999: *The Capo Rossello bore-hole, Agrigento (Sicily) cyclostratigraphic and paleoceanographic reconstructions from quantitative analyses of the Zanclean foraminiferal assemblages*. Riv. It. Paleont. Strat., 105, (2), 303-322.
- Simonetti R., 1999: *Biostratigrafia ed evoluzione paleoambientale nell'intervallo pliocenico nell'area a Sud di Bra (Provincia di Cuneo)*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Torino, pp. 289.
- Siori M.S. e Sala B., 2007: *The mammal fauna from the late Early Biharian site of Castagnone, Northern Monferrato, Piedmont (NW Italy)*. Geobios, 40 (2), 207-217.
- Socin C., 1954: *Microfauna terziarie del Monferrato*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino, fasc. III, 25-50.
- Sprovieri R., 1986: *Paleotemperature changes and speciation among benthic foraminifera in the Mediterranean Pliocene*. Boll. Soc. Paleont. It., 24, (1), 13-21.
- Sprovieri R. e Hasegawa S., 1990: *Plio-Pleistocene benthic foraminifer stratigraphic distribution in the Deep Sea record of the Tyrrhenian Sea, ODP LEG 107*. In Kastens K.A., Mascle J. et al. Proc. ODP Sc. Res. 107, 429-459.
- Stainforth R.M., Lamb J.L., Luterbacher H.P., Beard J.H. e Jeffords R.M., 1975: *Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms*. Univ. Kansas Paleont. Contr., 62, 1-425.
- Sturani C., 1973: *A fossil eel, Anguilla sp.) from the Messinian of Alba, Tertiary piedmontese basin*. *Palaeoenvironmental and palaeogeographic implications. "Messinian events in the Mediterranean"*. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen - Amsterdam, 243-255.
- Sturani C. e Sampo' M., 1973: *Il Messiniano inferiore in facies diatomitica nel Bacino Terziario Piemontese*. Memorie della Società Geologica Italiana, 12, 335-358.
- Sturani C., 1975: *Il significato geodinamico della crisi di salinità del Miocene terminale nel Mediterraneo. Relazione scientifica dell'attività svolta dal 1° novembre 1974 al 31*

- ottobre 1975. Relazione relativa al contributo di ricerca N. 74.01479.05. In CNR Programma Geodinamica, 51-58.
- Sturani C., 1976: *Messinian facies in the Piedmont Basin*. Mem. Soc. Geol. It., 16, 11-25.
- Trenkwalder S., 2004: *Associazioni ad Ostracodi nel Pliocene del Monferrato Orientale*. Tesi di Dottorato inedita, Univ. degli Studi di Torino, 200 pp.
- Trenkwalder S., Violanti D., D'Atri' A., Lozar F., Dela Pierre F. e Irace A., 2008: *The Miocene/Pliocene boundary and the Early Pliocene micropaleontological record: new data from the Tertiary Piedmont Basin, Moncucco quarry, Torino Hill (Northwestern Italy)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., 47 (2), 87-103.
- Tropeano D., Turconi L. e Violanti D., 2014: *Pliocene deposits of the south-western Turin Hill (NW Italy): new perspectives on the regional tectonic evolution*. RCMNS Interim Colloquium, Torino, Italy), 25-28 Settembre 2014, Abstr., 53.
- Vai G.B. e Ricci Lucchi F., 1977: *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines*. Sediment., 24, 211-244.
- Vai G.B., 1981: *Messinian gypsum of Vena del Gesso Basin, Bologna-Romagna Apennines*. Excursion n.6. In: Excursion Guidebook of the 2nd I.A.S. European Regional Meeting, Bologna, Italy), 207-230.
- Vai G.B., 1997: *Cyclostratigraphic estimate of the Messinian Stage duration*. In: Montanari A., Odin G.S. e Coccioni R., Eds., *Miocene Stratigraphy – An Integrated Approach*, Elsevier, Amsterdam, 463-476.
- Vail P.R., Mitchum M.R. Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III, Sangree J.B., Bubb J.N. e Hatlelid W.G., 1977: *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. AAPG Memoir 36, 49-212.
- Van der Zwaan G.J., Jorissen F.J. e de Stigter H.E., 1990: *The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications*. Marine Geology, 95, 1-16.
- Van Hinsbergen D.J.J., Kouwenhoven T.J. e Van der Zwaan G.J., 2005: *Paleobathymetry in the backstripping procedure: Correction for oxygenation effects on depth estimates*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 221, 245-265.
- Verhallen P.J.J.M., 1991: *Late Pliocene to Early Pleistocene Mediterranean mud-dwelling foraminifera. Influence of a changing environment on community structure and evolution*. Utrecht Micropaleont. Bull. 40, 1-220.
- Vigna B., Accattino G., Amalberto S., Banzato C. e Strippoli S., 2008: *La successione messiniana nel settore di Moncalvo-Calliano, Basso Monferrato): un tipico bacino cannibalistico?*. Riassunti del Convegno Alba e tramonto della Crisi Messiniana. Alba, Cuneo), 10-11 ottobre 2008, 65-66.
- Vigna B., Fiorucci A. e Ghielmi M., 2010: *Relations between stratigraphy, groundwater flow and hydrogeochemistry in Poirino Plateau and Roero areas of the Tertiary Piedmont Basin – Italy*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XC, 267-292.
- Vigna B., 2011: *Il Modello geologico*. In: Civita M.V., Vigna B., De Maio M., Fiorucci A., Pizzo S., Gandolfo G., Banzato C., Menegatti S., Offi M. e Moitre B., 2011: *Le acque sotterranee della pianura e della collina cuneese*. Amm. Provinciale di Cuneo, Politecnico di Torino. 2011.
- Violanti D., 1987: *Analisi paleoambientali e tassonomiche di associazioni a Foraminiferi del Pliocene ligure, Rio Torsero*. Boll. Mus. Region. Sc. Nat. Torino, 5, 1, 239-293.
- Violanti D. e Giraud V., 1992: *Contributi allo studio del Neogene delle Langhe sud-occidentali, Mondovì*. Riv. It. Paleont. Strat. 97, 3-4), 639-660.
- Violanti D., 1996: *Foraminiferi*. In: Carraro F. (ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti . Il Quatern.*, 9 (1), 94-95.
- Violanti D., Baroncelli M. A., Florean S., Gallo M. e Lozar F., 2000: *Benthic assemblages as indicators of deltaic paleoenvironments: a study of Pliocene biofacies from Piedmont, Northwestern Italy*. XI RCMNS Congr., Abstr. 43.
- Violanti D., 2005: *Pliocene Foraminifera of Piedmont (north-western Italy): a synthesis of recent data*. Annali dell'Università degli Studi di Ferrara – Museologia Scientifica e Naturalistica, vol. spec. 2005, 75-88.
- Violanti D., Trenkwalder S., Dela Pierre F. e Irace A., 2005: *The Miocene/Pliocene boundary in Piedmont, North-Western Italy*. Micropaleontological analyses on outcrop, Moncucco quarry) and subsurface, Narzole corehole) assemblages. The Micropaleontological Society's Foraminifera and Nannofossil Groups Joint Spring Meeting, Abstr., 37-38.
- Violanti D. e Sassone P., 2008: *Il Pliocene del sottosuolo di Casale Monferrato, Piemonte, Italia Nord-Occidentale): dati preliminari*. Atti Mus. Sc. Nat. Trieste, Suppl. vol. 53 (2006), 233-264.

Violanti D., Trenkwalder S., Lozar F. e Gallo L.M., 2009: *Micropalaeontological analyses of the Narzole core: biostratigraphy and palaeoenvironment at the Late Messinian and Early Zanclean of Piedmont, Northwestern Italy*. Boll. Soc. Paleont. Ital., 48 (3), 167-181.

Violanti D., Dela Pierre F., Trenkwalder S., Lozar F., Clari P., Irace A. e D'Atri A., 2011a: *Biostratigraphic and palaeoenvironmental analyses of the Messinian/Zanclean boundary and Zanclean succession in the Moncucco quarry, Piedmont, northwestern Italy*. Bull. Soc. Geol. de France, 182, 149-162. DOI: 10.2113/gssgfbull.182.2.149

Violanti D., Bonci M.C., Trenkwalder S., Lozar F., Beccaro P., Dela Pierre F., Bernardi E. e Boano P., 2011b: *Micropalaeontological evidences of high productivity episodes in the Zanclean of Piedmont, Early Pliocene, Northwestern Italy*. Boll. Soc. Paleont. Ital., 50 (2), 111-133.

Violanti D., 2012: *Pliocene Mediterranean Foraminiferal Biostratigraphy: A Synthesis and Application to the Palaeoenvironmental Evolution of Northwestern Italy*. In: Elitok Ö. (ed.). *Stratigraphic Analysis of Layered Deposits*, InTech, Rjecka: 123-160. ISBN 978-953-51-0578-7. <http://www.intechopen.com/books/stratigraphic-analysis-of-layered-deposits>.

Violanti D., Lozar F., Natalicchio M., Dela Pierre F., Bernardi E., Clari P. e Cavagna S., 2013: *Stress-tolerant microfossils of a Messinian succession from the Northern Mediterranean basin, Pollenzo section, Piedmont, northwestern Italy*. Boll. Soc. Paleont. It., 52(1), 45-54.

Wright R., 1978: *Neogene paleobathymetry or the Mediterranean based on benthic foraminifers from DSDP Leg 42A*. In: Kidd R. B. & Worstell P. J., Eds.). *Initial reports Deep Sea Drilling Project*, 42, 837-846.

Zanarello S., 2002: *Studio idrogeologico del settore centro-settentrionale dell'Altopiano di Poirino*. Tesi di Laurea inedita, Politecnico di Torino, pp. 237.

Zappi L., 1961: *Il Pliocene di Castel Verrua*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 100, 1-2), 73-204.
