



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

Foglio 177 TORTONA

A cura di:

**G. Fioraso¹, E. Barbero¹, A. Irace¹, I. Marcelli¹,
R. Catanzariti¹, S. Da Prato¹, A. Festa², F. Livio³,
L. Bonadeo³, D. Bormioli⁴, G. Moletta⁴**

Con i contributi di:

L. Ossella¹ (idrogeologia), **L. Martire²** (petrografia delle areniti),
F. Bosco⁴ (sismicità strumentale), **C.G. Piccini⁵** (eventi alluvionali e
attività estrattive), **C. Roagna⁵, A. Manazzale⁵** (rilievi da drone e
restituzioni ortofotografiche)

1 - CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse

2 - Università di Torino - Dipartimento di Scienze della Terra

3 - Università degli Studi dell'Insubria - Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia

4 - ARPA Piemonte

5 - Regione Piemonte

Enti realizzatori:



Alla data dell'elaborato definitivo (2025):

Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
P. Guidace

Responsabile del Progetto CARG - ISPRA: **M.T. Lettieri**

Responsabile della Convenzione - ISPRA: **F. Papasodaro**

Responsabile della Convenzione per la Regione Piemonte:
M. Marino (P. Magosso 2021-2022, P. Bernardelli 2022-2025)

Responsabile della Convenzione per il CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse: **G. Fioraso**

PER IL DIPARTIMENTO PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Coordinamento del Progetto e revisione scientifica: **F. Papasodaro**

Revisione scientifica per il modello 3D: **C. D'Ambrogi**

Consulente per aspetti specifici: **G. Nirta** (tettonica)

Revisione dell'informatizzazione dei dati: **R. Carta, A. Fiorentino** (ASC)

Revisione cartografico-editoriale: **S. Falcetti**

Supporto amministrativo: **S. Macchia, L. Di Lullo**

PER LA REGIONE PIEMONTE:

Coordinamento del Progetto: **D. Drago**

Consulente per la raccolta dati: **C.G. Piccini**

Supporto amministrativo: **M. Zaccagnino**

PER IL CNR - ISTITUTO DI GEOSCIENZE E GEORISORSE:

Coordinamento scientifico: **G. Fioraso**

Coordinamento informatizzazione: **I. Marcelli**

Supporto amministrativo: **E. Fucile**

Stampa: XXXXXXXX - XXXX

INDICE

I	- INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	pag. 7
II	- STUDI PRECEDENTI	» 9
1.	- SUCCESSIONE PRE-PLEISTOCENICA.....	» 9
2.	- SUCCESSIONE PLEISTOCENICA INFERIORE-OLOCENICA»	18
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 25
IV	- METODOLOGIA DI STUDIO E CRITERI DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA.....	» 35
1.	- CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE	» 35
2.	- BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA	» 39
V	- STRATIGRAFIA.....	» 41
1.	- UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE	» 41
1.1.	- UNITÀ TETTONICA CASSIO.....	» 43
1.1.1.	- <i>argille a Palombini (APA)</i>	» 44
1.1.2.	- <i>arenarie di Scabiazza (SCB)</i>	» 46
1.1.3.	- <i>argille varicolori di Cassio (AVV)</i>	» 49
1.1.4.	- <i>flysch di Monte Cassio (MCS)</i>	» 52
1.1.5.	- <i>argille di Viano (AVI)</i>	» 54
1.2.	- UNITÀ TETTONICA BETTOLA.....	» 57
1.2.1.	- <i>Formazione di Val Luretta (VLU)</i>	» 57
1.2.1.1.	- <i>membro di Genepreto (VLU₃)</i>	» 58
2.	- SUCCESSIONE EOCENICA <i>p.p.</i> - TORTONIANA INFERIORE.....	» 59
2.1.	- UNITÀ A NORD DELLA ZONA DI FAGLIA VILLALVERNIA-VARZI. . .	» 62
2.1.1.	- <i>brecce argillose di Baiso (BAI)</i>	» 62
2.1.2.	- <i>Marne di Monte Piano (MMP)</i>	» 63
2.1.3.	- <i>Formazione di Ranzano (RAN)</i>	» 67
2.1.3.1.	- <i>membro del Pizzo d'Oca (RAN₁)</i>	» 68
2.1.3.2.	- <i>membro di Val Pessola (RAN₂)</i>	» 69
2.1.3.3.	- <i>membro di Varano de' Melegari (RAN₃)</i>	» 71
2.1.4.	- <i>formazione di Cardona (CAD)</i>	» 75
2.1.5.	- <i>Formazione di Antognola (ANT)</i>	» 76
2.1.6.	- <i>olistostroma di Monte Lisone (OMS)</i>	» 79

2.1.7.	- arenarie di Monte Vallassa (AVL)	pag. 80
2.1.8.	- marne di Mincengo (MIN)	» 83
2.2.	- UNITÀ A SUD DELLA ZONA DI FAGLIA VILLALVERNIA-VARZI	» 86
2.2.1.	- formazione di Monastero (MST)	» 86
2.2.2.	- marne di Rigoroso (RIO)	» 88
2.2.3.	- siltiti di Gavi (SGV)	» 89
2.2.4.	- formazione di Serravalle (SEV)	» 90
3.	- SUCCESSIONE TORTONIANA <i>p.p.</i> - PLEISTOCENICA INFERIORE <i>p.p.</i>	» 92
3.1.	- MARNE DI SANT'AGATA FOSSILI (SAF)	» 92
3.1.1.	- membro siltoso-arenitico (SAF₂)	» 96
3.1.2.	- membro marnoso-pelitico (SAF₃)	» 99
3.2.	- GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA	» 101
3.2.1.	- formazione della Vena del Gesso (VGS)	» 101
3.2.1.1.	- membro di Nizza Monferrato (VGS₃)	» 102
3.2.2.	- complesso caotico della Valle Versa (CTV)	» 103
3.2.3.	- conglomerati di Cassano Spinola (CCS)	» 105
3.3.	- ARGILLE AZZURRE (FAA)	» 107
3.4.	- SABBIE DI ASTI (AST)	» 112
3.5.	- UNITÀ DI VOLPEGLINO (VPG)	» 116
3.6.	- UNITÀ DI RIVARONE (RVR)	» 117
4.	- SUCCESSIONE PLEISTOCENICA INFERIORE <i>p.p.</i> - OLOCENICA	» 123
4.1.	- PALEOBACINO DEI TORRENTI GRANA E ROTALDO	» 123
4.1.1.	- sintema di Valenza (VZL)	» 123
4.2.	- BACINI DEL T. GRUE, DEL T. CURONE E DEL T. STAFFORA	» 126
4.2.1.	- sintema di Volpedo (VPZ)	» 126
4.2.1.1.	- subsintema di Madonna di Caravaggio (VPZ₁)	» 126
4.2.1.2.	- subsintema di Casalvecchio (VPZ₂)	» 127
4.2.2.	- sintema di Pontecurone (VPD)	» 128
4.2.2.1.	- subsintema di Casalnoceto (VPD₁)	» 128
4.2.2.2.	- subsintema di La Cascinetta (VPD₂)	» 129
4.2.2.3.	- subsintema di Casa Montemerlo (VPD₃)	» 130
4.3.	- BACINI DEL T. SCRIVIA, DEL T. ORBA, DEL F. BORMIDA E DEL F. TANARO	» 131
4.3.1.	- sintema di Piandendice (PND)	» 131
4.3.2.	- sintema di Merana (MEA)	» 133
4.3.2.1.	- subsintema di Acqui (MEA₁)	» 134
4.3.2.2.	- subsintema di Madonna della Neve (MEA₂)	» 136
4.3.2.3.	- subsintema di Pian del Gatto (MEA₃)	» 136

4.3.2.4.	- subsintema di Badia Vecchia (MEA₄).....	pag. 138
4.3.3.	- <i>sintema di Cairo Montenotte</i> (CMT).....	» 138
4.3.3.1.	- subsintema di Saliceto (CMT₁).....	» 139
4.3.3.2.	- subsintema di Dego (CMT₂).....	» 141
4.3.3.3.	- subsintema di Rocchetta Cairo (CMT₃).....	» 143
4.4.	- UNITÀ UBIQUITARIE IN FORMAZIONE	» 144
4.4.1.	- <i>Depositi di frana</i> (a₁).....	» 144
4.4.2.	- <i>Discariche</i> (h₁).....	» 144

VI	- ASSETTO STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONICA	» 145
1.	- SPERONE DI TORTONA	» 147
1.1.	- UNITÀ LIGURI ESTERNE	» 149
1.2.	- UNITÀ A NORD DELLA ZONA DI FAGLIA VILLALVERNIA-VARZI... »	156
1.3.	- UNITÀ A SUD DELLA ZONA DI FAGLIA VILLALVERNIA-VARZI ... »	166
1.4.	- SUCCESSIONE TORTONIANA - PLEISTOCENICA INFERIORE <i>p.p.</i> ... »	167
1.5.	- PRINCIPALI ZONE DI DEFORMAZIONE CARTOGRAFATE. »	170
2.	- SPERONE DI PECETTO DI VALENZA - MONTECASTELLO »	184
VII	- FOGLIO DI SOTTOSUOLO E MODELLO GEOLOGICO 3D.....	» 199
1.	- FOGLIO DI SOTTOSUOLO.....	» 199
2.	- MODELLO GEOLOGICO 3D.....	» 203
VIII	- GEOMORFOLOGIA	» 211
1.	- AREA COLLINARE.....	» 211
2.	- AREA DI PIANURA	» 214
IX	- EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA	» 221
X	- SISMICITÀ E TETTONICA ATTIVA	» 227
1.	- SISMICITÀ STORICA	» 227
2.	- SISMICITÀ STRUMENTALE	» 229
3.	- TETTONICA ATTIVA	» 233
XI	- INSTABILITÀ DEI VERSANTI	» 237
XII	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE.....	» 243
1.	- CAVE	» 243
2.	- LE <i>TRUNERE</i> DELLA FRASCHETTA.....	» 244

XIII - ASSETTO IDROGEOLOGICO.....	pag. 247
XIV - EVENTI ALLUVIONALI	» 255
ABSTRACT.....	» 259
LEGEND	» 267
APPENDICE	» 283
BIBLIOGRAFIA	» 291

I - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio 177 Tortona della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 160/2019) tramite una convenzione stipulata tra l'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), la Regione Piemonte e il Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Geoscienze e Georisorse (CNR-IGG). Il Foglio geologico alla scala 1:50.000 deriva dal rilevamento geologico delle 16 sezioni alla scala 1:10.000 della carta tecnica della Regione Piemonte che compongono il Foglio Tortona. Le attività sono iniziate nel settembre 2021 e si sono concluse nel giugno 2024.

Dal punto di vista amministrativo l'area del Foglio Tortona (584,7 km²) ricade all'interno della Regione Piemonte (Provincia di Alessandria) per 519,6 km², mentre i restanti 65,1 km² si estendono in Regione Lombardia e in particolare nei comuni di Casei Gerola, Voghera e Rivanazzano Terme, tutti in Provincia di Pavia.

Il Foglio comprende verso nord-ovest la terminazione orientale dei rilievi collinari del Monferrato ("sperone" di Pecetto di Valenza-Montecastello, dominato dal rilievo del Bric Montalbano, 251 m s.l.m., posizionato sullo spartiacque Tanaro-Po) e verso sud-est la terminazione nord-orientale dell'appennino settentrionale ("sperone" di Tortona). La restante e più ampia parte del Foglio ricade invece nelle aree di pianura pertinenti ai bacini idrografici dei fiumi Tanaro e Bormida e ai bacini dei torrenti Scrivia, Grue, Curone e Staffora. Altimetricamente il Foglio si estende tra i 72 m s.l.m. in corrispondenza

dell'alveo del T. Scrivia a nord di Castelnuovo Scrivia e i 517 m s.l.m. della dorsale spartiacque Scrivia-Grue a sud-est dell'abitato di Avolasca.

Le attività che hanno condotto alla realizzazione del Foglio Tortona si sono avvalse anche dei dati forniti da altri enti che si vuole qui ringraziare e in particolare:

- SOGIN, che ha messo a disposizione la documentazione relativa agli studi geologici e geofisici contenuti nei rapporti ENEL (1984) e GEXON (1985);
- il Servizio Tutela e Valorizzazione delle Risorse Idriche della Provincia di Alessandria, nella persona della Dott.ssa Lidia Amato, che ha reso possibile la consultazione del catasto delle derivazioni delle acque sotterranee;
- ARPA Piemonte, che ha consentito di visionare e campionare il materiale proveniente dai sondaggi effettuati nei comuni di Frugarolo e Castelnuovo Scrivia.

II - STUDI PRECEDENTI

1. - SUCCESSIONE PRE-PLEISTOCENICA

I primi studi sulla successione pre-pleistocenica dell'Appennino pavese-tortonese si collocano tra la fine dell'800 e gli inizi del '900 e affermano l'unicità della successione affiorante con un chiaro approccio autoctonistico. TARAMELLI (1877, 1878, 1882) descrisse infatti un'unica successione stratigrafica estesa dal Liguriano al Pliocene superiore, con i calcari marnosi del Penice, seguiti stratigraficamente dalle arenarie "macigno" e dalle "argille scagliose" o "galestri" con ofioliti. Pur mantenendo l'idea di un'unica successione stratigrafica, SACCO (1891) ricostruì una successione differente rispetto a quanto proposto precedentemente, ponendo alla base le argille scagliose del Cretacico, a loro volta caratterizzate da complessi rapporti di sovrapposizione geometrica sul macigno eocenico. La sovrapposizione della successione cretacea su quella eocenica venne spiegata attraverso un modello tettonico per pieghe coricate e risalite diapiriche delle argille scagliose. Nei primi anni del '900, Autori per lo più stranieri estesero all'Appennino Settentrionale le innovative teorie alloctoniste che si stavano affermando nelle Alpi. In particolare, STEINMANN (1907) riconobbe in Liguria la sovrapposizione non stratigrafica di ofioliti giurassiche sul "macigno", invocando una tettonica per falde di ricoprimento. In questo periodo i geologi italiani furono in netto contrasto con queste nuove interpretazioni e ribadirono l'autoctonia della successione, riaffermando l'unicità della successione in alcune pubblicazioni (TARAMELLI, 1916), nella I° edizione

del Foglio Voghera della Carta Geologica d'Italia (REGIO UFFICIO GEOLOGICO, 1929) e nelle relative Note Illustrative. Il primo geologo della scuola italiana ad accogliere le nuove teorie alloctoniste fu ROVERETO (1939), il quale evidenziò la sovrapposizione di una serie inferiore, in falda o autoctona, del Cretacico superiore, una falda intermedia costituita da rocce sedimentarie e ofioliti di età cretacea e una successione calcarea superiore neoautoctona, di età eocenica. Le teorie alloctoniste vennero via via sempre più accettate e applicate dagli Autori che si occuparono dello studio dell'Appennino Settentrionale (LUDWIG, 1929; ANELLI, 1938; MERLA, 1951; ELTER *et alii*, 1966) e in vari settori della catena vennero riconosciute delle falde alloctone toscane e liguri al di sopra di un basamento, ritenuto autoctono. Tra i vari lavori di questo periodo, è significativa la nota di MERLA (1958), in cui venne abbozzata la distinzione tra unità Liguri ed Epiliguri, come pure quella di ELTER *et alii* (1966), in cui venne impostato lo schema strutturale dell'Appennino Settentrionale che rimane tutt'oggi fondamentale nella geologia dell'Appennino.

Negli anni '60 e '70 del secolo scorso, i dati sulle successioni dell'Appennino pavese-tortonese e dell'Arco del Monferrato costituirono le basi per lavori di sintesi sull'assetto strutturale della catena appenninica, in cui vennero definitivamente affermate le teorie faldiste (ELTER *et alii*, 1966; ELTER & PERTUSATI, 1973; STURANI, 1972; ELTER, 1975). In questa fase uno dei problemi scientifici dominanti fu quello dei rapporti tra le Alpi e l'Appennino, che venne affrontato principalmente nei lavori di ELTER & PERTUSATI (1973) e STURANI (1972), in cui venne attribuito un ruolo chiave alla Linea Villalvernia-Varzi, elemento tettonico che secondo gli Autori rappresenterebbe una superficie di "carreggiamento" delle Alpi sugli Appennini e che in origine separava settori coinvolti nelle deformazioni alpine da settori caratterizzati invece da deformazioni appenniniche. In quegli anni un contributo importante per la conoscenza locale e regionale dell'Appennino derivò dalla concomitante realizzazione dei Fogli Voghera, Pavia e Alessandria della II^a edizione della Carta Geologica d'Italia, che consentirono di effettuare correlazioni a scala regionale tra le varie unità nonché un'accurata revisione stratigrafica delle successioni. Dal punto di vista della tettonica, la chiave interpretativa per l'Appennino pavese-tortonese e del Monferrato fu quella di rughe diapiriche con al nucleo le argille scagliose cretache e la distinzione di vari complessi caotici di natura tettonica ("Complesso caotico" e "Complesso indifferenziato"). Una novità significativa dei Fogli Voghera e Pavia fu la rappresentazione di alcune strutture tettoniche sepolte ricostruite sulla base dei dati dell'AGIP-Mineraria. Quasi contemporaneamente alla pubblicazione dei Fogli geologici, spiccano varie sintesi sull'assetto stratigrafico delle successioni del versante padano dell'Appennino (PIERI, 1961; LUCCHETTI *et alii*, 1962), delle Unità alloctone

Liguri ed Epiliguri e del Bacino Terziario Piemontese (DE ROSA *et alii*, 1966; LABESSE & MAGNÉ, 1967; ABBATE & SAGRI, 1967; GELATI & PASQUARÈ, 1970; GELATI *et alii*, 1974).

A scala regionale, OGNIBEN *et alii* (1973) elaborarono il Modello Strutturale d'Italia in cui, per il settore del Foglio Tortona, l'aspetto significativo è la distinzione tra la successione oligo-miocenica del Bacino Terziario Piemontese e quella dell'Appennino tortonese e vogherese considerato "strettamente legato alle coltri liguridi". Altre sintesi sull'evoluzione regionale dell'Appennino Settentrionale che hanno considerato il settore pavese-vogherese sono contenute nei lavori di BOCCALETTI *et alii* (1980), PRINCIPI & TREVES (1984), TREVES (1984) ed ELTER & MARRONI (1991). A partire dagli anni '90, numerosi studi di carattere stratigrafico e strutturale si incentrarono sulle Unità Liguri e sulle unità caotiche del settore dell'Appennino pavese-tortonese e fornirono un contributo importante per la classificazione di queste unità e una migliore comprensione del loro significato (DALLAGIOVANNA *et alii*, 1991; ELTER *et alii*, 1991; COBIANCHI *et alii*, 1995; VERCESI & COBIANCHI, 1998; PANINI *et alii*, 2002, 2006; CODEGONE *et alii*, 2012; FESTA *et alii*, 2015a, b, 2020; BARBERO *et alii*, 2017, 2020). Significativo è il contributo di GELATI *et alii* (1974) in cui, per la prima volta, alcuni affioramenti del Complesso Caotico e del Complesso Indifferenziato vennero interpretati come olistostromi intercalati nei sedimenti marnosi della *Formazione di Antognola* dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore. A partire dagli anni '80, grande attenzione venne data allo studio delle successioni delle Unità Epiliguri e a quelle del Bacino Terziario Piemontese per ricostruire la loro successione stratigrafica e le principali discontinuità, con lo scopo di delineare la loro evoluzione tettonico-sedimentaria (GELATI & GNACCOLINI, 1982; GHIBAUDO *et alii*, 1985; DI GIULIO, 1991; DI GIULIO & GALBIATI, 1995; MUTTI *et alii*, 1995; MARTELLI *et alii*, 1998; MANCIN & COBIANCHI, 2000; CIBIN *et alii*, 2001, 2003; DI GIULIO *et alii*, 2002; MAINO *et alii*, 2013). In particolare, significativo nell'ambito della cartografia geologica è il lavoro di MARTELLI *et alii* (1998) in cui la *Formazione di Ranzano* venne suddivisa in membri e che ha rappresentato un contributo fondamentale per la cartografia di questa unità in tutto l'Appennino Settentrionale.

Dal punto di vista strutturale, alcuni Autori hanno studiato nel dettaglio le caratteristiche tettoniche dell'Appennino tortonese-pavese (PEROTTI, 1991; MANTELLI & VERCESI, 2000; PANINI *et alii*, 2002; CODEGONE *et alii*, 2012; FESTA *et alii*, 2020). Per quanto riguarda l'evoluzione tettonica, significative sono anche le carte geologiche realizzate nell'Appennino pavese-tortonese e nel Monferrato che comprendono i Fogli Voghera e Alessandria della II^a edizione della Carta Geologica d'Italia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969a, b), i Fogli alla scala 1:50.000 157 Trino, 179 Ponte dell'Olio, 156 Torino Est, 196 Cabella Ligure e 178

Voghera (APAT, 2003, 2005; ISPRA, 2009, 2010a, 2014), così come alcune altre carte di dettaglio alla scala 1:20.000 (FESTA & CODEGONE, 2013; FESTA *et alii*, 2015a; BARBERO *et alii*, 2017).

In ultimo, a partire dagli anni '80 del secolo scorso studi geofisici a scopo applicativo (prospezione petrolifera) e di ricerca vennero effettuati nell'Appennino pavese-tortonese, nel Monferrato e nel settore di pianura tra Alessandria, Voghera e Pavia, contribuendo alla descrizione dell'assetto strutturale dei fronti di sovrascorrimento sepolti e dell'architettura stratigrafica della successione pliocenico-quadernaria (PIERI & GROPPi, 1981; CASSANO *et alii*, 1986; LAUBSCHER *et alii*, 1992; BIELLA *et alii*, 1997; SCHUMACHER & LAUBSCHER, 1996; COSTA, 2003; MOSCA *et alii*, 2010; FANTONI & FRANCIOSI, 2010; GHIELMI *et alii*, 2013; AMADORI *et alii*, 2019; MAESANO *et alii*, 2024). In particolare, profili sismici a riflessione e rifrazione e profili magnetici e gravimetrici hanno permesso di studiare i rapporti profondi tra la catena alpina e quella appenninica, il fronte di sovrascorrimento del Monferrato e dell'Appennino Settentrionale sul dominio padano e le successioni del bacino di avansfossa padano pliocenico-pleistocenico.

La successione pre-pleistocenica affiorante all'estremità nord-occidentale del Foglio appartiene alla terminazione orientale del Monferrato. La regione del Monferrato ha da sempre attratto l'attenzione dei geologi, a causa della sua particolare posizione strutturale compresa tra l'arco alpino occidentale e la catena appenninica. Essa è stata considerata, a partire da SACCO (1889-1890) come una parte del Bacino Terziario Piemontese (BTP), intendendo con questo termine l'insieme delle successioni di età cenozoica affioranti nel Piemonte meridionale e nella Liguria settentrionale.

Anche per quanto riguarda l'assetto di questo dominio geologico, i primi studi risalgono alla fine dell'800. SACCO (1889-1890), nella sua opera dedicata al "*Bacino terziario e quadernario del Piemonte*", gettò le basi per una moderna suddivisione della successione stratigrafica. Questo monumentale lavoro sfociò successivamente nella redazione della prima edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SACCO, 1935a). All'Autore si deve l'introduzione di una terminologia "cronostratigrafica", cui egli attribuiva un significato più litostratigrafico, per i sedimenti del Monferrato (Liguriano, Gassiniano, Tongriano, Elveziano ecc.), rimasta valida fin dopo la II° Guerra Mondiale. Fra gli altri lavori pubblicati tra la fine dell'800 e gli inizi del '900 possono essere menzionati quelli di MAYER (1877), DE ALESSANDRI (1897) e PREVER (1909) sulla "Pietra da Cantoni"; si ricorda inoltre il contributo di PEOLA (1900), dedicato agli aspetti paleobotanici dei depositi oligocenici di Pavone di Alessandria, alla terminazione orientale dei rilievi collinari del Monferrato.

A metà del secolo scorso, interessanti innovazioni sulla stratigrafia e l'assetto strutturale del Monferrato vengono proposte da BEETS (1940), VAN DER HEIDE

(1943) e SOCIN (1954), i quali propongono nuove carte geologiche di alcuni settori del Monferrato e interpretando per la prima volta le sue strutture tettoniche come pieghe-faglie. A partire dagli anni '50 del secolo scorso, le ricerche sono indirizzate verso la comprensione dell'assetto strutturale del Monferrato e al suo inquadramento in un più ampio contesto regionale e in particolar modo verso il problema, più generale, dei rapporti tra la catena alpina e quella appenninica. Si constata infatti che il Monferrato, pur essendo profondamente incuneato all'interno dell'arco alpino occidentale, non è altro che il prolungamento, oltre la pianura compresa fra Tortona e Alessandria, dell'Appennino settentrionale (SOCIN, 1953, 1954; ELTER, 1956, 1960). La strutturazione principale del Monferrato è indicata come tardo-miocenica, in stretta connessione con le fasi deformative appenniniche. Tuttavia, la presenza di evidenti discordanze nella successione sedimentaria è messa in relazione con fasi tettoniche più antiche, corrispondenti alla strutturazione della catena alpina (ELTER, 1956). In questo periodo si registrano inoltre i contributi di MARTINIS (1954) e ZAPPI (1961), dedicati agli aspetti stratigrafici e micropaleontologici dei depositi pliocenici piemontesi. Nell'ambito del problema del rapporto tra Alpi e Appennino, ELTER *et alii* (1966) prima e STURANI (1973, 1975) poi, sostengono l'interpretazione della successione del Monferrato in termini appenninici, sottolineando la stretta analogia tra i termini basali della successione monferrina e le successioni liguri dell'Appennino settentrionale e ipotizzando la prosecuzione fino al Monferrato del bacino di sedimentazione delle Unità Liguri Esterne, il cui basamento sarebbe da identificare nella Zona del Canavese. Sturani mette inoltre in evidenza le marcate differenze stratigrafiche e strutturali tra il Monferrato e le restanti successioni del BTP.

Alla fine degli anni '60 i lavori finalizzati alla redazione dei Fogli Vercelli, Alessandria, Asti e Mortara della II° edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (MONTRASIO *et alii*, 1968; BONSIGNORE *et alii*, 1969; BONI & CASNEDI, 1970; BRAGA & RAGNI, 1969; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969a, 1969c, 1969d, 1970) propongono una approfondita revisione della successione stratigrafica, nella quale sono definitivamente abbandonati i vecchi termini cronostatigrafici coniati da SACCO all'inizio del secolo. La successione viene descritta come costituita da un substrato di argille scagliose e di *flysch* calcarei ad affinità ligure, seguito in discordanza da una successione "molassica" estesa dall'Eocene al Pleistocene Inferiore. È interessante notare come, nonostante a livello interpretativo il contatto di questa successione con il sottostante substrato ligure sia considerato generalmente stratigrafico, esso venga in molti casi cartografato come tettonico, ai bordi di strutture anticlinali considerate in parte come di origine diapirica, in accordo con quanto già riconosciuto in precedenza da alcuni Autori (ad es. SACCO 1889-1890, 1935a, 1935b; ELTER, 1956). Una di

queste “strutture diapiroidi” a orientazione NNO-SSE viene riportata nel Foglio 70 Alessandria, all'estremità orientale del Monferrato (settore corrispondente all'estremità nord-occidentale del Foglio Tortona), e l'età di formazione viene attribuita al Miocene superiore. All'interno della successione “molassica” si individuano importanti superfici di discontinuità stratigrafica, interpretate come il risultato di una storia deformativa polifasica esplicatasi attraverso tre fasi principali: 1) la fase ligure, di età eocenica superiore/oligocenica inferiore, evidenziata dalla sedimentazione clastica delle “Arenarie di Ranzano”; 2) la fase pre-padana, del Miocene inferiore, materializzata dalla discontinuità alla base della “Pietra da Cantoni”; 3) la fase padana, del Miocene superiore-Pliocene Inferiore, responsabile dell'attuale assetto tettonico del Monferrato.

Negli anni '70, ad eccezione di un dettagliato lavoro sulla “Pietra da Cantoni” (SCHÜTTENHELM, 1976) e di una segnalazione a carattere locale sulla successione langhiano-pliocenica affiorante a Pomaro Monferrato (CASNEDI, 1975) si assiste a una sostanziale scarsità di rilevamenti geologici in Monferrato destinata a durare per circa un trentennio (vedi oltre). Nello stesso periodo cominciano tuttavia a essere disponibili dati geofisici (STEIN *et alii*, 1978; LOSECKE & SCHEELKE, 1978; GÜNTER & REUTTER, 1978) in base ai quali viene proposta una nuova interpretazione delle strutture profonde del Monferrato. Esso sarebbe scollato a livello dei complessi basali cretacicci (“argille scagliose”) rispetto alla crosta adriatica e alle sue coperture meso-cenozoiche e sovrascorso su unità oligo-mioceniche correlabili a quelle attualmente sepolte sotto la pianura padana. Le superfici di accavallamento sarebbero troncate da una faglia normale subverticale che abbasserebbe a nord il basamento cristallino della Pianura Padana.

Queste sintesi strutturali vengono successivamente migliorate grazie ai dati geofisici ottenuti dall'AGIP (PIERI & GROPPi, 1981; CASSANO *et alii*, 1986), che mettono in evidenza un sovrascorrimento profondo responsabile della sovrapposizione delle unità liguridi e della successione del Monferrato al di sopra di successioni meso-cenozoiche deposte sulla crosta adriatica (padana). Il limite esterno del Monferrato corrisponderebbe a un fronte arcuato impostatosi in età messiniano-pliocenica e sarebbe correlabile con i coevi archi emiliani e ferraresi-romagnoli che nell'insieme costituiscono il fronte della catena appenninica, attualmente sepolto al di sotto dei depositi quaternari della Pianura Padana.

Questi lavori permettono di interpretare il Monferrato e, più in generale, il BTP, come un bacino episuturale (*sensu* BALLY & SNELSON, 1980) impostatosi a seguito della collisione tra la placca europea e quella adriatica e deposto su un impilamento di unità riferibili sia al margine paleoeuropeo sia al dominio ligure. La successione del BTP viene così suddivisa in cinque sequenze deposizionali con caratteri parzialmente diversi nei distinti settori in cui esso è articolato

(Collina di Torino, Monferrato, zona Borbera-Grue, Alto Monferrato e Langhe) (GELATI & GNACCOLINI, 1988).

Negli anni '80 e '90, si registrano significativi contributi paleontologici sulla successione della terminazione orientale del Monferrato: BENIGNI & ROBBA (1988) e VANNUCCI *et alii* (1994) si occupano dell'inquadramento bio-cronologico e paleoecologico della successione marina pliocenica, mentre PAVIA (1989) analizza i depositi diatomitici del Miocene superiore di Pecetto di Valenza. Sempre nel margine collinare orientale del Monferrato, in occasione degli studi effettuati per la localizzazione di una centrale elettronucleare nel territorio piemontese (Area Po2) (ENEL, 1984), viene realizzata la "*Carta geologica del substrato pre-quadernario: collina Alessandria-Valenza*", alla scala 1:25.000. Quest'ultima costituisce l'unico contributo cartografico sul Monferrato nel trentennio tra la II° edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 e il Foglio 157 Trino (APAT, 2003) alla scala 1:50.000. Per quanto riguarda l'estremità orientale del Monferrato, essa rimane altresì l'unica carta geologica di dettaglio, per quarant'anni fino alla realizzazione del Foglio Tortona. Alla carta appena menzionata, va il merito di riportare per la prima volta la porzione affiorante di alcuni fronti plio-quadernari che connettono nel sottosuolo gli "speroni" di Tortona e di Pecetto di Valenza - Montecastello, permettendo di gettare delle buone basi per gli approfondimenti sull'attività recente dei fronti di sovrascorrimento padani, in relazione allo studio di localizzazione dell'impianto nucleare.

Negli stessi anni, gli studi stratigrafici proseguono soprattutto nel Monferrato occidentale e centrale con il lavoro di CLARI *et alii* (1987), che reinterpreta, nel settore di Villadeati, i depositi oligocenici delle "Arenarie di Ranzano" come sedimenti continentali (?) e di piattaforma, ridefinendoli come "Unità di Cardona". BONCI *et alii* (1990) riconoscono invece, nella zona di Marmorito, una successione miocenica inferiore costituita da depositi terrigeni grossolani (le "Arenarie di Marmorito") seguiti da depositi diatomitici (le "Diatomiti di Marmorito") riferibili all'Aquitano superiore - Burdigaliano. Sulla base dei caratteri sedimentologici l'ambiente di sedimentazione di questa successione viene riferito a un *fan-delta slope* che si evolve in un contesto trasgressivo. Sono inoltre da segnalare i contributi di CLARI *et alii* (1988b), RUFFINI & CADOPPI (1994) e RUFFINI *et alii* (1991), che riconoscono la presenza di numerosi livelli vulcanoclastici intercalati nei depositi oligo-miocenici e di CLARI *et alii* (1988a, 1994b) e CLARI & MARTIRE (1995) che interpretano le masse carbonatiche cementate a Lucinidi, presenti all'interno dei sedimenti terrigeni oligo-miocenici del Monferrato centro-occidentale, come il prodotto diagenetico dell'emissione, sul fondale marino, di fluidi ricchi in idrocarburi leggeri (metano). Questi ultimi lavori rivestono particolare interesse perché costituiscono una delle prime descrizioni di carbonati metano-derivati nel registro stratigrafico.

Indagini geofisiche effettuate negli anni '90 (MILETTO & POLINO, 1992; BOZZO *et alii*, 1992; SCHUMACHER & LAUBSCHER, 1996; BIELLA *et alii*, 1997) consentono poi una migliore definizione dell'assetto strutturale della crosta superiore del settore piemontese meridionale e dell'evoluzione dei bacini sedimentari sinorogenici su di essa impostati, nel quadro delle nuove interpretazioni dell'orogeno alpino come una catena a doppia vergenza (ROURE *et alii*, 1990, 1996). All'interno dell'arco alpino ed al di sotto del BTP queste indagini hanno evidenziato complessi rapporti di sovrapposizione e di indentazione tra la crosta alpina, le unità liguri classicamente riferite all'Appennino e la crosta insubrica: la prima che, secondo questi studi, supporta la successione sedimentaria della Collina di Torino, è sovrascorsa sulle unità liguri poste alla base della successione del Monferrato; entrambi questi domini sono sovrascorsi sulla crosta insubrica, su cui è impostata l'avanfossa padana.

Parallelamente sono stati condotti studi di terreno a carattere biostratigrafico, stratigrafico e strutturale finalizzati alla comprensione dell'evoluzione tettonico sedimentaria oligo-miocenica del Monferrato (NOVARETTI, 1990, 1993; BICCHI *et alii*, 1994; BONCI *et alii*, 1994; CLARI *et alii*, 1994a, 1995b; FALLETTI, 1994; FERRERO *et alii*, 1994a, b; PIANA & POLINO, 1994, 1995; DELA PIERRE *et alii*, 1995; FALLETTI *et alii*, 1995; NOVARETTI *et alii*, 1995; VALLERI *et alii*, 1995; MAIA, 1996; PIANA, 2000). Questo, precedentemente considerato come un unico dominio corrispondente al sistema collinare esteso da Torino a Valenza, viene distinto dalla Collina di Torino, da cui differisce sia per la successione stratigrafica sia per quanto riguarda l'assetto strutturale. I due domini sono separati da una zona di taglio transpressiva a orientazione NNO-SSE di estensione plurichilometrica (zona di deformazione di Rio Freddo), che ha fortemente controllato la sedimentazione della successione oligo-miocenica del Monferrato. Quest'ultima è infatti caratterizzata, fino al Burdigaliano, da brusche variazioni laterali di facies e di potenza che riflettono una deposizione avvenuta in un bacino articolato in alti strutturali e in settori maggiormente subsidenti, a cui segue l'omogenea deposizione di facies di piattaforma di età langhiana.

Con l'inizio degli anni 2000, sono ripartiti anche gli studi multidisciplinari per la revisione delle facies di piattaforma carbonatica del Burdigaliano-Langhiano del "Gruppo della Pietra da Cantoni" (BICCHI *et alii*, 2006) e della successione messiniana del BTP. Per quanto riguarda il Monferrato occidentale e la Collina di Torino, DELA PIERRE *et alii* (2002, 2007) documentano per la prima volta la presenza di depositi caotici, riferibili all'intervallo post-evaporitico del Messiniano, decifrandone i meccanismi genetici di messa in posto, mentre LOZAR *et alii* (2018) vincolano l'onset della Crisi di Salinità con approccio bio-ciclo-stratigrafico. Per quanto riguarda invece il settore orientale del Monferrato, si susseguono diversi studi biostratigrafico-sedimentologici-paleoclimatologici e

paleoecologici sui livelli tripolacei che caratterizzano la successione tortoniano-messiniana pre-evaporitica (GAUDANT *et alii*, 2010; PELLEGRINO *et alii*, 2018, 2020a, 2020b).

Buona parte dei risultati degli studi di terreno appena menzionati confluiscono nella redazione dei nuovi Fogli geologici 157 Trino e 156 Torino Est della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (APAT, 2003; ISPRA, 2009). L'accurata revisione delle successioni del Monferrato e della Collina di Torino, basata sul riconoscimento e la correlazione di superfici di discontinuità stratigrafica ha consentito di interpretare con maggiore affidabilità l'evoluzione tettonico-sedimentaria di questi due settori, fornendo una chiave di correlazione a scala regionale e con il resto delle successioni del BTP.

Nel frattempo, nuovi studi basati sulla correlazione, a scala regionale, di dati sismici e di superficie (ROSSI *et alii*, 2009; MOSCA *et alii*, 2010) hanno gettato le basi per una moderna revisione integrata dell'evoluzione tettonico-sedimentaria del BTP e dei suoi domini, concepiti come parte integrante del sistema orogenico alpino-appenninico. L'interpretazione di nuovi dati di sottosuolo effettuata da questi studi ha consentito, inoltre, una migliore comprensione dei complessi rapporti di indentazione tettonica tra le unità che costituiscono il substrato (Unità alpine assiali, Unità adriatiche e Unità Liguri) del BTP. In base a questi studi, il substrato della Collina di Torino viene reinterpretato come parte del dominio insubrico (= Sudalpine).

Successivamente alla realizzazione dei nuovi Fogli geologici 157 Trino e 156 Torino Est, risulta significativa la carta geologica di dettaglio alla scala 1:10.000 dell'estremità occidentale del Monferrato, nel settore di Lauriano, con cui FESTA & CODEGONE (2013) distinguono cartograficamente, per la prima volta in questo settore, i "complessi di base" e le "sequenze flyschoidi" dell'Unità tettonica Cassio, dimostrando a pieno titolo la prosecuzione fisica fino al Monferrato del bacino di sedimentazione delle Unità Liguri Esterne dell'Appennino settentrionale. In tale prospettiva, in un lavoro a più ampio respiro BARBERO *et alii* (2020) propongono una completa revisione e reinterpretazione dei "complessi caotici indifferenziati" del Monferrato e della Collina di Torino, riuscendo a correlarli con le tre unità tettoniche Cassio, Caio e Sporno dell'Appennino settentrionale e a definirne così il ruolo nell'evoluzione del cuneo di accrezione ligure esterno.

Si ricorda in ultimo, il lavoro di MARTINETTO *et alii* (2024) che attraverso nuove linee di evidenza basate sull'integrazione di nuovi dati di terreno ed analisi paleontologiche ha permesso di revisionare l'età delle associazioni paleobotaniche precedentemente esaminate da PEOLA (1900) a Pavone di Alessandria e di riferirle al Messiniano. A eccezione di questo recentissimo studio, la successione pre-pleistocenica della terminazione orientale del Monferrato presente all'estremità nord-occidentale del Foglio Tortona è stata

nel suo complesso trascurata a lungo, non rientrando essa nell'areale ricoperto dai Fogli CARG finora pubblicati e a causa della sua scarsissima percentuale di affioramento. Ne è ovviamente conseguita una mancanza di dati fondamentali per migliorare la sua conoscenza e comprensione evolutiva.

2. - SUCCESSIONE PLEISTOCENICA INFERIORE-OLOCENICA

I primi documenti a rappresentare in modo organico la successione pleistocenica inferiore-olocenica dell'alessandrino e del tortonese sono i Fogli 70 Alessandria (REGIO UFFICIO GEOLOGICO, 1923) e 71 Voghera (REGIO UFFICIO GEOLOGICO, 1929) della I° edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. In queste cartografie sono stati distinti, procedendo dai termini più antichi a quelli più recenti della successione, i "Depositi fluvio-lacustri; argillosi, sabbiosi e ghiaiosi" del "villafranchiano" (attribuiti al Pliocene), le "Alluvioni ciottoloso-ghiaioso-terrose, più o meno ferrettizzate (Diluvium)" attribuite al "Pleistocene" (corrispondenti ai depositi che sovrastano l'altopiano di Valenza e ai depositi terrazzati nel settore di Villalvernia-Carbonara Scrivia), le "Alluvioni sabbioso-ghiaioso-ciottolose (Terrazziano)" (corrispondenti alla superficie terrazzata di Frugarolo-Bosco Marengo) e le "Alluvioni sabbioso-ghiaioso-ciottolose (Alluvium)" corrispondenti al conoide del T. Scrivia e alle fasce di divagazione dei corsi d'acqua attuali. Queste ultime due unità sono state entrambe attribuite all'"Olocene".

Sul finire degli anni '60 del secolo scorso, POZZI & FRANCANI (1968) effettuarono il primo studio sull'assetto stratigrafico e sull'idrogeologia del sottosuolo della pianura alessandrina basato sull'analisi delle stratigrafie di pozzi per acqua. Nella ricostruzione dell'andamento del "substrato impermeabile" (rappresentato da argille grigie del "calabriano"), gli Autori individuarono un'ampia e articolata dorsale sepolta, ovvero un alto morfologico situato tra Tortona e San Giuliano mascherato in superficie dai depositi fluviali del conoide del T. Scrivia. All'alto morfologico venne attribuito un ruolo determinante nel controllo dei deflussi delle acque sotterranee.

Un aggiornamento cartografico dell'assetto stratigrafico quaternario dell'area è contenuto nella II° edizione dei Fogli 70 Alessandria (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969a) e 71 Voghera (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969b) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. In queste cartografie la successione stratigrafica pleistocenica è rappresentata da "Alluvioni ghiaiose, sabbiose, siltoso-argillose, fortemente alterate", attribuite al "Fluviale medio", in appoggio sui termini più recenti della successione fluviale e fluvio-lacustre antica riferita al "Villafranchiano" *p.p. Auct.*: tali depositi costituiscono la superficie dell'altopiano

di Valenza, le superfici terrazzate situate tra Carbonara Scrivia e Villalvernia e infine alcuni tratti della fascia di raccordo tra i rilievi collinari e l'antistante pianura a est di Tortona. La successione prosegue con "Alluvioni sabbioso-siltoso-argillose, con prodotti di alterazione di colore giallastro" attribuite al "Fluviale medio", che nel Foglio Tortona costituiscono la porzione terrazzata del conoide del T. Scrivia tra Pozzolo Formigaro, Fresonara e Frugarolo. Seguono quindi le "Alluvioni ghiaiose, sabbiose, argillose, con modesta alterazione superficiale" del "Fluviale recente", che costituiscono il settore centrale del conoide del T. Scrivia e lo sbocco in pianura dei torrenti Grue e Curone. La successione prosegue con le "Alluvioni prevalentemente argillose... attribuibili in parte alle Alluvioni postglaciali e in parte al Fluviale recente", depositi localizzati a formare i settori distali dei conoidi dei torrenti Scrivia, Grue e Curone. In ultimo sono presenti le "Alluvioni attuali" e le "Alluvioni postglaciali", di età olocenica, a costituire le più recenti fasce di divagazione dei corsi d'acqua.

Nell'ambito di una più ampia caratterizzazione degli acquiferi di alcuni settori della Pianura Padana, BRAGA *et alii* (1976) analizzarono i rapporti tra l'evoluzione strutturale del Monferrato orientale e l'assetto litostratigrafico degli acquiferi superficiali e profondi ospitati nella pianura alessandrina. Particolare enfasi venne data alla presenza della "dorsale sepolta" di Tortona-Montecastello, elemento morfostrutturale che ha imposto un'evoluzione sostanzialmente indipendente della successione ospitata nel bacino alessandrino rispetto a quella depostasi nel settore tortonese del bacino padano, differenziando al contempo le caratteristiche dei rispettivi acquiferi e conseguentemente le modalità della circolazione idrica sotterranea.

Congiuntamente alla monografia precedentemente citata, BRAGA & CASNEDI (1976) effettuarono una dettagliata analisi dell'assetto stratigrafico profondo del settore di pianura sul quale si estende il conoide del T. Scrivia, in particolare nel tratto compreso tra gli abitati di Serravalle Scrivia (a sud) e Castelnuovo Scrivia (a nord). Sulla base di numerose stratigrafie di pozzi per acqua, gli Autori ricostruirono la geometria della superficie di appoggio della successione fluviale attribuita al T. Scrivia (senza tuttavia effettuare una chiara distinzione della successione fluviale da quella più antica "villafranchiana") sul substrato "marino-lacustre" e affinarono con ulteriori dettagli la morfologia della dorsale sepolta posizionata tra Tortona e Montecastello che separa il bacino alessandrino da quello padano. Inoltre, sulla base della distribuzione tridimensionale delle diverse litofacies fluviali, gli Autori effettuarono una ricostruzione dell'evoluzione del T. Scrivia nel corso del Pleistocene Medio-Superiore.

Nel 1980, nell'ambito degli studi a supporto della realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia alla scala 1:500.000, BONI *et alii* (1980) effettuarono una dettagliata ricostruzione dell'evoluzione tettonico-sedimentaria nel settore

compreso nei Fogli 59 Pavia, 70 Alessandria e 71 Voghera della II° edizione della Carta Geologica d'Italia. In particolare, gli Autori scandirono l'evoluzione dell'area a partire dal Pliocene Inferiore fino all'Olocene, evidenziando il controllo esercitato dalla tettonica areale e lineare sulla sedimentazione della successione pliocenico-quadernaria, sulla progressiva strutturazione della dorsale Tortona-Montecastello e conseguentemente il ruolo svolto dalla tettonica nello sviluppo dei bacini alessandrino e tortonese-vogherese e nell'evoluzione del reticolato idrografico.

Nell'ambito di uno studio finalizzato alla ricostruzione delle variazioni morfologiche che hanno coinvolto, nel Quaternario, le principali direttrici idrografiche del Piemonte meridionale, nell'area della pianura alessandrina BIANCOTTI & CORTEMIGLIA (1982) evidenziarono una progressiva variazione planimetrica nell'andamento del T. Scrivia. Analizzando la geometria delle superfici terrazzate che compongono il conoide del T. Scrivia, gli Autori sottolinearono come il corso d'acqua, originariamente diretto verso nord-ovest e con confluenza innestata nel F. Bormida, avrebbe mutato la propria direzione di deflusso posizionandosi in direzione sud-nord e confluendo quindi direttamente nel sistema fluviale Tanaro-Po (ipotesi evolutiva peraltro già segnalata da CARRARO *et alii*, 1981). Tale variazione sarebbe avvenuta all'inizio del Pleistocene Superiore come conseguenza di un generale basculamento tettonico che avrebbe determinato il sollevamento dei settori collinari delle Langhe e un concomitante abbassamento relativo del settore orientale del bacino di Alessandria.

Nei primi anni '80 del secolo scorso, venne effettuato un corposo studio multidisciplinare avente per oggetto la localizzazione di una centrale elettronucleare nel territorio piemontese (ENEL, 1984; GEXON, 1985). In particolare, lo studio geologico riguardante l'area Po2 (comprendente ampia parte del Foglio Tortona) ha condotto alla realizzazione di nuove cartografie geologiche di superficie e di sottosuolo, avvalendosi anche dei dati provenienti dalla perforazione di numerosi sondaggi a carotaggio continuo spinti fino a profondità massime di 200 m e soprattutto di indagini geofisiche ad alta risoluzione (sismica a riflessione) realizzate a integrazione delle numerose linee sismiche fornite da AGIP. I risultati dell'indagine consentirono i) di effettuare una precisa ricostruzione dell'assetto stratigrafico profondo della pianura alessandrina-tortonese, ii) di mappare con estremo dettaglio le strutture sepolte che costituiscono la terminazione sud-orientale dell'Arco del Monferrato e infine iii) di scandire l'evoluzione tettonico-sedimentaria che dal Miocene all'Olocene ha contraddistinto l'area di indagine.

Di poco successivo è uno studio di DE LUCA *et alii* (1987) avente per oggetto la revisione dell'assetto idrostratigrafico del bacino di Alessandria. Gli Autori presentarono una ricostruzione dell'architettura dei singoli intervalli stratigrafici

presenti nel bacino, e in particolare dell'intervallo pliocenico (marino), dell'intervallo pliocenico superiore-pleistocenico medio (continentale “villa-franchiano”) e infine di quello pleistocenico superiore-olocenico (continentale). Gli Autori definirono le relazioni con l'assetto strutturale locale (particolare enfasi venne data all'alto strutturale sepolto di Tortona-Montecastello) e vennero in ultimo illustrate le caratteristiche salienti della circolazione idrica superficiale e profonda.

Un aggiornamento cartografico in chiave geomorfologico-stratigrafica della successione quaternaria venne fornito da CORTEMIGLIA & CORTEMIGLIA (1994) nella “Carta geomorfologica della pianura tortonese-alessandrina”, documento nel quale, oltre a una dettagliata mappatura dei principali elementi geomorfologici presenti dell'area, venne effettuato un aggiornamento (sulla base del classico criterio climato-stratigrafico) della stratigrafia fino a quel momento nota e derivata essenzialmente dalla cartografia ufficiale alla scala 1:100.000, anche con l'ausilio di alcune sporadiche datazioni ^{14}C riguardanti la successione fluviale olocenica ed effettuate in precedenza da CORTEMIGLIA & THOMMERET (1978, 1980) e da CORTEMIGLIA (1992).

In merito alla tettonica pliocenico-quaternaria, fra i primi specifici contributi inerenti all'area del Foglio Tortona vi è quello fornito da GELATI & MASSIOTTA (1977). Analizzando una serie di elementi geomorfologici e morfostrutturali distribuiti lungo la linea “Villalvernia-Varzi-Bobbio” (es.: dislocazione dei profili di cresta, scarpate di faglia, distribuzione delle superfici terrazzate e dei fenomeni gravitativi, geometria del reticolato idrografico e morfologia dei solchi vallivi), gli Autori attribuirono a questa struttura un'attività tettonica protrattasi anche nell'intervallo pliocenico-quaternario, senza tuttavia fornire dettagli più precisi circa l'età dei movimenti.

Nell'ambito degli studi propedeutici alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, BONI *et alii* (1980) effettuarono una dettagliata ricostruzione dell'attività tettonica documentata nell'intervallo pliocenico-quaternario nel settore a cavallo tra i Fogli Alessandria e Voghera alla scala 1:100.000. In merito all'attività delle strutture tettoniche lineari, gli Autori riconobbero per i singoli intervalli cronologici esaminati quanto segue:

- nel Pliocene Inferiore (intervallo corrispondente alla deposizione delle *Argille Azzurre*) attività della Linea Villalvernia-Varzi (n. 55 in BONI *et alii*, 1980) e di un sistema di faglie (n. 52, 56 e 57) leggermente oblique rispetto a essa (con direzione ONO-ESE), nonché della “Faglia del Monferrato” (n. 66);
- nel Pliocene medio-superiore (intervallo corrispondente alla deposizione delle *sabbie di Asti*) attività delle “faglie piemontesi” (n. 42 e 66), approssimativamente corrispondenti ai *thrust* più esterni dell'Arco del Monferrato;

- nell'intervallo di deposizione della successione “villafranchiana” e dei “depositi fluviali antichi” attività delle faglie del T. Grue (n. 91) e del T. Curone (n. 66), responsabili del progressivo “spostamento” dei depositi fluviali ospitati nei tratti terminali delle due vallate;

- nel Pleistocene Medio-Superiore attività dei sistemi di faglia del T. Grue (n. 91) e del Rio di Castellania (n. 100), la cui evoluzione sarebbe stata in grado di controllare lo sviluppo del reticolato idrografico.

Nella *Neotectonic Map of Italy* pubblicata alla scala 1:500.000, AMBROSETTI *et alii* (1983) segnarono due elementi strutturali con attività documentata nell'intervallo pliocenico-quadernario e in particolare la Linea Villalvernia-Varzi e il *thrust* più esterno che compone l'Arco del Monferrato. Quest'ultima struttura, nella rappresentazione cartografica fornita dagli Autori, delimita anche l'insenatura che ospita la successione pliocenica affiorante tra gli sbocchi della Valle Curone e della Valle Staffora.

A seguito degli studi effettuati per la localizzazione di una centrale elettronucleare nel territorio piemontese (Area Po2) (ENEL, 1984), i rilievi geologici effettuati nelle colline del tortonese tra la Valle Ossona e il T. Scrivia documentarono che il segmento più occidentale della Linea Villalvernia-Varzi era sigillato dai vari termini che costituiscono in quel settore la successione messiniana.

Successivamente agli studi effettuati da ENEL (1984), una reinterpretazione dei dati geofisici di sottosuolo riguardante l'intero tratto orientale dell'Arco del Monferrato (da Crescentino a Tortona) (GEXON, 1985) condusse alla stesura di una cartografia delle strutture tettoniche rilevate nel sottosuolo, corredata da una tabella di sintesi che illustra per ciascuna struttura gli intervalli stratigrafici dislocati o deformati. Secondo questa interpretazione, nell'area del Foglio Tortona quasi tutte le strutture individuate (n. 5, 6, 7, 8 e 10 in GEXON, 1985) (Fig. 1) giungono a dislocare l'intero intervallo “pliocenico superiore” (indicativamente corrispondente all'attuale Gelasiano), mentre tre sole strutture (n. 7, 8 e 10) giungono a deformare la successione fino a comprendere l'intervallo basale delle “alluvioni grossolane” (indicativamente corrispondente all'*unità di Rivarone* del Foglio Tortona). Buona parte delle strutture descritte da GEXON (1985) sono state recentemente recepite e inserite nel catalogo nazionale delle faglie capaci (ITHACA WORKING GROUP, 2019).

Successivamente, MANTELLI & VERCESI (2000) misero a punto un modello evolutivo a carattere morfostrutturale del settore collinare compreso tra il T. Scrivia e la Valle Staffora. Nel modello, supportato da analisi sedimentologiche, fotointerpretative e strutturali, vennero individuate alcune strutture ritenute genericamente attive nell'intervallo pliocenico-quadernario e in particolare l'“anticlinale settentrionale dell'Appennino tortonese”, la “linea del Curone” e la “linea Villalvernia-Varzi”.

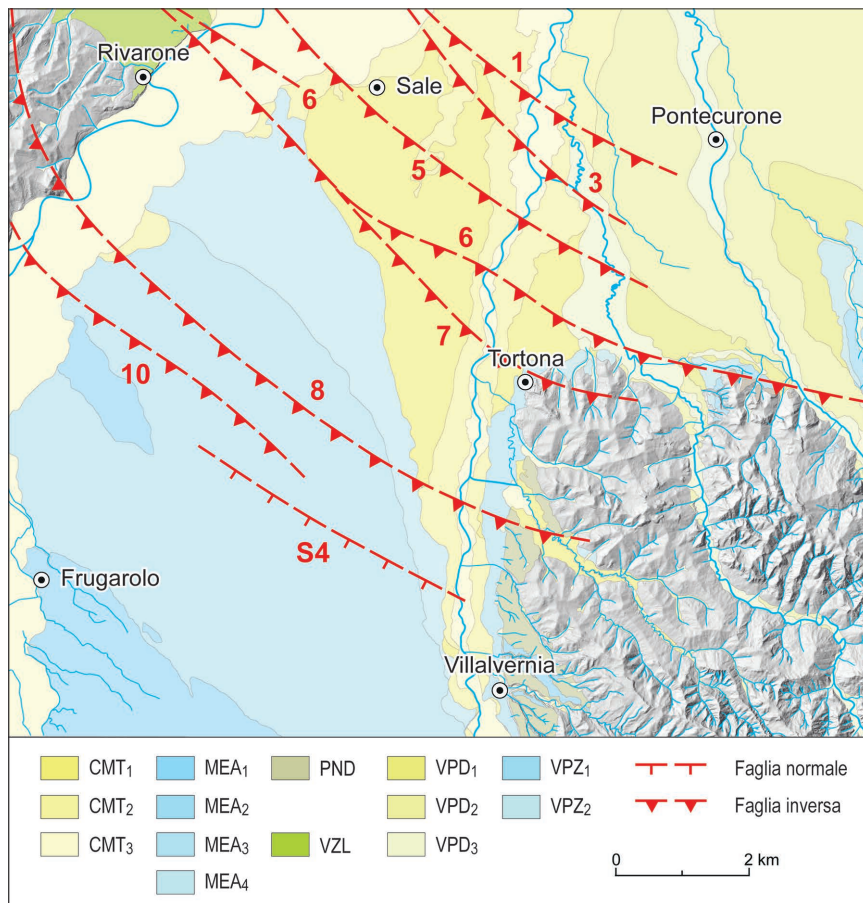


Fig. 1 - Strutture tettoniche individuate dall'elaborazione delle linee sismiche nell'ambito degli studi per la localizzazione di una centrale elettronucleare nel territorio piemontese (Area Po2). Le strutture sono indicizzate secondo la numerazione originaria contenuta in GEXON (1985).

In occasione della realizzazione di uno studio a carattere stratigrafico-strutturale del settore collinare a cavallo del tratto occidentale della Linea Villalvernia-Varzi, FESTA *et alii* (2015a) confermarono come tale struttura sia per lunghi tratti sigillata da lembi del “Complesso caotico del Monte Lisone” (attribuito dagli Autori al tardo Burdigaliano-Langhiano), mentre la Faglia di Sarizzola (trasversale alla precedente) risulterebbe sigillata dal membro superiore delle marne di Sant'Agata Fossili, di età Messiniano inferiore.

In ultimo, BONASERA *et alii* (2022), in un lavoro dedicato all'individuazione della struttura connessa all'evento del 9 ottobre 1828 che colpì le colline tortonesi-vogheresi, ipotizzano che la faglia ad andamento est-ovest Avolasca-Musigliano, segmento della più ampia Zona di Faglia Villalvernia-Varzi (FESTA *et alii*, 2015a), possa essere la struttura sismogenetica riconducibile all'evento sismico ottocentesco.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino Settentrionale è una catena orogenica a pieghe e sovrascorrimenti che si è formata in seguito alla convergenza e collisione tardo cretacea-cenozoica tra il margine continentale della placca europea e quello della microplacca Adria (ELTER *et alii*, 2003; CERRINA FERONI *et alii*, 2004; MARRONI *et alii*, 2010a, b). La catena è il risultato di una complessa evoluzione geodinamica iniziata con le fasi di *rifting* e *spreading* di età triassico-giurassica, che hanno portato all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese situato tra i margini continentali della Placca Europea e della Microplacca Adria (BOCCALETTI *et alii*, 1980; ABBATE & BORTOLOTTI, 1984; ELTER *et alii*, 2003; CERRINA FERONI *et alii*, 2004). A partire dal tardo Cretaceo, a scala dell'intera Neo-Tetide iniziò la convergenza tra la placca africana e quella europea che determinò progressivamente la chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese attraverso la subduzione della sua litosfera oceanica, la formazione di un complesso di subduzione e la successiva collisione continentale avvenuta nell'Eocene medio (ELTER, 1975; PRINCIPI & TREVES, 1984; HANDY *et alii*, 2010; MARRONI *et alii*, 2010b; FESTA *et alii*, 2013). La fase deformativa dell'Eocene medio, nota in letteratura come Fase Ligure o Mesoalpina, è sigillata dalle successioni episuturali e di *thrust-top* del Bacino Terziario Piemontese e delle Unità Epiliguri di età Eocene medio-Miocene (MUTTI *et alii*, 1995; ELTER *et alii*, 2003; MAINO *et alii*, 2013). A partire dall'Oligocene, la collisione continentale determinò il progressivo coinvolgimento del margine continentale di Adria nella subduzione appenninica (immergente a ovest) e la deformazione del suo basamento e delle relative coperture sedimentarie (ELTER

et alii, 1999; CERRINA FERONI *et alii*, 2004; VEZZANI *et alii*, 2010; CORNAMUSINI *et alii*, 2018). Questa evoluzione tettonica è anche testimoniata dalla progressiva migrazione verso est dei fronti compressivi e dallo sviluppo diacrono di bacini di avanfossa sulle unità di avampaese adriatico (CASTELLARIN, 1994; CORNAMUSINI *et alii*, 2018). A partire dal Messiniano, i fronti di sovrascorrimento della catena appenninica N- e NE-vergenti si propagarono ulteriormente verso nord e NE, interagendo con i fronti sud-vergenti della catena Sudalpina occidentale in gran parte disattivati (FANTONI *et alii*, 2004; CARMINATI & DOGLIONI, 2012; GHIELMI *et alii*, 2013; TOSCANI *et alii*, 2014). L'effetto di questa propagazione è stata l'inflessione del margine adriatico verso la catena appenninica e il conseguente sviluppo al fronte dei sovrascorrimenti appenninici di bacini di avanfossa tardo messiniani-pleistocenici fortemente subsidenti (FANTONI & FRANCIOSI, 2010; CARMINATI & DOGLIONI, 2012). A partire dal Pleistocene Medio, i fronti di sovrascorrimento appenninici sono stati progressivamente sepolti dai sedimenti continentali-transizionali della Pianura Padana e attualmente si presentano come tre distinti archi strutturali sepolti, denominati da nord-ovest a sud-est Arco del Monferrato, Arco Emiliano e Arco Ferrarese-Romagnolo (PIERI & GROPPA, 1981; PEROTTI, 1991; COSTA, 2003; MOSCA *et alii*, 2010; GHIELMI *et alii*, 2013; MAESANO *et alii*, 2024).

Dal punto di vista stratigrafico-strutturale, l'Appennino Settentrionale è costituito da due distinti domini tettonici: il Dominio Ligure e il Dominio Umbro-Toscano (ELTER, 1975; ELTER *et alii*, 2003). Ciascun dominio è composto da varie unità tettoniche che derivano dalla deformazione di differenti settori dell'Oceano Ligure-Piemontese e del margine continentale di Adria. Il Dominio Ligure occupa la posizione strutturale più elevata ed è costituito dalle Unità Liguri che sovrascorrono sulle Unità Sub-Liguri. Nel loro insieme, le Unità Liguri e Sub-Liguri comprendono i resti dell'Oceano Ligure-Piemontese e della sua transizione al margine continentale assottigliato della microplacca Adria. Il Dominio Ligure è tettonicamente sovrapposto alle unità tettoniche del Dominio Umbro-Toscano, le quali rappresentano la copertura deformata e scollata del margine continentale di Adria (ELTER *et alii*, 2003; CERRINA FERONI *et alii*, 2004; VEZZANI *et alii*, 2010). Nell'areale del Foglio Tortona affiorano solamente le Unità Liguri del Dominio Ligure, che pertanto verranno descritte con maggior dettaglio di seguito.

Tradizionalmente, le Unità Liguri sono distinguibili in due gruppi di unità tettoniche, denominate Unità Liguri Interne e Unità Liguri Esterne. Questi due gruppi di unità sono distinguibili per tipo, età e caratteristiche delle successioni stratigrafiche, per la posizione strutturale e per l'evoluzione deformativa interna. Le Unità Liguri Interne rappresentano una sequenza ofiolitica giurassica composta da peridotiti di mantello, basalti a *pillow*, breccie ofiolitiche e relativamente

subordinati gabbri su cui poggia una successione sedimentaria pelagica tardo Giurassico-Paleocene fortemente deformata nel prisma di accrezione alpino (MARRONI & PANDOLFI, 2007; MARRONI *et alii*, 2010b, 2017; MENEGHINI *et alii*, 2023). La successione sedimentaria è costituita da depositi pelagici del Giurassico Medio-Cretacico Superiore (diaspri, calcari a Calpionelle, argille a Palombini), seguiti da depositi torbiditici e da *debris flow* del Cretacico Superiore-Paleocene inferiore (*scisti della Val Lavagna* e *arenarie di Monte Gottero*, *formazione di Colli-Tavarone* e *scisti del Bocco*). Le Unità Liguri Interne rappresentano una sezione di litosfera oceanica sviluppata in prossimità di una dorsale oceanica ad espansione lenta in progressivo avvicinamento a una zona di subduzione (PRINCIPI *et alii*, 2004; MARRONI & PANDOLFI, 2007). La loro evoluzione strutturale e la presenza di un metamorfismo da anchizonale a uno di bassa temperatura e alta pressione ($T=230^{\circ}\text{--}300^{\circ}$; $P=0,6\text{--}0,9$ GPa) indicano la loro deformazione a livelli medio bassi di un complesso di subduzione (MENEGHINI *et alii*, 2023).

Le Unità Liguri Esterne differiscono da quelle interne per l'assenza di ofioliti in posizione stratigrafica primaria, per la presenza di successioni cretacico-eoceniche scollate dal loro substrato pre-Cretacico e per l'assenza di impronta metamorfica (ELTER *et alii*, 1966; ELTER, 1975; BETTELLI *et alii*, 1987; MARRONI *et alii*, 2001; PANINI *et alii*, 2002; BARBERO *et alii*, 2020). La loro successione è caratterizzata alla base da formazioni del Cretacico Inferiore-Superiore, note come Complessi di Base, costituite da depositi torbiditici ed emipelagici (*argille a Palombini*, *arenarie di Scabiazza*, *argille varicolori*), spesso strettamente associati a *mélange* sedimentari (ad es., *complesso di Casanova*), a olistoliti di varia natura e scaglie tettoniche. I Complessi di Base sono seguiti verso l'alto da *flysch* carbonatici tardo cretacici, noti come *flysch a Elmintoidi*, a loro volta seguiti da *flysch* carbonatico-argillosi, di età Paleocene-Eocene medio nelle unità tettoniche più esterne (MARRONI *et alii*, 2001). Le Unità Liguri Esterne sono suddivisibili in due gruppi sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche dei Complessi di Base (MARRONI *et alii*, 2001). Le Unità Liguri Esterne Occidentali sono caratterizzate da abbondanti olistoliti e scaglie tettoniche di ofioliti all'interno dei Complessi di Base. Al contrario, i Complessi di Base delle Unità Liguri Esterne Orientali mostrano depositi torbiditici con apporti detritici di provenienza esclusivamente dal margine austroalpino-sudalpino (*arenarie di Scabiazza* e *conglomerati dei Salti del Diavolo*) a cui sono associate scaglie tettoniche con successioni carbonatiche del Triassico Medio-Cretacico Inferiore di pertinenza del margine continentale assottigliato di Adria e ben confrontabili con quelle del Dominio Toscano e del Sudalpino (DALLAGIOVANNA *et alii*, 1991; VERCESI & COBIANCHI, 1998). Sulla base delle caratteristiche della successione, le Unità Liguri Esterne vengono considerate come originariamente deposte

lungo il margine continentale assottigliato di Adria, che era caratterizzato da un mantello continentale esumato e alloctoni estensionali di basamento continentale e delle sue coperture (MARRONI *et alii*, 2001; BARBERO *et alii*, 2020).

A tetto delle Unità Liguri poggiano in discordanza le successioni episuturali di età Eocene medio-Miocene rappresentate dalle Unità Epiliguri e, nel settore del Piemonte sud-occidentale, dal Bacino Terziario Piemontese che sigillano le strutture tettoniche legate alla Fase Ligure e a quella Mesoalpina (MUTTI *et alii*, 1995). La Linea Villalvernia-Varzi a direzione media circa est-ovest, rappresenta un importante lineamento tettonico che separa in affioramento le successioni delle Unità Epiliguri, attualmente a nord del lineamento, da quelle del Bacino Terziario Piemontese, attualmente a sud della struttura (ELTER & PERTUSATI, 1973; GELATI *et alii*, 1974; VERCESI *et alii*, 2014; FESTA *et alii*, 2015a). Le Unità Epiliguri rappresentano la deposizione in bacini di *wedge-top* sull'edificio a falde dell'Appennino Settentrionale in formazione dall'Eocene medio (RICCI LUCCHI & ORI, 1985; MUTTI *et alii*, 1995) mentre il Bacino Terziario Piemontese può essere interpretato come un bacino episuturale sviluppato nel *retroforeland* alpino (MUTTI *et alii*, 1995; FESTA *et alii*, 2009). Il record sedimentario di queste successioni è particolarmente significativo in quanto registra, attraverso discordanze stratigrafiche, evoluzioni degli ambienti e delle facies deposizionali e variazione degli apporti detritici la complessa evoluzione tettonica del *retro-belt* alpino e della progressiva formazione della catena appenninica (GHIBAUDO *et alii*, 1985, 2014, 2019; DI GIULIO & GALBIATI, 1995; MUTTI *et alii*, 1995; CIBIN *et alii*, 2001; MAINO *et alii*, 2013; FELLETTI, 2002; FESTA *et alii*, 2009, 2015a; BARBERO *et alii*, 2017; DI GIULIO *et alii*, 2024). La parte eocenica-oligocenica delle successioni indica una sedimentazione marnoso-pelitica di scarpata (*marne di Monte Piano* nelle Unità Epiliguri, *marne di Vigoponzo* del Bacino Terziario Piemontese) seguita da sedimenti silicoclastici da arenitico-pelitici ad arenitico-conglomeratici depositi in ambiente da continentale a marino marginale, di *fan delta* e in sistemi torbiditici (*Formazione di Ranzano* nelle Unità Epiliguri e formazioni di Cardona, Molare e Monastero nel Bacino Terziario Piemontese). Tra l'Oligocene superiore e il Miocene Inferiore la sedimentazione cambiò in modo significativo, passando a un ambiente di piattaforma esterna e scarpata caratterizzato da sedimenti emipelagici marnoso-argillosi con sporadiche intercalazioni di corpi torbiditici (*Formazione di Antognola* e *Formazione di Contignaco* nelle Unità Epiliguri e *marne di Rigoroso* nel Bacino Terziario Piemontese). Significativa è la presenza nella *Formazione di Antognola* di corpi caotici composti da blocchi derivati dalle Unità Liguri Esterne e intercalati nei sedimenti di scarpata. Questi orizzonti, noti come *Brecce Argillose della Val Tiepido-Canossa*, sono osservabili in tutto l'Appennino Settentrionale, dal settore vogherese-tortonese a quello bolognese e rappresentano degli

olistostromi che testimoniano una fase di instabilità gravitativa del prisma di accrezione Ligure (REMITTI *et alii*, 2011; FESTA *et alii*, 2013, 2015b). In seguito a un'importante fase tettonica, la sedimentazione a partire dal Burdigaliano e per tutto il Miocene Medio-Superiore cambia in modo significativo e presenta un *trend* trasgressivo con il passaggio da sedimenti di piattaforma e/o rampa carbonatica mista a sedimenti emipelagici di piattaforma esterna/scarpata e torbiditi di mare profondo deposti in discordanza angolare sulla successione pre-burdigaliana. La sedimentazione nelle Unità Epiliguri e nel Bacino Terziario Piemontese continua nel Tortonian superiore con sedimenti di scarpata delle *marne di Sant'Agata Fossili*, seguite dai depositi relativi alla “Crisi di salinità messiniana”. In ultimo, i sedimenti marino-trasgressivi della successione pliocenica rappresentano l'ultima fase di riempimento del bacino marino e sono seguiti da sedimenti marino-transizionali e continentali.

Il Monferrato e l'adiacente Collina di Torino sono due dei domini tettonico-sedimentari che costituiscono il Bacino Terziario Piemontese (BTP), termine con cui sono stati indicati in letteratura i depositi cenozoici (Eocene superiore - Messiniano) affioranti nel settore collinare del Piemonte meridionale, all'interno dell'arco delle Alpi occidentali (SACCO, 1889-1890). In particolare, il sistema Monferrato - Collina di Torino rappresenta la parte settentrionale esumata del BTP (DELA PIERRE *et alii*, 2003; FESTA *et alii*, 2009; ROSSI *et alii*, 2009; MOSCA *et alii*, 2010; FESTA & CODEGONE, 2013; PIANA *et alii*, 2017). Secondo alcuni Autori, il sistema Monferrato - Collina di Torino avrebbe avuto, a scala regionale, una storia oligo - miocenica inferiore/media (?) in buona parte differente rispetto ai domini meridionali del BTP, attribuiti al BTP s.s. (esumati nelle Langhe, nell'Alto Monferrato e nella Zona Borbera-Grue), essendo stato separato rispetto a questi ultimi dall'attività tettonica polifasica e sin-sedimentaria della fascia di deformazione associata alla Linea Villalvernia-Varzi, a direzione media est-ovest; sebbene tale differenziazione si sia progressivamente attenuata fra il Miocene Medio e la parte inferiore del Miocene Superiore, secondo tale interpretazione, il Monferrato e la Collina di Torino vengono considerati, dal punto di vista strutturale, come il prolungamento nord-occidentale della catena appenninica (ELTER & PERTUSATI, 1973; HUNZIKER & MARTINOTTI, 1984; GELATI & GNACCOLINI, 1988; LAUBSCHER *et alii*, 1992; CASTELLARIN, 1994; DI GIULIO & GALBIATI, 1995; FESTA *et alii*, 2015a).

In accordo con questa suddivisione e come chiarito sia nei capitoli seguenti che nello schema di legenda, la successione pre-*marne di Sant'Agata Fossili* (Tortoniano p.p. - Messiniano inferiore) affiorante nello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello (margine nord-occidentale del Foglio Tortona), appartenente all'estremità orientale del Monferrato, può essere interpretata

come un dominio sedimentario contiguo e continuo con le successioni delle unità “Liguri” ed “Epiliguri” *Auct.* (si veda ad es. FESTA *et alii*, 2015a; BARBERO *et alii*, 2017), affioranti nella parte centro-settentrionale dello sperone di Tortona (settore sud-orientale del Foglio), che costituiscono l’Appennino tortonese, ovvero l’estremità nord-occidentale dell’Appennino vogherese-emiliano. Infatti, nonostante i rapporti geometrici e stratigrafici fra le successioni deposte nei due diversi settori considerati siano stati modificati dall’evoluzione post-tortoniana e siano attualmente mascherati in corrispondenza del settore di pianura tra Tortona e Montecastello, nel complesso, esse risultano geometricamente posizionate a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi e della sua ipotetica prosecuzione sepolta verso ovest. In tale prospettiva, pur registrando a scala regionale i medesimi eventi geologici (PIANA *et alii*, 2017), le successioni pre-marne di Sant’Agata Fossili di questi due domini del Foglio Tortona sono state differenziate (vedi § V.2), dal punto di vista strutturale, rispetto alla coeva successione presente all’estremità sud-orientale dello sperone di Tortona, essendo essa attualmente posizionata a sud del tratto affiorante della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi e riferita in letteratura al BTP s.s. *Auct.* (i.e. zona Borbera-Grue).

Il Monferrato costituisce nella sua odierna configurazione il blocco di tetto del tratto nord-occidentale del fronte padano, conosciuto come Arco del Monferrato, attualmente sepolto al di sotto della successione plio-pleistocenica della Pianura Padana occidentale. L’Arco del Monferrato corrisponde a un fascio di fronti esterni di deformazione, ad andamento arcuato e a vergenza sia settentrionale che nord-orientale, impostatisi in età messiniano-pliocenica e sviluppatasi durante il Pleistocene. Essi rappresentano l’attuale prolungamento occidentale del fronte sepolto della catena appenninica che, a scala locale, determina l’accavallamento del Monferrato e del retrostante bacino messiniano-pleistocenico di Alessandria al di sopra del coevo bacino padano.

La deposizione della successione del Monferrato è avvenuta sotto forte controllo tettonico a opera di sistemi di faglie che hanno agito in più episodi separati nel tempo. La sedimentazione è stata in gran parte controllata fino al Tortoniano da importanti zone di deformazione ad alto angolo a orientazione media NO-SE, anche se la loro attività prevalente documentata è pre-burdigaliana. Queste zone di deformazione sono costituite da faglie di lunghezza da ettometrica a pluri-chilometrica, molto inclinate e a direzione compresa tra ONO-ESE e NNO-SSE. Le faglie di questo sistema sono spesso associate a sub-parallele antiformali chilometriche chiuse, asimmetriche, che costituiscono l’elemento strutturale tipico del Monferrato (“stile ciettivo o diapiroide” *Auct.*; vedi § II.1). In sezione queste associazioni strutturali disegnano strutture “a fiore” positive, costituite da *splay* divergenti verso l’alto (DELA PIERRE *et alii*, 2003; FESTA *et alii*, 2009). Mentre nel Monferrato occidentale (Foglio Trino) le

strutture ad alto angolo sono decisamente oblique rispetto al tratto a direzione E-O dei fronti di sovrascorrimento sepolti che formano il fronte padano, verso SE, nei settori centrale e orientale del Monferrato, le due tipologie di strutture risultano in buona parte sub-parallele.

I termini più antichi affioranti in Monferrato, in precedenza attribuiti nei Fogli 157 Trino (APAT, 2003) e 156 Torino Est (ISPRA, 2009) a un complesso caotico o *mélange* indifferenziato, sono in realtà rappresentati, secondo recenti revisioni compiute nei settori occidentale e centrale del Monferrato (FESTA & CODEGONE, 2013; BARBERO *et alii*, 2020), da tre unità tettoniche (Lauriano, Piancerreto e Casale) del tutto confrontabili con le unità Cassio, Caio e Sporno delle Unità Liguri Esterne dell'Appennino settentrionale. I caratteri stratigrafici interni a queste unità riflettono la deposizione in una zona di transizione oceano-continente (OCT) interposta tra la terminazione nord-occidentale dell'Oceano Ligure-Piemontese e il margine passivo assottigliato del microcontinente adriatico. Il successivo impilamento e la giustapposizione tettonica di queste unità sono invece principalmente ascrivibili ai processi deformativi pre-Eocene medio, noti come fase Ligure “eoalpina” *Auct.*, avvenuti all'interno del prisma di accrezione ligure in relazione alle fasi finali di subduzione.

Le Unità Liguri Esterne, precedentemente deformate e strutturate, sono seguite in discordanza dai depositi emipelagici delle *Marne di Monte Piano* (Eocene medio-superiore), che rappresentano, come nell'Appennino tortonese, i primi termini deposti dopo la fase Ligure. Esse testimoniano un rapido sollevamento del livello marino relativo, controllato principalmente da un elevato tasso di subsidenza tettonica dopo la fase Ligure (MUTTI *et alii*, 1995; FESTA *et alii*, 2020). La presenza di olistostromi (*brecce argillose di Baiso*) nella parte basale delle *Marne di Monte Piano*, suggerisce un'instabilità gravitativa della parte esterna del prisma di accrezione ligure (BARBERO *et alii*, 2020; FESTA *et alii*, 2020), che era probabilmente ancora influenzato da impulsi tettonici residui minori, susseguiti dopo la fase tettonica Ligure principale.

Sia le successioni emipelagiche eoceniche che quelle Liguri sono ricoperte in discordanza dalla *formazione di Cardona* (Oligocene inferiore), costituita da depositi terrigeni di ambiente costiero (*fan-delta*) e di piattaforma. La discontinuità alla base di questa unità evidenzia un abbassamento del livello marino relativo, che può essere messo in relazione con un sollevamento regionale e un'imponente esumazione di Unità alpine, probabilmente riconducibile ancora agli effetti tardivi della fase deformativa ligure (MUTTI *et alii*, 1995). In tale prospettiva, la base della *formazione di Cardona* vincola al tardo Eocene-Rupeliano gli eventi contrazionali, connessi all'esumazione delle Unità alpine e alla giustapposizione tettonica tra queste ultime e le Unità Liguri, noti come fase “mesoalpina” *Auct.* (fase Ligure II *sensu* MUTTI *et alii*, 1995).

Durante il Rupeliano, nel Monferrato prevale l'attività di sistemi di faglie transtensive sinistre a direzione NO-SE, associate a un sistema minore di faglie dirette con orientazione NE-SO. La reciproca intersezione di questi sistemi controlla la deposizione della *formazione di Cardona* in bacini di *pull-apart* allungati in direzione NO-SE. A scala regionale questo regime tettonico sarebbe correlabile con il *rifting* balearico, che prelude alla tettonica appenninica (PIANA, 2000; DELA PIERRE *et alii*, 2003; FESTA *et alii*, 2005, 2009). La successione prosegue verso l'alto con la *Formazione di Antognola* (Oligocene superiore - Aquitaniano) e con le *marne a Pteropodi inferiori* (Aquitaniano) che evidenziano un progressivo approfondimento del bacino. Si tratta infatti di depositi fini di scarpata che, nel caso delle *marne a Pteropodi inferiori*, contengono una rilevante frazione silicea riconosciuta anche in coeve successioni della regione circummediterranea.

Durante la deposizione di queste successioni, il regime distensivo lascia gradualmente il posto a un regime compressivo, in relazione a un raccorciamento regionale circa E-O (FESTA *et alii*, 2005, 2009; FESTA & CODEGONE, 2013). I precedenti bacini di *pull-apart* vengono invertiti e parzialmente erosi dalla riattivazione, in transpressione, dei sistemi di faglie a direzione NO-SE, con la conseguente formazione di *duplex* transpressivi, caratterizzati da prevalenti movimenti sinistri e subordinatamente inversi (DELA PIERRE *et alii*, 2003). Dal punto di vista sedimentario, tale evento tettonico, che è verosimilmente avvenuto secondo più pulsı deformativi, è testimoniato nel settore occidentale del Monferrato, come nell'Appennino settentrionale, dalla locale presenza di *mélange* sedimentari (olistostromi) all'interno della *Formazione di Antognola* (FESTA & CODEGONE, 2013; FESTA *et alii*, 2015b) e, nel settore centro-orientale del Monferrato, dalla deposizione dei sedimenti burdigaliani di piattaforma carbonatica di tipo “*foramol*” della “Pietra da Cantoni” (BICCHI *et alii*, 2006) in discordanza angolare sui sedimenti di scarpata della *Formazione di Antognola* (DELA PIERRE *et alii*, 2003; PIANA *et alii*, 2017). Nel settore occidentale del Monferrato, invece, dove l'evento tettonico non ha mutato la fisiografia del bacino, si passa a settori più profondi dove i caratteri della sedimentazione burdigaliana non cambiano radicalmente. Il brusco salto di facies associato alla discontinuità basale della “Pietra da Cantoni” sigilla la maggior parte dei rigetti pre-burdigaliani registrati lungo le zone di taglio transpressive. Le evidenze tettonico-sedimentarie appena illustrate risultano inquadrabili, a scala regionale, nell'evento compressivo Cattiano-Aquitaniano / Burdigaliano *p.p.* e sono collegate a una importante fase di strutturazione della catena appenninica (BOCCALETTI *et alii*, 1990; FESTA *et alii*, 2005, 2015a; BARBERO *et alii*, 2017) che in quest'ultima, ma anche nel BTP s.s. (D'ATRI *et alii*, 2016) ha in generale portato alla attivazione di fronti di sovrascorrimento vergenti a N e NE. In Monferrato, invece, come appena descritto, questo evento si sarebbe

in prevalenza espresso con una tettonica di tipo transpressivo e solo localmente compressiva (FESTA & CODEGONE, 2013). Tale cinematica transpressiva avrebbe interessato maggiormente i settori orientali, dove si sono registrati i sollevamenti maggiori, mentre i settori occidentali vengono interessati da forti sollevamenti solo nel Langhiano. Infatti, proprio durante il Langhiano, la diffusa deposizione dei sedimenti di piattaforma delle *areniti di Tonengo* testimonia un sollevamento generalizzato del Monferrato (compreso quello del suo settore occidentale). In particolare, la superficie di discordanza alla base di tale unità contrassegna un pulso deformativo intra-langhiano, seguito da una sostanziale omogenizzazione delle condizioni deposizionali. Tale pulso deformativo è probabilmente riconducibile al persistere, in età langhiana, del regime contrazionale precedente: a scala regionale, esso sarebbe collegabile all'ulteriore propagazione verso N e NE dei fronti appenninici mentre, in Monferrato, sarebbe riconducibile alla continua attività transpressiva lungo i sistemi di faglia NO-SE e in particolar modo alla loro ulteriore propagazione da est verso ovest.

Il progressivo approfondimento del bacino nel corso del Serravalliano, testimoniato dalla deposizione delle *marne di Mincengo*, suggerisce la cessazione dei movimenti trascorrenti che avevano caratterizzato il Monferrato nell'Oligocene e nel Miocene Inferiore. Nei settori occidentali del Monferrato, infatti, si attivano zone di taglio inverse vergenti a SE, che dislocano i termini serravalliani della successione (PIANA, 2000) e tagliano le faglie trascorrenti che bordano i diversi settori fisiografico-deposizionali evidenziati dai sedimenti oligo-miocenici. Il passaggio da una tettonica transpressiva (faglie subverticali) a una tettonica compressiva (faglie inverse e sovrascorrimenti a basso angolo), indicato dai rapporti di precedenza tra le strutture tettoniche, risulta sigillato dalla discordanza alla base dei depositi di scarpata delle *marne di Sant'Agata Fossili*, cui è associata una lacuna che corrisponde all'incirca alla parte inferiore del Tortoniano (DELA PIERRE *et alii*, 2003; FESTA *et alii*, 2009). L'evento tettonico sigillato dalle *marne di Sant'Agata Fossili* è correlabile alla fase deformativa contrazionale tardo-serravalliana - tortoniana inferiore, che a scala regionale è compatibile con un regime tettonico di raccorciamento a direzione NO-SE (FESTA *et alii*, 2005; FESTA *et alii*, 2009; FESTA & CODEGONE, 2013). Tale regime avrebbe controllato la subsidenza regionale (registrata dalle successioni delle *marne di Mincengo* e delle *marne di Sant'Agata Fossili*), associata alla convergenza dei sistemi di sovrascorrimento dell'Appennino e delle Alpi meridionali. È importante evidenziare come il "blocco cinematico" dei sistemi di faglie trascorrenti e l'innescio di una tettonica compressiva che ha interessato precocemente (Serravalliano) i settori occidentali del Monferrato, sembri realizzarsi solo successivamente (Messiniano-Pliocene) nei suoi settori orientali (cfr. § VI).

Durante il Messiniano, il Monferrato è caratterizzato da un'evoluzione sedimentaria a grande scala di tipo regressivo con la prevalenza di sedimenti pre-evaporitici di mare profondo (porzione messiniana delle *marne di Sant'Agata Fossili*) seguiti localmente dalle evaporiti primarie della *formazione della Vena del Gesso* (DELA PIERRE *et alii*, 2007; FESTA *et alii*, 2009; PIANA *et alii*, 2017; GHIELMI *et alii*, 2019). Queste ultime passano verso sud a coeve successioni euxiniche sepolte (GHIELMI *et alii*, 2019), marcando il passaggio a zone più profonde, che preludono allo sviluppo del bacino di Alessandria tra la parte finale del Messiniano e il Pleistocene (IRACE *et alii*, 2009; GHIELMI *et alii*, 2019). La messa in posto di ingenti volumi di caotici a gessi nel Messiniano post-evaporitico (*complesso caotico della Valle Versa*), attualmente distribuiti lungo il margine meridionale del Monferrato occidentale, i quali aumentano di spessore verso sud, testimonia la risposta sedimentaria sin-tettonica all'importante fase deformativa regionale intra-messiniana. In Monferrato, questi eventi deformativi possono essere principalmente collegati al prevalere, durante il Messiniano, di un regime tettonico di raccorciamento regionale N-S (DELA PIERRE *et alii*, 2003, 2007; FESTA *et alii*, 2005, 2009), coerente con le prime fasi di propagazione verso nord dei sovrascorrimenti frontali ("fronte padano" sepolto al di sotto dei depositi alluvionali della Pianura Padana), che avrebbero determinato l'accavallamento del Monferrato stesso sul coevo bacino padano. Questi movimenti tettonici avrebbero comportato un generalizzato *tilting* verso sud della successione del Monferrato, favorendo l'innescio dell'instabilità gravitativa della successione messiniana precedentemente deposta. I sistemi di faglia NO-SE, la cui riattivazione messiniana è suggerita dalla variazione di spessore mostrata dai depositi caotici in corrispondenza delle strutture stesse, potrebbero aver agito, almeno per quanto riguarda il settore occidentale del Monferrato, come faglie di trasferimento (COSTA, 2003), accomodando il movimento verso nord del fronte padano. Questa tettonica è chiaramente sigillata dalla deposizione dei sedimenti marini pliocenici.

Dal Pliocene il Monferrato costituisce un "*thrust sheet*" a vergenza padana incorporato nella terminazione occidentale della catena appenninica. In conseguenza a tale posizione strutturale, esso subisce un graduale sollevamento e traslazione verso N-NE, mentre a nord e a sud di esso si originano profonde depressioni rappresentate rispettivamente dal bacino padano e dal bacino di Alessandria, ove sono stati riconosciuti oltre 3000 m di sedimenti pliocenico-quaternari (PIERI & GROPPi, 1981; IRACE *et alii*, 2009; GHIELMI *et alii*, 2019). La progressiva propagazione verso N e NE dei *thrust* frontali padani, compatibile col persistere di un regime tettonico di raccorciamento regionale N-S, è responsabile del piegamento e dislocazione sinsedimentari della successione pliocenico-pleistocenica.

IV - METODOLOGIA DI STUDIO E CRITERI DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA

1. - CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE

Per il riconoscimento e la classificazione delle unità stratigrafiche nell'ambito della successione pleistocenica inferiore - olocenica si è ricorsi all'individuazione, alla correlazione e alla gerarchizzazione delle superfici di discontinuità che separano i corpi sedimentari, approccio che ha consentito di riconoscere una serie di unità stratigrafiche a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*, UBSU; CHANG, 1975; GERMANI *et alii*, 2003) e conseguentemente di definire un modello interpretativo dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area rilevata.

Il riconoscimento delle superfici di discontinuità è stato effettuato ricorrendo a criteri quanto più possibile oggettivi quali la presenza di discordanze angolari, di disconformità erosive, di bruschi salti di facies e di paleosuoli. Nell'ambito della successione pleistocenica inferiore - olocenica sono stati seguiti i criteri di gerarchizzazione delle superfici forniti da MIALL (1996), applicati nell'analisi di successioni sedimentarie fluviali e basati i) sull'estensione areale delle discontinuità, ii) sull'intervallo cronologico da esse sotteso e iii) sui reciproci rapporti di intersezione.

Per l'individuazione delle singole unità, sono stati inoltre analizzati i rapporti di terrazzamento/sovrapposizione dei corpi fluviali adottando la metodologia morfostratigrafica precedentemente utilizzata nei Fogli 211 Degeo (ISPRA, 2010b)

e 194 Acqui Terme (ISPRA, 2016). A tal fine, completati i rilievi di terreno, è stata realizzata una serie di profili longitudinali passanti per gli assi vallivi rettificati dei torrenti Scrivia, Grue e Curone. Su di essi sono state proiettate le superfici di discontinuità e i lembi di depositi a esse correlati. L'extrapolazione delle superfici di discontinuità e la correlazione dei lembi di depositi è stata effettuata sulla base dell'analisi della posizione plano-altimetrica delle superfici terrazzate, delle caratteristiche intrinseche dei sedimenti e degli sporadici elementi di datazione numerica disponibili. L'extrapolazione delle superfici è inoltre stata supportata dall'analisi dell'alterazione dei sedimenti e del grado di rimodellamento delle originarie superfici di accumulo.

L'approccio morfostratigrafico così adottato ha permesso di individuare una serie di superfici di discontinuità che materializzano tappe significative dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area cartografata. Le superfici hanno consentito di definire altrettante unità a limiti inconformi che scandiscono altimetricamente i pianalti delle fasce pedecollinari e le successioni terrazzate dei conoidi dei torrenti Scrivia, Grue, Curone e Staffora. Le unità sintemiche così riconosciute hanno un elevato valore cronostatigrafico: infatti i depositi da esse sottesi sono stati deposti nello stesso intervallo di tempo e dovrebbero perciò registrare, seppure con modalità diverse, gli stessi fattori (climatici e tettonici) che ne hanno controllato la sedimentazione.

In carta sono state distinte e rappresentate in modo informale unità a limiti inconformi di diverso rango gerarchico. Con “subsintema” si è intesa una successione di sedimenti riferibile a un determinato evento deposizionale, ben differenziabile da altri eventi poiché delimitato da discontinuità significative alla scala di bacino. Il rango di “sintema” è stato invece riservato a successioni di depositi delimitate da discontinuità a valenza regionale, oppure a una successione di depositi costituita da più eventi erosivo-deposizionali ma non suddivisibile in unità di rango inferiore per il forte rimodellamento intercorso o per la limitatezza delle condizioni di affioramento (es. *sintema di Piandendice*, corrispondente alla successione fluviale terrazzata localizzata a est del T. Scrivia tra Villalvernia e Tortona); le superfici che definiscono i diversi sintemi riconosciuti nel Foglio coincidono sostanzialmente con nette variazioni nel grado di rimodellamento dei depositi che esprimono a loro volta la presenza di episodi di stasi evolutiva.

Le unità afferenti al T. Scrivia sono state correlate con le unità precedentemente riconosciute nell'ambito dei bacini del F. Bormida e del T. Orba (ISPRA, 2010b, 2016; GELATI *et alii*, 2010; D'ATRI *et alii*, 2016; PIANA *et alii*, 2017). Per quanto riguarda invece le unità pertinenti ai bacini dei torrenti Grue, Curone e Staffora non è stato possibile effettuare una correlazione diretta con le unità del T. Scrivia, e più in generale con le unità presenti nel bacino alessandrino, per l'assenza di datazioni numeriche dei depositi e per la loro particolare collocazione geografica.

Esse sono infatti posizionate a nord-est della dorsale strutturale sepolta di Tortona-Montecastello che ha agito come limite di separazione tettonico tra il bacino alessandrino e quello padano, limite attivo fino a buona parte del Pleistocene Medio. Inoltre, la cartografia e la gerarchizzazione stratigrafica della successione pleistocenica inferiore - olocenica effettuata nel contiguo Foglio 178 Voghera (ISPRA, 2014) non trova una buona corrispondenza geometrica e un accordo formale con la gerarchizzazione stratigrafica contenuta nel Foglio Tortona. Per tali motivi, per le successioni fluviali dei torrenti Grue, Curone e Staffora sono state introdotte alcune nuove unità sintemiche che trovano una logica prosecuzione verso nord nel contiguo Foglio 159 Garlasco.

Diversamente dalle unità fluviali riferite ai vari bacini tributari, per le quali è stata utilizzata una classificazione basata su unità a limiti inconformi, alcune unità continentali quaternarie (es.: *unità di Rivarone* e *unità di Volpeglino*) sono state classificate utilizzando unità litostratigrafiche informali sulla base delle particolari caratteristiche intrinseche dei depositi che le costituiscono.

Diverso invece è il caso di quei depositi prodotti da eventi a carattere locale (es. il distacco di una frana) svincolati dalla combinazione dei fattori che controllano l'evoluzione complessiva di un bacino: anche se le discontinuità che delimitano gli accumuli di frana sono talvolta evidenti, il carattere episodico e circoscritto di questi fenomeni ha suggerito di raggruppare questi depositi nell'ambito delle "unità ubiquitarie".

La presenza di estese e talvolta potenti coltri di sedimenti fini (sabbie, silt e argille in diverso rapporto percentuale), di genesi diversa (es. depositi di *overbank*, sedimenti colici e coltri di alterazione pedogenetica) e variamente distribuite sulla sommità delle unità di modellamento fluviale a prevalente componente ghiaiosa, ha richiesto la definizione di alcuni criteri cartografici al fine di poter rappresentare al meglio le caratteristiche granulometriche delle unità fluviali e delle coltri stesse. Alla luce dell'elevato numero di stratigrafie di sottosuolo disponibili per l'area di pianura, si è scelto di rappresentare le tessiture delle coltri sabbioso-siltoso-argillose unicamente quando il loro spessore raggiunge o supera i 2 m, privilegiando invece la rappresentazione delle tessiture più grossolane (ghiaie sabbiose) per spessori delle coltri di sedimenti fini inferiori ai 2 m (Fig. 2).

Per quanto riguarda le unità del substrato pre-quaternario, esse sono state suddivise in formazioni e in membri. In alcune formazioni, sulla base delle caratteristiche litologiche, sono state distinte delle litofacies.

Si fa presente che nel Foglio Tortona le uniche unità stratigrafiche validate e formalizzate dalla Commissione Italiana di Stratigrafia sono le seguenti: *Argille Azzurre*, *Gruppo della Gessoso-Solfifera*, *Formazione di Antognola*,

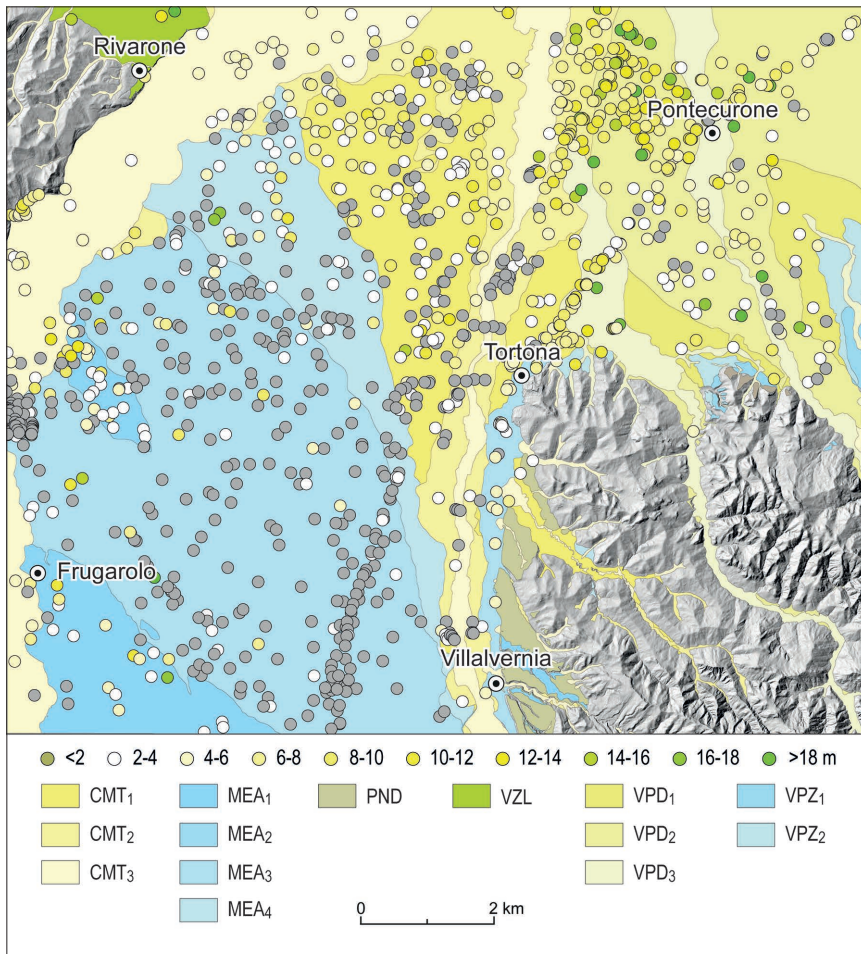


Fig. 2 - Spessore (indicato con il diverso colore dei pallini ed espresso in metri) delle coltri superficiali sabbioso-siltoso-argillose presenti nell'area di pianura del Foglio Tortona.

Formazione di Ranzano, Marne di Monte Piano e Formazione di Val Luretta. Seguendo le indicazioni fornite dalla commissione stessa, nella legenda del Foglio e nelle Note Illustrative le unità formalizzate saranno indicate con le iniziali maiuscole, mentre le restanti unità non formalizzate verranno indicate con le iniziali minuscole. In entrambi i casi, i nomi delle unità sono sempre indicati con carattere corsivo.

2. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

Le età attribuite alle unità litostratigrafiche riconosciute nel Foglio sono basate in gran parte sulla biostratigrafia a nannofossili calcarei. Per la scala bio-cronostratigrafica utilizzata, per il Cretacico sono state adottate le biozone CC1-CC26 proposte da SISSINGH (1977); per il Paleogene sono stati usati diversi schemi biozonali, utili sia a interpretare meglio le associazioni presenti nelle formazioni campionate che a permettere una più agevole comparazione con le datazioni presenti nei precedenti Fogli CARG. Quindi è stato utilizzato il più recente schema biozonale (biozone CNP-CNE-CNO) di AGNINI *et alii* (2014) correlato con le biozone NP1-NP15 di MARTINI (1971), le biozone MNP16-MNP24 di CATANZARITI *et alii* (1997) e FORNACIARI *et alii* (2010), e le biozone MNP25-MNN1 di FORNACIARI & RIO (1996). Anche per il Neogene sono stati utilizzati schemi biozonali diversi, e al più recente schema biozonale (biozone CNM-CNPL) di BACKMAN *et alii* (2012) sono state associate le biozone MNN2-MNN4 di FORNACIARI & RIO (1996), le biozone MNN5-MNN6 di FORNACIARI *et alii* (1996), MNN7-MNN11 di RAFFI *et alii* (2003) e MNN12-MNN21 di RIO *et alii* (1990). La cronostratigrafia e la magnetostratigrafia che completano lo schema tempo derivano dalla *Geologic Time Scale* 2020 riportata in GRADSTEIN *et alii* (2020).

Per quanto riguarda la successione neogenica marina, la metodologia biostratigrafica a nannofossili calcarei è stata integrata con la biostratigrafia a foraminiferi planctonici, ed è stato fatto riferimento allo schema proposto da LIRER *et alii* (2019). Inoltre, per l'inquadramento bio-cronostratigrafico di alcune formazioni neogeniche marine, sono stati utilizzati gli eventi a ostracodi, ed è stato fatto riferimento ad alcune pubblicazioni, fra cui FARANDA & GLIOZZI (2008) e GUERNET (2005).

Le zonazioni batimetriche adottate sono quelle proposte da RAFFI & SERPAGLI (1996), mentre la classificazione di salinità delle acque adottata è quella proposta nel *Venice Symposium System* (1958).

Si ricorda che nel definire gli intervalli geocronologici rappresentati dalle singole unità sono stati utilizzati i termini previsti dalla *International Chronostratigraphic Chart* (COHEN *et alii*, 2013, *updated*).

V - STRATIGRAFIA

Le successioni stratigrafiche pre-Pleistocene Medio affioranti nel Foglio Tortona sono distinte in tre insiemi stratigrafico-strutturali: le Unità Liguri Esterne di età Cretacico - Eocene inferiore, su cui poggiano in discordanza la successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore e la successione tortoniana *p.p.* - pleistocenica inferiore *p.p.* All'interno di ciascun insieme, le unità litostratigrafiche verranno descritte in ordine cronologico, dalle più antiche alle più recenti. Per quanto riguarda le Unità Liguri Esterne, le diverse unità tettoniche e le loro successioni stratigrafiche verranno descritte seguendo l'ordine di sovrapposizione tettonica, dalla più alta alla più bassa.

In discordanza sulle precedenti poggia la successione pleistocenica inferiore *p.p.* - olocenica, che verrà descritta distinguendo le unità riconducibili al paleobacino dei torrenti Grana e Rotaldo, le unità facenti capo ai bacini del T. Scrivia, del T. Orba, del F. Bormida e del F. Tanaro e relativi tributari e infine le unità riferibili ai bacini dei torrenti Grue, Curone e Staffora.

1. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE

Sono state distinte due unità tettoniche sulla base della loro posizione strutturale, della diversa stratigrafia ed età della successione e il differente assetto strutturale interno. Dall'alto al basso strutturale vengono riconosciute l'Unità Tettonica Cassio e l'Unità Tettonica Bettola (Fig. 3). A scala regionale

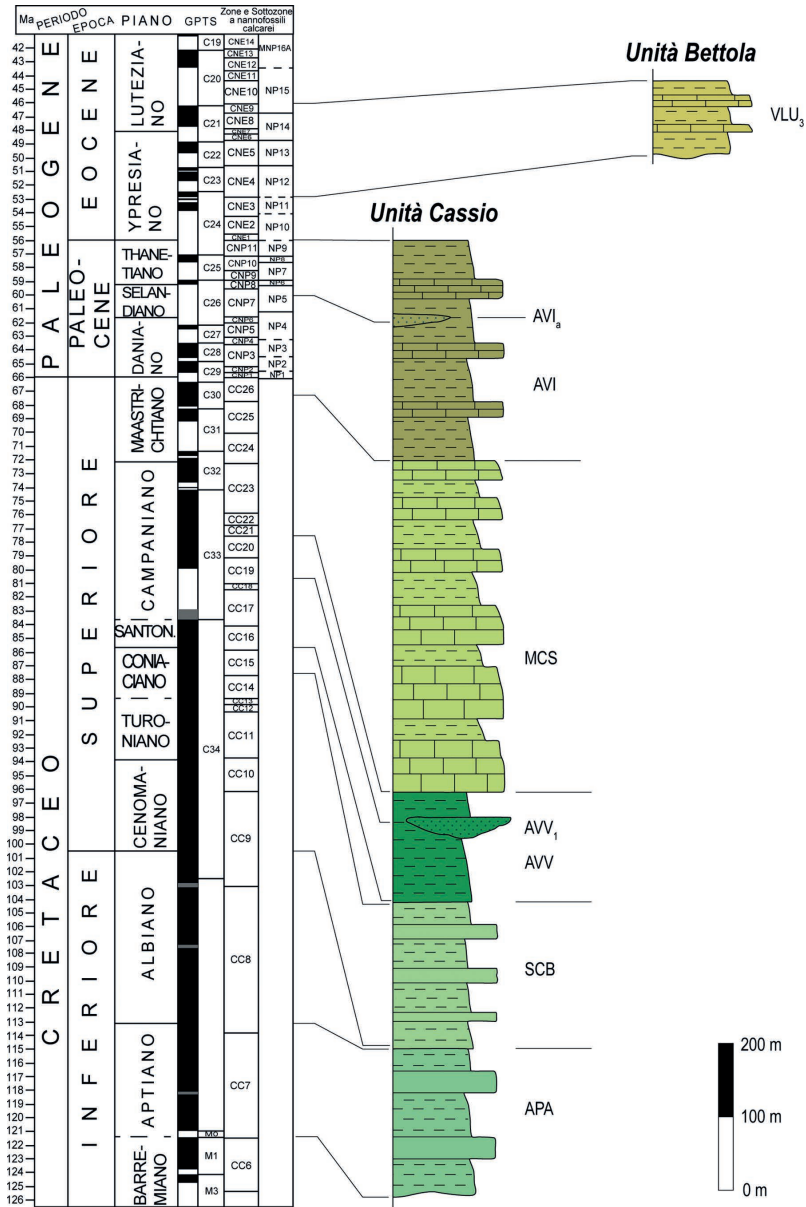


Fig. 3 - Colonnine stratigrafiche schematiche delle Unità Liguri Esterne. Le sigle delle formazioni sono le stesse utilizzate nella legenda del Foglio.

l'Unità Tettonica Cassio è attribuita alla successione Ligure Esterna Orientale, la quale è stata deposta nella transizione tra l'Oceano Ligure Piemontese e il margine continentale assottigliato di Adria, nel settore più prossimo ad Adria (MARRONI *et alii*, 2001, 2010b; BARBERO *et alii*, 2020). Anche l'Unità Tettonica Bettola *sensu* Fogli Ponte dell'Olio e Voghera (DI DIO *et alii*, 2005b; VERCESI *et alii*, 2014) è attribuibile alle Unità Liguri Esterne Orientali in quanto corrisponde in gran parte all'Unità Tettonica Sporno, *sensu* MARRONI *et alii* (2001), che è considerata come deposta nel settore prossimo al margine continentale di Adria.

1.1. - UNITÀ TETTONICA CASSIO

L'Unità Tettonica Cassio affiora estesamente nel settore sud-orientale del Foglio, nei settori collinari tra i torrenti Scrivia e Curone, dove costituisce due distinte fasce a direzione da E-O a ONO-ESE, su cui poggiano in discordanza la Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore e i termini tortoniani della Successione tortoniana *p.p.* - pleistocenica inferiore *p.p.* L'Unità Tettonica Cassio è stata inoltre riconosciuta nel settore nord-occidentale del Foglio, in un'area limitata a NO di Montecastello, dove risulta sia in contatto tettonico che stratigrafico con la successione tortoniano-messiniana pre-evaporitica.

La successione attribuita all'Unità Cassio corrisponde in gran parte ai *calcari di Zebedassi*, alle *arenarie di Scabiazza* e al “complesso indifferenziato” dei Fogli Alessandria e Voghera della II° edizione della Carta Geologica d'Italia. Nel settore di Montecastello, la I° edizione della Carta Geologica d'Italia aveva già evidenziato la presenza di Unità Liguri, mentre queste erano state cartografate nella II° edizione del Foglio 70 Alessandria perlopiù come *marne di Sant'Agata Fossili* e in parte come “Complesso indifferenziato”, termine peraltro adottato successivamente anche nella cartografia fornita da ENEL (1984). Nonostante le intense deformazioni tettoniche e la scarsa qualità degli affioramenti, i rilevamenti di dettaglio e le mirate analisi biostratigrafiche hanno permesso di distinguere le unità litostратigrafiche tipicamente riconosciute nell'Unità Cassio nei settori parmensi e piacentini dell'Appennino Settentrionale (Fig. 3; cfr. VESCOVI *et alii*, 1999; MARRONI *et alii*, 2001). È stato infatti riconosciuto un “Complesso di Base” *Auct.*, costituito dalle *argille a Palombini* (cfr. *argille a Palombini del Torrente Grontone*, VESCOVI *et alii*, 1999; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2002b), dalle *arenarie di Scabiazza* e dalle *argille varicolori di Cassio* con intercalazione di conglomerati e arenarie (cfr. *conglomerati dei Salti del Diavolo*, ELTER *et alii*, 1966), che passa verso l'alto al *flysch di Monte Cassio* seguito, a sua volta, dalle *argille di Viano* (cfr. *argille di Signano*; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2002b).

1.1.1. - argille a Palombini (APA)

Questa unità litostratigrafica è stata riconosciuta alla base dell'Unità Tettonica Cassio da VESCOVI *et alii* (1999) nell'Appennino parmense tra le Valli Baganza e Ceno (cfr. *argille a Palombini del Torrente Grontone*). Nel Foglio Tortona, le *argille a Palombini* affiorano nel settore compreso tra la parte meridionale dell'abitato di Tortona e C. Belvedere. Nella II° edizione della Carta Geologica d'Italia (Foglio 70 Alessandria; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969a), gli affioramenti attribuiti alle *argille a Palombini* venivano cartografati come *calcari di Zebedassi*, da cui si distinguono per l'età e le caratteristiche litologiche.

Le *argille a Palombini* mostrano raramente buone esposizioni e nella maggior parte dei casi vengono riconosciute per la presenza di estesi settori coltivati costituiti da un terreno argilloso e blocchi da decimetrici a metrici di calcari, spesso accumulati ai margini dei campi dall'azione di spietramento (Fig. 4a). Dove affioranti, le *argille a Palombini* mostrano un assetto caotico con una struttura *block-in-matrix*, definita da blocchi di calcari micritici

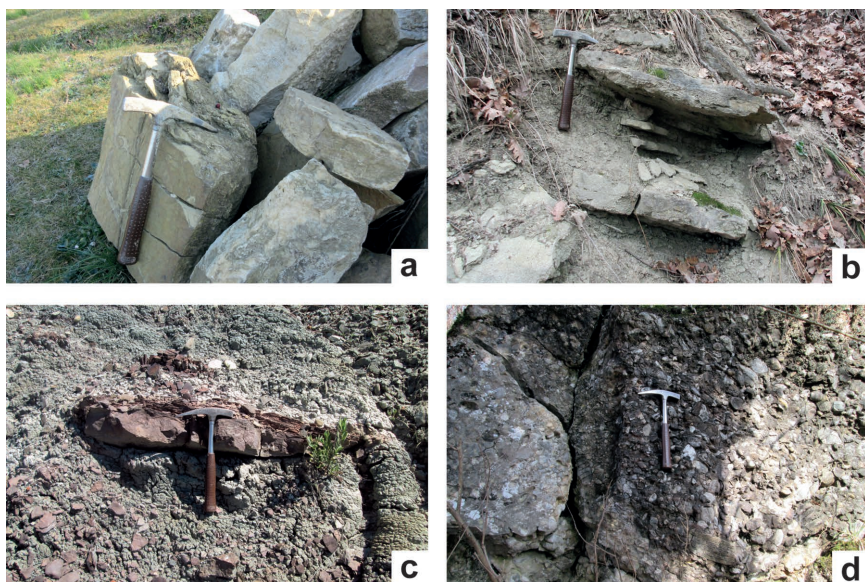


Fig. 4 - Aspetto in affioramento delle formazioni dell'Unità Cassio. (a) Blocchi di calcari micritici biancastri riconducibili alle argille a Palombini accumulati ai margini di campi coltivati nei pressi di Vho. (b) Alternanza di arenarie e peliti nelle arenarie di Scabiazza (a ovest di Cusinasco). (c) Argille grigio-verdastre con intercalazione di siltiti violacee nelle argille varicolori di Cassio (Poggio Piasolo). (d) Affioramento di conglomerati dei Salti del Diavolo in Valle Curone.

da biancastri a verdi, talvolta debolmente silicizzati, e meno abbondanti calcari marnosi bianchi inglobati in una matrice argillosa di colore da nero a verdastro, localmente marnoso-siltosa. I blocchi sono di forma tabulare e allungati e definiscono degli allineamenti preferenziali all'interno della matrice, probabilmente come conseguenza dello smembramento tettonico degli originari strati (cfr. § VI). Dove ben affiorante, la matrice che ingloba i blocchi mostra generalmente un clivaggio scaglioso.

La base stratigrafica delle *argille a Palombini* non è affiorante nel Foglio Tortona e perciò è sconosciuta. Infatti, si trovano spesso geometricamente sovrapposte ad altri termini litostratigrafici del “Complesso di Base” *Auct.* dell'Unità Cassio (*arenarie di Scabiazza* e *argille varicolori di Cassio*) attraverso contatti poco esposti, ma ritenuti di natura tettonica. Nell'Appennino piacentino e parmense, lembi di successioni carbonatiche mesozoiche ad affinità Sudalpina sono associati all'Unità Cassio (DALLAGIOVANNA *et alii*, 1991; PLESI *et alii*, 1993; VERCESI & COBIANCHI, 1998; VESCOVI *et alii*, 1999; CERRINA FERRONI *et alii*, 2002; CODEGONE *et alii*, 2012). In particolare, tali lembi sono stati interpretati come scaglie tettoniche incluse nei “Complessi di Base” *Auct.* durante le fasi tettoniche associate alla subduzione e collisione (cfr. CODEGONE *et alii*, 2012; FESTA *et alii*, 2013) e sono considerate come i resti della base stratigrafica delle *argille a Palombini* e, più in generale, dell'Unità Cassio, la quale è considerata come originariamente deposta lungo il margine continentale assottigliato di Adria (MARRONI *et alii*, 2001, 2010b; BARBERO *et alii*, 2020). Nel Foglio Tortona non sono stati osservati lembi della successione pre-Palombini, ed è pertanto impossibile confermare tale ipotesi, che si ritiene al momento la più valida sulla base del confronto dei dati a scala regionale. Al tetto, le *argille a Palombini* passano alle *arenarie di Scabiazza* attraverso un contatto di natura incerta viste le pessime condizioni di esposizione, ma ritenuto stratigrafico in quanto viene rispettato il classico ordine stratigrafico descritto per l'Unità Tettonica Cassio nei settori limitrofi (VESCOVI *et alii*, 1999; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2002a, b, c). Nel Foglio Tortona, in molti casi le *argille a Palombini* sono geometricamente coperte dalle *argille varicolori di Cassio* attraverso contatti interpretati come scollamenti tettonici lungo i quali avviene l'elisione di parte della successione, e in particolare la completa elisione delle *arenarie di Scabiazza*. Recenti ritrovamenti di ammoniti del Cretacico Inferiore nelle *argille varicolori di Cassio* nel modenese potrebbero suggerire un'età più antica per tale formazione rispetto a quanto finora noto (SARTI, 2014, 2023), e pertanto giustificare un passaggio stratigrafico tra le *argille a Palombini* e le *argille varicolori di Cassio*. Nonostante questi dati, considerando che le pessime condizioni di affioramento nel Foglio non permettono un dettagliato studio stratigrafico e biostratigrafico, l'ipotesi di un passaggio stratigrafico tra le *argille a Palombini* e le *argille*

varicolori di Cassio non viene considerata nell'ambito del Foglio Tortona, in analogia con la classica successione stratigrafica dell'Unità Tettonica Cassio descritta nei settori limitrofi dell'Appennino parmense e piacentino (VESCOVI *et alii*, 1999; DI DIO *et alii*, 2005b).

Lo spessore di questa unità litostratigrafica può essere valutabile solo geometricamente a causa della mancanza della base stratigrafica, delle cattive esposizioni e dell'intensa deformazione, ed è quindi stimabile in circa 150-200 m (Fig. 3).

Dal punto di vista biostratigrafico, le analisi dei nannofossili calcarei sui campioni raccolti hanno evidenziato associazioni riferibili al Barremiano - Aptiano. L'associazione barremiana è rappresentata da: *Assipetra infracretacea*, *Assipetra terebrodentarius*, *Conusphaera rothii*, *Cyclagelosphaera margerelii*, *Helenea chiesta*, *Lithraphidites aichmoides*, *Lithraphidites carniolensis*, *Micrantholithus obtusus*, *Nannoconus steinmannii*, *Nannoconus* sp., *Percivalia imperfossa*, *Retecapsa angustiforata*, *Watznaueria barnesia*, *Watznaueria fossacinta*, *Watznaueria ovata*, *Zeughrabdotus embergeri*. L'associazione aptiana è rappresentata da: *Braarudosphaera stenorhetha*, *Biscutum* spp., *Calculites percernis*, *Cretarabodus* sp., *C. margerelii*, *Diazomatolithus lehmanii*, *Eiffellithus* cf. *gorkae*, *Eiffellithus* sp., *Eiffellithus* cf. *windii*, *Eprolithus apertior*, *Eprolithus floralis*, *H. chiesta*, *L. carniolensis*, *Manivitella pemmatoidea*, scarso *Nannoconus* spp., *Prediscoophaera* sp., *Prediscoasphaera spinosa*, *Retecapsa crenulata*, *Tranolithus gabalus*, *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus* spp. Questa attribuzione è concorde con l'età proposta per le argille a Palombini dell'Unità Tettonica Cassio nei Fogli 198 Bardi (Barremiano? - Aptiano), 217 Neviano degli Arduini (Hauteriviano superiore - Aptiano) e 216 Borgo Val di Taro (Hauteriviano - Aptiano) (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2002a, b, c).

Le caratteristiche dei depositi indicano una sedimentazione pelagica ed emipelagica con eventi torbiditici a detrito carbonatico.

BARREMIANO - ALBIANO INFERIORE

1.1.2. - arenarie di Scabiazza (SCB)

Le arenarie di Scabiazza sono state descritte per la prima volta da LUDWIG (1929) in affioramenti nella zona di Bobbio. Da allora, questo termine è stato progressivamente usato per indicare le successioni prevalentemente arenacee e torbiditiche del Cretacico Superiore all'interno delle Unità Liguri Esterne, che precedentemente erano state cartografate con nomi locali ("arenarie di Ostia", "arenarie di Isola Palanzano", "arenarie di Case Baruzzo").

Nel Foglio Tortona, le *arenarie di Scabiazza* affiorano in una fascia a direzione E-O compresa tra Vho di Tortona e Berzano di Tortona. Inoltre, affiorano nel versante sinistro della Valle Curone, immediatamente a nord di Cascina Sighera. Nella II° edizione della Carta Geologica d'Italia (Fogli 70 Alessandria e 71 Voghera; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969a, b), le *arenarie di Scabiazza* erano già state riconosciute in Valle Curone, mentre gli affioramenti tra Vho e Berzano di Tortona erano stati cartografati in parte come “*arenarie di Scabiazza*” e in parte come “*calcari di Zebedassi*”.

In molti settori, la formazione è scarsamente affiorante e viene riconosciuta per la presenza di subaffioramenti ai margini delle strade agricole e in estesi prati coltivi che sono cosparsi di blocchi centimetrico-decimetrici di areniti grigie a mica bianca spesso attraversate da vene di calcite. Dove meglio affiorante, la formazione è costituita da areniti grigio-brune da medie a fini alternate a peliti argillose-marnose grigie, siltiti e argille grigio scure (Fig. 4b). Spesso si presenta come un'unità caotica con assetto *block-in-matrix*, definito da blocchi tabulari di areniti all'interno della matrice argilloso-pelitica (cfr. § VI). Gli strati sono da centimetrici a decimetrici, con geometria tabulare e con una gradazione normale alla base e lamine piano-parallele e *ripple* al tetto. Le arenarie sono spesso tagliate da vene di calcite perpendicolari alle superfici di strato e sono costituite da quarzo, litici di rocce sedimentarie e spesso da abbondanti granuli di mica bianca e frustoli carboniosi, che si concentrano preferenzialmente lungo le superfici di strato. Il rapporto arenaria/pelite è generalmente molto inferiore a 1. Localmente si intercalano orizzonti lenticolari che definiscono una *litofacies arenaceo-ruditica* (**SCB_p**); essa è costituita da arenarie grossolane e ruditi, in strati da decimetrici a metrici, alternate a peliti e siltiti, con rapporto $a/p = 1$ o $a/p > 1$. Le areniti e le ruditi presentano spesso *clay chips* di siltiti e peliti grigie. La *litofacies arenaceo-ruditica* è stata cartografata solamente in Valle Curone, dove costituisce un corpo a geometria lenticolare, potente qualche decina di metri e imballato all'interno di una successione prevalentemente pelitico-siltosa. In altri settori, questa litofacies è stata riconosciuta in affioramento, ma non cartografata per l'impossibilità di seguire lateralmente tali orizzonti per il loro spessore ridotto e per le pessime condizioni di affioramento. Dal punto di vista composizionale, le areniti delle *arenarie di Scabiazza* sono caratterizzate da abbondanti frammenti litici di rocce sedimentarie carbonatiche e da granuli di quarzo. Nelle areniti grossolane e nelle ruditi si riconoscono abbondanti calcari micritici biancastri e verdastri, calcari silicizzati e meno frequenti frammenti litici di rocce quarzose.

In Valle Curone, le *arenarie di Scabiazza* sono geometricamente sottostanti ai *conglomerati dei Salti del Diavolo* e alle *argille varicolori di Cassio*, occupando quindi la classica posizione stratigrafica descritta nei settori limitrofi

dell'Appennino Settentrionale (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2002a, b, c; ISPRA, 2014). Negli affioramenti in sinistra del T. Grue, invece, mostrano complessi rapporti con gli altri termini litostratigrafici del "Complesso di Base" *Auct.* dell'Unità Cassio, suggerendo la possibile presenza di scollamenti tettonici con le *argille a Palombini* e le *argille varicolori di Cassio* e/o una parziale eteropia con queste ultime. Quest'ultimo aspetto, seppur generalmente non considerato nell'Appennino parmense-piacentino, è suggerito per le medesime formazioni nell'Appennino modenese, implicando una loro diversa collocazione cronostatigrafica. Lo spessore della formazione può essere valutato in modo approssimativo vista l'intensa deformazione e i complessi rapporti con le altre formazioni dell'Unità Tettonica Cassio ed è stimabile in circa 150-200 m (Fig. 3).

Le caratteristiche dei depositi indicano una sedimentazione torbidaica a detrito silicoclastico.

Le associazioni a nannofossili calcarei indicano la deposizione delle *arenarie di Scabiazza* durante il Cenomaniano e il Coniaciano inferiore. Il Cenomaniano è rappresentato dalla biozona CC10, che è stata riconosciuta in base alla presenza di *Corollithion kennedyi* e *Lithraphidites acutus*, in associazione con: *Chiastozygus* sp., *Eiffellithus turriseiffelii*, *Eiffellithus* sp., *Flabellites oblongus*, *Nannoconus* spp., *Prediscosphaera cretacea*, *Retecapsa* spp., *Watznaueria* spp., *Z. embergeri*. Il Turoniano è rappresentato dalla biozona CC12, che è stata identificata in base alla presenza di *Eiffellithus eximius* in associazione con: *A. terebrodentarius*, *Chiastozygus* spp., *C. margerelii*, *Cylindralithus sculptus*, *Cylindralithus serratus*, *E. turriseiffelii*, *F. oblongus*, *Neocrepidolithus cruciatus*, *P. cretacea*, *R. crenulata*, *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus* spp.; è inoltre rappresentato dalla biozona CC13, identificata in base alla presenza di *Marthasterites furcatus* in associazione con: *A. terebrodentarius*, *Chiastozygus* sp., *C. margerelii*, *Cyclagelosphaera reinhardtii*, *C. serratus*, *E. eximius*, *Nannoconus* sp., *P. cretacea*, *R. crenulata*, *Retecapsa* sp., *Placozygus* sp., *Zeughrabdotus* spp. Il Coniaciano è stato determinato sulla base di associazioni che contengono: *Acuturris scotus*, *Chiastozygus* spp., *Cretarhabdus conicus*, *E. eximius*, *E. turriseiffelii*, *L. carniolensis*, *M. pemmatoidea*, *Microrhabdulus helicoideus*, *Micula concava*, *Micula staurophora*, *P. cretacea*, *Rhagodiscus* sp., *R. crenulata*, *Tranolithus phacelosus*, *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus* spp. A scala regionale, l'età delle *arenarie di Scabiazza* dell'Unità Tettonica Cassio è compresa tra il Cenomaniano e il Coniaciano - Santoniano inferiore (GHISELLI *et alii*, 1991; VESCOVI *et alii*, 1999, 2002; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2002c; CATANZARITI & PERILLI, 2011). In alcuni Fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (Fogli 179 Ponte dell'Olio e 178 Voghera; APAT 2005; ISPRA, 2014), le *arenarie di Scabiazza* si estendono in modo dubitativo fino

al Campaniano inferiore. Sulla base dei dati raccolti nel Foglio Tortona, l'età ottenuta per questa formazione è compresa nell'intervallo temporale proposto in letteratura. È importante segnalare che, a ovest di Vho, in un affioramento di argille grigie alternate a marne sabbiose e subordinati strati di areniti fini, i campioni raccolti per lo studio del contenuto di nannoplankton hanno fornito associazioni indicative dell'Albiano (frequente *Biscutum* spp., *C. margerelii*, *E. gorkae*, *Eiffellithus monechiae*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Eprolithus floralis*, *F. oblongus*, *Nannoconus* spp.; rara *Prediscosphaera* sp., *R. crenulata*, *Rhagodiscus* spp., *T. phacelosus*, *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus* spp.), suggerendo un'età più vecchia per la formazione rispetto a quanto proposto in letteratura. A causa delle pessime condizioni di affioramento è impossibile indagare meglio la stratigrafia dell'unità ed effettuare nuovi campionamenti, per confermare le associazioni albiane ed escludere che si tratti di forme rimaneggiate.

CENOMANIANO - CONIACIANO INFERIORE

1.1.3. - argille varicolori di Cassio (AVV)

Le *argille varicolori di Cassio* sono state cartografate in vari settori delle colline di Tortona (SE del Foglio), sia a ovest che a est di Vho di Tortona, nei dintorni di Fornace Zaccone in Valle Grue, in Valle Curone a nord di Reguardia e immediatamente a SE di Montebello, in sinistra del T. Grue. Sono state distinte per la prima volta dal punto di vista cartografico anche nello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello (settore nord-occidentale del Foglio), sebbene solo in due scaglie tettoniche associate a una fascia intensamente deformata nei dintorni del Bric Montalbano (Fig. 5).

Nella II° edizione della Carta Geologica d'Italia (Fogli 70 Alessandria e 71 Voghera) gli affioramenti attribuiti alle *argille varicolori di Cassio* venivano in gran parte cartografati come “*calcari di Zebedassi*” e “*arenarie di Scabiazza*”. Nella I° edizione della Carta Geologica d'Italia, gli Autori distinguevano dai “*calcari di Zebedassi*” un corpo lenticolare di argille a est di Vho.

Le condizioni di affioramento per questa unità litostratigrafica sono generalmente pessime. Nella maggioranza dei casi, la formazione viene riconosciuta per la presenza di coltivi cosparsi di blocchi decimetrici di areniti grigio-brune e siltiti violacee e caratterizzati da un colore rosso-violaceo del terreno e in subaffioramenti ai margini delle strade agricole e dei campi. Fanno eccezione gli affioramenti nei dintorni di Montebello, dove le *argille varicolori di Cassio* sono ben esposte in due settori calanchivi. In questi casi, mostrano una tipica organizzazione *block-in-matrix* e un alto grado di deformazione. Sono



Fig. 5 - Subaffioramenti dell'Unità Cassio in corrispondenza dei terreni agricoli dello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello, nel settore a ovest di Bric Montalbano. (a) Subaffioramento di argille varicolori di Cassio, costituite da argille di colore da rosso scuro a rosso-violaceo. (b) flysch di Monte Cassio, costituito da marne calcaree biancastre e blocchi di calcari marnosi.

infatti costituite da argilliti da rosso scure a rosso-violacee, nerastre e talvolta verdastre, che inglobano pezzi di strati centimetrico-decimetrici con geometria tabulare di areniti e siltiti brune e/o rosso-violacee e meno frequenti calcari micritici da biancastri a verdastrì (Fig. 4c). All'interno delle *argille varicolori di Cassio* è stato distinto un membro (**AVV₁**) costituito dall'alternanza di areniti grossolane grigio chiare e conglomerati (Fig. 4d). Questo membro, che è stato correlato con i *conglomerati dei Salti del Diavolo* della Val Baganza (SAMES, 1967; ELTER *et alii*, 1966), definisce dei corpi lenticolari a base erosionale all'interno delle *argille varicolori di Cassio*, di potenza variabile tra 10-20 a 50-70 m. La natura erosiva del contatto basale sembra evidente in Valle Curone, dove i *conglomerati dei Salti del Diavolo* poggiano in diretto contatto con le torbiditi delle *arenarie di Scabiazza*, datate qui al Cenomaniano - Turoniano, suggerendo l'erosione della parte basale della successione delle *argille varicolori di Cassio*. Non si può comunque escludere completamente la presenza di un contatto per scollamento tettonico. Gli strati sono amalgamati, generalmente mal definiti, da medi a spessi e a geometria da piano-parallela a lenticolare. Le arenarie sono poco mature, essendo caratterizzate da granuli scarsamente arrotondati e con scarsa classazione granulometrica. I conglomerati sono invece in prevalenza *clast-supported*, con clasti eterometrici (da centimetrici a decimetrici), generalmente subarrotondati e mostrano una matrice arenacea a grana da media a fine. Dal punto di vista compositivo, le arenarie sono ricche in quarzo, mica bianca e frammenti litici di rocce sedimentarie carbonatiche. I clasti dei conglomerati sono costituiti da rocce carbonatiche e in minore quantità da rocce metamorfiche (micascisti, gneiss, quarziti) e magmatiche. In particolare, in Valle Curone sono stati osservati rari clasti di granito rosa (Fig. 6a).

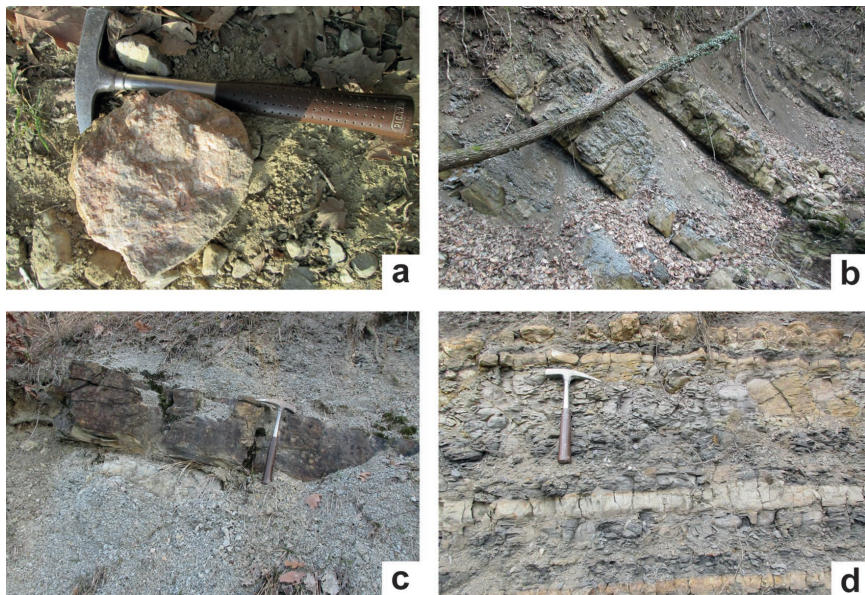


Fig. 6 - Aspetto in affioramento delle formazioni dell'Unità Cassio. (a) Particolare di ciottolo di granito rosa dai conglomerati dei Salti del Diavolo nelle argille varicolori di Cassio (Valle Curone). (b) Affioramento di flysch di Monte Cassio a nord di Reguardia. (c) Dettaglio dell'alternanza calcareniti e marne nel flysch di Monte Cassio (Cusinasco). (d) Alternanza di calcareniti ocre e grigie e marne argillose grigie nelle argille di Viano (Palazzo).

Le *argille varicolori di Cassio* poggiano al di sopra delle *arenarie di Scabiazza*, con un contatto mai esposto, che è ritenuto di natura stratigrafica, in accordo con la classica successione stratigrafica proposta per l'Unità Tettonica Cassio (cfr. VESCOVI *et alii*, 1999; MARRONI *et alii*, 2001). Forti anomalie stratigrafiche si osservano invece nel settore di Vho, dove le *argille varicolori di Cassio* poggiano sulle *argille a Palombini* e sono talvolta geometricamente sottostanti alle *arenarie di Scabiazza*. Nell'area di Vho, questi rapporti geometrici anomali rispetto alla tipica stratigrafia dell'Unità Tettonica Cassio vengono interpretati come legati alla deformazione tettonica, cartografando come scollamenti tettonici i contatti tra le diverse formazioni dei “Complessi di Base” *Auct.*, sebbene essi non siano mai affioranti e siano di dubbia interpretazione. Tuttavia, non è possibile escludere un originario passaggio stratigrafico tra le *argille a Palombini* e le *argille varicolori di Cassio*; ciò implicherebbe per quest'ultima formazione un'età più antica, in analogia con i recenti ritrovamenti di ammoniti del Cretacico Inferiore nelle *argille varicolori di Cassio* dell'Appennino modenese (SARTI, 2023). Al tetto, le

argille varicolori di Cassio sono seguite dal *flysch di Monte Cassio* attraverso un contatto ritenuto di natura stratigrafica, seppure in alcuni casi “tettonizzato” (cfr. § VI). Lo spessore della formazione è difficilmente determinabile in modo preciso per l’alto grado di deformazione e le pessime condizioni di affioramento, ma è comunque stimabile in circa 100-200 m (Fig. 3).

Dal punto di vista biostratigrafico, le analisi delle associazioni a nannofossili calcarei nei campioni raccolti hanno fornito pochi vincoli in quanto la maggior parte dei campioni sono risultati sterili o con forme poco significative come *marker* di biozone. L’unico campione utile presenta associazioni che suggeriscono un’età pre-Coniaciano per la parte inferiore della formazione. La presenza di intercalazioni correlabili con i *conglomerati dei salti del Diavolo* del Campaniano inferiore (biozone CC18-CC19, CATANZARITI & PERILLI, 2011) suggeriscono che la formazione si estenda fino al Campaniano. Sulla base di questi dati e del confronto con i Fogli limitrofi, le *argille varicolori di Cassio* sono state attribuite al Santoniano - Campaniano inferiore.

Le caratteristiche dei depositi indicano una sedimentazione pelagica ed emipelagica con eventi torbiditici a detrito da carbonatico a silicoclastico.

SANTONIANO - CAMPANIANO INFERIORE

1.1.4. - *flysch di Monte Cassio* (MCS)

Il *flysch di Monte Cassio* costituisce un’unità torbiditica calcareo-marnosa del Cretacico Superiore che è stata istituita da PAPANI & ZANZUCCHI (1970) nell’Appennino Emiliano e che è stata cartografata dal modenese al Monferrato. Questa formazione è stata riconosciuta per estesi areali nel settore sud-orientale del Foglio Tortona. In particolare, è relativamente ben esposta nella zona a nord di Sarezzano in entrambi i versanti della Valle Grue, tra Cusinasco e Reguardia in sinistra del T. Curone e in alcuni affioramenti lungo il suo alveo, in una fascia intensamente deformata tra Tassare e Costa Vescovato e in limitati affioramenti intorno a Spineto Scrivia. Inoltre, è stata distintamente cartografata per la prima volta nelle colline dello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello, nel settore nord-occidentale del Foglio, intorno al Bric Montalbano, dove si presenta mal affiorante e in subaffioramenti poco estesi (Fig. 6b). Nei Fogli 70 Alessandria e 71 Voghera della II° edizione della Carta Geologica d’Italia, questi affioramenti venivano cartografati con il nome locale di “*calcari di Zebedassi*”, termine con cui venivano indicate delle successioni flyschiodi prevalentemente carbonatiche del tutto confrontabili con i *flysch a Elmintoidi* descritti negli altri settori dell’Appennino Settentrionale. Sulla base delle analogie di facies e visti i legami con complessi di base tipicamente attribuiti all’Unità Tettonica Cassio,

nel Foglio Tortona si è preferito abbandonare questa dicitura e correlare queste successioni al *flysch di Monte Cassio*, in analogia con quanto fatto nel Foglio 178 Voghera (ISPRA, 2014).

Il *flysch di Monte Cassio* mostra buone condizioni di affioramento, a eccezione della zona nei dintorni di Sarezzano e del settore dello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello, in cui è prevalentemente subaffiorante in campi coltivati cosparsi da blocchi da centimetrici a metrici di calcareniti, calcari marnosi e marne calcaree. Dove ben affiorante, è costituito dall'alternanza di strati da medi a molto spessi di calcareniti grigio-nocciola passanti a marne calcaree grigio-azzurre e argilliti marnose grigio scure (Fig. 6b, c). Sono inoltre presenti strati di calcari marnosi e micritici e subordinate areniti giallastre. Localmente sono state osservate tracce fossili del tipo *Helminthoidea* e fucoidi. Gli strati sono a geometria tabulare e presentano spesso una gradazione normale con la base gradata passante verso l'alto a un intervallo a lamine da piano parallele a oblique che è, a sua volta, seguito più o meno gradualmente dagli intervalli marnoso-pelitici (Fig. 6c). La base delle calcareniti presenta spesso un'abbondante frazione non carbonatica, costituita da abbondanti granuli di quarzo e meno frequenti granuli di mica bianca, biotite e glauconite. Nel settore tra Mereta e Costa Vescovato, nella successione sono frequenti strati di calcareniti e areniti grigie ricche di frustoli carboniosi neri concentrati sulle superfici di strato alternati a peliti nerastre e marne grigio scure.

Il limite inferiore del *flysch di Monte Cassio* è considerato come stratigrafico sulle *argille varicolori di Cassio* in Valle Curone e nel settore di Mereta, dove si riconoscono alla scala della carta dei settori a polarità diritta nella successione Ligure senza segni evidenti di tettonizzazione. Diversa, e per certi versi ambigua, la situazione che si osserva a nord di Sarezzano, dove il *flysch di Monte Cassio* poggia alternativamente sulle *argille varicolori di Cassio*, sulle *arenarie di Scabiazza* e, in settori limitati, anche sulle *argille a Palombini*. In questi casi, la base del *flysch di Monte Cassio* è stata cartografata come uno scollamento tettonico, anche se non si può escludere che possa rappresentare un contatto stratigrafico discordante sulle unità riferibili ai "Complessi di Base" *Auct.* Questa interpretazione, che peraltro è stata in parte proposta nel Foglio 178 Voghera (ISPRA, 2014), avrebbe un importante significato per quella che è l'evoluzione tettonica dell'Unità Tettonica Cassio (cfr. § VI). Il contatto superiore con le *argille di Viano* è stratigrafico e avviene per alternanze con una graduale scomparsa delle calcareniti grigio-brune, l'aumento delle marne argillose grigie e ocre e la comparsa di calcari rosati-biancastri con tipici orli concentrici di alterazione. Lo spessore della formazione è stimabile tra 250 e 550 m (Fig. 3). Nello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello, invece, lo spessore non è stimabile in quanto il *flysch di Monte Cassio* si osserva solamente come scaglie tettoniche all'interno della zona di deformazione Valenza - Montecastello (cfr. § VI).

Dal punto di vista biostratigrafico, nei campioni analizzati sono state riconosciute associazioni a nannofossili ascrivibili al Campaniano superiore e al Maastrichtiano superiore. Più precisamente, della parte superiore del Campaniano sono state determinate le biozone CC22 e CC23. La biozona CC22 è stata riconosciuta su una ricca associazione rappresentata da: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Calculites obscurus*, *C. margerelii*, *Cylindralithus* sp., *E. eximius*, *E. turriseiffelii*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Microrabdus decoratus*, *M. concava*, *M. staurophora*, *P. cretacea*, *Reinhardtites anthophorus*, *Reinhardtites levis*, *R. crenulata*, *Watznaueria* spp.; la biozona CC23 su associazioni che contengono *A. cymbiformis*, *A. parvus constrictus*, *C. obscurus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Cribrocorona gallica*, *Cribrosphaerella eherenbergii*, *E. gorkae*, *E. turriseiffelii*, *L. carniolensis*, *L. cayeuxii*, *L. maleformis*, *M. concava*, *M. staurophora*, *Micula swastica*, *R. levis*, *R. crenulata*, *T. phacelosus*, *Watznaueria* spp. Per il Maastrichtiano sono state determinate le biozone CC25 e CC26. La biozona CC25 è stata determinata sulla presenza di: *Lithraphidites quadratus* in associazioni contenenti: *A. cymbiformis*, *Arkhangelskiella maastrichtiensis*, *Biscutum* sp., *C. obscurus*, *C. eherenbergii*, *E. turriseiffelii*, *Lithraphidites praequadratus*, *Lucianorhabdus* sp., *M. decoratus*, *Micula* spp., *P. cretacea*, *Prediscosphaera grandis*, *R. levis*, *Retecapsa* spp., *Watznaueria* spp.; la biozona CC26 è stata definita sulla base della presenza di *Ceratolithoides kamptneri* in associazione con: *A. cymbiformis*, *A. maastrichtiensis*, *Biscutum* spp., *C. aculeus*, *Chiastozygus* spp., *C. eherenbergii*, *Cyclagelosphaera alta*, *C. margerelii*, *E. turriseiffelii*, *L. cayeuxii*, *M. decoratus*, *Micula* spp., *Nephrolithus frequens*, *Prediscosphaera* spp., *Watznaueria* spp. Sulla base di questi dati, il *flysch di Monte Cassio* viene attribuito al Campaniano superiore - Maastrichtiano superiore, in accordo con quanto già proposto in letteratura (CATANZARITI & PERILLI, 2011; PANINI *et alii*, 2002; BARBERO *et alii*, 2017, 2020) e nei Fogli limitrofi (CERRINA FERRONI *et alii*, 2002; VESCOVI *et alii*, 2002; DI DIO *et alii*, 2005a, b; MARRONI *et alii*, 2010a).

Le caratteristiche dei depositi indicano una sedimentazione torbidityca a detrito prevalentemente carbonatico, in un bacino profondo al di sotto del livello di compensazione dei carbonati.

CAMPANIANO SUPERIORE - MAASTRICHTIANO SUPERIORE

1.1.5. - argille di Viano (AVI)

Le argille di Viano rappresentano a scala regionale il termine stratigrafico sommitale della successione dell'Unità Tettonica Cassio (cfr. argille di Signano

nei Fogli 217 Neviano degli Arduini e 218 Castelnovo ne' Monti; PAPANI *et alii*, 2002; BARBERO *et alii*, 2017, 2020). Nel Foglio Tortona le *argille di Viano* sono state distinte nel settore sud-orientale del Foglio, in estesi areali tra Carbonara Scrivia, Cerreto Grue, Scrimignano e Sarezzano, dove costituiscono i rilievi collinari tra le valli Ossona e Grue. Sono state inoltre riconosciute tra la Valle Curone e la Valle Grue nei settori compresi tra Montemarzano, Berzano di Tortona e Monleale. Gli affioramenti attribuiti a questa formazione erano stati precedentemente cartografati nei Fogli 70 Alessandria e 71 Voghera della Carta Geologica d'Italia come “*calcari di Zebedassi*” e in alcuni casi come *Marne di Monte Piano*, da cui si distinguono per le diverse caratteristiche litostratigrafiche e per la diversa età.

Le *argille di Viano* presentano pessime condizioni di affioramento, in quanto spesso costituiscono estesi settori prativi, spesso in frana, in cui si osservano sparsi nei campi frammenti centimetrici di marne da grigio chiaro a nerastre, ocre e rosate insieme a frammenti di strati di calcareniti e calcari micritici rosati e biancastri. La maggior parte degli affioramenti è costituita da esposizioni nei fossi ai margini delle strade e nei canali di scolo dei campi. I migliori affioramenti si trovano all'interno dell'alveo del T. Grue nei pressi di Palazzo. Le *argille di Viano* sono costituite dall'alternanza di marne e marne siltoso-argillose grigio chiaro, marne-argillose grigio-nerastre e marne colore ocre e localmente marne rosate in banconi di spessore da decimetrico a metrico (Fig. 6d). Nella successione prevalentemente marnoso-argillosa si intercalano calcari e calcareniti da biancastre a rosate-giallastre con tipici orli di alterazione concentrici e areniti grigie in strati sottili. È stata distinta una *litofacies calcarenitico-marnosa* (AVI_a) costituita da marne calcaree e calcareniti alternate a marne argillose grigio-nerastre e marne ocracee. A causa delle pessime condizioni di affioramento, questa è stata differenziata solo nei dintorni di Cerreto Grue, dove definisce un corpo a geometria lenticolare intercalato nella parte alta della formazione (vedi oltre).

Il limite inferiore delle *argille di Viano* è di natura stratigrafica con il *flysch di Monte Cassio* ed è di tipo transizionale per l'aumento della frazione pelitico argillosa e la diminuzione delle marne calcaree. Superiormente, la formazione è troncata dalla discordanza angolare alla base della successione Epiligure con lacuna stratigrafica variabile, ma spesso riferibile a tutto l'Eocene inferiore e medio. Lo spessore conservato delle *argille di Viano* è di circa 300-450 m (Fig. 3).

Dal punto di vista biostratigrafico, i campioni raccolti durante il rilevamento del Foglio Tortona hanno permesso di documentare associazioni a nannofossili indicative del Maastrichtiano superiore e del Paleocene inferiore e superiore. Per il Maastrichtiano sono state documentate le biozone CC25 e CC26 sulla presenza, rispettivamente di *L. quadratus* e *N. frequens*, in associazioni

contenenti: *A. cymbiformis*, *A. maastrichtensis*, *Arkhangelskiella specillata*, *Aspidolithus* sp., *Biscutum melaniae*, *Chiastozygus amphipons*, *C. ehrenbergii*, *C. margerelii*, *C. serratus*, *C. sculptus*, *E. turriseiffelii*, *L. carniolensis*, *L. praequadratus*, *Lucianorhabdus* sp., *M. decoratus*, *Micula* spp., *Placozygus* spp., *Prediscoasphaera* spp., *R. crenulata*, *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus* spp. Il Paleocene inferiore è rappresentato dalla biozona CNP3 (NP2 p.p. - NP3 p.p.), caratterizzata dalla presenza di comune *Praeprinsius dimorphosus* e *Praeprinsius tenuiculus* in associazione con *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus asymmetricus*, *Cruciplacolithus bornemannii*, *Cruciplacolithus edwardsii*, *Cruciplacolithus primus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Ericsonia subpertusa*, *Toweius pertusus*. Del Paleocene superiore sono state determinate le biozone CNP7 (NP4 p.p. = pro-parte-NP5 p.p.), CNP8 (NP5 p.p. - NP6), CNP9 (NP7 p.p.) e CNP11 (NP9). La biozona CNP7 è stata determinata sulla presenza di *Fasciculithus ulii* in associazione con: *Chiasmolithus danicus*, *C. pelagicus*, *C. edwardsii*, *Cruciplacolithus frequens*, *C. tenuis*, *Ellipsolithus distichus*, *E. subpertusa*, *Fasciculithus billii*, *Fasciculithus involutus*, *Fasciculithus* sp., *Prinsius bisulcus*, *Prinsius martinii*, *Sphenolithus moriformis*, *Sphenolithus primus*, *Toweius eminens*, *T. pertusus*, *Toweius rotundus*, *Toweius tovae*. La biozona CNP8 è stata determinata sulla presenza di *Heliolithus kleinpellii* in associazione con: *Chiasmolithus bidens*, *C. pelagicus*, *E. subpertusa*, *Fasciculithus lillianiae*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus* sp., *S. moriformis*, *S. primus*, *Toweius callosus*, *Toweius occultatus*, *T. pertusus*, *T. rotundus*, *Toweius serotinus*. La biozona CNP9 è stata determinata sulla presenza di *Discoaster mohleri* in associazione con: *Bomolithus* sp., *C. bidens*, *Chiasmolithus californicus*, *Chiasmolithus solitus*, *Chiasmolithus* sp., *C. pelagicus*, *C. frequens*, *Cruciplacolithus* sp., *Ellipsolithus macellus*, *Ericsonia robusta*, *E. subpertusa*, *Fasciculithus clinatus*, *F. tympaniformis*, *Heliolithus cantabriae*, *H. kleinpellii*, *Heliolithus* sp., *Toweius* spp., *Sphenolithus anharropus*, *S. moriformis*, *S. primus*. Infine, la biozona CNP11 è stata determinata sulla presenza di *Discoaster multiradiatus* e *Fasciculithus richardii*, in associazione con: *C. pelagicus*, *E. macellus*, *E. subpertusa*, *Fasciculithus alanii*, *F. lillianiae*, *F. tympaniformis*, *S. anarrhopus*, *S. moriformis*, *S. primus*, *Toweius* spp., raro *Zygrhablithus bijugatus*.

I campioni dalla litofacies AVI_a hanno fornito associazioni ascrivibili al Selandiano-Thaneliano, ascrivibili in particolare alle biozone CNP7 e CNP11, permettendo di inquadrarla nella parte alta della formazione. Sulla base di questi dati, le argille di Viano vengono riferite al Maastrichtiano superiore - Paleocene superiore. È importante notare che nessuna associazione eocenica è stata al momento rinvenuta in questa formazione, in accordo con quanto proposto in letteratura da IACCARINO & RIO (1972) e nei Fogli 217 Neviano degli Arduini e 218 Castelnovo ne' Monti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2002b, d).

È importante evidenziare che, al margine orientale del Foglio, si osserva in molti casi una discrepanza tra quanto cartografato come *argille di Viano* nel Foglio Tortona e *brecce argillose di Baiso* nel Foglio 178 Voghera. Sulla base dei nuovi dati biostratigrafici e stratigrafici ottenuti durante i rilevamenti del Foglio Tortona, è probabile che il litosoma cartografato come *brecce argillose di Baiso* nel Foglio 178 Voghera comprenda sia questo termine stratigrafico delle Unità Epiliguri che le sottostanti *argille di Viano* dell'Unità Tettonica Cassio.

Le caratteristiche dei depositi indicano una sedimentazione pelagica ed emipelagica con apporti torbiditici a detrito prevalentemente carbonatico.

MAASTRICHTIANO SUPERIORE - PALEOCENE SUPERIORE

1.2. - UNITÀ TETTONICA BETTOLA

L'Unità Tettonica Bettola affiora esclusivamente nel settore nord-occidentale dello sperone di Tortona e in particolare sul versante sinistro della Valle Grue. In questo settore di catena, tale unità è stata riconosciuta per la prima volta ed è coperta in discordanza dalla Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore. L'Unità Tettonica Bettola è sovrascorsa dall'Unità Tettonica Cassio, in analogia con quanto osservato a est dell'area rilevata, nel settore di catena compreso nei Fogli 178 Voghera e 179 Ponte dell'Olio, dove, tuttavia, tra le due unità è spesso presente l'Unità Tettonica Groppallo, di pertinenza delle Unità Liguri Esterne Occidentali.

1.2.1. - *Formazione di Val Luretta (VLU)*

Nel Foglio Tortona, la *Formazione di Val Luretta* è costituita solamente dal membro sommitale (*membro di Genepreto* dell'Eocene inferiore-medio, Fig. 3; cfr. Fogli 178 Voghera e 179 Ponte dell'Olio) ed è stata cartografata in limitati settori del versante sinistro della Valle Grue, nei rilievi collinari tra gli abitati di Tortona e Viguzzolo, nei pressi di C. Bedolazza. Nella precedente edizione della Carta Geologica d'Italia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969a; BONI & CASNEDI, 1970), gli affioramenti attribuiti alla *Formazione di Val Luretta* venivano in parte attribuiti alle *Marne di Monte Piano* e ai “*calcari di Zebedassi*”, da cui si distinguono per le diverse caratteristiche litologiche e la diversa età. Le pessime condizioni di affioramento impediscono una precisa e accurata descrizione dell'assetto stratigrafico della formazione, che al contrario è ben affiorante nei contigui Fogli 178 Voghera e 179 Ponte dell'Olio, in cui è stata studiata nel

dettaglio permettendo il riconoscimento di tre membri (COBIANCHI *et alii*, 1994, 1995; DI DIO *et alii*, 2005b). Nonostante i limitati affioramenti, il rilevamento geologico, le caratteristiche litostratigrafiche e le mirate analisi biostratigrafiche hanno permesso di riconoscere nel Foglio Tortona tale formazione e, più in generale, l'Unità Tettonica Bettola, contribuendo a tracciare la continuazione verso ovest del fronte di sovrascorrimento dell'Unità Tettonica Cassio, che è ben riconosciuto nel settore frontale dell'Appennino Settentrionale nei Fogli Voghera e Ponte dell'Olio.

1.2.1.1. - membro di Genepreto (VLU₃)

Il *membro di Genepreto* costituisce dolci rilievi prevalentemente coltivati, cosparsi da blocchi centimetrico-decimetrici di calcareniti, marne e areniti grigie micacee e laminate. Inoltre, tale membro è stato distinto sulla base di limitati affioramenti e subaffioramenti ai margini dei campi e nei fossetti di drenaggio delle acque superficiali a lato delle strade agricole. In questi casi, il *membro di Genepreto* è costituito da un'alternanza di marne siltose e argillose da grigie a rosso-rosate, con livelli centimetrici di areniti grigie medie-fini e laminate.

La base del membro non è esposta in affioramento, mentre al tetto è coperto in discordanza dalle *brecce argillose di Baiso* e dalle *Marne di Monte Piano* di età Eocene medio - superiore e di pertinenza della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore. Lo spessore osservabile del *membro di Genepreto* è di circa 50-80 m. Tuttavia, la mancanza dell'esposizione della sua base stratigrafica rende impossibile stimare lo spessore complessivo del membro e più in generale della *Formazione di Val Luretta*. Nel Foglio Voghera lo spessore del *membro di Genepreto* è stimato intorno ai 200 m.

Dal punto di vista biostratigrafico, le analisi dei nannofossili calcarei su campioni raccolti dai limitati affioramenti hanno evidenziato associazioni riferibili all'Eocene inferiore-medio (Ypresiano - Luteziano inferiore). La ricca associazione di età ypresiana è rappresentata dalle seguenti forme: *Chiasmolithus grandis*, *Chiasmolithus solitus*, *C. pelagicus*, *Crucioplacolithus* sp., *Dictyococcites* sp., *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster diastypus*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster salisburgensis*, *Ellipsolithus* spp., *Helicosphaera seminulum*, *Reticulofenestra dictyoda*, *S. moriformis*, *Sphenolithus radians*, *Sphenolithus villae*, *Sphenolithus* sp., *T. callosus*, *T. occultatus*, *T. pertusus*, *Tribrachiatulus orthostylus*, *Z. bijugatus*, ed è riferibile alla parte superiore della biozona CNE4, correlabile con la biozona NP12. L'associazione del Luteziano è caratterizzata dalla presenza di: *Blackites inflatus*, *C. grandis*, *C. solitus*, *Coccolithus crassus*, *C. pelagicus*, *Dictyococcites* sp., *D. barbadiensis*, *Discoaster deflandrei*,

Discoaster saipanensis, *Discoaster tanii*, *H. seminulum*, *Nannotetrina cristata*, *Nannotetrina fulgens*, *R. dictyoda*, *S. moriformis*, *S. radians*, *Sphenolithus spiniger*, *Z. bijugatus*, ed è riferibile alla biozona CNE9, correlabile con la parte inferiore della biozona NP15. Questi dati, seppur condizionati dalle pessime condizioni di affioramento, ben si accordano con le dettagliate analisi biostratigrafiche svolte sulla *Formazione di Val Luretta* durante la realizzazione dei contigui Fogli Voghera e Ponte dell'Olio, dove tale formazione è estesamente affiorante.

Le caratteristiche dei depositi indicano una sedimentazione pelagica ed emipelagica con apporti torbiditici.

YPRESIANO - LUTEZIANO INFERIORE

2. - SUCCESSIONE EOCENICA *p.p.* - TORTONIANA INFERIORE

La Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore comprende i depositi poggianti in discordanza sulle Unità Liguri e che sigillano un'importante fase deformativa, nota in letteratura con il termine di Fase Ligure o Mesoalpina (ELTER, 1975; MUTTI *et alii*, 1995). Tale fase ha interessato le Unità Alpine e le Unità Liguri durante le fasi finali di accrezione-subduzione e l'inizio della collisione continentale tra la placca europea e quella adriatica, che sono avvenute tra il Cretacico Superiore e l'Eocene medio. La Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore rappresenta quindi il riempimento di bacini episuturali sinorogenici (MUTTI *et alii*, 1995), che registrano nel record sedimentario gli eventi tettonici che hanno subito il margine interno della catena alpina e il prisma Ligure a partire dall'Eocene medio, durante il loro progressivo coinvolgimento nell'orogenesi appenninica e la traslazione verso il margine e l'avanfossa padana.

Nel Foglio Tortona, la Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore è stata distinta in due insiemi di unità, che sono tettonicamente separati dalla zona di deformazione della Linea Villalvernia-Varzi. Il primo insieme, denominato "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*), comprende le *brecce argillose di Baiso*, le *Marne di Monte Piano*, la *Formazione di Ranzano*, la *formazione di Cardona*, la *Formazione di Antognola*, l'*Polistostroma di Monte Lisone*, le *arenarie di Monte Vallassa* e le *marne di Mincengo* (Fig. 7). Il secondo insieme, denominato "Unità a sud della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Bacino Terziario Piemontese *s.s. Auct.*), comprende invece la *formazione di Monastero*, le *marne di Rigoroso*, le *siltiti di Gavi* e la *formazione di Serravalle* (Fig. 8).

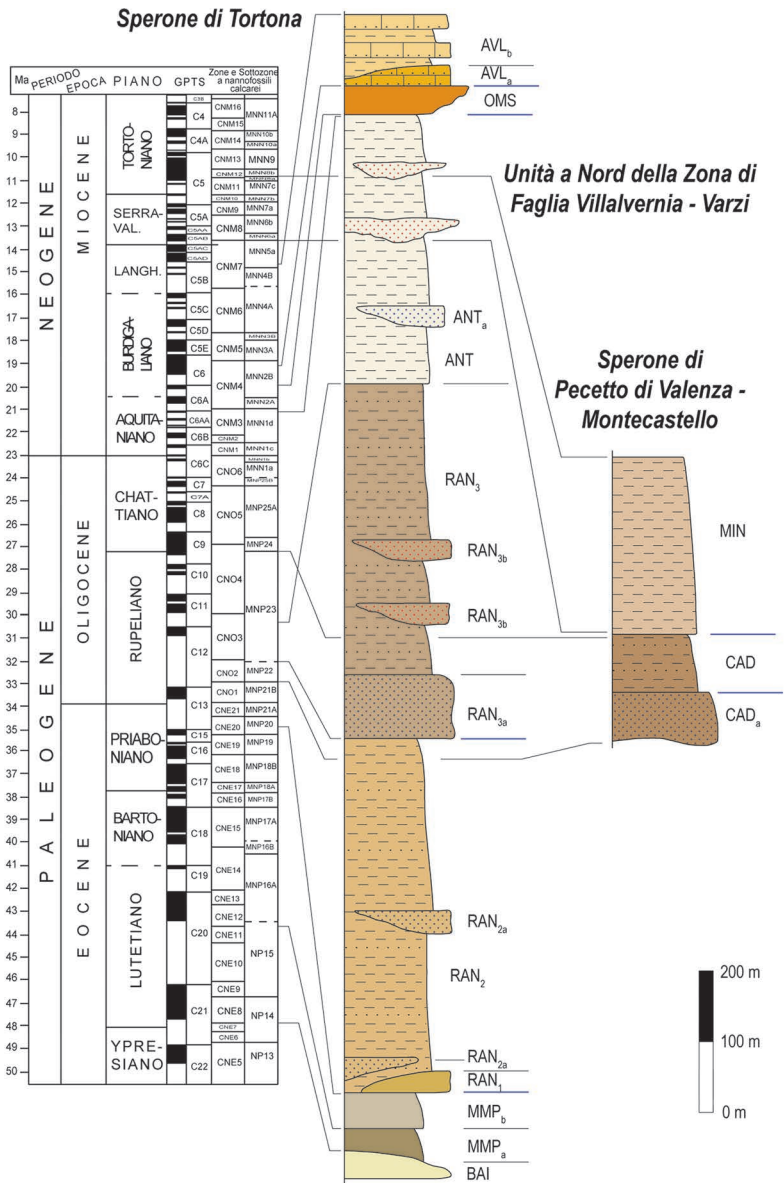


Fig. 7 - Colonnine stratigrafiche schematiche delle “Unità a nord della Zona di Faglia Villavernia-Varzi” per lo sperone di Tortona e lo sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello. Le sigle delle formazioni sono le stesse utilizzate nella legenda del Foglio.

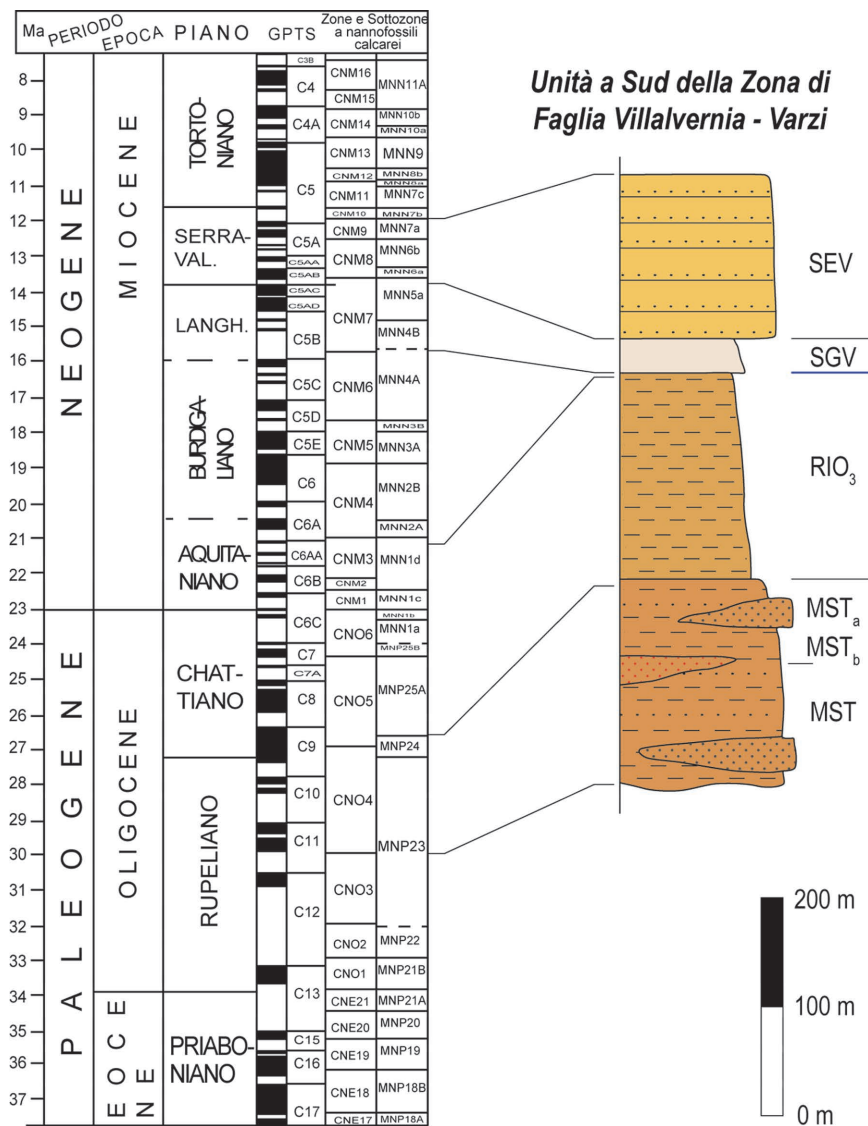


Fig. 8 - Colonnine stratigrafiche schematiche delle "Unità a sud della Zona di Faglia Villavernia-Varzi". Le sigle delle formazioni sono le stesse utilizzate nella legenda del Foglio.

Nel Foglio Tortona, la successione delle “Unità a nord della Linea Villalvernia-Varzi” ricopre in discordanza sia l’Unità Tettonica Cassio che l’Unità Tettonica Bettola, di pertinenza della Successione Ligure Esterna. Il contatto discordante è spesso evidenziato da un netto contrasto morfologico nel paesaggio, che è caratterizzato da rilievi boscosi dai versanti mediamente ripidi, in cui è presente la Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore, e dolci versanti prativi, costituiti dalla Successione Ligure. Nel settore meridionale del Foglio (sperone di Tortona), la successione delle “Unità a sud della Linea Villalvernia-Varzi” è in contatto tettonico con l’Unità Tettonica Cassio e con la successione delle “Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” attraverso una fascia di deformazione associata alla Linea Villalvernia-Varzi e alla Zona di Faglia di Sarizzola (*sensu* FESTA *et alii*, 2015a). All’interno del Foglio Tortona, il substrato pre-Eocene medio delle “Unità a sud della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” non è affiorante. Nei vicini Fogli 196 Cabella Ligure e 178 Voghera (MARRONI *et alii*, 2010a; VERCESI *et alii*, 2014) esso è costituito dall’Unità Tettonica Antola.

2.1. - UNITÀ A NORD DELLA ZONA DI FAGLIA VILLALVERNIA-VARZI

2.1.1. - *brecce argillose di Baiso* (BAI)

Le *brecce argillose di Baiso* sono state cartografate in limitati areali nel settore sud-orientale del Foglio, poco a SE di Scrimignano sul versante destro della Valle Grue, nei dintorni di Montebello sul versante sinistro della Valle Grue e in una limitata fascia nei dolci rilievi collinari poco a SE di Tortona. Nella II° edizione della Carta Geologica d’Italia, questi affioramenti erano attribuiti ai “*calcari di Zebedassi*” o alle *Marne di Monte Piano*.

Le *brecce argillose di Baiso* presentano pessime condizioni di affioramento e corrispondono a settori prativi-coltivi, spesso in frana, in cui si osservano sparsi nei campi blocchi eterogenei da centimetrici fino a metrici derivati in gran parte dai Complessi di Base dell’Unità Tettonica Cassio. Il colore del terreno nei campi, quando arati, è tipicamente policromo variando dal rosso-vinaccia al nerastro. Nei pochi affioramenti in cui è stato possibile osservare le caratteristiche (in Valle Grue), la formazione si presenta come un’unità caotica con tessitura *block-in-matrix*, definita da una matrice brecciata di colore da rosso-vinaccia al nerastro, talvolta con screziature rosate, che ingloba blocchi centimetrici-decimetrici di composizione eterogenea e variabile. Nel dettaglio, sono presenti calcari micritici riconducibili alle *argille a Palombini*, areniti micacee confrontabili con le *arenarie di Scabiazza*, lembi più o meno disarticolati di argille dal rosso-

viola al nero riconducibili alle *argille varicolori di Cassio* e meno abbondanti elementi calcarei provenienti dal *flysch di Monte Cassio* e dalle *argille di Viano*. Localmente, sia come lembi di dimensione metrica sia come clasti centimetrici nella matrice, sono presenti argille marnose rosate e biancastre a foraminiferi planctonici tipiche della parte basale delle *Marne di Monte Piano (litofacies argilloso-marnosa, MMP_a)*.

A scala cartografica, le *brecce argillose di Baiso* definiscono dei corpi lenticolari e lateralmente discontinui deposti in discordanza al di sopra di differenti termini stratigrafici delle Unità Liguri Esterne. Il contatto superiore è stratigrafico con le *Marne di Monte Piano* e in parte eteropico come suggerito dalla presenza di lembi di *Marne di Monte Piano* nelle *brecce argillose di Baiso*. Gli spessori sono variabili da 0 a 40 m (Fig. 7).

L'età della formazione è, a scala regionale, compresa tra il Luteziano superiore e il Bartoniano (BETTELLI & PANINI, 1989; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2002d; PAPANI *et alii*, 2002; FESTA *et alii*, 2020). Nel Foglio Tortona, la posizione stratigrafica, la natura e l'età dei blocchi inclusi nelle *brecce argillose* e i dati biostratigrafici delle sovrastanti *Marne di Monte Piano* suggeriscono un'età Luteziano inferiore; infatti, nel settore di Montebello la *litofacies argilloso-marnosa* delle *Marne di Monte Piano* poggia direttamente sulle *brecce argillose di Baiso* e presenta associazioni attribuibili al Luteziano inferiore-medio.

Le caratteristiche delle *brecce argillose di Baiso* indicano che si tratta di un'unità caotica di natura gravitativa (*mélange* sedimentario) originatasi per la deposizione di *debris flow* in un contesto di scarpata caratterizzato dall'inizio della deposizione dei sedimenti emipelagici delle *Marne di Monte Piano*, che talvolta sono coinvolti e inglobati nei flussi gravitativi. Tali flussi sono interpretati a scala regionale come innescati da un'instabilità gravitativa di alti strutturali del prisma Ligure indotta dalla fase tettonica Ligure (BETTELLI & PANINI, 1989; FESTA *et alii*, 2020). La differente età delle *brecce argillose di Baiso* lungo la direzione assiale della catena dell'Appennino Settentrionale suggerisce una possibile variazione dell'età dell'instabilità gravitativa del prisma Ligure.

LUTEZIANO INFERIORE?

2.1.2. - *Marne di Monte Piano (MMP)*

Le *Marne di Monte Piano* affiorano nel settore sud-orientale del Foglio, dove costituiscono fasce relativamente poco potenti e talvolta lateralmente discontinue alla base della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore. I migliori affioramenti si osservano nella zona di Montebello e poco a SE di Scrimignano,

in Valle Grue, dove la formazione è ben esposta in aree calanchive, mentre in altri settori la formazione presenta affioramenti di modeste estensioni lungo gli scassi delle strade agricole. Nella II° edizione della Carta Geologica d'Italia, gran parte degli affioramenti di *Marne di Monte Piano* erano già stati attribuiti a questa formazione.

All'interno delle *Marne di Monte Piano* sono state cartografate due litofacies distinte: dal basso verso l'alto la *litofacies argilloso-marnosa* (**MMP_a**) e la *litofacies marnosa* (**MMP_b**). Il passaggio tra le due litofacies non è mai affiorante, ma si ritiene di natura stratigrafica e transizionale.

La *litofacies argilloso-marnosa* è generalmente subaffiorante in campi coltivati di colore rosato-biancastro. Nei limitati affioramenti, è costituita da argilliti e marne argillose da rosso mattone a rosate e marne argillose grigio bianco, con abbondanti foraminiferi planctonici (Fig. 9a). Raramente si intercalano sottili strati (1 cm di spessore) di areniti grigie. La stratificazione è generalmente mal definita o irregolare, anche a causa di deformazioni di natura tettonica e/o gravitativa, probabilmente avvenute in condizioni di scarsa o incompleta litificazione. Nel settore tra Montebello e Mereta, alcuni subaffioramenti evidenziano la presenza di un corpo non cartografabile di breccie argillose del tutto simile alle *breccie argillose di Baiso* imballato all'interno della successione, suggerendo un rapporto di eteropia tra le due unità stratigrafiche. Questo è inoltre suggerito da lembi di argilliti marnose rosate all'interno delle breccie argillose e dai rapporti cartografici di *pinch-out* tra la *litofacies argilloso-marnosa* e le sottostanti *breccie argillose di Baiso*. Il limite superiore con la *litofacies marnosa* è stratigrafico e di natura transizionale per la scomparsa delle argilliti e delle marne argillose rosate e il progressivo passaggio a marne grigio-verdi, caratterizzate da una maggiore frazione carbonatica. Lo spessore di questa litofacies è estremamente variabile, compreso tra 0 e 30 m (Fig. 7).

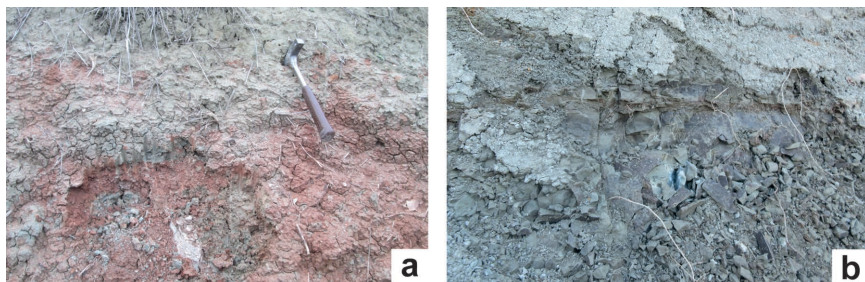


Fig. 9 - *Aspetto in affioramento delle Marne di Monte Piano. (a) Marne argillose rosate e grigio biancastre della litofacies argilloso-marnosa MMP_a (a sud-est di Scrimignano). (b) Marne grigie della litofacies marnosa MMP_b (Poggio Piasolo).*

Dal punto di vista biostratigrafico, i campioni raccolti dalla litofacies **MMP_a** hanno fornito associazioni che suggeriscono la sua attribuzione al Luteziano inferiore-medio. Infatti, sono state determinate le biozone CNE8 (NP14 *p.p.*) e CNE10 (NP15 *p.p.*). La biozona CNE8 è stata determinata sulla presenza di *N. cristata*, in associazione con: *C. grandis*, *Chiasmolithus nitidus*, *C. solitus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Coccolithus formosus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *D. barbadiensis*, *D. deflandrei*, *Discoaster kuepperi*, *Pseudotriquetrorabdulus inversus*, *R. dictyoda*, *Sphenolithus orphanknollensis*, *S. moriformis*, *S. radians*, *S. spiniger*, *Z. bijugatus*; la biozona CNE10 è stata determinata sulla presenza di *Chiasmolithus gigas* e *Sphenolithus furcatolithoides* in associazione con: *C. grandis*, *C. nitidus*, *C. solitus*, *Chiasmolithus titus*, *C. eopelagicus*, *C. formosus*, *C. pelagicus*, *D. barbadiensis*, *D. kuepperi*, *N. cristata*, *P. inversus*, *R. dictyoda*, rarissima *Reticulofenestra umbilicus*, *S. moriformis*, *S. orphanknollensis*, frequente *S. spiniger*, *Z. bijugatus*.

La *litofacies marnosa* è anch'essa caratterizzata da cattive esposizioni e spesso è riconoscibile per la presenza di marne grigie sparse nei campi arati o per subaffioramenti di marne nelle strade sterrate. In affioramento, è costituita da marne grigio-verdi ricche in foraminiferi planctonici e marne-siltose con frustoli carboniosi a stratificazione mal definita (Fig. 9b). Rispetto alla sottostante *litofacies argilloso-marnosa*, il significativo aumento della frazione carbonatica risulta in una tipica frattura poliedrica a “saponetta” delle marne. La *litofacies marnosa* poggia con un contatto stratigrafico e transizionale sulla *litofacies argilloso-marnosa*, anche se in numerose situazioni ricopre in discordanza angolare direttamente i termini stratigrafici delle Unità Liguri. Al tetto passa al *membro di Val Pessola* della *Formazione di Ranzano* attraverso un contatto brusco e discordante, posto in corrispondenza della comparsa delle peliti e areniti verdastre tipiche di tale membro. In molti casi, le *Marne di Monte Piano* sono direttamente seguite dal *membro di Varano de' Melegari* testimoniando una significativa discontinuità e lacuna stratigrafica. Solo localmente (M. Grande, nel settore nord-occidentale dello sperone di Tortona) la *litofacies marnosa* delle *Marne di Monte Piano* passa al *membro del Pizzo d'Oca*, termine basale della *Formazione di Ranzano*, attraverso un contatto mai esposto e ritenuto stratigrafico e discordante. Lo spessore è estremamente variabile nell'area del Foglio, ed è compreso tra 0 e 50 m (Fig. 7).

I campioni raccolti per le analisi delle associazioni a nannofossili calcarei indicano la deposizione della *litofacies marnosa* tra il Luteziano medio e il Priaboniano superiore, in accordo con quanto descritto in settori limitrofi dell'Appennino Settentrionale (cfr. Foglio 179 Ponte dell'Olio; APAT, 2005). Del Luteziano superiore è stata determinata la biozona CNE12 (NP15 *p.p.*)

sulla presenza di *Blackites gladius*, *Discoaster bifax* e *Nannotetrina alata* in associazione con: *Campylosphaera dela*, *Chiasmolithus giganteus*, *C. grandis*, *C. nitidus*, *C. solitus*, *Chiasmolithus staurion*, *C. titus*, *C. eopelagicus*, *C. formosus*, *C. pelagicus*, *D. barbadiensis*, *D. deflandrei*, *Discoaster nodifer*, *N. cristata*, *P. inversus*, *R. dictyoda*, rara *R. umbilicus*, *S. furcatolithoides*, *S. moriformis*, *S. spiniger*, *Sphenolithus strigosus*, *Umbilicosphaera protoannulus*, *Z. bijugatus*. La biozona CNE14 (MNP16A p.p.) del Luteziano superiore - Bartoniano inferiore è stata determinata sulla presenza di *Cribocentrum reticulatum* e *S. furcatolithoides* in associazione con: *C. grandis*, *C. eopelagicus*, *C. formosus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. deflandrei*, *D. nodifer*, *D. saipanensis*, *Helicosphaera lophota*, *R. dictyoda*, *R. umbilicus*, *S. radians*, *S. spiniger*, *S. strigosus*. La biozona CNE16 (MNP17B) del Bartoniano è stata determinata sulla presenza di *Dictyococcites bisectus* e *C. reticulatum* in associazione con: *C. grandis*, *C. eopelagicus*, *C. formosus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *Dictyococcites scrippsae*, *D. barbadiensis*, *D. deflandrei*, *D. nodifer*, *D. saipanensis*, *R. dictyoda*, *Reticulofenestra hillae*, *R. umbilicus*, *S. moriformis*, *S. radians*, *U. protoannulus*. Del Priaboniano superiore sono state determinate le biozone CNE19 (MNP19), CNE20 (MNP20) e CNE21 (MNP21A). La biozona CNE19 è stata determinata sulla presenza di *Cribocentrum isabellae* in associazione con: *Chiasmolithus oamaruensis*, *C. formosus*, *C. pelagicus*, *C. reticulatum*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *D. barbadiensis*, *D. deflandrei*, *D. saipanensis*, *D. tanii*, *Helicosphaera compacta*, *Isthmolithus recurvus*, *Reticulofenestra daviesii*, *R. dictyoda*, *R. umbilicus*, *S. moriformis*, *Sphenolithus predistentus*. La biozona CNE20 è stata riconosciuta sulla presenza di *D. barbadiensis*, *D. saipanensis*, *I. recurvus* e frequente *Lanternithus minutus* in associazione con: *C. oamaruensis*, *C. formosus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *D. deflandrei*, *D. nodifer*, *D. tanii*, *H. compacta*, *R. daviesii*, *R. dictyoda*, *R. umbilicus*, *S. moriformis*, *S. predistentus*. La biozona CNE21 è stata determinata su associazioni che contengono: raro *Clausicoccus subdistichus* (< 1% sul totale dell'associazione), *C. formosus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *D. deflandrei*, *D. tanii*, *Helicosphaera bramlettei*, *H. compacta*, *Helicosphaera reticulata*, *Helicosphaera wilcoxonii*, *Pontosphaera* sp., *R. daviesii*, *R. dictyoda*, *R. umbilicus*, *S. moriformis*, *S. predistentus*.

Nel complesso, le *Marne di Monte Piano* costituiscono una successione pelagica-emipelagica deposta in ambiente di scarpata, in un contesto batiale con la progressiva riduzione della profondità della colonna d'acqua, da 2000-1000 m della litofacies **MMP_a** variegata a 1000-600 m della litofacies **MMP_b**, grigia (MANCIN & COBIANCHI, 2000; DI GIULIO *et alii*, 2002; MANCIN *et alii*, 2006). Il rapporto in parziale eteropia con le *brecce argillose di Baiso* e la presenza

di deformazioni sinsedimentarie alla base della formazione suggeriscono che la deposizione avveniva in un bacino articolato, caratterizzato da un'instabilità gravitativa dei margini, e ancora in parte influenzato dagli effetti della fase Ligure.

LUTEZIANO - PRIABONIANO SUPERIORE

2.1.3. - *Formazione di Ranzano (RAN)*

La *Formazione di Ranzano* rappresenta un'unità torbiditica tardo eocenica - oligocenica (Priaboniano superiore - Rupeliano; CATANZARITI *et alii*, 1997) affiorante in tutto l'Appennino Settentrionale. È costituita da corpi torbiditici a geometria da lenticolare a tabulare, separati da superfici di discontinuità. Tale formazione è stata distinta in membri informali e litofacies in base alle differenti facies torbiditiche, alla differente architettura stratigrafica, alla differente composizione petrografica del detrito arenitico e alla presenza di superfici di discontinuità (MARTELLI *et alii*, 1998). Questi caratteri diagnostici, insieme ai risultati di dettagliate analisi delle associazioni a nannofossili calcarei, hanno permesso di distinguere a scala della catena 5 membri, 3 dei quali mostrano rapporti eteropici (MARTELLI *et alii*, 1998). Tali membri sono, dal basso verso l'alto (Fig. 7), il *membro del Pizzo d'Oca* (Priaboniano superiore), il *membro di Val Pessola* (Priaboniano terminale - Rupeliano inferiore) e i membri eteropici di Varano de' Melegari, San Sebastiano Curone e Albergana (Rupeliano inferiore - superiore).

Nel Foglio Tortona, la *Formazione di Ranzano* è costituita dai membri del Pizzo d'Oca, di Val Pessola e di Varano de' Melegari e affiora estesamente nel settore sud-orientale (sperone di Tortona), dove in genere occupa la sommità delle dorsali boscate e più acclivi, in netto contrasto morfologico con le sottostanti *Marne di Monte Piano* e le Unità Liguri. La formazione è costituita in gran parte dai membri di Val Pessola e di Varano de' Melegari, mentre il *membro del Pizzo d'Oca* è stato riconosciuto e cartografato solamente in limitati settori.

Nel Foglio Tortona la *Formazione di Ranzano* ricopre in discordanza le *Marne di Monte Piano* attraverso un contatto netto e brusco, posto in corrispondenza della comparsa di livelli arenacei e pelitici del tutto assenti nelle *Marne di Monte Piano*. In molti casi, la *Formazione di Ranzano* poggia direttamente sulle Unità Liguri in netta discordanza angolare. Il limite superiore è stato cartografato solamente a Palenzona in una scaglia tettonica all'interno della zona di deformazione della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi, ed è ritenuto di natura stratigrafica con la *Formazione di Antognola*. Il passaggio tra le due formazioni

coincide con la scomparsa degli strati torbiditici e la comparsa di marne e marne siltose grigio scure ricche di foraminiferi e frammenti di bioclasti. Nel resto del Foglio, la *Formazione di Ranzano* è ricoperta in discordanza dai termini miocenici della successione burdigaliana - pleistocenica inferiore.

Nel suo complesso la *Formazione di Ranzano* testimonia la deposizione di potenti successioni torbiditiche. La suddivisione in membri e litofacies riflette la progressiva attivazione di diversi sistemi torbiditici, caratterizzati da diverse facies e associazioni di facies che testimoniano differenti processi deposizionali, tra cui correnti di torbida, *grain flow*, depositi di trasporto in massa (*slumps*, frane sottomarine).

Di seguito verranno descritti i diversi membri della formazione e le diverse litofacies, seguendo un ordine stratigrafico dal basso verso l'alto.

2.1.3.1. - membro del Pizzo d'Oca (RAN₁)

Il *membro del Pizzo d'Oca* affiora in limitati settori del Foglio in Valle Grue (M. Grande e C. Pianeto) ed è costituito da areniti grigio biancastre in strati tabulari da centimetrici a decimetrici alternati a siltiti e marne siltose (Fig. 10a). Sia le arenarie che le siltiti presentano un tipico colore da grigio chiaro a biancastro. Le arenarie sono ricche di frammenti di quarzo. Il rapporto a/p è variabile nei due settori di affioramento: è infatti < 1 nei pressi di C. Pianeto, dove la successione è costituita da marne e siltiti con sporadici livelli arenitici. Al contrario, sul M. Grande, la successione presenta un rapporto $a/p \geq 1$.

Il *membro del Pizzo d'Oca* poggia in discordanza sulle *Marne di Monte Piano* o direttamente sulle *argille di Viano*, di pertinenza dell'Unità Tettonica Cassio, mentre al tetto è seguito dalla *litofacies arenaceo-conglomeratica* del *membro di Varano de' Melegari* attraverso una superficie che probabilmente rappresenta una discontinuità stratigrafica. Infatti, a scala regionale il *membro del Pizzo d'Oca* del Priaboniano superiore è seguito dal *membro di Val Pessola* di età Priaboniano terminale - Rupeliano inferiore. Lo spessore del membro è limitato e raggiunge al massimo circa 20-30 m (Fig. 7).

Viste le limitate estensioni degli affioramenti di questo membro, non è stato possibile svolgere un dettagliato studio biostratigrafico. I campioni raccolti nel settore del M. Grande hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei indicative del Priaboniano superiore. È stata infatti documentata la biozona CNE19 (MNP19) sulla presenza di *C. oamaruensis*, *C. eopelagicus*, *C. formosus*, *C. pelagicus*, raro *Cribrocentrum erbae*, *C. isabellae*, *C. reticulatum*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *D. barbadiensis*, *D. deflandrei*, *D. nodifer*, *D. saipanensis*, rara *C. subdistichus*, *H. compacta*, *I. recurvus*, *R. dictyoda*, *R. hillae*, *R. umbilicus*,

S. moriformis, *S. radians*, *U. protoannulus*. Questa attribuzione, anche se basata su limitati campioni, è in accordo con quanto proposto in altri settori dell'Appennino Settentrionale dove il *membro del Pizzo d'Oca* è ben affiorante (CATANZARITI *et alii*, 1999; APAT, 2005).

PRIABONIANO SUPERIORE



Fig. 10 - *Aspetto della Formazione di Ranzano. (a) Alternanza di areniti e peliti-marnose grigio biancastre del membro del Pizzo d'Oca (RAN₁) in località M. Grande. (b) Peliti grigio-verdastre con sottili strati di areniti e siltiti del membro di Val Pessola (RAN₂) in località Scrimignano.*

2.1.3.2. - membro di Val Pessola (RAN₂)

Il *membro di Val Pessola* affiora estesamente tra Montegioco e Scrimignano, sul versante destro della Valle Grue, dove raggiunge gli spessori maggiori. Questo membro è stato anche cartografato nei dintorni di Monleale e di Volpeglino, nei dintorni del M. Gambera e del M. Monbuffone, dove però presenta pessime esposizioni, così come a Sarizzola e a Costa Giuliana in scaglie tettoniche all'interno della zona di deformazione della Linea Villalvernia-Varzi.

Il *membro di Val Pessola* è costituito da peliti e marne argillose da grigio-scuro a verdastre in cui si intercalano strati di areniti medio fini e siltiti di colore verdastro-bruno (Fig. 10b). La successione costituisce un'unità torbiditica con rapporto a/p tipicamente < 1, caratterizzata da strati generalmente sottili, da centimetrici a decimetrici (massimo 10-20 cm), a geometria tabulare. Dove prevalgono le peliti, la stratificazione è generalmente mal definita ed evidenziata da veli millimetrici di areniti passanti alle peliti. Gli strati di maggior spessore mostrano una gradazione normale alla base e lamine piane e localmente *ripple* al tetto. Le areniti sono tipicamente di colore verdastro a causa della composizione dei granuli, che risulta particolarmente ricca di frammenti litici di ofioliti di colore nerastro-verdastro insieme a meno abbondanti frammenti

di rocce sedimentarie da bianche a rosse (calcari e diaspri) e subordinati granuli di mica. A diverse posizioni stratigrafiche, si intercala la *litofacies arenaceo-conglomeratica* (RAN_{2a}) che costituisce alla scala della carta dei corpi a geometria lenticolare, osservati sia alla base del membro (nei pressi di Scrimignano e di C. Bovone) o intercalati al suo interno (Sarizzola). La *litofacies arenaceo-conglomeratica* è caratterizzata da strati da medi a spessi di areniti grossolane-medie alternate a orto e paraconglomerati e meno frequenti peliti. Gli strati sono generalmente gradati, a geometria da tabulare a debolmente lenticolare con base erosiva e spesso amalgamati. All'interno dei corpi cartografati in questa litofacies, si osserva un generale *trend thinning- e fining-upward*, marcato dalla diminuzione di spessore degli strati arenacei, dalla scomparsa degli strati conglomeratici e dal graduale aumento di frequenza delle peliti e siltiti grigio-verdi. Le areniti sono tipicamente verdastre a causa dell'abbondanza di frammenti litici di ofioliti. Lo spessore di questa litofacies è compreso tra 0 e 20-30 m (Fig. 7).

Il membro di Val Pessola poggia in discordanza angolare sulla successione delle Unità Liguri oppure sulle *Marne di Monte Piano*. In quest'ultimo caso, il passaggio dalle *Marne di Monte Piano* al membro di Val Pessola viene posto in corrispondenza della comparsa degli strati torbiditici verdastri ed è in genere brusco e interpretato come una superficie di discontinuità. Lo spessore del membro è molto variabile nell'areale del Foglio: in molti settori è del tutto assente mentre può raggiungere spessori fino a 300-500 m nella zona di Scrimignano e Casasco, nel vicino Foglio 178 Voghera. In particolare, variazioni significative di spessore si osservano in corrispondenza di faglie cartografabili nel settore tra Scrimignano e Montegioco (cfr. § VI).

Dal punto di vista biostratigrafico, le associazioni a nannofossili rinvenute nei campioni studiati suggeriscono che il membro di Val Pessola si sia deposto tra la parte terminale del Priaboniano e il Rupeliano inferiore, in accordo con quanto proposto in altri settori dell'Appennino (MARTELLI *et alii*, 1998; CATANZARITI *et alii*, 1999; APAT, 2005). Per il Priaboniano sono state documentate le biozone CNE20 (MNP20) e CNE21 (MNP21A); per il Rupeliano sono state determinate le biozone CNO1 (MNP21B), CNO2 (MNP22) e CNO3 (MNP23 *p.p.*). L'associazione che permette di identificare la biozona CNE20 contiene: *C. oamaruensis*, *C. formosus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *D. deflandrei*, *D. nodifer*, *D. saipanensis*, *D. tanii*, *H. compacta*, *I. recurvus*, raro *Lanternithus minutus*, *R. daviesii*, *R. dictyoda*, *R. hillae*, *R. umbilicus*, *S. moriformis*. Una associazione simile alla precedente, ma con raro *Clausicoccus subdistichus* (< 1% sul totale dell'associazione) e frequente *L. minutus* (> 1% sul totale dell'associazione), in assenza di *D. saipanensis* permette di riconoscere la biozona CNE21. La biozona CNO1 è stata riconosciuta sulla presenza di

comune *C. subdistichus* (da 2% a 10% sul totale dell'associazione), associato a *C. formosus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *D. deflandrei*, *D. tanii*, *H. bramlettei*, *H. compacta*, *H. wilcoxonii*, *I. recurvus*, *R. daviesii*, *R. dictyoda*, *R. umbilicus*, *S. moriformis*, *S. predistentus*. La biozona CNO2 è stata determinata su associazioni che contengono *C. oamaruensis*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *D. deflandrei*, *D. nodifer*, *D. tanii*, *H. bramlettei*, *H. compacta*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera perch-nielseniae*, *H. wilcoxonii*, *I. recurvus*, *R. dictyoda*, *R. umbilicus*, *S. moriformis*, *S. predistentus*. La biozona CNO3 è stata determinata su associazioni che contengono *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *D. tanii*, *H. compacta*, *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *Helicosphaera recta*, *L. minutus*, *Pontosphaera* spp., *R. daviesii*, *R. dictyoda*, *S. moriformis*, *S. predistentus*.

PRIABONIANO SUPERIORE - RUPELIANO INFERIORE

2.1.3.3. - membro di Varano de' Melegari (RAN₃)

Il membro di Varano de' Melegari è ben affiorante nel settore sud-orientale del Foglio (sperone di Tortona), in particolare nella fascia compresa tra Montemarzino, Sarezzano e Berzano di Tortona e nei settori tra Volpeglino e Monleale. Inoltre, è stato cartografato poco a est di Tortona e tra il M. Lisone e Magrassi, nel margine sud-orientale del Foglio, dove è caratterizzato da affioramenti di scarsa qualità.

Il membro di Varano de' Melegari è costituito da areniti da medie a fini di colore grigio chiaro alternate a peliti e marne argillose grigio chiare (Fig. 11a), ed è caratterizzato da un rapporto arenaria/pelite variabile, da minore di 1 a molto minore di 1 ($a/p < 1$; $a/p \ll 1$). Gli strati sono da sottili a medi (spessore massimo 10-20 cm) e con geometria tabulare (Fig. 11a). Gli strati con spessore maggiore mostrano una gradazione normale, con la base a grana maggiore passante ad areniti fini laminate e a peliti al top dello strato. Un carattere peculiare del membro è la composizione delle areniti, le quali sono di colore grigio chiaro e ricche di mica e frammenti litici di rocce sedimentarie grigio biancastre, riconducibili allo smantellamento di unità a *flysch a Elmintoidi* (MARTELLI *et alii*, 1998; CIBIN *et alii*, 2001, 2003). Nella porzione pelitico-arenacea sono stati riconosciuti degli orizzonti non cartografabili caratterizzati da stratificazione contorta e con la presenza di lembi di arenarie e peliti verdastre riconducibili al membro di Val Pessola. Questi orizzonti sono stati interpretati come *slump* e sono più frequenti nel settore di Berzano di Tortona, in stretta associazione alla *litofacies arenaceo-pelitica* (RAN_{3b}), descritta in seguito.

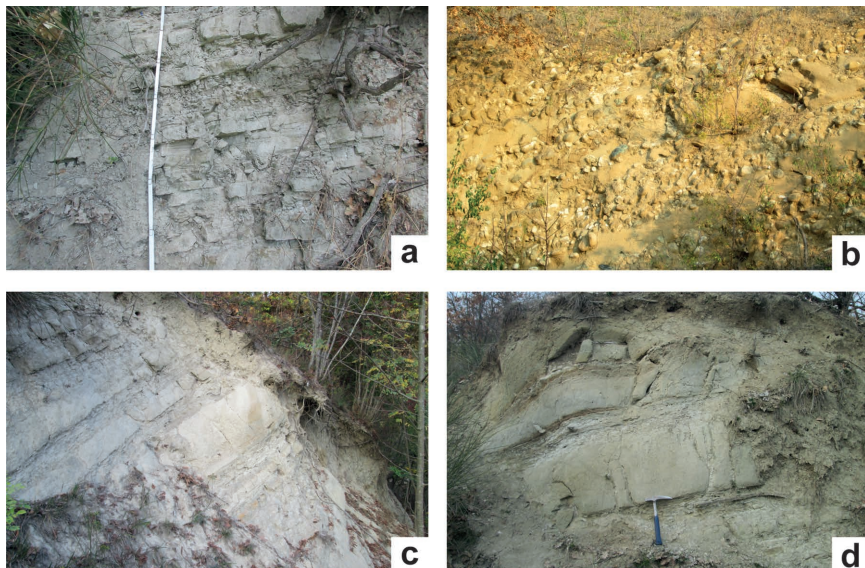


Fig. 11 - *Aspetto della Formazione di Ranzano. (a) Alternanza di areniti e peliti-marnose grigie del membro di Varano de' Melegari (RAN₃) in località Rocca Grue. (b) Conglomerati e areniti grossolane della litofacies arenaceo-conglomeratica (RAN_{3a}) in località Cadaborgo. (c) Slump scar nell'alternanza areniti e peliti in strati spessi al tetto della litofacies arenaceo-conglomeratica (Valle Sant'Innocenzo). (d) Alternanza areniti e peliti in strati medio-spessi nella litofacies arenaceo-pelitica (RAN_{3b}) a nord di Montegioco.*

La base del membro di Varano de' Melegari è spesso caratterizzata dalla *litofacies arenaceo-conglomeratica* (RAN_{3a}). Tale litofacies definisce dei corpi a geometria lenticolare costituiti dall'alternanza di conglomerati da *clast- a matrix-supported* e areniti medie e grossolane e ruditi (Fig. 11b). Questi corpi mostrano una loro organizzazione interna, caratterizzata dal basso verso l'alto da strati di conglomerati e arenarie, generalmente gradati e da spessi a molto spessi e amalgamati, passanti verso l'alto a orizzonti in cui i conglomerati si riducono significativamente, gli strati diminuiscono di spessore e aumentano gli intervalli pelitici tra le arenarie. In alcuni settori (Piaggio, Rio Rebreghosi), questi orizzonti raggiungono spessori cartografabili e sono stati distinti e cartografati nella *litofacies arenaceo-pelitica* (RAN_{3b}). Nella parte bassa della successione, gli strati sono tipicamente lenticolari, con base erosionale concava verso l'alto, mentre nella parte alta gli strati sono da piano paralleli a debolmente lenticolari. Negli strati di arenarie e ruditi sono frequenti *clay chips* di siltiti e marne grigie e laminazioni orizzontali spesse nella parte alta dello strato. In alcuni affioramenti,

si osservano lembi disarticolati di spessore metrico costituiti da alternanze di peliti e arenarie imballati all'interno di orizzonti conglomeratici, che corrispondono probabilmente a degli *slump*. Localmente (Valle Sant'Innocenzo) la parte alta della *litofacies arenaceo-conglomeratica* mostra delle discordanze intraformazionali che potrebbero rappresentare degli *slump scar* (Fig. 11c). I clasti dei conglomerati sono da subangolosi a subarrotondati, da centimetrici a pluridecimetrici (fino a 50-60 cm) e immersi in una matrice arenacea grossolana di colore grigio. Dal punto di vista compositivo, i clasti sono in gran parte costituiti da calcari e calcareniti riferibili a unità dei *flysch a Elmintoidi*, insieme ad abbondanti clasti di ofioliti s.l. (gabbri, serpentiniti, basalti), calcari micritici bianchi e radiolariti rosse. Le areniti della *litofacies arenaceo-conglomeratica* sono tipicamente di colore grigio chiaro, ricche in mica, quarzo e abbondanti litici di rocce sedimentarie grigio-biancastre che danno il colore alla roccia. Queste caratteristiche sono generalmente ben riconoscibili sul terreno e sono legate alla presenza di litici derivanti da unità dei *flysch a Elmintoidi*, indicando una diversa composizione del detrito del *membro di Varano de' Melagari* rispetto al *membro di Val Pessola* e al *membro del Pizzo d'Oca* (MARTELLI *et alii*, 1998; CIBIN *et alii*, 2001, 2003). Lo spessore della *litofacies arenaceo-conglomeratica* è estremamente variabile (10-80 m) e, come si osserva tra Montemarzino e Rocca Grue, variazioni significative di spessore avvengono in corrispondenza di faglie cartografabili. Questo suggerisce un importante controllo da parte dell'attività tettonica sulla sedimentazione (cfr. § VI). Il limite di tetto della *litofacies arenaceo-conglomeratica* (**RAN_{3a}**) è transizionale con la successione del *membro* (**RAN₃**) o, in alcuni casi, con la *litofacies arenaceo-pelitica* (**RAN_{3b}**) e avviene per l'aumento delle peliti e la diminuzione dello spessore degli strati.

All'interno del *membro* e localmente alla sua base, è stata distinta la *litofacies arenaceo-pelitica* (**RAN_{3b}**), che costituisce corpi a geometria lenticolare e di spessore fino a decametrico (20-30 m), con estensione laterale da ettometrica a chilometrica. Questi corpi mostrano un rapporto a/p da $\gg 1$ a ≥ 1 e sono costituiti da ruditi e areniti da medie a grossolane alternate a peliti (Fig. 11d). Internamente, la *litofacies arenaceo-pelitica* è organizzata in strati da spessi a molto spessi (fino a plurimetrici), a geometria da piano parallela a debolmente lenticolare con base erosionale, che passano verso l'alto a orizzonti a strati tabulari di spessore pluridecimetrico-metrico (Fig. 11d). Gli strati più potenti presentano alla base areniti da medie a grossolane e ruditi, spesso ricche di *clay chips*, passanti verso l'alto ad areniti medio fini, spesso laminate, seguite da intervalli pelitici; tali strati sono interpretabili come delle megatorbiditi. Localmente (San Ruffino e Berzano di Tortona), sono stati osservati degli strati di conglomerati *matrix-supported*. Dalle osservazioni di terreno, la composizione delle areniti è confrontabile con quella precedentemente descritta per il *membro di Varano*

de' Melegari. Nel settore compreso tra Montegioco, Berzano di Tortona e Cerreto Grue, il rilevamento di dettaglio ha permesso di seguire lateralmente e cartografare almeno due corpi lenticolari intercalati a diversi livelli stratigrafici nella *litofacies arenaceo-pelitica* e che rappresentano degli ottimi *marker* guida per l'analisi dei rigetti delle faglie cartografate (cfr. § VI). Il passaggio tra la *litofacies arenaceo-pelitica* e la successione del membro (RAN₃) avviene per la rapida diminuzione dello spessore degli strati e il ritorno a un rapporto arenaria/pelite < 1.

Il *membro di Varano de' Melegari* poggia alternativamente sulle Unità Liguri, sulle *Marne di Monte Piano* e sui membri del Pizzo d'Oca e di Val Pessola della *Formazione di Ranzano*. Questa evidenza cartografica suggerisce che la base del *membro di Varano de' Melegari* rappresenti una superficie di discontinuità, associata in alcuni casi a un'estesa lacuna biostratigrafica e a una debole discordanza angolare, in accordo con quanto riconosciuto in altri settori dell'Appennino Settentrionale (CATANZARITI *et alii*, 1997; MARTELLI *et alii*, 1998; OTTRIA *et alii*, 2001). Le implicazioni e il significato di questa discontinuità verranno discusse nei capitoli relativi all'assetto strutturale e all'evoluzione tettonico-sedimentaria (cfr. § VI e IX). Il tetto del membro è scarsamente esposto nell'area del Foglio, in quanto la successione è coperta in discordanza angolare dai termini burdigaliani della successione. Tuttavia, il passaggio alla sovrastante *Formazione di Antognola* è esposto lungo la zona di deformazione della Linea Villalvernia-Varzi, e viene interpretato come un contatto stratigrafico relativamente brusco, posto in corrispondenza della scomparsa degli strati torbiditici.

Lo spessore del *membro di Varano de' Melegari* può essere stimato con poca precisione, in quanto il tetto non è generalmente affiorante. Solamente nelle scaglie tettoniche all'interno della zona di deformazione associata alla Linea Villalvernia-Varzi è esposto il tetto della successione, ma è raramente osservabile la base e la complessa deformazione impedisce stime precise dello spessore. Nel contiguo Foglio 178 Voghera lo spessore del membro è stimato tra 300 e 400 m. Inoltre, FESTA *et alii* (2015a) e BARBERO *et alii* (2017) in settori limitrofi e in parte sovrapposti al Foglio Tortona, stimano uno spessore di circa 400 m (Fig. 7), anche se estremamente variabile lateralmente.

Dal punto di vista biostratigrafico, i campioni analizzati hanno fornito associazioni riconducibili al Rupeliano inferiore-medio, in accordo con i dati di letteratura (MARTELLI *et alii*, 1998; CATANZARITI *et alii*, 1999). Le specie riconosciute hanno permesso di determinare la biozona CNO2 (MNP22), sulla presenza di: *Chiasmolithus altus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *H. bramlettei*, *H. compacta*, *I. recurvus*, *R. daviesii*, *R. dictyoda*, *R. hillae*, *R. umbilicus*, *S. moriformis*, *S. predistentus*, *Z. bijugatus*; e la

biozona CNO3 (MNP23 p.p.) per la presenza di: *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *D. deflandrei*, *H. bramlettei*, *H. compacta*, *H. euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *H. perch-nielseniae*, *H. recta*, *R. daviesii*, *R. dictyoda*, *S. moriformis*, *S. predistentus*, *Z. bijugatus*.

RUPELIANO p.p.

2.1.4. - formazione di Cardona (CAD)

Questa unità mostra pessime condizioni di affioramento e un intenso grado di deformazione, ed è presente solo all'estremità nord-occidentale del Foglio Tortona, e in particolare nel settore di Pavone di Alessandria e nei pressi del Bric Montalbano. Definita informalmente nel Foglio 157 Trino (DELA PIERRE *et alii*, 2003), questa formazione corrisponde nel settore in esame alle “Arenarie di Ranzano” e alle “Marne di Antognola” della II° edizione del Foglio 70 Alessandria della Carta Geologica d'Italia, nel quale gli Autori avevano reputato opportuno accorpare cartograficamente le due unità. Come nei Fogli 156 Torino Est (FESTA *et alii*, 2009) e 157 Trino (DELA PIERRE *et alii*, 2003), anche nel Foglio Tortona la successione risulta complessivamente caratterizzata da una organizzazione verticale di tipo *fining upward*.

La parte basale consiste di una *litofacies conglomeratica-arenitica* (CAD_a), affiorante in maniera discontinua a ovest del F. Tanaro alla base della scarpata che delimita a est il paese di Pavone di Alessandria, rappresentata da conglomerati da *clast-* a *matrix-supported* in strati da spessi a molto spessi, con geometria da tabulare a lenticolare a base netta e localmente erosionale, cui sono localmente intercalate alternanze arenitico-marnose a stratificazione decimetrica-centimetrica. I clasti dei conglomerati sono costituiti da micriti, siltiti calcaree e calcareniti scure (tipo *flysch a Elmintoidi*), gabbri, diaspri serpentiniti, subordinate quarziti e da rari frammenti di gusci. Le areniti medio-grossolane sono caratterizzate da granuli da scarsamente arrotondati a spigolosi di quarzo, pietre verdi e mica. Le intercalazioni marnose risultano perlopiù sterili, anche se localmente contengono foraminiferi bentonici (*Ammonia* sp., *Elphidium* sp.) e alcuni ostracodi, mentre i foraminiferi planctonici risultano assenti.

Verso l'alto, la *litofacies conglomeratica-arenitica* passa in modo apparentemente rapido (Pavone di Alessandria) a una successione subaffiorante di marne argillose grigio-beige, talora verdastre, finemente bioturbate, con intercalazioni di areniti siltoso pelitiche (CAD) a granuli di quarzo, pietre verdi e mica bianca in strati da sottili a medi sia tabulari che lenticolari, e che localmente assumono un caratteristico colore rossastro; il contenuto fossilifero è perlopiù costituito da foraminiferi bentonici e planctonici rielaborati.

La base della formazione non affiora nel Foglio Tortona, mentre risulta localmente esposta poco più a ovest dell'area rilevata, dove poggia in discordanza angolare (con lacuna) direttamente sulle *argille varicolori di Cassio*. La mancanza delle *Marne di Monte Piano* documentata dai dati cartografici, suggerisce che anche in buona parte del sottosuolo di questo settore del Foglio Tortona la *formazione di Cardona* possa appoggiare direttamente sulle Unità Liguri Esterne. Il tetto dell'unità, mai esposto nel Foglio, è anch'esso rilevabile nei limitrofi settori occidentali, in cui corrisponde a un contatto discordante con le sovrastanti *marne di Sant'Agata Fossili* e, localmente, con le *marne di Mincengo*. Nell'area in esame, lo spessore della *formazione di Cardona* risulta geometricamente stimabile tra 0 e circa 150 m.

La *litofacies conglomeratica-arenitica* basale può essere riferita alla parte sommersa di un sistema deposizionali di *fan-delta*, mentre la parte marnoso-arenitica superiore può essere riferita a un ambiente di *prodelta/delta-slope* che, a livello locale, testimonierebbe un brusco approfondimento e/o disattivazione dell'apparato di delta-conoide. Tale interpretazione sembra coerente con l'organizzazione verticale complessiva di tipo *fining-upward* mostrata dalla *formazione di Cardona*.

Le associazioni a nannofossili calcarei dei campioni raccolti poco a ovest del margine del Foglio sono riferibili al Rupeliano inferiore. In particolare, la presenza di *H. bramlettei*, *H. compacta*, *H. perch-nielseniae*, *I. recurvus*, *R. umbilicus*, permette di specificare la biozona CNO2 (MNP22), e la presenza di *H. recta* la biozona CNO3 (MNP23 p.p.).

RUPELIANO INFERIORE

2.1.5. - *Formazione di Antognola (ANT)*

La *Formazione di Antognola* affiora nel settore sud-orientale del Foglio, in scaglie tettoniche all'interno della zona di deformazione della Linea Villavernia-Varzi. I migliori affioramenti si osservano nel versante meridionale del M. Lisone, dove la formazione è esposta in estesi settori calanchivi. La *Formazione di Antognola* corrisponde in parte alle "Marne di Antognola" della II° edizione della Carta Geologica d'Italia (Foglio 71 Voghera), all'interno della quale venivano anche compresi dei litosomi attualmente attribuiti alla *Formazione di Ranzano*.

La *Formazione di Antognola* è costituita da peliti marnose e marne grigio-verdastre ricche di foraminiferi e in alcuni casi di frammenti di gusci (Fig. 12a). La stratificazione è generalmente mal definita ed è evidenziata da sottili strati di siltiti e areniti fini laminate (Fig. 12a). Verso l'alto, si intercalano dei livelli

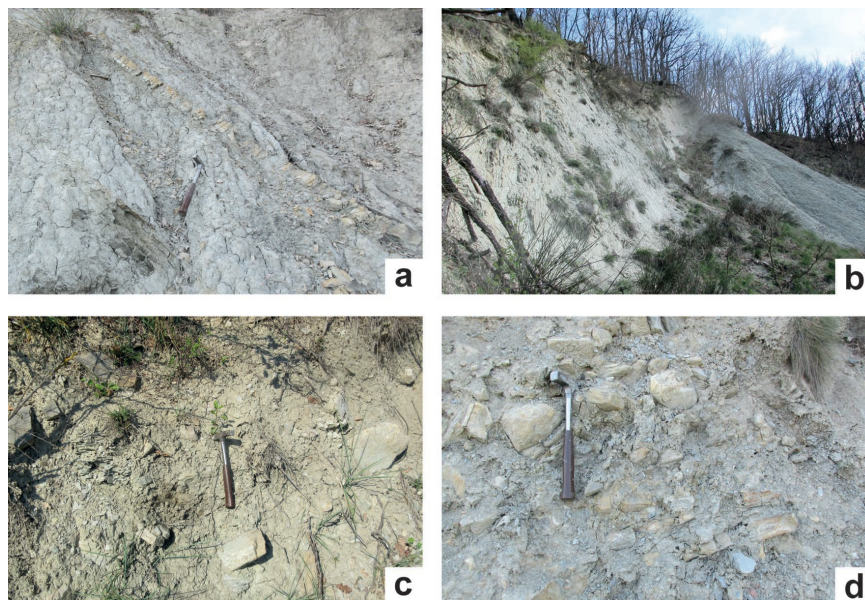


Fig. 12 - *Aspetto della Formazione di Antognola (a-c) e dell'olistostroma di Monte Lisone (d). (a) Peliti marnose grigio-verdastre con intercalazione di uno strato di arenite vulcanoclastica (ANT) (M. Lisone). (b) Contatto verticalizzato tra le fitte alternanze di areniti (sinistra della foto) e di marne siltose grigio chiare della litofacies arenitica (ANT_a) in località Grua. (c) Subaffioramento delle breccie argillose a blocchi dell'Unità Cassio della litofacies caotica (ANT_b) a sud di Palenzona. (d) Breccie argillose a clasti di flysch di Monte Cassio dell'olistostroma di Monte Lisone in località Grua.*

di areniti grigie con patine di ossidazione evidenti e marcate, che rappresentano dei livelli vulcanoclastici a composizione andesitica (MINGUZZI *et alii*, 1989; CIBIN *et alii*, 1998). L'analisi delle sezioni sottili ha rivelato infatti che tali livelli sono costituiti prevalentemente da singoli cristalli di plagioclasio, abbondante biotite, quarzo e meno frequentemente da frammenti litici di rocce carbonatiche. In alcuni settori è stata distinta una *litofacies arenitica* (ANT_a) caratterizzata da fitte alternanze di strati di areniti grigio-verdi da medie a fini e di siltiti e marne siltose (Fig. 12b). Gli strati sono tabulari, di spessore da centimetrico a decimetrico e con tetto laminato. Questa litofacies costituisce a scala della carta degli orizzonti lenticolari, che nel settore del M. Lisone sembrerebbero affiorare nella parte bassa della formazione, qualche decina di metri al di sopra del contatto con il *membro di Varano de' Melegari* della *Formazione di Ranzano*. Tuttavia, non si può escludere che gli orizzonti cartografati in altri settori occupino posizioni stratigrafiche differenti.

Sono inoltre frequenti intercalazioni a geometria lenticolare di breccie argillose (*litofacies caotica* **ANT_b**), che spesso si riconoscono per la presenza di subaffioramenti a blocchi litoidi di calcari. Questi orizzonti costituiscono dei corpi caotici, con una tipica tessitura *block-in-matrix*, definita da una matrice argillosa da varicolore a nerastra che ingloba blocchi da decimetrici a metrici di varia natura (Fig. 12c). Alla scala mesoscopica, la matrice ha una tessitura brecciata, con clasti millimetrici e centimetrici distribuiti in modo caotico all'interno della matrice argillosa, che solo in corrispondenza di zone di faglia alla mesoscala mostra un clivaggio scaglioso pervasivo. I blocchi sono composizionalmente eterogenei, comprendendo calcari micritici da biancastri a verdastri, calcari marnosi e calcareniti, arenarie micacee, lembi di argille da rossastre a nerastro-violacee e in quantità subordinata di arenarie verdastre e marne grigio-rosate (Fig. 12c). L'origine dei blocchi è attribuibile per la maggior parte alle successioni dei complessi di base dell'Unità Cassio e in maniera subordinata a unità a *flysch a Elmintoidi*, alla *Formazione di Ranzano* e alle *Marne di Monte Piano*. Sulla base delle caratteristiche giaciture e tessiture, gli orizzonti cartografati come litofacies **ANT_b** rappresentano degli olistostromi formati da multiple colate tipo *debris flow* sottomarini messi in posto durante la sedimentazione emipelagica che caratterizza la *Formazione di Antognola*. A scala regionale, questa litofacies si può correlare con le *breccie argillose della Val Tiepido-Canossa* (MVT del Foglio 178 Voghera) che rappresentano dei *mélange* sedimentari formati nell'Oligocene superiore - Miocene Inferiore in seguito a episodi di significativa instabilità gravitativa del prisma, testimoniando importanti fasi della tettonogenesi appenninica (BETTELLI *et alii*, 1987; REMITTI *et alii*, 2011; PANINI *et alii*, 2013; FESTA *et alii*, 2015a, b; BARBERO *et alii*, 2017).

Il limite inferiore della *Formazione di Antognola* è scarsamente affiorante, ma è ritenuto di natura stratigrafica con il *membro di Varano de' Melegari*. Il passaggio avviene in modo brusco per la scomparsa degli strati torbiditici. Il limite superiore non è invece affiorante nel Foglio Tortona, in quanto troncato dalle superfici di discontinuità mioceniche (vedi oltre). Nel vicino Foglio 178 Voghera, la formazione passa stratigraficamente alla *Formazione di Contignaco*, anche se localmente quest'ultima poggia in discontinuità al di sopra delle formazioni di Antognola e di Ranzano deformate all'interno di zone di faglia transpressive (FESTA *et alii*, 2015a; BARBERO *et alii*, 2017). Non è possibile stimare con precisione lo spessore della formazione, in quanto il tetto non è affiorante ed è troncato dalle superfici di discontinuità mioceniche. Lo spessore conservato è di almeno 300 m (Fig. 7).

Le caratteristiche della *Formazione di Antognola* indicano la deposizione in un ambiente di scarpata in cui si intercalano a diversi livelli stratigrafici orizzonti di torbiditi e olistostromi.

La mancanza della preservazione del tetto della formazione e del suo passaggio ai sedimenti frequentemente silicizzati della *Formazione di Contignaco* impedisce una precisa attribuzione dell'età della formazione. I pochi dati raccolti per la base hanno permesso la sua attribuzione alla biozona CNO3 (MNP23 p.p.) per la presenza di *H. recta* in associazione con: *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *R. daviesii*, *R. dictyoda* e prevalenti forme rimaneggiate del Cretacico.

RUPELIANO SUPERIORE p.p. - AQUITANIANO?

2.1.6. - *olistostroma di Monte Lisone* (OMS)

Questa unità affiora solamente nel settore sud-orientale del Foglio, dove definisce una fascia di affioramenti orientata circa E-O tra le valli Ossona e Grue. Gli affioramenti migliori si osservano sul M. Lisone, alla sommità dei settori calanchivi che caratterizzano il suo versante meridionale, e nei pressi di Grua (Valle Grue). In altri settori gli affioramenti sono di modesta estensione e spesso l'unità viene riconosciuta in subaffioramento. *L'olistostroma di Monte Lisone* corrisponde al "Complesso Caotico di Monte Lisone", introdotto per la prima volta da FESTA *et alii* (2015a, b).

L'olistostroma di Monte Lisone costituisce un'unità caotica con assetto *block-in-matrix*, caratterizzata da blocchi da pluricentimetrici a plurimetrici distribuiti in modo casuale all'interno di una matrice tipicamente di colore grigio chiaro-bianco, costituita da argille e marne sabbiose scarsamente stratificate (Fig. 12d). La matrice mostra frequentemente una tessitura brecciata con clasti millimetrico-centimetrici dispersi in modo caotico all'interno di argille grigie. I blocchi sono di forma tabulare, anche se localmente sono subarrotondati, e sono costituiti da calcari marnosi biancastri, calcareniti grigio-beige e marne calcaree grigio-azzurre ascrivibili al *flysch di Monte Cassio* (Fig. 12d). Sono inoltre presenti blocchi di arenarie e peliti biancastre-grigie, dubitativamente riconducibili alla *Formazione di Ranzano*, marne biancastre e arenarie giallastre. Localmente (M. Lisone, versante est), si osservano dei blocchi plurimetrici (non cartografabili alla scala 1:50.000) della *Formazione di Ranzano* che preservano l'originaria stratificazione interna e anche la loro identità biostratigrafica. Sulla base delle caratteristiche stratigrafiche, *l'olistostroma di Monte Lisone* è interpretabile come un complesso caotico di natura gravitativa (*mélange* sedimentario), risultante dalla deposizione di *debris flow* più o meno coesivi e *grain flow*.

L'olistostroma di Monte Lisone poggia attraverso una superficie di discontinuità sulle "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" di

pertinenza della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore (formazioni di Ranzano e di Antognola) e sull'Unità Tettonica Cassio, sigillando la loro giustapposizione lungo la Linea Villalvernia-Varzi. Il contatto di tetto non è mai esposto nell'areale del Foglio Tortona. Nei settori orientali rispetto all'area del Foglio, e in particolare a M. Penola, il Complesso Caotico di Monte Lisone (*sensu* FESTA *et alii*, 2015a, b) viene riconosciuto geometricamente al di sopra di marne calcaree del Burdigaliano inferiore ascrivibili alla Formazione di Contignaco ed è geometricamente sottostante alle *arenarie di Monte Vallassa* del Burdigaliano superiore (?) - Langhiano.

Sulla base di questi dati, l'*olistostroma di Monte Lisone* sembra quindi stratigraficamente inquadrabile tra il Burdigaliano inferiore e il Burdigaliano superiore - Langhiano. Purtroppo, i dati biostratigrafici non permettono una migliore definizione dell'età deposizionale, in quanto le associazioni a nannofossili riconosciute in campioni provenienti dalla matrice del deposito sono fortemente rimaneggiate e rappresentative dell'età del materiale coinvolto nei processi gravitativi piuttosto che dell'età del deposito. Infatti, sono comuni associazioni riferibili al Campaniano superiore e indicative del *flysch di Monte Cassio*, associazioni indicative dell'Eocene superiore e del Rupeliano e ascrivibili alle *Marne di Monte Piano* e alla *Formazione di Ranzano*, rispettivamente.

L'attribuzione cronologica dell'olistostroma di Monte Lisone è possibile esclusivamente sulla base della posizione stratigrafica.

BURDIGALIANO?

2.1.7. - *arenarie di Monte Vallassa* (AVL)

Questa formazione è stata osservata nel versante destro della Valle Ossona, tra l'abitato di Villaromagnano e il M. Gambera, e a Tortona nel rilievo collinare adiacente la città su cui sono conservati i resti del castello. Gli affioramenti di questa unità erano stati cartografati come "Formazione di Mombisaggio" nella II^o edizione della Carta Geologica d'Italia (Foglio 70 Alessandria). Questa formazione veniva attribuita al Langhiano - Serravalliano (?) e interpretata come una successione di piattaforma mista silicoclastica-carbonatica deposta in discordanza sulle "Arenarie di Ranzano" e in parte sulle "Marne di Antognola". Gli Autori del Foglio 70 Alessandria riscontravano delle analogie tra la "Formazione di Mombisaggio" e la successione della "Pietra da Cantoni" del Monferrato, pur preferendo la loro distinzione vista la netta separazione areale. Nell'ambito del Foglio Tortona, si è preferito non mantenere la nomenclatura del Foglio 70 Alessandria per evitare la proliferazione di nomi formazionali locali, ma correlare la sua successione con le *arenarie di Monte Vallassa*, distinte nel

Foglio 178 Voghera: infatti, il litosoma precedentemente cartografato come “Formazione di Mombisaggio” condivide con le *arenarie di Monte Vallassa* la posizione stratigrafica, la litologia e in parte le facies deposizionali e l'età.

Nel Foglio Tortona, la successione delle *arenarie di Monte Vallassa* è composta da due litofacies sovrapposte. La *litofacies calcarenitica* (**AVL_a**) affiora tra il M. Gambera e Villaromagnano dove costituisce un corpo lenticolare a scala cartografica alla base della formazione. Essa è caratterizzata da calcareniti giallastre in strati da medi a spessi e amalgamati, generalmente ricche di frammenti di gusci di bivalvi e di foraminiferi (Fig. 13a). Nei dintorni del M. Gambera sono presenti, inoltre, lenti di conglomerati e arenarie microconglomeratiche non cartografabili, con ciottoli ben arrotondati, da pluricentimetrici a decimetrici (Fig. 13b). Verso l'alto **AVL_a** passa gradualmente alla *litofacies calcarenitico-marnosa* (**AVL_b**) che è costituita da strati tabulari da medi a sottili di calcareniti giallastre e areniti medie-fini da giallastre a biancastre alternati a strati di marne sabbiose a foraminiferi, che aumentano di spessore verso l'alto della formazione, raggiungendo potenze pluridecimetrichemetriches. Nelle marne sono generalmente abbondanti granuli di glauconia e resti carboniosi vegetali (dintorni di Tortona). Gli strati di calcareniti e areniti sono generalmente gradati, con frequenti *clay chips* alla base e bioturbazioni, anche se localmente sono preservate delle laminazioni da piano parallele a debolmente inclinate.

Le *arenarie di Monte Vallassa* ricoprono in discordanza angolare la successione pre-burdigaliana, rappresentata in gran parte dai diversi membri della *Formazione di Ranzano* e localmente (nei dintorni di Villaromagnano) dalle *argille di Viano*, di pertinenza della successione delle Unità Liguri Esterne, evidenziando una significativa lacuna stratigrafica. Al tetto, la formazione

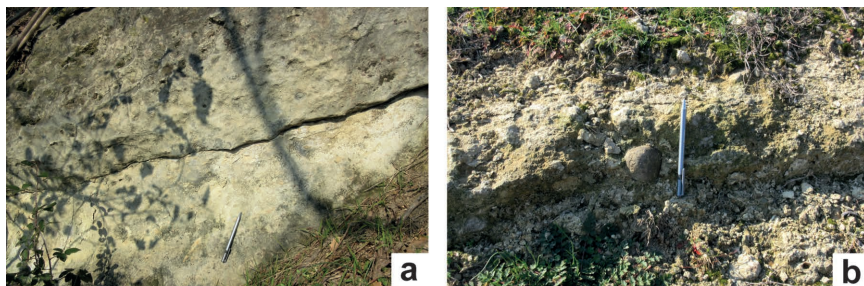


Fig. 13 - *Aspetto delle arenarie di Monte Vallassa. (a) Strati amalgamati di calcareniti bioturbate della litofacies calcarenitica (AVL_a) (Mombisaggio). (b) Dettaglio delle lenti conglomeratiche alla base della litofacies calcarenitica (a est di Mombisaggio).*

è seguita da una successione marnoso-arenitica correlabile con l'intervallo Tortoniano delle *marne di Sant'Agata Fossili*. Il contatto tra le due formazioni non è purtroppo mai esposto nell'area e viene posto solamente sulla base di dati cartografici e di un forte contrasto morfologico legato alla differente competenza tra la successione calcarenitico-marnosa di **AVL_b** e la successione prevalentemente marnosa delle *marne di Sant'Agata Fossili*. Sulla base di questi dati, il contatto di tetto sembra corrispondere a una superficie di discontinuità associata alla lacuna del Serravalliano e probabilmente di parte del Langhiano. È tuttavia importante evidenziare come nel Foglio 70 Alessandria della I° e II° edizione della Carta Geologica d'Italia, gli Autori riportino delle faune langhiane per la parte inferiore della "Formazione di Mombisaggio", suggerendo una lacuna estesa al solo Serravalliano. Sfortunatamente, la mancanza di affioramenti nella zona impedisce una definizione più precisa del limite superiore, che andrebbe invece investigato e studiato nel dettaglio nel vicino Foglio 178 Voghera. Lo spessore conservato è compreso tra 30 e 100 m (Fig. 7).

Lo studio biostratigrafico è stato svolto integrando dati sulle associazioni a nannofossili calcarei e foraminiferi, prevalentemente condotto sulla *litofacies calcarenitico-marnosa* dove sono state campionate le marne. L'analisi delle associazioni a nannofossili indicano associazioni del Burdigaliano medio sia per la base che per la parte alta della formazione. Sono state infatti riconosciute le biozone MNN2B e MNN3A. La biozona MNN2B (CNM4 *p.p.*) sulla presenza di *Helicosphaera ampliaptera* in associazione con: *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *Dictyococcites* < 5 µm, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera* sp., *Reticulofenestra* < 7 µm, *Sphenolithus* cf. *calyculus*, *Sphenolithus cometa*, *Sphenolithus disbelemnus*, *Sphenolithus dissimilis*, *S. moriformis*, *Sphenolithus* cf. *tintinnabulum*; e la biozona MNN3A (CNM5 *p.p.*) sulla presenza di *Sphenolithus belemnus* in associazione con: *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *Dictyococcites* < 5 µm, *D. deflandrei*, *Discoaster druggii*, *H. ampliaptera*, *H. carteri*, *H. intermedia*, *Helicosphaera scissura*, *Helicosphaera vedderi*, *Reticulofenestra* < 7 µm, *S. cometa*, *S. disbelemnus*, *S. dissimilis*, *S. moriformis*, *S. cf. tintinnabulum*.

Le analisi micropaleontologiche effettuate su alcuni campioni hanno evidenziato associazioni a foraminiferi ricche in individui e diversificate dal punto di vista specifico. Lo stato di conservazione dei microfossili non è sempre buono. Fra i foraminiferi bentonici sono stati rinvenuti comuni esemplari appartenenti ai generi *Bulimina*, *Bolivina*, *Cassidulina*, *Cibicidoides*, *Dentalina*, *Dorothia*, *Heterolepa*, *Lenticulina*, *Pullenia*, rari esemplari di *Textularia*, *Uvigerina*. Fra i foraminiferi planctonici si segnala la presenza di abbondanti esemplari di *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina*, *Globigerinoides*, e rari individui di *Paragloborotalia acrostoma*. Per il gruppo degli ostracodi sono stati rinvenuti individui appartenenti al genere *Bairdia*.

Dal punto di vista biostratigrafico, la presenza di *G. dehiscens* e di *P. acrostoma*, e l'assenza di *Orbulina* sp. e di altri *taxa* significativi (e.g. *Paragloborotalia kugleri*), permettono di riferire la formazione all'intervallo stratigrafico compreso fra la biozona MMI2B e la biozona MMI3 *p.p.* di LIRER *et alii* (2019). Inoltre, l'alto numero di esemplari di *G. dehiscens* potrebbe essere messo in relazione con l'acme della specie riconosciuto nella biozona MMI2B di LIRER *et alii* (2019). Per quanto riguarda l'ambiente deposizionale, le associazioni microfossili permettono di riferire l'unità a un ambiente marino con batimetrie tipiche della zona neritica esterna.

Le caratteristiche litostratigrafiche delle *arenarie di Monte Vallassa* indicano la deposizione in un ambiente di mare basso, inquadrabile in un contesto deposizionale di piattaforma mista silicoclastica e carbonatica. Nel dettaglio, il passaggio dalla *litofacies calcarenitica* alla *litofacies calcarenitico-marnosa* indica un *trend fining- e deepening-upward*, suggerendo la transizione da depositi costieri e/o di piattaforma interna a depositi transizionali tra la piattaforma interna ed esterna.

BURDIGALIANO SUPERIORE - LANGHIANO?

2.1.8. - *marne di Mincengo* (MIN)

Nella II° edizione del Foglio Alessandria alla scala 1:100.000 e nell'adiacente Foglio Mortara le *marne di Mincengo* erano state indicate rispettivamente con il termine di “Marne di Camino” e “Formazione di Mombisaggio”. Per le caratteristiche mesoscopiche e per la posizione stratigrafica, esse possono essere interpretate come la facies sommitale più marnosa della “Pietra da Cantoni” del Monferrato. In questa sede è stato comunque preferito il termine *marne di Mincengo*, per rimarcare la stretta analogia tra questa formazione e le coeve successioni della Collina di Torino e del Monferrato occidentale (DELA PIERRE *et alii*, 2003; FESTA *et alii*, 2009), analogia fra l'altro già evidenziata da Autori precedenti (MONTRASIO *et alii*, 1968; CASNEDI, 1975).

Questa unità, di estensione limitata (estremità nord-occidentale del Foglio), costituisce una fascia orientata in direzione est-ovest presso Pecetto di Valenza, ove è riconoscibile per le forme del rilievo cui essa dà origine, più pronunciate rispetto alla sovrastante successione tortoniana-messiniana. Tuttavia, le condizioni di affioramento non sono buone ed essa viene perlopiù riconosciuta sulla base del colore biancastro dei coltivi. Fanno eccezione gli affioramenti nei dintorni della “Rocca” di Pecetto di Valenza (Fig. 14), ove essa è costituita da marne e siltiti calcaree grigio-biancastre a stratificazione decimetrica mal definita, mediamente bioturbate con abbondanti bivalvi, foraminiferi e spicole di spugna.



Fig. 14 - Affioramento delle marne di Mincengo sulla “Rocca” di Pecetto di Valenza. Marne e siltiti calcaree grigio-biancastre a stratificazione decimetrica mal definita, mediamente bioturbate con abbondanti bivalvi, foraminiferi e spicole di spugna; nella parte inferiore e superiore dell’affioramento sono riconoscibili gruppi di strati di spessore pluridecimetrico-metrico costituiti da sottili strati diatomitici finemente laminati.

Soprattutto alla base della formazione sono intercalati strati decimetrici di areniti e microconglomerati a composizione serpentinitico-quarzosa e di areniti ibride. Nella parte intermedio-alta dell’unità sono riconoscibili gruppi di strati di spessore pluridecimetrico-metrico costituiti da sottili strati diatomitici finemente laminati cui si associano livelli arenitici, con abbondanti spicole di spugna (“Rocca” di Pecetto di Valenza). La base della formazione non affiora nel Foglio Tortona, mentre risulta esposta nei limitrofi settori occidentali rispetto all’areale del Foglio, dove l’unità poggia alternativamente sulle Unità Liguri (*argille varicolori di Cassio* e una successione flyshoide, di età eocenica, dubitativamente riconducibile alla *formazione di Casale Monferrato sensu DELA PIERRE et alii, 2003*, riferibile all’Unità Tettonica Sporno, secondo *BARBERO et alii, 2020*) e sulla *formazione di Cardona* con una significativa discordanza angolare e, localmente, su depositi langhiani riferibili alla “Pietra da Cantoni” del Monferrato attraverso un limite

in apparenza transizionale. Nel settore di Pecetto di Valenza, le marne divengono sempre più argillose e di colore grigio, verso l'alto, passando in maniera insensibile alle sovrastanti *marne di Sant'Agata Fossili*. Ciò suggerisce che nel settore affiorante esaminato il limite tra le due unità è sostanzialmente paraconcordante. Lo spessore massimo, pari a circa 300 m, mostra una significativa e progressiva riduzione verso sud, fino al completo azzeramento, come suggerito dal diretto appoggio discordante delle sovrastanti *marne di Sant'Agata Fossili* sulle *argille varicolori*, nei dintorni del Bric Montalbano.

Le *marne di Mincengo* di questo settore del Monferrato sono riferibili a un ambiente deposizionale pelagico (CASNEDI, 1975, 1983) in contrapposizione a quello di piattaforma interna della *formazione di Serravalle*. Dal punto di vista paleo-batimetrico, le *marne di Mincengo* si sono verosimilmente deposte nel settore più esterno della piattaforma verso la scarpata. Riflettono tuttavia un contesto deposizionale più articolato, probabilmente inquadrabile in sottobacini semi-confinati da alti strutturali (ad es. *intraslope basin*), scarsamente raggiunto da apporti terrigeni e per questo in condizioni paleoceanografiche favorevoli al parziale sviluppo di organismi a guscio siliceo.

L'associazione a nannofossili calcarei, rappresentata da *Coccolithus miopelagicus*, *H. carteri*, *H. intermedia*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Reticulofenestra* < 5 µm, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *S. moriformis*, permette l'attribuzione della parte inferiore della successione alla biozona MNN6 (CNM8) del Serravalliano inferiore. La parte intermedia della successione può essere attribuita alla biozona MNN7 (CNM10-CNM11) del Serravalliano superiore - Tortoniano inferiore per la presenza di associazioni che contengono: *C. miopelagicus*, *Discoaster kugleri*, *Discoaster exilis-variabilis*, *H. carteri*, *H. intermedia*, *H. walbersdorfensis*, *Reticulofenestra* < 5 µm, *R. pseudoumbilicus*, *Sphenolithus abies*. La parte superiore dell'unità può essere invece attribuita alla biozona MNN8 (CNM11 p.p. - CNM12) del Tortoniano inferiore, per la presenza di associazioni che contengono: *D. exilis-variabilis*, *H. carteri*, *Helicosphaera stalis*, *H. walbersdorfensis*, *Reticulofenestra* < 5 µm, *R. pseudoumbilicus*, *S. abies*.

Le associazioni a foraminiferi sono rappresentate principalmente da *Globigerina bulloides*, *G. dehiscens*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia menardi*, *Globorotalia* spp., *Globigerinoides* spp., *Orbulina universa*, *P. siakensis*, *Paragloborotalia* sp., *Lenticulina*, *Heterolepa*, *Cibicidoides*. Per quanto riguarda il gruppo degli ostracodi, sono stati rinvenuti esemplari di *Henryhowella asperrima*, *Krithe*, *Parakrithe* e *Argilloecia*. Sulla base del contenuto a foraminiferi planctonici la sezione può essere attribuita all'intervallo compreso fra le biozone MM17 del Serravalliano superiore e la biozona MM19 del Tortoniano inferiore.

Dal punto di vista paleoambientale, le caratteristiche delle associazioni a microfossili rinvenute nei campioni analizzati, sono indicative di un ambiente marino profondo, con batimetrie riconducibili alla zona epibatiale superiore.

Nonostante non siano stati eseguiti dei campionamenti sistematici per uno studio biostratigrafico di dettaglio dei depositi biogenici silicei della “Rocca” di Pecetto di Valenza, le analisi dei nannofossili calcarei sui campioni raccolti in successione hanno consentito di inquadrarli al limite Serravalliano-Tortoniano (MNN7b/c?).

SERRAVALLIANO INFERIORE - TORTONIANO INFERIORE

2.2. - UNITÀ A SUD DELLA ZONA DI FAGLIA VILLALVERNIA-VARZI

2.2.1. - *formazione di Monastero (MST)*

La *formazione di Monastero* affiora solamente nell'angolo sud-orientale del Foglio, nei dintorni di Baiarda in Valle Grue. Nella II° edizione della Carta Geologica d'Italia (Foglio 71 Voghera), questi affioramenti erano inquadrati all'interno delle “Marne di Antognola” e delle “Marne di M. Zuccaro”, mentre nella più recente carta geologica del settore occidentale della Linea Villalvernìa-Varzi (FESTA *et alii*, 2015a), essi venivano cartografati all'interno della *formazione di Monastero*. Tale formazione è stata introdotta da BELLINZONA *et alii* (1971) e utilizzata da GHIBAUDO *et alii* (2014) e da MARRONI *et alii* (2010a) e corrisponde all’“Unità di Monastero” *sensu* MUTTI *et alii* (1995), alla sequenza S3 *sensu* DI GIULIO (1991) e al “membro di San Sebastiano Curone” della *Formazione di Ranzano sensu* MARTELLI *et alii* (1998).

Nel Foglio Tortona affiora solamente la parte alta della formazione e con limitati spessori. Ciò nonostante, il confronto con l'assetto stratigrafico proposto nel Foglio 178 Voghera, nel Foglio 196 Cabella Ligure e in FESTA *et alii* (2015a) ha permesso di ricostruire almeno in parte la stratigrafia della formazione. Nell'area del Foglio, la *formazione di Monastero* è costituita dall'alternanza di peliti da marnose a siltose di colore grigio alternate ad areniti grigie in strati tabulari da centimetrici a decimetrici (Fig. 15a). Il rapporto arenaria/pelite è ≤ 1 . Le areniti presentano relativamente abbondanti granuli di quarzo e frammenti litici di rocce ofiolitiche. Dettagliati studi petrografici condotti sulle areniti indicano infatti una composizione litica con abbondanti frammenti di serpentinoscisti e rocce metamorfiche alpine derivanti dallo smantellamento delle Unità Penniniche (DI GIULIO, 1990; MARTELLI *et alii*, 1998). In accordo con i Fogli limitrofi, sono state distinte due litofacies intercalate all'interno

della formazione. La *litofacies conglomeratica* (**MST_a**) affiora in una scaglia tettonica verticalizzata lungo la Linea Villalvernia-Varzi ed è caratterizzata da paraconglomerati in strati lenticolari da pluridecimetrici a metrici passanti ad arenarie microconglomeratiche. I clasti sono pluricentimetrici e sono immersi in una matrice arenacea grossolana (Fig. 15b). Dal punto di vista composizionale sono costituiti da clasti di serpentiniti e ofioliti così come da rocce sedimentarie, in particolare calcari e calcareniti riconducibili a un generico *flysch a Elmintoidi* (Fig. 15b). Lo spessore osservato di questa litofacies è di qualche decina di metri. All'interno della formazione è inoltre stata distinta una *litofacies arenitica* (**MST_b**) che definisce degli orizzonti lenticolari pluridecametrici. Tale litofacies è costituita da areniti in strati spessi e generalmente amalgamati, a geometria da piano parallela a debolmente lenticolare con base erosiva (Fig. 15c). Gli strati sono spesso gradati e passano al tetto ad areniti fini e siltiti laminate, seguite localmente da marne argillose. Nel versante destro della Valle Grue, la

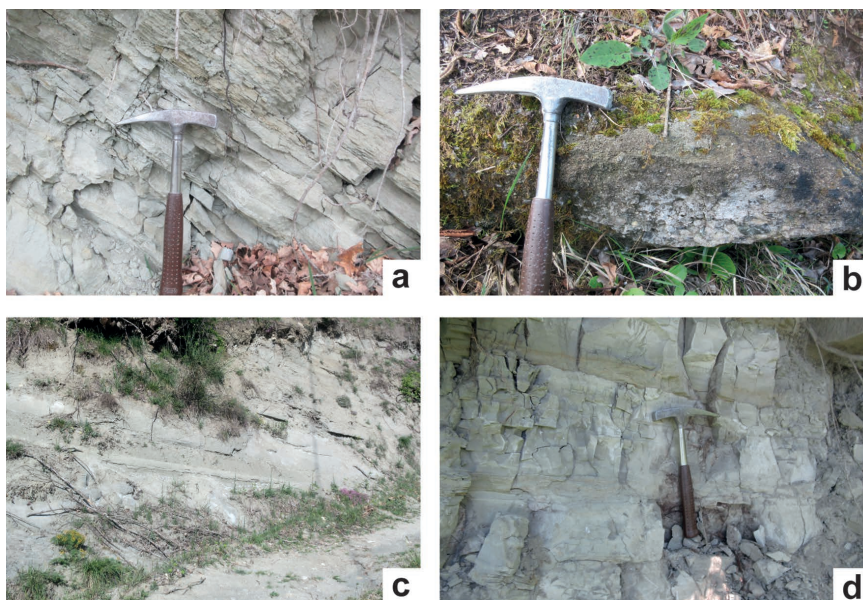


Fig. 15 - Aspetto della formazione di Monastero (a-c) e delle marne di Rigoroso (d). (a) Alternanza areniti e peliti grigie di **MST** (Baiarda). (b) Dettaglio dei paraconglomerati a clasti di serpentiniti della litofacies conglomeratica **MST_a** (San Martino). (c) Alternanza di areniti e peliti in strati da spessi a molto spessi della litofacies arenitica **MST_b** (Baiarda). (d) Marne siltose grigie con intercalazioni di siltiti e areniti grigio-giallastre delle marne di Rigoroso **RIO** (cfr. **MST_a** dei Fogli 178 e 196) in località Baiarda.

litofacies arenitica (**MST_b**) mostra un *trend thinning* e *fining upward*, marcato dalla progressiva riduzione dello spessore degli strati arenitici contemporaneo all'aumento della pelite e delle marne. In generale, il rapporto a/p è sempre alto ($a/p > 1$ o $a/p \gg 1$) e rappresenta il carattere distintivo della litofacies.

La base della *formazione di Monastero* non è affiorante nel Foglio Tortona, mentre risulta ben esposta nei vicini Fogli Voghera e Cabella Ligure, dove poggia sui *conglomerati di Savignone* con una discordanza angolare (MARRONI *et alii*, 2010a). Al tetto, la formazione passa alle *marne di Rigoroso* (Fig. 15d), che sono correlabili con la litofacies **MST_d** dei Fogli Voghera e Cabella Ligure. Si è preferito adottare questa denominazione in quanto nel contiguo Foglio Novi Ligure (ISPRA, in pubblicazione nel 2026) le *marne di Rigoroso* costituiscono un orizzonte stratigrafico significativamente esteso e di importanza regionale. Il passaggio tra la *formazione di Monastero* e le *marne di Rigoroso* non è stato mai osservato in affioramento, ma sembra netto ed è marcato dalla scomparsa degli strati arenitici torbiditici e dal passaggio a marne e peliti che caratterizzano la formazione soprastante. Lo spessore osservabile è di almeno 150-200 m, ma nel Foglio Cabella Ligure raggiunge uno spessore di 1000 m.

Dal punto di vista biostratigrafico, la formazione viene attribuita al Rupeliano *p.p.* in analogia con quanto proposto in letteratura (MARRONI *et alii*, 2010a; VERCESI *et alii*, 2014).

Le caratteristiche litostratigrafiche della *formazione di Monastero* indicano che si tratti di depositi torbiditici.

RUPELIANO p.p.

2.2.2. - *marne di Rigoroso* (**RIO**)

Le *marne di Rigoroso* affiorano all'estremità sud-orientale del Foglio Tortona e in particolare sul versante sinistro della Valle Grue tra Baiarda e Avolasca, dove sono in contatto tettonico con la *Formazione di Antognola* lungo lo *splay* meridionale della Linea Villalvernia-Varzi. Gli affioramenti attribuiti alle *marne di Rigoroso* venivano cartografati come “Marne di Antognola” e “Marne di Monte Zuccaro” nel Foglio 71 Voghera della II° edizione della Carta Geologica d'Italia, *marne di Rigoroso* in FESTA *et alii* (2015a) e come “*formazione di Rocchetta*” in GHIBAUDO *et alii* (2019). Nell'ambito dei recenti Fogli 178 Voghera e 196 Cabella Ligure, le *marne di Rigoroso* sono correlabili alla *litofacies pelitica* **MST_d** della *formazione di Monastero*.

Nel Foglio Tortona, la formazione è costituita da marne e marne siltose a stratificazione poco definita, spesso bioturbate e ricche di foraminiferi e di

frammenti di gusci, che sono correlabili con il *membro marnoso* (**RIO₃**) definito nel Foglio Acqui Terme. Nelle marne si intercalano strati da centimetrici a decimetrici di siltiti e areniti di colore grigio-giallastro, ricche in mica e talvolta con frammenti di gusci (Fig. 15d). Gli strati arenitici sono spesso laminati con laminazioni convolute e sono più frequenti e con spessore maggiore alla base della formazione, mentre diminuiscono significativamente verso il tetto, dove prevalgono le marne a stratificazione mal distinta con locali intercalazioni di orizzonti torbiditici con $a/p \ll 1$.

Le marne di *Rigorouso* poggiano in contatto stratigrafico sulla *formazione di Monastero*, attraverso un contatto netto marcato dalla scomparsa degli strati torbiditici che caratterizzano la formazione sottostante, mentre al tetto sono seguite in discordanza angolare dai termini Langhiano - Serravalliano (*siltiti di Gavi* e *formazione di Serravalle*) della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore. La mancanza del tetto stratigrafico della formazione permette solamente una valutazione dello spessore conservato, che è di circa 150-200 m (Fig. 8).

Le caratteristiche stratigrafiche indicano che le *marne di Rigorouso* registrano la deposizione di sedimenti emipelagici in un contesto di scarpata.

Dal punto di vista biostratigrafico, la mancanza di estese sezioni affioranti e l'intensa deformazione a opera delle faglie associate alla Linea Villalvernia-Varzi non hanno permesso uno studio dettagliato. I campioni raccolti sono riferibili alle biozone: CNO3 (MNP23 *p.p.*) per presenza di *H. recta*; CNO4 (MNP23 *p.p.* - MNP24 *p.p.*) per la presenza di *Sphenolithus distentus*; CNO5 (MNP25A) per presenza di *Sphenolithus ciperoensis*; CNO6 (MNP25B) per la presenza di *D. bisectus*, in associazioni che contengono: *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *D. scrippsae*, *D. deflandrei*, *H. bramlettei*, *H. compacta*, *H. euphratis*, *H. perch-nielsinae*, *L. minutus*, *R. daviesii*, *S. moriformis*, *Z. bijugatus*. Pertanto, indicano un'età attribuibile all'intervallo Rupeliano-Aquitano, in accordo con i dati di letteratura (MARRONI *et alii*, 2010a). Questi dati testimoniano un'estesa lacuna stratigrafica nella successione compresa tra l'Aquitano e il Langhiano.

RUPELIANO p.p. - AQUITANO

2.2.3. - *siltiti di Gavi* (**SGV**)

Questa formazione subaffiora immediatamente a est dell'abitato di Avolasca, al margine sud-orientale del Foglio. Tale formazione è stata istituita durante i rilevamenti del Foglio 195 Novi Ligure per indicare una porzione di successione

langhiana che precedentemente era stata cartografata come *marne di Cessole* (GHIBAUDO *et alii*, 1985; FESTA *et alii*, 2015a).

Nell'areale del Foglio Tortona la formazione presenta pessime esposizioni ed è stata cartografata come un corpo lentiforme interposto tra le *marne di Rigoroso* e la *formazione di Serravalle*. È stata distinta per la presenza di subaffioramenti di marne e marne sabbiose biancastre differenziabili dalle sottostanti marne e marne siltose grigie che caratterizzano il *membro marnoso RIO₃* delle *marne di Rigoroso*. Nonostante l'affinità litologica di questi affioramenti alle *marne di Cessole*, si è preferito correlarli alle *siltiti di Gavi* per analogia con il Foglio 195 Novi Ligure in cui sono ben esposte immediatamente a sud di Avolasca. Al tetto, le *siltiti di Gavi* sono seguite dalla *formazione di Serravalle*. Lo spessore è variabile da 0 a circa 30 m.

Le caratteristiche della formazione indicano la deposizione in un ambiente di piattaforma esterna.

Dal punto di vista biostratigrafico, non sono stati analizzati campioni provenienti da questa formazione, vista la pessima qualità delle esposizioni.

Per l'inquadramento cronologico dell'unità è stato fatto riferimento al Foglio Novi Ligure, in cui la successione affiora più diffusamente.

LANGHIANO

2.2.4. - *formazione di Serravalle (SEV)*

La *formazione di Serravalle* affiora al margine sud-orientale del Foglio Tortona, dove presenta modesti areali ma ottime esposizioni nei dintorni di Avolasca e di Sarizzola. Tali affioramenti venivano cartografati come "*Arenarie di Serravalle*" nella II° edizione della Carta Geologica d'Italia e in FESTA *et alii* (2015a), nella carta della terminazione occidentale della Linea Villalvernia-Varzi.

La *formazione di Serravalle* è costituita da un'alternanza di areniti sabbiose e areniti cementate, da grossolane a medie e di colore da grigio-giallastro a giallastro (Fig. 16a). Gli strati sono da medi a spessi e mostrano localmente una cementazione differenziale lungo lo strato. Sono spesso gradati e con tetto laminato e presentano delle laminazioni oblique a grande scala. Le areniti sono granulometricamente ben selezionate e ricche di frammenti di gusci di molluschi, granuli di quarzo ben arrotondato, frammenti litici di rocce sedimentarie e di rocce ofiolitiche (per la maggior parte serpentiniti). A Sarizzola, nella parte alta della formazione, sono presenti conglomerati minuti organizzati in strati da pluridecimetrici a metrici a geometria lenticolare e a base erosionale che sono intercalati in areniti e siltiti da poco a bene cementate e bioturbate alternate a

strati fortemente laminati con lamine piano parallele e oblique (Fig. 16b). Sono inoltre frequenti resti vegetali e talvolta granuli di glauconia. I conglomerati sono particolarmente ricchi di frammenti di gusci.

La *formazione di Serravalle* si è deposta al di sopra delle marne siltose delle *siltiti di Gavi*, anche se in gran parte la base corrisponde a una discordanza angolare che separa la successione serravalliana dalla sottostante successione oligocenica verticalizzata lungo la zona di deformazione associata alla Linea Villalvernia-Varzi. Al tetto, la successione passa attraverso un contatto transizionale alle *marne di Sant'Agata Fossili*. Il passaggio avviene in modo abbastanza rapido, attraverso l'aumento delle siltiti e delle marne siltose bioturbate, la significativa diminuzione dello spessore degli strati arenacei e la scomparsa delle areniti cementate. Il passaggio è ben osservabile in affioramento nei dintorni di Sarizzola e ad Avolasca. Lo spessore varia da qualche decina di metri a circa 150 m (Fig. 8), con un brusco inspessimento verso sud e in corrispondenza di faglie a direzione da ONO-ESE a NO-SE.

Sulla base delle caratteristiche litologiche e dell'architettura degli strati la *formazione di Serravalle* registra una deposizione in un ambiente di mare poco profondo, di piattaforma interna e/o litorale.

Dal punto di vista biostratigrafico, non sono stati raccolti nuovi dati nel Foglio, viste le modeste estensioni areali degli affioramenti. La base delle *marne di Sant'Agata Fossili* immediatamente soprastanti alla *formazione di Serravalle* è riconducibile al Tortoniano inferiore.

Per l'inquadramento cronologico dell'unità si è fatto riferimento sia ai dati di letteratura (ad es.: BONI, 1967; BONI & CASNEDI, 1970) sia al Foglio Novi Ligure, in cui la successione affiora più diffusamente.

SERRAVALLIANO - TORTONIANO INFERIORE?

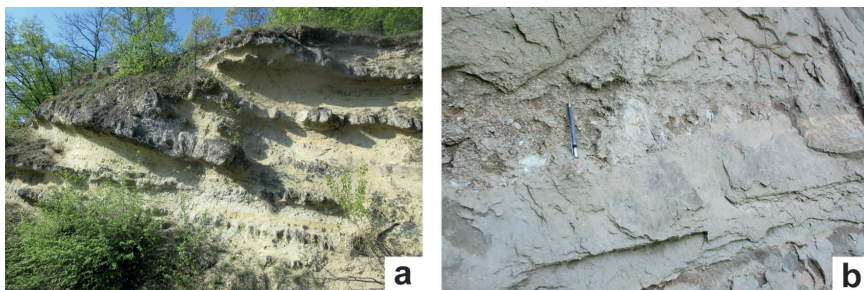


Fig. 16 - Aspetto della formazione di Serravalle. (a) Alternanza di arenarie giallastre in strati a cementazione differenziale (a sud di Avolasca). (b) Lenti di conglomerati intercalati in areniti e siltiti bioturbate nella parte alta della formazione (Sarizzola).

3. - SUCCESSIONE TORTONIANA *p.p.* - PLEISTOCENICA INFERIORE *p.p.*

3.1. - MARNE DI SANT'AGATA FOSSILI (SAF)

Nel settore sud-orientale del Foglio, questa formazione affiora estesamente e con ottime esposizioni in zone calanchive in una fascia a direzione media NNO-SSE e compresa tra Avolasca, Sarizzola e la Ripa dello Zolfo. È stata inoltre cartografata nei dintorni di Mombisaggio e Carbonara Scrivia, così come nei dintorni di Volpeglino, in sinistra del T. Curone. Affiora inoltre nel settore nord-occidentale del Foglio (sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello), in una fascia orientata in direzione OSO-ENE a sud di Pecetto di Valenza, e in un'altra a direzione NO-SE a nord di Pietra Marazzi e di Montecastello. In questo settore, l'unità risulta perlopiù subaffiorante ai margini delle strade agricole e nei prati coltivati. Il miglior affioramento, in cui è esposta la parte superiore della successione, è osservabile in sinistra orografica del F. Tanaro, appena a sud di Montecastello, in corrispondenza della rupe formatasi sulla sponda esterna di uno dei meandri del corso d'acqua.

Nella II° edizione della Carta Geologica d'Italia, tale successione veniva già attribuita alle *marne di Sant'Agata Fossili*. Questa formazione riveste un ruolo significativo dal punto di vista stratigrafico in quanto contiene lo stratotipo del Tortoniano (GIANOTTI, 1953; CITA *et alii*, 1965; CITA & PREMOLI SILVA, 1967). In base ai suoi caratteri litologici, la formazione è stata suddivisa, nel settore sud-orientale del Foglio, in due membri informali (GHIBAUDO *et alii*, 1985): il membro inferiore arenaceo-siltoso e il membro superiore pelitico che poggia in debole discordanza angolare sul membro inferiore. Seguendo le distinzioni precedentemente effettuate durante i rilevamenti del Foglio 194 Acqui Terme (D'ATRI *et alii*, 2016), in cui è stato introdotto il *membro calcarenitico* (SAF₁), nel Foglio Tortona le *marne di Sant'Agata Fossili* sono distinte in due membri sovrapposti, denominati *membro siltoso-arenitico* (SAF₂) e *membro marnoso-pelitico* (SAF₃) (Fig. 17), del tutto equivalenti rispettivamente al membro inferiore e al membro superiore *sensu* GHIBAUDO *et alii* (1985). Nel membro SAF₃ sono state inoltre distinte due litofacies (vedi oltre).

Nel settore di Pecetto di Valenza - Montecastello (parte nord-occidentale del Foglio) è in generale possibile riconoscere una porzione inferiore prevalentemente marnosa, interamente riferibile al Tortoniano, da una porzione superiore in prevalenza marnoso-argillosa comprendente il limite Tortoniano-Messiniano, aventi caratteristiche litologiche leggermente differenti. Tuttavia, si è preferito accorparle in carta (SAF) in quanto le cattive condizioni di affioramento, talora associate all'intenso grado di deformazione tettonica, non hanno consentito di

Successione tortoniana p.p. - pleistocenica inferiore p.p.

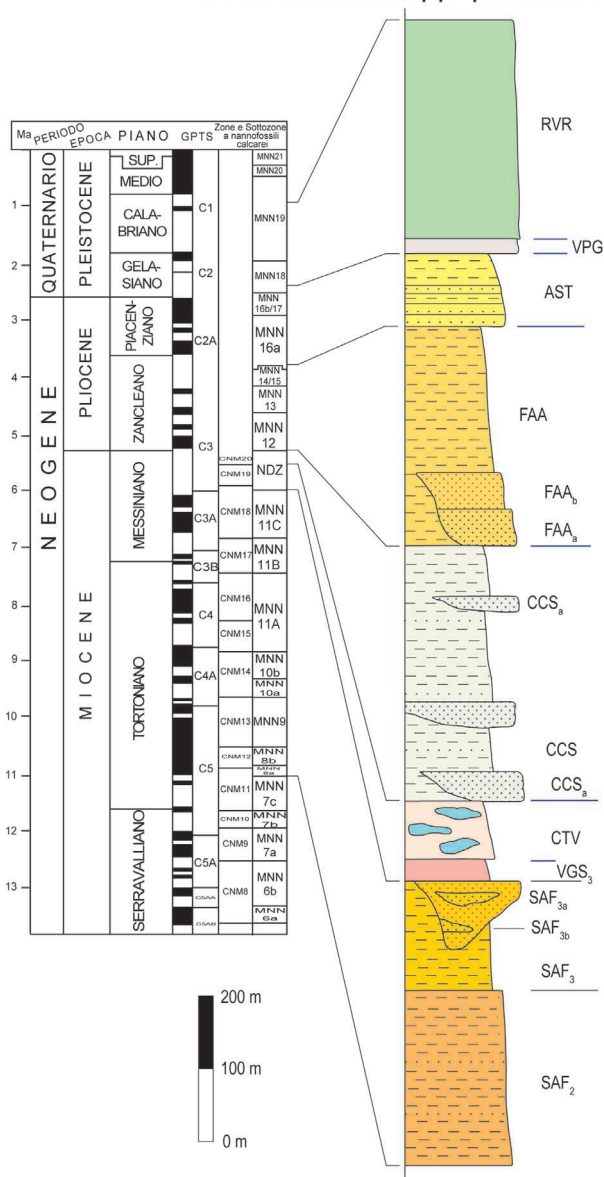


Fig. 17 - Colonnine stratigrafiche schematiche della Successione tortoniana p.p. - pleistocenica inferiore p.p. Le sigle delle formazioni sono le stesse utilizzate nella legenda del Foglio.

posizionare con chiarezza e omogeneità il limite fra le due porzioni e quindi di differenziare due membri, come nel caso del settore sud-orientale del Foglio. La stessa soluzione cartografica è stata adottata per il settore di Volpegolino e di Carbonara Scrivia - Mombisaggio (settore sud-orientale del Foglio), viste le pessime esposizioni della successione.

Nel settore nord-occidentale del Foglio, la porzione inferiore dell'unità è costituita da marne passanti a marne calcaree omogenee di colore grigio a stratificazione mal distinta, bioturbate e ricche in foraminiferi planctonici e bentonici; le caratteristiche litologiche sono simili alla parte alta delle sottostanti *marne di Mincengo* cui fanno seguito in graduale passaggio stratigrafico, localmente marcato da strati di sabbie fini massive grigio-giallastre. Nei dintorni di Mombisaggio, nella successione prevalentemente marnosa sono intercalati strati di silti e areniti grigio bruno, ricche di frammenti di gusci. La parte superiore delle *marne di Sant'Agata Fossili* è caratterizzata da marne argillose massive grigio-azzurre in cui compaiono intercalazioni pelitiche, ricche in sostanza organica e con laminazione millimetrica, sempre più frequenti verso l'alto (Fig. 18a). Questi sedimenti sono ricchi in foraminiferi, bivalvi, e gasteropodi (tra cui pteropodi) a guscio sottile sovente di colore rosato e otoliti.

Nel settore di Pecetto di Valenza - Montecastello, a più livelli stratigrafici della successione si intercalano intervalli centimetrici-pluridecimetrici diatomitici fittamente stratificati e finemente laminati (Fig. 18b) contenenti abbondanti resti di pesci e vegetali e caratteristici strati fini silicizzati, come per esempio si può osservare nei pressi di C. Guarnera, a SE di Pecetto di Valenza, ove questi depositi sono stati oggetto di approfonditi studi multidisciplinari



Fig. 18 - Affioramenti di marne di Sant'Agata Fossili (SAF) nello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello. (a) Marne argillose grigio-azzurre con intercalazioni pelitiche finemente laminate ricche in sostanza organica (qui visibilmente ossidata); località: rupe di Montecastello. (b) Cicli centimetrici-millimetrici di marne e diatomi fittamente stratificati e finemente laminati; località: Casa Sicherero a nord del Bric San Florio.

(STURANI & SAMPÒ, 1973; PAVIA, 1989; GAUDANT *et alii*, 2010; PELLEGRINO *et alii*, 2018, 2020a, 2020b). Agli intervalli diatomitici sono sovente associati livelli centimetrico-decimetrici a manganese, con caratteristico colore bruno-vinaccia. Depositi biogenici silicei analoghi e correlabili a questi sono presenti anche a sud del Foglio Tortona, nel *membro siltoso-arenitico* (SAF₂) delle *marne di Sant'Agata Fossili*, sia nei dintorni di Serravalle Scrivia (cfr. Foglio 195 Novi Ligure) presso Cappella Montei (BONCI *et alii*, 1991; BONCI, 1995) e Stazzano, che nelle *marne di Sant'Agata Fossili* affioranti più a ovest (cfr. Foglio 194 Acqui Terme) tra Nizza Monferrato e Orsara Bormida (D'ATRI *et alii*, 2016).

Nel settore di Pecetto di Valenza le *marne di Sant'Agata Fossili* poggiano con passaggio transizionale sulle *marne di Mincengo*; mentre spostandosi verso sud, nei dintorni del Bric Montalbano, la base dell'unità passa a una importante superficie di discordanza che determina la diretta sovrapposizione delle *marne di Sant'Agata Fossili*, caratterizzate da una marcata riduzione di potenza, sulle *argille varicolori di Cassio*. Nel settore di Mombisaggio e Volpeglino (a sud-est del Foglio), la formazione poggia in discordanza sulle *argille di Viano* dell'Unità Tettonica Cassio, sulla *Formazione di Ranzano* e sulle *arenarie di Monte Vallassa*. A tetto, le *marne di Sant'Agata Fossili* sono seguite da unità stratigrafiche diverse: nel settore nord-occidentale del Foglio sono seguite, con passaggio transizionale, dal *membro di Nizza Monferrato* della *formazione della Vena del Gesso* (Montecastello), o sono troncate dalle superfici erosionali (tra Fiondi e Rivarone) che delimitano le successive unità rappresentate dai *conglomerati di Cassano Spinola* (CCS) e dalla *litofacies conglomeratica-arenitica* delle *Argille Azzurre* (FAA_a). Nel settore di Tortona, al tetto la formazione è troncata in discordanza dal *complesso caotico della Valle Versa* (a sud di Paderna) e, localmente, dai *conglomerati di Cassano Spinola* (nei dintorni di Volpeglino).

Nel suo insieme, la formazione presenta significative variazioni di spessore. In particolare, nel settore di Montecastello, lo spessore complessivo della formazione è difficilmente determinabile in modo preciso per l'alto grado di deformazione e le pessime condizioni di affioramento, ma è geometricamente stimabile in circa 200 m. Nel settore di Pecetto di Valenza raggiunge in affioramento al massimo un centinaio di metri nei dintorni di Rivarone per aumentare progressivamente nel sottosuolo, verso sud, settori in cui raggiunge valori compresi tra i 200 e i 400 m. Nel settore di Tortona lo spessore è compreso tra qualche decina di metri e 250 m circa. Nel loro insieme le *marne di Sant'Agata Fossili* sono riferibili a un ambiente di scarpata, caratterizzata dall'abbondanza di depositi silicei biogenici.

Le associazioni a nannofossili calcarei permettono l'attribuzione delle *marne di Sant'Agata Fossili* all'intervallo Tortoniano p.p. - Messiniano inferiore. Nel dettaglio, la parte inferiore della formazione può essere riferita alla biozona CNM13 (MNN9) sulla base di associazioni caratterizzate dalla presenza di

H. stalis e *H. walbersdorfensis* con prevalenza di *H. stalis*, e presenza di *Discoaster bellus*. Verso l'alto la comparsa di *Minylitha convallis* associata a *H. stalis*, *Helicosphaera pacifica* e *Discoaster brouweri* permette di identificare la biozona MNN10 (CNM 14). La parte intermedia della formazione, caratterizzata dalla presenza di *H. carteri*, *Helicosphaera orientalis*, *Helicosphaera pacifica*, *H. stalis*, *Discoaster berggrenii*, *Discoaster quinqueramus*, *Discoaster pentaradiatus*, *D. exilis-variabilis*, può essere riferita alla biozona MNN11A (CNM16). La parte più alta della formazione è invece caratterizzata dalla presenza di frequente *Amaurolithus delicatus*, *Amaurolithus primus*, comuni *Scyphosphaera* spp. e *Pontosphaera* spp., *D. pentaradiatus*, *H. carteri*, abbondante *Reticulofenestra* < 5 µm, e *S. abies*, ed è quindi riferibile alla biozona CNM17 (MNN11B). Nei livelli sommitali della formazione, in corrispondenza del graduale passaggio al *membro di Nizza Monferrato* si riconosce la presenza di diatomee e nannofossili rimaneggiati.

I risultati ottenuti dalle analisi condotte sul gruppo dei foraminiferi planctonici confermano l'attribuzione cronostratigrafica ottenuta dall'analisi del nannoplancton calcareo. Infatti, le associazioni a foraminiferi, rinvenuti nei campioni provenienti dalla parte alta dell'unità, sono caratterizzate dalla presenza di *Bulimina*, *Cibicidoides*, *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia* (*Globorotalia miocenica mediterranea*, *G. menardi*, *G. scitula*, *Globorotalia suterae*), *Heterolepa*, *Lenticulina*, *Neoglobobadrina acostaensis*, *O. universa*, *Orbulina suturalis*, *Planulina*, *Turborotalita quinqueloba*. La presenza di *G. suterae* permette di riferire la parte alta della successione alle biozone MMI12B del Tortoniano superiore e MMI13A del Messiniano inferiore. I campioni provenienti dalla parte bassa dell'unità sono riferibili alla biozona MMI11 di LIRER *et alii* (2019) per la presenza di comuni esemplari di *N. acostaensis*, *G. menardi* s.l., *G. scitula*, *G. bulloides*, *Globigerinoides obliquus*, *O. universa*, *O. suturalis*.

Le caratteristiche delle associazioni a foraminiferi e ostracodi e i caratteri litologici permettono di riferire questi depositi a un ambiente marino profondo.

TORTONIANO p.p. - *MESSINIANO INFERIORE*

3.1.1. - *membro siltoso-arenitico (SAF₂)*

Questo membro presenta ottime esposizioni nei dintorni di Sarizzola dove affiora in vari calanchi, in particolare sul versante orientale di Costa di Val Grande. È costituito dalla fitta alternanza di siltiti, areniti medio-fini grigio chiaro-giallastre e marne siltoso-argillose in strati da centimetrici a decimetrici (Fig. 19a, b). Gli strati arenitici sono tabulari, da pluricentimetrici a decimetrici,

spesso gradati e con tetto laminato e ricchi di frammenti di bioclasti e resti vegetali (Fig. 19b). Nella parte bassa del membro gli strati arenitici sono più frequenti, con spessori maggiori (fino a 10-20 cm) e talvolta a base debolmente lenticolare ed erosiva, mentre nella parte alta prevalgono le siltiti e le marne siltose, mostrando quindi un *trend thinning upward*. Le siltiti e le marne siltose-argillose sono di colore grigio-bruno, intensamente bioturbate e generalmente ricche di frammenti di gusci, di foraminiferi e meno frequentemente di resti vegetali. Sono organizzate in banconi da medi a spessi, talvolta laminati, anche se generalmente l'intensa bioturbazione oblitera le strutture sedimentarie e anche la stratificazione, la quale è evidenziata solamente dall'alternanza con areniti. La costante presenza di superfici di strato bene evidenti è un carattere diagnostico per distinguerlo dal sovrastante *membro marnoso-pelitico*, che invece risulta malamente stratificato (vedi oltre). La porzione sommitale del membro è caratterizzata da frequenti discordanze angolari multiple (Fig. 19a), che corrispondono a nicchie di distacco di frane sottomarine (*slump scar*, CLARI & GHIBAUDO, 1979) e da accumuli di *slumping* e *debris flow* con aspetto caotico e con geometria lenticolare. Tali orizzonti caotici sono fortemente discontinui lateralmente e per questo difficilmente distinguibili in carta e si concentrano tra Sant'Alosio (nel Foglio Novi Ligure) e Costa di Val Grande, dove mostrano spessori di circa 30-50 m.

Il *membro siltoso-arenitico* mostra rapporti stratigrafici alla base con la *formazione di Serravalle*. Il contatto è di natura transizionale e avviene per il rapido aumento dei banconi di siltiti e di marne siltose bioturbate accompagnato dalla riduzione dello spessore degli strati di areniti. Verso l'alto il membro passa al *membro marnoso-pelitico* delle *marne di Sant'Agata Fossili* attraverso un contatto netto e brusco, che è posto in corrispondenza del passaggio a marne e marne argillose grossolanamente stratificate. È interessante notare che il tetto del *membro siltoso-arenitico* è posto a scala cartografica pochi metri al di sopra degli orizzonti a *slump scar* e dei corpi caotici. Lo spessore del membro è di circa 200-250 m (Fig. 19a, b). L'ambiente di deposizione era probabilmente una piattaforma esterna.

Dal punto di vista biostratigrafico, il membro è compreso nel Tortoniano in accordo con quanto proposto in letteratura (D'ONOFRIO *et alii*, 1975; GHIBAUDO *et alii*, 1985; FESTA *et alii*, 2015a). Le associazioni a nannofossili osservate nei campioni analizzati alla base e al tetto del membro presentano infatti delle associazioni riferibili alle biozone CNM13-CNM16 (MNN9 - MMN11A). La biozona CNM13 (MNN9) è stata riconosciuta sulla presenza di *Discoaster hamatus* in associazione con *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *C. pelagicus*, *Dictyococcites* < 5 µm, *D. exilis-variabilis*, *H. carteri*, *H. intermedia*, rara *H. stalis*, *Pontosphaera* spp., *Reticulofenestra*

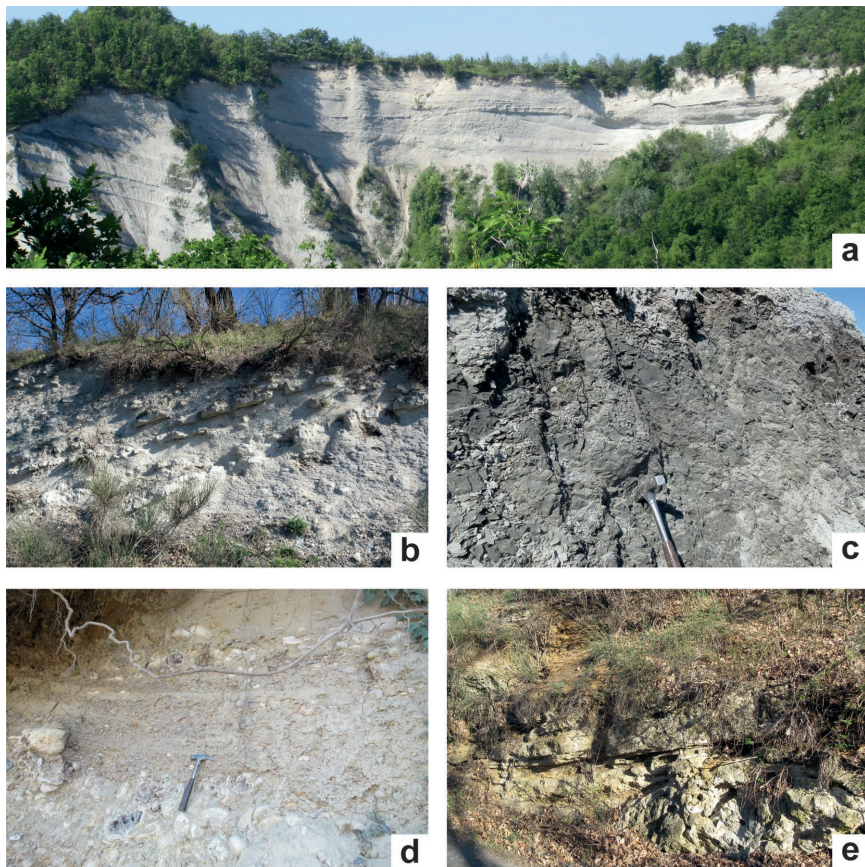


Fig. 19 - *Aspetto delle marne di Sant'Agata Fossili tra Avolasca e Villalvernia. (a) Panorama dell'affioramento del membro siltoso-arenitico (SAF₂) ben stratificato e caratterizzato da slump scar (a est di Sant'Alosio, Foglio Novi Ligure). (b) Fitta alternanza areniti-siltiti e marne siltose-argillose del membro siltoso-arenitico (a est di Sant'Alosio, Foglio Novi Ligure). (c) Marne argillose grigio-nerastre del membro marnoso-pelitico (SAF₃) a est di Passo Coppi. (d) Paraconglomerati passanti ad areniti grossolane della litofacies conglomeratica del membro siltoso-arenitico (SAF_{3b}) a est di Passo Coppi. (e) Contatto tra strati di conglomerati cementati e blocco di calcare a bioclasti (strada per Sant'Alosio).*

< 5 μm , *R. pseudoumbilicus*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Scyphosphaera* spp., *S. abies*, *S. moriformis*. Labiozona quicombinata CNM14-CNM15 (corrispondente alla biozona MNN10) è stata determinata sulla comparsa di *M. convallis*, la biozona CNM16 (MNN11A) su associazioni che contengono *C. leptoporus*,

Calcidiscus pataecus, *Dictyococcites* < 5 µm, *D. berggrenii*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster calcaris*, *D. exilis-variabilis*, *D. quinquerramus*, *D. pentaradiatus*, *Discoaster subsurculus*, *H. carteri*, *H. intermedia*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera* spp., *R. clavigera*, rara *R. pseudoumbilicus*, *Reticulofenestra* < 5 µm, *Scyphosphaera* spp., *S. abies*, *Sphenolithus neoabies*, *U. rotula*.

TORTONIANO p.p.

3.1.2. - *membro marnoso-pelitico* (SAF₃)

Il *membro marnoso-pelitico* è ottimamente esposto nel settore sud-orientale del Foglio tra Costa Vescovato e la Ripa dello Zolfo, dove affiora in estese zone calanchive. Nel dettaglio, gli affioramenti cartografati come *membro marnoso-pelitico* (SAF₃) nel Foglio Tortona venivano cartografati come membro superiore pelitico da GHIBAUDO *et alii* (1985) e da FESTA *et alii* (2015a).

Il *membro marnoso-pelitico* è costituito da marne e marne argillose grigio-scure e grigio-azzurre a stratificazione mal definita (Fig. 19c) con rari sottili livelli di siltiti sabbiose e areniti fini nella parte bassa (a sud Costa di Val Grande). Generalmente le marne sono relativamente ricche di foraminiferi, di frammenti di gusci e di resti vegetali. Nel settore della Ripa dello Zolfo, è importante segnalare l'abbondante presenza di concrezioni formate per la cementazione dei sedimenti marnosi a opera di fluidi metanici durante il Tortoniano superiore - Messiniano (vedi dettagli in DELA PIERRE *et alii*, 2007, 2010; FESTA *et alii*, 2007). Queste concrezioni sono concentrate nella parte alta del membro e mostrano generalmente un'orientazione ortogonale rispetto alle superfici di strato e forme variabili, da cilindriche a ellissoidali con lunghezza da decimetrica a metrica e diametro da pluricentrico a pluridecimetrico. Le caratteristiche del *membro marnoso-pelitico* suggeriscono la deposizione in ambiente di scarpata (GHIBAUDO *et alii*, 1985).

A sud di Costa Vescovato, sono state distinte una *litofacies arenitica* (SAF_{3a}) e una *litofacies conglomeratica* (SAF_{3b}). Queste litofacies corrispondono in gran parte al "Corpo Conglomeratico di Sant'Alosio" (*sensu* GHIBAUDO *et alii*, 1985; FESTA *et alii*, 2015a) e costituiscono un corpo a geometria lenticolare all'interno delle marne argillose del *membro marnoso-pelitico* (SAF₃). In particolare, nel settore a est di Mossabella, tale corpo è organizzato con la ripetizione ciclica di orizzonti a orto- e paraconglomerati, cartografati come la litofacies SAF_{3b} all'interno di alternanze di arenarie, peliti e siltiti, che compongono invece la *litofacies arenitica* SAF_{3a}. I conglomerati sono da *matrix-* a *clast-supported*, con matrice arenacea medio-grossolana e mostrano ciottoli da arrotondati a

subangolosi di dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche (Fig. 19d). Gli strati sono tipicamente a geometria lenticolare fortemente erosiva, generalmente amalgamati e gradati con una base conglomeratica passante verso l'alto ad areniti microconglomeratiche e arenarie grossolane-medie (Fig. 19d). Localmente, nella strada per Sant'Alosio sono presenti blocchi fino a 5-6 m di calcari a bioclasti, tra cui si riconoscono anche frammenti di rodoliti e alghe corallinacee (Fig. 19e). Tra i clasti dei conglomerati prevalgono calcari micritici, calcari fossiliferi, rocce silicee e arenarie giallastre, oltre a qualche ciottolo di roccia metamorfica. Localmente, le areniti associate ai conglomerati mostrano concentrazioni di frammenti di bioclasti in orizzonti lenticolari.

Il *membro marnoso-pelitico* poggia su diversi termini della successione stratigrafica e mostra delle variazioni di spessore significative. Infatti, nel settore a sud di Costa Vescovato poggia sul *membro siltoso-arenitico* e localmente sull'orizzonte a *slump* e *slump scar* che caratterizza tale membro con spessore di circa 100-150 m, mentre a nord di Paderna poggia direttamente sulla successione dell'Unità Cassio con spessori di qualche decina di metri. Queste evidenze cartografiche suggeriscono che la base del *membro marnoso-pelitico* delle *marne di Sant'Agata Fossili* corrisponda a una superficie di discontinuità stratigrafica con debole discordanza angolare. È inoltre interessante notare come la *litofacies conglomeratica* e la *litofacies arenitica* costituiscano dei corpi lenticolari che tendono a chiudersi contro superfici di faglia a direzione compresa tra ONO-ESE e NO-SE, suggerendo che si tratti di corpi canalizzati che rappresentano il riempimento di canali incisi parallelamente alle superfici di faglia (GHIBAUDO *et alii*, 1985; FESTA *et alii*, 2015a). Il contatto di tetto del membro è un contatto erosionale ad andamento irregolare rappresentato dalla base del *complesso caotico della Valle Versa*, che è sovrapposto sia al *membro marnoso-pelitico* che alle sue litofacies conglomeratica e arenitica.

Dal punto di vista biostratigrafico, i campioni raccolti alla base del membro hanno fornito associazioni che indicano il Tortoniano superiore - Messiniano inferiore (biozone CNM16-CNM17 MNN11A-MNNB). La biozona CNM16 (MNN11A) è stata riconosciuta per associazioni che contengono: *C. leptoporus*, *C. pataecus*, *Dictyococcites* < 5 µm, *D. bergrenii*, *D. brouweri*, *D. exilis-variabilis*, *D. pentaradiatus*, *Discoaster prepentaradiatus*, *D. quinqueramus*, *D. subsurculus*, *Discoaster surculus*, *Discoaster triradiatus*, *H. carteri*, *H. intermedia*, rara *H. pacifica*, rara *H. stalis*, *L. perdurum*, *Pontosphaera* spp., *R. clavigera*, *Reticulofenestra* spp., *Scyphosphaera* spp., *S. abies*, *U. rotula*. La biozona CNM17 (MNN11B) è stata riconosciuta sulla presenza di *A. delicatus* e *A. primus* in associazione con: *C. leptoporus*, *C. pataecus*, *C. pelagicus*, *Cryptococcolithus* sp., *Dictyococcites* sp., *D. berggrenii*, *D. brouweri*, *D. exilis-variabilis*, *D. pentaradiatus*,

D. prepentaradiatus, *D. quinquenarius*, *D. surculus*, *D. triradiatus*, *H. carteri*, *H. intermedia*, *Pontosphaera* spp., *R. clavigera*, *Reticulofenestra* < 5 μ m, *R. pseudoumbilicus*, *Scyphosphaera* spp., *S. abies*, *S. neoabies*, *S. moriformis*, *U. rotula*, *Umbilicosphaera sibogae*. Questi dati biostratigrafici sono in accordo con gli studi di DELA PIERRE *et alii* (2007, 2010) relativi alla zona della Ripa dello Zolfo.

TORTONIANO p.p. - MESSINIANO INFERIORE

3.2. - GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA

In questa unità litostratigrafica sono raggruppate le successioni di età Messiniano p.p. connesse alla Crisi di Salinità, che secondo il recente modello CIESM (2008) si sarebbe sviluppata attraverso tre stadi evolutivi: evaporiti primarie e peliti euxiniche tempo-equivalenti (deposte durante il primo stadio della crisi), evaporiti risedimentate (deposte durante il secondo stadio della crisi) e depositi terrigeni post-evaporitici (deposti durante il terzo stadio della crisi). L'unità è riportata tra le unità tradizionali formalizzate nel fascicolo VII, Quaderno 7, del SGN-ISPRA (ROVERI & MANZI, 2007). In particolare, nel Foglio Tortona il Gruppo della Gessoso-Solfifera è caratterizzato dal membro di Nizza Monferrato (**VGS₃**) della formazione della Vena del Gesso (**VGS**), affiorante solamente nello sperone di Valenza, dal complesso caotico della Valle Versa (**CTV**), affiorante solamente nello sperone di Tortona, e dai conglomerati di Cassano Spinola (**CCS**) (Fig. 17).

3.2.1. - formazione della Vena del Gesso (**VGS**)

I sedimenti evaporitici primari affioranti nei bacini sin-orogenici (episuturali e di *thrust-top*) del Piemonte meridionale e compresi tra il tetto delle *marne di Sant'Agata Fossili* e la base delle evaporiti risedimentate (*complesso caotico della Valle Versa*), sono stati recentemente riferiti alla formazione della Vena del Gesso (CLARI *et alii*, 2008; FESTA *et alii*, 2009; D'ATRI *et alii*, 2016; PIANA *et alii*, 2017), in accordo con la proposta di ROVERI & MANZI (2007), che ha suggerito di abbandonare la precedente dizione di "Formazione Gessoso-Solfifera", elevando l'unità a rango di gruppo.

I rilevamenti effettuati indicano che nel Foglio Tortona i classici banchi di gesso della formazione della Vena del Gesso non sono presenti e sono sostituiti da peliti euxiniche, interpretate in alcuni settori del BTP (DELA PIERRE *et alii* 2011, 2012) e ancor prima nell'avanfossa appenninica (ROVERI *et alii*, 2001, 2003; RICCI

LUCCHI *et alii*, 2002) come equivalenti laterali profondi delle evaporiti primarie, deposte ai margini dei bacini durante la prima fase della crisi di salinità (CIESM, 2008). In Piemonte, le facies evaporitiche primarie meglio sviluppate affiorano unicamente nel settore occidentale delle Langhe, nei dintorni di Alba (IRACE, 2004; IRACE *et alii*, 2005; DELA PIERRE *et alii*, 2011) così come lungo l'attuale margine meridionale della Collina di Torino e del Monferrato occidentale.

Da un punto di vista litostratigrafico, la successione pelitica euxinica presente nel Foglio Tortona può essere separata dai depositi marini delle *marne di Sant'Agata Fossili* e riferita al *membro di Nizza Monferrato* (VGS₃) della *formazione della Vena del Gesso* (VGS), in sintonia con la distinzione precedentemente effettuata durante i rilevamenti del Foglio Acqui Terme (D'ATRI *et alii*, 2016), con cui tale membro è stato informalmente introdotto per la prima volta. Per quanto riguarda il settore rilevato, si può ipotizzare che la graduale transizione verso ovest dai depositi distali del *membro di Nizza Monferrato* alle evaporiti marginali sia preservata nel sottosuolo della pianura alessandrina.

3.2.1.1. - membro di Nizza Monferrato (VGS₃)

Nella II^o edizione del Foglio 70 Alessandria, tale successione non veniva distinta dalle *marne di Sant'Agata Fossili*. I rilevati di dettaglio hanno però messo in evidenza e consentito di differenziare questa unità, dato che essa riveste un ruolo significativo dal punto di vista stratigrafico in quanto deposta durante il primo stadio della crisi di salinità del Messiniano, secondo quanto previsto dal recente modello evolutivo CIESM (2008). In questa sede si è deciso di utilizzare il termine *membro di Nizza Monferrato*, recentemente istituito nell'ambito del Foglio Acqui Terme (D'ATRI *et alii*, 2016), proprio per rimarcare la stretta analogia con la coeva successione affiorante nell'Alto Monferrato.

I sedimenti del *membro di Nizza Monferrato* affiorano solo nel quadrante nord-occidentale del Foglio nei pressi di Montecastello ove poggiano con contatto graduale sulle *marne di Sant'Agata Fossili* e sono seguiti, in discontinuità, dai *conglomerati di Cassano Spinola*.

Il *membro di Nizza Monferrato* presenta una potenza massima di circa 30 m e risulta nel complesso costituito da argille, silti e subordinate arenarie con stratificazione centimetrica molto ben sviluppata e laminazione millimetrica, che conferisce a tali depositi un aspetto "varvato". La caratteristica colorazione tabacco è molto variabile dal giallo bruno al crema e al grigio, localmente violacea. Ciò che contraddistingue questi depositi è la completa assenza di bioturbazione. Sono presenti lamine e gruppi di lamine, caratterizzate da un'abbondante concentrazione o interamente costituite da frustoli di diatomee. A questi sedimenti si intercalano, in misura subordinata, lamine millimetrico-

centimetriche costituite da gesso laminato microcristallino cumulitico (Fig. 20a). Alcuni livelli pelitici sono localmente cementati, costituendo masse diagenetiche carbonatiche stratiformi, con aspetto vacuolare in quanto caratterizzate da cavità prismatiche derivanti dalla dissoluzione di cristalli di gesso (carbonati “a gessi negativi”). Sono presenti intervalli di spessore centimetrico-decimetrico con stratificazione e laminazione convolute, interpretabili come livelli “slumpizzati”. I campioni sono risultati sterili per quanto riguarda i nannofossili calcarei e i foraminiferi planctonici.

I depositi del membro **VGS₃** possono essere riferiti a un contesto deposizionale collegato, ma diverso, rispetto a quello delle evaporiti primarie della *formazione della Vena del Gesso*. In particolare, il passaggio molto graduale ai sottostanti depositi pre-evaporitici delle *marne di Sant'Agata Fossili*, lo scarso sviluppo di depositi evaporitici primari e la presenza di sedimenti “slumpizzati” intra-formazionali, sono elementi a favore di un contesto relativamente profondo interessato da fenomeni di instabilità gravitativa.

MESSINIANO p.p.

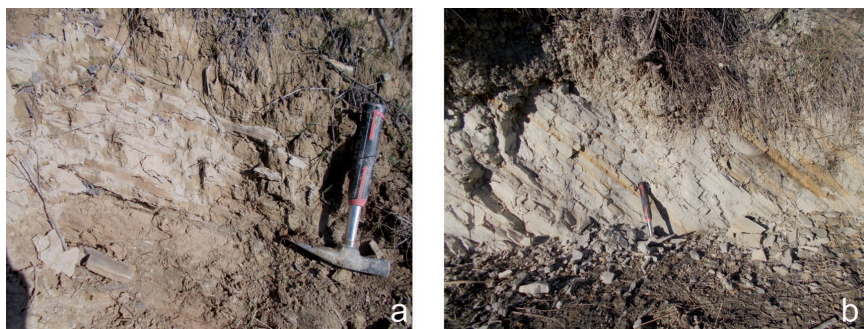


Fig. 20 - (a) Affioramento della formazione della Vena del Gesso, membro di Nizza Monferrato (**VGS₃**), costituito da argille, siltiti e subordinate arenarie con stratificazione centimetrica molto ben sviluppata e laminazione millimetrica, cui si intercalano subordinate lamine millimetrico-centimetriche, più sporgenti, costituite da gesso laminato microcristallino cumulitico; località: rupe di Montecastello. (b) Affioramento di conglomerati di Cassano Spinola (**CCS**), costituito da peliti di colore grigio, verdastro e azzurrognolo, fittamente stratificate, in cui sono intercalati strati centimetrici-decimetrici di areniti di colore da grigio a bruno giallastro, a laminazione piano-parallela; località: Montecastello-Borgo.

3.2.2. - complesso caotico della Valle Versa (CTV)

Il complesso caotico della Valle Versa affiora in una fascia a direzione circa NO-SE nel margine sud-orientale del Foglio, compresa all'incirca tra Paderna e

Mossabella. Tali affioramenti erano riferiti alla “Formazione Gessoso-Solfifera” nel Foglio 70 Alessandria della II° edizione della Carta Geologica d'Italia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969a). Più recentemente sono stati studiati in dettaglio da DELA PIERRE *et alii* (2007, 2010) e da FESTA *et alii* (2007, 2015a) e correlati per analogie litostratigrafiche al *complesso caotico della Valle Versa* introdotto nei Fogli Trino (DELA PIERRE *et alii*, 2003) e Torino Est (FESTA *et alii*, 2009) e riferito al Messiniano superiore post-evaporitico.

Si tratta di un deposito caotico costituito da blocchi eterogenei ed eterometrici disposti caoticamente all'interno di una matrice argillosa, con locali orizzonti arenitico-pelitici torbiditici (Fig. 21a). La matrice è in genere scarsamente affiorante. Nei rari affioramenti è costituita da argille nerastre con una tessitura debolmente brecciata con strutture di deformazione allo stato semiconsolidato e clasti argillosi-marnosi. I blocchi sono da metrici a pluriettometrici, raggiungendo quindi dimensioni cartografabili. La composizione e natura dei blocchi è stata studiata in dettaglio da DELA PIERRE *et alii* (2007, 2010) a cui si

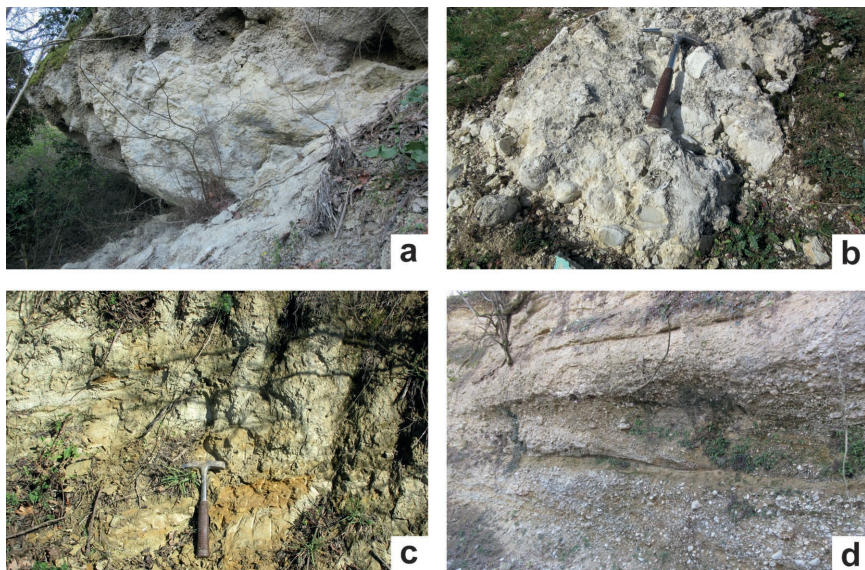


Fig. 21 - Aspetto del complesso caotico della Valle Versa CTV (a-b) e dei conglomerati di Cassano Spinola CCS (c-d). (a) Blocco di gesso selenitico (in alto) poggiante su torbiditi biancastre (al centro) a loro volta poggianti su breccie argillose grigiastre (in basso) a est di Cornigliasca. (b) Dettaglio di olistolite di calcari a Lucina (lu) nei pressi di Paderna. (c) Alternanza di peliti e siltiti bruno grigiastre con livelli di areniti bruno-giallastre (a est di Carezzano). (d) Alternanza di conglomerati in strati lenticolari e con laminazioni oblique della litofacies conglomeratico-arenitica CCS_a (Carezzano).

rimanda per una dettagliata descrizione. In carta sono stati cartografati i blocchi di dimensioni maggiori che comprendono gessi selenitici (**gs**), dolomie e calcari dolomitici vacuolari (**ce**), calcari e brecce calcaree con valve e modelli interni di *Lucina* sp. (**lu**, Fig. 21b) e calcari micritici fossiliferi (**mf**). Le caratteristiche della matrice, la composizione dei blocchi e la loro disposizione caotica nella matrice indicano che il *complesso caotico della Valle Versa* rappresenta un deposito da scivolamento gravitativo in massa (*mélange* sedimentario o olistostroma, *sensu* FESTA *et alii*, 2016), la cui messa in posto è associata all'intensa attività tettonica a scala regionale accompagnata dalla dissociazione di gas idrati presenti nei sedimenti (cfr. DELA PIERRE *et alii*, 2007).

Il *complesso caotico della Valle Versa* poggia attraverso una superficie di discontinuità sul *membro marnoso-pelitico* delle *marne di Sant'Agata Fossili*. Questa superficie rappresenta una discontinuità di natura erosionale, cui è associata una discordanza angolare, che si riconosce a scala regionale dal Monferrato al Bacino Terziario Piemontese s.s. e in Appennino Settentrionale (discontinuità intra-messiniana). La natura erosiva è messa in luce nell'area rilevata dalla chiara riduzione di spessore delle *marne di Sant'Agata Fossili* verso nord, a indicare la progressiva erosione del substrato su cui si mettevano in posto gli scivolamenti in massa che caratterizzano il *complesso caotico della Valle Versa*. Al tetto, questa unità passa invece ai *conglomerati di Cassano Spinola* attraverso una superficie di discontinuità. Nel Foglio Tortona, il complesso caotico della Valle Versa presenta potenza massima inferiore a 100 m.

L'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata per inquadramento stratigrafico e sulla base dei dati di letteratura (DELA PIERRE *et alii*, 2003, 2007).

MESSINIANO SUPERIORE

3.2.3. - conglomerati di Cassano Spinola (CCS)

Questa formazione affiora estesamente nel settore sud-occidentale dello sperone di Tortona, dove costituisce una fascia compresa tra Paderna a nord e Perleto a sud. È stata inoltre cartografata a Volpeglino, nel settore nord-occidentale dello sperone di Tortona. Affiora, seppur limitatamente, anche nel quadrante NO del Foglio (sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello), in una ristretta fascia orientata in direzione ovest-est nei dintorni di Rivarone, così come sulla sommità e lungo il versante orientale della collina di Montecastello.

Nella II° edizione del Foglio Alessandria della Carta Geologica d'Italia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969a), questo litosoma era già descritto e cartografato come "Conglomerati di Cassano Spinola".

Questa unità è in prevalenza caratterizzata da peliti e siltiti di colore grigio bruno e verdastro e da marne siltose e siltiti argillose grigio-chiaro azzurrognolo

(Fig. 21c), da massive a fittamente laminate, in cui sono intercalati strati centimetrici-decimetrici, da tabulari a debolmente lenticolari, di areniti di colore da grigio a bruno giallastro, massive o mostranti diversi tipi di lamine (convolute, oblique o piano-parallele; Fig. 20b). Sono presenti resti vegetali e frammenti di gusci di molluschi e ostracodi tipici di un ambiente acquatico continentale dulcicolo-salmastro (CCS).

All'interno della successione sono intercalati a differenti livelli stratigrafici dei corpi lenticolari di areniti e conglomerati (*litofacies conglomeratico-arenitica*, CCS_a) con spessore pluridecimetico ed estensione plurichilometrica (Fig. 21d). Questi corpi mostrano generalmente una chiara organizzazione latero-verticale. Sono infatti caratterizzati alla base da strati con base marcatamente erosionale di conglomerati con tessitura da *clast-* a *matrix-supported* e matrice arenacea che passano verso l'alto a strati da tabulari a debolmente lenticolari di areniti grossolane alternate a conglomerati che diminuiscono di spessore verso l'alto. Lateralmente uno stesso orizzonte della *litofacies conglomeratico-arenitica* è caratterizzato dalla progressiva diminuzione degli strati conglomeratici e la netta prevalenza di areniti grossolane-medie in strati generalmente spessi. I conglomerati mostrano talvolta una gradazione inversa dei clasti e delle laminazioni oblique a grande scala (Fig. 21d). I clasti sono prevalentemente di calcari, areniti, quarziti, serpentiniti e pietre verdi. Localmente gli orizzonti conglomeratico-arenacei incidono con la loro base erosionale la sottostante successione fino a poggiare direttamente sul *complesso caotico della Valle Versa* (Perleto e Carezzano).

La base dei conglomerati di *Cassano Spinola* costituisce una superficie di discontinuità erosionale correlabile a scala regionale che li pone a contatto con il *membro di Nizza Monferrato* (VGS₃ a Montecastello) e anche direttamente con le *marne di Sant'Agata Fossili* (a NO di Rivarone e a Volpeglino). Al tetto, l'unità passa attraverso un contatto brusco e netto alle *Argille Azzurre* plioceniche. Il suo spessore è variabile nell'areale del Foglio. Nel quadrante sud-orientale è compreso tra 10 e 50-60 m nei pressi di Volpeglino e tra 100 e 450 m tra Paderna e Perleto, dove si osserva un progressivo inspessimento verso sud. Per quanto riguarda il quadrante nord-occidentale del Foglio, lo spessore osservabile nei dintorni di Montecastello, ove non è esposto il passaggio alle *Argille Azzurre*, è stimabile in circa 40 m, mentre la lente conglomeratica a NO di Rivarone compresa tra le *marne di Sant'Agata Fossili* e le *Argille Azzurre* raggiunge in affioramento spessori massimi di circa 15-20 m. La *litofacies conglomeratica* aumenta leggermente di potenza verso sud, nel sottosuolo (70-80 m), dove è probabile un passaggio eteropico alle facies pelitico-arenitiche (CCS), affioranti a Montecastello a tetto del *membro di Nizza Monferrato* (VGS₃).

Dal punto di vista biostratigrafico, lo studio dei sedimenti marnosi e pelitico-

marnosi ha fornito associazioni a nannoplancton tipicamente rimaneggiate che comprendono forme dal Cretacico al Miocene Inferiore (soprattutto Burdigaliano-Langhiano). Le analisi sugli ostracodi, nello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello hanno evidenziato la presenza di forme sia dulcicole che salmastre (e.g. *Cyprideis* e *Loxoconcha*), riferibili a un ambiente transizionale (estuario?) che non comprendono però le forme paratetidee tipiche del “Lago-Mare” (“p-ev₂” *sensu* ROVERI *et alii*, 1998, 2001 e RICCI LUCCHI *et alii*, 2002). Sulla base delle evidenze cartografiche e della correlazione stratigrafica con depositi analoghi, la formazione è riferibile al Messiniano superiore “post-evaporitico”.

Le caratteristiche del deposito così come il contenuto fossilifero tipico di acque dulcicolo-salmastre suggeriscono in generale una sedimentazione in un ambiente transizionale e, più nello specifico, di delta-conoide caratterizzato dalla sedimentazione di depositi da *debris flow* e fluviali (CCS_a) in uno specchio d'acqua lacustre-lagunare (GHIBAUDO *et alii*, 1985).

MESSINIANO SUPERIORE

3.3. - ARGILLE AZZURRE (FAA)

Le *Argille Azzurre* affiorano sia nel quadrante nord-occidentale del Foglio (sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello) che in quello sud-orientale (sperone di Tortona) con esposizione generalmente di scarsa qualità. Nel primo settore sono presenti nell'area compresa fra Rivarone a NE, Madonna di San Zeno a ovest e Montecastello a sud. Nello sperone di Tortona sono state cartografate nel settore sud-occidentale nei rilievi collinari tra Villalvernia, Paderna e Carezzano. Inoltre, la formazione affiora a Volpeglino, nel settore nord-orientale dello sperone di Tortona, dove è stata osservata e campionata all'interno dello scavo temporaneo in un cantiere per il rifacimento delle fondamenta di un caseggiato e lungo l'alveo del T. Curone.

Gli affioramenti riferibili a questa formazione, nella II° edizione della Carta Geologica d'Italia venivano indicati come “Argille di Lugagnano” e attribuite al Pliocene. Nel rispetto di quanto proposto dalla Commissione Italiana di Stratigrafia, secondo le cui indicazioni la formazione delle “Argille di Lugagnano” cade in sinonimia con le *Argille Azzurre*, unità tradizionale di rango formazionale ampiamente utilizzata nella letteratura geologica piemontese, in analogia con i più recenti Fogli Torino Est, Trino, Voghera e Acqui Terme (DELA PIERRE *et alii*, 2003; FESTA *et alii*, 2009; VERCESI *et alii*, 2014; D'ATRI *et alii*, 2016), viene qui adottato il termine di *Argille Azzurre* per evitare la proliferazione di nomi locali e consentire le correlazioni tra le successioni a più ampia scala.

Le *Argille Azzurre* sono prevalentemente costituite da marne argilloso-siltose e argille marnose di colore grigio-azzurro bioturbate (Fig. 22c), con foraminiferi e talvolta ricche di frammenti di gusci di bivalvi e di resti vegetali. La stratificazione è generalmente mal definita e talvolta evidenziata da sottili livelli di siltiti e sabbie fini brune intercalate tra spessi orizzonti di marne argillose e argille. La parte alta della formazione, presente unicamente nel settore orientale del Foglio (T. Curone), è caratterizzata da argille sabbiose e siltiti con intercalazioni di livelli sabbiosi bioturbati. Localmente le sabbie mostrano abbondanti frammenti di gusci e foraminiferi e raggiungono spessori di qualche metro (Rio di Castellania) (**FAA**).

Nella parte inferiore dell'unità si intercalano due litofacies verticalmente sovrapposte: una *litofacies conglomeratico-arenitica* (**FAA_a**) inferiore, seguita in continuità da una *litofacies marnoso-arenitica* (**FAA_b**). Esse affiorano in corrispondenza del settore nord-occidentale del Foglio ove sono ben distinguibili e tracciabili lateralmente dal punto di vista cartografico e definiscono un ciclo di tipo *fining- e deepening-upward*.

In affioramento, la *litofacies conglomeratico-arenitica* (**FAA_a**; Fig. 22a) mostra spessori compresi tra 30 e 50 m (Fig. 17) ed è costituita da un intervallo conglomeratico basale a base erosiva, seguito verso l'alto da arenarie e litareniti dal caratteristico colore giallastro. I conglomerati sono clasto-sostenuti o a matrice arenitica, e generalmente assai mal esposti. Ove meglio osservabili (ad es. lungo il greto del F. Tanaro, a Rivarone e in una proprietà privata in destra orografica del Rio delle Redini, nei pressi di Madonna di San Zeno) sono organizzati in corpi medi-spessi a geometria lenticolare, massivi e disorganizzati oppure caratterizzati da embricatura dei ciottoli; localmente contengono abbondanti molluschi marini gasteropodi, bivalvi (anche di dimensione pluricentrica), tra cui teredini. I ciottoli e i clasti della matrice sono costituiti da micriti, siltiti calcaree e calcareniti scure (tipo *flysch a Elmintoidi*), litareniti, serpentiniti, quarziti e subordinate metabasiti listate e gabbri. Gli strati conglomeratici sono di solito amalgamati, ma localmente si intercalano intervalli decimetrici discontinui di arenarie e peliti, contenenti gusci di molluschi terrestri in cattivo stato di conservazione, oltre a foraminiferi e nannofossili rielaborati (comprendenti forme paleogeniche e neogeniche). Le sabbie e le areniti a tetto dei conglomerati sono organizzate in strati medi e spessi amalgamati, in cui sono localmente presenti lamine oblique a festoni, oppure separati da intervalli composti di peliti e areniti fittamente stratificate e laminate.

La *litofacies marnoso-arenitica* (**FAA_b**; Fig. 22b) ha potenza variabile tra 30 e 150 m (Fig. 17) ed è costituita da un'alternanza di areniti medie gialle in strati di potenza decimetrica-metrica e gruppi di strati decimetrici di marne, siltiti calcaree color tabacco e areniti fini. I livelli arenitici sono normalmente gradati



Fig. 22 - Argille Azzurre dello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello. (a) litofacies conglomeratico-arenitica (**FAA_a**): conglomerati clast-supported organizzati in corpi medi-spessi a geometria lenticolare, caratterizzati da embricatura dei ciottoli e contenenti abbondanti gasteropodi e bivalvi marini (riquadro a sinistra in basso); località: F. Tanaro, imbarcadere di Rivarone. (b) litofacies mamoso-arenitica (**FAA_b**): alternanza, con giacitura rovesciata, di areniti medie gialle in strati di potenza decimetrica-metrica e gruppi di strati decimetrici di marne, siltiti calcaree color tabacco e areniti fini con abbondanti foraminiferi e pteropodi; località: Madonna di San Zeno. (c) Marne argilloso-silteose e argille marnose grigio-azzurre bioturbate a stratificazione mal definita, con abbondanti foraminiferi, bivalvi e resti vegetali (**FAA**); località: meandro del F. Tanaro a est di C. Bernardo.

e contengono *clay-chips*. Gli intervalli più fini possono mostrare treni di *ripple*, lamine convolute e fini bioturbazioni; contengono abbondanti molluschi a guscio sottile, tra cui pteropodi e foraminiferi bentonici e planctonici.

A causa della parziale somiglianza sedimentologica e composizionale, nella II° edizione del Foglio Alessandria gli affioramenti attribuiti a queste due litofacies

venivano cartografati come “Conglomerati di Cassano Spinola”. Nonostante nell’area cartografata siano preservate solo poche evidenze stratigrafiche, i dati cartografici di dettaglio raccolti all’estremità nord-occidentale del Foglio (tra Campoleso e Madonna di San Zeno) indicano che la base della *litofacies conglomeratico-arenitica* (**FAA_a**) sia erosiva su pochi metri di *Argille Azzurre* (**FAA**), permettendo così di attribuire al ciclo pliocenico sia questa litofacies che quella marnoso-arenitica sovrastante. Questa assegnazione è inoltre corroborata dal riconoscimento al loro interno delle evidenze sedimentologiche e biostratigrafico-paleontologiche sopra descritte, indicative di un ambiente marino.

Le due litofacies, che nel Foglio Tortona possono agevolmente essere cartografate in maniera separata, sono nel loro insieme correlabili con i *conglomerati di Mondondone* (**FAA_a** del Foglio 178 Voghera), litofacies istituita da VERCESI *et alii* (2014), estesamente affiorante nella fascia pedecollinare del Foglio Voghera, ove è rappresentata dalla evidente ripetizione ciclica di più unità stratigrafiche a base erosiva composte da una porzione basale grossolana (conglomeratico-arenacea) e da un tetto pelitico-arenaceo, che però nel Foglio Voghera sono state cartografate unitariamente.

Nei settori in cui la parte più antica e inferiore delle *Argille Azzurre* è rappresentata da successioni marnoso-argillose (condizione che si presenta più regolarmente nel settore sud-est del Foglio), il loro contatto stratigrafico basale sui *conglomerati di Cassano Spinola* risulta netto. Nei settori in cui la parte inferiore delle *Argille Azzurre* è rappresentata dalla *litofacies conglomeratico-arenitica* (quadrante nord-occidentale del Foglio), il contatto basale dell’unità corrisponde a una superficie erosionale irregolare, cui è localmente associata una debole discordanza angolare, che incide le *marne di Sant’Agata Fossili* (**SAF**, settore tra Pecetto di Valenza e Fiondi). La superficie basale risulta invece difficilmente cartografabile, e diviene incerta, laddove la *litofacies conglomeratico-arenitica* (**FAA_a**) poggia direttamente sulla simile, ma più vecchia, *litofacies conglomeratico-arenitica* (**CCS_a**) dei *conglomerati di Cassano Spinola*. Nel settore di Volpedo (T. Curone), ove è esposta esclusivamente la parte superiore e più giovane della formazione, il contatto basale delle *Argille Azzurre* non è affiorante.

Al tetto, le *Argille Azzurre* sono seguite in discontinuità dalle *sabbie di Asti*, attraverso un contatto netto, localmente erosivo, corrispondente a una discordanza angolare. Lo spessore complessivo dell’unità è di circa 200-300 m nei settori collinari; tuttavia, esso raggiunge valori decisamente superiori al di sotto delle aree di pianura, come nel settore orientale del Foglio in cui lo spessore è geometricamente stimabile in circa 600 m (Fig. 17).

Dal punto di vista biostratigrafico le associazioni a nannofossili e a foraminiferi esaminate permettono un’attribuzione delle *Argille Azzurre* rispettivamente alle

biozone CNPL1 (MNN12) e CNPL2 (MNN13) e MPL1-MPL2/3 dello Zancleano, in accordo con i dati di letteratura (DELA PIERRE *et alii*, 2003; FESTA *et alii*, 2009; VERCESI *et alii*, 2014). In particolare, le litofacies **FAA_a** e **FAA_b** risultano limitate alla biozona CNPL1 (MPI1-MPI2 *p.p.*, per i foraminiferi).

La biozona CNPL1 è stata riconosciuta sulla presenza di *Ceratolithus acutus* in associazione con: *A. delicatus*, *A. primus*, *Amaurolithus tricorniculatus*, *C. leptoporus*, *C. macintyreii*, *C. pataecus*, *C. pelagicus*, *Dictyococcites* < 5 µm, *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. triradiatus*, *D. variabilis*, *H. carteri*, *H. intermedia*, *L. perdurum*, *Reticulofenestra* < 5 µm, *Pontosphaera* spp., *R. pseudoumbilicus*, *Reticulofenestra zancleana*, *Scyphosphaera* spp., *S. abies*, *S. moriformis*, *S. neoabies*, *Triquetrorabdulus rugosus*. Le associazioni che hanno permesso l'attribuzione alla biozona CNPL2 contengono: *C. leptoporus*, *C. pataecus*, *Ceratolithus* sp., *C. pelagicus*, *Dictyococcites* < 5 µm, *D. pentaradiatus*, *Helicosphaera sellii*, *Reticulofenestra* < 5 µm, *R. pseudoumbilicus*, *S. abies*, *S. moriformis*, *S. neoabies*.

Le analisi micropaleontologiche effettuate hanno permesso di riconoscere le biozona MPI1 per la presenza nei campioni di comuni esemplari di *Sphaeroidinellopsis* s.l., associati a *G. bulloides*, *G. obliquus*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides* spp., *G. scitula*, *N. acostaensis*, *O. universa*, *O. suturalis*.

La biozona MPI2 è stata individuata sulla presenza di *Globorotalia margaritae* e *Sphaeroidinellopsis seminulina* in associazione con *Globigerina bulloides*, *G. obliquus*, *G. quadrilobatus*, *Globigerinoides* spp., *G. scitula*, *N. acostaensis*, *O. universa*, *O. suturalis*. La biozona MPI3 è stata riconosciuta per la presenza di *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia puncticulata* in associazione con *G. bulloides*, *G. obliquus*, *G. quadrilobatus*, *Globigerinoides* spp., *G. scitula*, *N. acostaensis*, *O. universa*, *O. suturalis*, *S. seminulina*. Dal punto di vista paleoambientale risultano significative le associazioni a ostracodi rinvenute, caratterizzate da *Bairdia*, *Henryhowella*, *Cytherella dominicana*, *Krithe*, *Parakrithe*, *Bythocypris producta*, *Agrenocythere pliocenica* che hanno consentito di riferire l'unità investigata a un ambiente marino profondo, con batimetrie tipiche della zona neritica esterna e dell'epibatiale superiore.

I campioni relativi ai termini stratigraficamente più alti di questa unità (affioranti unicamente lungo la sezione del T. Curone) sono caratterizzati dalla presenza di associazioni a nannofossili con forme rielaborate e associazioni microfossilifere ricche in ostracodi, foraminiferi bentonici e povere in foraminiferi planctonici. Sono stati riconosciuti esemplari appartenenti ad *Ammonia beccarii*, *Cassidulina*, *Dorothia*, *Elphidium crispum*, *Globobulimina* cf. *affinis*, *Nonion boueanum*, *Neoconorbina* cf. *terquemi*, *G. bulloides*, *G. obliquus*, *Globigerinoides* spp., *N. acostaensis*, *Orbulina* spp.

Le ostracofaune rinvenute nei medesimi livelli stratigrafici sono rappresentate da *Aurila convexa*, *Aurila* spp., *Carinocythereis princeps*, *Costa batei*, *Ionicythere reticulata*, *Leptocythere bacescoi*, *Palmoconcha* cf. *agilis*, *Pontocythere turbida*. La presenza di *G. obliquus*, di *G. quadrilobatus*, se effettivamente autoctoni e di alcune specie di ostracodi, biostratigraficamente significative, come *L. bacescoi*, *P. turbida*, permettono di riferire questi livelli stratigrafici al Piacenziano.

Le *Argille Azzurre* sono interpretabili come depositi emipelagici, ascrivibili a un ambiente marino relativamente profondo, perlopiù variabile tra il circalitorale esterno e il batiale (piattaforma esterna/scarpata), contrassegnato dallo sviluppo di depositi marginali, nella fattispecie riferibili a delta-conoidi sommersi (**FAA_a**, **FAA_b**), che nel complesso mostrano una evoluzione trasgressiva, passando da depositi essenzialmente ghiaiosi e sabbiosi a depositi marnoso-arenitici, fino a marnosi, a testimoniare il generale e rapido allontanamento delle fonti clastiche. La rapida trasgressione viene poi seguita da una importante fase regressiva che determina, per quanto riguarda la parte più recente dell'unità, la deposizione di sedimenti di piattaforma interna, affioranti unicamente nel settore orientale del Foglio.

È la prima volta che in questo settore vengono riconosciuti depositi marginali di *fan-delta* nel Pliocene Inferiore. Essi occupano la stessa posizione stratigrafica e sembrano avere lo stesso significato dei depositi a granulometria grossolana descritti nel pedeappennino parmense (Val Sporzana; ARTONI, 2003) e attribuiti alla formazione di Vernasca (SNV) nel Foglio 199 Parma Sud (DI DIO *et alii*, 2005a).

ZANCLEANO - PIACENZIANO p.p.

3.4. - SABBIE DI ASTI (AST)

Le *sabbie di Asti* sono arealmente poco affioranti sia nel quadrante sud-orientale (sperone di Tortona) che in quello nord-occidentale (sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello) del Foglio. Gli affioramenti attribuiti alle *sabbie di Asti* venivano classificati come “Argille di Lugagnano” e *Argille Azzurre* nelle precedenti edizioni della Carta Geologica d'Italia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969a) e nella cartografia geologica di dettaglio (FESTA *et alii*, 2015a). Questa importante discrepanza è dovuta alla scarsa percentuale di affioramento dell'unità.

Nello sperone di Tortona sono state cartografate nei dintorni di Villalvernia, in prossimità dello sbocco della vallecchia del Rio Vaccaruzza nel settore di pianura alluvionale del T. Scrivia e in due affioramenti lungo le scarpate dei terrazzi del T. Scrivia stesso. Gli affioramenti del Rio Vaccaruzza sono stati

recentemente studiati per il loro eccezionale contenuto fossilifero attraverso la realizzazione di uno scavo paleontologico che ha messo in luce l'appoggio basale delle *sabbie di Asti* sulle *Argille Azzurre* (PAVIA *et alii*, 2022). Inoltre, le *sabbie di Asti* sono state cartografate lungo il T. Curone circa 1 km a nord di Volpedo, dove il torrente incide per un tratto di qualche centinaio di metri la successione pliocenico-pleistocenica (Fig. 23). Nello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello affiorano invece solo presso Rivarone, in corrispondenza di una sezione ancora abbastanza ben esposta, già oggetto di studi riguardanti le associazioni a brachiopodi e molluschi (BENIGNI & ROBBA, 1988).

La parte basale delle *sabbie di Asti* nell'affioramento di Rio Vaccaruzza è costituita da sabbie siltose da ocre a grigio-brune ricche in macrofossili, che comprendono molluschi, briozoi e rari brachiopodi ed echinidi (PAVIA *et alii*, 2022). Nella sezione del T. Curone (Fig. 23), invece, le *sabbie di Asti* sono costituite da corpi decametrici di conglomerati, localmente cementati, organizzati in strati da medi a spessi e amalgamati, passanti verso l'alto a un'alternanza di siltiti, sabbie e marne sabbiose grigio-brune e subordinate lenti conglomeratiche. I conglomerati hanno tessitura generalmente *clast-supported* e matrice arenacea. Frammenti di gusci di bivalvi sono comuni sia nei conglomerati che nelle siltiti e nelle marne sabbiose, in cui sono anche presenti abbondanti foraminiferi e resti di vegetali. I ciottoli dei conglomerati sono da centimetrici a pluridecimetrici e comprendono calcari e calcareniti grigie assimilabili a generici *flysch a Elmintoidi* delle Unità Liguri Esterne. Spesso gusci di molluschi incrostano la superficie dei ciottoli.

Nel settore di Rivarone, l'unità è rappresentata da una successione *fining-upward* (Fig. 24), costituita, nella parte inferiore, da sabbie quarzose da fini a grossolane, di colore variabile dal grigio al giallo, in strati amalgamati da medi a spessi. Le sabbie si presentano intensamente bioturbate, debolmente laminate e localmente includono livelli micro-conglomeratici. Verso l'alto, le sabbie passano gradualmente ma in breve spazio a siltiti a stratificazione sottile. Il contenuto fossilifero è rappresentato da brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, serpulidi e foraminiferi bentonici e planctonici.

La base delle *sabbie di Asti* è stata osservata in affioramento lungo il T. Curone, dove si presenta come una superficie netta e discordante sulle *Argille Azzurre*. Tale superficie è interpretabile come una discordanza angolare, vista la discordanza tra le giaciture delle due formazioni e la natura erosiva dei conglomerati alla base delle *sabbie di Asti*. Questi dati concordano con i risultati dello scavo paleontologico condotto da PAVIA *et alii* (2022), dove la base delle *sabbie di Asti* viene descritta come una superficie irregolare ed erosionale, caratterizzata da una riduzione del tasso di sedimentazione e interpretata come una superficie di discontinuità, in



Fig. 23 - Esteso affioramento di sabbie di Asti messo in luce lungo il T. Curone a NO di Volpeglino per effetto del repentino approfondimento dell'alveo. (a) Alternanza di livelli sabbiosi e conglomeratici fortemente cementati. (b) Dettaglio di un livello conglomeratico. (c) Livello di spessore plurimetrico costituito da abbondanti macroresti vegetali posizionato a poche decine di metri dal passaggio delle sabbie di Asti alla sovrastante unità di Rivarone.

accordo con quanto proposto in altri settori dell'Appennino Settentrionale (RAFFI *et alii*, 1989). A Rivarone, anche se il contatto basale non è direttamente osservabile, i dati giacitureali e cartografici sembrano in effetti evidenziare un appoggio discordante su diversi termini delle *Argille Azzurre*. Il limite superiore è con l'*unità di Rivarone* ed è stato cartografato lungo il T. Curone e a Rivarone anche se non è esposto in affioramento. Esso corrisponde a una discordanza stratigrafica per la diversa orientazione degli strati a tetto e letto di esso e per il passaggio a una successione continentale-transizionale che caratterizza l'*unità di Rivarone*. Lo spessore delle *sabbie di Asti* è difficilmente

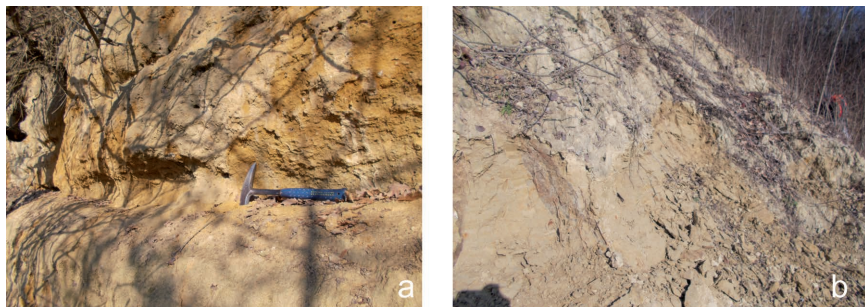


Fig. 24 - Affioramento di sabbie di Asti nello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello. (a) Sabbie quarzose da fini a grossolane, di colore variabile dal grigio al giallo, in strati amalgamati da medi a spessi, debolmente laminati e intensamente bioturbati. (b) Siltiti grigie a stratificazione sottile; il contenuto fossilifero è rappresentato da brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, serpulidi e foraminiferi bentonici e planctonici; località: Cascina Conti - Rivarone.

stimabile per la mancanza di sezioni affioranti continue e per la troncatura erosionale al tetto a opera dei sedimenti fluviali quaternari. È stimabile in valori compresi tra 30-40 m e un centinaio di metri (Fig. 17).

Le analisi micropaleontologiche hanno evidenziato nel settore a ovest del Tanaro (area di Rivarone) associazioni a nannofossili rappresentate prevalentemente da forme rimaneggiate del Cretacico, del Paleogene e del Miocene, ma caratterizzate anche dalla presenza di *Pseudoemiliania lacunosa* alla base della formazione, indicandone chiaramente un'età tardo zancleana. In questo settore gli intervalli stratigraficamente più alti osservabili dell'unità sono invece caratterizzati dalla presenza di *C. macintyre*, scarso *D. pentaradiatus*, *Discoaster tamalis*, *Gephyrocapsa* < 3.5 μm (la comparsa del genere è riferita a circa 3,5 Ma), *H. carteri*, *H. sellii*, *P. lacunosa*. L'associazione a nannofossili calcarei individuata permette quindi di riferire la formazione alle biozone CNPL3 (MNN14-15) e CNPL4 (MNN16A) del tardo Zancleano-Piacenziano.

Nel settori orientali (T. Curone), le analisi micropaleontologiche hanno evidenziato la presenza di associazioni a foraminiferi e ostracodi ricche e diversificate. Fra i foraminiferi si segnalano *Ammonia beccarii*, *Cassidulina neocarinata*, *Dorothia* sp., *E. crispum*, *Globobulimina* cf. *affinis*, *N. boueanum*, *Neoconorbina* cf. *terquemi*, *G. bulloides*, *Globigerina* spp., *G. obliquus*, *Neogloboquadrina*, *Orbulina* spp. Gli esemplari relativi a specie planctoniche sono risultati rari e scarsamente conservati, quindi verosimilmente trasportati. Gli ostracodi sono rappresentati da *Aurila lanceaeformis*, *L. bacescoi*, *Leptocythere transiens*, *Leptocythere ramosa*, *Xestoleberis communis*, *Palmoconcha* sp., *P. turbida*, *Callistocythere* sp. In particolare, la presenza di *G. obliquus* e di

A. lanceaeformi, *P. turbida*, *Leptocythere bacescoi*, *L. transiens*, *I. reticulata*, *Palmoconcha agilis*, permette di riferire l'associazione a un intervallo di tempo compreso tra il Piacenziano e il Gelasiano p.p. (MPI5a), indicando una diacronia della discontinuità basale della formazione, con suo ringiovanimento verso est. Tale ipotesi risulta in accordo con quanto già evidenziato nel settore sud-orientale del Foglio da PAVIA *et alii* (2022), che attribuiscono la base delle *sabbie di Asti* alla parte intermedia del Piacenziano.

Nel loro complesso, le *sabbie di Asti* sono ascrivibili a un ambiente deposizionale di piattaforma, tra la zona infralitorale e quella circalitorale. In base alle associazioni a brachiopodi e molluschi BENIGNI & ROBBA (1988) proponevano paleobatimetrie intorno ai 150 metri (parte profonda del piano circalitorale), e un ambiente aperto per i sedimenti sabbiosi della parte inferiore delle *sabbie di Asti* di Rivarone, interpretandoli come depositi di piattaforma esterna, mista (silicoclastico-carbonatica). In questo settore, a testimonianza del generalizzato *trend* regressivo pliocenico, si assiste a un cambio nel tipo di alimentazione dei sedimenti, manifestato da un notevole aumento verso l'alto della frazione fangosa, verosimilmente legato a una diminuzione dell'energia ambientale (indebolimento delle correnti di fondo) e a una concomitante diminuzione batimetrica (BENIGNI & ROBBA, 1988). L'abbondanza di foraminiferi bentonici, ostracodi e di resti vegetali riscontrata nei sedimenti pelitico-sabbiosi del T. Curone indicano invece un ambiente marino riconducibile alla parte meno profonda della zona neritica e prossimo alla costa. Tale interpretazione è suffragata, per quanto riguarda sia i settori orientali che sud-orientali del Foglio, dalla presenza di depositi sabbiosi e conglomeratici, probabilmente controllati da piene fluviali (e.g. PAVIA *et alii*, 2022).

ZANCLEANO p.p. - GELASIANO p.p.

3.5. - UNITÀ DI VOLPEGLINO (VPG)

Depositi fluviali a supporto di clasti, costituiti da una prevalente frazione ghiaiosa minuta e da una subordinata matrice sabbiosa (Fig. 25). Clasti da subarrotondati ad arrotondati, costituiti da una preponderante percentuale di elementi di composizione carbonatica, subordinatamente ofiolitica e infine da una significativa percentuale (15-20%) di clasti quarzosi. La stratificazione è localmente appena percettibile e i sedimenti non appaiono mai cementati.

Lo spessore massimo dell'unità è di circa 15-20 m.

Privi di una propria espressione morfologica, questi sedimenti sono localizzati lungo il margine nord-orientale delle dorsali collinari situate nei



Fig. 25 - *Affioramenti dell'unità di Volpeglino. Ghiaie minute con abbondante quarzo affioranti nei pressi di Volpeglino alla base del rilievo quotato 266 m (a) e poche decine di metri a nord dell'abitato (b).*

pressi dell'abitato di Volpeglino, tra gli sbocchi in pianura delle valli dei torrenti Grue e Curone.

Pur in assenza di chiari elementi giaciturali, l'*unità di Volpeglino* sembrerebbe poggiare in discordanza sulle unità miocenico-pleistoceniche (cfr. Sez. C-C' del Foglio di sottosuolo). Il limite superiore dell'unità corrisponde a una superficie di discontinuità erosiva composita, cui è associata una significativa discordanza angolare, che la separa dalle unità fluviali terrazzate pleistoceniche situate al margine dei rilievi collinari e riferite complessivamente al *sintema di Volpedo*.

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base dei rapporti relativi con le altre unità.

GELASIANO?

3.6. - UNITÀ DI RIVARONE (RVR)

Complessa ed eterogenea successione sedimentaria costituita dall'irregolare alternanza di:

1) intervalli di spessore da metrico a pluridecamentrico di natura da sabbiosa a siltoso-argillosa, fortemente addensati ma scarsamente cementati, con colore variabile da bruno a bruno giallastro (colorazioni dominanti nella parte alta della successione; Fig. 26) e da olivastro a grigio-azzurro (colorazioni dominanti invece nella parte più profonda della successione), localmente da grigio scuro



Fig. 26 - Silt argillosi massivi di colore ocreo dell'unità di Rivarone affioranti nell'alveo del T. Curone, 2 km circa a NNO dell'abitato di Volpedo.

a nero (Figg. 27 e 28). Sedimenti da massivi a laminati. All'interno degli intervalli fini sono presenti subordinate intercalazioni di spessore decimetrico-metrico a granulometria ghiaioso-sabbiosa. Diffusa la presenza di concrezioni carbonatiche in forma di vene e noduli di spessore e dimensioni millimetriche, occasionalmente centimetriche. Negli intervalli fini maggiormente ossidati è frequente la presenza di screziature e noduli millimetrici di ossidi di Fe-Mn. Comune, negli intervalli meno ossidati, la presenza di concentrazioni di gasteropodi continentali dei generi *Bythina*, *Planorbis* e *Clausilia* (ENEL, 1984) e di livelli ricchi in sostanza organica e resti lignei. L'ambiente deposizionale è complessivamente da fluviale a lacustre e palustre;

2) intervalli di spessore da metrico a pluridecamentrico di depositi ghiaioso-sabbiosi con subordinata frazione siltoso-argillosa, a supporto di clasti e solo subordinatamente a supporto di matrice. Sporadicamente sono presenti intervalli con vario grado di cementazione. All'interno degli intervalli ghiaiosi sono localmente presenti sottili intercalazioni sabbioso-siltoso-argillose di spessore centimetrico-decimetrico. Clasti da subarrotondati a ben arrotondati, costituiti principalmente da calcari, serpentiniti, arenarie e quarzo in proporzioni variabili

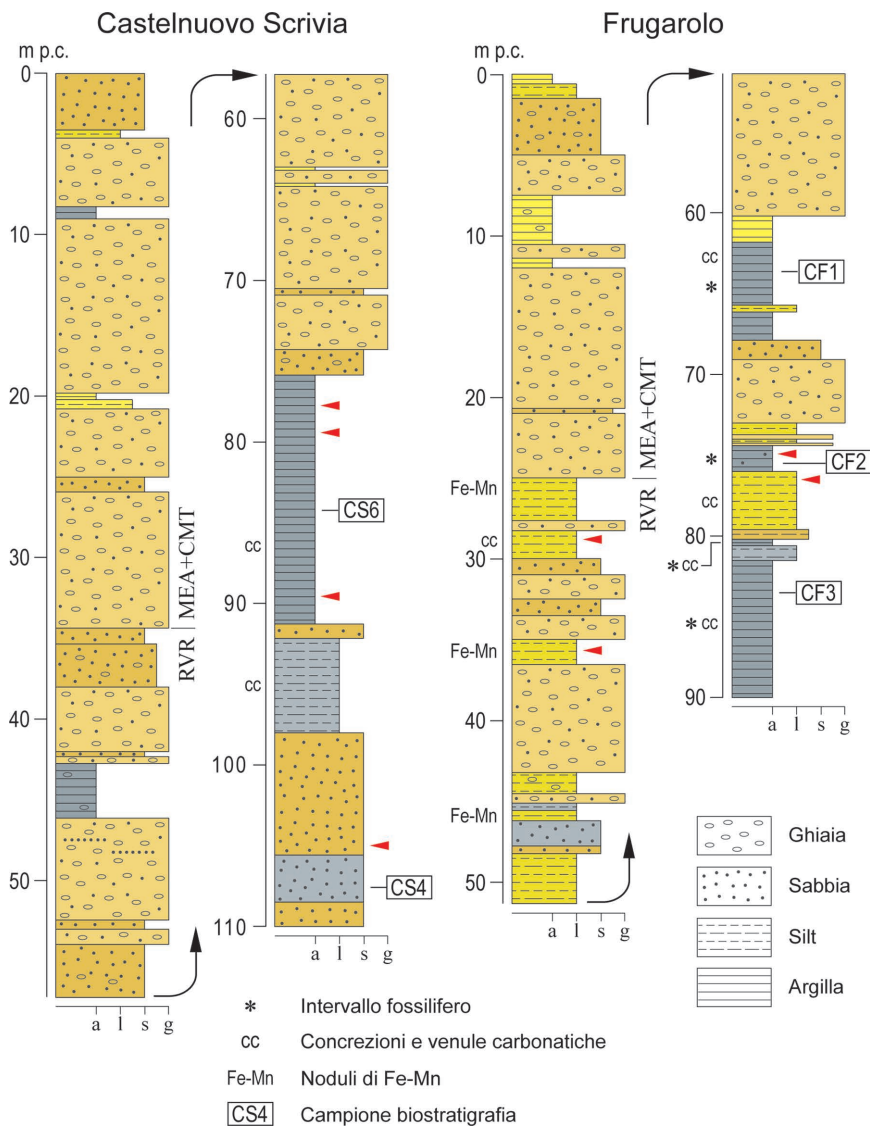


Fig. 27 - Log stratigrafici dei due sondaggi a carotaggio continuo realizzati nei pressi di Frugarolo e Castelnuovo Scriveria. I diversi colori rappresentano indicativamente il diverso grado di ossidazione dei sedimenti. Le frecce rosse indicano gli intervalli stratigrafici rappresentati in figura 28. **RVR**: unità di Rivarone. **MEA**: sintema di Merana. **CMT**: sintema di Cairo Montenotte.

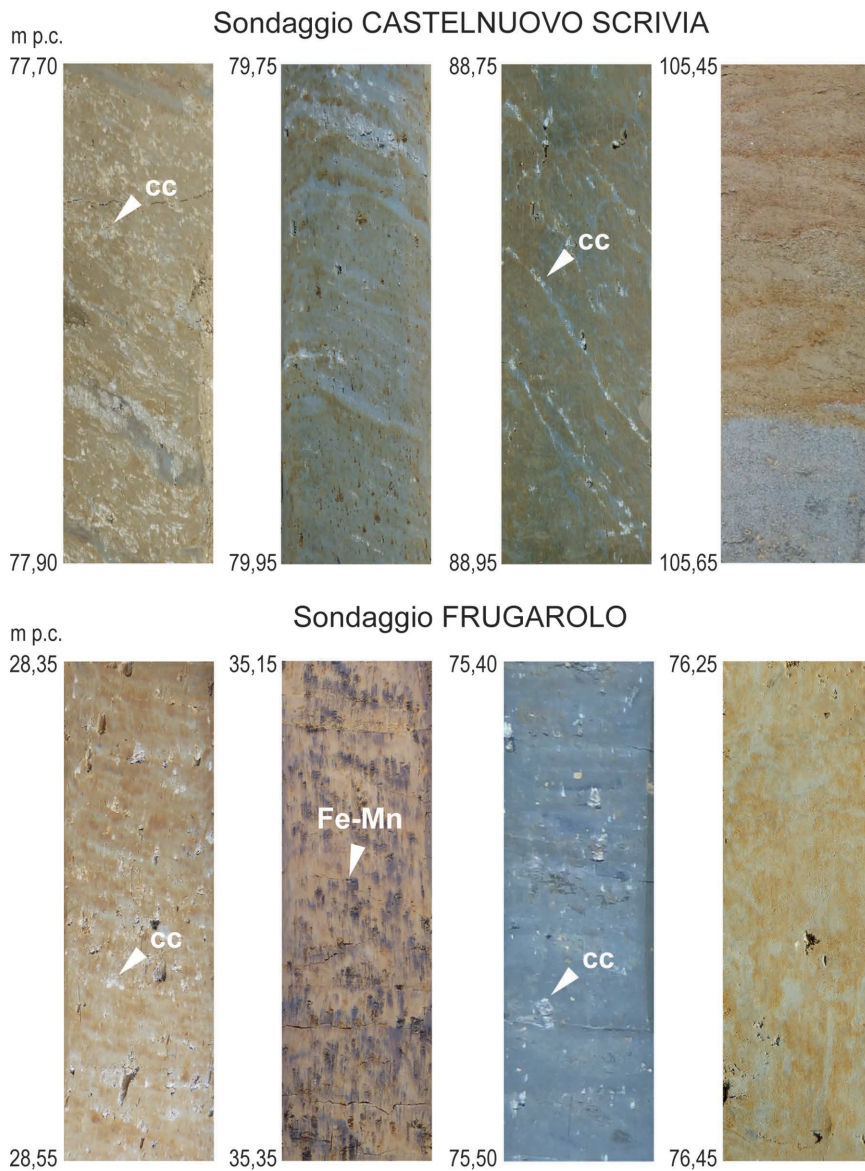


Fig. 28 - Aspetto degli spezzoni di carota campionati nei due sondaggi a carotaggio continuo realizzati nei pressi di Frugarolo e Castelnuovo Scrivia (per la collocazione degli spezzoni nelle colonne stratigrafiche cfr. Fig. 27) cc: concrezioni carbonatiche. Fe-Mn: noduli di ferro-manganese.

a seconda dell'intervallo stratigrafico considerato e del bacino di alimentazione. L'ambiente deposizionale è di tipo fluviale.

Nel sottosuolo, i sedimenti dell'*unità di Rivarone* sono presenti ubiquitariamente in tutta l'area di pianura del Foglio Tortona (cfr. Foglio di sottosuolo), fatta eccezione per alcuni settori situati in corrispondenza all'alto strutturale sepolto di Tortona-Montecastello, ove l'unità è stata erosa o non risulta essersi deposta. Nel settore a sud-ovest dell'alto strutturale, gli intervalli ghiaioso-sabbiosi prevalgono su quelli fini, mentre a nord-est predominano di gran lunga gli intervalli sabbioso-siltoso-argillosi.

In affioramento, l'*unità di Rivarone* è stata individuata unicamente in due settori:

- lungo la sponda sinistra del F. Tanaro, tra Rivarone e Bassignana, in cui sono osservabili silt sabbioso-argillosi massivi di colore da *beige* a bruno-giallastro, a stratificazione suborizzontale, discretamente cementati e con locali concentrazioni di gasteropodi continentali;
- nell'alveo del T. Curone, tra gli abitati di Volpedo e Castellar Guidobono, in cui si possono osservare ripetute alternanze di bancate conglomeratiche di potenza da plurimetrica a decametrica, con clasti di taglia centimetrico-decimetrica in matrice sabbioso-argillosa, alternate a bancate siltoso-argillose di spessore plurimetrico, massive, con caratteristico colore bruno-giallastro (Fig. 26).

La base dell'*unità di Rivarone* è stata intercettata da numerosi sondaggi e pozzi per acqua, soprattutto nei settori meno profondi del bacino alessandrino e del bacino padano collocati in prossimità dei rilievi collinari e lungo la direttrice dell'alto strutturale sepolto di Tortona-Montecastello (cfr. sezioni del Foglio di sottosuolo). In affioramento, l'*unità di Rivarone* poggia in discordanza sulle *Argille Azzurre* e sulle *sabbie di Asti* (a Rivarone e in corrispondenza della sezione naturale esposta lungo l'alveo del T. Curone a nord di Volpedo). Tra gli speroni di Valenza e Tortona i dati di sottosuolo evidenziano inoltre il suo appoggio discordante anche su termini più antichi della successione, tra cui le Unità Liguri e la successione oligocenica (cfr. sondaggi ENEL e pozzo ENI Frascarolo, ubicato 5 km a nord del limite settentrionale del Foglio), e la successione serravalliana-tortoniana e messiniana (*marne di Mincengo*, *marne di Sant'Agata Fossili*, *complesso caotico della Valle Versa* e *conglomerati di Cassano Spinola*).

Lo spessore dell'*unità di Rivarone* raggiunge valori minimi (da 0 a pochi metri) in corrispondenza della dorsale sepolta di Tortona-Montecastello (cfr. sez. A-A' del Foglio di sottosuolo) mentre si accresce rapidamente, fino a oltre 250-300 m (massima profondità raggiunta dai *log* stratigrafici disponibili), approssimandosi

in direzione sud-ovest al settore depocentrale del bacino di Alessandria così come verso nord-est al margine settentrionale del Foglio Tortona.

Analisi palinologiche effettuate da ENEL (1984) sui numerosi sondaggi effettuati nell'area del Foglio Tortona attestano la presenza nella parte inferiore dell'*unità di Rivarone* (in buona parte equivalente al "Complesso di Alluvioni Cambiò" descritto in ENEL, 1984) di *Taxodiaceae*, *Magnoliaceae*, *Carya*, *Pterocarya*, *Podocarpus* e *Cedrus*, mentre nella parte superiore compaiono, fino a prevalere, *Pinus*, *Picea*, *Abies* e *Betula*.

Al fine di inquadrare dal punto di vista cronostratigrafico l'*unità di Rivarone*, sono state descritte e analizzate le carote di due sondaggi realizzati da ARPA Piemonte. Il primo (90 m di profondità) è stato posizionato a lato del cimitero di Frugarolo, mentre il secondo (110 m di profondità) è stato effettuato nella periferia sud di Castelnuovo Scrivia, a 50 m dall'alveo del T. Grue (Figg. 27 e 28). Sono quindi stati campionati alcuni degli intervalli più fini per le analisi biostratigrafiche.

A Castelnuovo Scrivia un primo campione (CS6, profondità -84,35 m dal p.c.) è risultato sterile in microfossili. Un secondo campione (CS4, profondità -107,65 m dal p.c.) ha rivelato la presenza di ostracodi appartenenti alla specie *Ilyocypris gibba*. Inoltre, sono stati rinvenuti scarsi esemplari di foraminiferi rimaneggiati del tipo *Gyroidina*, *Globigerina*, *Globorotalia puncticulata*, *Orbulina universa*, *O. suturalis*. L'associazione è compatibile con un ambiente acquatico continentale di bassa profondità e con salinità ricadenti nel campo dell'oligo-mesoalino.

A Frugarolo il campione più superficiale (CF1, profondità -63,75 m dal p.c.) è risultato sterile. Il secondo campione (CF2, profondità -75,5 m dal p.c.) ha rilevato la presenza di valve di *Candona* cf. *C. candida*, compatibile con un ambiente acquatico continentale, con salinità ricadenti nel campo dell'oligo-mesoalino. Infine, nel campione CF3 (profondità -83,55 m dal p.c.) è stato rinvenuto unicamente un frammento di girogonite di caracee.

L'*unità di Rivarone* trova buona corrispondenza con i sedimenti attribuiti nel Foglio 195 Acqui Terme (ISPRA, 2016) al *sintema di Maranzana*, unità cronologicamente riferita da IRACE *et alii* (2015) alla parte terminale del Piacenziano - Gelasiano.

Nonostante l'assenza di vincoli cronologici, i sedimenti riferiti all'*unità di Rivarone* possono essere attribuiti al Calabriano *p.p.*, per inquadramento stratigrafico fra le *sabbie di Asti* (Zancleano *p.p.* - Gelasiano *p.p.*) e/o l'*unità di Volpegolino* (Gelasiano?), a letto, e le unità fluviali terrazzate (parte superiore del Pleistocene Inferiore *p.p.* - Pleistocene Superiore), a tetto.

CALABRIANO *p.p.*

4. - SUCCESSIONE PLEISTOCENICA INFERIORE *p.p.* - OLOCENICA

4.1. - PALEOBACINO DEI TORRENTI GRANA E ROTALDO

4.1.1. - *sintema di Valenza (VZL)*

Unità caratterizzata dalla ripetuta sovrapposizione di livelli di potenza da decimetrica a metrica costituiti da silt, silt sabbioso-argillosi e subordinatamente da sabbie fini, con struttura da massiva a prismatica (quest'ultima da moderatamente a ben espressa), talvolta con discreta porosità primaria e in genere di colore da bruno olivastro a bruno giallastro (7,5-10YR). Alla base della successione sono localmente presenti livelli ghiaioso-sabbiosi di spessore decimetrico, talvolta fortemente ossidati. Analisi granulometriche effettuate su campioni di sedimenti fini prelevati a diversi livelli stratigrafici (FRIGERIO, 2017) hanno accertato la presenza, all'interno di una successione di natura essenzialmente fluviale legata agli apporti provenienti dall'area collinare, anche di livelli e coperture di origine eolica non cartografabili (*depositi alluvionali*, b).

La successione è caratterizzata dalla presenza di svariati orizzonti pedogenetici a geometria perfettamente tabulare e di spessore da decimetrico a metrico, con passaggi da un orizzonte all'altro da netti a graduali (Fig. 29). Sono



Fig. 29 - Sezione di cava nei pressi di Bassignana in cui sono visibili depositi siltoso-sabbioso-argillosi del sintema di Valenza (l'altezza della scarpata è di circa 4-5 m). Si notano chiaramente diversi orizzonti pedogenetici sovrapposti a geometria tabulare e di spessore da decimetrico a metrico.

inoltre presenti evidenti superfici di erosione di estensione locale e a morfologia ondulata che troncano i termini sottostanti della medesima successione (Fig. 30). Sovente, gli orizzonti si caratterizzano per la diffusa presenza di patine di ossidi di Fe-Mn con caratteristico colore da nerastro a bluastro, oppure per la presenza di pisoliti di dimensioni plurimillimetriche di analoga composizione; la concentrazione di patine e pisoliti si accresce progressivamente verso la base degli orizzonti. Frequente è anche la presenza di concrezioni carbonatiche irregolarmente disperse nella matrice o di noduli carbonatici di dimensioni da millimetriche a decimetriche, di forma irregolare o subtondeggiante, a loro volta inglobanti pisoliti di ossidi di Fe-Mn (Fig. 31). Talvolta il grado di carbonatazione degli orizzonti è tale da dare luogo a livelli carbonatici continui (*calcrete*) a geometria irregolare, di spessore decimetrico e di notevole estensione areale (pluridecametrica).

I sedimenti di questa unità raggiungono una potenza massima di circa 15-20 m in prossimità dei rilievi collinari, ove si innestano i settori apicali dei conoidi (attualmente profondamente dissecati dal reticolato idrografico) che ammantano l'altopiano di Valenza, potenza che decresce gradualmente a solo pochi metri di spessore nei settori distali dei conoidi stessi, lungo il margine settentrionale dell'altopiano.

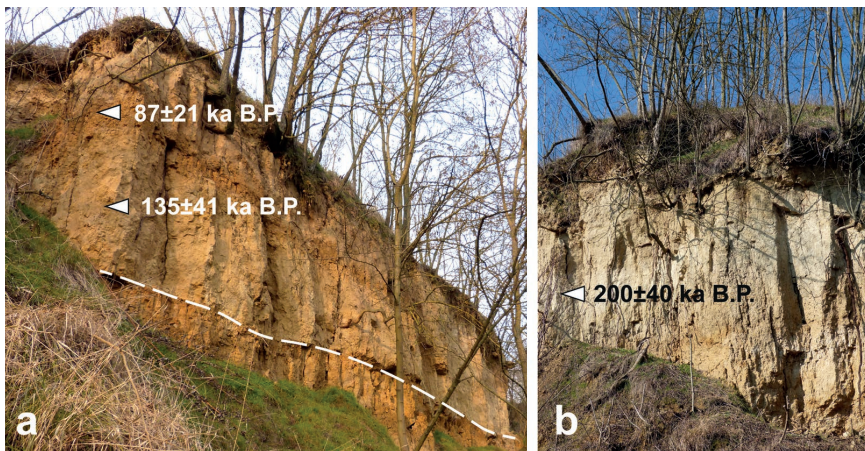


Fig. 30 - Sezioni naturali del sintema di Valenza localizzate lungo la scarpata che delimita la sponda sinistra del F. Tanaro poche centinaia di metri a NNE dell'imbarcadere di Rivarone. Sono indicati i punti di prelievo dei campioni utilizzati da FRIGERIO (2017) per le datazioni TT-OSL. Nella sezione (a), in basso, si nota chiaramente la presenza di una superficie erosiva interna alla successione (linea tratteggiata).

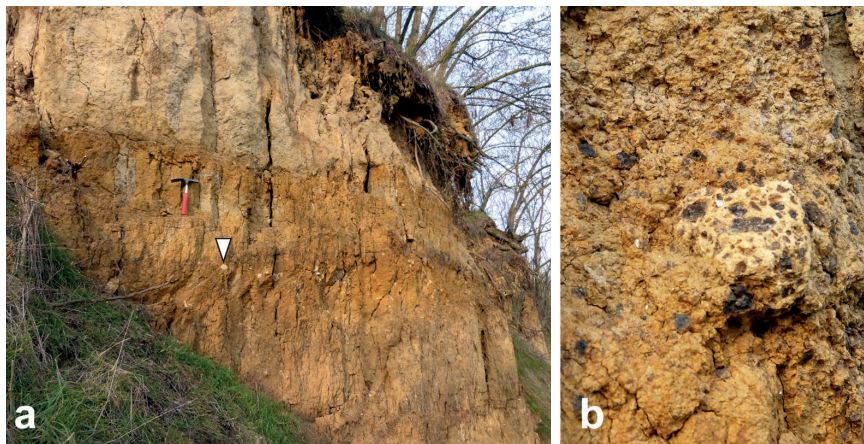


Fig. 31 - Sezione del sintema di Valenza localizzata lungo la scarpata che delimita la sponda sinistra del F. Tanaro poche centinaia di metri a NNE dell'imbarcadere di Rivarone. In (a) sono visibili gli orizzonti pedogenetici che caratterizzano la successione. La freccia indica la presenza di un nodulo carbonatico (b) di circa 10 cm di diametro inglobante pisoliti di ossidi di Fe-Mn.

Il sintema di Valenza risulta sospeso di 10-20 m rispetto al top deposizionale del subsintema di Rocchetta Cairo (CMT_3), rappresentato dalla fascia di divagazione attiva del F. Tanaro. Poggia invece in discordanza sull'unità di Rivarone e sulla successione miocenico-pliocenica affiorante nei rilievi collinari compresi tra Pecetto di Valenza e Rivarone.

La deposizione di questa unità è avvenuta a opera di un corso d'acqua intracollinare che drenava originariamente i bacini dei torrenti Grana e Rotaldo e la cui confluenza nel F. Po era situata presumibilmente nell'area di Alluvioni Cambiò, prima che i rispettivi bacini venissero catturati dalla migrazione verso sud del F. Po nel settore a ovest del rilievo isolato di Pomaro (ENEL, 1984).

Al fine di inquadrare cronologicamente la successione fluviale dell'altopiano di Valenza nell'ambito dell'evoluzione del Monferrato orientale, FRIGERIO (2017) ha effettuato una serie di datazioni TT-OSL sulla frazione quarzosa presente negli orizzonti campionati lungo la scarpata che separa l'altopiano dall'alveo del F. Tanaro, e in particolare nella sezione affiorante poche centinaia di metri a NNE dell'imbarcadere di Rivarone (Fig. 30). Pur con alcune incertezze sull'affidabilità delle datazioni, i risultati così ottenuti hanno fornito età comprese tra 87 ± 21 ka B.P. per la parte alta della successione e 200 ± 40 e 211 ± 46 ka B.P. per la parte basale.

PLEISTOCENE MEDIO p.p. - PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.2. - BACINI DEL T. GRUE, DEL T. CURONE E DEL T. STAFFORA

4.2.1. - *sintema di Volpedo (VPZ)*

Il *sintema di Volpedo* è rappresentato da una successione di depositi fluviali terrazzati comprensiva di due subsintemi (Madonna di Caravaggio e Casalvecchio), caratterizzati da reciproci rapporti di terrazzamento, le cui età coprono complessivamente l'intervallo compreso tra il Pleistocene Medio *p.p.* e il Pleistocene Superiore *p.p.* La superficie di appoggio appare diacrona e modellata essenzialmente nel substrato miocenico-pliocenico e solo parzialmente nell'*unità di Volpeglino* e nell'*unità di Rivarone*.

4.2.1.1. - *subsintema di Madonna di Caravaggio (VPZ₁)*

Depositi ghiaiosi a supporto di clasti con matrice sabbiosa talvolta contenente una rilevante frazione siltoso-argillosa e stratificazione piano parallela mal espressa. Clasti di taglia centimetrico-decimetrica, da subangolosi a ben arrotondati, di composizione poligenica, con preponderanti elementi di natura carbonatica e arenacea, subordinatamente di composizione ofiolitica e quarzitica. Sono presenti locali intercalazioni di silt sabbioso-argilloso di spessore pluridecimetrico e di modesta estensione laterale.

La successione ghiaiosa è irregolarmente coperta da sedimenti siltoso-sabbiosi e siltoso-argillosi legati a eventi di esondazione, con spessore variabile ma comunque quasi sempre non superiore a 1-2 m (*depositi alluvionali*, b).

La parte sommitale dell'unità è interessata per qualche metro di spessore da un profilo di alterazione discretamente evoluto (10YR) con colore variabile da bruno giallastro a bruno. Talvolta, i clasti risultano in parte o del tutto alterati o argillificati.

I sedimenti riferiti a questa unità costituiscono una serie di superfici terrazzate situate allo sbocco in pianura delle valli Grue e Curone, nonché alcuni lembi di sedimenti localizzati a nord dell'abitato di Cusinasco.

Lo spessore dell'unità raggiunge un massimo di circa 30 m al margine con il Foglio Voghera, per poi decrescere progressivamente verso NNO.

La superficie sommitale del *subsintema di Madonna di Caravaggio* si presenta fortemente rimodellata, articolata dalla presenza di più o meno blande rotture di pendenza che separano tratti di superfici subpianeggianti disposti a gradinata, con quote progressivamente decrescenti verso NNO (Fig. 32).

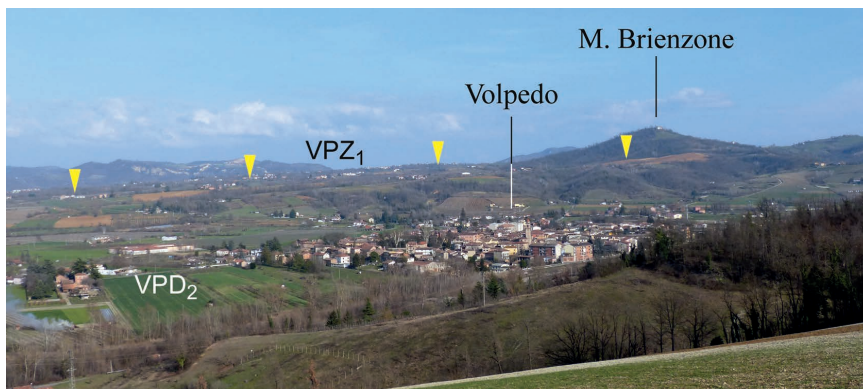


Fig. 32 - Settore terminale della Valle Curone in corrispondenza del margine orientale del Foglio Tortona. I triangoli gialli evidenziano la superficie sommitale del subsistema di Madonna di Caravaggio (**VPZ₁**), visibilmente in discordanza sui rilievi pliocenici del M. Brienzone. In primo piano l'abitato di Volpedo edificato sui sedimenti del subsistema di La Cascinetta (**VPD₂**).

Il *subsistema di Madonna di Caravaggio* trova corrispondenza cartografica in parte con il *sintema di Codevilla* e in parte con il *gruppo di Torrazza Coste* cartografati nel contiguo Foglio 178 Voghera (ISPRA, 2014).

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base della posizione stratigrafica e del grado di alterazione dei sedimenti.

PLEISTOCENE MEDIO p.p.

4.2.1.2. - subsistema di Casalvecchio (**VPZ₂**)

Depositi ghiaiosi a supporto di clasti con matrice sabbiosa e talvolta con rilevante frazione siltoso-argillosa. Stratificazione piano parallela mal espressa. Clasti di taglia centimetrico-decimetrica, da subangolosi a ben arrotondati, di composizione poligenica, con preponderanti elementi di natura carbonatica e arenacea, subordinatamente di composizione ofiolitica e quarzítica.

La successione ghiaiosa è irregolarmente coperta da sedimenti siltoso-sabbiosi e siltoso-argillosi di esondazione, con spessore variabile ma comunque quasi sempre inferiore a 1-2 m (*depositi alluvionali*, b).

La parte sommitale dell'unità è interessata per qualche metro di spessore da un profilo di alterazione discretamente evoluto (10YR) di colore bruno giallastro. Clasti variamente alterati o argillificati.

I sedimenti riferiti a questa unità costituiscono una serie di superfici terrazzate situate tra Tortona e Casalnoceto, allo sbocco in pianura delle valli Grue e Curone.

La superficie sommitale del *subsintema di Casalvecchio* risulta sospesa di circa 8-10 m sul *top* deposizionale del *subsintema di Casalnoceto*.

L'unità raggiunge spessori non superiori a circa 15 m.

Il *subsintema di Casalvecchio* trova corrispondenza cartografica con parte del *sintema di Voghera* rappresentato nell'omonimo Foglio (ISPRA, 2014).

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base della posizione stratigrafica e del grado di alterazione dei sedimenti.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.2.2. - *sintema di Pontecurone* (VPD)

Il *sintema di Pontecurone* è rappresentato da una successione di conoide fluviale comprensiva di tre subsintemi (Casalnoceto, La Cascinetta e Casa Montemerlo), caratterizzati da reciproci rapporti stratigrafici in parte di "incastro" (terrazzamento) e in parte di sovrapposizione geometrica, le cui età coprono complessivamente l'intervallo compreso tra il Pleistocene Superiore p.p. e l'Olocene. La superficie di appoggio appare diacrona e modellata in parte nel substrato miocenico-pleiocenico (limitatamente al settore collinare) e in parte nell'*unità di Rivarone* (nel settore di pianura).

4.2.2.1. - *subsintema di Casalnoceto* (VPD₁)

Depositi eterogenei, costituiti da i) ghiaie sabbiose a supporto di clasti con abbondante frazione siltoso-argillosa e stratificazione piano parallela mal espressa, e da ii) silt argillosi con subordinata frazione sabbiosa e scarsa frazione ghiaiosa, generalmente massivi. Clasti di taglia centimetrico-decimetrica, da subangolosi a ben arrotondati, di composizione poligenica, con preponderanti elementi di natura carbonatica e arenacea, subordinatamente di composizione ofiolitica e quarzifica. L'unità è irregolarmente coperta da coltri di sedimenti siltoso-sabbiosi con spessori variabili da qualche metro fino a 6-8 m (*depositi alluvionali*, b).

La parte sommitale dell'unità è interessata da un profilo di alterazione moderatamente evoluto (10YR-2,5Y), con colore variabile dal bruno al bruno olivastro.

I sedimenti riferiti a questa unità costituiscono una serie di superfici terrazzate situate tra gli sbocchi in pianura delle valli Grue, Curone e Staffora.

Lo spessore dell'unità raggiunge un massimo di circa 25-30 m in prossimità degli sbocchi vallivi, per poi assottigliarsi gradualmente procedendo verso la pianura. La superficie sommitale del *subsintema di Casalnoceto* risulta sospesa di circa 8-10 m sul *top* deposizionale del *subsintema di La Cascinetta* (VPD₂).

Il *subsintema di Casalnoceto* trova corrispondenza cartografica con parte del *sintema di Voghera* rappresentato nell'omonimo Foglio (ISPRA, 2014).

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base della posizione stratigrafica e del grado di alterazione dei sedimenti.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.2.2.2. - subsintema di La Cascinetta (VPD₂)

Depositi costituiti da ghiaie sabbiose a supporto di clasti con subordinata frazione siltoso-argillosa e stratificazione piano parallela, localmente alternate a livelli sabbioso-siltosi di spessore decimetrico. Nei settori di pianura l'unità è costituita da prevalenti silt con subordinata frazione argilloso-sabbiosa e scarsa frazione ghiaiosa, generalmente massivi, localmente laminati. Clasti di taglia centimetrico-decimetrica, da subangolosi a ben arrotondati, di composizione poligenica, con preponderanti elementi di natura carbonatica e arenacea, subordinatamente di composizione ofiolitica e quarzitica (*depositi alluvionali*, b).

La parte sommitale dell'unità è interessata da un profilo di alterazione scarsamente evoluto (2,5Y), di colore bruno oliva.

I sedimenti riferiti a questa unità costituiscono gli apparati di conoide che si originano allo sbocco in pianura delle valli Curone e Staffora, nonché la successione di terrazzi localizzati alla base dei versanti della Valle Grue.

Lo spessore dell'unità raggiunge un massimo di circa 10-15 m in prossimità degli sbocchi vallivi, per poi assottigliarsi gradualmente procedendo verso la pianura. La superficie sommitale del *subsintema di La Cascinetta* risulta sospesa di 3-4 m sul *top* deposizionale del *subsintema di Casa Montemerlo* (VPD₃).

Il *subsintema di La Cascinetta* trova corrispondenza cartografica con parte del *sintema di Voghera* rappresentato nell'omonimo Foglio (ISPRA, 2014).

Per questa unità non sono disponibili elementi di datazione interni alla successione stratigrafica. L'unico riferimento cronostratigrafico è fornito da PADOVAN *et alii* (2004) e deriva dall'investigazione di un sito archeologico di età neolitica localizzato in località La Cascinetta, 1 km a sud-ovest dell'abitato di Casalnoceto. Nell'area del sito archeologico la successione fluviale è costituita da depositi ghiaioso-sabbiosi mascherati da una coltre di silt sabbioso-argillosi

di spessore plurimetrico. Alla base della successione stratigrafica di natura antropica è stato reperito un campione di carbone che ha fornito un'età ^{14}C pari a 6340 ± 60 a B.P. (5480-5200 a.C. cal.).

Poco a nord del contatto tra i Fogli Tortona e Garlasco, e più precisamente 1,5 km a nord-est di Casei Gerola, è presente un lago di cava oggetto alla fine del secolo scorso di attività estrattiva. TROPEANO & OLIVE (1993) rilevarono sul fronte di scavo una successione fluviale costituita fino a 2,5 m dal piano campagna da sedimenti sabbioso-siltosi e limoso-argillosi di epoca storica, e tra 2,5 e 7,5 m dal p.c. da sedimenti siltosi grigio-azzurri o cinerei con graduale passaggio a sabbie fini. Alla base della sezione fu rinvenuto un frammento ligneo che fornì una datazione ^{14}C pari a 4410 ± 55 a B.P.

OLOCENE p.p.

4.2.2.3. - subsintema di Casa Montemerlo (VPD₃)

Nell'area collinare l'unità è rappresentata da ghiaie sabbioso-ciottolose a supporto di clasti, con stratificazione piano-parallela mal espressa e con sporadiche intercalazioni sabbiose. Nell'area di pianura i depositi sono costituiti da prevalenti silt sabbiosi, subordinatamente da silt-argillosi (depositi di *overbank*), generalmente a struttura massiva. Localmente sono presenti intercalazioni sabbiose di spessore pluridecimetrico con laminazione piano parallela o incrociata, nonché intercalazioni ghiaioso-sabbiose a geometria lenticolare, di spessore metrico e a stratificazione piano parallela, legate alla presenza di canali fluviali (*depositi alluvionali*, b).

Profilo di alterazione del tutto assente o scarsamente evoluto (2,5-5Y), con colori variabili dal grigio al bruno olivastro.

Nell'area collinare i sedimenti riferiti a questa unità costituiscono le fasce di divagazione attive dei torrenti Grue e Curone e relativi tributari, mentre nell'area di pianura corrispondono ai dossi fluviali generati dai medesimi corsi d'acqua che risultano sospesi fino a 7-8 m sulla pianura circostante (cfr. § VIII).

Lungo i fondivalle, lo spessore dell'unità non supera generalmente i 4-5 m, mentre nell'area di pianura raggiunge localmente i 10-15 m.

Il *subsintema di Casa Montemerlo* trova corrispondenza cartografica con il *sintema del Po* rappresentato nel contiguo Foglio Voghera (ISPRA, 2014).

Nel corso delle operazioni di scavo per la realizzazione della variante esterna di Tortona, è stato messo in luce un paleosuolo, costituito da argilla molto compatta di colore marroncino, contraddistinto dalla presenza di 5 "fosse di sradicamento di ceppaie" sigillate da una successiva coltre fluviale. In una delle 5 cavità, all'interno di uno dei due livelli di riempimento riconosciuti, è stato rinvenuto un frammento carbonioso di *Quercus robur* che ha fornito una

datazione ^{14}C pari a 2610 ± 45 a BP, equivalente alla prima età del Ferro (900-740 a.C.) (VENTURINO GAMBARI *et alii*, 2016).

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base della posizione stratigrafica e del grado di alterazione dei sedimenti.

OLOCENE SUPERIORE p.p.

4.3. - BACINI DEL T. SCRIVIA, DEL T. ORBA, DEL F. BORMIDA E DEL F. TANARO

4.3.1. - *sintema di Piandendice (PND)*

Unità costituita da ghiaie e ghiaie ciottolose a supporto di clasti, con matrice siltoso-sabbiosa e siltoso-argillosa, da massive a stratificate, di natura fluvio-torrentizia. La frazione ghiaiosa è rappresentata da clasti di taglia centimetrico-decimetrica, da subangolosi a ben arrotondati, di composizione poligenica, con preponderanti elementi di natura carbonatica e arenacea, subordinatamente di composizione ofiolitica e quarzitica. Le ghiaie risultano in genere scarsamente cementate. Localmente sono presenti intercalazioni di sabbie, sabbie siltose e silt, da massive a laminate e di spessore da decimetrico a metrico, con modesta continuità laterale (plurimetrica) (*depositi alluvionali*, b).

La successione ghiaiosa è diffusamente coperta da coltri di sedimenti siltoso-sabbiosi e siltoso-argillosi di spessore variabile ma comunque quasi sempre non superiore a qualche metro. La parte sommitale dell'unità è interessata per qualche metro di spessore da un profilo di alterazione discretamente evoluto (7,5-10YR), di colore da bruno a bruno giallastro, con clasti talvolta parzialmente o completamente alterati e argillificati. Nelle coltri sommitali sono diffusamente presenti screziature e patine di ossidi di Fe-Mn, nonché pisoliti di analoga composizione e di diametro da millimetrico a centimetrico.

I sedimenti riferiti a questo sintema costituiscono il composito sistema di superfici terrazzate situate a est del T. Scrivia, tra Villalvernia, Carezzano e Tortona. Nel settore di Villalvernia la superficie sommitale del *sintema di Piandendice* risulta sospesa fino a 40-45 m rispetto al *top* deposizionale del *subsintema di Pian del Gatto (MEA₃)*.

Lo spessore dell'unità raggiunge un massimo di 35-40 m al contatto con il Foglio Novi Ligure per poi decrescere gradualmente fino a 10-15 m verso nord (C. Granaio a NO di Mombisaggio). Occorre precisare che la superficie sommitale del *sintema di Piandendice* si presenta fortemente rimodellata e articolata dalla presenza di più o meno blande ondulazioni e rotture di pendenza che separano superfici subpianeggianti (corrispondenti ad altrettanti terrazzi di erosione)

disposte a gradinata, con quote progressivamente decrescenti verso NNO (Figg. 33 e 34). Tali superfici testimoniano le successive fasi di approfondimento del T. Scrivia e del reticolato a esso affluente successivamente alla deposizione del *sintema di Piandendice*. Le stesse superfici trovano una teorica buona corrispondenza geometrico-altimetrica nelle unità cartografate nel Foglio Acqui Terme e ancora più a monte nel Foglio Dego e che sono state raggruppate nel *sintema di Torre Bormida (TBM)*. Nel Foglio Tortona, tuttavia, l'elevato grado di rimodellamento delle singole superfici terrazzate e l'assenza di affioramenti significativi ha reso oggettivamente impossibile la distinzione cartografica delle singole fasi (e quindi unità) di approfondimento del sistema idrografico.

Il *sintema di Piandendice* è separato dalla successione più antica da una superficie di natura erosiva modellata a quote progressivamente più elevate procedendo a sud e sud-est verso i rilievi collinari.

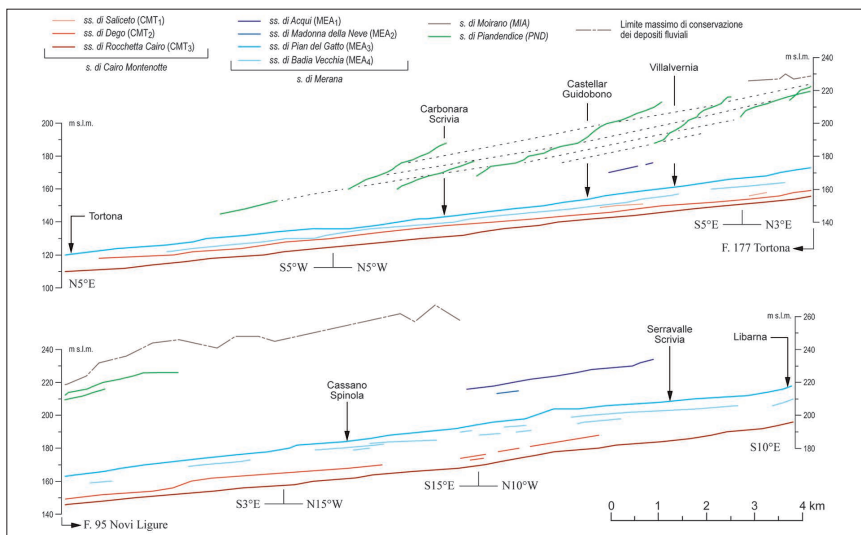


Fig. 33 - Profilo morfostratigrafico del T. Scrivia nel tratto compreso tra Tortona e il sito archeologico di Libarna (comune di Serravalle Scrivia), nel contiguo Foglio Novi Ligure.

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base della posizione stratigrafica e del grado di alterazione dei sedimenti.

PLEISTOCENE INFERIORE p.p. (Calabriano p.p.) - *PLEISTOCENE MEDIO* p.p.

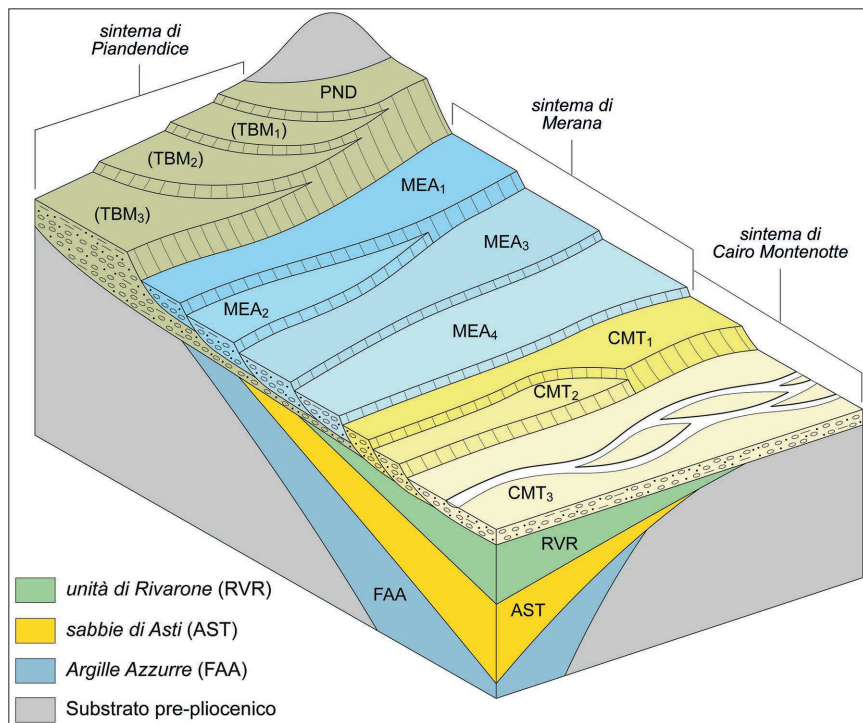


Fig. 34 - Schema dei rapporti stratigrafici (non in scala) dei sintemi quaternari nel settore alessandrino del Foglio Tortona. Sono indicate tra parentesi anche le subunità che compongono il sintema di Torre Bormida (**TBM**) (ISPRA, 2016), sebbene non siano state distinte cartograficamente per la loro scarsa evidenza morfologica e stratigrafica.

4.3.2. - sintema di Merana (MEA)

Il *sintema di Merana* è rappresentato da una successione di conoide fluviale costituita dal *subsintema di Acqui*, dal *subsintema di Madonna della Neve*, dal *subsintema di Pian del Gatto* e infine dal *subsintema di Badia Vecchia*, unità caratterizzate da rapporti stratigrafici in parte di reciproco “incastro” (terrazzamento) verso il settore apicale del conoide del T. Scrivia e in parte di sovrapposizione geometrica nei settori distali. L’età del sintema copre complessivamente buona parte del Pleistocene Superiore *p.p.* La superficie di appoggio appare diacrona e modellata in buona parte nell’*unità di Rivarone* e solo in limitati settori nel substrato miocenico-pleistocenico e nelle Unità Liguri, come ad esempio a est del T. Scrivia tra Tortona e Villalvernia.

4.3.2.1. - subsintema di Acqui (MEA₁)

Unità costituita da depositi ghiaiosi e ghiaioso-ciottolosi a supporto di clasti in matrice da sabbiosa a sabbioso-siltosa. Clasti di taglia centimetrico-decimetrica, da subarrotondati a ben arrotondati, frequentemente con morfologia fortemente appiattita, di composizione poligenica, con preponderanti elementi di natura carbonatica e arenacea, subordinatamente ofiolitica e quarzitica. Le ghiaie risultano in genere scarsamente o per nulla cementate. Sono presenti intercalazioni di spessore da pluridecimetrico a metrico di ghiaie minute sempre con matrice siltoso-sabbiosa, oppure intercalazioni sabbioso-siltose da massive a laminate di analogo spessore. Stratificazione suborizzontale generalmente mal espressa. Occasionalmente sono presenti corpi ghiaioso-sabbiosi a stratificazione obliqua e incrociata (Fig. 35) (*depositi alluvionali*, b).

La successione ghiaiosa è diffusamente coperta da coltri di esondazione fluviale e/o di natura eolica di spessore plurimetrico (localmente fino a 8-10 m)



Fig. 35 - *Depositi ghiaioso-sabbiosi a stratificazione obliqua del subsintema di Acqui esposti in una sezione realizzata in occasione dello scavo dell'imbocco sud della galleria ferroviaria di Pozzolo Formigaro, un chilometro a est dell'abitato. In alto è visibile il contatto con i depositi del subsintema di Pian del Gatto.*

costituite prevalentemente da silt e subordinatamente da silt sabbiosi e silt argillosi. Analisi granulometrico-tessiturali effettuate da BIANCOTTI & CORTEMIGLIA (1981) su sedimenti siltoso-argillosi sfruttati in una cava (ora dismessa) situata presso Cascina Alessandrina, nel comune di Novi Ligure, confermerebbero la natura eolica di buona parte delle coltri stesse. La porzione sommitale dell'unità è interessata da un discreto grado di pedogenizzazione della matrice e dei clasti (10YR), con colore della matrice variabile da bruno a bruno giallastro.

I sedimenti riferiti a questa unità costituiscono l'ambina superficie terrazzata su cui sorgono gli abitati di Frugarolo e Bosco Marengo, a sud-ovest del Foglio Tortona, nonché il lembo isolato situato un chilometro a nord-est di Spinetta Marengo. Entrambe le superfici costituiscono i relitti dell'originario apparato di conoide del T. Scrivia prima del suo successivo e progressivo smantellamento. Altri lembi terrazzati riferibili a questa unità sono ubicati nelle vallecicole del Rio Vaccaruzza e del Rio di Castellania, situate rispettivamente a nord e a sud di Villalvernia, incastrati all'interno dei depositi del *sintema di Piandendice*.

Lo scavo realizzato all'imbocco meridionale della galleria di Pozzolo Formigaro della linea ferroviaria ad alta velocità Genova-Milano ha messo in luce per un lungo tratto la presenza a pochi metri di profondità di depositi attribuibili al *subsintema di Acqui*, sui quali poggiano i sedimenti del *subsintema di Pian del Gatto* (**MEA₃**) separati da un netto contatto erosivo in progressivo abbassamento altimetrico verso NNO (Fig. 36).



Fig. 36 - Depositi ghiaioso-sabbiosi del subsintema di Acqui (**MEA₁**) esposti lungo la trincea dell'imbocco sud della galleria ferroviaria di Pozzolo Formigaro, un chilometro a est dell'abitato. È ben visibile il contatto con i sovrastanti depositi del subsintema di Pian del Gatto (**MEA₃**).

La superficie sommitale del *subsintema di Acqui*, sensibilmente rimodellata dal reticolo idrografico secondario, risulta sospesa fino a 6-7 m rispetto al *top* deposizionale del *subsintema di Pian del Gatto* (**MEA₃**) e fino a 12-14 m rispetto ai depositi in formazione del T. Orba (*subsintema di Rocchetta Cairo*, **CMT₃**), con altezza delle scarpate progressivamente decrescenti verso il settore distale del conoide.

Lo spessore massimo conservato dei depositi del *subsintema di Acqui* è di circa 40-45 m.

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base della posizione stratigrafica e del grado di alterazione dei sedimenti.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.3.2.2. - *subsintema di Madonna della Neve* (**MEA₂**)

Depositi ghiaiosi a supporto di clasti con abbondante frazione sabbiosa e sabbioso-siltosa. Clasti centimetrico-decimetrici, da subarrotondati a ben arrotondati, di composizione poligenica.

La successione ghiaiosa è localmente coperta da coltri di esondazione costituite da silt sabbioso-siltosi di modesto spessore (< 2 m) (*depositi alluvionali*, b). La parte sommitale dell'unità è interessata da un discreto grado di alterazione (10YR), con colore della matrice variabile da bruno a bruno giallastro.

A est del T. Scrivia i sedimenti riferiti a questa unità costituiscono una serie di piccoli lembi isolati profondamente dissecati dal reticolato idrografico localizzati a nord di Castellar Ponzano e di Villalvernia.

Il *subsintema di Madonna della Neve* risulta sospeso di circa 8-10 m sul *top* deposizionale del *subsintema di Pian del Gatto* (**MEA₃**).

Lo spessore massimo conservato dell'unità è di circa 10 m.

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base della posizione stratigrafica e del grado di alterazione dei sedimenti.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.3.2.3. - *subsintema di Pian del Gatto* (**MEA₃**)

Depositi ghiaiosi a supporto di clasti, con matrice sabbiosa e subordinatamente siltoso-sabbiosa, talvolta con tessitura da *openwork* a *partially openwork*. Stratificazione piano parallela generalmente mal espressa (Fig. 37a). Clasti

centimetrico-decimetrici, da subarrotondati a ben arrotondati, frequentemente con morfologia fortemente appiattita, di composizione prevalentemente carbonatica, arenitica e subordinatamente ofiolitica e quarzosa (bacino del T. Scrivia). Sporadica presenza di lenti e livelli sabbiosi laminati di spessore pluridecimetrico ed estensione laterale plurimetrica (*depositi alluvionali*, b). Nella parte sommitale della successione (a 2-4 m dalla superficie topografica) presenza di un livello caratterizzato da concrezionamenti carbonatici porosi di spessore plurimillimetrico che avvolgono interamente la parte inferiore dei clasti (Fig. 37b), presumibilmente dovuti alla percolazione delle acque superficiali.

La successione ghiaiosa è localmente mascherata da coltri di esondazione costituite da silt e subordinatamente da silt argillosi di modesto spessore (< 2 m), localmente con spessore maggiore fino a un massimo di 3-4 m.

La parte sommitale dell'unità è interessata da un profilo pedogenetico con moderato grado di alterazione della matrice e dei clasti (10YR) e colore variabile da bruno a bruno giallastro.

I sedimenti riferiti a questa unità costituiscono la porzione centrale e più ampia del conoide del T. Scrivia, nonché il lembo più elevato del terrazzo situato a est del torrente stesso su cui sorgono gli abitati di Tortona e di Villalvernia.

Il *subsistema di Pian del Gatto* risulta sospeso fino a 3-4 m rispetto al *top* deposizionale del *subsistema di Badia Vecchia* (MEA₄) e fino a 12-14 m rispetto al *top* deposizionale del *subsistema di Dego* (CMT₂), con altezze delle scarpate progressivamente decrescenti verso i settori distali del conoide del T. Scrivia.

Il *subsistema di Pian del Gatto* raggiunge uno spessore massimo di 20-25 m.

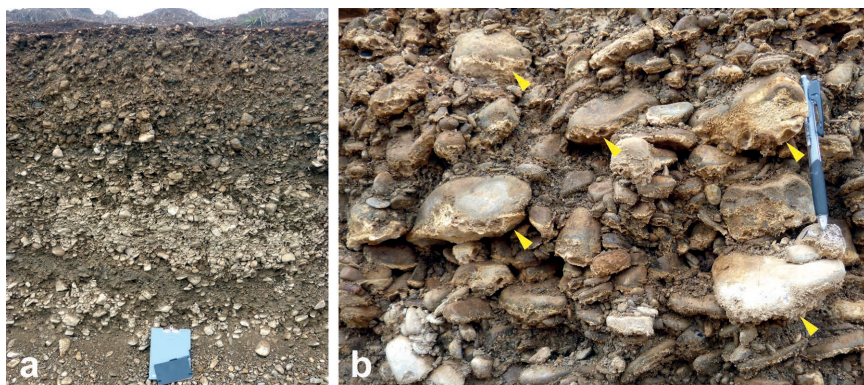


Fig. 37 - (a) Depositi ghiaioso-sabbiosi del subsistema di Pian del Gatto esposti lungo la trincea dell'imbocco settentrionale della galleria ferroviaria di Pozzolo Formigaro, 500 m a nord di Cascina Giorgetta. (b) Dettaglio dell'orizzonte caratterizzato dalla diffusa carbonatazione del lato inferiore dei ciottoli.

Per questa unità non vi sono elementi di datazione. L'unico riferimento cronologico disponibile è la presenza sulla superficie di questa unità di un insediamento del Neolitico antico situato in località Pieve, nei pressi di Novi Ligure: una datazione ^{14}C effettuata su resti vegetali carbonizzati ha fornito un'età calibrata di 5208-4907 anni B.C. (VENTURINO *et alii*, 2018).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.3.2.4. - subsintema di Badia Vecchia (**MEA₄**)

Depositi ghiaiosi a supporto di clasti, con matrice sabbiosa e subordinatamente siltosa, a stratificazione piano parallela mal espressa. Clasti centimetrico-decimetrici, da subarrotondati a ben arrotondati, frequentemente con morfologia fortemente appiattita, di composizione prevalentemente carbonatica, arenitica e subordinatamente ofiolitica (bacino del T. Scrivia). Stratificazione piano parallela generalmente mal espressa. La successione ghiaiosa è localmente mascherata da estese coltri di sedimenti prevalentemente siltoso-sabbiosi di modesto spessore (< 2 m), fatta eccezione per il settore a sud-est di Piovera in cui le coltri possono raggiungere spessori massimi di 6-8 m (*depositi alluvionali*, b).

La porzione pellicolare dell'unità mostra un profilo pedogenetico poco sviluppato (10YR-5Y), con colori variabili da bruno a olivastro.

I sedimenti riferiti a questa unità costituiscono lo stretto spicchio di pianura posto in sinistra Scrivia tra gli abitati di Villalvernia, a sud, e di Piovera a nord-ovest.

Nel settore prossimale del conoide del T. Scrivia il *subsintema di Badia Vecchia* risulta incastrato all'interno del *subsintema di Pian del Gatto* (**MEA₃**), mentre nel settore distale è in rapporto di parziale sovrapposizione sul medesimo subsintema. Nei pressi di Bettole di Castellar Ponzano il *subsintema di Badia Vecchia* è sospeso fino a 2-3 m rispetto al *top* deposizionale del *subsintema di Saliceto* (**CMT₁**), valore progressivamente decrescente procedendo verso nord.

Lo spessore dell'unità è compreso tra pochi metri nel settore prossimale del conoide e i 10-15 m nel settore distale.

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base della posizione stratigrafica e del grado di alterazione dei sedimenti.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.3.3. - sintema di Cairo Montenotte (**CMT**)

Il *sintema di Cairo Montenotte* è rappresentato da una successione di conoide fluviale costituita dal *subsintema di Saliceto*, dal *subsintema di Deگو*

e dal *subsistema di Rocchetta Cairo*, caratterizzati da rapporti stratigrafici in parte di reciproco “incastro” (terrazzamento) e in parte di sovrapposizione geometrica. L'età del sistema copre complessivamente l'intervallo compreso tra il Pleistocene Superiore *p.p.* e l'Olocene Superiore. La superficie di appoggio appare diacrona e modellata in parte nel substrato miocenico-pliocenico (lungo la fascia di divagazione del F. Tanaro tra Pietra Marazzi e Rivarone, lungo il T. Scrivia tra Tortona e il margine meridionale del Foglio e nelle aree collinari) e nell'*unità di Rivarone* (nei restanti settori di pianura).

4.3.3.1. - subsistema di Saliceto (CMT_1)

Depositi ghiaioso-sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi a supporto di clasti, con subordinata frazione siltosa, a stratificazione piano parallela mal espressa (Fig. 38). Clasti centimetrico-decimetrici, da subarrotondati a ben arrotondati, di composizione prevalentemente carbonatica, arenitica e subordinatamente ofiolitica (bacino del T. Scrivia).

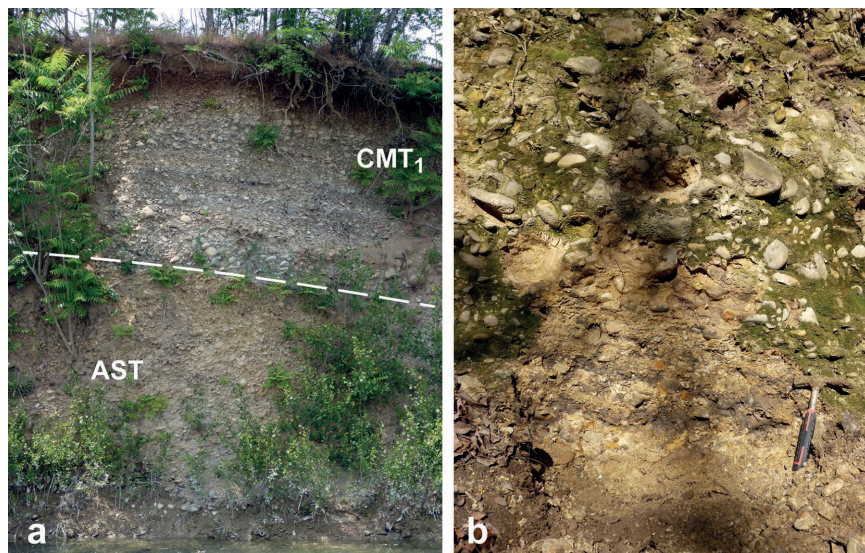


Fig. 38 - (a) Contatto tra il subsistema di Acqui (CMT_1) e un corpo conglomeratico attribuito alle sabbie di Asti (AST) osservabile in località Mulino dell'Edificio, sulla sponda sinistra del T. Scrivia, 150 m a sud della spalla del ponte lungo la SP n. 151 Pozzolo Formigaro - Villalvernia. (b) Dettaglio del corpo conglomeratico.

Le ghiaie sono irregolarmente coperte da coltri di sedimenti fini di spessore variabile (fino a un massimo di 6-8 m) costituite da silt sabbiosi e subordinatamente argillosi (*depositi alluvionali*, b).

La porzione pellicolare dell'unità mostra un profilo pedogenetico poco sviluppato (10YR-2,5Y), con colori variabili da bruno a bruno giallastro.

I sedimenti riferiti a questa unità costituiscono una vasta porzione del conoide del T. Scrivia nel tratto compreso tra Tortona e Sale, nonché alcuni lembi di superfici terrazzate localizzati lungo la Valle del T. Ossona.

A sud di Tortona il *subsintema di Saliceto* risulta incastrato per alcuni metri all'interno del *subsintema di Badia Vecchia* (**MEA₄**), mentre a nord è in rapporto di sovrapposizione nei confronti del medesimo subsintema.

Lo spessore dell'unità varia da pochi metri a un massimo di 20-25 m.

Per questa unità non sono disponibili elementi di datazione. Qualche considerazione aggiuntiva sull'età può essere fatta sulla base delle numerose indagini archeologiche e dai ripetuti scavi effettuati nell'area urbana della città di Tortona, che hanno messo in luce una stratigrafia della porzione superficiale della successione piuttosto complessa.

Nella periferia nord della città di Tortona, 500 m circa a NNO del cimitero, in occasione di uno scavo realizzato nei pressi della Via Emilia nella metà degli anni '70 del secolo scorso, è stata messa in luce una sezione stratigrafica così descritta da CORTEMIGLIA & THOMMERET (1978, 1980):

- tra 0 e 2,5 m dal piano campagna copertura argillosa (10YR);
- tra 2,5 e 3,5 m dal p.c. intervallo sabbioso (7,5YR) contenente intercalazioni di sabbie grossolane e ghiaie minute;
- tra 3,5 e 4,3 m dal p.c. intervallo sabbioso con intercalazioni lenticolari argillose.

In una delle lenti presenti nell'intervallo inferiore sono stati rinvenuti gusci di gasteropodi, mentre la lente situata a 4 m dal p.c. è risultata ricca in sostanza carboniosa la cui datazione al radiocarbonio ha restituito un'età di 4380 ± 70 anni B.P. (CORTEMIGLIA & THOMMERET, 1978).

In uno scavo archeologico nella necropoli romana di Tortona realizzato a breve distanza dal precedente, a ridosso della scarpata che separa il *subsintema di Pian del Gatto* (**MEA₃**) dal *subsintema di Saliceto* (**CMT₁**), CORTEMIGLIA & THOMMERET (1980) hanno osservato e descritto la seguente stratigrafia:

- tra 0 e 4,32 m materiale di riporto che maschera una tomba di età tardo-romana;
- tra 4,32 e 4,64 m sedimenti limoso-argillosi su cui è stato realizzato il piano di appoggio del monumento funerario. Al loro interno è stata individuata una lenticella di materiale argilloso ricca in sostanza carboniosa che ha fornito

un'età ^{14}C pari a 1680 ± 100 a B.P. Nello stesso sito ZANDA (1993) riferisce che nell'unica tomba a incinerazione presente nella necropoli, una datazione ^{14}C effettuata su resti carboniosi ha fornito un'età compresa tra il 275 e il 350 D.C.;

- tra 4,64 e 4,80 m deposito sabbioso fortemente arrossato, separato dall'intervallo sovrastante da una superficie netta, presumibilmente di natura erosiva.

Sulla superficie del *subsintema di Saliceto*, CORTEMIGLIA (1992) segnala in più punti del settore nord della città di Tortona la presenza di una coltre di sedimenti limoso-argillosi pedogenizzati, dello spessore di alcuni metri e di colore variabile da 10YR a 2,5Y, poggiante sulla sottostante successione ghiaioso-sabbiosa. L'orizzonte inferiore, al contatto con le ghiaie, è caratterizzato da un tipico colore nero-brunastro per la presenza di una significativa percentuale di sostanza organica. Questo orizzonte è stato intercettato da alcuni sondaggi realizzati nel centro urbano, a conferma della sua estensione e al contempo della sua discontinuità laterale.

La presenza di una successione di sedimenti fini talora con significativa presenza di sostanza organica e di età olocenica può essere ricondotta all'attività deposizionale di un corso d'acqua locale, presumibilmente il T. Ossona, ipotesi già suggerita da CORTEMIGLIA (1992) e ripresa da VENTURINO GAMBARI & CORTEMIGLIA (1993). L'ipotesi appare verosimile anche alla luce dei frequenti alluvionamenti che hanno interessato in epoca ben più recente il settore meridionale dell'area urbana di Tortona, imponendo la realizzazione a sud della città di un canale scolmatore (cfr. § VIII).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.3.3.2. - *subsintema di Dego (CMT₂)*

Depositi ghiaioso-sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi a supporto di clasti e stratificazione piano parallela, talvolta con tessitura da *openwork* a *partially openwork*. Clasti centimetrico-decimetrici, frequentemente con morfologia fortemente appiattita (bacino del T. Scrivia). Composizione dei clasti variabile in funzione del bacino di provenienza (Tanaro e Scrivia). Localmente sono presenti intercalazioni sabbiose e sabbioso-siltose di spessore decimetrico. Le ghiaie sono localmente mascherate da coltri di esondazione fluviale di spessore variabile (massimo 4-6 m), costituite da sabbie variamente siltose e subordinatamente da silt, talvolta caratterizzate da laminazione piano parallela e ondulata o coinvolte da *soft sediment deformation* (Fig. 39) (*depositi alluvionali*, b).

I sedimenti del *subsintema di Dego* sono localizzati lungo una fascia ampia



Fig. 39 - Coltri di copertura del subsistema di Dego (**CMT₂**) affioranti lungo la sponda destra del T. Scrivia 1,2 km circa a NNO dell'abitato di Castellar Ponzano. Si osserva un'alternanza di livelli siltosi (più chiari) e sabbiosi di spessore pluricentricimetrico, diffusamente interessati da soft sediment deformation (altezza della sezione circa 50 cm).

un paio di chilometri che accompagna l'alveo del T. Scrivia, lungo la sponda destra del F. Tanaro (Lobbi) e al margine settentrionale del Foglio nel settore di confluenza del F. Tanaro e del T. Scrivia, e più precisamente tra Sale e Castelnuovo Scrivia.

La porzione pellicolare dell'unità mostra un profilo pedogenetico poco sviluppato (10YR-2,5Y) e colore variabile da bruno olivastro a bruno giallastro.

Lo spessore massimo conservato dei sedimenti riferiti a questa unità è pari a 20-25 m.

Questa unità è rappresentata da superfici debolmente terrazzate sospese di 1-3 m rispetto al top deposizionale del *subsistema di Rocchetta Cairo* (**CMT₃**).

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base della posizione stratigrafica e del grado di alterazione dei sedimenti.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - *OLOCENE* p.p.

4.3.3.3. - subsistema di Rocchetta Cairo (CMT₃)

Depositi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi a supporto di clasti, non infrequentemente con tessitura da *openwork* a *partially openwork*. Stratificazione piano parallela o incrociata, generalmente ben espressa. Clasti centimetrico-decimetrici, da subarrotondati a ben arrotondati, frequentemente con morfologia fortemente appiattita (bacino del T. Scrivia). La composizione petrografica dei clasti varia in funzione del bacino di alimentazione (Orba, Tanaro e Scrivia). Localmente sono presenti intercalazioni sabbiose e sabbioso-siltose di spessore decimetrico con laminazione piano-parallela o ondulata. La successione ghiaiosa è coperta da coltri di esondazione fluviale di spessore variabile da pluridecimetrico (bacino del T. Scrivia) a plurimetrico (6-8 m) (bacino del F. Tanaro), costituite da sabbie medio-fini e subordinatamente da silt sabbiosi. Le coltri mostrano una stratificazione piano parallela o ondulata, talvolta incrociata, e sono localmente interessate da *soft sediment deformation* (Fig. 40). Le coltri sono solitamente costituite da ripetuti cicli deposizionali sovrapposti (corrispondenti ad altrettanti eventi alluvionali) di spessore centimetrico-decimetrico con evidenti *trend* di tipo *fining upward*.

Nei settori collinari, i depositi fluviali afferenti al reticolato affluente di destra del T. Scrivia (T. Ossona e Rio di Castellania) sono costituiti da ghiaie sabbiose o



Fig. 40 - Depositi ghiaioso-sabbiosi a stratificazione orizzontale del subsistema di Rocchetta Cairo (CMT₃) affioranti lungo la sponda destra del T. Scrivia 1 km a NNO di Castellar Ponzano.

da sabbie siltoso-argillose con subordinata frazione ghiaiosa, generalmente con stratificazione mal espressa (*depositi alluvionali*, b).

I sedimenti che costituiscono questa unità appaiono debolmente o per nulla alterati (2,5-5Y), con colore variabile dal grigio al bruno olivastro.

Sono distribuiti lungo le fasce di divagazione attive dei principali corsi d'acqua (F. Tanaro e T. Scrivia) e relativi bacini tributari.

Lo spessore dell'unità varia da pochi metri fino a un massimo di 15-20 m.

In assenza di elementi di datazione, l'attribuzione cronologica dell'unità è stata effettuata unicamente sulla base della posizione stratigrafica, dell'assetto morfologico (il *top* deposizionale dell'unità è tuttora soggetto a processi di alluvionamento) e del grado di alterazione dei sedimenti.

OLOCENE SUPERIORE p.p.

4.4. - UNITÀ UBIQUITARIE IN FORMAZIONE

4.4.1. - *Depositi di frana* (**a₁**)

In questa unità informale sono stati raggruppati i depositi generati da processi gravitativi s.l. (*depositi di frana*, **a₁**) che coinvolgono i versanti delle aree collinari del Foglio (cfr. § XI). Gli accumuli sono costituiti da prevalenti *diamicton* a matrice da argilloso-siltosa a siltoso-sabbiosa (in funzione della composizione litologica delle unità coinvolte) con clasti e blocchi eterogenei ed eterometrici provenienti dalla mobilitazione della coltre colluviale e delle porzioni più pellicolari e alterate del substrato (accumuli di frana generatisi con prevalenti meccanismi di colata o di *creep* lento). Talvolta si osservano porzioni di substrato, anche di considerevole volume, variamente allentate e disarticolate (accumuli di frana generatisi con prevalenti meccanismi roto-traslativi).

Lo spessore degli accumuli di frana varia da qualche metro a un massimo di 15-20 m.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - *OLOCENE SUPERIORE*

4.4.2. - *Discariche* (**h₁**)

In questa unità sono comprese le principali discariche di materiali inerti (**h₁**) localizzate a nord-est di Spinetta Marengo, a nord di Tortona e a ovest di Casalnoceto (in prossimità della sponda sinistra del T. Curone).

VI - ASSETTO STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONICA

Il Foglio Tortona è caratterizzato da complessi rapporti stratigrafici e tettonici tra le Unità Liguri Esterne, la Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore (Unità Epiliguri e Bacino Terziario Piemontese *Auct.*) e la Successione tortoniana *p.p.* - pleistocenica inferiore *p.p.* (cfr. Fig. 41). L'assetto strutturale del Foglio può essere descritto facendo riferimento all'assetto geometrico interno di questi tre grandi insiemi, alle principali faglie e zone di deformazione, alle strutture plicative e alle principali superfici di discontinuità stratigrafica riconosciute e mappate nelle successioni affioranti. La ricostruzione dei rapporti geometrici d'intersezione tra le strutture tettoniche e le principali superfici di discontinuità ha permesso di ricostruire una complessa evoluzione tettonica dal Cretacico Superiore al Pleistocene. Per quanto riguarda la Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore e la Successione tortoniana *p.p.* - pleistocenica inferiore *p.p.* particolare attenzione è stata dedicata al riconoscimento del controllo tettonico sulla sedimentazione attraverso l'integrazione tra dati stratigrafici e strutturali. Le interpretazioni a scala regionale sono state condotte confrontandosi con i modelli tettono-stratigrafici proposti in letteratura per le Unità Liguri Esterne (ELTER & MARRONI, 1991; VESCOVI *et alii*, 1999; DI DIO *et alii*, 2005b; MARRONI *et alii*, 2001, 2010a, b) e per la successione post-Eocene medio (Unità Epiliguri e Bacino Terziario Piemontese *Auct.* e unità tortoniano - pleistoceniche; GELATI *et alii*, 1974; GELATI & GNACCOLINI, 1982; GHIBAUDO *et alii*, 1985; MUTTI *et alii*, 1995; CIBIN *et alii*, 2001; DELA PIERRE *et alii*, 2003, 2007; FESTA *et alii*, 2009, 2015a, b; IRACE *et alii*, 2009, 2017, 2024; MARRONI *et alii*, 2010a;

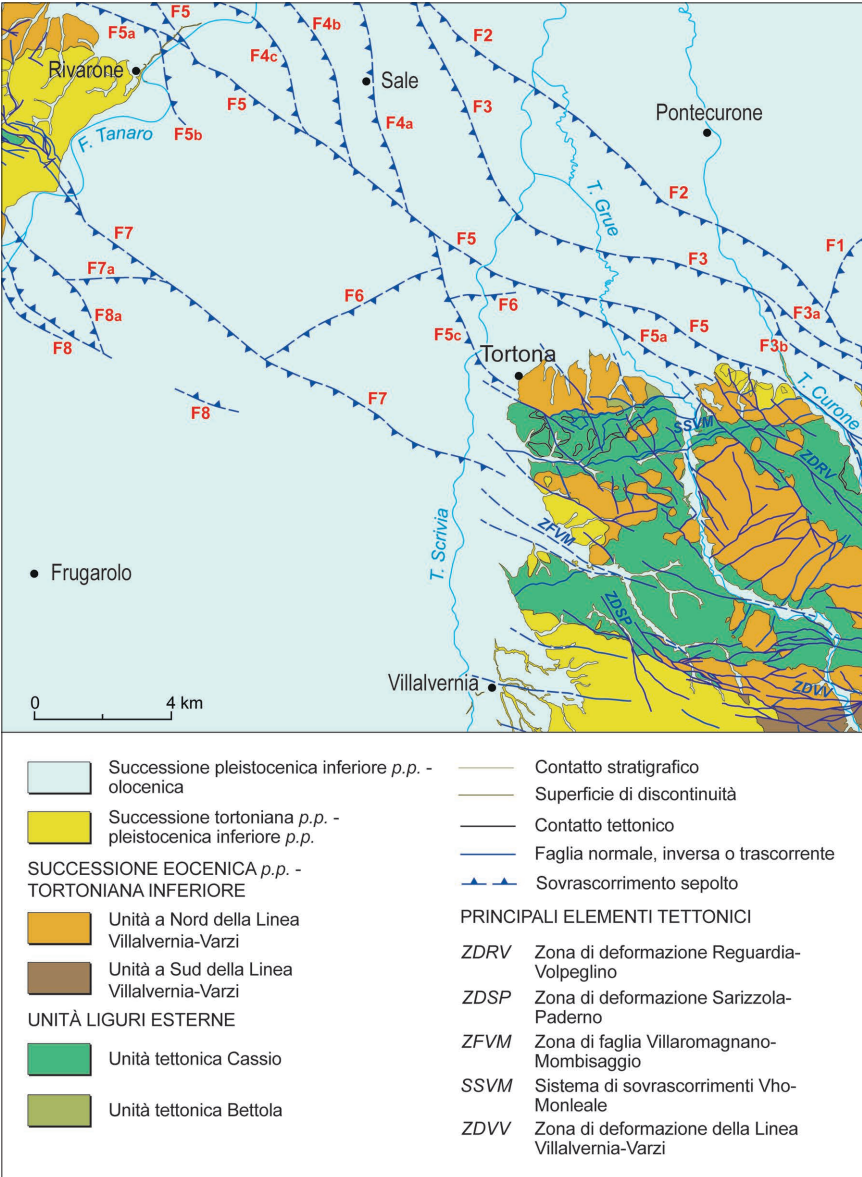


Fig. 41 - Schema strutturale del Foglio Tortona. I numeri in rosso fanno riferimento alle strutture mappate nel sottosuolo secondo un ordine crescente procedendo dalla posizione strutturale più esterna a quella più interna.

GHIELMI *et alii*, 2013, 2019; VERCESI *et alii*, 2014; D'ATRI *et alii*, 2016; BARBERO *et alii*, 2017; PIANA *et alii*, 2017; AMADORI *et alii*, 2019; MAESANO *et alii*, 2024). L'integrazione con tali modelli interpretativi è stata necessaria anche per superare i vincoli legati alla generale bassa densità e qualità degli affioramenti nell'areale del Foglio.

Il substrato pre-Pleistocene Inferiore *p.p.* (pre-Calabrian *p.p.*) affiora in due distinti settori collinari, denominati “sperone” di Pecetto di Valenza - Montecastello e “sperone” di Tortona, che sono separati da un'ampia fascia pianeggiante di circa 15 km occupata dalle successioni fluviali pleistoceniche medie - oloceniche. Visto che la netta separazione fisica tra i due settori collinari impedisce precise correlazioni strutturali, l'assetto strutturale dello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello e di Tortona verrà descritto in due distinti capitoli.

1. - SPERONE DI TORTONA

Lo sperone di Tortona (Fig. 42) rappresenta l'estremità nord-occidentale dell'Appennino vogherese-emiliano ed è caratterizzato dalla sovrapposizione tettonica tra l'Unità tettonica Cassio e l'Unità tettonica Bettola, di pertinenza delle Unità Liguri Esterne. Entrambe le unità tettoniche sono coperte in discordanza angolare dalle “Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore (Unità Epiliguri *Auct.*), che rappresenta il riempimento di bacini episuturali di *thrust-top*. Questi rapporti stratigrafici vincolano la giustapposizione delle Unità tettoniche Cassio e Bettola durante le fasi tettoniche pre-Eocene medio, corrispondenti alla Fase Ligure *sensu* ELTER (1975). Questo insieme strutturale è fortemente deformato da vari sistemi di faglia, zone di deformazione e strutture plicative cartografabili ed è coperto in discordanza dalla Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.*

Il motivo strutturale principalmente riconoscibile nello sperone di Tortona è rappresentato da faglie e zone di deformazione con direzione compresa tra NO-SE e ONO-ESE e cinematica prevalente trascorrente destra, con componenti sia transpressive che transtensive (Fig. 42). Le principali strutture comprendono la Zona di Deformazione di Reguardia-Volpeglino (ZDRV), la Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna (ZDSP) e la Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio (ZFVM). Nella maggior parte dei casi, se analizzate a scala cartografica, le faglie e le zone di deformazione a direzione NO-SE e ONO-ESE dislocano una serie di sistemi di faglie da normali a trascorrenti (sia transpressive che transtensive), sovrascorrimenti e superfici assiali di pieghe con direzione molto variabile compresa tra E-O e ENE-OSO, NE-SO, e da N-S a NNO-SSE (Fig. 42). Tra queste strutture, le principali sono il Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale (SSVM) e la Zona di Deformazione della Zona

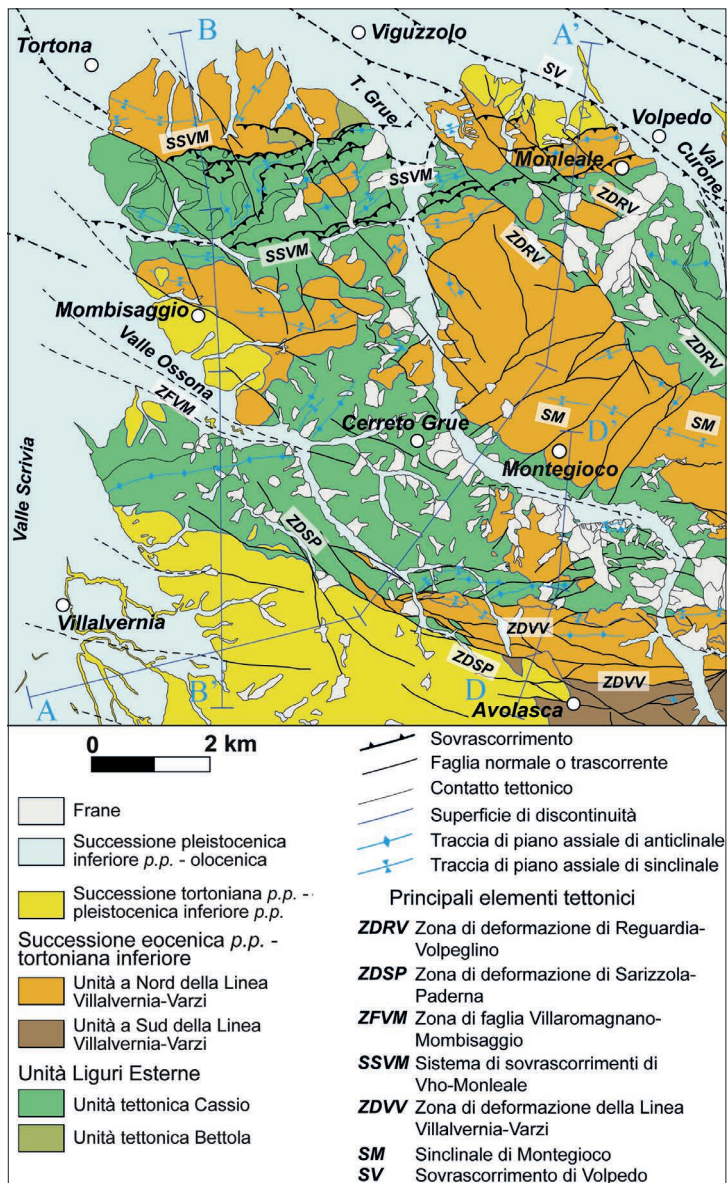


Fig. 42 - Schema strutturale dello sperone di Tortona in cui sono indicati i principali elementi tettonici. Le tracce A-A' e B-B' coincidono con le tracce delle sezioni geologiche rappresentate nel Foglio di superficie. La traccia D-D' rappresenta la sezione geologica di Fig. 44.

di Faglia Villalvernia-Varzi (ZDVV), rispettivamente nel settore settentrionale e meridionale dello sperone di Tortona (Fig. 42). Queste strutture separano blocchi caratterizzati da un diverso assetto stratigrafico e strutturale. In particolare, la Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi separa l'Unità tettonica Cassio e la successione di unità riferite al raggruppamento "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*, vedi FESTA *et alii*, 2015a; VERCESI *et alii*, 2014; BARBERO *et alii*, 2017) dall'Unità tettonica Antola (non affiorante nel Foglio) e dalle "Unità a sud della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Bacino Terziario Piemontese *Auct.*, vedi FESTA *et alii*, 2015a; MARRONI *et alii*, 2010a; VERCESI *et alii*, 2014).

Per meglio comprendere il complesso assetto strutturale dello sperone di Tortona, nei successivi capitoli verrà descritto l'assetto strutturale dei quattro grandi insiemi stratigrafico-strutturali che caratterizzano l'area, ovvero le Unità Liguri Esterne, le "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore (Unità Epiliguri *Auct.*), le "Unità a sud della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore (Bacino Terziario Piemontese *Auct.*) e la Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.* Un ultimo capitolo verrà dedicato alla descrizione dettagliata delle principali zone di faglia e zone di deformazione cartografate.

1.1. - UNITÀ LIGURI ESTERNE

In base alle interpretazioni a scala regionale, l'assetto strutturale delle Unità Liguri Esterne è il risultato di varie fasi tettoniche legate alla deformazione dell'Oceano Ligure-Piemontese e della sua transizione al margine continentale di Adria tra il Cretacico Superiore e l'Eocene medio e precedenti alla deposizione della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore (ELTER & MARRONI, 1991; PLESI *et alii*, 1993; VESCOVI *et alii*, 1999; MARRONI *et alii*, 2001, 2002; CERRINA FERONI *et alii*, 2004; CODEGONE *et alii*, 2012; FESTA *et alii*, 2013).

Nel Foglio Tortona, la ricostruzione dell'assetto strutturale delle Unità Liguri Esterne e delle principali strutture deformative connesse a queste fasi è difficoltosa per le cattive esposizioni della successione e per l'intensa deformazione posteriore all'Eocene medio e perdurata fino al Pliocene - Pleistocene Inferiore che ha interessato tutta la successione affiorante. L'elemento principale per la descrizione del loro assetto strutturale è la distinzione di due unità tettoniche, l'Unità tettonica Cassio e l'Unità tettonica Bettola. Queste unità mostrano una diversa successione stratigrafica e sono giustapposte dallo *split* settentrionale del Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale, che determina il sovrascorrimento dell'Unità tettonica Cassio sull'Unità tettonica Bettola (Fig. 42; cfr. sezione B-B' del Foglio geologico). In accordo con le interpretazioni contenute nei Fogli

limitrofi (DI DIO *et alii*, 2005b; MARRONI *et alii*, 2010a; VERCESI *et alii*, 2014), l'impilamento tra le due unità è avvenuto durante le fasi tettoniche dell'Eocene medio (Fase Ligure *Auct.*), come testimoniato dall'appoggio discordante delle *Marne di Monte Piano* (Eocene medio-superiore) sull'Unità tettonica Cassio nel blocco di tetto e sull'Unità tettonica Bettola nel blocco di letto del sovrascorrimento. È comunque importante notare che la dislocazione delle *Marne di Monte Piano* e della *Formazione di Ranzano* lungo il sovrascorrimento tra le due unità indica la sua riattivazione in età post-oligocenica.

Un altro elemento fondamentale per descrivere l'assetto strutturale delle Unità Liguri Esterne deriva dall'integrazione tra i dati di superficie e la stratigrafia del pozzo ENI Volpedo 1. Infatti, questo pozzo permette di descrivere l'impilamento tettonico delle Unità Liguri Esterne in quanto attraversa interamente la pila stessa delle unità, raggiungendo le unità oligo-mioceniche di pertinenza dei bacini di avanfossa. Il pozzo Volpedo 1 è stato realizzato sul versante sinistro della Valle Curone, circa 1 km a sud di Volpedo dove affiora l'Unità tettonica Cassio, che è qui caratterizzata dal *flysch di Monte Cassio* e dal Complesso di Base che qui comprende le *argille varicolori di Cassio* e le *arenarie di Scabiazza* (cfr. sezione A-A' del Foglio geologico). La stratigrafia del pozzo Volpedo 1 evidenzia, al di sotto di intervalli correlabili con i "Complessi di Base" dell'Unità tettonica Cassio, un orizzonte cretacico composto da argille con inclusi di arenarie, calcari e ofioliti. Le caratteristiche stratigrafiche di questo orizzonte, la presenza di ofioliti e la sua posizione strutturale al di sotto dell'Unità tettonica Cassio sono confrontabili con il *complesso di Pietra Parcellara*, di pertinenza dell'Unità tettonica Groppallo (cfr. sezione A-A' del Foglio geologico), che affiora nella medesima posizione strutturale sul versante destro della Valle Curone, circa 1 km a est del pozzo Volpedo 1 (VERCESI *et alii*, 2014; BARBERO *et alii*, 2017). Questo complesso corrisponde a un *mélange* sedimentario caratterizzato da abbondante detritismo ofiolitico sia nella matrice che negli olistoliti e testimonia la risposta sedimentaria a un'importante fase tettonica tardo-cretacica connessa con le fasi iniziali di chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese (Fase Eoalpina, ELTER & MARRONI, 1991; MARRONI *et alii*, 2010a, b, 2017).

Questi dati evidenziano quindi che l'edificio strutturale Ligure Esterno è composto nell'areale del Foglio Tortona da tre unità tettoniche, che dall'alto al basso strutturale sono l'Unità tettonica Cassio, l'Unità tettonica Groppallo (riconosciuta in base ai dati di sottosuolo) e l'Unità tettonica Bettola (cfr. sezione A-A' del Foglio geologico). A scala regionale le stesse unità vengono riconosciute e cartografate nei settori orientali della catena fino all'Appennino parmense. Di seguito verrà descritto più nel dettaglio l'assetto strutturale dell'Unità tettonica Cassio e dell'Unità tettonica Bettola in quanto rappresentano le uniche unità tettoniche riconosciute e studiabili in affioramento.

Unità tettonica Cassio

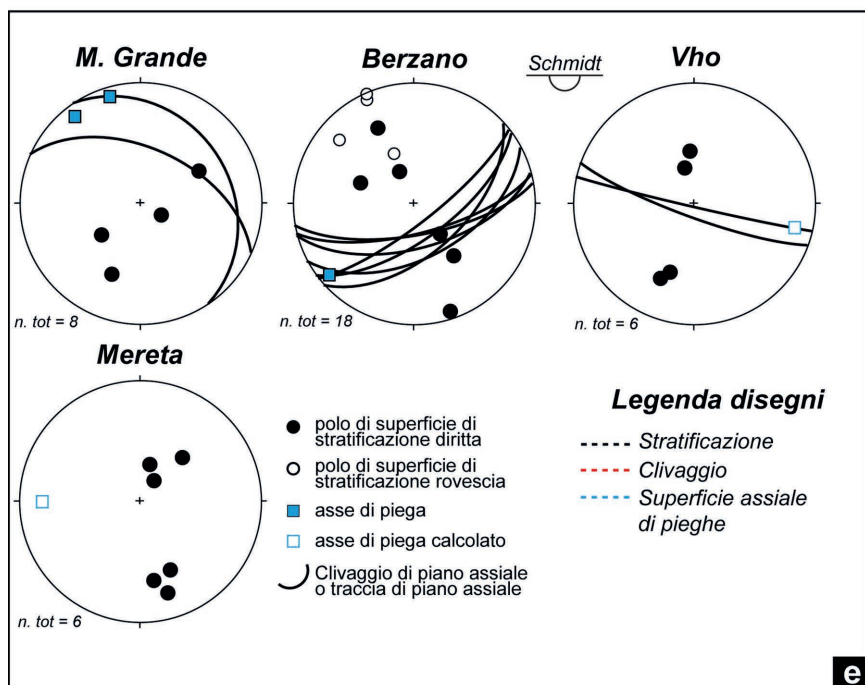
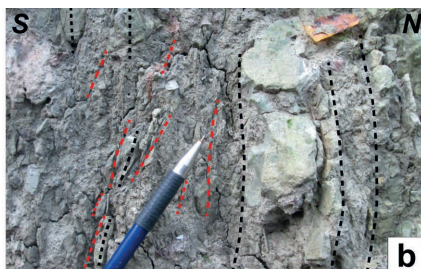
L'Unità tettonica Cassio affiora estesamente nel Foglio Tortona, ma le cattive esposizioni limitano fortemente la descrizione del suo assetto strutturale alla mesoscala. La maggior parte delle considerazioni sulla deformazione interna dell'unità sono quindi basate su dati a scala cartografica, supportati da locali evidenze mesostrutturali.

Un aspetto importante dell'assetto strutturale dell'Unità tettonica Cassio si osserva nei settori di Vho (settore NO dello sperone di Tortona) e di Cusinasco (settore est dello sperone di Tortona) dove la base del *flysch di Monte Cassio* è stata interpretata e cartografata come uno scollamento tettonico che mostra immersione variabile verso i quadranti meridionali e settentrionali con inclinazioni da medie a basse. La principale evidenza di questo scollamento è l'elisione di alcuni termini stratigrafici della successione e la mancanza del tipico ordine stratigrafico dell'Unità tettonica Cassio, come testimoniato dalla sovrapposizione del *flysch di Monte Cassio* su diversi termini della successione dei "Complessi di Base", e in particolare sulle *argille a Palombini* e sulle *arenarie di Scabiazza* e le *argille varicolori di Cassio*. Lo scollamento è probabilmente legato alla diversa risposta reologica durante la deformazione tra la successione calcareo-marnosa del *flysch di Monte Cassio* e quella prevalentemente argillosa dei "Complessi di Base". L'evidenza che la Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore (Epiligure *Auct.*) non è mai convolta lungo i contatti di scollamento suggerisce che tale deformazione sia ascrivibile alle fasi tettoniche pre-Eocene medio (Fase Ligure o Mesoalpina). Questa interpretazione è coerente con quanto proposto in letteratura per l'Unità tettonica Cassio, ma più in generale per tutte le Unità Liguri Esterne, le quali sono caratterizzate da forti disarmonie tra l'assetto strutturale dei "Complessi di Base" cretacici e delle soprastanti successioni flyschoidi tardo cretaciche - paleoceniche - eoceniche a causa del forte contrasto reologico tra le due successioni (PINI, 1999; BETTELLI & VANNUCCHI, 2003; LEVI *et alii*, 2006; CODEGONE *et alii*, 2012; FESTA *et alii*, 2013; NIRTA *et alii*, 2007, 2024). Le diverse caratteristiche reologiche determinano comunemente lo sviluppo di strutture deformative molto diverse tra loro e di contatti tettonici di scollamento tra i termini stratigrafici della successione (PINI, 1999; BETTELLI *et alii*, 1989; PANINI *et alii*, 2006). Alcuni Autori hanno proposto una differente interpretazione, ipotizzando che il diverso stile deformativo tra i "Complessi di Base" e i *flysch a Elmintoidi* delle Unità Liguri Esterne sia legato a un episodio deformativo del tardo Cretacico (Fase Eoalpina) che ha coinvolto solamente le successioni pre-*flysch a Elmintoidi* (PLESI *et alii*, 1993; VESCOVI *et alii*, 1999; DANIELE & PLESI, 2000; VERCESI *et alii*, 2014). In questa interpretazione, la sovrapposizione del *flysch di Monte Cassio* sui diversi termini dei "Complessi

di Base” rappresenterebbe una discordanza stratigrafica che sigillerebbe la deformazione Eoalpina.

Il diverso stile deformativo tra le successioni flyschoidi e i “Complessi di Base” dell’Unità tettonica Cassio è anche evidente alla mesoscala. Infatti, le *argille a Palombini*, le *arenarie di Scabiazza* e le *argille varicolori di Cassio*, di pertinenza dei “Complessi di Base”, mostrano generalmente un assetto caotico alla mesoscala, definito da blocchi tabulari pluricentimetrico-metrici inglobati in una matrice argilloso-pelitica, caratterizzata da un clivaggio scaglioso definito da piani ad andamento anastomosato e con superfici lucide (Fig. 43a, b). I blocchi definiscono degli allineamenti preferenziali all’interno della matrice e talvolta preservano al loro interno delle strutture sedimentarie primarie come gradazioni e laminazioni. Tale assetto è legato allo stiramento e smembramento dell’originaria successione stratigrafica durante la deformazione della successione, che è avvenuto durante lo sviluppo di pieghe isoclinali associate a strutture da *boudinage* e *pinch and swell* e zone di taglio (PINI, 1999; BETTELLI & VANNUCCHI, 2003; CODEGONE *et alii*, 2012; FESTA *et alii*, 2013; REMITTI *et alii*, 2024). Al contrario, il *flysch di Monte Cassio* e le *argille di Viano* mostrano alla mesoscala una successione stratigrafica coerente, senza lo sviluppo di una struttura *block-in-matrix*. In alcuni affioramenti è stato possibile riscontrare delle pieghe alla mesoscala, da decimetriche a plurimetriche, a geometria asimmetrica, con cerniere arrotondate e con lo sviluppo di fianchi lunghi mediamente inclinati verso i quadranti meridionali e fianchi corti da rovesci a mediamente inclinati verso nord (Fig. 43c). Le zone di cerniera sono caratterizzate da un clivaggio a spaziatura da centimetrica a pluricentimetrica, sviluppato solamente nelle marne e nelle peliti marnose e classificabile come un clivaggio di piano assiale (Fig. 43d). Nonostante i limitati dati strutturali impediscano una discussione statisticamente robusta sull’orientazione degli elementi strutturali, i diagrammi di figura 43e indicano che gli assi delle pieghe sono suborizzontali e mostrano una direzione compresa da E-O a ENE-OSO, e localmente (M. Grande) NNO. I clivaggi di piano assiale mostrano variazioni di direzione confrontabili, variando da ESE-ONO, ENE-OSO e NNO-SSE (Fig. 43e). Le geometrie delle pieghe alla mesoscala e i rapporti clivaggio-stratificazione suggeriscono una vergenza verso nord e localmente verso ovest, rispetto alle attuali orientazioni (Fig. 43d, e).

Fig. 43 - Caratteristiche mesostrutturali dell’Unità Cassio (a-d) e proiezioni stereografiche (e) degli elementi strutturali di strutture plicative nel flysch di Monte Cassio e nelle argille di Viano. (a) Struttura *block-in-matrix* nelle argille varicolori di Cassio prodotta dallo stiramento dell’originaria successione stratigrafica (Mereta). (b) Clivaggio scaglioso (*scaly fabric*) nelle arenarie di Scabiazza (Berzano di Tortona). (c) Pieghe asimmetriche nelle marne e marne argillose del flysch di Monte Cassio (Fornace Zaccone). (d) Rapporti di intersezione tra clivaggio e stratificazione in un fianco rovescio di una macropiegia nel flysch di Monte Cassio (Magrassi).



Le pieghe alla mesoscala nel *flysch di Monte Cassio* e nelle *argille di Viano* appena descritte riflettono delle strutture plicative a scala della carta che è stato possibile cartografare nei dintorni di Berzano di Tortona e di Vho, all'interno del Sistema di Sovrascorrimenti Vho-Monleale, a Cerreto Grue e a Mereta (cfr. Sezioni B-B' del Foglio e D-D' in figura 44). In questi settori, la variazione delle giaciture permette di cartografare dei sistemi di pieghe con una lunghezza d'onda di un centinaio di metri e superficie assiale da inclinata ad alto angolo, con immersione variabile da S a SSE (settore di Vho-Berzano e Mereta) e a SE (settore di Cerreto Grue). Le pieghe sono asimmetriche e localmente con fianchi rovesciati, con probabili vergenze verso i quadranti settentrionali, come testimonia lo sviluppo di fianchi corti inclinati verso i quadranti settentrionali e fianchi lunghi immergenti in media verso S e SE (Fig. 44). Nonostante le incertezze per le pessime esposizioni, nei dintorni di Vho alcune pieghe sono state cartografate anche nei "Complessi di Base" e mostrano geometrie da subisoclinali a serrate, con lo sviluppo di fianchi rovesci e superfici assiali da mediamente a poco inclinate verso SE o S.

È importante notare che lo stile deformativo riconosciuto nelle strutture plicative alla mesoscala e alla macroscale nell'Unità tettonica Cassio è

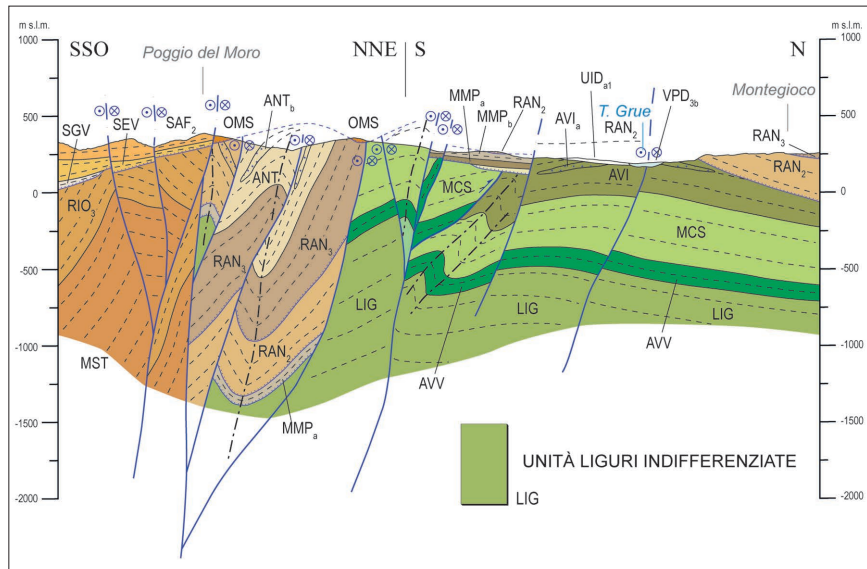


Fig. 44 - Sezione geologica lungo la direttrice Montegioco-Avolasca (Valle Grue). La traccia della sezione è indicata in figura 42 con D-D'.

completamente diverso dalle pieghe riconosciute nella Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore (Unità Epiliguri *Auct.*), la quale è interessata da pieghe concentriche e aperte, a scala da pluriottometrica a chilometrica. Questo suggerisce che le strutture precedentemente descritte siano ascrivibili alle fasi tettoniche pre-Eocene medio (Fase Ligure) e registrino le fasi di accrezione della successione dell'Unità tettonica Cassio all'interno del prisma di accrezione Ligure, come suggerito in letteratura per altri settori della catena appenninica (PINI, 1999; VESCOVI *et alii*, 1999; BETTELLI *et alii*, 1989; PANINI *et alii*, 2006; CODEGONE *et alii*, 2012). Questa ipotesi è confermata dai dati cartografici nei dintorni di Mereta, dove le pieghe ricostruite a scala cartografica e alla mesoscala e alcune faglie inverse sono sigillate dalla base delle *Marne di Monte Piano*, di pertinenza della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore (Unità Epiliguri *Auct.*), le quali poggiano sia sulle *argille varicolori di Cassio* che sul *flysch di Monte Cassio* e sulle *argille di Viano*. Nonostante le deformazioni e le possibili riattivazioni di alcune strutture durante le fasi tettoniche post-Eocene medio, le geometrie delle pieghe e i rigetti ricostruibili lungo le faglie cartografate permettono di ipotizzare una vergenza verso nord con il sollevamento dei settori meridionali durante le fasi pre-Eocene medio.

Unità tettonica Bettola

Questa unità affiora poco a sud di Viguzzolo nel blocco di letto del Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale (Fig. 42; cfr. sezione B-B' del Foglio geologico), dove uno *splay* del sovrascorrimento principale giustappone la *Formazione di Val Luretta* alle *Marne di Monte Piano* e alla *Formazione di Ranzano*. A causa delle pessime condizioni di affioramento e dei limitati areali, l'assetto strutturale dell'Unità tettonica Bettola non può essere descritto in dettaglio. L'aspetto importante da evidenziare per la ricostruzione dell'evoluzione tettonica generale di questo settore di catena è legato alla diversa età tra le *Marne di Monte Piano* poggianti in discordanza sulla *Formazione di Val Luretta* e quelle poggianti sull'Unità tettonica Cassio nel tetto del sovrascorrimento. Infatti, sebbene le pessime condizioni di affioramento impediscano un dettagliato studio biostratigrafico, i campioni raccolti indicano che i primi sedimenti attribuibili alle *Marne di Monte Piano* e poggianti in discordanza sulla successione Ypresiano - Luteziano inferiore dell'Unità Bettola siano ascrivibili alle biozone MNP18-20 del Priaboniano superiore (Fig. 45). Diversamente, le *Marne di Monte Piano* nel blocco di tetto del sovrascorrimento Vho-Monleale (settore di M. Grande e Sarezzano) hanno un'età compresa tra il Luteziano-Bartoniano (biozona CNE14) e il Priaboniano (CNE16) e risultano più antiche di quelle affioranti nel blocco

di letto e coeve con la parte alta della *Formazione di Val Luretta* (Fig. 45). Questa evidenza stratigrafica indiretta suggerisce che l'Unità tettonica Bettola occupasse una posizione più esterna rispetto all'Unità tettonica Cassio durante gli eventi deformativi connessi alla Fase Ligure e sia stata incorporata nel prisma Ligure quando i sedimenti emipelagici dei bacini di *thrust-top* venivano depositati sull'Unità Cassio già deformata. La diversa età della base delle *Marne di Monte Piano* sull'Unità tettonica Bettola è confermata dal confronto con i dati biostratigrafici del Foglio Ponte dell'Olio come mostrato in figura 45.

1.2. - UNITÀ A NORD DELLA ZONA DI FAGLIA VILLALVERNIA-VARZI

Le “Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” (Unità Epiliguri *Auct.*) raggruppano le successioni dell'Eocene medio - Miocene Superiore deposte in bacini di *thrust-top* sulle Unità Liguri Esterne, precedentemente deformate durante la Fase Ligure (ELTER, 1975). Nel Foglio Tortona, l'assetto strutturale di queste unità può essere descritto facendo riferimento a tre settori distinguibili per le successioni stratigrafiche affioranti e l'assetto strutturale stesso. Tali settori sono i) il blocco a nord del Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale, compreso tra Tortona e Volpeglino, ii) il blocco compreso tra il Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale e la Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi, nel settore centrale dello sperone di Tortona e iii) le scaglie tettoniche all'interno della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi (Fig. 42).

Blocco a nord del Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale

Esso corrisponde al blocco di letto del sovrascorrimento ed è costituito dai termini stratigrafici eocenici-oligocenici (*brecce argillose di Baiso*, *Marne di Monte Piano* e *Formazione di Ranzano* con i membri di Val Pessola e Varano de' Melegari) delle “Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” (Unità Epiliguri *Auct.*). Come evidenziato dalla variazione dell'orientazione delle superfici di stratificazione (Fig. 46a, b), la successione è principalmente deformata da sinclinali e anticlinali con assi compresi tra ENE-OSO e NE-SO, che sono verosimilmente legate alla deformazione del blocco di letto del Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale durante la propagazione dei *thrust* principali. Questo è ben evidente nel settore di Volpeglino dove pieghe aperte a scala pluriettometrica sono associate a sovrascorrimenti a direzione ENE-OSO e NNO-vergenti. La direzione di trasporto tettonico dei *thrust* è coerente con la geometria delle pieghe; infatti, esse sono caratterizzate da superfici assiali

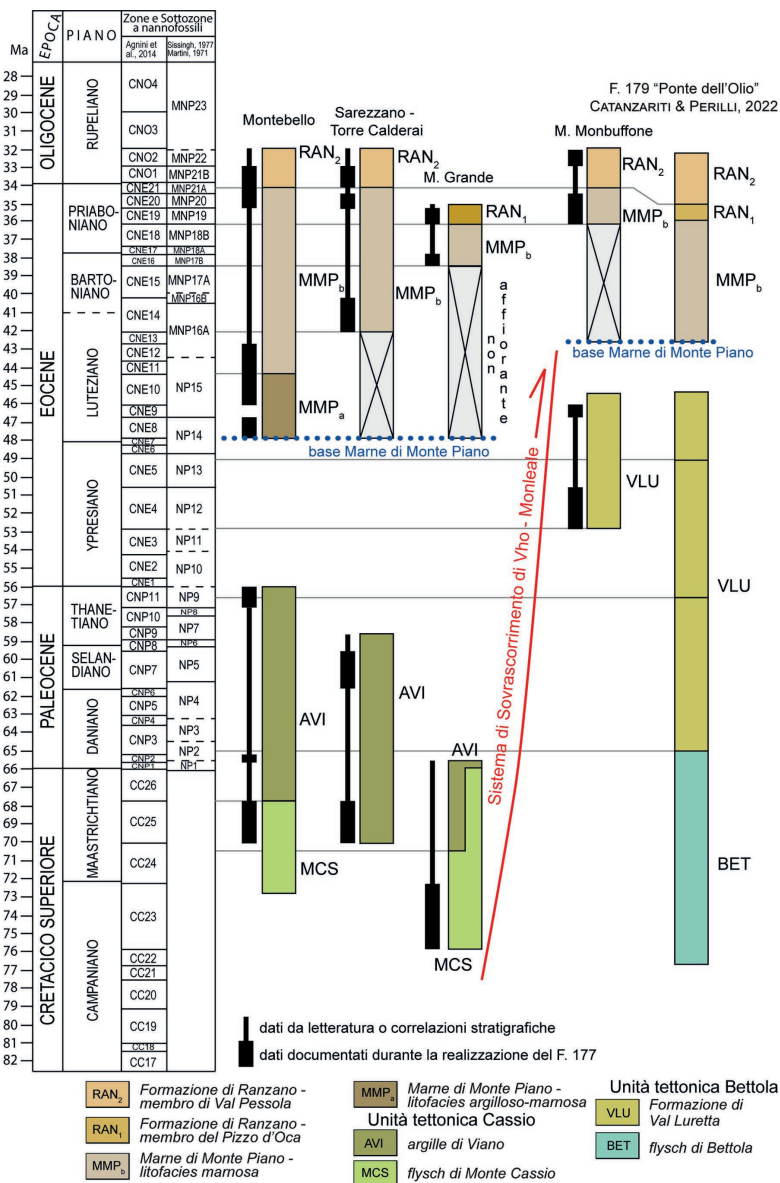


Fig. 45 - Schema dei rapporti strutturali tra l'Unità Cassio e l'Unità Bettola e variazione dell'età delle Marne di Monte Piano in diversi settori del Foglio Tortona e confronto con i dati di letteratura (Di Dio et alii, 2005b; CATANZARITI & PERILLI, 2011).

incline verso SSE e mostrano localmente un'asimmetria verso NO-N, definita da un fianco corto fortemente inclinato verso i quadranti settentrionali e un fianco lungo da debolmente a mediamente inclinato verso quelli meridionali (cfr. sezione B-B' del Foglio geologico). Nei pressi di Tortona, una delle strutture appena descritte è coperta in discordanza dalle *arenarie di Monte Vallassa* del Burdigaliano superiore - Langhiano, le quali sono a loro volta deformate da una blanda sinclinale con asse a direzione ONO-ESE (Fig. 46b). Nonostante la limitata distribuzione areale delle *arenarie di Monte Vallassa* in questo settore, la diversa geometria tra le strutture plicative nella successione pre- e post-Burdigaliano suggerisce una diminuzione dell'intensità della deformazione plicativa nelle successioni via via più recenti. Tra Tortona e Volpeglino, le strutture appena descritte sono dislocate da faglie da inverse a transpressive destre a direzione compresa tra NO-SE e NNO-SSE, che determinano il sollevamento dei blocchi occidentali e, nel settore di Volpeglino, la giustapposizione della *Formazione di Ranzano* alla Successione tortoniana p.p. - pleistocenica inferiore p.p. Nel settore di Volpeglino, queste faglie corrispondono agli *splay* della Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino.

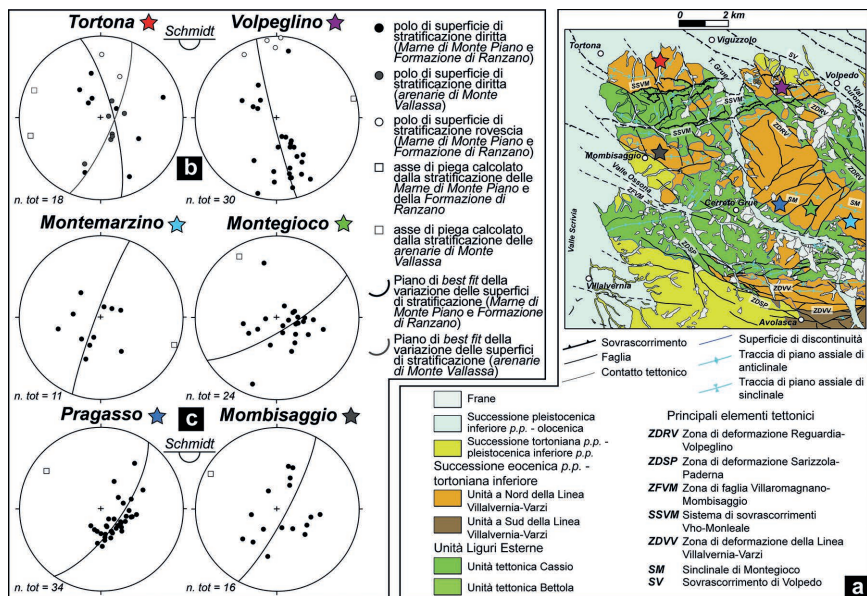


Fig. 46 - (a) Schema strutturale dello sperone di Tortona. Le stelle di diverso colore indicano le ubicazioni dei diagrammi strutturali (b) e (c) relativi alla variazione dell'orientazione della stratificazione e degli assi di piega nelle "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi".

Blocco compreso tra il Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale e la Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi

In questo settore, le “Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” (Unità Epiliguri *Auct.*) mostrano un assetto stratigrafico e strutturale significativamente differente rispetto agli altri settori. Dal punto di vista stratigrafico, l'elemento peculiare è la diffusa presenza della *litofacies arenaceo-conglomeratica* alla base del *membro di Varano de' Melegari* della *Formazione di Ranzano* e l'appoggio discordante di tale membro sulla successione dei membri di Val Pessola e del Pizzo d'Oca della *Formazione di Ranzano*, sulle *Marne di Monte Piano* e sulle *argille di Viano*, di pertinenza dell'Unità tettonica Cassio. Dal punto di vista strutturale, la fascia tra Scrimignano e Berzano di Tortona può essere descritta come una blanda sinclinale plurichilometrica (Sinclinale di Montegioco, SM) con asse a direzione compresa tra ONO-ESE e NO-SE (Fig. 46a, c), che passa gradualmente verso nord a una struttura monoclinale immergente mediamente verso ovest (tra Piaggio e Berzano di Tortona). La continuità di queste strutture è interrotta da vari sistemi di faglie a direzione NE-SO, N-S, NO-SE ed E-O. In base ai rigetti cartografici e ai dati mesostrutturali, le faglie a direzione NE-SO e N-S mostrano cinematica trascorrente da sinistra a destra con componenti di movimento da transtensive a transpressive (Figg. 42 e 47). È importante evidenziare che in corrispondenza delle faglie principali dei sistemi a direzione NE-SO e N-S si osservano brusche variazioni di facies e di spessore all'interno dei membri di Val Pessola e di Varano de' Melegari della *Formazione di Ranzano*. In particolare, tra Scrimignano e Montegioco le faglie a direzione NE-SO bordano blocchi strutturali caratterizzati dalla riduzione di spessore verso ovest della successione del *membro di Val Pessola*. Al contrario, nello stesso settore la *litofacies arenaceo-conglomeratica* del *membro di Varano de' Melegari* mostra nei vari blocchi strutturali un aumento di spessore verso ovest, passando da circa 10 m nei dintorni di Montemarzino a 80-100 m nei pressi di Montegioco. Queste evidenze suggeriscono che le faglie a direzione NE-SO e N-S rappresentino delle faglie sin-sedimentarie che controllavano l'architettura del bacino durante la deposizione della *Formazione di Ranzano* con lo sviluppo di alti e bassi strutturali. Questo dato cartografico è supportato dalle evidenze meso-strutturali di riduzione di spessore degli strati verso le superfici di faglia e la formazione di strutture tipo *horst* e *graben* alla mesoscala (Fig. 47b, c). In alcuni casi (settore di Piaggio - Valle Sant'Innocenzo), è molto probabile che alcune di queste faglie sin-sedimentarie siano state riattivate nelle fasi tettoniche successive con movimenti transpressivi destri e inversi, accomodando la deformazione connessa alle fasi compressive Appenniniche (Fig. 47d). Il confronto tra i dati ottenuti dai rilevamenti per il Foglio Tortona

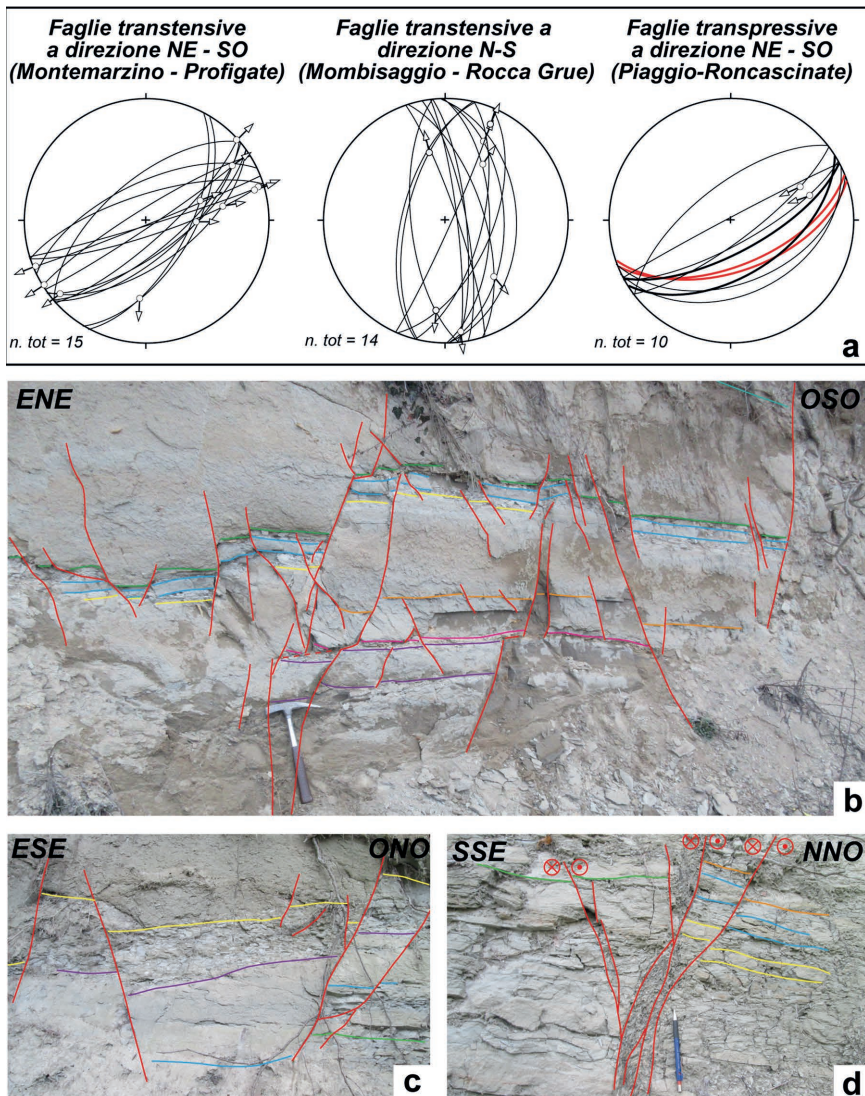


Fig. 47 - (a) Diagrammi strutturali delle faglie a direzione NE-SO e N-S. (b-c) Caratteristiche mesostrutturali di zone di faglia transtensive sinsedimentarie nella Formazione di Ranzano (b: M. Pias; c: Valle Sant'Innocenzo). (d) Caratteristiche mesoscopiche di una zona di faglia transpressiva destra (Piaggio). Le linee rosse rappresentano le faglie, le linee di diverso colore degli specifici strati dislocati.

e le carte geologiche pubblicate in letteratura (VERCESI *et alii*, 2014; FESTA *et alii*, 2015a; BARBERO *et alii*, 2017) supporta l'ipotesi di una importante tettonica sin-sedimentaria durante la deposizione del *membro di Val Pessola* e di quello di Varano de' Melegari. Infatti, poco a est dell'areale del Foglio, si osservano brusche variazioni di spessore delle loro successioni che sono controllate da faglie transtensive a direzione da N-S a NE-SO (FESTA *et alii*, 2015a; BARBERO *et alii*, 2017). La direzione opposta di inspessimento delle successioni dei due membri potrebbe suggerire una tettonica d'inversione riferibile all'Oligocene inferiore come già suggerito a scala regionale da alcuni Autori (MUTTI *et alii*, 1995; DI GIULIO & GALBIATI, 1995; CATANZARITI *et alii*, 1999; FESTA *et alii*, 2015a; PIAZZA *et alii*, 2016) e che controllò fortemente la fisiografia del bacino della *Formazione di Ranzano* nel settore a cavallo tra i Fogli Tortona e Voghera.

Le faglie a direzione NE-SO e N-S appena descritte sono generalmente dislocate da faglie a direzione media E-O che mostrano componenti di movimento da trascorrenti sinistre e destre a inverse, come osservato tra Scrimignano-Palazzo (Valle Grue) e al M. Pias (a sud di Sarezzano). In Valle Grue, alcune di queste faglie mostrano una componente di movimento trascorrente sinistra e causano a grande scala il sollevamento del blocco meridionale, dislocando il fianco meridionale della Sinclinale di Montegioco (cfr. sezione A-A' del Foglio geologico). I dati alla mesoscala degli affioramenti delle *argille di Viano* lungo il T. Grue a Palazzo sono coerenti con i rigetti cartografici e indicano un'asse di compressione orientato a circa N60° (Fig. 48a). In questo contesto ben si inquadra la faglia a nord di Scrimignano che rappresenta una struttura inversa sud-vergente che determina il sollevamento del blocco settentrionale. Alla mesoscala, tale faglia è testimoniata da faglie inverse, zone di taglio S-C vergenti a SO, pieghe asimmetriche con assi a direzione NO-SE e vergenti a SO indicative di una compressione orientata con asse orientato circa NE-SO (Fig. 48b, c). Complessivamente, i dati cartografici e mesostrutturali sulle faglie a direzione media E-O indicano una tettonica transpressiva che ha interessato la *Formazione di Ranzano* ed è associata a pieghe fino a scala plurichilometrica (Sinclinale di Montegioco) a direzione compresa tra E-O e NE-SO (Fig. 46c). Nel settore di Mombisaggio le pieghe e le faglie appena descritte sono sigillate dalle *arenarie di Monte Vallassa* del Burdigaliano superiore - Langhiano, suggerendo che la fase transpressiva sia ascrivibile al tardo Rupeliano - Burdigaliano inferiore. Purtroppo, la mancanza in questo settore dell'affioramento della successione oligo-miocenica delle formazioni di Antognola e di Contignaco impedisce una più dettagliata attribuzione temporale a queste strutture compressive. Tuttavia, i dati ben si inquadrano con quanto proposto per i settori limitrofi da FESTA *et alii* (2015a) e da BARBERO *et alii* (2017), i quali evidenziano delle zone di deformazione transpressive sinistre a direzione media E-O, che testimonierebbero una fase

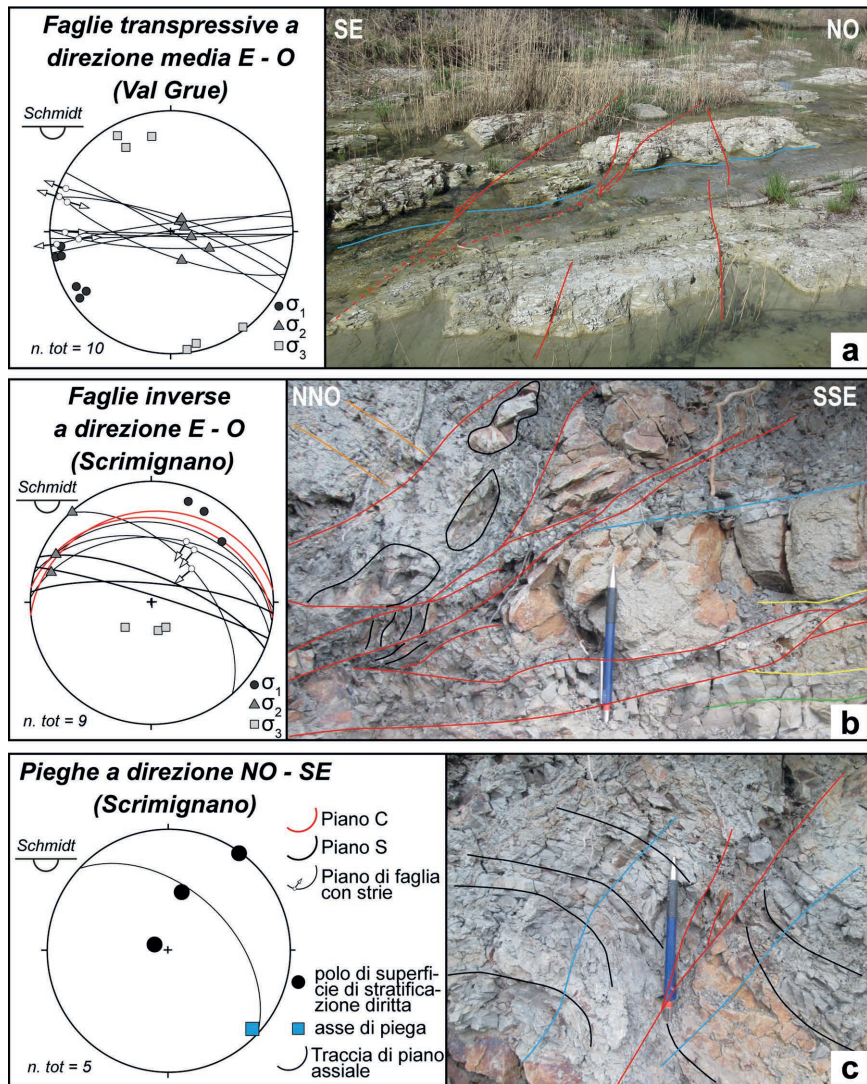


Fig. 48 - Caratteristiche mesostrutturali e diagrammi strutturali di zone di faglia a direzione E-O e mesopieghe. Le linee rosse rappresentano le faglie, le linee di diverso colore degli specifici strati dislocati o piegati. (a) Zona di faglia transpressiva sinistra a direzione E-O (Palazzo). (b) Zona di faglia inversa a direzione E-O (Scrimignano). (c) Mesopieghe associate a faglie inverse (Scrimignano).

tettonica tardo oligocenica - miocenica lungo la Linea Villalvernia-Varzi, durante un regime tettonico transpressivo caratterizzato da un raccorciamento a direzione ENE-OSO.

Nel blocco compreso tra il Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale e la Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi, le strutture tettoniche precedentemente descritte sono dislocate da un sistema di faglie a direzione compresa tra NO-SE e ONO-ESE (Fig. 42). Questo sistema di faglie è ben espresso tra Berzano di Tortona, Sarezzano e Mombisaggio, dove sono state cartografate numerose strutture di lunghezza da ettometrica a plurichilometrica, da subverticali a immergenti sia verso NE che verso SO, le quali mostrano rigetti prevalentemente trascorrenti destri, ma in alcuni casi inversi come documentato nei dintorni di Sarezzano (Fig. 49). Le faglie di questo sistema dislocano la successione fino ai termini Burdigaliano superiore - Langhiano delle "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*). È importante notare che le strutture appena descritte sono da parallele a subparallele ai segmenti di faglia della Zona di Deformazione Reguardia-Volpeggino e alla Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio, con cui condividono anche il prevalente cinematisma trascorrente destro. Le faglie isolate e i singoli segmenti di faglia nelle zone di deformazione principali mostrano in pianta un chiaro andamento *en-echelon* a passo destro, come visibile sul versante destro del T. Scrivia (Fig. 42). I rapporti di intersezione tra il sistema di faglie a direzione NO-SE e ONO-ESE, tra le discontinuità riconosciute nella successione affiorante e gli altri sistemi di faglia suggeriscono che le faglie appena descritte costituiscano il sistema più recente e siano state attive in età post-Burdigaliano superiore. Infatti, le faglie a direzione NO-SE dislocano la base delle *arenarie di Monte Vallassa* e il sistema di faglie a direzione E-O, attribuito al pre-Burdigaliano superiore, testimoniando un'attività tardo-miocenica.

Scaglie tettoniche all'interno della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi

Gran parte delle scaglie tettoniche all'interno della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi è composta dalla successione del tardo Eocene - Miocene Inferiore delle "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*). Per questo motivo si è deciso di descrivere in questo paragrafo il loro assetto strutturale generale, il quale verrà in parte ripreso nel capitolo dedicato alla descrizione della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi e dei suoi vari segmenti di faglia. Uno degli elementi fondamentali per descrivere l'assetto strutturale di queste unità all'interno della

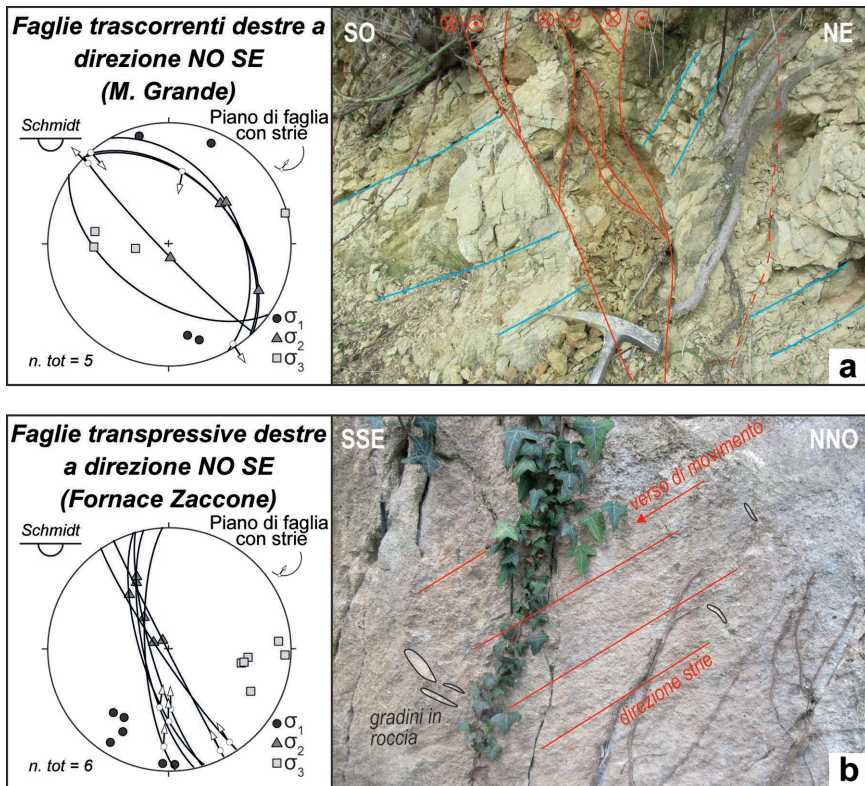


Fig. 49 - Caratteristiche mesostrutturali e diagrammi strutturali di zone di faglia a direzione NO-SE. (a) Zona di faglia trascorrente destra nella Formazione di Ranzano (M. Grande). Le linee rosse rappresentano le faglie, le linee blu la stratificazione. (b) Dettaglio di un piano di faglia transpressivo destro con strie (linee rosse) e gradini in roccia (linee nere) nelle arenarie di Scabiazza (Fornace Zaccone).

zona di deformazione è la discordanza angolare alla base dell'olistostroma di Monte Lisone attribuito al Burdigaliano (Fig. 50). Al di sotto della discontinuità, la successione delle formazioni di Ranzano e di Antognola è dislocata da faglie trascorrenti sinistre a direzione compresa tra E-O ed ESE-ONO (Fig. 44). Le faglie mostrano un andamento in pianta anastomosato e la loro intersezione definisce delle scaglie tettoniche lenticolari in cui generalmente le superfici di stratificazione sono subverticali e tendono a essere subparallele alle faglie principali. In molte scaglie tettoniche, la successione delle formazioni di Ranzano e di Antognola è piegata da anticlinali e sinclinali da aperte a chiuse

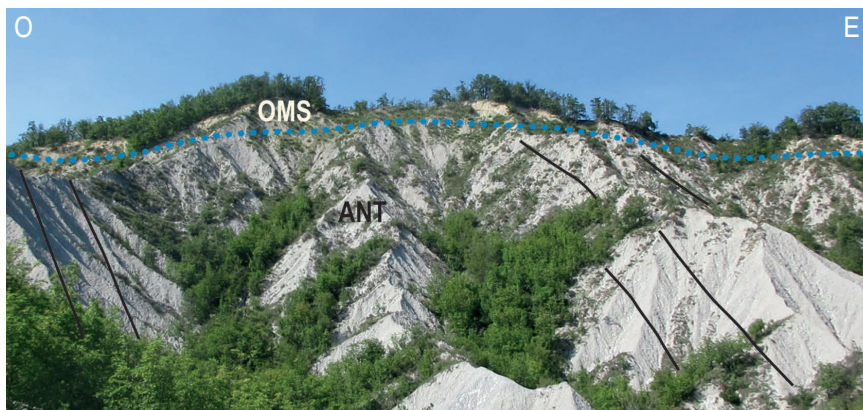


Fig. 50 - Assetto strutturale delle scaglie tettoniche lungo la Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi. Le linee nere rappresentano la stratificazione a medio alto angolo della Formazione di Antognola (ANT), la quale è coperta in discordanza angolare (linea blu puntinata) dall'olistostroma di Monte Lisone (OMS).

con superfici assiali subverticali e assi a direzione compresa tra E-O e NO-SE (Fig. 44). La deposizione dell'olistostroma di Monte Lisone sigilla in discordanza le strutture appena descritte e lo *splay* principale della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi, che giustappone l'Unità tettonica Cassio alle "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*). L'olistostroma del Monte Lisone, insieme alle arenarie di Monte Vallassa qualche chilometro a est del Foglio Tortona, è deformato da blande sinclinali con asse circa E-O e dislocato da faglie trascorrenti destre a direzione NO-SE, osservabili nei dintorni di Grua, dove tagliano i segmenti principali della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi (Fig. 44). È importante evidenziare che la discordanza alla base dell'olistostroma di Monte Lisone separa successioni che mostrano un assetto strutturale differente per stile deformativo ed entità della deformazione, la quale è significativamente minore nella successione miocenica superiore. Questi dati sono coerenti con quanto proposto da VERCESI *et alii* (2014), FESTA *et alii* (2015a, b) e BARBERO *et alii* (2017) per i settori limitrofi al Foglio e più in generale con il quadro tettonico proposto per l'intero Appennino Settentrionale. Infatti, in tutta la catena è stata riconosciuta una fase tettonica compressiva tardo oligocenica - burdigaliana associata a un'importante fase di avanzamento della catena verso l'avampaese padano (GELATI *et alii*, 1974; MUTTI *et alii*, 1995; CERRINA FERONI *et alii*, 2004; MARRONI *et alii*, 2010b; REMITTI *et alii*, 2011).

1.3. - UNITÀ A SUD DELLA ZONA DI FAGLIA VILLALVERNIA-VARZI

Le “Unità a sud della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” (Bacino Terziario Piemontese *Auct.*) comprendono delle successioni deposte in un bacino episuturale tra l'Eocene superiore e il Miocene, impostato al di sopra dell'edificio strutturale alpino strutturato durante la fase Mesoalpina (GELATI *et alii*, 1974; MUTTI *et alii*, 1995). Nei settori limitrofi al Foglio questo edificio strutturale è composto dall'Unità tettonica Antola (MARRONI *et alii*, 2010b; VERCESI *et alii*, 2014), che non è affiorante nell'areale del Foglio. L'assetto strutturale di queste unità può essere descritto facendo riferimento alla discontinuità stratigrafica separante i termini langhiani-serravalliani delle *siltiti di Gavi* e della *formazione di Serravalle* dalla successione oligo-miocenica della *formazione di Monastero* e delle *marne di Rigoroso* (Fig. 44). Questo importante elemento stratigrafico separa delle successioni con un diverso assetto strutturale e grado di deformazione. Infatti, la successione oligo-miocenica della *formazione di Monastero* e delle *marne di Rigoroso* è intensamente dislocata da faglie da trascorrenti a transpressive sinistre con direzione media E-O, da subverticali a immergenti ad alto angolo sia verso nord che verso sud (Fig. 44). Queste faglie rappresentano i segmenti della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi. I vari segmenti di faglia bordano porzioni di successione da verticalizzata a immergente ad alto angolo verso sud, mostrano un andamento in pianta anastomosato e la loro intersezione definisce delle scaglie tettoniche lenticolari. Localmente, in alcune di queste scaglie si riconoscono delle pieghe cartografabili, come ad esempio sul M. Castellaro dove la successione del membro **RIO₃** delle *marne di Rigoroso* è piegata da un'anticlinale con asse a direzione ESE-ONO. A scala cartografica le faglie a direzione E-O della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi non dislocano la successione langhiana-serravalliana delle *siltiti di Gavi* e della *formazione di Serravalle* e sono dislocate da faglie a direzione compresa tra ONO-ESE e NO-SE (Fig. 44).

La successione langhiana-serravalliana delle “Unità a sud della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” è significativamente meno deformata della successione oligo-miocenica appena descritta. Il suo assetto strutturale è descrivibile come una monoclinale immergente a medio-basso angolo verso ovest e NO, poggiante in netta discordanza sulle marne del membro **RIO₃** generalmente verticalizzate (Fig. 44). Tale monoclinale è dislocata dalle faglie a direzione compresa tra ONO-ESE e NO-SE e cinematica trascorrente sinistra. Tali faglie sono da subverticali a fortemente inclinate verso SSO e mostrano un andamento anastomosato. L'intersezione di alcuni segmenti di faglia porta alla formazione nella zona di Avolasca di scaglie tettoniche lenticolari in cui la successione serravalliana è sollevata. La successione delle *siltiti di Gavi* e della *formazione di Serravalle* è

inoltre deformata da una faglia normale a direzione N-S e immergente verso ovest. A scala regionale, le faglie a direzione ONO-ESE corrispondono ai segmenti della Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna (cfr. Zona di Faglia di Sarizzola di FESTA *et alii*, 2015a) e nel settore compreso tra Avolasca e Sarizzola rappresentano il limite tettonico tra le “Unità a sud della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” (Bacino Terziario Piemontese *Auct.*) e l’Unità tettonica Cassio e le “Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” (Unità Epiliguri *Auct.*), giustapponendo la *formazione di Serravalle* alla *Formazione di Ranzano*.

1.4. - SUCCESSIONE TORTONIANA - PLEISTOCENICA INFERIORE *p.p.*

La Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.* poggia in discordanza sulla Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore e sulle Unità Liguri Esterne. Dallo schema strutturale di figura 42 e dalla sezione A-A' è evidente che questa successione è distribuita in due specifici settori dello sperone di Tortona, ovvero all'estremità nord-orientale nei dintorni di Volpedo e all'estremità sud-occidentale tra le valli Ossona e Scrivia. Questa distribuzione riflette la presenza di alcune importanti zone di deformazione a direzione NO-SE – le zone di deformazione Reguardia-Volpeglino e Sarizzola-Paderna – che delimitano una fascia a direzione NO-SE compresa tra Tortona, Sarezzano e Grua in cui affiorano le successioni pre-Tortoniano, sollevate rispetto ai settori di affioramento della Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.* (Fig. 42; cfr. sezione A-A').

Nei dintorni di Volpedo, la Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.* costituisce una monoclinale immergente verso i quadranti settentrionali con inclinazioni comprese tra 40-65°. A Volpeglino, la monoclinale è sovrascorsa dalla *Formazione di Ranzano* delle “Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” lungo un *thrust* a direzione ENE-OSO attribuibile al Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale (Fig. 51a; cfr. sezione A-A'). Al contrario, nel settore a ovest di Volpeglino e a est di Volpedo, le *marne di Sant'Agata Fossili* e le *sabbie di Asti* ricoprono in discordanza angolare la *Formazione di Ranzano* con inclinazioni medio-basse. Nei dintorni di Volpedo, le strutture appena descritte sono dislocate da faglie da trascorrenti a transpressive destre a direzione NO-SE, che determinano un generale sollevamento dei blocchi occidentali. Tali faglie appartengono alla Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino e causano rotazioni orarie delle superfici di stratificazione nei diversi blocchi strutturali, come ben osservabile a Volpeglino considerando le giaciture delle formazioni messiniane-plioceniche (Fig. 51a, b).

Un altro elemento strutturale fondamentale di questo settore è un sovrascorrimento sepolto, denominato Sovrascorrimento di Volpedo (SV), con

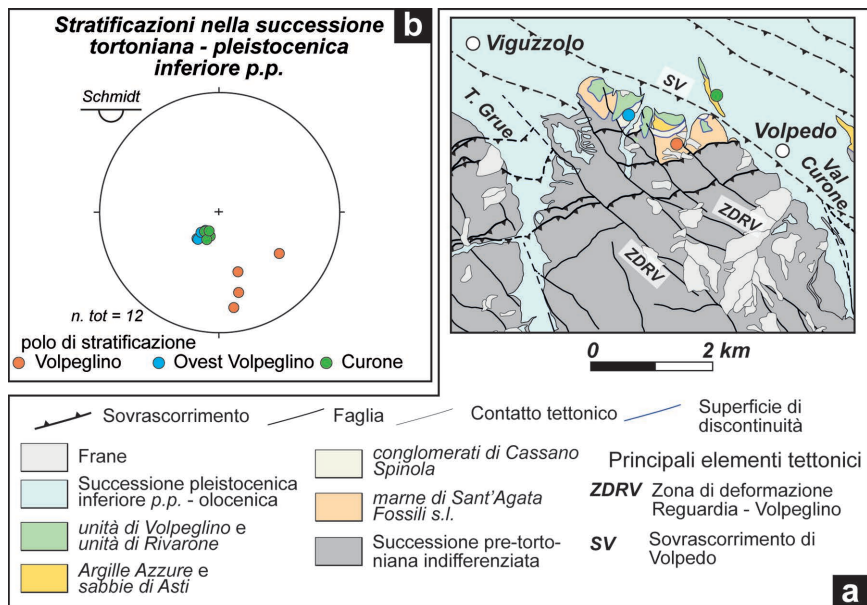


Fig. 51 - (a) Schema strutturale del settore di Volpedo. (b) Diagramma strutturale dei poli delle stratificazioni in diversi blocchi tettonici indicati con pallini di diverso colore.

direzione NO-SE. Questo sovrascorrimento separa gli affioramenti delle colline di Volpegliino, in cui affiorano i termini messiniani delle *marne di Sant'Agata Fossili* e dei *conglomerati di Cassano Spinola* e zancleani delle *Argille Azzurre*, da quelli lungo il T. Curone, dove sono esposti i termini piacentini delle *Argille Azzurre* e quelli piacentini - pleistocenici inferiori delle *sabbie di Asti* e dell'*unità di Rivarone* (cfr. sezione A-A'). Pur non esposto in affioramento, il Sovrascorrimento di Volpedo è stato tracciato per giustificare i rapporti laterali anomali tra le due zone di affioramento che non sono spiegabili con dei normali rapporti stratigrafici, ma con il sollevamento del blocco di SO (di Volpegliino) rispetto a quello di NE (del T. Curone). Inoltre, un'altra evidenza del sovrascorrimento è la diversa direzione delle superfici di stratificazione nelle *Argille Azzurre* nei blocchi di tetto e di letto, le quali variano da N70° a N140°, rispettivamente. Il Sovrascorrimento di Volpedo rappresenta una struttura significativa a scala regionale in quanto ha anche un'espressione nelle linee sismiche analizzate (cfr. struttura "F5" in Fig. 41).

Tra le valli Osona e Scrivia, l'assetto strutturale della Successione tortoniana - pleistocenica inferiore p.p. è in gran parte controllato dalla Zona di Deformazione

Sarizzola-Paderna e dalla Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio (Fig. 42). Tra Avolasca e Villalvernia, questa successione rappresenta una monoclinale immergente in media verso il quadrante occidentale ed è bordata verso est dalle faglie della Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna (Fig. 52a; cfr. sezione A-A'). Quest'ultima separa la Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.* dall'Unità tettonica Cassio e dalle "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia - Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*) e provoca una progressiva rotazione antioraria delle giaciture nelle *marne di Sant'Agata Fossili*, le quali passano da una direzione circa N-S nei dintorni di Perleto a direzioni comprese tra NO-SE e ONO-ESE nei dintorni di Paderna (Fig. 52b). In accordo con GHIBAUDO *et alii* (1985) e FESTA *et alii* (2015a), questa deformazione è associabile a un'attività transtensiva sinistra lungo le faglie a direzione ONO-ESE e NO-SE della Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna (*Sarizzola Fault Zone* di FESTA *et alii*, 2015a) durante la deposizione della successione del Tortoniano - Messiniano inferiore. In particolare, la distribuzione della *litofacies conglomeratica* e della *litofacies arenitica* del *membro marnoso-pelitico* delle *marne di Sant'Agata*

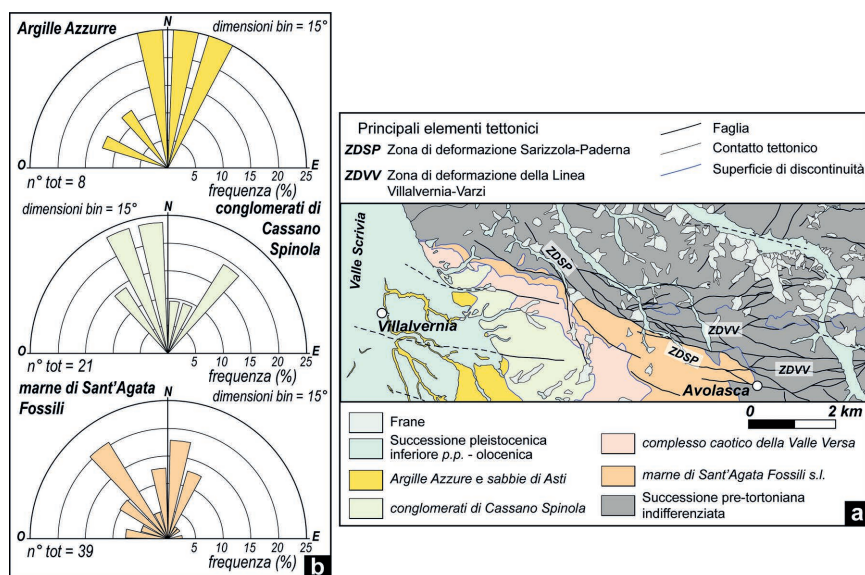


Fig. 52 - (a) Schema strutturale del settore tra Villalvernia e Avolasca in cui sono differenziati i diversi termini della Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.* (b) Rose diagram della direzione della stratificazione nelle marne di Sant'Agata Fossili, nei conglomerati di Cassano Spinola e nelle Argille Azzurre.

Fossili e il loro allineamento lungo alcune faglie cartografabili suggerisce che la loro deposizione sia stata controllata dall'attività tettonica lungo tali strutture (cfr. FESTA *et alii*, 2015a). Questo evento tettonico sembra essere sigillato dal *complesso caotico della Valle Versa* e in particolare dai *conglomerati di Cassano Spinola* e dalle *Argille Azzurre* le cui giaciture immergono omogeneamente verso ovest con direzione prevalente tra NNO-SSE e NNE-SSO, senza le significative rotazioni antiorarie descritte per le sottostanti *marne di Sant'Agata Fossili* (Fig. 52b). La successione post-*marne di Sant'Agata Fossili* è deformata da faglie a direzione ONO-ESE con rigetti normali e registra la riattivazione di alcune faglie della Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna a direzione NNO-SSE e NO-SE con movimenti transtensivi destri (es. tra Cornigliasca e Costa Vescovato). Se vengono considerati anche i settori più a sud del Foglio Tortona (cfr. GHIBAUDO *et alii*, 1985; FESTA *et alii*, 2015a; ISPRA, 2026), i movimenti lungo queste strutture sembrano controllare la deposizione della successione tardo messiniana - pliocenica, come suggerito dal chiaro inspessimento verso S e SO dei *conglomerati di Cassano Spinola* e dall'aumento di spessore e del numero degli orizzonti a conglomerati e areniti che caratterizzano la *litofacies conglomeratico-arenacea (CCS_a)* di questa formazione.

Tra Carbonara Scrivia e Mombisaggio, l'assetto strutturale della Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.* è caratterizzato da una blanda sinclinale con asse E-O, con il fianco meridionale compreso tra Carbonara Scrivia e Villaromagnano che immerge a NO a medio-basso angolo e il fianco settentrionale, esposto nei pressi di Mombisaggio, immergente a medio angolo verso sud (Fig. 42). Questa sinclinale è dislocata da faglie transtensive destre a direzione NO-SE della Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio, le quali determinano l'abbassamento del settore compreso tra il T. Ossona e Mombisaggio rispetto alla fascia di Spineto Scrivia e M. Bosso dove affiorano le successioni pre-Tortoniano dell'Unità tettonica Cassio e delle "Unità a nord della Zona di Faglia della Villalvernia-Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*).

1.5. - PRINCIPALI ZONE DI DEFORMAZIONE CARTOGRAFATE

Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi

Questa zona di deformazione è descrivibile come una fascia con direzione E-O e ampiezza di poco più di 2 km, bordata da due segmenti di faglia principali: la Faglia di Avolasca, a sud, e la Faglia di Poggio Piasolo - Tassare, a nord (Fig. 53a). Queste faglie sono subverticali, a direzione E-O e con componenti

di movimento prevalenti trascorrenti sinistre (Fig. 53a, b); esse separano una fascia con assetto strutturale fortemente condizionato dalle strutture della zona di deformazione da settori in cui la deformazione è meno intensa (a sud della Faglia di Avolasca) o in cui lo stile deformativo è differente (a nord della Faglia di Poggio Piasolo - Tassare). Nel dettaglio, la fascia tra le faglie di Avolasca e Poggio Piasolo - Tassare è composta da scaglie tettoniche lenticolari da ettometriche a chilometriche che sono bordate da segmenti di faglia subverticali, a direzione compresa tra ESE-ONO e ENE-OSO e cinematica prevalentemente trascorrente sinistra (Fig 54a, b). Tali segmenti di faglia hanno un andamento in pianta fortemente anastomosato e lunghezza ettometrica e si raccordano a faglie a direzione E-O parallele alle faglie di Avolasca, di Poggio Piasolo - Tassare e di Grua - Costa Vescovato, che sono subverticali, con andamento in pianta rettilineo, estensione fino a chilometrica e cinematica trascorrente sinistra (Fig 54a, b). Un esempio della strutturazione tipica della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi è osservabile a sud del M. Lisone e a Poggio Piasolo, dove una serie di faglie a direzione da ESE-ONO a ENE-OSO si raccordano a strutture a direzione E-O e definiscono dei *duplex* transpressivi in cui sono coinvolte e verticalizzate la successione dell'Unità tettonica Cassio e le *Marne di Monte Piano*, la *Formazione di Ranzano* e la *Formazione di*

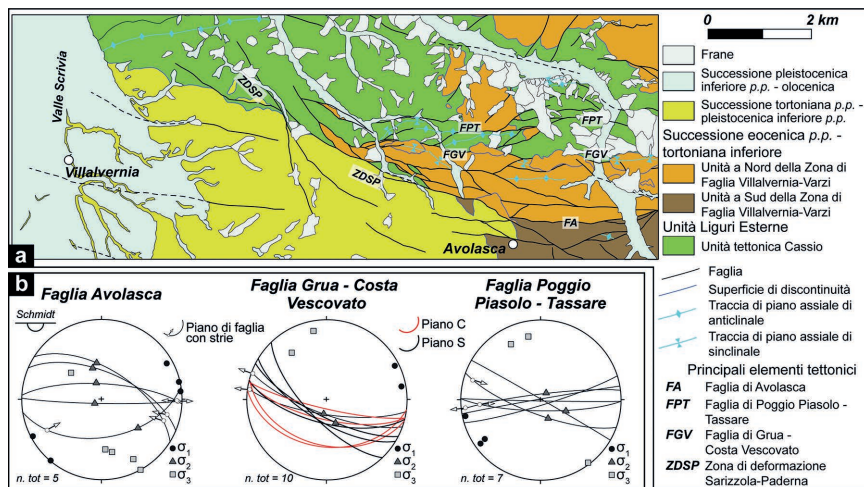


Fig. 53 - (a) Schema del settore meridionale dello sperone di Tortona, mostrante l'assetto strutturale e i principali segmenti di faglia della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi. (b) Diagrammi strutturali delle mesostrutture riconducibili ai principali segmenti di faglia indicati nello schema.

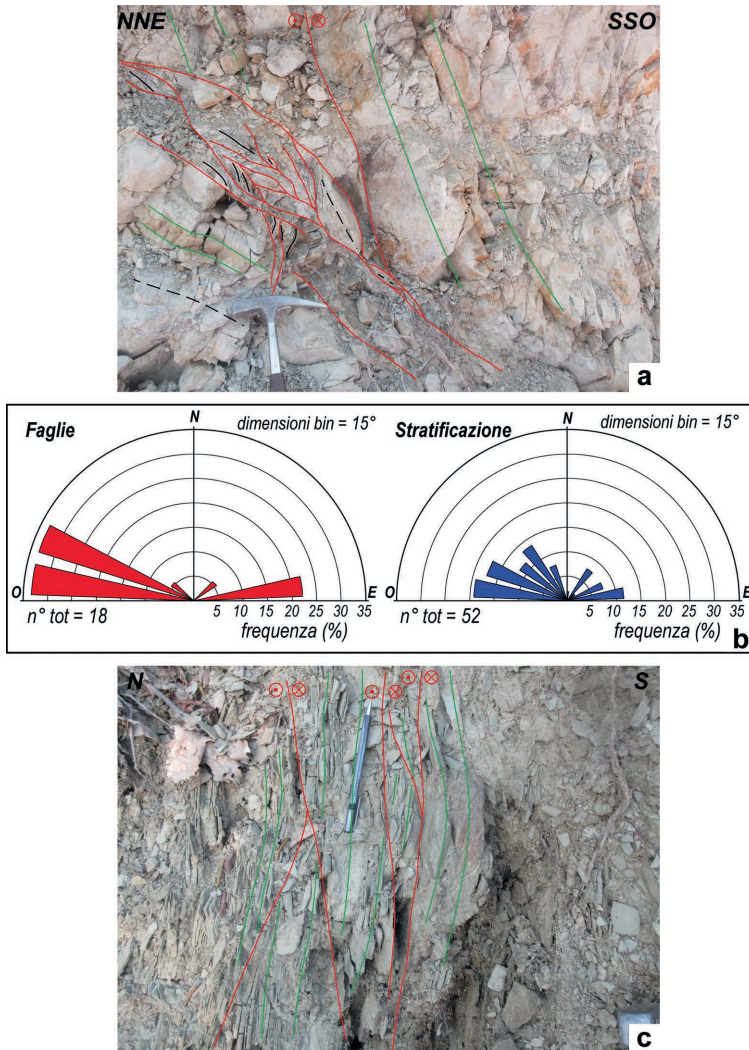


Fig. 54 - Caratteri mesostrutturali e diagrammi strutturali di zone di faglia della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi. (a) Zona di faglia transpressiva sinistra nei dintorni di Avolasca. Le linee rosse rappresentano i piani di faglia, le linee nere i piani S di zone di taglio S-C, le linee verdi la superficie di stratificazione. (b) Rose diagram mostranti la distribuzione della direzione dei piani di faglia e della stratificazione nella Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi. (c) Zona di faglia transpressiva sinistra con associata verticalizzazione e parallelizzazione della stratificazione alle strutture principali (San Martino). Le linee rosse rappresentano le faglie, le linee verdi le superfici di stratificazione.

Antognola, di pertinenza delle “Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” (Unità Epiliguri *Auct.*). A scala mesostrutturale, le stesse geometrie si riconoscono in alcuni affioramenti in prossimità della Faglia di Avolasca, in cui le *marne di Rigoroso* (membro **RIO₃**) sono caratterizzate da areniti in strati torbiditici pluricentimetrici che rappresentano dei buoni *marker* per ricostruire le geometrie delle strutture (Fig. 54a). Le superfici di strato delle successioni nelle varie scaglie tettoniche sono generalmente da subverticali a fortemente inclinate e generalmente hanno direzioni subparallele alle faglie principali, probabilmente in risposta all'azione di trascinamento dovuta ai rigetti trascorrenti (Fig. 54b). La stessa strutturazione è spesso visibile a scala dell'affioramento, specialmente in prossimità dei segmenti di faglia principali (Fig. 54c). In alcuni casi la successione risulta invece deformata da sinclinali e anticlinali chiuse con superfici assiali subverticali e assi con direzione compresa tra ESE-ONO ed E-O (Fig. 53a). Localmente, anche alla mesoscala si riconoscono delle pieghe con geometrie analoghe le cui orientazioni degli assi sono confrontabili con quelle a scala cartografica.

Sia le superfici di faglia che le pieghe della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi sono sigillate dalla superficie di discontinuità alla base dell'*olistostroma di Monte Lisone* del Burdigaliano. In particolare, lungo la dorsale tra il M. Lisone e Costa Giuliana l'*olistostroma* sigilla la Faglia di Grua-Costa Vescovato che giustappone il *flysch di Monte Cassio* e le *argille di Viano* alle formazioni di Ranzano e di Antognola. Questo dato indica che la maggior parte dei rigetti della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi è pre-Burdigaliano. È infatti opportuno evidenziare che alcuni segmenti di faglia sembrano dislocare l'*olistostroma del Monte Lisone* con rigetti decametrici e molto inferiori a quelli pre-burdigaliani. In ultimo, la Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi e i suoi segmenti di faglia sono dislocati tra Avolasca e Costa Vescovato dalla Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna come suggerito in letteratura da FESTA *et alii* (2015a).

Dal punto di vista dell'interpretazione regionale della Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi, i dati raccolti durante la realizzazione del Foglio Tortona confermano i dati di letteratura, indicando come essa rappresenti un importante lineamento tettonico con marcato carattere polifasico. In particolare, i dati evidenziano una fase transpressiva sinistra tra l'Oligocene superiore e il Miocene Inferiore e pre-burdigaliana che determina la giustapposizione tettonica tra il Bacino Terziario Piemontese (“Unità a sud della Zona di Faglia della Linea Villalvernia-Varzi”) e il suo basamento a “vergenza alpina” e l'Unità tettonica Cassio e le Unità Epiliguri dell'Appennino Settentrionale, in accordo con quanto proposto da vari Autori (MUTTI *et alii*, 1995; MARRONI *et alii*, 2010b; MOSCA *et alii*, 2010; MAINO *et alii*, 2013; FESTA *et alii*, 2015a, b; BARBERO *et alii*, 2017). Dati dai settori limitrofi hanno evidenziato che a scala regionale, la fase

transpressiva è stata preceduta da importanti attività transtensive sinistre durante il tardo Eocene - Rupeliano, che determinavano un importante controllo sulla sedimentazione e sulla generale subsidenza tra il Bacino Terziario Piemontese e le Unità Epiliguri (GHIBAUDO *et alii*, 1985; DI GIULIO & GALBIATI, 1995; FELLETTI, 2002; MUTTI *et alii*, 1995; FESTA *et alii*, 2015a).

Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale

Il Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale corrisponde a un fascio di sovrascorrimenti nel settore settentrionale dello sperone di Tortona a direzione ENE-OSO e con vergenza da N a NO (sezione B-B'). Tra la Valle Grue e la Valle Curone, la continuità lungo la direzione del sistema di sovrascorrimento è interrotta da faglie a direzione NO-SE e dalla Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino, ponendo qualche difficoltà nella correlazione laterale delle strutture tra il settore di Vho e quello di Monleale. Ciononostante, in entrambi questi settori il sistema di sovrascorrimento mostra la presenza di uno *splay* settentrionale (*splay* di M. Monbuffone e *splay* di Volpeglino) e uno meridionale (*splay* di Vho e *splay* di Monleale), che definiscono i bordi della zona di deformazione associata alla struttura (Fig. 55).

Nel settore di Vho (sinistra del T. Grue) lo *splay* di M. Monbuffone determina il sovrascorrimento dell'Unità tettonica Cassio sull'Unità tettonica Bettola e sulle "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*) (Fig. 55). Questa struttura ha probabilmente accomodato il maggior rigetto, in quanto porta al sollevamento dei "Complessi di Base" del Cretacico Inferiore - Superiore dell'Unità tettonica Cassio e alla loro giustapposizione con i termini fino all'Oligocene inferiore delle "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*). L'evidenza dell'appoggio discordante delle *Marne di Monte Piano* sia sull'Unità tettonica Bettola che sull'Unità tettonica Cassio suggerisce che lo *splay* di M. Monbuffone rappresenti un contatto tettonico pre-Eocene medio riattivato durante le fasi tettoniche post-oligoceniche (i.e., post-Formazione di Ranzano). Il blocco di tetto di questa struttura è caratterizzato dall'esteso affioramento dei "Complessi di Base" dell'Unità tettonica Cassio. Inoltre, è caratterizzato da una blanda piega anticlinale pluri-tettonica e con asse E-O, che è ben evidenziata dalla variazione di giacitura della base del *flysch di Monte Cassio*, la quale immerge a sud nella fascia tra Vho-Fornace Zuccone e a nord nei *klippen* tra S. Bernardino e C. Bedolla (cfr. sezione B-B'). Il blocco di letto è invece caratterizzato da pieghe sinclinali che probabilmente si sono formate durante la propagazione del sovrascorrimento (cfr. sezione B-B'). Lo *splay* di Vho rappresenta invece il bordo meridionale del sistema

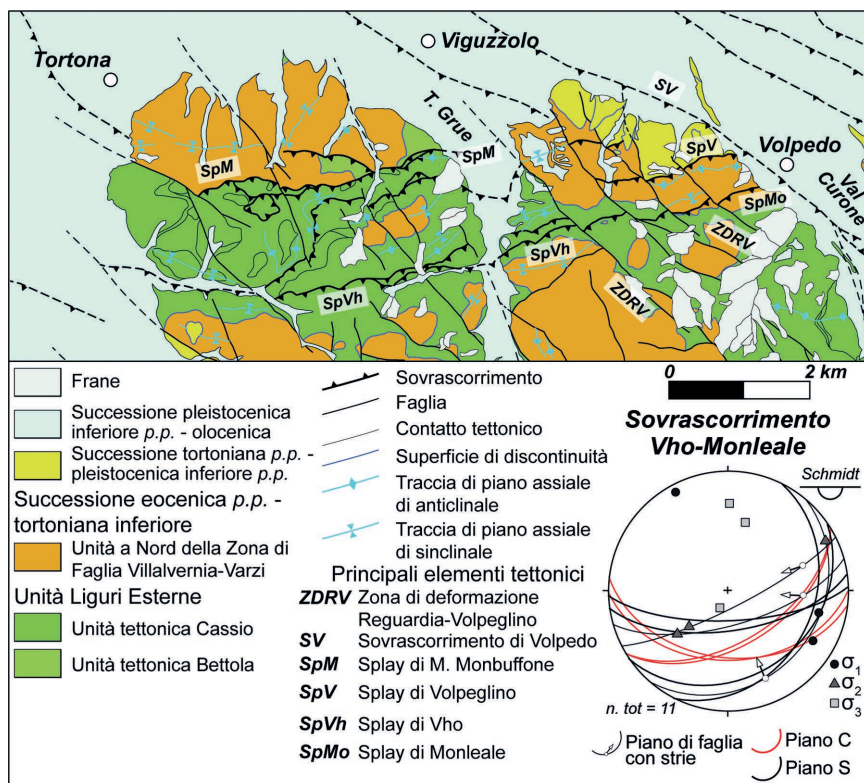


Fig. 55 - Schema strutturale della parte settentrionale dello sperone di Tortona mostrando l'architettura e i diversi splay del Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale. In basso a destra, diagramma delle mesostrutture (piani di faglia, zone di taglio S-C) associate al sistema di sovrascorrimento.

di sovrascorrimento nella sua porzione più occidentale ed è costituito da una superficie di sovrascorrimento immergente a SSE (Fig. 55; cfr. sezione B-B'). Da questa superficie si biforca un secondo sovrascorrimento tra Sarezzano e Berzano di Tortona, formando una scaglia tettonica lenticolare composta dalle argille varicolori di Cassio e dalle arenarie di Scabiazza che vengono giustapposte al flysch di Monte Cassio e alle argille di Viano. Lo splay di Vho corrisponde quindi a un importante sovrascorrimento interno all'Unità tettonica Cassio interpretabile come fuori sequenza, in quanto in molti casi determina il sovrascorrimento di unità più giovani (i.e., flysch di Monte Cassio del Campaniano superiore - Maastrichtiano) su unità più antiche (i.e., arenarie di Scabiazza di età Cenomaniano-Coniaciano).

Nel settore di Monleale (destra del T. Grue) il sistema di sovrascorrimento è composto dallo *splay* di Volpeglino e dallo *splay* di Monleale, che rappresentano delle superfici di sovrascorrimento a immersione verso S e SE la cui continuità lungo direzione è interrotta dai segmenti di faglia della Zona di Deformazione Volpeglino-Reguardia (Fig. 55). Lo *splay* di Volpeglino determina il sovrascorrimento della *Formazione di Ranzano* sui termini tortoniano-pliocenici (*marne di Sant'Agata Fossili, conglomerati di Cassano Spinola e Argille Azzurre*) della Successione tortoniana *p.p.* - pleistocenica inferiore *p.p.*, che risulta tiltata verso N e NE nel blocco di letto. Nel blocco di tetto, il sovrascorrimento è associato a pieghe anticlinali e sinclinali con asse a direzione ENE e asimmetriche verso NNO, che si sono probabilmente sviluppate durante la propagazione del sovrascorrimento (Fig. 55; cfr. Fig. 46b). Per quanto riguarda invece lo *splay* di Monleale, esso mostra una direzione ENE-OSO e vergenza verso NNO e determina il sovrascorrimento della successione dell'Unità tettonica Cassio e le sovrastanti *Marne di Monte Piano* e la *Formazione di Ranzano* sulla *Formazione di Ranzano* (Fig. 55). La successione delle "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*) mostra un assetto strutturale diverso tra il tetto e il letto dello *splay* di Monleale. Infatti, nel tetto della struttura, le *Marne di Monte Piano* e la *Formazione di Ranzano* costituiscono una fascia lungo il sovrascorrimento da verticalizzata a immergente ad alto angolo verso nord che è seguibile da Monleale fino al M. Grande. Per contro, il blocco di letto è caratterizzato dalle pieghe precedentemente descritte nel tetto dello *splay* di Volpeglino.

Sulla base dei dati raccolti, il Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale rappresenta una struttura polifasica con una fase di deformazione pre-Eocene medio seguita da un'attività nell'intervallo di tempo compreso tra il post-Oligocene e il post-Pliocene Inferiore sulla base dell'età delle successioni deformate e delle discontinuità stratigrafiche osservate. Il sigillo in discordanza delle strutture del Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale da parte dell'*unità di Volpeglino* (cfr. discontinuità stratigrafica "D8") vincola l'attività al pre-Pleistocene Inferiore. È tuttavia molto probabile che siano avvenute ripetute pulsazioni di movimento, che non possono essere scandite nel dettaglio per la mancanza in questo settore di catena dei rapporti di intersezione tra le successioni del Miocene Inferiore e Medio e le strutture del sistema di sovrascorrimento. A scala regionale, il Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale presenta delle analogie per cinematica e orientazione con alcune strutture riconosciute nel settore a est del Foglio Tortona e che caratterizzano l'Appennino vogherese. Infatti, l'orientazione dei sovrascorrimenti e la presenza di strutture fuori sequenza è confrontabile con il Sovrascorrimento di Barca-Sala (*Barca-Sala Thrust* di BARBERO *et alii*, 2017), la cui attività è attribuita al tardo Serravalliano - Tortoniano ed è associata a una

fase di propagazione verso l'avampaese adriatico della catena appenninica (FESTA *et alii*, 2009; MOSCA *et alii*, 2010; VERCESI *et alii*, 2014; BARBERO *et alii*, 2017). Inoltre, le caratteristiche del Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale sono ben confrontabili con il sistema di sovrascorrimenti riconosciuti sul versante destro della Valle Staffora, dove si osserva un generale accavallamento verso NO della successione oligo-miocenica su quella tardo miocenica - pliocenica (BELLINZONA *et alii*, 1971; BONI *et alii*, 1980; MANTELLI & VERCESI, 2000; VERCESI *et alii*, 2014). Il confronto con i dati di letteratura evidenzia quindi delle importanti fasi di propagazione di sovrascorrimenti a direzione attuale circa ENE-OSO durante il Miocene Superiore - Pliocene e che sono ascrivibili a importanti fasi di traslazione verso nord della catena appenninica. La netta dislocazione delle strutture associate al Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale da parte del sistema di faglie NO-SE (settore di Vho) e della Zona di Deformazione Volpeglino-Reguardia vincola la cronologia tra queste strutture.

Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna

Questa zona di deformazione corrisponde alla Zona di Faglia di Sarizzola di FESTA *et alii* (2015a) ed è definibile come un insieme di faglie a direzione compresa tra ONO-ESE e NO-SE che dislocano la Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi, interrompendone la prosecuzione verso ovest (Fig. 56a; cfr. sezione A-A'). Le faglie della Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna hanno un andamento in pianta da rettilineo ad anastomosato e intersecandosi definiscono delle scaglie tettoniche lenticolari, come è ben osservabile ad Avolasca e a Montale Celli. Generalmente, i segmenti di faglia mostrano rigetti cartografici transtensivi sinistri, che sono confermati dai dati mesostrutturali e dal riconoscimento di strutture a fiore “tipo tulipano” alla mesoscala (Figg. 56b e 57) e anche da rotazioni antiorarie delle stratificazioni delle *marne di Sant'Agata Fossili* avvicinandosi alla zona di deformazione (Fig. 52b). L'attività transtensiva sinistra lungo la Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna sembra essere sigillata dalla deposizione del *complesso caotico della Valle Versa* e, in particolare, dai *conglomerati di Cassano Spinola* del Messiniano superiore, la cui sedimentazione e distribuzione spaziale non sembra essere controllata dalla zona di deformazione (cfr. FESTA *et alii*, 2015a). Alcuni segmenti di faglia della zona di deformazione registrano una riattivazione post-messiniana con rigetti transtensivi destri, come dimostrato dai rigetti cartografici lungo la faglia a direzione NO-SE che si sviluppa lungo il Rio Cornigliasca, immediatamente a ovest di Montale Celli. Il termine più recente dislocato dalla Zona di Deformazione di Sarizzola-Paderna è rappresentato dai *conglomerati di Cassano Spinola*, anche se alcune faglie a

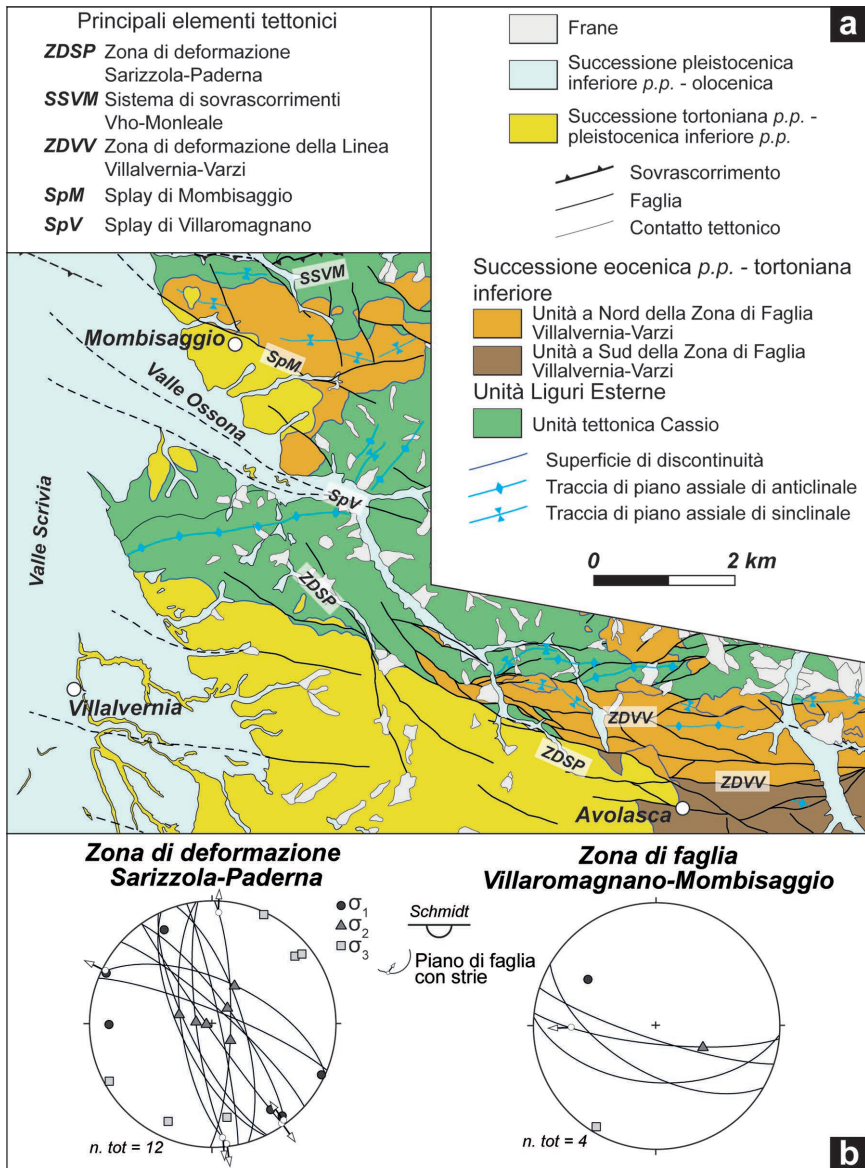


Fig. 56 - (a) Schema strutturale del settore tra Mombisaggio e Avolasca in cui sono evidenziati i principali elementi tettonici e gli splay principali della Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio. (b) Diagrammi strutturali delle faglie alla mesoscala appartenenti alla Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna e alla Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio.



Fig. 57 - Caratteristiche mesostrutturali di zone di faglia transtensiva sinistre a direzione compresa tra NO-SE e ONO-ESE e riconducibili alla Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna (marne di Rigoroso, Baiarda).

direzione e cinematismo confrontabile con quelle della zona di deformazione dislocano la Successione tortoniana - pleistocenica *p.p.* fino alle *sabbie di Asti*, in questo settore datate al Piacenziano medio (PAVIA *et alii*, 2022).

Sulla base dei rapporti d'intersezione tra le strutture tettoniche e le discontinuità stratigrafiche, la Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna è con certezza stata attiva in età post-Burdigaliano, in quanto disloca in modo netto la Zona di Deformazione della Linea Villalvernia-Varzi, di età pre-Burdigaliano (pre-olistostroma di Monte Lisone). Le evidenze stratigrafiche suggeriscono che durante il Tortoniano - Messiniano inferiore la Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna fosse attiva e controllasse in maniera significativa la sedimentazione della successione, come suggerito da FESTA *et alii* (2015a). In questo contesto, i frequenti *slump scar* alla base del *membro marnoso-pelitico* delle *marne di Sant'Agata Fossili* testimonierebbero un'importante fase di instabilità gravitativa nel bacino, probabilmente in relazione alla tettonica sin-sedimentaria lungo la zona di deformazione. Purtroppo, il limite temporale superiore per l'attività della Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna è difficilmente determinabile, ma sembrerebbe estendibile al Pliocene Superiore con una fase transtensiva destra. È tuttavia importante notare che alcune evidenze suggeriscono una potenziale attività significativamente recente per questa struttura (cfr. § X).

Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio

Questa zona di faglia presenta forti similitudini con la Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna in termini di orientazione delle strutture e cinematica. La Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio è infatti definibile come un insieme di faglie transtensive destre a direzione prevalente NO-SE, da subverticali a immergenti ad alto angolo verso SO. Essa è composta da due *splay* principali, denominati *splay* di Mombisaggio e *splay* di Villaromagnano, che mostrano in pianta una disposizione *en-echelon* con passo destro e un andamento abbastanza rettilineo (Fig. 56a). Lo *splay* di Villaromagnano rappresenta una struttura in gran parte sepolta tracciata per giustificare i rapporti laterali non spiegabili con semplici rapporti stratigrafici tra le successioni in sinistra e destra del T. Ossona. Questo è ben evidente a Villaromagnano, dove le *argille di Viano* paleoceniche in sinistra della Valle Ossona vengono sollevate e giustapposte alle *marne di Sant'Agata Fossili* tortoniane e alle *arenarie di Monte Vallassa* burdigaliane in destra del T. Ossona. La presenza di questa anomalia e di alcuni affioramenti lungo il T. Ossona suggerisce che dal piano di faglia principale si biforchi una superficie secondaria e che la loro intersezione determini l'individuazione di un settore ribassato lungo la Valle Ossona dove affiorano le *marne di Sant'Agata Fossili*. La faglia a direzione NO-SE e con rigetto normale cartografata tra Fonti e Villaromagnano probabilmente corrisponde a una faglia minore che si raccorda allo *splay* di Villaromagnano e che con il suo rigetto distensivo contribuisce all'abbassamento del blocco sud-occidentale. Lo *splay* di Mombisaggio rappresenta invece una faglia a direzione NO-SE con rigetti transtensivi destri, il cui principale effetto è quello di giustapporre le "Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi" (Unità Epiliguri *Auct.*) alla Successione tortoniana *p.p.* - pleistocenica inferiore *p.p.*, abbassando il blocco sud-occidentale (Fig. 56a).

Dal punto di vista della cronologia relativa, i rapporti d'intersezione tra le strutture della Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio e le discontinuità stratigrafiche indicano un'attività successiva al Tortoniano superiore - Messiniano inferiore, in quanto disloca con certezza le *marne di Sant'Agata Fossili*. Poco può essere detto riguardo al limite temporale superiore dell'attività di questa zona di faglia, in quanto le successioni terrazzate della Successione pleistocenica inferiore *p.p.* - olocenica mascherano le relazioni tra le strutture tettoniche e la successione pliocenica. La similitudine di orientazione e cinematica con la Zona di Deformazione Sarizzola-Paderna potrebbe suggerire una fase deformativa pliocenica per la Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio, anche se i dati disponibili non sono sufficienti per documentare tale evoluzione. Inoltre, la geometria della Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio sembra trovare una possibile continuazione nel sottosuolo lungo la sua direzione. Infatti, le linee sismiche mettono in evidenza un sovrascorrimento (cfr. struttura "F7" in Fig. 41)

che interessa la successione tortoniana-pliocenica e determina il sollevamento del blocco meridionale. La Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio potrebbe rappresentare l'espressione superficiale di tale sovrascorrimento, che si manifesta come una faglia transtensiva nell'*hanging-wall* del sovrascorrimento o in alternativa come una sua rampa laterale.

Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino

Questa zona di deformazione corrisponde a un insieme di faglie a direzione da NO-SE a NNO-SSE, che caratterizzano il settore nord-orientale dello sperone di Tortona (Fig. 58a). Tali faglie sono generalmente subverticali e mostrano rigetti cartografici trascorrenti destri con componenti sia transpressive che transtensive, coerenti con i dati mesostrutturali (Fig. 58b). A causa delle limitate esposizioni e della presenza in questo settore di estesi accumuli di frana, la correlazione tra i vari segmenti di faglia lungo direzione e la precisa definizione dei limiti della zona di deformazione è molto difficoltosa. Inoltre, è molto probabile che le faglie della Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino proseguano a est del limite del Foglio. Nonostante queste limitazioni, il limite sud-occidentale della Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino può essere rappresentato dalle Faglie di Berzano di Tortona e di Reguardia (Fig. 58), le quali mostrano andamento in pianta *en-échelon* a passo sinistro con sovrapposizione delle loro terminazioni. Queste faglie accomodano rigetti trascorrenti destri e sono caratterizzate da varie superfici di faglia ad andamento anastomosato che si raccordano su una superficie principale, definendo come nel caso di Reguardia delle scaglie tettoniche lenticolari di estensione chilometrica. Il limite nord-orientale della zona di deformazione non è ben definibile, ma è probabilmente rappresentato dal Sovrascorrimento di Volpedo, il quale marca una netta separazione tra blocchi strutturali con successioni differenti e con diverso assetto strutturale (Fig. 58a). Il settore tra il M. Grande e Monleale è compreso tra le faglie bordiere della zona di deformazione e corrisponde a una fascia intensamente deformata caratterizzata da vari segmenti di faglia da trascorrenti a transpressivi destri (Faglia del M. Grande e Faglia di Monleale), inclinati ad alto angolo verso SO, che intersecandosi definiscono delle scaglie tettoniche lenticolari (Fig. 58). In questo settore, la deformazione alla mesoscala è spesso significativa e ben espressa da zone di taglio transpressive destre ben riconoscibili nella *Formazione di Ranzano*, dove l'alternanza di areniti e peliti-marne rappresenta un buon *marker* stratigrafico per l'analisi della deformazione e dei rigetti (Figg. 58b e 59a). Verso SE, le faglie appena descritte sembrano terminare in quanto non dislocano l'anticlinale modellata nel *flysch di Monte Cassio*, nelle sottostanti *argille varicolori di Cassio* e nelle *arenarie di Scabiazza*, di pertinenza dell'Unità tettonica Cassio. Infine,

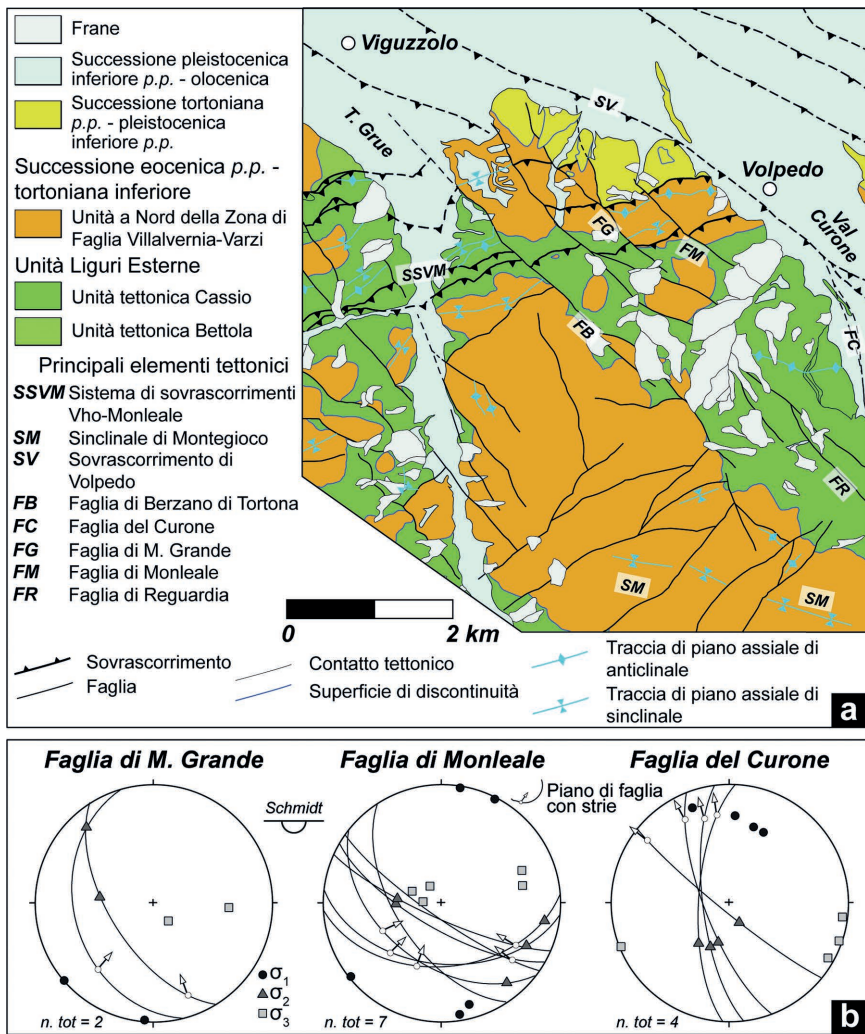


Fig. 58 - (a) Schema strutturale del settore nord-orientale dello sperone di Tortona mostrando l'architettura e i diversi segmenti di faglia della Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino. (b) Diagrammi strutturali di faglie alla mesoscala riconducibili ai segmenti principali della Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino.

un'altra importante faglia associata alla Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino è stata cartografata lungo la Valle Curone (Faglia del Curone),

immediatamente a est di Cusinasco (Figg. 58 e 59b, c). Questa faglia mostra direzione NNO-SSE e immersione verso OSO con una netta espressione a scala cartografica. Infatti, questa struttura è evidenziata da rigetti transtensivi destri ben evidenziati dalla dislocazione del *complesso di Pietra Parcellara*, esposto in affioramento sul versante destro della Valle Curone (in un settore compreso nel Foglio Voghera) e nettamente ribassato nel versante sinistro, in cui non è affiorante ma viene riconosciuto a circa 250 m di profondità dal piano campagna nella stratigrafia del pozzo Volpedo 1. Inoltre, la deformazione alla mesoscala lungo la struttura è ben esposta in un affioramento di *flysch di Monte Cassio* lungo l'alveo del T. Curone dove sono ben riconoscibili vari segmenti di faglia con andamento in pianta anastomosato e rigetti transtensivi destri (Fig. 59). Sulla base degli affioramenti situati sul versante destro del T. Curone, sembra possibile che questa faglia si raccordi verso sud alla Faglia di Reguardia, la quale potrebbe proseguire fino a Giarella come proposto da BARBERO *et alii* (2017).

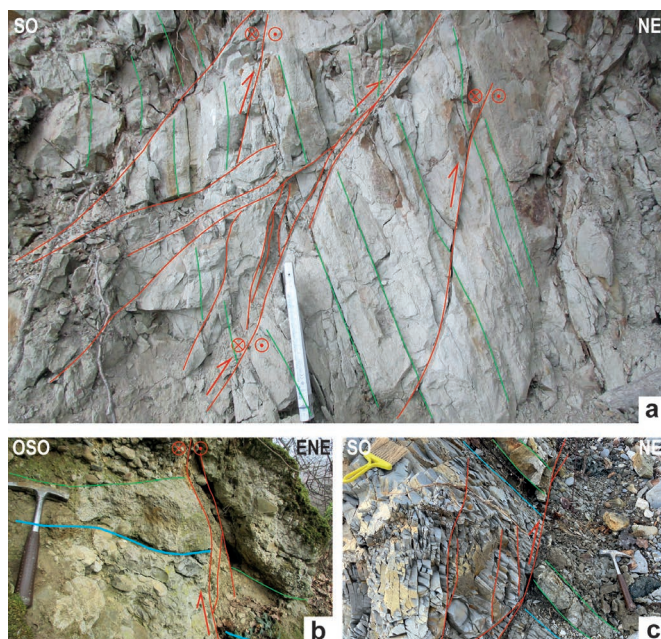


Fig. 59 - Caratteristiche mesostrutturali di zone di faglia della Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino. (a) Zona di faglia transpressiva destra nella Formazione di Ranzano (Monleale). Le linee rosse rappresentano i piani di faglia, le linee verdi le superfici di stratificazione dislocate dalle faglie. (b) Zona di faglia transtensiva destra nei conglomerati dei Salti del Diavolo (a nord di Reguardia). (c) Dettaglio di faglie trascorrenti destre nel flysch di Monte Cassio (alveo del T. Curone).

La Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino rappresenta un elemento strutturale importante che a grande scala accomoda rigetti transpressivi destri e disloca in maniera netta il Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale (Fig. 58a). I rigetti a scala cartografica indicano il sollevamento del blocco sud-occidentale della struttura, composta dall'Unità tettonica Cassio, dall'“Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” e dai termini tortoniani - pliocenici inferiori della Successione tortoniana *p.p.* - pleistocenica inferiore *p.p.*, rispetto al blocco nord-orientale in cui è presente la porzione tardo messiniana - plio-pleistocenica della Successione tortoniana *p.p.* - pleistocenica inferiore *p.p.* (cfr. sezione A-A'). A scala regionale, sembra quindi verosimile che questa struttura rappresenti l'espressione superficiale di un sistema di sovrascorrimenti a direzione NO-SE, che sono stati messi in evidenza da ENEL (1984) e SOGIN (1985) nel sottosuolo compreso tra la Valle Staffora e lo sperone di Valenza (cfr. Fig. 1) e confermati dal modello 3D a corredo del Foglio Tortona (cfr. Fig. 41). Sulla base dei rapporti di intersezione con il Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale, la cui ultima attività è ascrivibile al Pliocene Superiore, e la successione stratigrafica deformata dalla Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino si può affermare che essa fosse attiva successivamente alla deposizione delle *sabbie di Asti*, che sono attribuite al Pliocene Superiore - Pleistocene Inferiore (Gelasiano *p.p.*) negli affioramenti situati lungo il T. Curone.

2. - SPERONE DI PECETTO DI VALENZA - MONTECASTELLO

Lo sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello rappresenta la terminazione orientale dei rilievi collinari del Monferrato, ed è un settore caratterizzato da complessi rapporti tettonico-sedimentari. In particolare, in questo settore del Foglio, la Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.* è intensamente deformata e risulta in netta discordanza sia sulle Unità Liguri Esterne, sia sui termini oligocenici e serravalliani delle “Unità a nord della Zona di Faglia Villalvernia-Varzi” della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore, che sono caratterizzati da un grado di deformazione ancor più intenso. È importante evidenziare che, anche nello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello, il substrato ligure è costituito da due unità tettoniche: la prima, come nello sperone di Tortona, corrisponde all'Unità Tettonica Cassio, mentre la seconda è costituita da un'unità flyschoidale marnoso-arenacea con intercalazioni di calcareniti e di calcari micritici di età eocenica, ma di difficile attribuzione. A differenza dello sperone di Tortona, in questo settore del Foglio non è tuttavia possibile documentare direttamente i rapporti reciproci esistenti fra le unità tettoniche liguri, in quanto l'unità flyschoidale eocenica è completamente sepolta. Tali rapporti sono stati dedotti solo in base ai dati preliminari relativi a scarsi

subaffioramenti rilevabili poco oltre l'estremità nord-occidentale del Foglio Tortona (già nel Foglio Alessandria), dove l'Unità Tettonica Cassio sembrerebbe giustapposta verso ENE al *flysch* eocenico. Le caratteristiche litostratigrafiche di quest'ultimo, la sua età (Eocene inferiore *p.p.*) e la sua attuale posizione strutturale "esterna" rispetto l'Unità Tettonica Cassio, sembrano confrontabili con quelle di alcuni "*flysch* terziari *Auct.*" comuni a più Unità tettoniche Liguri Esterne dell'Appennino settentrionale, come per esempio le unità Bettola e Sporno (si veda per es. CATANZARITI & PERILLI, 2015; BARBERO *et alii*, 2020). Tuttavia, per effettuare una precisa attribuzione, sarebbe opportuno approfondire gli studi nell'adiacente Foglio Alessandria e poterli confrontare e integrare nel dettaglio con i nuovi dati cartografici sulle Unità Liguri Esterne del Monferrato centro-occidentale, affioranti nel Foglio Casale Monferrato, il cui rilevamento geologico è ancora in fase di realizzazione.

La ricostruzione dell'assetto strutturale di questo settore collinare è stata difficoltosa a causa delle pessime condizioni di affioramento (le peggiori per le aree collinari di tutto il Foglio), che hanno assolutamente ostacolato la raccolta sistematica e rappresentativa di dati meso-strutturali. Per questo motivo l'assetto strutturale di questo settore sarà di seguito descritto basandosi essenzialmente sull'illustrazione dei rapporti geometrici dedotti alla scala cartografica e facendo riferimento al Foglio geologico, alla sezione C-C' e allo schema strutturale (Fig. 60). L'integrazione con nuovi dati di terreno raccolti oltre il limite occidentale del Foglio ha tuttavia permesso di migliorare la ricostruzione del quadro strutturale complessivo.

Il motivo strutturale generale riconoscibile a scala sub-regionale nel Monferrato orientale è rappresentato da sovrascorrimenti a direzione NO-SE, in prevalenza NE-vergenti, e zone di deformazione ad alto angolo, sub-parallele ai fronti di sovrascorrimento, che separano pieghe a scala da chilometrica a pluri-chilometrica con assi a direzione media NO-SE, blandamente inclinati sia verso SE che verso NO.

In particolare, lo sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello è caratterizzato, a scala cartografica, da una zona di deformazione principale, la Zona di Deformazione di Montecastello (ZDMo in figura 60), con direzione media NO-SE e ampiezza massima di circa 1,5 km, che, sulla base di nuovi dati di terreno raccolti oltre il limite occidentale del Foglio Tortona, sembra proseguire verso NO. Questa struttura attraversa il quadrante nord-occidentale del Foglio, separandolo in due settori: uno a NE e l'altro a SO. Questi tre "blocchi strutturali" (ZDMo, settore a NE della ZDMo e settore a SO della ZDMo) sono distinguibili per le caratteristiche stratigrafiche e per l'assetto geometrico o anche solo in base a quest'ultimo. Di conseguenza, per meglio comprendere l'assetto strutturale complessivo dell'area, nei successivi paragrafi verranno descritti dapprima l'assetto interno della zona di deformazione e quindi quello dei due settori da essa separati.

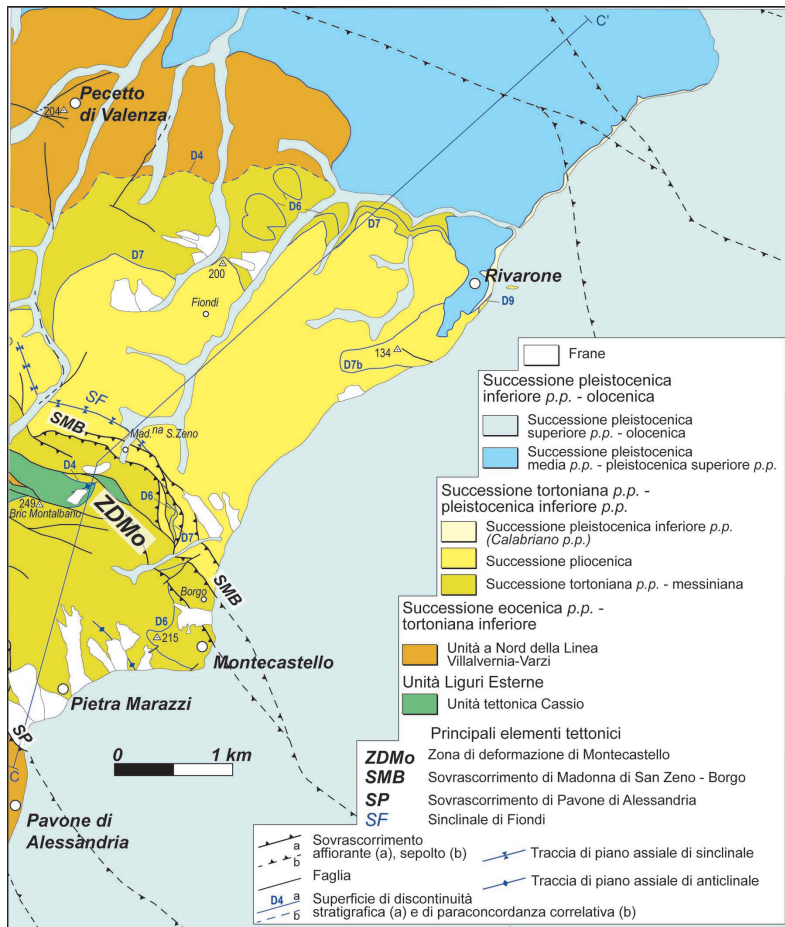


Fig. 60 - Schema strutturale dello sperone di Pecetto di Valenza - Montecastello in cui sono indicati i principali elementi tettonici e le relazioni di intersezione con le discontinuità stratigrafiche.

La Zona di Deformazione di Montecastello

Nel settore di studio, la ZDMo corrisponde a un insieme di faglie a direzione da NO-SE a ONO-ESE da sub-verticali a immergenti a medio-alto angolo sia verso SO che verso NE, con rigetti cartografici trascorrenti (a componente in prevalenza transpressiva) e inversi a seconda dei vari segmenti che la compongono (Fig. 60; cfr. Foglio geologico e sezione C-C'). Tali faglie dislocano quasi tutte le

rocce affioranti in questo settore, dalle Unità Liguri Esterne fino alla successione pliocenica pre-*sabbie di Asti*. In sezione, la ZDMo definisce una struttura a fiore positiva in cui i vari segmenti di faglia delimitano scaglie tettoniche costituite da termini litostratigrafici generalmente più antichi all'interno della zona assiale e via via più giovani verso i suoi bordi.

Nella parte assiale della zona di deformazione di Montecastello, due faglie trascorrenti di lunghezza pluri-chilometrica a direzione media ONO-ESE, cartografate a nord del Bric Montalbano (Fig. 60; cfr. Foglio geologico), delimitano una fascia in cui le successioni delle *argille varicolori di Cassio*, del *flysch di Monte Cassio* di pertinenza dell'Unità tettonica Cassio e quelle della *formazione di Cardona*, di pertinenza delle "Unità a nord della Zona di Faglia Villavernia-Varzi", sono intensamente dislocate e giustapposte tettonicamente da segmenti di faglia subverticali ad andamento anastomosato e a direzione media da ONO-ESE a NO-SE. La reciproca intersezione di tali segmenti definisce delle scaglie tettoniche ettometriche lenticolari della *formazione di Cardona* e del *flysch di Monte Cassio* in cui le superfici di stratificazione risultano generalmente verticalizzate e sub-parallele alle faglie bordiere. Pur essendo dislocata dalle faglie trascorrenti a direzione ONO-ESE, in questa fascia la successione delle *marne di Sant'Agata Fossili* sigilla in netta discordanza angolare la successione pre-tortoniana dell'Unità tettonica Cassio e della *formazione di Cardona* appena descritta, risultando rispetto a questa significativamente meno deformata (Fig. 60; cfr. Foglio geologico e sezione C-C'). Infatti, le *marne di Sant'Agata Fossili* sono solo blandamente piegate da una anticlinale con asse a direzione ENE-OSO debolmente inclinato verso ENE. Le evidenze illustrate documentano il netto cambiamento di stile strutturale e la chiara riduzione di intensità deformativa riconoscibile passando da tetto a letto della discontinuità stratigrafica D4 "tortoniana" alla base delle *marne di Sant'Agata Fossili*. Nonostante le faglie trascorrenti dislochino la successione fino alle *marne di Sant'Agata Fossili*, indicando una riattivazione di queste strutture successiva al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, l'assetto tettono-stratigrafico descritto testimonia come la *formazione di Cardona* e le Unità Liguri Esterne dell'Unità tettonica Cassio fossero intensamente deformate e giustapposte dalle faglie ad alto angolo prima della deposizione delle *marne di Sant'Agata Fossili*. L'importante lacuna associata alla base delle *marne di Sant'Agata Fossili* è il risultato di una continua attività tettonica lungo la ZDMo nell'intervallo Cattiano-Tortoniano inferiore. La mancanza all'interno della zona di deformazione dell'affioramento dei termini dell'Oligocene superiore e di quelli aquitaniani-serravalliani delle "Unità a nord della Zona di Faglia Villavernia-Varzi" della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore non permette, purtroppo, una scansione temporale diretta dell'attività polifasica di questa struttura. Tuttavia, essa può essere decifrata in

maniera indiretta confrontando l'assetto tettono-stratigrafico interno alla zona di deformazione con quello del settore a NE di quest'ultima (vedi oltre).

È importante notare che l'assetto strutturale dedotto dai dati cartografici di superficie e in particolare l'affioramento di ampi volumi di Unità Liguri dell'Unità tettonica Cassio in corrispondenza della parte assiale della ZDMo ben si accorda con i dati stratigrafici della trivellazione profonda spinta fino a 766 m dal p.c., eseguita presso Cascina Molina circa mezzo chilometro oltre il limite ovest del Foglio (SACCO, 1935b; cfr. sezione C-C'). Essi, infatti, evidenziano fino a una profondità di parecchie centinaia di metri dal piano campagna la sovrapposizione (ripetuta almeno due volte sulla verticale della trivellazione) di prevalenti termini “*argilloso-scagliosi da rossicci a grigio-verdicci*” confrontabili con le *argille varicolori di Cassio* o più in generale con i “Complessi di Base”, al di sopra di subordinati intervalli “*calcareo-marnosi e calcarei grigi e/o biancastri*” attribuibili al *flysch di Monte Cassio*. In più intervalli, tra le argille scagliose sono descritte “*passate arenaceo-ciottolose*”, che l'Autore riferisce all'Oligocene, confermando i rapporti di giustapposizione di Unità Liguri sui sedimenti della *formazione di Cardona*, ricostruiti attraverso i rilievi di superficie. È inoltre opportuno evidenziare che la stratigrafia di C. Molina riporta il brusco e definitivo passaggio, alla profondità di 600 m, a una successione di “*arenarie grigiastre-ciottolose alternate a marne grigiastre con frustoli vegetali*”, che risulta correlabile con la *formazione di Cardona*. Questo contatto potrebbe essere interpretato come un accavallamento dell'Unità Cassio sulla successione oligocenica, e la sua posizione sembra essere compatibile con la proiezione in profondità, verso SO, del sovrascorrimento che delimita a NE la Zona di Deformazione di Montecastello, che verrà descritto di seguito.

Passando dalla parte centrale ai margini della Zona di Deformazione di Montecastello, essa coinvolge la successione tortoniana-messiniana e zancleana con lo sviluppo di sovrascorrimenti inclinati verso SO (Fig. 60; cfr. Foglio geologico e sezione C-C'), lungo il bordo nord-orientale della zona di deformazione, e di faglie inverse subverticali inclinate ad alto angolo verso NE, al suo bordo sud-occidentale.

Il limite nord-orientale della Zona di Deformazione di Montecastello è rappresentato dal Sovrascorrimento di Madonna di San Zeno - Borgo (SMB in figura 60). Esso marca una netta separazione, a livello di assetto strutturale e stratigrafico tra la ZDMo e il settore a NE di questa. Il principale effetto del SMB è quello di determinare l'accavallamento, verso NE, delle Unità Liguri dell'Unità tettonica Cassio e dei termini tortoniano-messiniani della Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.* sui termini pliocenici della Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.*, causando il sollevamento della ZDMo e di tutto il blocco a SO di quest'ultima (cfr. Foglio geologico e sezione C-C'). Il

sovrascorrimento è suddiviso in due principali superfici di accavallamento sub-parallele, immergenti a SO, che delimitano una scaglia tettonica chilometrica allungata. È significativo che quest'ultima sia composta da una successione stratigrafica coerente rappresentata dai depositi messiniani profondi del *membro di Nizza Monferrato* della *formazione della Vena del Gesso* (**VGS₃**), da quelli distali (lacustri) dei *conglomerati di Cassano Spinola* (**CCS**), dai depositi zancleani emipelagici delle *Argille Azzurre* (**FAA**) nonché dalla *litofacies conglomeratico-arenitica* (**FAA_a**) e dalla *litofacies marnoso-arenitica* (**FAA_b**). Le superfici di strato della successione nella scaglia tettonica sono da fortemente inclinate a sub-verticali, localmente rovesciate, e generalmente hanno direzioni sub-parallele alle superfici di sovrascorrimento principali. Il SMB sembra dislocare le faglie trascorrenti della parte assiale della zona di deformazione. La continuità laterale lungo direzione delle superfici di sovrascorrimento è interrotta da faglie trascorrenti minori (ad es. a sud di C. Vittoria) con direzione NE-SO.

Il SMB rappresenta una struttura significativa, in quanto ha un'espressione anche a scala sismica. Esso è infatti correlabile lungo direzione verso SE al sovrascorrimento "F7" del modello 3D di sottosuolo (Fig. 41), che, come descritto in precedenza, sembra trovare una possibile espressione superficiale nella Zona di Faglia Villaromagnano-Mombisaggio cartografata nello sperone di Tortona.

Le evidenze cartografiche, e in particolare l'età dei sedimenti implicati lungo il SMB, indicano un'attività successiva alla deposizione delle *Argille Azzurre*. Il limite temporale superiore è difficilmente determinabile in affioramento per la mancanza dei rapporti di intersezione tra le superfici del sovrascorrimento e le successioni post-*Argille Azzurre*. Tuttavia, alcune evidenze tettono-stratigrafiche indirette, dedotte a NE del sovrascorrimento (vedi oltre) e la similitudine in termini di orientazione con le faglie e le zone di deformazione a direzione NO-SE documentate nello Sperone di Tortona (vedi Zona di Deformazione di Reguardia-Volpeggino), sembrano suggerire che l'attività del sovrascorrimento, e più in generale quella della ZDMo, possa essersi estesa anche successivamente al Pliocene, in particolare fino al Calabriano *p.p.* Questa ipotesi è confermata dall'integrazione dei carotaggi ENEL con i dati sismici che, pur in assenza di vincoli cronologici precisi e di datazioni, evidenziano come la continuazione nel sottosuolo del SMB (sovrascorrimento "F7" del modello 3D; Fig. 41) risulti deformare o dislocare orizzonti sismici piacentiani-gelasiani (settore di sottosuolo tra Lobbi e San Giuliano) e, localmente, anche quelli calabrianici correlabili all'*unità di Rivarone* (settore di sottosuolo a SO di Tortona).

Le pessime esposizioni ostacolano purtroppo la precisa definizione del margine sud-occidentale della ZDMo. Esso può essere rappresentato dalle faglie inverse subverticali a direzione ONO-ESE e con vergenza SO (cfr. Foglio geologico e sezione C-C') rilevate a sud di Bric Montalbano, che in profondità

convergono nelle superfici di faglia ad alto angolo presenti al nucleo della ZDMo, dislocando la discordanza tra le *marne di Sant'Agata Fossili* e le Unità Liguri per ribassarla progressivamente verso SO. A differenza di quello nord-orientale, il limite sud-occidentale della ZDMo risulterebbe quindi più sfumato, definendo esclusivamente una separazione, a livello di assetto strutturale e grado di deformazione, tra la ZDMo (nella quale oltre alle Unità Liguri, anche le *marne di Sant'Agata Fossili* risultano più intensamente deformate) e il settore a SO di questa, in cui invece la medesima successione risulta meno deformata (vedi oltre).

Il settore a NE della Zona di Deformazione di Montecastello

Il settore a NE rispetto alla ZDMo corrisponde al blocco di letto del Sovrascorrimento di Madonna di San Zeno - Borgo (SMB; Fig. 60; cfr. Foglio geologico). Alla base esso è costituito da un'unità flyschoidale marnoso-arenacea con intercalazioni di calcareniti e di calcari micritici di età eocenica, non affiorante in questa parte del Foglio (cfr. sezione C-C'; **LIG**: Unità Liguri indifferenziate - Eocene), che in base a dati preliminari di terreno raccolti oltre il limite occidentale del Foglio e in base a dati di letteratura (BARBERO *et alii*, 2020) potrebbe essere riferita, anche se dubitativamente, alla *formazione di Casale Monferrato sensu* DELA PIERRE *et alii*, 2003, di pertinenza dell'Unità Tettonica Sporno, tuttavia tale attribuzione rimane al momento incerta. Poco oltre il limite occidentale del Foglio, il flysch eocenico e la porzione oligocenica delle "Unità a nord della Zona di Faglia Villavernia-Varzi" (*formazione di Cardona*) sono seguite in netta discordanza (discontinuità "langhiana" D3b) dai termini langhiani - tortoniani inferiori delle "Unità a nord della Zona di Faglia Villavernia-Varzi", rappresentati dalla "Pietra da Cantoni" s.l. (non affiorante nel Foglio Tortona) e dalle *marne di Mincengo*. Queste ultime affiorano esclusivamente a NE della ZDMo (Fig. 60; cfr. Foglio geologico) e rappresentano insieme ai sottostanti depositi langhiani un elemento stratigrafico distintivo di questo settore. La loro distribuzione, confinata in questa area, è infatti fondamentale per descrivere l'assetto strutturale di quest'ultimo e per comprenderne la relazione con la ZDMo a esso contigua (vedi oltre). Le *marne di Mincengo* sono a loro volta seguite in discordanza (discontinuità "tortoniana" D4) dalla Successione tortoniana - pleistocenica inferiore p.p.

La successione miocenica e quella pliocenica del settore nord-orientale sono deformate da pieghe a scala chilometrica con assi a direzione media NO-SE (cfr. Foglio geologico e sezione C-C'). I fianchi delle pieghe sono dislocati, verso sud, dal SMB e, a nord di Rivarone, in posizione più esterna, da altre superfici di accavallamento NE-vergenti (sovrascorrimenti "F5" e "F5a" del modello 3D di

sottosuolo; Fig. 41), che sono sepolte al di sotto della successione quaternaria rappresentata dell'*unità di Rivarone* e del *sintema di Valenza* (cfr. sezione C-C'), ed evidenziate dall'interpretazione e integrazione di dati sismici e di stratigrafie di sondaggi e pozzi per acqua. In particolar modo il sovrascorrimento "F5" rappresenta una struttura significativa, continuando lungo direzione verso SE fino allo sperone di Tortona, ove sembra trovare una possibile correlazione con il limite esterno della Zona di Deformazione Reguardia-Volpeglino e nella fattispecie con il Sovrascorrimento di Volpedo.

Nella fascia compresa tra Pecetto di Valenza, Rivarone e Montecastello è in particolare possibile ricostruire alla scala cartografica una delle pieghe pluri-chilometriche associate ai *thrust* e che è impostata nella successione tortoniano-piacenziana. Essa consiste di una sinclinale asimmetrica, da aperta a blanda, evidente anche alla scala sismica (Sinclinale di Fiondi, SF in figura 60) con superficie assiale molto inclinata verso SO e asse a direzione media NO-SE e immersione verso SE, come documentato dall'esumazione dei depositi delle *marne di Mincengo* nel settore a nord (Pecetto di Valenza) e dal piegamento di termini progressivamente più recenti verso SE, fino alla successione pliocenica delle *Argille Azzurre* e delle *sabbie di Asti* (Fig. 60; cfr. Foglio geologico e sezione C-C'). Il fianco lungo nord-orientale, esposto tra Pecetto di Valenza e il F. Tanaro, è da debolmente a mediamente inclinato verso SSE e si contrappone a un fianco corto sud-occidentale inclinato verso NE, che è solo parzialmente esposto a NO di Madonna di San Zeno e in gran parte troncato dal Sovrascorrimento di Madonna di San Zeno - Borgo (SMB). La geometria e l'orientazione della sinclinale sono chiaramente coerenti con la direzione di trasporto tettonico di tale sovrascorrimento e ciò evidenzia che la deformazione del settore nord-orientale può essere legata, per lo meno in parte, alla propagazione del sovrascorrimento stesso, il quale come specificato precedentemente è stato sicuramente e in prevalenza attivo in età post-Zancleano.

È significativo che in relazione alla presenza della discordanza "tortoniana" D4, alla base delle *marne di Sant'Agata Fossili*, l'asimmetria della Sinclinale di Fiondi riguarda i termini tortoniani-pliocenici della Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.*, e non quelli langhiano-serravalliani delle "Unità a nord della Zona di Faglia Villavernia-Varzi" della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore (cfr. sezione C-C'). I primi sono infatti complessivamente caratterizzati da un aumento di spessore verso SO, passando dal fianco lungo al nucleo della sinclinale. Al contrario, i depositi langhiani di piattaforma riferibili alla "Pietra da Cantoni" *s.l.* e i sovrastanti termini serravalliano-tortoniani delle *marne di Mincengo*, i quali poggiano in discordanza progressiva (discontinuità "langhiana" D3b) sulle Unità Liguri e sulla *formazione di Cardona*, mostrano una significativa riduzione di spessore in corrispondenza del nucleo della

sinclinale, chiudendosi progressivamente a cuneo (cfr. sezione C-C') verso la Zona di Deformazione di Montecastello. Lungo quest'ultima, infatti, come già descritto in precedenza, le Unità Liguri di pertinenza dell'Unità tettonica Cassio e la *formazione di Cardona* mostrano complesse relazioni di giustapposizione tettonica e sono seguite direttamente dalle *marne di Sant'Agata Fossili*, in quanto la discontinuità "langhiana" D3b confluisce assieme alla discontinuità "tortoniana" D4 in un'unica superficie di discordanza poligenica (D3b + D4). L'importante lacuna sottesa da quest'ultima corrisponde, almeno in parte, all'intervallo di tempo in cui a NE della Zona di Deformazione di Montecastello si sono deposte la "Pietra da Cantoni" s.l. e le *marne di Mincengo*. L'assetto tettono-stratigrafico descritto, che in realtà è documentabile poco oltre il limite occidentale del Foglio, evidenzia una attività tettonica sin-sedimentaria polifasica pre-piegamento, lungo la ZDMo, nell'intervallo Cattiano-Tortoniano inferiore, articolata in due fasi principali.

Una prima fase deformativa (cattiano-burdigaliana) è testimoniata dalla giustapposizione tettonica delle Unità Liguri e della *formazione di Cardona* all'interno della ZDMo ed è vincolata superiormente, dal punto di vista cronologico, dalla discordanza langhiana D3b e dalla deposizione della "Pietra da Cantoni" a fianco della struttura. Questo evento deformativo può essere correlato con la fase tettonica contrazionale oligo-miocenica inferiore (cattiano-burdigaliana *p.p.*), ben documentata nell'Appennino settentrionale, come confermato dai nuovi dati raccolti nello sperone di Tortona (vedi sopra) ma molto comune anche in Monferrato occidentale. Esso è inquadrabile nel contesto generale di attivazione dei fronti appenninici (BOCCALETTI *et alii*, 1990; PIANA, 2000; DELA PIERRE *et alii*, 2003; FESTA *et alii*, 2005, 2009, 2015a; BARBERO *et alii*, 2017; PIANA *et alii*, 2017), che in questo settore si sono manifestati come zone di deformazione transpressive ad alto angolo, le quali controllavano lo sviluppo di rilievi strutturali simili a quello associato alla ZDMo.

Una seconda importante fase tettonica sin-sedimentaria, occorsa durante la deposizione delle *marne di Mincengo*, è testimoniata dalla chiusura a cuneo (in *onlap*) di questa unità verso la ZDMo. Tali rapporti sono compatibili con la riattivazione della zona di deformazione, che avrebbe portato all'ulteriore crescita dell'alto strutturale a direzione NO-SE, rispetto all'attuale orientazione, e al concomitante sviluppo di settori subsidenti a esso sub-paralleli. Ciò suggerisce per questo settore del Monferrato orientale la continua attività transpressiva lungo zone di taglio ad alto angolo NO-SE. Questo secondo evento deformativo può essere correlato alla fase tettonica tardo-serravalliana, e riflette un regime transpressivo-compressivo, riconoscibile a scala regionale, sia nell'Appennino settentrionale che in Monferrato (DELA PIERRE *et alii*, 2003; FESTA *et alii*, 2005, 2009, 2015a; BARBERO *et alii*, 2017; PIANA *et alii*, 2017). Essa è sigillata dalla

discontinuità stratigrafica D4 “tortoniana” alla base delle *marne di Sant’Agata Fossili*, per cui deve essersi esaurita prima dell’inizio della deposizione delle stesse e, a maggior ragione, prima del loro piegamento nella sinclinale di Fiondi. In riferimento alla discontinuità D4, la direzione opposta di ispessimento mostrata dalle successioni tortoniane-messiniane rispetto a quelle langhiano-tortoniane, potrebbe registrare le primissime fasi di attività dei fronti di sovrascorrimento esterni, attraverso le quali il settore orientale del Monferrato sarebbe passato da un regime transpressivo a uno prevalentemente compressivo, iniziando la sua progressiva traslazione verso NE sul bacino padano.

In tale contesto, il diverso grado di piegamento della successione, al di sotto e al di sopra della discontinuità D6 “tardo-messiniana” alla base dei *conglomerati di Cassano Spinola* e l’appoggio discordante di questi su diversi termini della successione (cfr. Foglio geologico e sezione C-C’), rappresentati nel fianco lungo e nel nucleo della sinclinale, rispettivamente dalle *marne di Sant’Agata Fossili* e dal *membro di Nizza Monferrato*, marcano una crescita polifasica delle pieghe a grande scala e in particolare documentano un importante impulso di crescita della sinclinale, sigillato dalla deposizione dei *conglomerati di Cassano Spinola*. Questo impulso deformativo è correlabile alla fase tettonica “intra-messiniana” (IRACE, 2004; IRACE *et alii*, 2005, 2009; FESTA *et alii*, 2009; DELA PIERRE *et alii*, 2007, 2011; GHIELMI *et alii*, 2013, 2019). È importante evidenziare che la lacuna associata alla discontinuità D6 “tardo-messiniana” diminuisce progressivamente di entità dal fianco lungo verso il nucleo della sinclinale, ove essa sembra passare a una paraconcordanza fra i depositi euxinici profondi del *membro di Nizza Monferrato* e i depositi pelitico-arenitici distali dei *conglomerati di Cassano Spinola*. I dati descritti suggeriscono l’individuarsi, durante questa fase deformativa, di settori più rilevati verso NE (attuale settore di Bassignana e Rivarone) e di settori più subsidenti verso SO (attuale settore di Montecastello). Di conseguenza, è molto probabile che in quest’area la deformazione plicativa sigillata dalla discordanza tardo-messiniana sia in prevalenza ascrivibile alle prime fasi di propagazione verso N-NE e di sollevamento dei fronti di sovrascorrimento esterni (sovrascorrimenti “F5” e “F5a” del modello 3D di sottosuolo; Fig. 41). Pur in mancanza di vincoli di terreno, una concomitante attività del fronte più interno del SMB sembra essere confermata dai di sottosuolo a est di Montecastello. Nella prosecuzione sepolta della Sinclinale di Fiondi (SF) a letto del SMB (sovrascorrimento “F7” del modello 3D di sottosuolo), i dati sismici evidenziano la presenza, al di sotto dei riflettori messiniani ascrivibili ai *conglomerati di Cassano Spinola*, di un pacchetto lenticolare di riflettori caotici riferibili alle facies evaporitiche risedimentate del *complesso caotico della Valle Versa*. L’evidenza che questo intervallo sia confinato al nucleo della prosecuzione sepolta della Sinclinale di Fiondi e che risulti assente invece a tetto

del sovrascorrimento stesso suggeriscono per quest'ultimo un'attività durante la fase tettonica “intra-messiniana”, con locale controllo della sedimentazione.

Anche i termini pliocenici risultano deformati dalla sinclinale fino alle *sabbie di Asti*. Nonostante queste ultime affiorino limitatamente al settore di Rivarone (Fig. 60; cfr. Foglio geologico) e il loro appoggio sia discordante su termini diversi delle *Argille Azzurre*, l'orientazione delle loro superfici di stratificazione, che immergono verso i quadranti meridionali e sud-orientali, è coerente con l'assetto geometrico complessivo del fianco lungo della piega.

La graduale decrescita all'interno della successione pliocenica nell'inclinazione delle superfici di stratificazione dal basso verso l'alto stratigrafico e la locale presenza di discordanze angolari (Fig. 60) alla base della *litofacies conglomeratico-arenitica* delle *Argille Azzurre* (D7, “limite Miocene-Pliocene”) e delle *sabbie di Asti* (D7b “intra-pliocenica”), suggeriscono sia una diminuzione del grado di piegamento rispetto alla successione messiniana, che una diminuzione dell'intensità della deformazione plicativa dalle *Argille Azzurre* alle *sabbie di Asti*. La piega e i *thrust* esterni sepolti descritti (ad es. sovrascorrimento “F5” del modello 3D di sottosuolo) appaiono sigillati dalla discordanza angolare (discontinuità D9 “calabrianiana”) alla base dell'*unità di Rivarone* (cfr. sezione C-C'), i cui sedimenti troncano, proprio nel settore di Rivarone, la successione pliocenica marina delle *Argille Azzurre* e delle *sabbie di Asti*.

L'evidenza che i) le successioni delle *Argille Azzurre* e delle *sabbie di Asti* sono entrambe deformate secondo assi di piegamento NO-SE, paralleli sia ai fronti di sovrascorrimento esterni che al Sovrascorrimento interno di Madonna di San Zeno - Borgo (SMB), a vergenza NE, e che ii) le *Argille Azzurre* sono dislocate dai fronti stessi, suggerisce che queste deformazioni possano essere correlate con un regime tettonico di raccorciamento a direzione NE-SO, coerente con la propagazione verso NE dei fronti di sovrascorrimento fino ad ora descritti, in un intervallo di tempo compreso fra lo Zancleano e il post-Piacenziano (fasi tettoniche “intra-zancleana”, “intra-piacenziana - gelasiana inferiore” *sensu* GHIELMI *et alii*, 2013, 2019; AMADORI *et alii*, 2019). La presenza di discordanze angolari interne suggerisce un piegamento sin-sedimentario progressivo, caratterizzato da più impulsi deformativi (sia all'inizio che durante il Pliocene), che ben si accorda con una progressiva propagazione dei *thrust*. In tale prospettiva, dal Pliocene la Sinclinale di Fiondi assume appieno il ruolo di bacino di *thrust-top*, fra i fronti esterni tra Rivarone e Bassignana (sovrascorrimenti “F5” e “F5a” del modello 3D di sottosuolo) e il fronte più interno del SMB (sovrascorrimento “F7” del modello 3D di sottosuolo; Fig. 41).

Il sigillo in discordanza delle pieghe e dei *thrust* esterni a esse associati da parte dell'*unità di Rivarone* permette di vincolare l'attività di queste strutture

alla pre-parte alta del Pleistocene Inferiore (ossia pre-parte alta del Calabriano). Purtroppo, la lacuna piacentino-calabrianica associata a tale discordanza angolare e la mancanza in affioramento dei termini della parte alta del Piacenziano, del Gelasiano e della parte inferiore del Calabriano, che risultano invece ben rappresentati nel sottosuolo padano (settore NE del Foglio), non consente una scansione temporale completa dell'attività di queste strutture.

È importante evidenziare che la discordanza calabrianica tra l'*unità di Rivarone* e la successione miocenico-pliocenica immerge e mostra una blanda flessura verso NE, secondo assi sub-paralleli all'associazione strutturale a pieghe e *thrust* precedentemente descritta per la successione pliocenica (cfr. sezione C-C' del Foglio geologico, sezioni del Foglio di sottosuolo e modello 3D). Tale flessura è accompagnata da un significativo aumento di spessore dell'*unità di Rivarone*, che riflette l'espansione stratigrafica verso il limite settentrionale del Foglio delle diverse sotto-unità a limiti inconformi che la compongono (cfr. sezioni del Foglio di sottosuolo). Questi dati suggeriscono che il piegamento a direzione media NO-SE, compatibile con il persistere di un raccorciamento a direzione NE-SO, si è probabilmente protratto anche durante la deposizione dell'*unità di Rivarone* (Calabriano *p.p.*; cfr. fase tettonica "calabrianica" *sensu* GHIELMI *et alii*, 2013; AMADORI *et alii*, 2019; ZUFFETTI & BERSEZIO, 2021), anche se con lunghezza d'onda maggiore rispetto alla fase deformativa precedente, senza lo sviluppo, nel settore NO del Foglio, di rigetti rilevabili lungo i fronti esterni presenti nell'area di deposizione dell'unità. Sebbene l'assenza di dislocazioni a carico dei sedimenti dell'*unità di Rivarone* possa essere in questo settore imputata al loro scarso potere di preservazione, legato ai diffusi eventi erosivi dell'ambiente fluviale in cui tali sedimenti venivano depositi, è giustificato ipotizzare che il piegamento sin-deposizionale cui essi sono stati sottoposti sia stato accomodato da una riattivazione in compressione, di tipo "fuori sequenza" delle strutture più interne (ZDMo e SFB), durante il Calabriano, quando i fronti più esterni invece potevano risultare ormai sigillati. Le deformazioni a carico dell'*unità di Rivarone* appaiono sigillate dalla discontinuità alla base dei depositi del *sistema di Valenza* (Fig. 60; cfr. Foglio geologico e sezione C-C').

Il fianco lungo della Sinclinale di Fiondi (SF) è inoltre deformato da quattro sistemi di faglie di lunghezza pluriettometrica, di cui i primi tre sistemi dislocano i termini serravalliani e tortoniani, mentre il quarto interessa i sedimenti pliocenici:

- il primo sistema è caratterizzato da faglie inverse con direzione NE-SO inclinate verso SE;
- il secondo sistema è rappresentato da faglie trascorrenti con direzione NO-SE, che potrebbero aver agito come sistema di trasferimento delle faglie del primo sistema descritto;

- il terzo sistema è rappresentato da una faglia normale a direzione N-S immergente verso est;
- il quarto sistema è rappresentato da una faglia a direzione NO-SE che interessa le *sabbie di Asti*.

La parziale similitudine in termini di orientazione e cinematica del primo sistema descritto con gli *splay* frontali del Sistema di Sovrascorrimento Vho-Monleale dello sperone di Tortona, potrebbe suggerire una fase di deformazione pliocenica o più recente per queste faglie. I dati disponibili alla scala cartografica non sono sufficienti per documentare tale attività: non sono documentabili in particolare i rapporti di intersezione dei segmenti di faglia inversi NO-vergenti con le unità plioceniche e neanche con i fronti di sovrascorrimento plio-quaternari, a direzione NO-SE, utili al fine di fornire vincoli cronologici relativi. Tuttavia, è importante sottolineare che una di queste faglie, ubicata in prossimità del Bric Redini (a est di Pecetto di Valenza), disloca localmente con rigetti decimetrici inversi il contatto fra le *marne di Mincengo* e i sedimenti colluviali tardo-pleistocenici inferiori - olocenici (FRIGERIO *et alii*, 2017), evidenziando un'attività tettonica decisamente recente (vedi § X).

Il settore a SO della Zona di Deformazione di Montecastello

Per quel che riguarda il settore a SO della Zona di Deformazione di Montecastello, è opportuno evidenziare che al suo interno le *marne di Sant'Agata Fossili* in genere poggiano in netta discordanza angolare (discontinuità poligenica D3b + D4 precedentemente descritta) direttamente sulle Unità Liguri Esterne, di pertinenza dell'Unità Tettonica Cassio (cfr. sezione C-C') o sulla *formazione di Cardona* (appena a ovest del Foglio). Infatti, in questo settore i termini langhiani e serravalliani delle "Unità a nord della Zona di Faglia Villavernia-Varzi" della Successione eocenica *p.p.* - tortoniana inferiore rilevati nel settore a NE della zona di deformazione ("Pietra da Cantoni" *s.l.* e *marne di Mincengo*) risultano assenti. Questi dati costituiscono l'evidenza stratigrafica indiretta della continua attività tettonica oligocenica-tortoniana registrata lungo la ZDMo (vedi sopra) e in particolare testimoniano come, oltre alla zona di deformazione, anche tutto il blocco strutturale sul retro della stessa occupasse già durante questi eventi deformativi (e probabilmente anche in precedenza) una posizione strutturale più rilevata rispetto al blocco a NE della zona di deformazione.

L'assetto strutturale dei termini tortoniani-messiniani superiori (*marne di Sant'Agata Fossili*, *membro di Nizza Monferrato* e *conglomerati di Cassano Spinola*) è caratterizzato da una blanda anticlinale chilometrica (Fig. 60; cfr. Foglio geologico e sezione C-C') a piano assiale da sub-verticale a molto

inclinato verso SO e asse a direzione NO-SE immergente verso SE (Pietra Marazzi), sub-parallelo a quello della Sinclinale di Fiondi (SF), presente a letto del Sovrascorrimento di Madonna di San Zeno - Borgo (SMB). L'anticlinale passa gradualmente verso ovest, all'estremità del Foglio, a una monoclinale immergente in media verso sud-ovest. Il fianco meridionale della piega è tagliato da un *thrust* (Sovrascorrimento di Pavone di Alessandria; SP in figura 60) a direzione NO-SE, parallelo al SMB, che determina l'accavallamento verso NE della *formazione di Cardona* sulle *marne di Sant'Agata Fossili*. È importante evidenziare che le *marne di Sant'Agata Fossili* poggianti in discordanza sulla *formazione di Cardona* nel blocco di tetto del SP, appena un chilometro oltre il bordo occidentale del Foglio, risultano più recenti (Tortoniano-Messiniano, biozona MNN11) di quelle presenti nel blocco di letto (Tortoniano, biozone MNN 9-10), testimoniando un'attività intra-tortoniana del sovrascorrimento. Comunque, i rapporti di intersezione descritti all'interno del Foglio e in particolare la dislocazione delle *marne di Sant'Agata Fossili* lungo il sovrascorrimento suggeriscono una sua riattivazione in età post-tortoniana. Infatti, in base alla similitudine in termini di cinematismo e di orientazione con i *thrust* presenti a NE descritti in precedenza, è molto probabile che la sua attività si sia estesa almeno fino al Pliocene. Questa ipotesi è in primo luogo supportata dall'appoggio discordante che le *sabbie di Asti* mostrano sulle *marne di Sant'Agata Fossili* e sulla *formazione di Cardona* a tetto del SP, appena oltre il bordo occidentale del Foglio. In tale prospettiva, la deformazione plicativa che a letto del *thrust* coinvolge la successione fino ai termini messiniani post-evaporitici, risulta del tutto in linea con la propagazione post-messiniana del fronte stesso. Una ulteriore prova indiretta dell'attività pliocenica del SP viene fornita dai dati sismici e dalle stratigrafie di sondaggi e pozzi per acqua nell'area di pianura prossima ai settori collinari di Pavone di Alessandria. Questi dati evidenziano la possibile prosecuzione sepolta del sovrascorrimento verso SE (settore di Castelceriolo), e come esso sembri costituire lo *splay* (sovrascorrimento "F8a" del modello 3D) di una coppia di "*back-thrust*" a vergenza SO (retroscorrimenti "F8" del modello 3D; Fig. 41), opposta a quella dei sovrascorrimenti a vergenza NE finora descritti. Pur non essendo esposti in affioramento nel Foglio Tortona, i *back-thrust* sono stati tracciati su base geofisica, in quanto delimitano strutturalmente verso SO il settore a SO della Zona di Deformazione di Montecastello. Il fatto che essi dislocano riflettori zancleano-piacenziani e che siano progressivamente sigillati da quelli pleistocenici, suggerisce che lo *splay* SP, la cui attività è da ritenersi in parte coeva a quella dei *back-thrust* stessi, si sia propagato sicuramente in età pliocenica e verosimilmente anche durante parte del Pleistocene.

L'integrazione fra i dati di affioramento e quelli sismici rivela che i *back-thrust* determinano il sollevamento sia del settore a SO della ZDMo che della zona di

deformazione stessa, corrispondenti complessivamente al blocco a tetto di queste faglie, rispetto alla zona sepolta della pianura di Alessandria, che costituisce il blocco di letto. Il blocco di tetto è, come detto in precedenza, privo dei termini langhiano-serravalliani e composto dai soli termini tortoniano-messiniani della Successione tortoniana - pleistocenica inferiore *p.p.* Per contro, nel blocco di letto è riconoscibile un pacchetto di riflettori verosimilmente riferibili ai termini del Miocene Medio (Langhiano-Serravalliano?), la cui pertinenza è al momento incerta, ma che sembrano ascrivibili alle “Unità a nord della Zona di Faglia Villavernia-Varzi”, in quanto risulterebbero posizionati a nord della ipotetica prosecuzione nord-occidentale sepolta della fascia di deformazione associata alla Linea Villavernia - Varzi. Questi riflettori sono ricoperti in discordanza angolare da un pacco di riflettori del Tortoniano - Pleistocene Inferiore, ben più potente e continuo di quello affiorante nel blocco di tetto dei *back-thrust*.

Il diverso assetto stratigrafico descritto nel blocco di letto e in quello di tetto dei *back-thrust* evidenzia come queste strutture sepolte siano l'espressione, alla scala sismica, di un importante limite tettonico sin-sedimentario, con orientazione simile e intervallo di attività in buona parte coevo a quelli della zona di deformazione di Montecastello. Esse avrebbero in particolare delimitato a SO il rilievo strutturale del Monferrato orientale già nell'intervallo post-Oligocene (?) - Langhiano, controllando in modo significativo la sedimentazione della successione soprattutto durante il Tortoniano-Pliocene. In base alle interpretazioni della sismica a riflessione, il rigetto associato ai *back-thrust* si riduce bruscamente verso SE nel giro di 5-7 km per cui risulta improbabile oltre che difficile, almeno sulla base dei dati disponibili, una correlazione strutturale con lo sperone di Tortona.

Queste considerazioni rappresentano delle interpretazioni preliminari e ulteriori studi di dettaglio (*in primis* carotaggi profondi) sarebbero opportuni per tarare adeguatamente la sismica e vincolare cronologicamente con maggior precisione le successioni sepolte. È molto probabile, inoltre, che i *back-thrust* descritti proseguano e riemergano a ovest del limite del Foglio Tortona, suggerendo l'importanza di una revisione dettagliata dell'assetto tettono-stratigrafico dei settori collinari oltre il limite occidentale del Foglio Tortona, alla luce dei dati di sottosuolo interpretati per quest'ultimo.

VII - FOGLIO DI SOTTOSUOLO E MODELLO GEOLOGICO 3D

1. - FOGLIO DI SOTTOSUOLO

Per la realizzazione del Foglio di sottosuolo si è resa necessaria la raccolta, la catalogazione e l'analisi di tutti i dati in grado di fornire informazioni sulla profondità delle unità disponibili sia per il settore di pianura che per quello collinare. Per maggior completezza dell'interpretazione, sono stati analizzati anche tutti i dati ricadenti nei Fogli limitrofi lungo una fascia ampia circa 2 km esterna al margine del Foglio Tortona. L'eterogenea documentazione raccolta (Fig. 61), rappresentata da stratigrafie di pozzi per acqua e di sondaggi geognostici, proviene dagli archivi conservati presso vari enti: "Banca Dati geotecnica" di ARPA Piemonte, "Catasto delle derivazioni di acque sotterranee" della Provincia di Alessandria, "Archivio delle indagini di sottosuolo" di ISPRA (Legge 464/84), studi geologici a supporto dei PRGC e studi di microzonazione sismica. Una consistente parte della documentazione proviene inoltre dai progetti della linea A.V./A.C. Terzo Valico dei Giovi e del quadruplicamento della linea ferroviaria Tortona-Voghera nonché dall'archivio SOGIN (cfr. rapporti inediti ENEL, 1984, e GEXON, 1985).

Successivamente all'acquisizione delle stratigrafie, è stata effettuata una verifica del loro corretto posizionamento geografico (soprattutto per le stratigrafie di pozzo) e una preliminare classificazione concernente l'affidabilità delle descrizioni in esse contenute. Nell'area del Foglio sono state complessivamente selezionate 1508 stratigrafie con profondità massime pari a oltre 200 m. Esse sono quindi state inserite in apposita piattaforma GIS, nella quale sono state

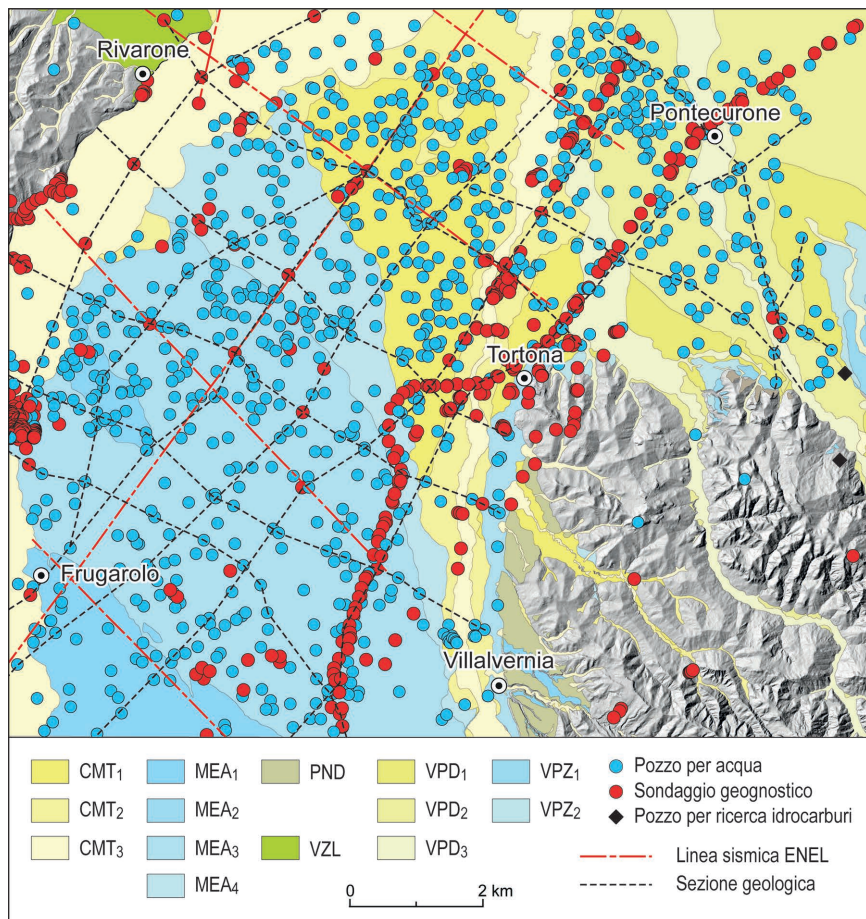


Fig. 61 - Distribuzione dei dati utilizzati per la realizzazione del Foglio di sottosuolo e del modello 3D del Foglio Tortona.

digitalizzate tutte le informazioni necessarie per la successiva correlazione stratigrafica, quali la quota in m s.l.m. del piano campagna, la profondità del log, la profondità dei vari intervalli stratigrafici prescelti per la modellazione del sottosuolo, la presenza di orizzonti stratigrafici significativi, di fossili, di livelli di sostanza organica, di paleosuoli e non ultimo il grado di cementazione.

La modellazione delle singole superfici è stata preceduta dalla realizzazione di 13 sezioni geologiche di taratura del modello (Fig. 61), alcune delle quali

tracciate ortogonalmente alle principali direttrici tettoniche (es. alto strutturale di Tortona-Montecastello) oppure tracciate parallelamente alle linee sismiche disponibili. Alcune sezioni sono state estese al contiguo Foglio Novi Ligure fino a raggiungere il settore apicale del conoide del T. Scrivia. Lungo le sezioni, originariamente realizzate con un rapporto di 1:10 tra scala delle lunghezze e scala delle altezze, sono state individuate e tracciate due principali discontinuità stratigrafiche.

La prima discontinuità coincide con la “base delle ghiaie dei sintemi fluviali quaternari”, di età compresa tra il Pleistocene Medio-Superiore e l'Olocene, e cartografata nel Foglio di sottosuolo (Fig. 62). Questa discontinuità, riconoscibile abbastanza agevolmente in buona parte dell'area di pianura, evidenzia un netto cambiamento di facies nella successione fluviale.

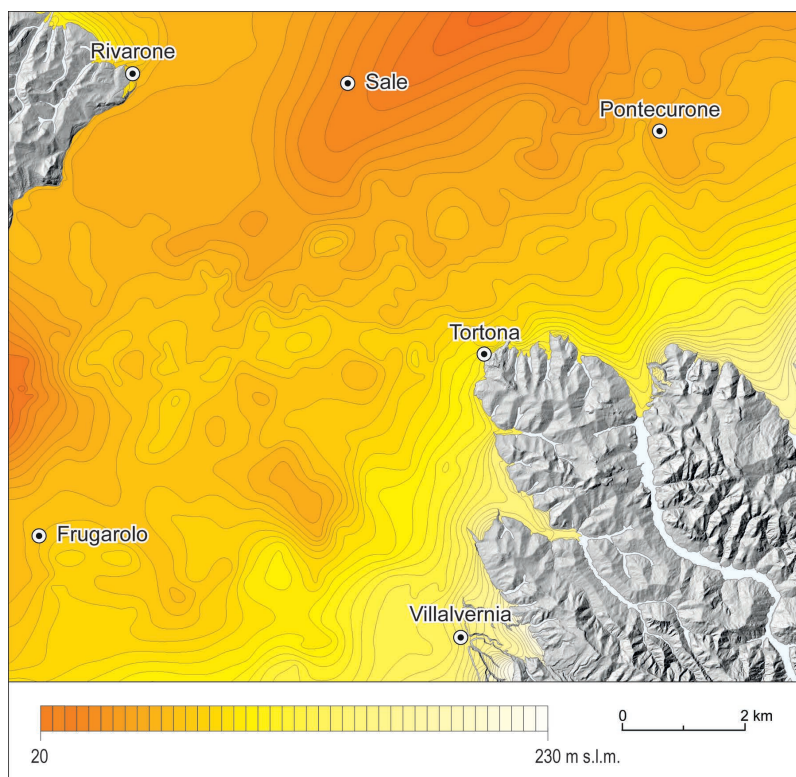


Fig. 62 - Isobate in m s.l.m. della base delle ghiaie dei sintemi fluviali quaternari del Foglio Tortona (equidistanza 5 m).

Al di sopra della discontinuità, nell'areale di pertinenza del T. Scrivia si osserva una successione fluviale complessivamente di natura ghiaioso-sabbiosa e piuttosto monotona (sintemi di Cairo Montenotte e Merana). Solo nel quadrante nord-orientale del Foglio la coeva successione ghiaiosa terrazzata riferibile agli apparati di conoide dei torrenti Grue, Curone e Staffora (sintemi di Pontecurone e Volpedo) è per ampi settori mascherata da potenti coltri di silt che costituiscono i "dossi fluviali" (cfr. § VIII) edificati dai medesimi corsi d'acqua nel corso dell'Olocene. Al di sotto della discontinuità, nel settore a sud-ovest della dorsale sepolta Tortona-Montecastello la successione (rappresentata dall'*unità di Rivarone*) è caratterizzata da un'alternanza di intervalli ghiaiosi con livelli fini siltoso-sabbioso-argillosi con rapporti percentuali sensibilmente variabili tra le varie componenti granulometriche. A nord-est della dorsale la successione (anche in questo caso rappresentata dall'*unità di Rivarone*) è invece caratterizzata dall'assenza delle ghiaie. La discontinuità modellata denota quindi una netta variazione dello stile fluviale responsabile della deposizione della successione, da uno stile di tipo meandriforme o ad andamento sinuoso (*wandering*) ad uno tipicamente *braided* (quale quello che caratterizza tuttora il T. Scrivia). Proprio per le caratteristiche fin qui descritte, nel Foglio di sottosuolo si è scelto di modellizzare con isobate questa superficie. Si sottolinea, tuttavia, che nelle sezioni geologiche a corredo del Foglio di sottosuolo sono state riconosciute e tracciate numerose altre superfici, stratigraficamente più alte e più basse rispetto alla precedente, anch'esse di natura essenzialmente erosiva e con caratteri di forte diacronicità in buona parte dell'areale in cui è stato possibile individuarle.

La "base delle ghiaie dei sintemi fluviali quaternari", dopo essere stata tracciata lungo le 13 sezioni stratigrafiche di taratura del modello, è stata successivamente estrapolata all'intera area del Foglio. Per un suo più circostanziato tracciamento ci si è inoltre avvalsi delle numerose (24) linee sismiche fornite da ENI grazie a uno specifico accordo stabilito con ISPRA per il Progetto CARG e di quelle (9) realizzate nella prima metà degli anni '80 del secolo scorso da ENEL nell'ambito degli studi per la localizzazione di una centrale elettronucleare nella Regione Piemonte (Area Po2; ENEL, 1984), il cui archivio è stato successivamente acquisito da SOGIN (Fig. 61). Nel Foglio di sottosuolo tale superficie è stata rappresentata tramite isobate espresse in metri sul livello del mare con equidistanza 5 m.

Dalla mappatura della discontinuità e dall'osservazione delle sezioni geologiche rappresentate nel Foglio di sottosuolo è possibile evidenziare alcuni elementi significativi relativi sia all'assetto stratigrafico sia all'evoluzione pliocenico-quadernaria del Foglio Tortona, e in particolare:

- la presenza dell'alto strutturale di Tortona-Montecastello, in corrispondenza del quale lo spessore dei sintemi pleistocenici-olocenici è del tutto esiguo e

raggiunge in alcuni settori (tra Lobbi e Piovera) valori inferiori alla decina di metri. Si ricorda in tal senso che a Pavone di Alessandria (poche decine di metri a ovest del margine del Foglio) e all'imbarcadero di Rivarone l'alveo del F. Tanaro incide attivamente alcuni affioramenti attribuiti alla successione pliocenica;

- un progressivo approfondimento della superficie verso i settori di Alessandria e di Rivalta Scrivia, con sviluppo di altrettante aree depocentrali in cui lo spessore complessivo dei sintemi quaternari raggiunge valori di circa 70 m (Fig. 62);

- la presenza di una vasta "platea" sepolta (ovvero di una superficie di erosione modellata da parte del F. Tanaro nella sua migrazione verso NO; cfr. § VIII) nella successione pre-unità di Rivarone situata tra gli abitati di Pietra Marazzi, Lobbi e Rivarone (cfr. sezione A-A' nel Foglio di sottosuolo) e di una seconda, più irregolare, "platea" sepolta (in questo caso modellata dal T. Scrivia) localizzata a ovest e sud-ovest di Tortona;

- un progressivo approfondimento della superficie verso nord (ovvero verso la fascia di divagazione del F. Po) a partire dall'alto strutturale di Tortona-Montecastello e a partire dallo sbocco in pianura delle valli Grue e Curone.

Nel Foglio di sottosuolo appare inoltre evidente come l'areale di distribuzione dell'unità di Rivarone occupi buona parte dell'area di pianura, con la sola eccezione delle fasce prossime ai rilievi collinari e di alcune porzioni della dorsale sepolta Tortona-Montecastello.

2. - MODELLO GEOLOGICO 3D

Introduzione

L'area del Foglio Tortona è caratterizzata da un assetto tettono-stratigrafico complesso, risultato dell'interazione tra processi compressivi e distensivi che hanno controllato l'evoluzione del bacino neogenico padano. Il modello geologico 3D del Foglio è stato realizzato integrando dati geologico-strutturali di superficie, dati sismici e *log* stratigrafici di diversa provenienza con l'ausilio di strumenti di modellazione avanzata, attraverso un *workflow* articolato che ha previsto l'armonizzazione dei dati, l'interpretazione stratigrafica, la conversione tempo-profondità e la generazione finale del modello tridimensionale.

I dati raccolti e l'elaborazione del modello 3D hanno coinvolto anche l'area del limitrofo Foglio 195 Novi Ligure, poiché le informazioni geologiche e geofisiche di entrambi i Fogli sono state gestite e modellate all'interno di un unico progetto integrato. Tale approccio ha consentito di garantire la continuità strutturale e

stratigrafica lungo il margine di contatto tra i due Fogli, migliorando la qualità e la coerenza del modello tridimensionale complessivo.

Raccolta e preparazione dei dati

- Fonti dei dati

Il primo passo del lavoro ha riguardato la raccolta e l'organizzazione dei dati disponibili, provenienti da diverse fonti:

- 24 sezioni sismiche ENI, acquisite in formato *raster*, derivate da rilievi di esplorazione idrocarburifera. Esse sono state fornite da ENI nell'ambito di un apposito accordo con ISPRA per la ricostruzione del modello geologico tridimensionale del sottosuolo;

- 9 sezioni sismiche in formato *raster* (Fig. 63) realizzate da ENEL nell'ambito degli studi per la localizzazione di una centrale elettronucleare nella Regione Piemonte (Area Po2; ENEL, 1984), il cui archivio è stato successivamente acquisito da SOGIN;

- 9 stratigrafie di pozzo ENI, fornite di informazioni dettagliate su profondità e litologia;

- 1508 stratigrafie di pozzi e di sondaggi integrative rispetto alle precedenti, delle quali 290 intercettano il substrato pre-aternario, utilizzate per raffinare il quadro stratigrafico e calibrare alcune delle superfici interpretate;

- file in formato “.dat”, contenenti i metadati degli *shot point*, essenziali per la georeferenziazione accurata delle sezioni sismiche.

- Conversione *raster*-vettoriale delle sezioni sismiche

Per rendere i profili sismici *raster* utilizzabili nel *software* di modellazione 3D MOVE, è stato adottato un processo di vettorializzazione mediante il *software* Image2SEGY, sviluppato in ambiente MATLAB (FARRAN, 2008). Le sezioni *raster* sono state convertite in formato SEG-Y georiferito, consentendo di correggere le deformazioni introdotte dalla digitalizzazione e di migliorarne la qualità per l'interpretazione. L'estrazione delle coordinate in *pixel* e la loro associazione con le corrispondenti coordinate geografiche è stata effettuata tramite IrfanView e QGIS.

Tuttavia, non è stato possibile ottenere una vettorializzazione di qualità per tutte le immagini *raster* (25 su 33). In particolare, per 8 sezioni di limitata estensione e con distorsioni ritenute trascurabili, si è scelto di procedere con l'importazione diretta delle immagini *raster*, rettificata sulla base delle coordinate UTM degli *shot point* iniziale e finale, garantendo comunque un adeguato allineamento spaziale nel modello 3D.

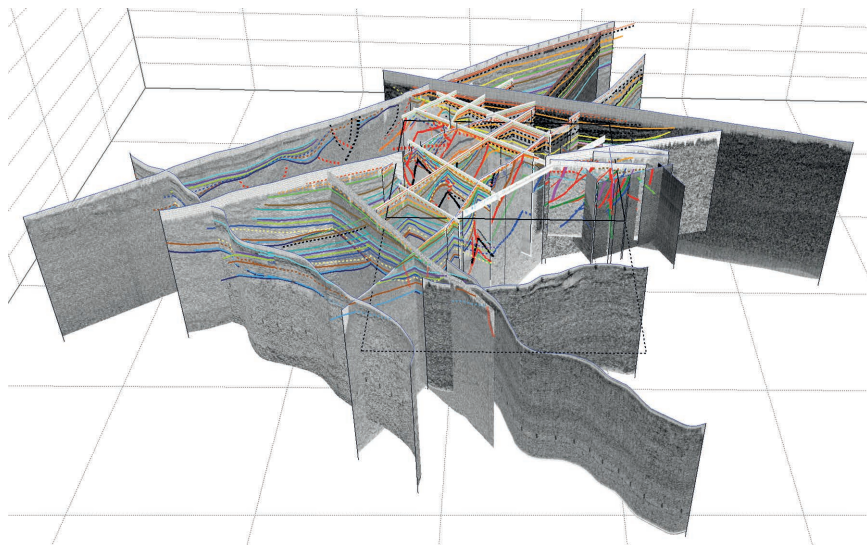


Fig. 63 - Vista d'insieme del modello geologico elaborato in ambiente 3D MOVE, esteso all'area dei Fogli Tortona (riquadro nero) e Novi Ligure (riquadro nero tratteggiato), e comprensiva delle aree limitrofe. Sono evidenziate le interpretazioni dei principali limiti stratigrafici e delle strutture tettoniche, codificate cromaticamente per agevolare la lettura e l'analisi spaziale del modello.

Importazione e interpretazione delle sezioni sismiche

- **Caricamento in MOVE**

Una volta completata la conversione, le sezioni sismiche sono state progressivamente importate nel *software* 3D MOVE, prestando particolare attenzione alla corretta assegnazione della quota di riferimento. È stato quindi costruito un database tridimensionale organizzato secondo una codifica cromatica dei diversi dati (i pozzi ENI, le stratigrafie di pozzi e sondaggi, i 4 quadranti alla scala 1:25.000 del Foglio geologico, le 13 sezioni di taratura del Foglio di sottosuolo) funzionali all'interpretazione. Successivamente, è stato caricato il modello digitale del terreno TINITALY DEM 1.1, utilizzato come base topografica, e georiferito il *raster* del Foglio geologico.

Per quanto riguarda i pozzi, l'importazione dei dati è avvenuta direttamente nel dominio delle profondità. Successivamente, è stata effettuata la conversione nel dominio dei tempi mediante il metodo “*Checkshot*”, consapevoli che tale procedura poteva introdurre alcune imprecisioni, soprattutto in presenza di dati incompleti o di significative variazioni laterali delle velocità sismiche.

La conversione profondità/tempo è stata eseguita in assenza di *log* sismici dedicati, seguendo le indicazioni contenute nei *file .dat time/depth* forniti, i quali riferiscono tutti i pozzi a una medesima tabella di calibrazione, localizzata circa 23 km a nord del margine settentrionale del Foglio. Tale riferimento ha consentito di mantenere una coerenza interna tra i diversi pozzi, pur riconoscendo le possibili incertezze legate alla distanza e alle variazioni locali del campo di velocità.

- Interpretazione stratigrafica e strutturale

In MOVE, ogni sezione sismica è stata interpretata manualmente per identificare i limiti stratigrafici e le principali strutture tettoniche, calibrando le interpretazioni con i dati di pozzo e mediante una correlazione incrociata tra le sezioni disposte a maglia, con l'obiettivo di chiudere ad anello il tracciato di ciascun limite geologico (Fig. 63). L'interpretazione è stata eseguita seguendo un approccio iterativo, integrando l'analisi dei riflettori sismici con le informazioni stratigrafiche derivanti dai *log* di pozzo e dai profili di velocità sismica. Le superfici interpretate sono state classificate in base alla loro continuità laterale, all'ampiezza del segnale e alla corrispondenza con *marker* stratigrafici noti.

Per la componente strutturale, sono state riconosciute e tracciate le principali faglie dirette e inverse, nonché le strutture secondarie di accomodamento, valutandone la geometria, l'orientazione e l'estensione verticale. Particolare attenzione è stata dedicata all'interazione delle strutture tettoniche con le superfici stratigrafiche, al fine di definire la cinematica complessiva dell'area.

Successivamente, le superfici interpretate sono state esportate in ambiente 3D per la costruzione del modello geologico, consentendo di verificare la coerenza spaziale delle interpretazioni e di effettuare un'analisi volumetrica preliminare dei diversi orizzonti stratigrafici.

Costruzione del modello 3D nel dominio temporale

- Modellazione tridimensionale

Il modello 3D nel dominio temporale è stato costruito tramite triangolazione Delaunay e campionamento su griglie regolari, utilizzando le superfici interpretate in MOVE come base di *input*. Tale approccio ha permesso di ottenere una rappresentazione continua e coerente delle geometrie stratigrafiche e strutturali, garantendo la chiusura volumetrica delle principali unità.

Durante la fase di modellazione, è stata eseguita una validazione topologica delle superfici per verificare la coerenza tra le diverse sezioni interpretate, correggendo eventuali discontinuità o sovrapposizioni generate dal processo di

interpolazione. Le superfici sono state quindi smussate e filtrate per ridurre gli effetti di rumore locale e per assicurare una migliore continuità laterale.

Il modello risultante ha permesso di visualizzare in modo integrato la distribuzione spaziale delle principali unità geologiche e delle strutture tettoniche, consentendo un'analisi preliminare dei rapporti geometrici tra faglie e superfici stratigrafiche. Tale rappresentazione tridimensionale costituisce la base per la successiva conversione tempo-profondità e per l'analisi volumetrica delle diverse unità.

- Selezione delle superfici chiave per la conversione

Dato l'assetto tettono-stratigrafico particolarmente complesso del Foglio, non è stato possibile restituire in modo dettagliato l'intero modello geologico concepito. Per questo motivo, sono state selezionate tre superfici principali, ritenute rappresentative, da utilizzare come riferimento per la successiva conversione tempo-profondità. Tali superfici sono state denominate: "Base delle ghiaie fluviali dei sintemi quaternari", "Base unità di Rivarone" e "Base Pliocene".

La selezione è stata effettuata sulla base della loro riconoscibilità nei dati sismici, della continuità laterale e della loro rilevanza stratigrafica a scala regionale. Le superfici scelte rappresentano orizzonti chiave in grado di sintetizzare l'evoluzione sedimentaria e strutturale dell'area di studio, coprendo l'intervallo stratigrafico più rappresentativo delle unità cenozoiche e neogeniche.

Conversione tempo-profondità

La conversione delle superfici sismiche dal dominio del tempo a quello della profondità è stata effettuata senza la costruzione di un modello di velocità locale, adottando invece i parametri di conversione tempo-profondità (T-Z) definiti per il Foglio 194 Acqui Terme (ISPRA, 2016), che costituisce il principale riferimento per la ricostruzione del sottosuolo nel settore dell'Alto Monferrato.

Nel Foglio Acqui Terme la conversione dei dati sismici è stata condotta utilizzando valori di velocità intervallare differenziati per i principali intervalli stratigrafici, derivati dall'integrazione tra interpretazione sismica e dati di sottosuolo a scala regionale. In assenza di pozzi profondi ENI direttamente insistenti sull'area delle sezioni sismiche interpretate, tali velocità sono state desunte da valori medi del sottosuolo padano per intervalli stratigrafici equivalenti e successivamente modulate lateralmente in funzione della diminuzione del seppellimento verso il margine meridionale del bacino.

Questo approccio ha permesso di ottenere una conversione tempo-profondità coerente con l'evoluzione tettono-sedimentaria del Bacino Terziario Piemontese

e con le geometrie sismo-stratigrafiche già riconosciute nel Foglio Acqui Terme, dove la buona risoluzione del dato sismico consente una ricostruzione attendibile delle successioni fino al Miocene inferiore, mentre a maggiori profondità l'affidabilità decresce progressivamente.

Tali parametri di conversione sono stati applicati in modo diretto e uniforme alle superfici sismiche interpretate nell'ambiente di modellazione 3D (MOVE), assumendo che l'area di studio condivida con il Foglio Acqui Terme un analogo contesto strutturale, stratigrafico e di storia di seppellimento.

Considerata l'assenza di un modello di velocità specifico e di dati di pozzo di controllo locali, non è stata effettuata una validazione quantitativa della conversione tempo-profondità. L'affidabilità della conversione è stata valutata attraverso la coerenza geometrica e stratigrafica delle superfici ottenute, in relazione all'assetto strutturale noto e alle geometrie sismo-stratigrafiche già documentate per il settore del Foglio Acqui Terme, che rappresentano il principale riferimento regionale per l'inquadramento del sottosuolo.

Eventuali discrepanze locali nella posizione delle superfici sono attribuibili alle incertezze intrinseche della conversione tempo-profondità, in particolare in assenza di dati di pozzo di controllo e di un modello di velocità specifico per l'area di studio. Tali incertezze risultano tuttavia compatibili con la scala di analisi adottata e non compromettono la validità complessiva del modello 3D.

In questo contesto, l'obiettivo della conversione tempo-profondità non è stato quello di ottenere una stima metrica assoluta delle profondità, ma di fornire un inquadramento geometrico coerente delle superfici interpretate, funzionale alla costruzione di un modello strutturale tridimensionale a scala regionale. L'adozione di parametri di conversione già validati nel Foglio Acqui Terme rappresenta pertanto una scelta metodologica consapevole, adeguata alla disponibilità dei dati e agli obiettivi del lavoro.

Nel complesso, i risultati ottenuti confermano che l'approccio adottato consente una ricostruzione tridimensionale affidabile dell'assetto geologico dell'area del Foglio, ponendo una base solida per successive analisi e per eventuali futuri affinamenti supportati da dati di velocità o di pozzo più dettagliati.

Risultati

La costruzione del modello geologico tridimensionale ha consentito di integrare in un unico volume coerente le informazioni derivate dall'interpretazione sismica e dalla geologia di superficie, permettendo una ricostruzione dettagliata dell'assetto strutturale e stratigrafico del sottosuolo.

Il modello comprende tre superfici principali, interpretabili come superfici limite stratigrafiche e strutturali, e un insieme articolato di strutture tettoniche, prevalentemente *thrust* e superfici di sovrascorrimento, che delimitano e mettono in relazione i diversi volumi geologici (cfr. Fig. 41). Tali elementi sono stati modellati come superfici tridimensionali continue, consentendo di analizzarne l'andamento spaziale, la geometria e i rapporti reciproci.

Dal punto di vista stratigrafico, il modello mette in evidenza una marcata continuità laterale delle principali unità, accompagnata da variazioni di spessore coerenti con l'evoluzione tettonico-sedimentaria che ha interessato l'area del Foglio. Con riferimento alla tabella 1, le unità più antiche elaborate nel modello 3D di sottosuolo (U1 e U2) mostrano un repentino aumento degli spessori spostandosi dall'alto strutturale sepolto di Tortona-Montecastello verso i settori bacinali alessandrino e padano. Al contempo, il modello evidenzia chiaramente un grado di deformazione progressivamente decrescente dall'unità più antica (U1) a quella più recente (U3).

Tab. 1 - *Unità e superfici di discontinuità elaborate nel modello 3D di sottosuolo.*

Unità modellate nel modello 3D	Sigla unità del modello 3D	Unità stratigrafiche di superficie equivalenti
Ghiaie fluviali dei sintemi quaternari	U3	PND + MEA + CMT + VPZ + VPD + VZL
<i>"Base delle ghiaie fluviali dei sintemi quaternari"</i>		
Unità di Rivarone	U2	RVR
<i>"Base dell'unità di Rivarone" (discontinuità D9)</i>		
Unità plioceniche - pleistoceniche inferiori	U1	FAA + AST + VPG
<i>"Base Pliocene" (discontinuità D7/D7b)</i>		

Le strutture tettoniche modellate mostrano una geometria coerente con l'assetto strutturale regionale. Il modello 3D consente di verificare in modo esplicito i rapporti geometrici tra superfici stratigrafiche e strutture tettoniche. Le superfici limite risultano deformate in modo coerente dalle strutture tettoniche principali, senza generare incongruenze stratigrafiche o geometriche evidenti. Inoltre il modello consente di chiarire la continuità spaziale delle faglie principali e il loro ruolo nel controllo della distribuzione e dello spessore delle unità stratigrafiche, evidenziando relazioni geometriche che risultano meno leggibili nelle rappresentazioni bidimensionali.

Nel complesso, il modello geologico tridimensionale costituisce una sintesi coerente delle informazioni disponibili e uno strumento efficace per la comprensione dell'assetto geologico dell'area di studio a scala regionale. Pur nei limiti legati alla scala di analisi e alla disponibilità dei dati, esso fornisce una base solida per interpretazioni strutturali e stratigrafiche e rappresenta un supporto utile per eventuali futuri approfondimenti.

VIII - GEOMORFOLOGIA

1. - AREA COLLINARE

Il Foglio Tortona si colloca a cavallo del tratto della dorsale appenninica in buona parte sepolto sotto il conoide del T. Scrivia, elemento che costituisce il logico collegamento tra la terminazione nord-occidentale dell'Appennino (colline del tortonese) e le estreme propaggini orientali del Monferrato (rilievi collinari di Pecetto di Valenza - Montecastello). I due settori collinari sono separati da un'estesa area di pianura (percorsa dal F. Bormida, dal F. Tanaro e dal T. Scrivia) che costituisce il corridoio di comunicazione tra il bacino di Alessandria a sud-ovest e il bacino padano a nord-est. Il corridoio raggiunge la sua minima ampiezza (15 km circa) in corrispondenza della direttrice Tortona-Montecastello.

I rilievi collinari di Pecetto di Valenza - Montecastello coprono una limitata porzione del Foglio (16 km²) e culminano al Bric Montalbano (249 m), situato lungo lo spartiacque Po-Tanaro. Costituiscono un paesaggio estremamente morbido poiché modellati nelle successioni a prevalente composizione marnoso-argillosa, talvolta inframezzati da settori con orografia un po' più accentuata ove affiorano successioni arenaceo-conglomeratiche o sedimenti marnosi con una significativa componente silicea (Pecetto di Valenza). Una maggiore acclività caratterizza i versanti che dominano l'alveo del F. Tanaro, per effetto del graduale scalzamento che questo ha operato negli ultimi secoli sui rilievi collinari, fenomeno puntualmente documentato dalle cartografie storiche e

morfologicamente reso evidente dalla presenza delle due ampie insenature della pianura situate tra Pavone e Montecastello e tra Montecastello e Rivarone.

Il settore collinare è delimitato a nord da un esteso altopiano (“altopiano di Valenza”), solo marginalmente compreso nel perimetro del Foglio, su cui sorge l’abitato di Bassignana. L’altopiano risulta sospeso di 10-25 m sugli alvei del F. Po e del F. Tanaro e costituisce la parte rimanente di un ampio fondovalle, originariamente incastonato nei rilievi collinari, nel quale divagavano i torrenti Grana e Rotaldo prima che gli stessi subissero un fenomeno di cattura da parte del F. Po nella sua progressiva migrazione verso sud (ENEL, 1984; GIRAUDI, 2015). Sull’altopiano sono presenti i sedimenti attribuiti al *sintema di Valenza*, in parte costituiti dagli apporti del sistema idrografico Grana-Rotaldo, in parte dagli apporti dei bacini tributari provenienti dal settore collinare (Valle Zuccarello, Valle Corbetta e Valle San Bernardo), sedimenti morfologicamente distribuiti a formare piatti e ampi conoidi. Successivamente, questi ultimi vennero profondamente dissecati dai medesimi rii allorquando divennero diretti tributari del F. Po.

Le colline del tortonese si estendono nel quadrante sud-est del Foglio su una superficie di circa 108 km², culminando con i 517 m s.l.m. della dorsale spartiacque Scrivia-Grue, situata a sud-est dell’abitato di Avolasca. I rilievi collinari comprendono in parte o del tutto i bacini del Rio di Castellania, del Rio Margarotto, del T. Ossona e del T. Grue (tributari di destra del T. Scrivia), e più a est buona parte del bacino del T. Curone. Anche in questo settore, i rilievi collinari modellati nelle unità marnoso-argillose (es.: *argille di Viano*, *marne di Sant’Agata Fossili*) appaiono estremamente morbidi e caratterizzati da una diffusa franosità (cfr. § XI). I fondivalle risultano relativamente ampi e con marcato profilo svasato, apparentemente sovradimensionati rispetto alle portate medie che caratterizzano i deflussi lungo il reticolato idrografico secondario (es. T. Ossona e suoi tributari).

Nelle aree di affioramento delle successioni arenaceo-conglomeratiche (es. *Formazione di Ranzano*) o marnoso-siltose (es. *Formazione di Antognola*) i rilievi appaiono più pronunciati, solcati da profonde incisioni a “V” scolpite da parte del reticolato idrografico.

La concomitante presenza di litofacies con forte contrasto di competenza si esprime nel paesaggio di alcuni settori del tortonese con la formazione di veri e propri *inselberg* di natura arenaceo-conglomeratica, morfologicamente prominenti per decine di metri di altezza sui circostanti terreni argillosi. Questi rilievi isolati appaiono sovente perimetrati da scarpate nette, talvolta a geometria rettilinea, che riflettono la presenza di contatti tettonici ad andamento “poligonale” tra le varie unità del substrato. In molti casi sulla sommità di questi *inselberg*, strategicamente dominanti sulle aree circostanti e caratterizzati da una maggiore stabilità, sono

ospitati alcuni dei principali insediamenti storici: fra questi il Castello di Tortona e i concentrici di Sarezzano, di Volpeglino e di Monleale.

Nel settore di Carezzano e anche più a sud, nel contiguo Foglio Novi Ligure, il particolare assetto giaciturale dei *conglomerati di Cassano Spinola*, costituiti dall'alternanza di peliti, marne argillose, areniti e conglomerati, ha favorito la formazione di un paesaggio morfostrutturale con evidenti rilievi a "cuesta", caratterizzati da versanti a franappoggio immergenti di 10° - 25° verso ovest. A breve distanza, nel settore di Costa Vescovato, si segnalano per la loro spettacolarità le morfologie calanchive che contraddistinguono il versante sud-occidentale del M. Lisone (Fig. 64), peraltro sviluppate anche in altri settori di affioramento delle marne siltose della *Formazione di Antognola*.

Nelle colline del tortonese gli alvei dei torrenti Grue e Curone evidenziano un andamento planimetrico di tipo sinuoso, occasionalmente di tipo *wandering*, localmente con tratti interessati da opere di rettificazione in corrispondenza dei centri abitati (es. in prossimità degli abitati di Volpedo e Monleale). I due corsi d'acqua sono delimitati da una successione di terrazzi sospesi di non più di 10-15 m rispetto al *talweg* attuale. La presenza di numerosi affioramenti di substrato pliocenico o pre-pliocenico in alveo è indicativa dell'attuale graduale tendenza all'approfondimento erosivo del reticolato idrografico.



Fig. 64 - Il paesaggio a morfologia calanchiva che caratterizza il versante sud-occidentale del M. Lisone, modellato nelle marne siltose della *Formazione di Antognola*.

A sud di Tortona, il reticolato affluente di destra del T. Scrivia (Rio di Castellania, Rio Margarotto e T. Ossona) mostra un andamento planimetrico da sinuoso a meandriforme. La presenza di alvei profondamente incassati nei vari termini della successione pliocenico-quadernaria e cenozoica, nonché la diffusa presenza di affioramenti in alveo sono indicativi anche in questo settore di un rapido approfondimento in atto, azione dovuta al richiamo esercitato dall'approfondimento del T. Scrivia come indica il profilo morfostratigrafico di Fig. 33.

In merito alla dinamica del reticolato idrografico secondario, al fine di limitare gli effetti delle esondazioni del T. Ossona (come avvenuto nell'ottobre del 1977; TROPEANO *et alii*, 1999), a sud di Tortona (alcune centinaia di metri a nord di C. Lucrezia) alla fine degli anni '70 del secolo scorso venne realizzato un canale scolmatore allo scopo di convogliare le acque dell'Ossona direttamente nell'alveo del T. Scrivia (Fig. 65).

2. - AREA DI PIANURA

Il restante territorio di pianura del Foglio (461 km²) costituisce l'ambito di pertinenza, procedendo da ovest verso est, dei fiumi Bormida e Tanaro e del T. Scrivia provenienti dal bacino di Alessandria, e dei torrenti Grue e Curone provenienti dalle colline del tortonese.

Buona parte dell'area di pianura è occupata dal conoide fluviale del T. Scrivia (Fig. 65), il cui settore apicale è situato nei pressi di Serravalle Scrivia, nel contiguo Foglio Novi Ligure. Attualmente il T. Scrivia lambisce in direzione nord-sud il margine occidentale delle colline del tortonese. Si caratterizza per una tipica conformazione dell'alveo di tipo *braided* nel tratto tra Villalvernia e Rivalta Scrivia (MANDARINO *et alii*, 2020), uno dei pochi ancora osservabili nell'Italia nord-occidentale, con una fascia di divagazione attiva di ampiezza compresa tra 200 e 600 m. Nel tratto a valle di Rivalta Scrivia l'alveo assume invece una configurazione di tipo *wandernig*, morfologia influenzata dalla presenza di netti restringimenti antropici in corrispondenza di alcuni attraversamenti stradali e ferroviari e difese spondali che nel tempo ne hanno compromesso la naturalità come dimostra l'evoluzione dell'asta fluviale dedotta dall'analisi della cartografia storica.

Il vasto conoide del T. Scrivia si sviluppa essenzialmente in sinistra idrografica del torrente stesso ed è caratterizzato da una serie di estese superfici terrazzate, con scarpate gradualmente convergenti verso nord e nord-ovest (Fig. 33) e viceversa progressivamente divergenti verso sud-est, costituenti nell'insieme il *sintema di Merana*. La conformazione di tali superfici terrazzate è indicativa

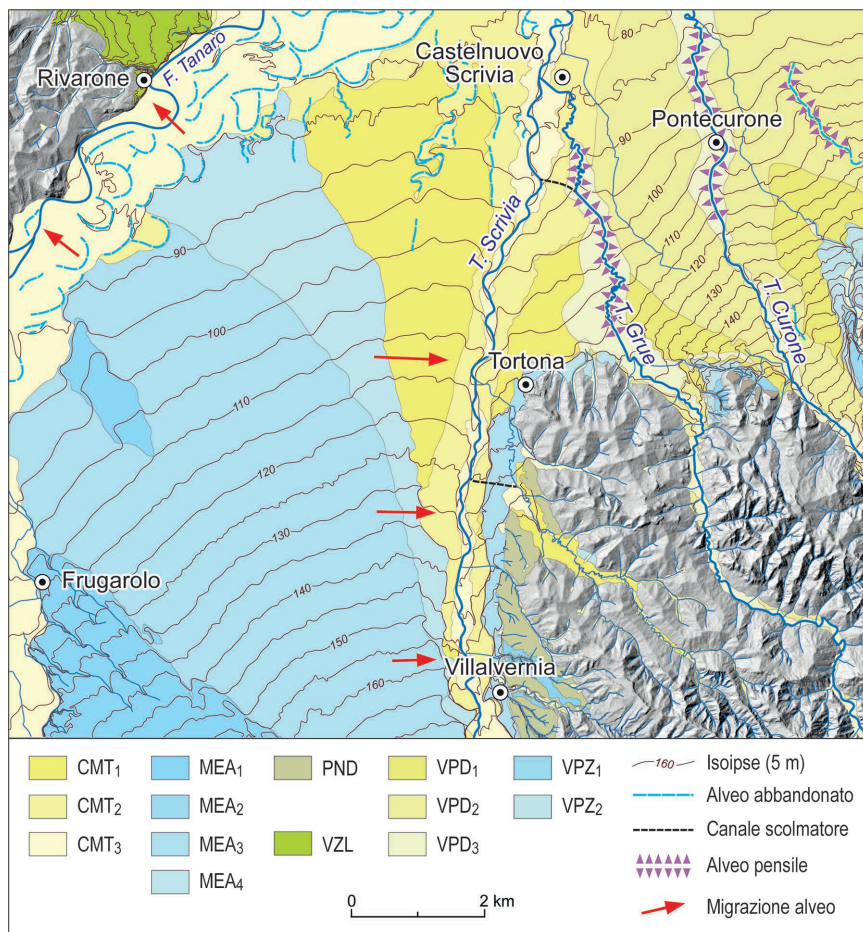


Fig. 65 - Schema geomorfologico del Foglio Tortona.

i) di un progressivo sollevamento differenziale del settore prossimale del conoide rispetto a quello distale e ii) di un contemporaneo graduale restringimento della porzione di conoide attivo verso est, come peraltro già evidenziato da BONI *et alii* (1980), da CARRARO *et alii* (1981) e da BIANCOTTI & CORTEMIGLIA (1982).

La superficie del conoide appare piuttosto regolare, in termini di conformazione planimetrica e di inclinazione media della sua superficie, con valori compresi tra $0,32^\circ$ (Pozzolo Formigaro) e $0,23^\circ$ (Lobbi). Nonostante l'intenso rimodellamento

causato dalle attività agricole, ampia parte della superficie del conoide conserva le tracce di un paleoreticolato idrografico a canali intrecciati, ben visibili nelle immagini aeree e satellitari, che confermano come anche nel Pleistocene Superiore il paleo-Scrivia possedesse una morfologia del proprio alveo di tipo *braided* o a canali fittamente intrecciati.

Tra Piovera e Castelnuovo Scrivia il settore distale del conoide è solcato da depressioni con andamento da sinuoso a meandriforme, riconducibili ad antichi paleoalvei. Il più evidente è quello che si sviluppa 2,5 km a sud-est dell'abitato di Sale, incastrato per non più di 2-3 m entro i depositi del *subsintema di Saliceto* e a spiccata morfologia meandriforme.

Il conoide del T. Scrivia è delimitato a ovest dalle fasce di divagazione attive del T. Orba (fino all'abitato di Spinetta Marengo), del F. Bormida (fino alla confluenza nel F. Tanaro) e del F. Tanaro fino alla confluenza nel F. Po (*subsintema di Rocchetta Cairo*), e dalle quali è separato da scarpate di erosione di altezza da metrica a plurimetrica. Il F. Tanaro, in particolare, per una decina di chilometri disegna con la sua morfologia meandriforme uno stretto corridoio di 2-3 km di ampiezza tra le propaggini orientali del Monferrato e l'unghia del conoide del T. Scrivia (Fig. 65). Proprio i continui apporti clastici di quest'ultimo hanno spinto il F. Tanaro, già nel corso del Pleistocene Superiore, nella sua attuale posizione.

Attualmente la confluenza Tanaro-Po si posiziona poche centinaia di metri a nord del limite del Foglio, tra Bassignana e Alluvioni Cambiò. Il punto di confluenza, tuttavia, fino ai primi decenni del XIX secolo era situato ben 10 km a ENE della posizione odierna (Fig. 66), poco a nord della località Molino dei Torti, come attesta la prima edizione della "Carta Topografica degli Stati di Terra Ferma di S.S.R.M. Carlo Alberto Re di Sardegna" alla scala 1:50.000, stampata nel 1831. Secondo GOVI & MARAGA (2005) il punto di confluenza sarebbe invece migrato verso monte addirittura di 14 km negli ultimi due secoli. Prima di gettarsi nel F. Po, il F. Tanaro raccoglieva anche le acque del T. Scrivia. Solo nella nuova edizione della "Gran Carta degli Stati Sardi in Terraferma", pubblicata nel 1852 sempre alla scala 1:50.000, la confluenza Tanaro-Po risulta collocarsi in una posizione molto prossima all'attuale. In tal senso è verosimile che il "taglio" fluviale sia avvenuto a seguito di uno dei numerosi eventi alluvionali che investirono il territorio piemontese nel ventennio 1830-1850, come ad esempio la grande piena del novembre 1839 che interessò ampia parte del bacino occidentale del F. Po (GOVI & TURITTO, 1996).

Il settore di pianura compreso tra le città di Tortona e Voghera è occupato dagli apparati di conoide alimentati dai torrenti Grue, Curone e Staffora, sebbene l'alveo attivo di quest'ultimo sia interamente compreso nell'adiacente Foglio Voghera.

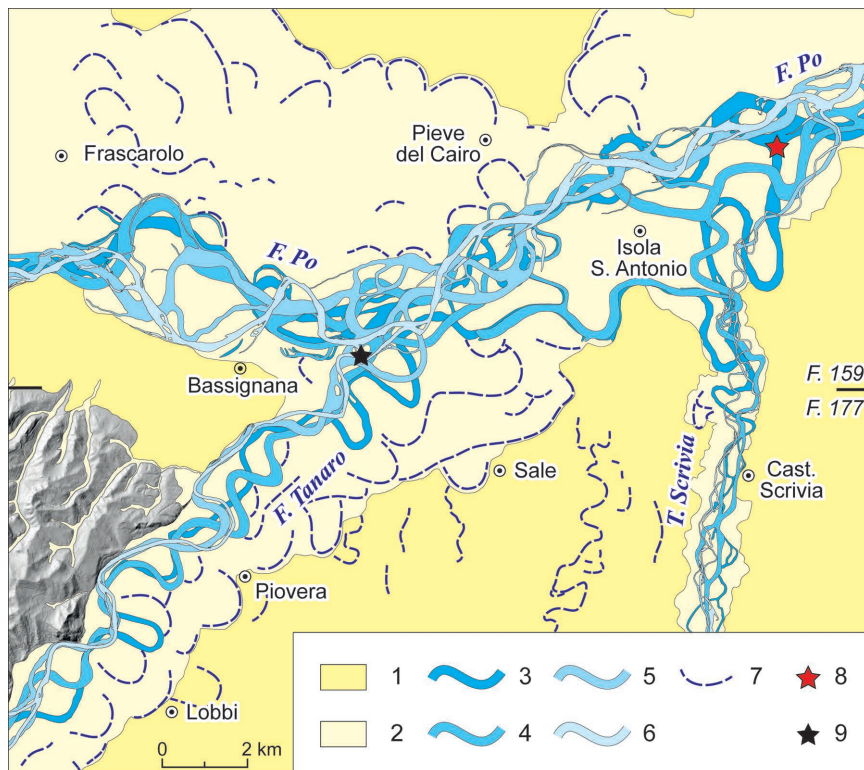


Fig. 66 - Schema evolutivo del settore di confluenza Tanaro-Po-Scivia. 1: Superfici terrazzate non inondate in epoca storica. 2: Superfici terrazzate inondate in epoca storica. 3: Reticolato idrografico nel 1831. 4: Reticolato idrografico nel 1852. 5: Reticolato idrografico nel 1922. 6: Reticolato idrografico nel 2024. 7: Tracce di alvei fluviali abbandonati. 8: Posizione della confluenza Tanaro-Po nel 1831. 9: Posizione della confluenza Tanaro-Po nel 2024.

Il T. Grue si caratterizza per avere un alveo attivo con una modesta sezione di deflusso (≤ 20 m di ampiezza) e un andamento planimetrico spiccatamente meandriforme, localmente interrotto da tratti a geometria rettilinea presumibilmente riconducibili alla realizzazione di opere di rettificazione fluviale effettuate in non meglio identificati periodi storici. Ultimo e più significativo intervento di regimazione è stato effettuato nella prima metà degli anni '80 del secolo scorso a valle dell'attraversamento della linea ferroviaria Tortona-Voghera: esso ha comportato la rettificazione dell'alveo e la realizzazione di un canale scolmatore che immette direttamente le acque del T. Grue nel T. Scrivia

poco a nord della cascina La Confinanza. Anche in questo caso il canale venne realizzato allo scopo di evitare l'allagamento di parte dell'abitato di Castelnuovo Scrivia come avvenuto in occasione dell'evento alluvionale del 1977.

Il T. Curone si caratterizza per un alveo di tipo prevalentemente sinuoso, attualmente in fase di blando approfondimento erosivo nel settore di sbocco in pianura. Al margine settentrionale del Foglio Tortona il torrente riceve le acque del Rio Limbione, piccolo tributario di pianura che drena un limitato settore dell'area collinare situato tra Casalnoceto e Godiasco.

Se nell'area collinare i torrenti Grue e Curone evidenziano una chiara tendenza all'approfondimento erosivo come testimoniano le rispettive successioni di terrazzi conservati nei rispettivi ambiti vallivi, nell'area di pianura la tendenza evolutiva è invece marcata da prevalenti processi deposizionali, che nel tempo hanno determinato lo sviluppo di alvei pensili (l'unico corso d'acqua con carattere di pensilità precedentemente segnalato era il T. Curone; cfr. CORTEMIGLIA & CORTEMIGLIA, 1994, e AA.VV., 1997). I due corsi d'acqua sono sospesi sulla pianura circostante con dislivelli fino a 7-8 m tra la sommità degli argini e le depressioni adiacenti. I dossi fluviali hanno un'ampiezza massima di circa 2 km e seguono l'andamento dei rispettivi corsi d'acqua. Un terzo evidente dosso fluviale è localizzato a sud-ovest della città di Voghera, nei pressi della frazione Valle: esso è solcato sulla sommità da un ampio paleoalveo (Rio Vallassa), originariamente percorso dal T. Staffora prima che un fenomeno di diversione conducesse quest'ultimo nella sua attuale posizione. In tutti i casi, gli argini dei dossi fluviali risultano essere sostanzialmente naturali e quindi privi di sopraelevazioni artificiali.

I dossi fluviali sono costituiti da sedimenti siltoso-sabbiosi massivi, localmente laminati, con sporadiche intercalazioni ghiaioso-sabbiose di potenza metrica. Il modello di accrescimento dei dossi fluviali allo sbocco dei rilievi pedecollinari è da ricondurre ai ripetuti, ciclici processi di tracimazione delle portate di piena eccedenti la naturale capacità di deflusso degli alvei. In tali occasioni, a lato delle sponde viene depositato il carico solido trasportato in sospensione, con spessori gradualmente decrescenti allontanandosi dal canale di deflusso, conducendo alla progressiva sopraelevazione dell'alveo. La particolare stratigrafia dei dossi fluviali, oltre che essere esposta in alcune sezioni di cava situate nei pressi di Tortona, è confermata da numerose stratigrafie di sottosuolo che evidenziano importanti spessori (fino a 15-20 m) di coltri sabbioso-siltoso-argillose.

L'apporto di sedimenti fini nella pianura tortonese e più in generale nella pianura alessandrina in occasione degli eventi alluvionali ha coinvolto non solo le aste principali ma anche il reticolato idrografico minore. Nei pressi della chiesa di San Damiano, situata 500 m circa a est del cimitero di Castelnuovo Scrivia, in occasione di uno scavo archeologico vennero rinvenute strutture di

epoca romana posizionate a oltre 2,5 m di profondità dal piano campagna. Ciò attesta gli effetti dei ripetuti fenomeni di esondazione che hanno interessato, anche in epoca storica, il reticolato idrografico di pianura e, in questo specifico caso, il Rio Calvenza.

È opportuno evidenziare come l'area di pianura del Foglio, e in particolar modo il settore situato a est del T. Scrivia, presenti chiare evidenze delle suddivisioni agrimensorie create in epoca romana che hanno condotto alla realizzazione della cosiddetta centuriazione di Dertona. Quest'ultima ha un'orientazione costante di $11^{\circ}30'$ in direzione SSO-NNE con il cardine massimo parallelo e coincidente con il muro perimetrale dell'antica fortificazione di Tortona, edificata in età romano-repubblicana. L'orientazione dei cardini ribatte l'orientazione media dell'alveo del T. Scrivia e sarebbe quindi non casuale, ma strettamente condizionata dall'orografia dell'area e quindi alla possibilità di deflusso e di distribuzione delle acque a scopo irriguo (ZANDA & SCALVA, 1993). Tracce della centuriazione trovano riscontro sia negli assi generatori dell'impianto urbano di Dertona (Tortona), sia nella corrispondenza con tratti di strade comunali, strade campestri e canali irrigui che attraversano la pianura tortonese. Talvolta le tracce della centuriazione trovano invece corrispondenza con alcuni segmenti del reticolato idrografico. Significativo, in tal senso, è l'esempio del Rio Calvenza, elemento idrografico secondario che trae origine dalla pianura a nord di Viguzzolo e che giunto in prossimità dell'abitato di Castelnuovo Scrivia è stato presumibilmente deviato e obbligato a scorrere lungo i due lati della centuria che delimitano a est e a nord l'abitato stesso (ZANDA & SCALVA, 1993) (Fig. 65).

IX - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA

Nell'area del Foglio Tortona, nel Calabriano subentra una fase regressiva che determina una progressiva transizione da un ambiente marino di acque basse e deltizio (*sabbie di Asti*) a uno continentale, inizialmente di tipo lacustre-palustre e successivamente di natura francamente fluviale, intervallo documentato dalla deposizione dell'*unità di Rivarone*. Sebbene i *log* stratigrafici disponibili non siano sufficientemente profondi, è verosimile che nelle aree bacinali l'*unità di Rivarone* contenga ancora al suo interno facies a carattere marino-transizionale, come farebbe supporre l'andamento dei riflettori sismici e la correlazione con le successioni attraversate dal pozzo ENI Frascarolo 1.

Il passaggio è avvenuto in un contesto deformativo che ha interessato il sistema di faglie inverse e *thrust* che accompagna l'alto strutturale sepolto di Tortona-Montecastello (Fig. 41). Tale deformazione è materializzata i) da rapporti di *onlap* dell'*unità di Rivarone* sulla successione marina pliocenica e pre-pliocenica e da una relativa discordanza con valori di angolarità sensibilmente variabili che separa la base dell'*unità di Rivarone* dalle *sabbie di Asti*, dalle *Argille Azzurre* e dalle unità pre-plioceniche (cfr. sezioni del Foglio di sottosuolo), ii) da discordanze intraunità a carattere locale documentate sia su base sismica che stratigrafica passanti verso il bacino alessandrino e padano (all'esterno del perimetro del Foglio) a paraconcordanze e iii) da strutture inverse che dislocano parte dell'*unità di Rivarone* (sovrascorrimenti "F3", "F5" e "F7"; cfr. Fig. 41). È opportuno qui evidenziare che data la bassa risoluzione del dato sismico, non è possibile escludere a priori che l'attività di alcune delle strutture documentate nel

Foglio di sottosuolo possa essersi comunque estesa a interessare l'intera *unità di Rivarone*.

La sedimentazione dell'*unità di Rivarone* si mostra a carattere differenziale, con forte variazione laterale della tipologia degli apporti, più grossolani (ghiaioso-sabbiosi) per quelli forniti dal T. Scrivia a sud dell'alto strutturale di Tortona-Montecastello, più fini (sabbioso-siltoso-argillosi) a nord, e con composizione che testimonia apporti dai bacini di pertinenza alpina individuati poco a nord del limite del Foglio Tortona (ENEL, 1984).

A partire dalle ultime fasi del Calabriano e per buona parte del Pleistocene Medio il bacino alessandrino a sud-ovest dell'alto strutturale sepolto di Tortona-Montecastello è stato interessato da una prolungata fase di prevalente aggradazione dei sistemi deposizionali alimentati dal T. Scrivia e, più a ovest, dai torrenti Orba e Lemme. La successione fluviale ghiaiosa depostasi in questo intervallo temporale, cartograficamente rappresentata dal *sintema di Piandendice*, risulta piuttosto potente (sebbene lo spessore massimo conservato si aggiri sui 35-40 m, lo spessore originario del sintema era superiore ai 50-60 m) e composizionalmente alquanto monotona (con clasti essenzialmente di natura carbonatica, arenitica e ofiolitica), nonché priva al suo interno di evidenti e significative discontinuità stratigrafiche che ne consentano una ulteriore ripartizione. Sebbene risulti attualmente conservato solo tra Carbonara Scrivia e Cassano Spinola (in destra Scrivia) e a sud-ovest di Novi Ligure nell'omonimo Foglio, il *sintema di Piandendice* doveva originariamente estendersi su buona parte della pianura alessandrina compresa nel Foglio, giungendo a rastremarsi in corrispondenza dell'altro strutturale di Tortona-Montecastello. Già in questa fase, il settore apicale del *megafan* alimentato dal T. Scrivia risultava posizionato in corrispondenza dell'attuale "stretta" di Serravalle Scrivia, stretta che taglia ortogonalmente l'evidente dorsale collinare ad andamento NE-SO modellata nelle *formazione di Serravalle* (cfr. Foglio Novi Ligure). In tal senso, l'apice del conoide rimase successivamente immutato fino ad oggi in questa stessa posizione.

Il *megafan* del T. Scrivia occupava originariamente un'area sensibilmente ben più vasta rispetto all'area occupata dalle sue configurazioni più recenti: infatti, il conoide poggiava in discordanza direttamente sulla successione pliocenica (*Argille Azzurre e sabbie di Asti*) che ammantava a est e a sud i rilievi collinari e si interdigitava a ovest con le coeve successioni fluviali ghiaiose alimentate dal T. Orba e dal F. Bormida. La potenza dei depositi e l'estensione areale del conoide attestano la relativa maggiore abbondanza degli apporti clastici forniti dal bacino del T. Scrivia rispetto ai bacini (Lemme e Orba) posti più a ovest (situazione che si è peraltro protratta fino all'Olocene). La base del *sintema di Piandendice* coincide con parte della superficie cartografata e modellata tramite isobate nel Foglio di sottosuolo (base delle ghiaie dei sintemi fluviali quaternari).

La deposizione di questo sintema coincide con un netto cambio nello stile morfologico fluviale del T. Scrivia, ovvero da sinuoso/meandriforme (*unità di Rivarone*) a *braided* (*sintema di Piandendice*).

A NE dell'alto strutturale sepolto di Tortona-Montecastello e in particolare lungo le dorsali che separano gli sbocchi delle valli Grue e Curone, il *sintema di Piandendice* non trova un suo diretto corrispettivo. Solo nel contiguo Foglio Voghera, i sedimenti fluviali riferiti al *gruppo di Torrazza Coste* e datati dubitativamente al Pleistocene Medio (ISPRA, 2014) potrebbero parzialmente correlarsi al sintema stesso.

Nel corso del Pleistocene Medio prende avvio in quasi tutto il bacino alessandrino una graduale fase di approfondimento erosivo del reticolato idrografico, principale e secondario, documentato dalla formazione di una complessa sequenza di superfici terrazzate disposte a gradinata e modellate a spese dei sedimenti del *sintema di Piandendice* (cfr. Figg. 33 e 34). I terrazzi, prevalentemente di natura erosiva, trovano corrispondenza nelle subunità raggruppate nel contiguo Foglio Acqui Terme (ISPRA, 2016) nel *sintema di Torre Bormida* ma non cartografate nel Foglio Tortona per l'oggettiva impossibilità di perimetrarle e per l'esiguità degli spessori dei sedimenti conservati. In questa fase, il rapporto tra sedimentazione ed erosione < 1 da parte dei corsi d'acqua sembrerebbe essere stato controllato (quanto meno in parte) dal lento sollevamento dei rilievi collinari che bordano a sud e sud-est la pianura alessandrina, riflesso di una deformazione a più ampia scala indotta dall'evoluzione strutturale del bacino di *thrust-top* di Alessandria. Nel Foglio Tortona sembrerebbe invece del tutto marginale l'effetto delle periodiche variazioni climatiche negative che nel bacino padano hanno profondamente segnato con lo sviluppo delle glaciazioni (dal MIS 16 in poi) la deposizione delle successioni fluviali deposte dai principali affluenti del F. Po di pertinenza alpina (MUTTONI *et alii*, 2003; SCARDIA *et alii*, 2012), mancando del tutto aree glacializzate negli alti bacini del T. Scrivia e del F. Bormida. Si ricorda a tal proposito che la porzione di pertinenza alpina dell'attuale bacino del F. Tanaro, ovvero quella situata a monte di Bra e alimentata da bacini ripetutamente glacializzati nel corso del Pleistocene Medio-Superiore, ha iniziato a fornire i propri apporti sedimentari nel bacino di Alessandria solo a seguito della cattura/diversione del F. Tanaro avvenuta in epoca piuttosto recente, ovvero presumibilmente nella parte terminale del Pleistocene Superiore (cfr. CARRARO *et alii*, 1995).

Nella parte terminale del Pleistocene Medio, anche agli sbocchi delle valli Grue, Curone e Staffora la successione fluviale terrazzata evidenzia un progressivo approfondimento erosivo successivamente alla deposizione del *subsintema di Madonna di Caravaggio*, che rappresenta l'unità più antica presente nel settore nord-est del Foglio e che costituiva gli originari apparati di conoide dei quali

non rimangono che pochi lembi residuali. Analogamente a quando documentato per il T. Scrivia, anche i torrenti Grue, Curone e Staffora invertirono la loro tendenza evolutiva iniziando una progressiva fase di approfondimento erosivo che determinò il terrazzamento della successione fluviale nei settori prossimali e, al contempo, la parziale sovrapposizione delle unità più recenti su quelle più antiche nei settori distali dei conoidi. Un processo di terrazzamento, in questo caso, indotto dal sollevamento differenziale del settore collinare tortonese rispetto alla direttrice di drenaggio rappresentata dal F. Po, situata solo pochi chilometri più a nord.

Nel Pleistocene Superiore il terrazzamento della successione fluviale è proseguito con la deposizione dei *subsintemi di Acqui* e di *Madonna della Neve* (*sintema di Merana*). Anche in questo caso lo spessore pellicolare delle unità fluviali, sovente inferiore alla decina di metri, è indicativa di un netto prevalere dei processi erosivi su quelli deposizionali. Come avvenuto per le unità precedenti, i sedimenti sono stati deposti da un corso d'acqua (il T. Scrivia) di tipo *braided*, una morfotipologia d'alveo che è rimasta sostanzialmente immutata fino all'Olocene. La deposizione di questi due subsintemi, e del *subsintema di Acqui* in particolare, sembra segnare uno stacco nell'evoluzione della successione fluviale. Infatti, le pendenze del *top* deposizionale del *subsintema di Acqui* evidenziano la presenza di una possibile “flessura” che ha coinvolto la successione fluviale. Il terrazzo isolato di Castelceriolo, in particolare, si contraddistingue (diversamente da tutti gli altri lembi terrazzati dell'area alessandrina) per l'essere bordato da scarpate di altezza decrescente procedendo verso i settori distali del conoide del T. Scrivia, configurando la presenza di terrazzi a carattere “divergente”. La pendenza media della sua superficie ($0,16^\circ$) risulta infatti nettamente inferiore rispetto alla pendenza media del *top* deposizionale del *subsintema di Pian del Gatto* ($0,21^\circ$), più recente, che lo avvolge lateralmente. Una deformazione differenziale che trova riscontro nell'incremento degli spessori dei depositi del *subsintema di Acqui* nel settore di Spinetta Marengo (cfr. Fig. 62 e sez. A-A' del Foglio di sottosuolo).

Nel frattempo, nell'area casalese (nel contiguo Foglio 158 Casale Monferrato) la progressiva migrazione verso sud della fascia di divagazione del F. Po determinò dapprima la cattura dei torrenti Grana e Rotaldo (ENEL, 1984; GIRAUDI, 2015), i cui rispettivi bacini drenavano il versante settentrionale del Monferrato orientale, e successivamente il parziale smembramento del fondovalle da essi modellato dando in tal modo forma all'altopiano di Valenza. La conformazione morfologica dell'altopiano non doveva in origine discostarsi molto da quella che è possibile osservare attualmente, fatto salvo il progressivo arretramento delle scarpate che lo delimitano per lo scalzamento, tuttora in corso, esercitato dagli alvei dei fiumi Po e Tanaro (cfr. Fig. 66).

Con la deposizione del *subsintema di Pian del Gatto*, del *subsintema di Badia Vecchia* nonché delle successive unità raggruppate nel *sintema di Cairo Montenotte* non sembrano invece essersi verificate ulteriori deformazioni differenziali legate all'evoluzione della dorsale strutturale sepolta di Tortona-Montecastello, come evidenziato dallo spessore dei depositi e dalla regolarità altimetrica delle loro rispettive superfici topografiche (cfr. Fig. 65). Al contempo, si osserva una progressiva migrazione verso valle del “punto neutro” dell'alveo del T. Scrivia, come attesta l'altrettanto progressiva terminazione verso nord delle svariate scarpate di terrazzo cartografate. Questa caratteristica configura un rapporto di “incastro”, ovvero di terrazzamento, delle unità più giovani in quelle più antiche nei settori medio-prossimali del conoide del T. Scrivia e un contemporaneo rapporto di sovrapposizione delle unità più giovani su quelle più antiche nei settori distali del conoide stesso.

Contestualmente alle varie fasi di terrazzamento, le fasce di divagazione del T. Scrivia documentate da ogni singolo subsintema (ognuna delle quali forma un evidente settore d'arco) si restrinsero progressivamente verso est (Fig. 65), fino a raggiungere l'odierna configurazione con regolare andamento da sud a nord. Come già accennato nel § VIII, si evidenzia come la graduale espansione dell'unghia del conoide del T. Scrivia abbia causato il progressivo smantellamento del margine collinare tra Rivarone e Montecastello, processo tuttora attivo e confermato dall'evoluzione temporale in epoca storica dell'alveo (cfr. Fig. 66) e dalla presenza della platea sepolta subaffiorante in vari punti nell'alveo del F. Tanaro (es. a Pavone di Alessandria e a Rivarone).

Come già anticipato, nell'Olocene le fasce di divagazione del F. Tanaro e del T. Scrivia assunsero una configurazione non dissimile dall'attuale, sebbene i reciproci punti di confluenza siano comunque ripetutamente e repentinamente migrati lungo la fascia di divagazione del F. Po, fino all'ultimo evento documentato del XIX secolo (Fig. 66). Più a est, sempre nell'Olocene, presumibilmente per effetto di un contesto di relatività stabilità o di blanda subsidenza del livello di base rappresentato dal F. Po, i torrenti Grue, Curone e Staffora sperimentarono una nuova fase di aggradazione (tuttora attiva) dando luogo alla deposizione dapprima del *subsintema di La Cascinetta* e in ultimo del *subsintema di Casa Montemerlo*. Questa fase ha coinciso con il graduale innalzamento degli alvei sulla pianura circostante e la formazione di evidenti dossi fluviali progradanti verso l'antistante pianura. Un meccanismo, questo, favorito dalla presenza di corsi d'acqua provenienti da bacini impostati in substrati a prevalente composizione marnosa, argillosa e sabbiosa e quindi contraddistinti dall'abbondante trasporto solido in sospensione che nel corso degli eventi idrologici estremi ha alimentato con processi di esondazione l'aggradazione sulla circostante pianura dei dossi fluviali.

X - SISMICITÀ E TETTONICA ATTIVA

1. - SISMICITÀ STORICA

La sismicità storica del Foglio Tortona e delle aree limitrofe fino al XVIII secolo appare relativamente scarsa, contrassegnata da sporadici eventi scarsamente documentati relativamente all'intensità macrosismica, ai danni da essi causati e alla localizzazione dell'epicentro: si segnala in questa sede unicamente l'evento del 1° febbraio 1369 che secondo le frammentarie notizie storiche ad Alessandria causò lesioni in numerosi edifici e alcuni crolli (GUIDOBONI *et alii*, 2018). Per contro, negli ultimi due secoli il territorio tortonese è stato colpito da tre eventi significativi con valori di intensità macrosismica superiori alla soglia del danno (Tab. 2).

Tab. 2 - *Principali eventi sismici che hanno interessato l'area del Foglio Tortona. I valori di M_e e M_w sono tratti rispettivamente da GUIDOBONI et alii (2018) e da ROVIDA et alii (2022).*

Data	Ora	I ₀	M _e (CFTI5Med)	M _w (CPTI15)
1828-10-09	02:20	8	5,8	5,72
1828-10-09	08:00	5,5	4,8	-
1828-10-09	01:30	5,5	5	-
1945-06-14	05:03	6,5	4,9	4,78
1945-06-29	15:37	7,5	5,2	5,10
1945-12-15	05:27	6	-	4,72
2003-04-11	09:26	6,5	-	4,81

Il primo evento si verificò il 9 ottobre 1828 con epicentro localizzato nella bassa Valle Staffora, tra i comuni di Godiasco e Ponte Nizza, e con intensità $I_0 = 8$ (GUIDOBONI *et alii*, 2018). I danni maggiori si ebbero a Gaminella, piccola frazione a sud dell'abitato di Godiasco, e a San Paolo, frazione del comune di Rocca Susella, località nelle quali si ebbe il crollo completo o il severo danneggiamento di buona parte degli edifici (CARENA, 1829). Le vittime furono complessivamente 19. Nei centri abitati ricadenti nel Foglio e in particolare nel settore collinare compreso tra Tortona e Carezzano Superiore, numerosi furono gli edifici abitativi e di culto che risultarono severamente e variamente lesionati (Tab. 3).

Tab. 3 - Intensità macrosismiche I_0 documentate nell'area del Foglio Tortona per gli eventi sismici del 1828 (GUIDOBONI *et alii*, 2018, modificato) e del 2003 (CAMASSI *et alii*, 2003).

LOCALITÀ	1828	2003	LOCALITÀ	1828	2003
Alessandria	7	-	Novi Ligure	7	-
Avolasca	-	5,5	Paderna	6,5	6
Carbonara Scrivia	-	6	Pozzolo Formigaro	6,5	-
Carezzano Maggiore	6,5	6	Rocca Grue	7	-
Carezzano Superiore	7	5	Sant'Agata Fossili	-	7
Casasco	-	5	Sarezzano	6,5	5
Cassano Spinola	-	5	Serravalle Scrivia	-	5,5
Castellar Guidobono	6,5	-	Spineto Scrivia	7	5,5
Castelnuovo Scrivia	6,5	-	Tortona	7	5
Cerreto Grue	-	5	Viguzzolo	-	5
Costa Vescovato	-	5,5	Villaromagnano	-	5,5
Garbagna	7	5	Villalvernia	-	5
Montegioco	-	5,5	Volpedo	7	-

Il secondo evento si verificò il 29 giugno 1945 con epicentro localizzato tra la media Valle Staffora e la media Valle Curone, in particolare tra gli abitati di Bagnaria, Ponte Nizza e Gremiasco (BONI, 1947). Per questo evento è stata stimata una intensità epicentrale $I_0 = 7,5$ (GUIDOBONI *et alii*, 2018). Si verificarono crolli parziali e lesioni in molti edifici pubblici e privati nei comuni delle valli Staffora e Curone. L'evento venne risentito anche nel territorio del Foglio Tortona sebbene manchino specifiche informazioni sugli effetti al paesaggio antropico. Questo evento fu preceduto il 14 giugno da una scossa di intensità inferiore ($I_0 = 6,5$) che tuttavia provocò lesioni in alcuni edifici. Il 15 dicembre dello stesso anno seguì un'ulteriore forte scossa con $I_0 = 6$ risentita con maggiore intensità a Tortona e che causò ulteriori nuovi danni agli edifici già colpiti dagli eventi precedenti (BONI, 1947).

Più recentemente, l'11 aprile 2003 si verificò un evento di magnitudo $M_w = 4,8$ e intensità macrosismica $I_0 = 6,5$ (CAMASSI *et alii*, 2003). L'ipocentro venne localizzato a 8 km di profondità tra i comuni di Carezzano e di Sant'Agata Fossili, lungo il margine meridionale del Foglio Tortona. L'evento causò diffuse e più o meno gravi lesioni agli edifici soprattutto negli abitati di Carezzano, Cassano Spinola, Castellania, Costa Vescovato, Novi Ligure, Sant'Agata Fossili e Serravalle Scrivia (cfr. Tab. 3).

2. - SISMICITÀ STRUMENTALE

La rete di monitoraggio sismico operante nell'Italia nord-occidentale a partire dai primi anni '80 del secolo scorso evidenzia per l'area del Foglio Tortona un'attività sismica piuttosto scarsa e di bassa magnitudo (Fig. 67). Fatta eccezione per l'evento dell'11 aprile 2003, con epicentro localizzato nel territorio di Sant'Agata Fossili, la rete di monitoraggio sismico regionale segnala poco più di una sessantina di eventi, con $M_l < 3,3$ e con ipocentri posti a profondità variabili da qualche chilometro fino a un massimo di 40 km. L'analisi della distribuzione della sismicità non sembra evidenziare allineamenti o *trend* significativi in relazione all'assetto strutturale del Foglio. Si osserva unicamente un graduale infittimento degli eventi sismici in corrispondenza delle colline del tortonese (Valle Grue), con un raggruppamento di epicentri localizzato nei rilievi collinari situati pochi chilometri a est del margine del Foglio tra la media Valle Curone e la bassa Valle Staffora, settore che ha ospitato gli epicentri degli eventi del 1828 e del 1945. Quasi del tutto silente appare invece l'area di pianura e la terminazione sud-orientale del Monferrato.

Tra tutti gli eventi sismici segnalati in figura 67, sono disponibili soluzioni focali solo per quattro eventi con M_l compresa tra 4,0 e 4,9 ed epicentro localizzato a profondità variabili tra 10 e 4 km (Fig. 68). Per quanto riguarda gli eventi 1 e 2 (Figg. 67 e 68), la loro significativa distanza dall'areale del Foglio Tortona non consente una descrizione dei possibili rapporti con strutture cartografate nel Foglio stesso. Gli epicentri degli eventi sismici 3 e 4 ricadono invece all'interno del Foglio (evento 3, Fig. 67) o nelle immediate vicinanze (evento 4, Fig. 67) e possono tentativamente essere confrontati con le strutture tettoniche cartografate.

La soluzione focale dell'evento sismico 3 (evento di Sant'Agata Fossili) mostra un piano nodale subverticale a direzione ONO-ESE ($N117^\circ$), con direzione di movimento suborizzontale, con *plunge* verso ESE e con componente di movimento trascorrente destra (Fig. 68). Il secondo piano nodale corrisponde a un piano subverticale a direzione NNE-SSO ($N23^\circ$), con direzione di movimento

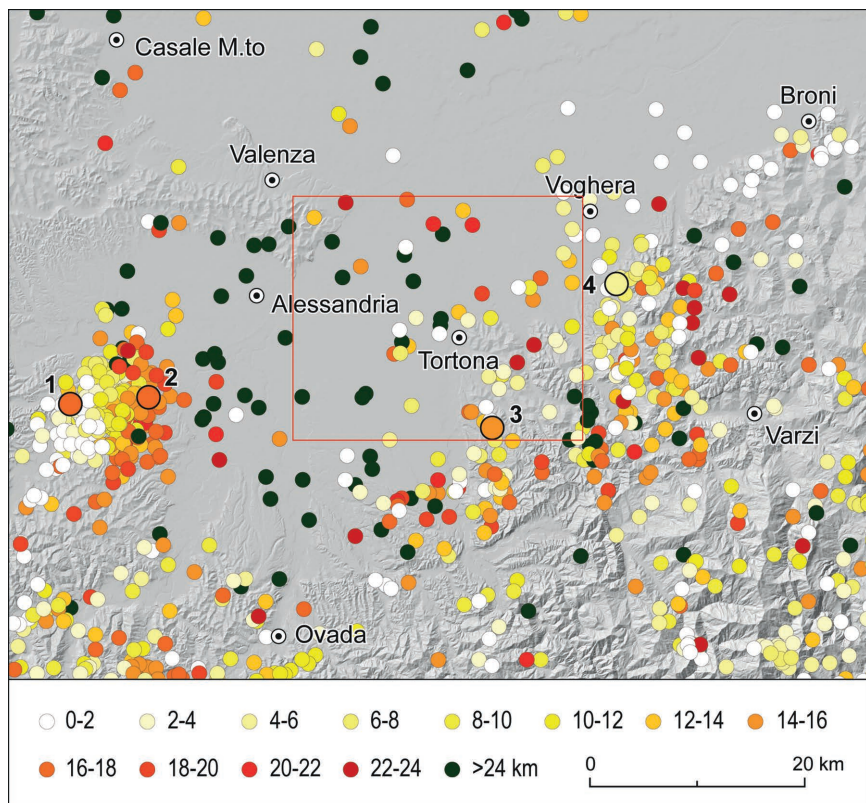


Fig. 67 - Distribuzione della sismicità strumentale nel Foglio Tortona (perimetrato dalla linea rossa) e nelle circostanti aree del Piemonte sud-orientale. Dati relativi alla Rete Sismica Regionale dell'Italia nord-occidentale (RSNI). I numeri indicano gli eventi per i quali sono disponibili le soluzioni focali (cfr. Fig. 68). Il cluster di epicentri localizzato a SE di Alessandria è relativo alle due sequenze sismiche dell'agosto 2000 e del luglio 2001 (MASSA et alii, 2006).

suborizzontale, con *plunge* verso SSO e con componente di movimento trascorrente sinistra (Fig. 68). Dal punto di vista strutturale, l'areale compreso tra Costa Vescovato e Villalvernia in cui ricade l'epicentro 3 è caratterizzato principalmente dalla Zona di Deformazione Sarizzola - Paderna che è composta da faglie subverticali a direzione compresa tra NNO-SSE e ONO-ESE e minori *splay* a direzione NNE-SSO (cfr. § VI). Per questa struttura, l'analisi dei rigetti e dei dati mesostrutturali indica una fase di movimento pre- tardo Messiniano transtensiva sinistra, seguita da una fase transtensiva destra temporalmente

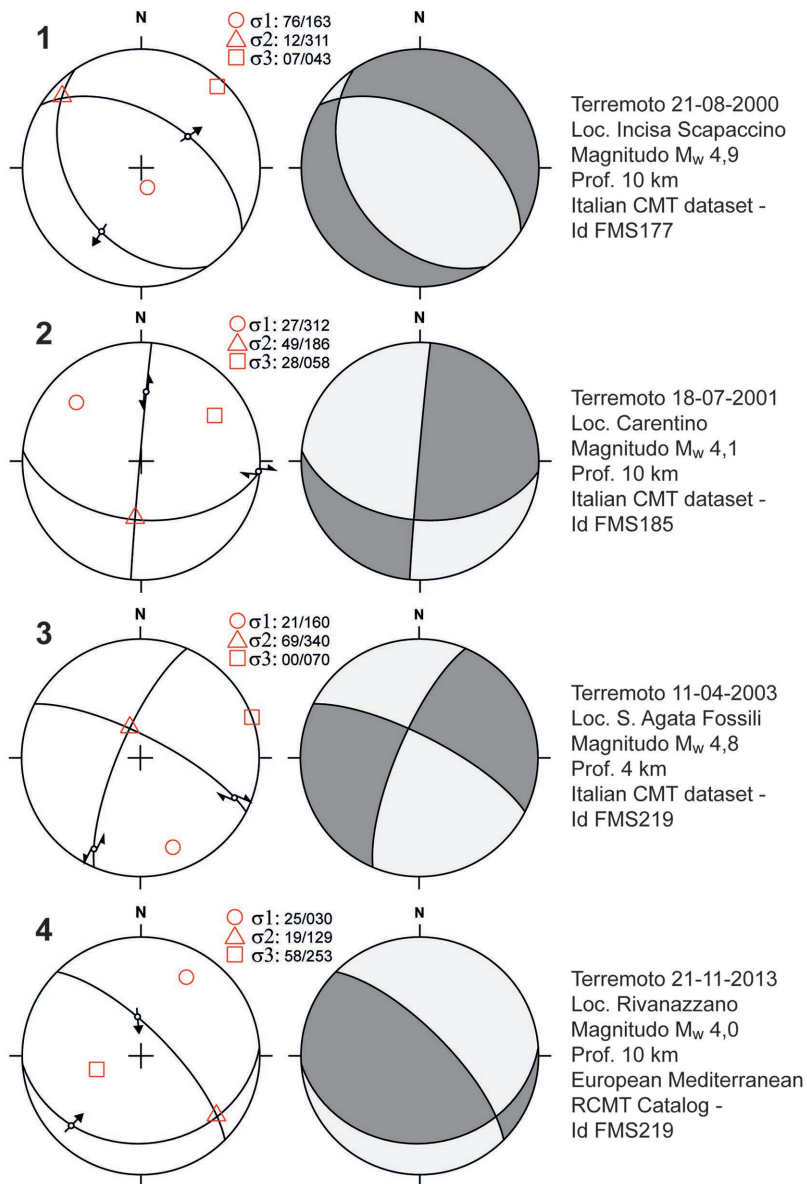


Fig. 68 - Soluzioni focali di alcuni terremoti avvenuti nel Foglio Tortona e nelle aree circostanti pubblicati nell'Italian CMT Dataset (PONDRELLI & SALIMBENI, 2006) e nell'European-Mediterranean RCMT Catalog (PONDRELLI, 2002).

estendibile con relativa certezza almeno fino al Pliocene Superiore, come indicato dai rigetti trascorrenti destri osservati nelle *sabbie di Asti*, qui attribuite al Piacenziano medio. L'orientazione delle strutture cartografabili e i dati mesostrutturali suggeriscono la netta prevalenza statistica dei segmenti di faglia a direzione compresa tra ONO-ESE e NNO-SSE rispetto ai segmenti a direzione NNE-SSO (Fig. 69), suggerendo che il piano nodale a direzione N117° possa rappresentare l'orientazione della struttura tettonica responsabile dell'evento sismico 3. In quest'ottica, i movimenti transtensivi destri tardo-pliocenici della Zona di Deformazione Sarizzola - Paderna sono coerenti con le componenti di movimento transtensive destre ricostruibili dal meccanismo focale lungo questo piano nodale. Inoltre, è significativo evidenziare che tra Costa Vescovato e Sarizzola sono presenti una serie di vulcanelli di fango allineati in direzione ONO-ESE, ovvero proprio lungo il *trend* generale della Zona di Deformazione Sarizzola - Paderna in questo settore. La presenza dei vulcanelli suggerisce una circolazione preferenziale di fluidi e fango molto probabilmente controllata dalla presenza di strutture tettoniche, che potrebbe essere messa in relazione con l'attività sismica recente di tali strutture, anche se questa non rappresenta una condizione necessaria per le eruzioni dai vulcanelli (BONINI, 2009). Nonostante la coerenza tra i dati geologici e sismologici, la mancanza di dati di sottosuolo rappresenta un forte limite per meglio comprendere la natura della sorgente sismogenetica attivatasi durante l'evento sismico 3 di Sant'Agata Fossili e le potenziali relazioni tra l'attività sismica e l'eruzione dei vulcanelli di fango.

La soluzione focale dell'evento 4 mostra invece una componente inversa, con un piano nodale ad alto angolo con direzione NO-SE, immersione verso NE e direzione di movimento circa N-S (Fig. 68). Il secondo piano corrisponde a un

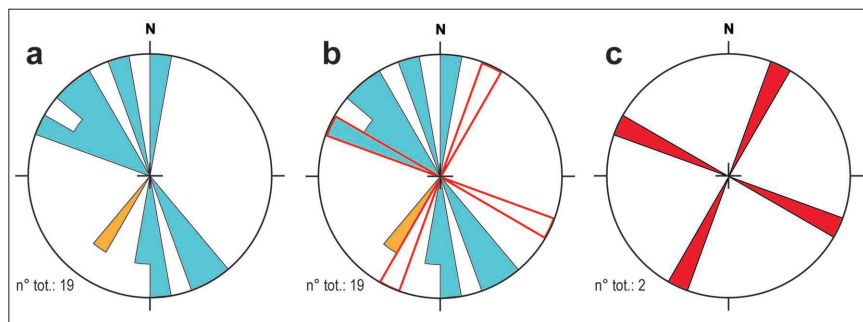


Fig. 69 - Rose diagram dei piani di faglia della Zona di Deformazione Sarizzola - Paderna e dei piani nodali del terremoto di Sant'Agata Fossili (Italian CMT dataset - Id FMS219; PONDRELLI & SALIMBENI, 2006).

piano a basso angolo immergente a sud e direzione di movimento NE-SO con componente inversa. Dal punto di vista strutturale, l'epicentro di questo evento ricade nel settore frontale della catena appenninica. I risultati ottenuti durante la realizzazione dei Fogli di superficie e di sottosuolo e del modello 3D, così come le informazioni desunte dal Foglio Voghera e da altre carte geologiche di dettaglio di questa area (BARBERO *et alii*, 2017), hanno evidenziato la presenza di strutture compressive-transpressive a direzione NO-SE e sovrascorrimenti a direzione compresa tra E-O e NE-SO, che complessivamente determinano il sovrascorrimento delle Unità Liguri sulle successioni messiniano-pleistoceniche della Pianura Padana. Le orientazioni dei piani nodali dell'evento 4 sono in parte confrontabili con i *trend* di entrambi i sistemi di sovrascorrimenti, ponendo seri problemi nella correlazione, anche ipotetica, di questo terremoto con una specifica struttura tettonica. Inoltre, la profondità epicentrale di 10 km limita fortemente la correlazione dell'evento 4 con le strutture tettoniche osservate in superficie. Un'approfondita analisi dei dati di sottosuolo tra Tortona e Stradella potrebbe contribuire a meglio comprendere il potenziale sismogenetico dei sistemi di strutture cartografati in questo settore.

3. - TETTONICA ATTIVA

Come evidenziato nei capitoli precedenti, i cataloghi storici e strumentali evidenziano una scarsa attività sismica nell'area del Foglio Tortona. Tuttavia, l'assetto strutturale dedotto dalla geologia di superficie e dall'elaborazione del modello 3D di sottosuolo, nonché l'assetto morfostratigrafico della successione fluviale continentale confermerebbero, per contro, una mobilità tettonica protrattasi quanto meno fino al passaggio tra il Pleistocene Medio e il Pleistocene Superiore. Tale attività, esplicatasi con deformazioni a carattere fragile ma soprattutto plicativo ad ampia scala (cfr. sezioni geologiche del Foglio di sottosuolo), si è sviluppata per effetto della deformazione che ha coinvolto il sistema strutturale dell'Arco del Monferrato nel suo complesso.

Il protrarsi dell'attività tettonica anche in intervalli temporali piuttosto recenti è confermato dall'individuazione alla terminazione dell'area collinare del Monferrato di una struttura deformativa chiaramente attiva nell'intervallo Pleistocene Superiore - Olocene (FRIGERIO *et alii*, 2017). In corrispondenza di uno sbancamento artificiale realizzato al fondo della Valle di San Bernardo, un chilometro circa a ESE di Pecetto di Valenza, è emersa la presenza di un sistema di strutture fragili a carattere inverso con direzione media NNE e immersione verso ESE (Fig. 70). Tali strutture giustappongono in più punti il substrato miocenico (*marne di Mincengo*) a una complessa sequenza pedostratigrafica

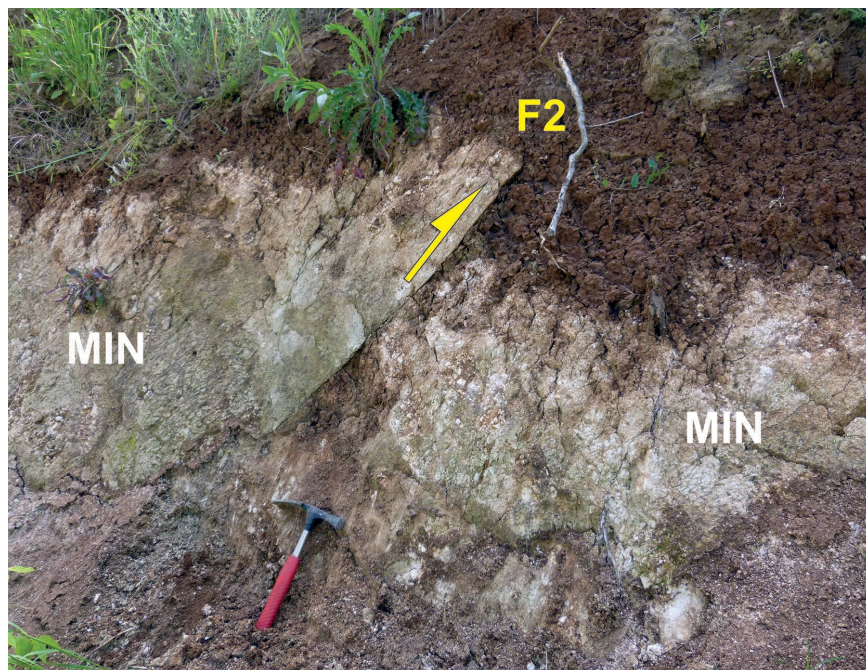


Fig. 70 - Dettaglio della sezione di Valle San Bernardo (comune di Pecetto di Valenza) in cui è stata individuata la struttura che giustappone le marne di Mincengo (MIN) alla coltre colluviale.

costituita da alteriti a spese del substrato marnoso, parzialmente rielaborate in forma di depositi colluviali, successivamente ricoperte da due distinti episodi di sedimentazione eolica (Fig. 71). Alcune datazioni AMS ^{14}C effettuate sui vari termini della sequenza pedomorfologica hanno fornito età comprese tra 29.180 ± 150 e 4000 ± 30 anni BP (Fig. 71). La deformazione, a carattere polifasico, si è quindi protratta fino all'Olocene Superiore ed è riconducibile a eventi sismici con valori di magnitudo significativamente elevati e comunque ben al di sopra della soglia del danno. L'assenza di sismicità storica e strumentale associata all'Arco del Monferrato orientale suggerirebbe in tal senso la presenza di un *gap* sismico temporale. Infine, è importante segnalare che tale sistema ha un andamento circa ortogonale ai principali *thrust* presenti nell'area del Foglio Tortona (es. strutture "F5" ed "F7" in Fig. 41). Sulla base delle informazioni desumibili dalla geologia di superficie e dall'analisi delle linee sismiche non è stato al momento possibile definire la possibile relazione e l'eventuale interferenza reciproca tra i due sistemi deformativi.

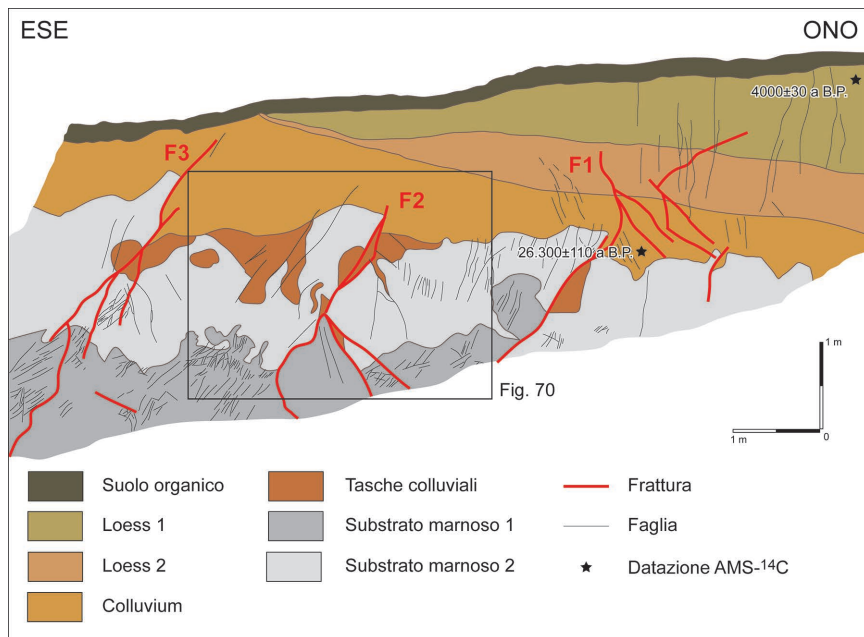


Fig. 71 - Schema descrittivo della sezione di Valle San Bernardo (modificato da FRIGERIO et alii, 2017).

L'analisi morfologica e morfostrutturale effettuata su tutto l'areale del Foglio non ha evidenziato elementi riconducibili ad altri fenomeni di deformazione superficiali a carattere fragile della superficie topografica. Appare tuttavia opportuno segnalare che nel settore pedecollinare situato tra lo sbocco delle valli Grue e Curone, poche centinaia di metri a sud degli abitati di Viguzzolo e Castellar Guidobono, è stata individuata una vallecchia e alcune blande contropendenze con andamento anomalo, quasi ortogonali (est-ovest) alle principali direttrici di drenaggio locali (NNO-SSE). I rilievi di superficie e l'interpretazione dei dati sismici hanno inoltre evidenziato la presenza nel sottosuolo di un'importante discontinuità tettonica, cartograficamente rappresentata dal "Sovrascorrimento di Volpedo" che trova corrispondenza nell'area di pianura nel sovrascorrimento "F5" (cfr. Fig. 41 e Sez. C-C' del Foglio di sottosuolo). Tale struttura disloca la successione pliocenica e risulta apparentemente sigillata da alcune unità fluviali pleistoceniche: il *subsintema di Madonna di Caravaggio (VPZ₁)* e il *subsintema di Casalnoceto (VPD₁)*, che complessivamente raggiungono uno spessore di circa 15 m. Sono in corso indagini geofisiche di dettaglio che potranno confermare o meno un'eventuale attività tardo-pleistocenica superiore di tale sovrascorrimento.

Infine, in merito alle deformazioni del suolo dedotte dalle reti di monitoraggio GPS operanti nell'Italia nord-occidentale, DEVOTI *et alii* (2011, 2014, 2017), sulla base degli sporadici capisaldi di misurazione disponibili nel Piemonte sud-orientale, evidenziano per il settore alessandrino-tortonese valori di mobilità orizzontale piuttosto modesti (< 1 mm/anno) e con componenti di movimento non agevolmente e univocamente interpretabili nel contesto regionale. Per quanto riguarda la componente verticale, i dati disponibili indicano valori negativi con tassi deformativi comunque inferiori ai 2 mm/anno.

XI - INSTABILITÀ DEI VERSANTI

Il territorio collinare del Foglio Tortona è interessato da una diffusa franosità che coinvolge complessivamente una superficie di 12,2 km², pari all'11,16% dell'area collinare. Nel Foglio sono stati cartografati 594 accumuli di frana con un'estensione superficiale compresa tra poche centinaia di m² e 0,32 km² (es. frana di Magrassi, localizzata nel comune di Casasco, in alta Valle Grue). Poiché solo in pochi specifici casi gli accumuli di frana sono stati investigati con indagini geognostiche o geofisiche, per essi lo spessore dell'accumulo è generalmente stimato ed è compreso tra qualche metro fino a un massimo di 15-20 m (es. frane di Montebello e di Meretta in Valle Grue).

La distribuzione delle frane non appare regolare, ma risulta fortemente condizionata dalla litologia del substrato (Tabb. 4a, b) e, in secondo luogo, dall'assetto strutturale. Dalla cartografia appare evidente come buona parte dei fenomeni di dissesto si concentrino essenzialmente nella Valle Ossona, sul versante sinistro della Valle Grue e sul versante sinistro della Valle Curone a sud di Monleale. In questi settori affiorano diffusamente successioni riferite alle *argille di Viano* (AVI), mentre più limitatamente sono presenti sedimenti attribuiti alle *argille varicolori di Cassio* (AVV). Un'altra significativa concentrazione di accumuli gravitativi è localizzata nel settore collinare di Pietra Marazzi - Montecastello, favoriti in questo caso dalla presenza di una successione fortemente tettonizzata costituita da marne e marne argillose attribuite alla *marne di Sant'Agata Fossili* (SAF).

Tab. 4a - *Quadro di distribuzione dei fenomeni gravitativi nel Foglio Tortona. Su: estensione dell'area di affioramento delle singole unità litostratigrafiche. Sf: estensione delle aree in frana riferite alle singole unità litostratigrafiche. Sf/Su: rapporto percentuale delle aree in frana riferite a ciascuna unità litostratigrafica.*

UNITÀ	LITOLOGIA	Su (ha)	Sf (ha)	Sf/Su (%)
ANT	Peliti marnose e marne	345,96	32,17	9,3
ANT _a	Areniti	3,22	0,95	29,3
ANT _b	Brecce argillose	12,70	2,49	19,6
		361,88	35,60	9,8
APA	Breccia in matrice argillitica	170,59	5,14	3,0
AST	Sabbie, siltiti e conglomerati	41,90	-	0
AVI	Peliti marnose e marne argillose	2587,60	599,75	23,2
AVI _a	Marne calcaree e marne argillose	67,93	16,76	24,7
		2655,53	616,51	23,2
AVL _a	Calcareniti	26,03	0,28	1,1
AVL _b	Calcareniti e marne	88,97	0,16	0,2
		115,00	0,44	0,4
AVV	Brecce a matrice argillitica	133,56	9,48	7,1
AVV ₁	Areniti e conglomerati	29,07	1,31	4,5
		162,62	10,80	6,6
BAI	Brecce argillose	30,97	11,61	37,5
CAD	Conglomerati e areniti	6,77	-	0
CAD _a	Marne e areniti	4,75	-	0
		11,52	-	0
CCS	Marne argillose e areniti	414,03	38,72	9,3
CCS _a	Conglomerati e litareniti	112,50	1,33	1,2
		526,53	40,05	7,6
CTV	Blocchi in matrice argillitica	335,98	24,04	7,15
FAA	Marne argillose e argille marnose	389,07	13,24	3,4
FAA _a	Conglomerati e arenarie	155,24	9,79	6,3
FAA _b	Marne arenacee	189,79	0,38	0,2
		734,31	23,41	3,2

In termini areali e percentuali, le *argille di Viano (AVI)* e il *flysch di Monte Cassio (MCS)* rappresentano in assoluto le unità contraddistinte dalla maggiore propensione a sviluppare fenomeni di dissesto gravitativo, che coinvolgono rispettivamente il 23,2% e il 24,8% dell'area di affioramento delle rispettive unità (Tabb. 4a, b). A ciò contribuiscono sia la composizione litologica delle unità (alternanza di peliti marnose, marne e marne siltoso-argillose per le *argille di Viano*; calcareniti alternate a marne calcaree e marne siltose-argillose per il *flysch di Monte Cassio*), sia l'elevato grado di deformazione interna che contraddistingue, sebbene in modo non uniforme, le formazioni stesse (cfr. § VI).

Tab. 4b - *Quadro di distribuzione dei fenomeni gravitativi nel Foglio Tortona. Su: estensione dell'area di affioramento delle singole unità litostratigrafiche. Sf: estensione delle aree in frana riferite alle singole unità litostratigrafiche. Sf/Su: rapporto percentuale delle aree in frana riferite a ciascuna unità litostratigrafica.*

UNITÀ	LITOLOGIA	Su (ha)	Sf (ha)	Sf/Su (%)
MCS	Calcareniti e marne	944,04	234,22	24,8
MIN	Marne e siltiti calcaree	308,35	0,05	0
MMP _b	Marne calcaree e siltose	312,55	17,77	5,7
MMP _a	Argilliti e marne argillose	49,97	17,10	34,2
		362,52	34,87	9,6
MST	Peliti marnoso-siltose e areniti	19,13	0,49	2,6
MST _a	Conglomerati	1,42	-	0
MST _b	Areniti	12,51	-	0
		33,06	0,49	1,5
OMS	Brecce argillose	101,19	7,12	7,0
RAN ₁	Areniti e siltiti marnose	24,70	-	0
RAN ₂	Peliti e areniti	844,50	19,94	2,4
RAN _{2a}	Areniti e conglomerati	5,19	0,79	15,3
RAN ₃	Peliti e areniti	1014,90	23,07	2,3
RAN _{3a}	Conglomerati e areniti	412,93	7,46	1,8
RAN _{3b}	Areniti	95,57	0,43	0,4
		2397,78	51,69	2,2
RIO ₃	Marne siltose e marne	129,12	19,41	15,0
SAF	Marne, marne calcaree e argillose	443,67	59,80	13,5
SAF ₂	Siltiti e areniti	314,61	7,61	2,4
SAF ₃	Marne argillose e marne	404,19	14,93	3,7
SAF _{3a}	Siltiti	11,96	-	0
SAF _{3b}	Conglomerati	19,16	1,18	6,1
		1193,60	83,52	7,0
SCB	Areniti e marne argillose	226,10	5,70	2,5
SDG	Siltiti e marne	1,31	-	0
SEV	Areniti e conglomerati	44,77	14,79	33,0
VGS ₃	Argille e siltiti	12,43	1,30	10,5
VLU ₃	Marne e areniti	32,95	-	0

Le geometrie e i cinematismi che contraddistinguono i singoli fenomeni appaiono estremamente diversificati in funzione della composizione litologica e dell'assetto giaciturale delle successioni coinvolte. I più diffusi sono indubbiamente i fenomeni di tipo complesso, con meccanismi roto-traslativi gradualmente passanti verso valle a meccanismi di colata, come è possibile osservare nelle frane di Mereta e di Tassare (Fig. 72), nel comune di Avolasca, e di Magrassi, nel comune di Casasco. In altri casi i fenomeni gravitativi si sono

sviluppati a seguito di prevalenti meccanismi di colata, dando luogo a evidenti spandimenti degli accumuli nelle sottostanti pianure di fondovalle, come ad esempio sul versante sinistro della Valle Grue a est dell'abitato di Tassare (Fig. 72). Nei limitati settori del Foglio in cui sono presenti successioni con giacitura monoclinale si osservano fenomeni con prevalente componente traslativa, come ad esempio tra Ripale e Carezzano Maggiore, ove affiora la formazione dei *conglomerati di Cassano Spinola* regolarmente immergenti di 10° - 25° verso ovest. Frequenti inoltre sono i fenomeni di tipo rotazionale e di *soil slip*, arealmente e volumetricamente meno importanti e pertanto non cartografati nel Foglio, sviluppati prevalentemente a spese delle coltri colluviali e della porzione pellicolare e più alterata del substrato.

Gli accumuli cartografati costituiscono in buona parte l'espressione di fenomeni a carattere parossistico innescatisi ed evolutisi in occasione di intensi e/o prolungati eventi pluviometrici (per gli effetti al suolo particolarmente gravi registrati nel settore delle valli Scrivia, Grue e Curone, si segnalano gli eventi alluvionali del 29-31 ottobre 1976 e del 6-8 ottobre 1977; nel settore di Montecastello - Pietra Marazzi particolarmente significativi gli effetti causati dall'evento del marzo 1978; TROPEANO *et alii*, 1999). Talvolta, la repentina mobilitazione di ingenti volumi di materiale lungo i versanti ha determinato la parziale invasione del settore di fondovalle e in taluni casi la deviazione dell'alveo sottostante. A titolo esemplificativo si segnala la frana generatasi in occasione dell'evento alluvionale del marzo 1978 sul versante meridionale della dorsale su cui sorge l'abitato di Montecastello: l'accumulo, oltre a interrompere la strada provinciale, ostruì parzialmente l'alveo del F. Tanaro causando una variazione del

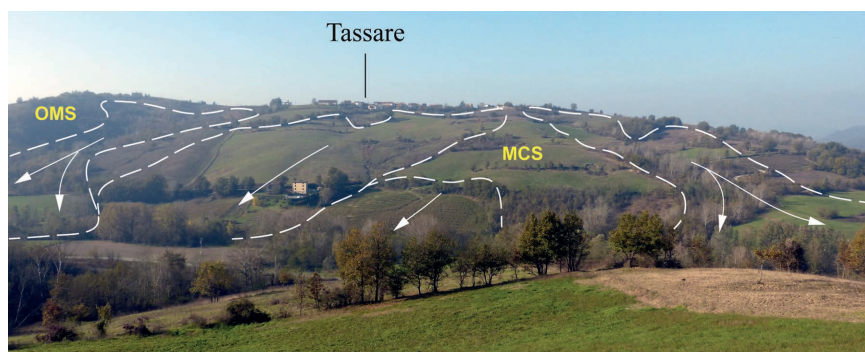


Fig. 72 - Versante orientale della dorsale collinare su cui sorge l'abitato di Tassare (comune di Avolasca, alta Valle Grue). A destra e a sinistra dell'immagine si osservano due imponenti frane di colata e al centro un esteso fenomeno gravitativo con cinematismo complesso. MCS: flysch di Monte Cassio. OMS: olistostroma del Monte Lisone.

livello di piena puntualmente registrata dalla stazione idrometrografica collocata un centinaio di metri a valle della frana (TROPEANO *et alii*, 1999) (Fig. 73). È opportuno evidenziare che la spiccata franosità che ha storicamente interessato il versante meridionale della dorsale di Montecastello (COPPO *et alii*, 1997) è stata indubbiamente favorita anche dalla prolungata attività di scalzamento erosivo operata in epoca storica dal F. Tanaro, e solo nella seconda metà del '900 mitigata dalle opere di difesa spondale realizzate per contrastare questa tendenza evolutiva dell'alveo.

In altri casi gli accumuli gravitativi si sono generati a seguito di prolungati meccanismi di *creep* lento e relativamente profondo a spese soprattutto dei sedimenti marnoso-argillosi, caratterizzati anche in periodi di scarse



Fig. 73 - Ripresa aerofotografica dello sperone di Montecastello in cui si osservano gli effetti dell'evento alluvionale del marzo 1978. Nella parte alta dell'immagine (a) è ben evidente la grande frana a cinematismo complesso che ha coinvolto il settore di versante a nord dell'abitato, mentre nella parte bassa (b) è visibile l'accumulo della frana che il 9 marzo ha parzialmente invaso l'alveo del F. Tanaro.

precipitazioni dalla costante presenza di falde acquifere all'interfaccia tra il substrato allentato, relativamente permeabile, e il substrato compatto del tutto impermeabile. Si segnala in tal senso il movimento di una imponente frana osservato nel dicembre 2022 sul versante destro della vallecola del Rio dei Gerbidi, nel comune di Villaromagnano, in un periodo caratterizzato da una prolungata ed eccezionale siccità.

La spiccata propensione delle aree collinari modellate nei terreni marnoso-argillosi al rimodellamento superficiale, sia esso naturale o antropico, ha reso frequentemente inagevole la cartografia dei fenomeni di dissesto gravitativo del Foglio Tortona. Il riconoscimento degli accumuli di frana si è basato, oltre che sulla vasta documentazione storica d'archivio edita e inedita e sulle numerose riprese aerofotografiche disponibili a partire dagli anni '50 del secolo scorso, sui classici indizi di carattere morfologico quali ondulazioni e rigonfiamenti anomali dei versanti, contropendenze, assetto morfologico della vegetazione arborea, presenza di ristagni d'acqua. A essi si è aggiunta l'osservazione degli effetti dei dissesti gravitativi sul paesaggio antropico (es. lesioni agli edifici, fessurazione del manto stradale, non verticalità dei tralicci) e sul paesaggio agrario (dissallineamento dei filari).

Nel Foglio Tortona, attualmente (2025) ARPA Piemonte gestisce tre siti di monitoraggio situati nei comuni di Pietra Marazzi e Montecastello, in sinistra Tanaro, e nel comune di Costa Vescovato, in alta Valle Ossona. Le frane monitorate sono incluse nella Banca Dati SIFraP (Sistema Informativo Frane in Piemonte) di ARPA Piemonte.

Il sistema di controllo del fenomeno che interessa gran parte dell'abitato di Pietra Marazzi è costituito da 6 verticali inclinometriche di lunghezza compresa tra i 25 e i 30 m che vengono misurate manualmente a cadenza semestrale e da due piezometri dotati di acquisitore in continuo. Nella parte centrale della frana due strumenti hanno evidenziato in circa vent'anni di misurazioni deformazioni di entità centimetrica e a profondità molto diverse.

A Montecastello è attivo un monitoraggio inclinometrico costituito da 5 inclinometri a lettura periodica manuale posizionati in varie zone dell'abitato a controllo di frane differenti sia per posizione che per tipologia. Nessuno di essi ha evidenziato nel tempo chiari indizi di movimenti profondi.

Il sito di monitoraggio di Costa Vescovato è posizionato sul versante orientale rispetto al concentrico. Attualmente rimane attivo un unico inclinometro, lungo la SP 131, che tuttavia non manifesta movimenti; i due inclinometri ubicati subito a valle del coronamento, attivi dal 2009, hanno evidenziato un movimento a circa 4 m di profondità dal piano campagna che nel 2015 ha determinato una notevole deformazione dei tubi e l'interruzione delle misure.

Per maggiori dettagli sui fenomeni franosi monitorati si rimanda alle schede SIFraP consultabili sul portale di ARPA Piemonte.

XII - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

1. - CAVE

Nell'area collinare nel Foglio Tortona le scarse risorse minerarie presenti hanno dato luogo nel secolo scorso a modeste attività estrattive, ora del tutto cessate, che avevano per oggetto lo sfruttamento di alcune lenti di gesso selenitico ospitate nel *complesso caotico della Valle Versa*, localizzate sul versante settentrionale della dorsale di San Biagia (comune di Castellania). Nel comune di Sarezzano, e in particolare nei pressi di Bric San Michele, veniva invece sfruttata una estesa massa di marne calcaree attribuite al *flysch di Monte Cassio* e utilizzate per la produzione di cemento. Sempre nell'area collinare, 500 m a est dell'abitato di Monbisaggio, sul versante SO del M. Gambera, si segnala la presenza di alcuni antichi siti estrattivi che sfruttavano le calcareniti giallastre intercalate nella formazione delle *arenarie di Monte Vallassa*, rocce diffusamente utilizzate nell'edilizia locale.

Nell'area di pianura ben più significative risultavano invece le attività estrattive aventi per oggetto lo sfruttamento delle più o meno potenti coltri di sedimenti fini (siltosi e siltoso-argillosi) variamente pedogenizzate distribuite in vari settori del Foglio, materiale che trovava impiego nella produzione di laterizi. Fra le numerose cave censite si segnalano: l'estesa cava localizzata sull'altopiano di Valenza (nel comune di Bassignana), che sfruttava la potente successione siltoso-argillosa che costituisce il *sintema di Valenza*; la cava dismessa situata sull'altopiano di Bosco Marengo (*subsintema di Acqui*); il gruppo di cave che

alla periferia NE di Tortona sfruttavano parte del dosso fluviale a prevalente composizione siltosa alimentato dal T. Grue (*subsintema di Casa Montemerlo*); un gruppo di cave localizzato nei pressi di Pontecurone (in sinistra del T. Curone) che sfruttavano i sedimenti siltosi che costituiscono le porzioni più pellicolari del *subsintema di la Cascinetta* e del *subsintema di Casa Montemerlo*.

In tutta l'area di pianura sono invece presenti innumerevoli cave (per alcune delle quali la coltivazione è stata spinta al di sotto del livello di falda) per l'estrazione di sedimenti fluviali per la produzione di sabbia e ghiaia, alcune delle quali risultano tuttora in attività.

2. - LE TRUNERE DELLA FRASCHETTA

Le antiche case di terra denominate “trunere” sono tipiche della pianura terrazzata denominata in dialetto alessandrino “Fraschèta”, zona che nei secoli passati era ricoperta da boschi planiziali tra le sponde destre dei fiumi Bormida e Tanaro, a ovest, e la sponda sinistra del T. Scrivia, a est (COPPA PATRINI, 1935; ROBBONI, 2007; MATTONE, 2010). Il quadrante SO del Foglio Tortona comprende il cuore dell'area di diffusione delle case in terra, in particolare tra i comuni di Alessandria, Tortona, Bosco Marengo, Frugarolo e Pozzolo Formigaro, sebbene siano diffusamente presenti anche più a nord, fino alle confluenze in destra Po di Tanaro e Scrivia, più a sud nel Foglio Novi Ligure e più a ovest nel contiguo Foglio Alessandria.

Le origini delle “trunere” sembrano essere collegate alla presenza di antichi insediamenti saraceni medioevali nella piana della Frascchetta, che qui utilizzarono questa tecnica come in altre parti dell'Europa meridionale. Le più recenti edificazioni in terra cruda ancora oggi presenti nella Frascchetta vengono comunque datate ai primi anni del XX secolo. Per la loro realizzazione, la prima operazione dei “battitori di terra” era chiaramente l'individuazione del materiale più adatto allo scopo, ovvero i sedimenti fluviali pleistocenici pedogenizzati (“ferrettizzati”) della Frascchetta (corrispondenti alle unità fluviali del Foglio Tortona raggruppate nel *sintema di Merana*). Si tratta di sedimenti argillosi fortemente alterati con abbondante frazione ghiaiosa, per l'utilizzo dei quali venivano scartati i primi strati di suolo agrario e rimossi i clasti di dimensioni superiori ai 2-3 cm. Queste argille conferiscono caratteristiche particolari a questi materiali, in particolare grazie all'elevato contenuto in idrossidi di ferro (limonite) che contribuiscono ad assolvere alla funzione di legante naturale a crudo. La coesione, le capacità d'assorbimento e di ritenzione idrica sono molto alte, mentre l'aerazione è bassa. Si tratta quindi di un materiale piuttosto impermeabile e poco aerato, con una naturale predisposizione al costipamento

che, se da un lato poteva essere un tempo di ostacolo per le attività agricole manuali di aratura e drenaggio delle acque meteoriche, viceversa si prestava molto bene per la realizzazione di manufatti in terra cruda, comprese le murature.

La caratteristica delle “trunere” della Fraschetta, oltre alle straordinarie qualità di coibentazione sia acustica che termica, è che in quelle più recenti, spesso tuttora abitate, la terra veniva utilizzata prevalentemente per i tamponamenti, o in murature listate alternate a corsi in laterizio, mentre in quelle più antiche venivano realizzate interamente in terra cruda, con la tecnica del *pisé*. Quest’ultima è una tecnica costruttiva che si basa sulla compattazione di parti di mura in terra cruda umida, battuta con appositi strumenti (“mazzaranghe”) per far fuoriuscire l’acqua in eccesso, dentro casseformi lignee di limitata altezza e smontabili (“assà”) per consentirne lo spostamento al termine dell’essiccazione dell’impasto e procedere alla realizzazione del concio successivo. Alla chiusura del perimetro dell’edificio si passava al corso superiore, avente spesso una sezione leggermente minore rispetto al sottostante, badando a sfalsare i singoli conci di terra cruda per spezzare pericolose continuità dei giunti in elevazione. Le pareti interne erano costruite contestualmente a quelle perimetrali a cui venivano collegate innestandovi, a corsi alterni, le testate. Al termine dell’ultimo corso di conci si provvedeva quindi alla realizzazione del tetto, solitamente a doppia falda in legno o, nelle “trunere” più recenti e architettonicamente evolute, al posizionamento di un solaio in legno, o a volte in laterizio, per la realizzazione dei piani superiori, sempre in terra cruda.

Oggi le “trunere” sono un patrimonio culturale e architettonico tutelato dalla Regione Piemonte con la Legge Regionale n. 2 del 2006 e dalla proposta di istituzione di un “Ecomuseo della terra cruda”.

XIII - ASSETTO IDROGEOLOGICO

In buona parte delle aree di pianura del Foglio Tortona, l'assenza di una capillare rete di canali irrigui ha favorito nel tempo lo sviluppo di un intensivo emungimento delle falde idriche sotterranee, condotto attraverso una fittissima rete di opere di captazione che sfruttano i vasti acquiferi superficiali e profondi ospitati essenzialmente nella pianura alessandrina-tortonese. I pozzi, spinti fino a oltre 250 m di profondità, consentono di alimentare la rete acquedottistica che rifornisce i numerosi centri abitati nonché di soddisfare le esigenze dei distretti industriali presenti sul territorio e le altrettanto impegnative esigenze irrigue legate alle attività agricole. I maggiori prelievi di acqua si riscontrano a nord e a sud della direttrice strutturale Tortona-Montecastello, e in particolare nei territori di Sale, Castelnuovo Scrivia, Pontecurone e di Spinetta Marengo, Cascina Grossa, San Giuliano Vecchio e Rivalta Scrivia.

Nel Foglio si individuano due principali e ben distinti domini idrostratigrafici: il "bacino alessandrino" a sud e il "bacino padano" propriamente detto a nord. Il primo è alimentato dagli apporti dei sistemi idrografici del Tanaro-Bormida-Orba e dello Scrivia, mentre quello settentrionale è alimentato dal sistema idrografico del Po-Sesia-Agogna e dagli apporti appenninici dei torrenti Grue, Curone e Staffora. Una netta separazione tra i due domini avviene in corrispondenza della dorsale sepolta di Tortona-Montecastello (cfr. sezioni geologiche del Foglio di sottosuolo), che costituisce un'importante barriera morfo-strutturale al deflusso idrico sotterraneo di valenza regionale. Sulla base della ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale effettuato grazie agli innumerevoli *log* stratigrafici

disponibili e al modello 3D messo a punto sulla base della prospezione geofisica profonda, nell'area del Foglio è possibile distinguere tre principali complessi idrogeologici.

Complesso fluviale pleistocenico-olocenico

È costituito dall'insieme di tutti i sintemi quaternari cartografati nel Foglio e si estende a coprire la totalità dell'area di pianura e parte dei margini collinari. Coincide in buona parte con il sintema Q2 definito e descritto da IRACE *et alii* (2009) nell'ambito dello studio sull'idrostratigrafia profonda della pianura piemontese. Questo complesso fluviale è composto principalmente da ghiaie eterometriche con abbondante matrice da sabbiosa a siltoso-argillosa. La cementazione è generalmente scarsa o del tutto assente. Occasionalmente sono presenti livelli e lenti di natura sabbiosa e/o siltosa di modesto spessore (metrico) e di limitata continuità laterale (decametrica). Solo nel quadrante NE del Foglio, nel settore che ospita i sistemi deposizionali dei torrenti Grue, Curone e Staffora, gli intervalli siltoso-argillosi raggiungono spessori ed estensioni considerevoli tali da compartimentare in modo significativo l'acquifero superficiale (cfr. Sez. C-C' del Foglio di sottosuolo). Il complesso fluviale è per ampi settori coperto da coltri siltose e siltoso-argillose a bassa permeabilità e, limitatamente alla fascia di divagazione del F. Tanaro, da potenti coltri sabbiose. Le coltri possono talora raggiungere spessori significativi (Fig. 2) e sono pertanto in grado di rallentare l'infiltrazione delle acque meteoriche nei sottostanti sedimenti ghiaiosi. Analoga situazione si riscontra alla terminazione orientale dell'altopiano di Valenza (tra Bassignana e Rivarone) in cui la successione fluviale, rappresentata dal *sintema di Valenza*, è costituita essenzialmente da silt e silt sabbiosi in buona parte di natura fluviale ma occasionalmente anche di natura eolica, con valori di permeabilità mediamente bassi.

Gli acquiferi contenuti nel materasso alluvionale superficiale hanno una configurazione stratiforme e giacitura circa tabulare con blande immersioni indicativamente convergenti verso il F. Po a nord della direttrice Tortona-Montecastello e verso il settore di confluenza Bormida-Tanaro (Spinetta Marengo) nel bacino alessandrino. Nei confronti degli acquiferi superficiali, la dorsale di Tortona-Montecastello agisce come soglia di subalveo, che modifica, ma non annulla, il flusso idrico sotterraneo legato alla falda freatica ad alimentazione meridionale (sistemi idrografici del Tanaro-Bormida e dello Scrivia).

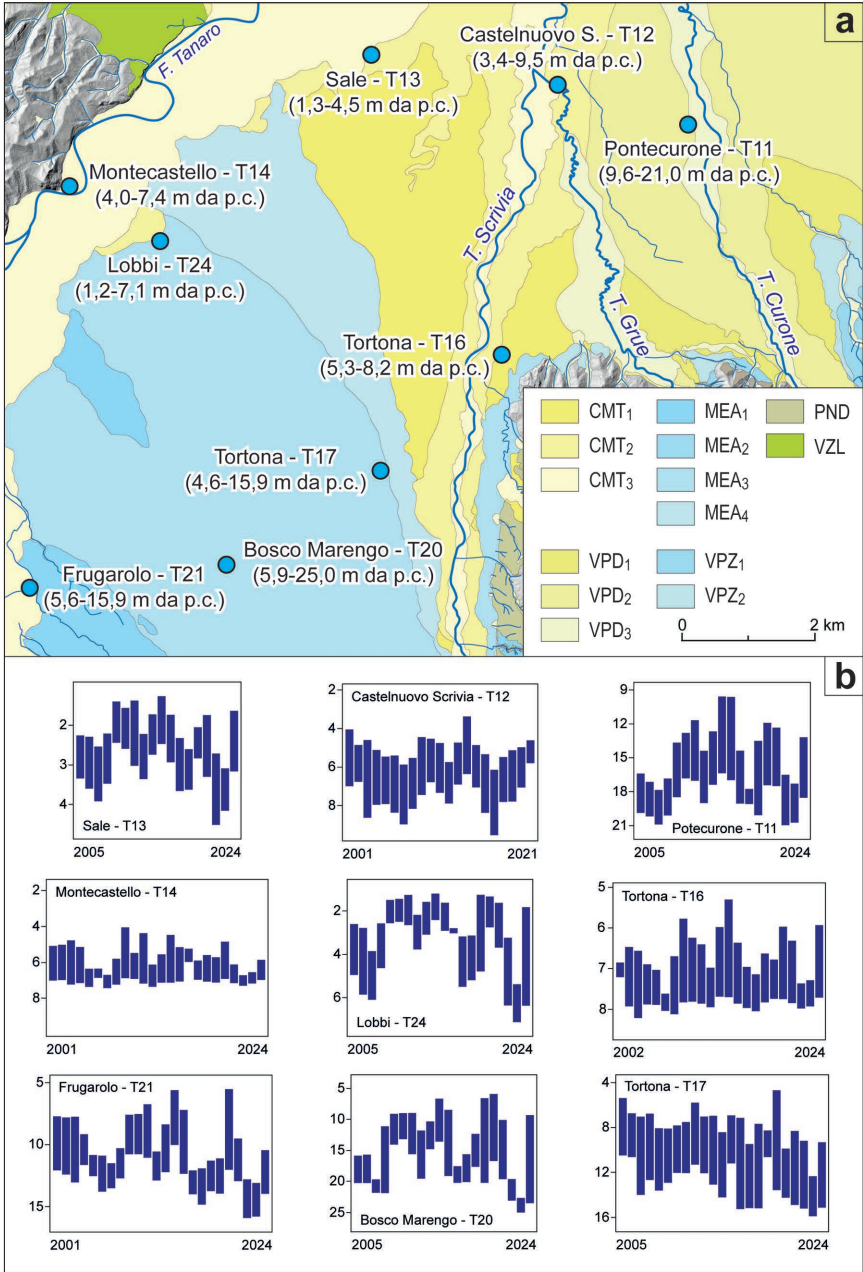
Lo spessore del complesso fluviale è molto variabile per effetto della presenza di scarpate di terrazzi e per la conformazione della superficie di appoggio dei sintemi quaternari sulle successioni più antiche. Il complesso raggiunge spessori

massimi di 50-60 m nel settore compreso tra Sale e Castelnuovo Scrivia e di 60-70 m a Spinetta Marengo e a Rivalta Scrivia (cfr. Sez. A-A' del Foglio di sottosuolo). In corrispondenza della culminazione della dorsale di Tortona-Montecastello e in corrispondenza della platea sepolta situata a est della terminazione dei rilievi del Monferrato si registra invece un sensibile assottigliamento dei sedimenti, il cui spessore si riduce per estesi tratti a soli 8-10 m (cfr. Sez. A-A' del Foglio di sottosuolo).

Gli acquiferi superficiali contengono corpi idrici con carattere costantemente freatico (falde a pelo libero). Solo nel settore di pianura compreso tra i torrenti Scrivia e Staffora la presenza di interstrati a bassa permeabilità conferisce localmente all'acquifero superficiale caratteri di semiconfinamento. I valori della soggiacenza della falda freatica sono alquanto variabili a seconda del contesto locale: da poco più di 1-2 m dal piano campagna a Sale fino a 15-20 m a Pontecurone e Bosco Marengo (Fig. 74). I valori di soggiacenza presentano oscillazioni a carattere stagionale e annuale, talora anche superiori ai 10-12 m, in funzione della variabilità delle precipitazioni e dei regimi idrologici dei corsi d'acqua circostanti (Fig. 74). La permeabilità del complesso fluviale ghiaioso è mediamente alta, con valori indicativamente compresi tra 10^{-3} e 10^{-5} m/s (ENEL, 1984).

Complesso fluvio-lacustre e lacustre calabriano

È costituito dalla potente successione cartografata nel Foglio come *unità di Rivarone*. Corrisponde a buona parte della successione indicata con il termine “villafranchiana” dagli Autori precedenti e coincide in buona parte con il sintema Q1 definito e descritto da IRACE *et alii* (2009). A sud della dorsale sepolta Tortona-Montecastello, il complesso è costituito dall'irregolare alternanza di orizzonti a granulometria grossolana e fine, ciascuno dei quali con spessori da metrici a decametrici ed estensione laterale da pluridecametrica a pluriettometrica. Gli orizzonti grossolani sono costituiti da ghiaie con abbondante matrice da sabbiosa a siltoso-argillosa; frequenti gli orizzonti con discreto o consistente grado di cementazione. Gli intervalli fini sono invece costituiti da silt, silt sabbiosi e silt argillosi. A SE della frazione Mandrogne, verso il settore prossimale del conoide del T. Scrivia, gli intervalli fini si assottigliano e si sfrangiano lasciando il posto a una monotona successione prevalentemente ghiaiosa (cfr. Sez. B-B' del Foglio di sottosuolo): questa area sembra pertanto assumere il ruolo di settore di ricarica degli acquiferi situati nella restante porzione del bacino alessandrino, analogamente alle aree poste a ridosso dei rilievi collinare tra Serravalle Scrivia e Novi Ligure, nell'omonimo Foglio.



A sud della direttrice Tortona-Montecastello gli acquiferi ospitati nel complesso fluvio-lacustre hanno una configurazione da stratiforme a lenticolare e giacitura variabile, con immersioni indicativamente convergenti verso l'area depocentrale del bacino situata tra Bosco Marengo e Spinetta Marengo e con inclinazioni mediamente non superiori a $3-4^\circ$. Al di sopra della dorsale sepolta di Tortona-Montecastello, l'andamento del complesso fluvio-lacustre è caratterizzato da blande ondulazioni indotte dall'evoluzione tardiva delle strutture transpressive che hanno guidato la strutturazione della dorsale stessa (cfr. Sez. B-B' del Foglio di sottosuolo), con direzioni di immersione della stratificazione irregolari e inclinazioni relativamente modeste. Verso l'alveo del F. Po la giacitura generale della successione fluvio-lacustre assume nuovamente una maggiore regolarità con inclinazioni in graduale aumento (in genere comunque inferiori ai $4-5^\circ$) procedendo verso i termini basali dell'*unità di Rivarone*.

I livelli grossolani sono sede di falde con vario grado di intercomunicazione e spesso in pressione (ENEL, 1984), soprattutto nelle aree depocentrali del bacino di Alessandria, situate in posizione più distale rispetto a quelle di ricarica situate più a sud, ovvero nei settori di pianalto presenti nel contiguo Foglio Novi Ligure. La somma di tutti questi modesti, singoli acquiferi costituisce pertanto un acquifero multifalda di una certa importanza a livello regionale, soprattutto per il loro sfruttamento a uso idropotabile.

A NE della dorsale sepolta Tortona-Montecastello, al di sotto dei sistemi deposizionali dei torrenti Grue, Curone e Staffora il complesso fluvio-lacustre ha caratteristiche confrontabili con quelle descritte per il bacino alessandrino. Diversa, per contro, la situazione a ovest del T. Scrivia (cfr. Sez. A-A' del Foglio di sottosuolo), ove il complesso fluvio-lacustre è caratterizzato dall'assenza di intervalli ghiaiosi significativi. La successione è qui costituita dall'alternanza di intervalli sabbiosi permeabili intercalati a intervalli siltoso-argillosi che agiscono da acquicludi, entrambi con potenza variabile da plurimetrica a pluridecametrica e talvolta con notevole estensione laterale. Anche in questo settore gli acquiferi confinati ospitati nella successione fluvio-lacustre risultano frequentemente in pressione (ENEL, 1984).

Il complesso fluvio-lacustre è per ampi tratti assente lungo la culminazione principale della dorsale sepolta di Tortona-Montecastello. Il suo spessore aumenta invece rapidamente allontanandosi dalla dorsale stessa, sia in direzione

Fig. 74 - Rete di monitoraggio piezometrico dell'acquifero superficiale di ARPA Piemonte. (a) Valori minimi e massimi storici degli intervalli di oscillazione annuale della soggiacenza in metri dal piano campagna. (b) Intervalli di oscillazione annuale della soggiacenza in metri dal piano campagna.

NE sia verso SO. Sulla base dell'interpretazione delle linee sismiche utilizzate per la realizzazione del modello 3D, il complesso fluvio-lacustre raggiunge nel Foglio spessori massimi pari a oltre 300 m.

Gli acquiferi profondi ospitati nell'*unità di Rivarone* non giungono quasi mai in affioramento, se non alla base della scarpata dell'altopiano di Valenza e per un breve tratto nell'alveo del T. Curone, a SO di Casalnoceto, ove è possibile peraltro osservare il loro passaggio in discordanza alle sottostanti *sabbie di Asti*.

La permeabilità del complesso fluvio-lacustre e lacustre calabriano è mediamente leggermente inferiore a quella del complesso alluvionale, con valori indicativamente compresi tra 10^{-4} e 10^{-6} m/s.

Del tutto simili al complesso fluvio-lacustre in termini idrostratigrafici, ma caratterizzati da una migliore classazione granulometrica e non infrequentemente da un elevato grado di cementazione, sono i sedimenti sabbioso-argillosi e ghiaiosi di parte della successione marina pliocenica e gelasiana cartografata nel Foglio come *sabbie di Asti*, e che costituiscono gli acquiferi in genere più profondi tra quelli usualmente sfruttati (cfr. Sez. D-D' del Foglio di sottosuolo).

Complesso marino pliocenico e pre-pliocenico

Questo complesso idrostratigrafico comprende la formazione delle *Argille Azzurre* e tutti i più antichi termini stratigrafici cretacico-miocenici. Esso è stato intercettato da un significativo numero di opere di captazione essenzialmente nel settore dell'alto strutturale di Tortona-Montecastello e nelle fasce di pianura situate in prossimità dei rilievi collinari.

La composizione è molto eterogenea, con sedimenti di natura da argillosa a marnosa (es. *Argille Azzurre*, *marne di Sant'Agata Fossili* e *Marne di Monte Piano*), e da arenacea a conglomeratica (es. *conglomerati di Cassano Spinola*, *Formazione di Ranzano*), frequentemente con elevato grado di cementazione della matrice. Sebbene nel suo insieme il complesso marino sia caratterizzato da valori di permeabilità da bassi a molto bassi, all'interno delle singole unità possono talvolta essere ospitati acquiferi di limitata volumetria ma le cui caratteristiche (assetto geometrico, strutturale e giaciturale e permeabilità) appaiono di non facile determinazione.

Le unità che compongono il complesso marino sono attraversate da innumerevoli sistemi di faglie e fratture in grado di ospitare circuiti idrogeologici di una certa rilevanza e complessità. Ciò è confermato dalla presenza di alcune sorgenti mineralizzate (a prevalente chimismo solfato-calcico) localizzate lungo la fascia di divagazione del F. Tanaro, e in particolare a Lobbi e a est di Grava (in quest'ultimo caso la presenza di una sorgente mineralizzata, attualmente

non più osservabile, era stata segnalata nelle ricognizioni topografiche risalenti al 1878 effettuate per la stesura della prima edizione della tavoletta IGM Sale 70-I-NO). Proprio lungo la fascia di divagazione del F. Tanaro, gli studi effettuati per la localizzazione di una centrale nucleare (ENEL, 1984) misero in evidenza la presenza di due estese anomalie geochimiche nelle acque campionate nell'acquifero superficiale, con picchi nei valori di conducibilità elettrica pari a oltre 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ localizzati in corrispondenza delle due sorgenti. È verosimile in questi casi ipotizzare una risalita di acque fortemente mineralizzate lungo alcune delle strutture cartografate nell'area di pianura, con un chimismo giustificato dalla presenza in profondità di intervalli evaporitici riferiti alla successione messiniana.

Anche nell'area collinare si segnala la presenza di alcuni pozzi, attualmente non utilizzati (a Spineto Scrivia e Montegioco), alimentati da acque fortemente mineralizzate e con chimismo solfato-calcico, così come il vulcanello di fango osservato a Costa Vescovato, anch'esso caratterizzato da acque sensibilmente mineralizzate. In questi casi la presenza di importanti zone di fratturazione che coinvolgono il substrato (Montegioco, Costa Vescovato) o la presenza di successioni contenenti intervalli o corpi evaporitici (Spineto Scrivia e Costa Vescovato) giustifica il particolare chimismo delle acque sotterranee.

Rapporti tra i complessi idrogeologici

Per ciò che concerne i rapporti che intercorrono tra i corpi idrici ospitati nel complesso fluviale superficiale e nel sottostante complesso fluvio-lacustre, è da sottolineare che, nonostante il diverso regime idrodinamico che li caratterizza (falde a pelo libero e falde in pressione), gli stessi risultano generalmente intercomunicanti, sia nelle aree di alimentazione sia nei settori distali della pianura alessandrina-tortonese, dando quindi luogo a un sistema acquifero multistrato. L'assenza di una netta compartimentazione degli acquiferi è giustificata i) dalla mancanza di un acquitardo siltoso-argilloso sufficientemente potente ed esteso in grado di rappresentare un'efficace barriera di permeabilità tra il complesso fluviale e quello fluvio-lacustre, ii) dalla presenza di discordanze che separano le varie unità stratigrafiche con valori di angolarità da bassi ($2-3^\circ$) a moderati ($5-10^\circ$) soprattutto in prossimità delle aree fortemente deformate e che consentono pertanto una connessione diretta tra i diversi acquiferi e iii) dalla presenza di dislocazioni che giustappongono lateralmente unità con distinti caratteri di permeabilità (cfr. sezioni del Foglio di sottosuolo). Ciò è dovuto al complesso assetto strutturale, e quindi stratigrafico, che caratterizza l'area del Foglio, situazione che rispecchia quanto già osservato da BRAGA & CERRO (1987) nell'adiacente pianura della Lomellina.

Il limite inferiore dell'acquifero ospitato nel complesso fluviale, e analogamente il limite inferiore degli acquiferi ospitati nel complesso fluvio-lacustre, sono netti unicamente laddove sono rappresentati dalle *Argille Azzurre* o dalle unità del substrato marino più antico (dorsale di Tortona-Montecastello, platea sepolta a est delle colline del Monferrato). Nelle aree depocentrali meridionale e settentrionale, ovvero allontanandosi dalla culminazione della dorsale sepolta e dalla platea, il limite inferiore del sistema multifalda è costituito dagli orizzonti siltoso-argillosi più potenti che caratterizzano la parte inferiore dell'*unità di Rivarone*.

XIV - EVENTI ALLUVIONALI

Nel Foglio Tortona si distinguono nettamente due ambiti idrografici: uno nel quadrante NO caratterizzato dalla confluenza Tanaro-Bormida, Orba e basso Tanaro e uno orientale definito dalle linee di drenaggio verso nord dei bacini appenninici, e in particolare i torrenti Scrivia, Grue e Curone. Il territorio è stato interessato nel passato da innumerevoli eventi alluvionali con effetti che hanno di volta in volta non solo determinato danni al tessuto urbano, ma talvolta hanno mutato l'assetto morfologico del territorio (cfr. Fig. 66). Nel seguito sono stati sinteticamente descritti i principali eventi alluvionali registrati negli ultimi 50 anni (ulteriori informazioni sono contenute nei dettagliati rapporti d'evento pubblicati da Regione Piemonte e ARPA Piemonte). Per quanto riguarda gli eventi alluvionali più antichi si rimanda alla letteratura e in particolare alle monografie tematiche di COPPO *et alii* (1997) e TROPEANO *et alii* (1999).

7 ottobre 1977 - Pianura alessandrina e F. Bormida; bacini dei torrenti Ossona e Scrivia.

Il comune più colpito fu Tortona, dove si registrarono quattro vittime per la piena del T. Ossona. La zona tra Alessandria e Spinetta Marengo venne inondata dal F. Bormida. A seguito dell'evento il T. Ossona fu deviato a sud di Tortona con la realizzazione di un canale scolmatore che da allora provvede a convogliarne le acque nel T. Scrivia senza più attraversare il centro della città.

23-25 settembre 1993 - Confluenza Tanaro-Bormida e basso Tanaro; bacini dei torrenti Curone, Staffora, Borbera e Scrivia.

Gli effetti della piena risultarono particolarmente gravosi lungo i torrenti Borbera e Scrivia. Il giorno 8 ottobre dello stesso anno, nella zona del tortonese si registrarono fenomeni temporaleschi intensi che provocarono ingenti danni. Nella Provincia di Alessandria si registrò una vittima.

2-6 novembre 1994 - Confluenza Tanaro-Bormida, Orba e basso Tanaro.

La piena verificatasi lungo il F. Tanaro costituisce il massimo evento storico osservato in questo bacino. La Provincia di Alessandria è stata particolarmente colpita nelle aree di fondovalle e nei punti di confluenza con 11 vittime e diffuse rotture arginali che causarono vastissimi allagamenti in ampie zone di pianura.

25-26 novembre 2002 - Bacini dei torrenti Scrivia, Borbera, Grue e Curone.

Si verificarono numerose frane e smottamenti nei bacini sopracitati, numerosi dissesti e il crollo del ponte lungo la SP140 sul T. Scrivia. Si verificarono inoltre allagamenti ed esondazioni lungo il reticolo idrografico secondario.

3-6 novembre 2011 - Confluenza Tanaro-Bormida, Orba e basso Tanaro; bacini dei torrenti Scrivia e Borbera.

Si verificarono allagamenti diffusi nell'Appennino Piemontese nonché numerose frane nel tortonese e nel novese.

9-13 ottobre 2014 e 9-17 novembre 2014 - Bacini dei torrenti Scrivia, Borbera, Grue e Curone.

L'evento del 9-10 ottobre è stato determinato da un imponente temporale autorigenerante con origini sul Golfo di Genova in prossimità dello spartiacque alessandrino, seguito il 13 ottobre da un sistema convettivo che colpì le zone interne dell'Appennino meridionale con precipitazioni cumulate fino a 400 mm nelle 12 ore nel tortonese e tempi di ritorno superiori a 100/200 anni, in particolare per il bacino del T. Grue. A novembre altre forti perturbazioni atlantiche interessarono nell'arco di 9 giorni il territorio con precipitazioni cumulate che localmente superarono i 1000 mm a fine evento. Tra gli effetti al suolo osservati in occasione dell'evento del 9-13 ottobre, si segnala la disastrosa esondazione del T. Grue: in sponda sinistra le acque allagarono l'ex area estrattiva di Casa Montemerlo, sormontarono il rilevato della SR10 e coinvolsero l'area artigianale di Villoria (periferia NE di Tortona); in sponda destra le acque interessarono invece la periferia sud e ovest di Viguzzolo coinvolgendo l'area artigianale.

21-26 novembre 2016 - Confluenza Tanaro-Bormida, Orba e basso Tanaro.

Effetti di notevole portata si verificarono soprattutto lungo l'asta del F. Tanaro.

Ad Alessandria vennero raggiunti e localmente superati i livelli idrometrici dell'evento del novembre 1994, fortunatamente senza causare danni rilevanti.

19-21 ottobre 2019 e 19-24 novembre 2019 - Bacini del F. Bormida e dei torrenti Orba, Scrivia, Borbera, Grue e Curone.

Una perturbazione atlantica causò precipitazioni eccezionali sia come valori cumulati sia per intensità oraria nelle stazioni dell'ovadese e del tortonese, con valori sino a 428 mm nelle 12 ore e intensità sino a 80 mm/h. Il passaggio dell'onda di piena e le precipitazioni provocarono danni diffusi anche sui versanti. A un mese dalla prima perturbazione, nuove piogge colpirono l'Appennino piemontese in novembre, coinvolgendo in particolare i bacini del F. Bormida, del T. Orba e in misura minore dei torrenti Scrivia e Curone, con esondazioni e frane anche di straordinaria estensione.

3-4 ottobre 2021 - Confluenza Tanaro-Bormida, Orba e basso Tanaro.

Precipitazioni eccezionali sullo spartiacque ligure che determinarono, nella zona di confluenza con il Tanaro, un colmo di piena di 9,41 m del F. Bormida, valore mai osservato in precedenza.

ABSTRACT

The Sheet 177 “Tortona” of the Geological Map of Italy at a scale of 1:50.000 was produced as part of the CARG Project (Law 160/2019) through an agreement between the Italian Institute for Environmental Protection and Research, the Piemonte Region and the National Research Council - Institute of Geosciences and Earth Resources (CNR-IGG). The geological map derives from the field survey of the 16 sections at a scale of 1:10.000 of the topographic map of the Piemonte Region. Geological surveys began in September 2021 and were completed in June 2024. From an administrative point of view, the area of the “Tortona” Sheet (584.7 km²) falls within the Piemonte Region (Province of Alessandria) for 519.6 km², while the remaining 65.1 km² extend into the Lombardia Region, specifically in the municipalities of Casei Gerola, Voghera and Rivanazzano Terme, all in the Province of Pavia.

The map includes, to the North-West, the eastern termination of the Monferrato hills (Pecetto di Valenza - Montecastello hills, dominated by the Bric Montalbano relief, 251 m a.s.l., located along the Tanaro-Po watershed) and, to the South-East, the north-eastern termination of the Northern Apennines (the Tortona hills). The remaining and larger part of the geological map falls within the plain areas belonging to the drainage basins of the Tanaro, Bormida, Scrivia, Grue, Curone and Staffora rivers. The “Tortona” Sheet extends altimetrically between 72 m a.s.l. at the riverbed of the Scrivia River north of Castelnuovo Scrivia and 517 m a.s.l. along the Scrivia-Grue watershed south-east of the village of Avolasca.

The geologic setting of the Tortona Sheet is defined through the division into four main tectono-stratigraphic units: i) the *External Ligurian Units* of the Cretaceous - Lower Eocene age, on which ii) the *Eocene p.p. - Lower Tortonian succession* and iii) the *Tortonian p.p. - Lower Pleistocene p.p. succession* rest unconformably, and, finally, iv) the *lower Pleistocene p.p. - Holocene succession* resting in turn unconformably on all the previous ones.

i) The *External Ligurian Units* consist of Lower Cretaceous - middle Eocene pelagic and turbiditic successions detached from their pre-Cretaceous substratum and are interpreted as originally deposited within the ocean-continent transition (OCT) existing between the Ligurian-Piedmont Ocean basin and the thinned continental margin of Adria. During the Late Cretaceous - Middle Eocene subduction and accretionary stages, these successions were deformed and incorporated into the Ligurian accretionary wedge, forming several thrust-bounded tectonic units. In the Tortona Sheet, they are represented only by two main tectonic units: the Cassio Tectonic Unit and the Bettola Tectonic Unit, both pertaining to the “continent-ward” Eastern *External Ligurian Units*. The Cassio Unit succession is well exposed to the southeast, in the central-northern part of the Tortona hills, whereas it only locally crops out to the northwest, in the Pecetto di Valenza - Montecastello hills (Monferrato domain). It is characterized by highly chaotic “Basal Complexes”, Barremian to early Campanian in age, followed by a stratigraphically coherent late Campanian to late Paleocene *flysch* succession. The Basal Complexes display a block-in-matrix fabric, deriving from the tectonic disruption of three lithostratigraphic units, mainly consisting of hemipelagic/pelagic and turbiditic sediments sourced from the Adria continental margin: the *argille a Palombini* (APA; Barremian - early Albian), the *arenarie di Scabiazza* (SCB; Cenomanian - Coniacian) and the *argille varicolori di Cassio* (AVV). The Basal Complexes are followed by the carbonate-rich hemipelagites and turbidites of the *flysch di Monte Cassio* (MCS; late Campanian - late Maastrichtian) through a mainly tectonically reworked stratigraphic contact. The *argille di Viano* (AVI; late Maastrichtian - late Paleocene), which mark an upward decrease in limestone beds abundance, close upward the Cassio Unit succession.

The Bettola Unit succession is rarely exposed in the northernmost part of the Tortona hills and is represented by the *membro di Genepreto* (VLU₃; Ypresian - early Lutetian) of the uppermost part of the *Formazione di Val Luretta*, representing a hemipelagic/pelagic deposition with local occurrence of sand-turbidites. It is noteworthy that along the northern slope of the Tortona hills, the Bettola Unit is overthrust by the Cassio Unit and both the units are unconformably sealed by the basal part of the *Eocene p.p. - Lower Tortonian succession* (see below), which constrains to the Late Cretaceous - early Eocene the deformation affecting the *External Ligurian Units*.

ii) The *Eocene p.p. - Lower Tortonian succession* has been differentiated into two main tectonic domains, with different tectonic and stratigraphic settings, separated by the E-W directed Villalvernia-Varzi Line Deformation Zone (and its inferred, W buried prolongation): the “*Units north of the Villalvernia-Varzi Fault Zone*” and the “*Units south of the Villalvernia-Varzi Fault Zone*”.

The “*Units north of the Villalvernia-Varzi Fault Zone*” are represented by the Middle Eocene - Upper Miocene deposits of the “*Epiligurian Units Auct.*” unconformably overlaying the *External Ligurian Units*. They are exposed in both the central-northern part of the Tortona hills and the Pecetto di Valenza - Montecastello hills (Monferrato domain).

In the Tortona hills the succession starts with the *brecce argillose di Baiso* (**BAI**; early Lutetian?) which consist of a lenticular and laterally discontinuous mass-transport chaotic deposit (olistostrome) mainly sourced from the downslope dismemberment of the “Basal Complex” of the Cassio Tectonic Unit. They pass upward (and locally laterally) to hemipelagic clays and marls of the *Marne di Monte Piano* (**MMP**; Lutetian - late Priabonian). The **MMP** are overlain through an erosive unconformity surface by turbidites of the *Formazione di Ranzano*. The latter, which is locally deposited directly above the External Ligurian Succession, is subdivided in three superimposed members (*membro del Pizzo d'Oca* – **RAN₁** – late Priabonian; *membro di Val Pessola* – **RAN₂** – late Priabonian – early Rupelian; *membro di Varano de' Melegari* – **RAN₃** – Rupelian *p.p.*), which differ for the stratigraphic position and petrographic composition of lithic fragments. The succession continues with the slope fine-grained hemipelagic deposits of the *Formazione di Antognola* (**ANT**; late Rupelian *p.p.* - Aquitanian?) which includes olistostromal lenticular bodies sourced from the Cassio Tectonic Unit, the *Formazione di Ranzano* and the *Marne di Monte Piano*. The *olistostroma di Monte Lisone* (**OMS**; Burdigalian?), which represents another chaotic mass-transport deposit, rests unconformably on the uppermost part of the Cassio Tectonic Unit, the *Ranzano* and *Antognola Formations*, sealing their mutual tectonic juxtaposition along the Villalvernia-Varzi Line. The blocks included within the **OMS** consist of disrupted bed fragments of Helminthoides Flysch and bed-packages of the *Ranzano Formation*. The succession continues with the unconformable deposition of shelf deposits of the *arenarie di Monte Vallassa* (**AVL**; Late Burdigalian - Langhian?), which close upward the “*Units north of the Villalvernia-Varzi Fault Zone*” in the Tortona hills.

In the Pecetto di Valenza - Montecastello hills, the “*Units north of the Villalvernia-Varzi Fault Zone*” are instead characterized by the lack of the *brecce argillose di Baiso* and the *Marne di Monte Piano* and start with the unconformable deposition of shallow water, subaqueous fan-delta/delta-slope sediments of the *formazione di Cardona* (**CAD**; early Rupelian) directly resting,

through an unexposed stratigraphic contact, on the *External Ligurian Unit*. The **CAD** is followed, through a significant, even if buried, unconformity by the outer shelf to slope sediments of the *marne di Mincengo* (**MIN**; Serravallian - early Tortonian). From a regional viewpoint, these latter may be considered as the uppermost part of the “*Pietra da Cantoni Auct.*” of the Monferrato domain.

The “*Units south of the Villalvernia-Varzi Fault Zone*” are only exposed in the southern part of the Tortona hills and correspond to the Oligocene - Upper Miocene succession of the “*Tertiary Piedmont Basin s.s. Auct.*” (Borbera-Grue zone) whose External Ligurian pre-Eocene substratum, corresponding to the Antola Tectonic Unit, is unexposed in the geological map. The “*Units south of the Villalvernia-Varzi Fault Zone*” include the *formazione di Monastero* (**MST**; Rupelian *p.p.*) representing a turbiditic deposition, and the *membro marnoso* (**RIO₃**; Rupelian *p.p.* - Aquitanian) of the uppermost part of the *marne di Rigoroso*, corresponding to a slope succession. The **RIO₃** is followed by the outer shelf deposits of the *siltiti di Gavi* (**SGV**; Langhian) and by the inner shelf deposits of the *formazione di Serravalle* (**SEV**; Serravallian - early Tortonian?).

iii) The *Tortonian p.p. - Lower Pleistocene p.p.* succession unconformably seals both the “*Units north of the Villalvernia-Varzi Fault Zone*” and “*Units south of the Villalvernia-Varzi Fault Zone*” of the *Eocene p.p. - Lower Tortonian succession* and, locally, also overlies the Cassio Tectonic Unit of *External Ligurian Units* (central part of Pecetto di Valenza - Montecastello hills and central-northern part of the Tortona hills). The succession starts with Tortonian - early Messinian outer shelf to slope marly sediments of the *marne di Sant’Agata Fossili* (**SAF**, **SAF₂**, **SAF₃**) characterized by the occurrence of resedimented arenites and conglomerates. The basal contact of this succession with the Cassio Tectonic Unit and the *arenarie di Monte Vallassa* corresponds to an angular unconformity, which passes laterally to a paraconformity where the *marne di Sant’Agata Fossili* overlie the *marne di Mincengo* and the *formazione di Serravalle*. The *marne di Sant’Agata Fossili* are followed by the Messinian *Gruppo della Gessoso-solfifera*, related to the so-called “*Messinian salinity crisis*”. This Group consists of three units: the first unit, pertaining to the *formazione della Vena del Gesso*, is represented by euxinic slope deposits of the *membro di Nizza Monferrato* (**VGS₃**), which are exposed only in the northwestern part of the map (Pecetto di Valenza - Montecastello hills); the second unit is represented by the *complesso caotico della Valle Versa* (**CTV**; late Messinian), a sub-regional to regional scale olistostrome mainly sourced from the downslope dismemberment of the Messinian succession, and exposed only to the south-eastern margin of the map (southern border of the Tortona hills); the third unit is represented by fan-deltas to estuarine deposits of the *conglomerati di Cassano Spinola* (**CCS**; late Messinian). The succession continues with the *Argille Azzurre* (**FAA**; Zanclean - Piacenzian *p.p.*),

representing a basin to shelf deposition with local occurrence (to the northwest) of subaqueous deltas. The *Argille Azzurre* pass upward and laterally to shelf and nearshore sediments of the *sabbie di Asti* (**AST**; Zanclean - Gelasian *p.p.*) marking the progressive and diachronous shallowing of the basin. The uppermost part of the *Tortonian p.p. - Lower Pleistocene p.p. succession* is characterized by the unconformable deposition of the fluvial sediments of the *unità di Volpeglino* (**VPG**; Gelasian?) at very local scale (northernmost part of the Tortona Hills) and then of the fluvial sediments of the wider *unità di Rivarone* (**RVR**; Calabrian *p.p.*). This latter, which locally crops out in the north-eastern fringe of Pecetto di Valenza - Montecastello hills and to the north of the Tortona hills (Curone Valley), is continuously developed in most of the subsurface, beneath the lower Pleistocene *p.p. - Holocene* alluvial plain cover (see subsurface map).

iv) The *lower Pleistocene p.p. - Holocene continental succession* consists of mainly coarse alluvial sediments. The base of the alluvial succession has been reconstructed and modeled in the subsurface map and is referred to as the “base of the Quaternary alluvial synthem gravels”. This succession refers to three different hydrographic systems, which include, respectively, 1) the Scrivia, Orba, Tanaro and Bormida rivers, 2) the Grue, Curone and Staffora rivers, and finally 3) the paleobasin of the Grana and Rotaldo rivers.

The succession referring to the Scrivia, Orba, Tanaro and Bormida rivers is the most extensive in the “Tortona” Sheet, and it is represented by three synthems (Piandendice, Merana and Cairo Montenotte) in a reciprocal terraced relationship.

The *Piandendice synthem* (**PND**) consists of a composite system of terraced surfaces located east of the Scrivia River, between Villalvernia, Carezzano and Tortona. Its upper surface has been significantly reworked and the sediments, mainly gravelly-sandy, are strongly weathered. Although no dating elements are available, the *Piandendice synthem* has been attributed to the Lower Pleistocene (Calabrian *p.p.*) and to part of the Middle Pleistocene.

The *Merana synthem* (**MEA**; Upper Pleistocene *p.p.*) is represented by an alluvial fans succession made up of the Acqui (**MEA₁**), Madonna della Neve (**MEA₂**), Pian del Gatto (**MEA₃**) and Badia Vecchia (**MEA₄**) subsynthems, in a reciprocal terraced relationship towards the apical sector of the Scrivia alluvial fan and partly in an overlapping relationship in the distal sectors. The basal surface appears diachronous and largely carved in the *Rivarone unit* and only in limited areas in the Miocene-Pliocene sediments and in the Ligurian Units, such as east of the Scrivia River between Tortona and Villalvernia.

The *Cairo Montenotte synthem* (**CMT**; Upper Pleistocene *p.p. - Upper Holocene*) is represented by an alluvial fans succession made up of the Saliceto (**CMT₁**), Dego (**CMT₂**) and Rocchetta Cairo (**CMT₃**) subsynthem, partly

in a reciprocal terraced relationship and partly overlapping each other. The basal surface appears diachronous and carved partly in the Miocene-Pliocene sediments (along the Tanaro River between Pietra Marazzi and Rivarone, along the Scrivia River between Tortona and Villalvernia, and in the hilly areas) and partly in the *Rivarone unit* (in the remaining alluvial plain sectors).

The succession referring to the Grue, Curone and Staffora rivers is in the north-eastern quadrant of the Sheet and is represented by the Volpedo and Pontecurone synthems.

The *Volpedo synthem* (**VPZ**; Middle Pleistocene *p.p.* - Upper Pleistocene *p.p.*) is made up by a succession of terraced alluvial deposits comprising the Madonna di Caravaggio (**VPZ₁**) and Casalvecchio (**VPZ₂**) subsynthems, characterized by reciprocal terraced relationships. The basal surface is diachronous and carved mainly in the Miocene-Pliocene sediments and partially in the Volpegliano and Rivarone units.

The *Pontecurone synthem* (**VPD**; Upper Pleistocene *p.p.* - Holocene) consists of an alluvial fan succession comprising the Casalnoceto (**VPD₁**), La Cascinetta (**VPD₂**) and Casa Montemerlo (**VPD₃**) subsynthems, in a reciprocal terraced relationship and partly of geometric superposition in the distal sectors. The basal surface is diachronous and carved mainly in the Miocene-Pliocene sediments (in the hilly sector) and in *Rivarone units* in the alluvial plain.

Regarding the units of the Grue, Curone and Staffora river basins, it was not possible to establish a direct correlation with the units of the Scrivia River, and more generally with the units located in the Alessandria basin, due to the absence of numerical dating of the sediments and their geographical position. In fact, they are located northeast of the buried Tortona-Montecastello structural ridge (expression of the thrust system that constitutes the eastern termination of the “Monferrato arc” and whose geometry has been reconstructed in detail in the 3D model created for the “Tortona” geological and subsurface maps) which acted as a tectonic boundary between the Alessandria and Po basins, a boundary that was active until well into the Middle Pleistocene.

The paleobasin of the Grana and Rotaldo rivers is represented by the *Valenza synthem* (**VZL**; Middle-Upper Pleistocene in age), located on the north-western corner of the “Tortona” Sheet. This unit was deposited by an intra-hill watercourse that originally drained the Grana and Rotaldo rivers and whose confluence with the Po River was presumably located in the Alluvioni Cambiò area, before the respective basins were captured by the southward migration of the Po River in the area west of the isolated Pomaro relief (in the “Casale Monferrato” Sheet).

Finally, deposits generated by gravitational processes affecting the slopes of the hilly reliefs were grouped together in the “ubiquitous” units. The accumulations originate from the mobilisation of the colluvial cover and the

more superficial and weathered portions of the bedrock (landslide generated mainly by flow or creep mechanisms at the expense of predominantly clayey and marly successions). Sometimes, variously loosened portions of the substrate, even of considerable volume, are observed (landslide accumulations generated by prevalent roto-translational mechanisms). Overall, the gravitational deposits have been attributed to an age between the terminal part of the Late Pleistocene and the Late Holocene.

LEGEND**SURFICIAL GEOLOGICAL MAP***LOWER PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE SUCCESSION***UBIQUITOUS UNITS****Landfills**

Deposits due to the accumulation and storage of man-made materials of various nature (h_1).

UPPER HOLOCENE

Landslide deposits

Heterogeneous deposits generated by gravitational processes, consisting of predominantly diamicton with clayey-silty to silty-sandy matrix (depending on the lithological composition of the units involved), with heterogeneous and heterometric clasts and blocks originating from the mobilization of the colluvial cover and of the most surficial and weathered portions of the bedrock. Sometimes they consist of variously loosened and disjointed portions of bedrock, even of remarkable extension (a_1).

UPPER PLEISTOCENE p.p. - UPPER HOLOCENE

*Scrivia, Orba, Bormida and Tanaro basins***CAIRO MONTENOTTE SYNTHEM (CMT)****Rocchetta Cairo subsynthem (CMT₃)**

Clast-supported gravelly and gravelly-sandy deposits, frequently openwork to partially openwork in texture. Plane-parallel or crossed stratification, generally well expressed. Clasts are subrounded to well rounded, with commonly flattened morphology. Decimetric-thick sandy and sandy-silty intercalations with plane-parallel lamination are present. The gravels are covered by overbank deposits with a thickness ranging from several decimetres to several meters (up to 6-8 m), consisting of medium-fine sands and subordinately of sandy silts with planar-parallel or wavy stratification, sometimes crossed, locally involved by soft sediment deformations. In the hilly areas the deposits are made up of sandy gravels or silty-clayey sands with a subordinate gravelly fraction, generally with poorly expressed stratification (alluvial deposits, b). Soil absent or poorly developed (2.5-5Y), with colors from gray to olive-brown. Maximum thickness of the unit 15-20 m.

UPPER HOLOCENE p.p.

Dego subsynthem (CMT₂)

Gravelly-sandy and sandy-gravelly clast supported deposits with plane-parallel stratification, sometimes with openwork to partially openwork texture. Clasts frequently with flattened morphology. Decimetric-thick sandy and sandy-silt intercalations are present. The gravels are locally blanketed by overbank deposits of variable thickness (up to 4-6 m) consisting of silty sands and subordinately of silt, sometimes with plane-parallel and wavy lamination (alluvial deposits, b). Poorly developed soil (10YR-2.5Y), with colors from olive-brown to yellowish brown. Maximum thickness of the unit 20-25 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p. - *HOLOCENE* p.p.

Saliceto subsynthem (CMT₁)

Gravelly-sandy and sandy-gravelly clast-supported deposits with subordinate silty matrix and poorly expressed plane-parallel stratification. Clasts subrounded to well rounded, frequently with flattened morphology. The gravels are discontinuously blanketed by sandy silt and subordinately by clayey silt with up to 6-8 m thick (alluvial deposits, b). Poorly developed soil (10YR-2.5Y), with colors from brown to yellowish brown. Maximum thickness of the unit 20-25 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

MERANA SYNTHEM (MEA)

Badia Vecchia subsynthem (MEA₄)

Clast-supported gravelly deposits with sandy and subordinately silty matrix, with poorly expressed plane-parallel stratification. Clasts subrounded to well rounded, frequently with flattened morphology. The gravels are locally blanketed by generally thin (< 2 m), sometimes up to 6-8 m thick, sandy silt cover (alluvial deposits, b). Poorly developed soil (10YR-2.5Y), with colors from brown to olive. Maximum thickness of the unit 10-15 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

Pian del Gatto subsynthem (MEA₃)

Clast-supported gravelly deposits with a sandy and subordinately silty-sandy matrix, sometimes with an openwork to partially openwork texture. Poorly expressed plane-parallel stratification. Centimeter-decimeter clasts, sub-rounded to well-rounded, commonly with flattened morphology. Laminated sandy lenses and levels of several decimetres thickness and metric extension are present. The gravels are locally masked by silt and subordinately by clayey silts less than 3-4 m thick (alluvial deposits, b). Moderately evolved soil (10YR), brown to yellowish-brown. Maximum thickness of the unit 20-25 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

Madonna della Neve subsynthem (MEA₂)

Clast-supported gravelly deposits with abundant sandy and sandy-silty fraction. Sub-rounded to well-rounded clasts. The gravels are locally covered by sandy silt of moderate thickness (< 2 m) (alluvial deposits, b). Moderately evolved soil (10YR), with colors from brown to yellowish-brown. Maximum thickness of the unit 10 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

Acqui subsynthem (MEA₁)

Clast-supported gravelly and gravelly-pebbly deposits with sandy to sandy-silty matrix. Clasts subrounded to well rounded, frequently with flattened morphology. The gravels are generally poorly cemented. Decimetre to metre-thick intercalations of fine gravels with a silty-sandy matrix, or massive to laminated sandy-silt intercalations of similar thickness are present. Poorly expressed subhorizontal stratification. Oblique and cross-stratified gravelly-sandy bodies are occasionally observed. The gravels are extensively covered by silt and subordinately by sandy silt and clayey silt up to 8-10 m (alluvial deposits, b).

Moderately evolved soil (10YR), with colors from brown to yellowish-brown. Maximum thickness of the unit 40-45 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

PIANDENDICE SYNTHEM (PND)

Gravelly and gravelly-clayey clast-supported deposits with a silty-sandy and silty-clayey matrix, massive to stratified. Clasts subangular to well rounded. The gravels are generally poorly cemented. Intercalations of sands, silty sands and silt, massive to laminated and decimetric to metric thick, are locally present. The gravels are covered by sandy silts and clayey silts less than a few metres thick (alluvial deposits, b). Well-evolved soil (7.5-10YR), with colors from brown to yellowish-brown. Mottling and patinas of Fe-Mn oxides, as well as millimetric to centimetric pisolites of similar composition, are present in the fine cover. Maximum thickness of the unit 35-40 m.

LOWER PLEISTOCENE p.p. - *MIDDLE PLEISTOCENE* p.p.

Grue, Curone and Staffora basins

PONTECURONE SYNTHEM (VPD)

Casa Montemerlo subsystem (VPD₃)

In the hilly area, the unit is represented by clast-supported sandy-silty gravels, with poorly expressed plane-parallel stratification and with sporadic sandy intercalations. In the lowland area, deposits consist mainly of sandy silt, subordinately of clayey silt (overbank deposits), generally with a massive structure. Locally, decimetre-thick sandy intercalations with plane-parallel or crossed lamination are present, as well as gravelly-sandy intercalations with lenticular shape, metric thickness and plane-parallel stratification, linked to the presence of ancient river channels (alluvial deposits, b). Soil absent or poorly developed (2.5-5Y), with colors from gray to olive-brown. Maximum thickness of the unit 10-15 m.

UPPER HOLOCENE p.p.

La Cascinetta subsystem (VPD₂)

Clast-supported sandy gravels with subordinate silty-clayey fraction and plane-parallel stratification, locally alternating with sandy-silty levels of decimetre thickness. Subangular to well-rounded clasts. In the lowland area, the unit consists of silt with a subordinate sandy-clayey fraction and sparse gravelly fraction, generally massive, locally laminated (alluvial deposits, b). Poorly

developed soil (2.5Y), olive brown in colour. Maximum thickness of the unit 10-15 m.

UPPER HOLOCENE p.p.

Casalnoceto subsystem (VPD₁)

Clast-supported sandy gravels with abundant silty-clayey fraction and poorly expressed plane-parallel stratification, and clayey silts with subordinate sand and poor gravelly fraction, generally massive. Subangular to well-rounded clasts. The unit is irregularly covered by sandy silt with thicknesses varying from a few metres up to 6-8 m (alluvial deposits, b). Moderately evolved soil (10YR-2.5Y), brown to olive-brown. Maximum thickness of the unit 25-30 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

VOLPEDO SYNTHEM (VPZ)

Casalvecchio subsystem (VPZ₂)

Clast-supported gravelly deposits with sandy matrix and locally with significant silty-clayey fraction. Poorly expressed plane-parallel stratification. Subangular to well-rounded clasts. The gravels are irregularly covered by sandy silts and clayey silts less than 1-2 m thick (alluvial deposits, b). Moderately evolved soil (10YR), yellowish brown. Maximum thickness of the unit 15 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

Madonna di Caravaggio subsystem (VPZ₁)

Clast supported gravelly deposits with sandy matrix sometimes with significant silty-clayey fraction. Poorly expressed plane-parallel stratification. Subangular to well-rounded clasts. Sandy-clayey silt intercalations of several decimetres thickness and modest lateral extension are present. The gravels are irregularly covered by sandy silts and clayey silts less than 1-2 m thick (alluvial deposits, b). Moderately evolved soil (10YR), brown to yellowish brown. Maximum thickness of the unit 30 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

Grana and Rotaldo paleo-basins

VALENZA SYNTHEM (VZL)

Alternating layers of silt, sandy-clayey silt and subordinately of fine sands, decimetric to metric thick, with massive to prismatic structure, sometimes with discrete primary porosity. Colour olive brown to yellowish brown (7.5-10YR). The

base of the succession is marked by gravelly-sandy levels of decimetric thickness (alluvial deposits, b). Widespread presence of black-bluish Fe-Mn oxide patinas and plurimillimetric sized pisolites of similar composition. Frequent concretions and nodules of carbonate composition millimetric to decimetric in size. Local occurrence of calcrete with irregular geometry, several decimetres thick and of considerable areal extension. Maximum thickness of the unit 15-20 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p. - *UPPER PLEISTOCENE* p.p.

TORTONIAN p.p. - *LOWER PLEISTOCENE* p.p. *SUCCESSION*

Rivarone unit (RVR)

Complex and heterogeneous sedimentary succession consisting of the alternation of:

- sandy to silty-clayey intervals, massive to laminated, varying in colour from brown to yellowish brown and from olive to grey-blue, locally black. Subordinate decimetric-metric thick intercalations of sandy gravels are present. Widespread presence of millimetric to centimetric carbonate concretions and venules. In the most oxidized intervals mottling and millimetric nodules of Fe-Mn oxides are present. The less oxidised intervals host concentrations of continental gastropods and levels rich in organic matter and woody remains. Depositional environment from fluvial to lacustrine and marshy. Thickness of intervals from metric to pluri-decametric;

- sandy-gravel intervals with subordinate silty-clay fraction, clast-supported and subordinate matrix-supported, sporadically with varying degrees of cementation. Thin sandy-silt-clay intercalations of centimetric to decimetre thickness are locally present. Subrounded to well-rounded clasts. Fluvial type depositional environment. Metric to pluri-decametric interval thickness.

Maximum thickness of the unit 250-300 m.

CALABRIAN p.p.

Unconformity (D9 - "calabrian")

Volpeglino unit (VPG)

Clast-supported deposits consisting of a predominantly fine gravelly fraction and a subordinate sandy matrix, without cementation. Subrounded to rounded clasts, with predominant clasts of carbonate composition, subordinately ophiolitic and finally (15-20%) quartzitic. Stratification is locally barely perceptible. Alluvial deposits. Maximum thickness of the unit 15-20 m.

GELASIAN?

Unconformity (D8)

SABBIE DI ASTI (AST)

Quartz-rich fine- to coarse-grained and greyish to yellowish sands in medium- to thick-beds alternated with thin beds of greyish-brownish siltstones. The siltstones are bioturbated and weakly laminated. The fossil content include brachiopods, bivalves, gasteropods, serpulids, benthic and planktonic foraminifera and ostracods. Locally (Curone River), the formation consists of medium to thick and amalgamated beds of conglomerates with frequent fragments of bivalves passing upward to siltstones, sands, and sandy marls rich of fragments of shells and plants. Shelf sediments. Thickness 30-100 m.

ZANCLEAN p.p. - GELASIAN p.p.

Unconformity (D7b - "intra-pliocenic")

ARGILLE AZZURRE (FAA)

Clayey marls and marly clays, blue-gray to tobacco-colored, generally finely bioturbated (Chondrites) and poorly stratified (**FAA**). Abundant foraminifera, bivalve shell fragments, and plant remains are present. They grade upwards into sandy clays and siltstones with subordinate, intensely bioturbated sandy layers. In the lower part, a *conglomerate-sandstone lithofacies* (**FAA_a**; see **FAA_a** p.p. of Sheet 178 Voghera) is intercalated, followed by a *marl-sandstone lithofacies* (**FAA_b**; see **FAA_a** p.p. of Sheet 178 Voghera). The **FAA_a** lithofacies is made up of conglomerates organised in medium-thick bodies with a lenticular geometry with local concentrations of marine molluscs passing upwards to trough cross-bedded sands and sandstones in medium and thick amalgamated layers. Conglomerate clasts consist of sedimentary rocks, ophiolites, and quartzites. Sandstone and pelite lenses, containing reworked terrestrial mollusc shells, are also intercalated in the conglomerates. The **FAA_b** lithofacies consists of alternating medium-grained yellow sandstones in graded layers ranging from decimetric to metric in thickness and groups of decimetric layers of marl, tobacco-coloured calcareous siltstones and fine sandstones. Presence of ripples, convolute laminations and fine bioturbations; abundant thin-shelled molluscs, including pteropods and benthic and planktonic foraminifera. Basin, slope to outer-shelf deposits characterized by the development of subaqueous fan-deltas passing upwards to inner shelf deposits. Thickness 200-300 m.

ZANCLEAN - PIACENZIAN p.p.

Unconformity (D7 - Miocene/Pliocene boundary)**GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA (VGS, CTV, CCS)****CONGLOMERATI DI CASSANO SPINOLA (CCS)**

Thin to medium beds of greyish-greenish shaly marls and laminated pelites alternated with cm to m thick beds of greyish to yellowish arenites. The arenite beds are tabular to lenticular and are massive, with cross-lamination or with convolute lamination. The formation is characterized by plants fragments as well as shell fragments of molluscs and ostracods typical of lagoonal-lacustrine brackish water. Decametre thick horizons of thick to very thick clast- to matrix-supported conglomerates and arenites (**CCS_a**) are intercalated within the succession. Conglomerate clasts include sedimentary rocks, serpentinites, quartzites, and ophiolites. Fan delta deposits (**CCS_a**) associated with transitional lagoonal to estuarine deposits (**CCS**). Thickness from few meters to 450 m.

LATE MESSINIAN

Unconformity (D6 “late messinian”)**COMPLESSO CAOTICO DELLA VALLE VERSA (CTV)**

Sedimentary *mélange* with block-in-matrix fabric consisting of dm to pluri-m blocks randomly distributed within a sedimentary matrix composed of brecciated shales and locally gypsum-rudites and whitish siltstones. Submarine debris flows deposits. Thickness < 100 m.

LATE MESSINIAN

The mappable olistoliths include:

selenitic gypsum (**gs**), Lucina-bearing limestones and carbonate breccia (**lu**), micritic limestones (**mf**), evaporitic carbonates (**ce**)

Unconformity (D5 “intra-messinian”)**FORMAZIONE DELLA VENA DEL GESSO (VGS)****membro di Nizza Monferrato (VGS₃)**

Thinly bedded and finely laminated tobacco- coloured, clays, siltstones and subordinate sandstones, in which very thin beds or lamina set of laminated, microcrystalline primary gypsum are locally (Montecastello) present. Slumped intervals, carbonate diagenetic masses, as well as diatomaceous laminae and

lamina sets also occur. Intrabasinal high and/or slope euxinic and evaporite deposits. Thickness 0-30 m.

MESSINIAN p.p.

MARNE DI SANT'AGATA FOSSILI (SAF)

Fining-upward neritic-pelagic succession. In the northwestern border of the map (Pecetto di Valenza - Montecastello), it consists of homogeneous poorly bedded and bioturbated grey marls and calcareous marls; massive, grey-yellowish fine sands occur at the base of the succession. The succession upward grades to a rhythmical alternation of massive grey-blue clayey marls and laminated dark-grey clays, rich in organic matter, more frequent towards the top of the unit. The fossil content consists of abundant foraminifera, bivalves (including pteropods), thin-shelled gastropods, often pink-coloured, and otoliths. Several thinly bedded and finely laminated centimetre- to decimetre-thick diatomaceous intervals, containing abundant fish and plant remains are also present, at different stratigraphic levels. Slope emipelagic deposits. Thickness ranging from a few tens of metres to 400 m. *TORTONIAN* p.p. - *EARLY MESSINIAN*

In the south-eastern border of the Sheet (area between Ripa dello Zolfo and Avolasca), the succession is divided into two superimposed members.

membro marnoso-pelitico (SAF₃)

Massive dark greyish to bluish shaly marls and marls with abundant foraminifera and bivalves and gastropods shell fragments with subordinate thin beds of arenites and siltstones. The upper part of the succession (Ripa dello Zolfo) is characterized by peculiar cylindrical and stratiform concretions. A lenticular body (*arenitic lithofacies*, **SAF_{3a}**) of grey and brown siltstones, pelites and arenites is intercalated in the upper part of the member. Lens-shaped bodies of matrix and clast-supported conglomerates (conglomeratic lithofacies, **SAF_{3b}**) are interlayered in the **SAF_{3a}**. Thickness 100-150 m.

TORTONIAN p.p. - *EARLY MESSINIAN*

Unconformity (D4 "tortonian")

membro siltoso-arenitico (SAF₂)

Grey and bioturbated medium to thin beds of siltstones alternated with fine- to medium-grained arenites and silty to shaly marls. The arenites generally show a bioturbated base passing upward to laminated intervals. Abundant foraminifera and shells fragments. Slump scars outlined by intraformational unconformities occur in the upper part of the successions (East of M. Grande). External platform deposits. Thickness 200-250 m.

TORTONIAN p.p.

EOCENE p.p. - LOWER TORTONIAN SUCCESSION

UNITS TO THE SOUTH OF THE VILLALVERNIA-VARZI FAULT ZONE

SERRAVALLE FORMATION (SEV)

Alternation of thick to medium beds of coarse- to medium-grained yellowish arenites and strongly cemented graded and laminated arenites. The arenites are rich of bioclasts and shell fragments. Locally, horizons with fossils-rich conglomerates alternated with bioturbated arenites and siltstones, particularly rich of shell fragments, plants fragments and glauconite grains. Thickness 30-150 m.

SERRAVALLIAN - EARLY TORTONIAN?

SILTITI DI GAVI (SGV)

Siltstones alternated with grey-white marls with rare arenites intercalations. Platform deposits. Thickness 0-30 m.

LANGHIAN

Unconformity (D3b “langhian”)**MARNE DI RIGOROSO (RIO)**

This formation consists of three members. In the Tortona Sheet, only the uppermost member (marly member) is exposed.

membro marnoso (RIO₃)

Badly stratified grey-green silty marls and marls with intercalations of cm-dm thick beds of greyish-yellowish arenites. The lower part of the member is characterized by bioturbated silty marls and siltstones rich of foraminifera and shells fragments alternated with yellowish laminated fossiliferous arenites. Slope deposits. Thickness 150-200 m.

RUPELIAN p.p. - AQUITANIAN

FORMAZIONE DI MONASTERO (MST)

Grey marly and silty pelites alternated with thin-medium beds of greyish-yellowish arenites and siltstones. Arenites are rich of lithic fragments of sedimentary rocks and ophiolites as well as quartz grains. Horizons of matrix-supported conglomerates and coarse-grained arenites (*conglomeratic lithofacies*, **MST_a**) are interlayered in the succession. The pebbles include calcarenites (Helminthoides flysch unit) and ophiolites. The *arenitic lithofacies* **MST_b** consists of medium to very thick beds of normal graded and laminated medium-

to coarse-grained arenites alternated with marly siltstones and arenites ($a/p \gg 1$). Turbiditic deposits. Thickness not determinable for the lack of stratigraphic base, at least 150-200 m.

RUPELIAN p.p.

Villalvernia-Varzi Line tectonic contact

UNITS TO THE NORTH OF THE VILLALVERNIA-VARZI FAULT ZONE

MARNE DI MINCENGO (MIN)

Moderately bioturbated and poorly bedded grey-whitish marl and calcareous siltstone, with abundant bivalves, foraminifera and sponge spicules (**MIN**). Decimetre-thick beds of hybrid arenites and microconglomerates with a serpentinite-quartz composition locally mark the base of the formation. The middle-upper part of the unit is characterized by decimetre- to metre- thick bed sets consisting of thinly bedded and finely laminated diatomites and siliceous arenites (i.e. spongolites; Pecetto di Valenza). Outer shelf to slope deposits.

EARLY SERRAVALLIAN - EARLY TORTONIAN

Unconformity (D3b “langhian”)

ARENARIE DI MONTE VALLASSA (AVL)

This formation consists of two superimposed lithofacies. The *calcarenitic lithofacies* (**AVL_a**) represents a lenticular body at the base of the formation. It consists of medium to thick beds of fossiliferous yellow calcarenites. Fossils contents include bivalves fragments and foraminifera. The calcarenitic lithofacies locally shows lenticular beds of conglomerates and rudites with clast sourced from the Helminthoides flysch. Thickness of **AVL_a** 0-20 m. This lithofacies gradually pass upward to a *calcarenitic-marly lithofacies* (**AVL_b**), which consists of thick to medium beds of calcarenites and arenites rich of quartz and lithic fragments of ophiolites alternated with dm to m thick horizons of sandy marls with abundant foraminifera, shell fragments, and subordinated glauconite grains. Platform deposits. Thickness 30-100 m.

LATE BURDIGALIAN - LANGHIAN?

Unconformity (D3a “late burdigalian”)

OLISTOSTROMA DI MONTE LISONE (OMS)

Sedimentary mélange with block-in-matrix texture consisting of brecciated shales enclosing dm to m in size blocks sourced from the *flysch di Monte Cassio*

and rarely from the *Formazione di Ranzano*. The blocks are randomly distributed within the matrix. Submarine debris flows deposits. Thickness 10-40 m.

BURDIGALIAN?

Unconformity (D2 “burdigalian”)

FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT)

Greyish to greenish marly pelites and marls with foraminifera and shells fragments and intercalations of thin- to medium-thick laminated beds of siltstones and arenites with shell fragments. Volcanoclastic arenites are locally interbedded in the succession. Two lithofacies have been distinguished. The *arenitic lithofacies* (**ANT_a**) consists of 10-30 m thick lenticular horizons composed of dm beds of laminated arenites with abundant mica fragments alternated with siltstones and subordinated silty marls. The *chaotic lithofacies* (**ANT_b**) consists of a block-in-matrix unit representing a sedimentary mélange composed of brecciated shales enclosing dm to m in size blocks sourced from the Cassio Tectonic Unit and the *Formazione di Ranzano*. Thickness 10-40 m. The basal contact with the *Formazione di Ranzano* is sharp and marked by the disappearance of the turbiditic beds. Slope hemipelagic deposits with intercalations of turbidites and submarine debris flows. Thickness > 300 m.

LATE RUPELIAN p.p. - *AQUITANIAN?*

FORMAZIONE DI CARDONA (CAD)

Fining-upward unit with a *conglomeratic-arenitic lithofacies* (**CAD_a**) at the base (Pavone di Alessandria), consisting of thick to very thick, tabular to lenticular and sharp-based layers, of clast- to matrix-supported conglomerates, associated with and/or laterally passing to medium-thin bedded arenitic-marly alternations. The conglomerate clasts mainly consist of micrites, calcareous siltstones and dark calcarenites (*Helmintoides* flysch *Auct.*), gabbros, cherts, serpentinites, subordinate quartzites and rare shell fragments. Medium-coarse sandstones are characterised by poorly rounded to angular grains of quartz, greenstones and white mica. The marly intercalations are mostly barren and locally contain benthic foraminifera and ostracods. The *conglomeratic-arenitic lithofacies* upward passes to grey-beige and locally greenish, finely bioturbated clayey marls alternating with thin-medium bedded, both tabular and lenticular pelitic-arenites (**CAD**), with common occurrence of quartz, green stones and white mica, locally showing a reddish colour; the fossil content mostly consists of reworked benthic and planktonic foraminifera. Subaqueous fan-delta deposits evolving upward to prodelta/delta-slope sediments. Thickness 0-150 m.

EARLY RUPELIAN

FORMAZIONE DI RANZANO (RAN)

The formation consists of alternating arenites and pelites with intercalations of lens-shaped bodies of conglomerates and arenites with subordinated pelites. The formation is subdivided into three members that, where possible, have been further subdivided into different lithofacies. Turbiditic deposits. Thickness > 400 m.

LATE PRIABONIAN - RUPELIAN p.p.

membro di Varano de' Melegari (RAN₃)

Alternating thin to medium tabular beds of light grey arenites and pelites ($a/p \leq 1$). The arenites are rich of lithic fragments of sedimentary rocks. The base of the member generally shows 10 to 80 m thick lens-shaped bodies of thick to very thick beds of clast- to matrix-supported conglomerates alternated with coarse-grained arenites (*arenitic-conglomeratic lithofacies*, **RAN_{3a}**). The conglomerates' pebbles mainly include calcarenites and limestones from the Helminthoides flysch and less abundant rock from ophiolites sequences and their pelagic sedimentary cover. At different stratigraphic levels, this member shows 10 to 30 m thick lenticular bodies composed of medium to thick beds of arenites alternated with pelites ($a/p \gg 1$, *arenitic-pelitic lithofacies*, **RAN_{3b}**). Intraformational and not-mappable slumps locally occur (Valle Sant'Innocenzo and San Ruffino). Thickness 100-400 m.

RUPELIAN p.p.

Unconformity ("D1.1")

membro di Val Pessola (RAN₂)

Alternating dark greyish-greenish pelites/shaly marls and fine- to medium grained green-brown arenites with tabular thin to medium beds ($a/p < 1$ or $a/p \ll 1$). Arenites are rich of lithic fragments of ophiolites. Lenticular bodies of the *arenitic-conglomeratic lithofacies* (**RAN_{2a}**) are interlayered at different stratigraphic levels. These bodies consist of alternating medium to thick beds of coarse- to medium-grained arenites and conglomerates and subordinated pelites ($a/p > 1$ or $a/p \gg 1$). Thickness of **RAN_{2a}** 20-30 m. The transition between the *membro di Val Pessola* and the overlying *membro di Varano de' Melegari* is sharp and correspond to a significant change in the composition of the arenite's framework. Thickness 0-500 m.

LATE PRIABONIAN - EARLY RUPELIAN

membro di Pizzo d'Oca (RAN₁)

Alternating of greyish-whitish arenites, siltstones and marls with thin to medium tabular beds. Sharp and unconformable contact with the *Marne di*

Monte Piano in the M. Grande sector. The uppermost stratigraphic contact with the *membro di Val Pessola* is not exposed. Thickness 0-30 m.

LATE PRIABONIAN

Unconformity (“D1”)

MARNE DI MONTE PIANO (MMP)

Marls, shaly marls and shales with subordinated intercalations of thin beds of arenites. The stratigraphic contact with the *Formazione di Ranzano* is sharp and marked by the appearance of turbiditic beds. The formation has been divided in two superimposed lithofacies. The *shaly-marly lithofacies* (**MMP_a**) consists of massive pinkish shales and pink-to white shaly marls with planktonic foraminifera. Thickness of **MMP_a** 0-30 m. The uppermost *marly lithofacies* (**MMP_b**) includes greyish to greenish-greyish marls and silty marls with abundant planktonic foraminifera. The transition between **MMP_a** and **MMP_b** is transitional and marked by the significant increase of the carbonate contents upward. Thickness of **MMP_b** 0-50 m. Pelagic and hemipelagic deposits in slope setting. Formation thickness 0-80 m.

LUTETIAN - LATE PRIABONIAN

BRECCE ARGILLOSE DI BAISO (BAI)

Lenticular sedimentary mélanges with block-in-matrix texture consisting of dm to m in size blocks sourced from the Cassio Tectonic Unit randomly enclosed within a brecciated blackish- to reddish-purplish shaly matrix. Blocks of pinkish-whitish shales from the *shaly-marly lithofacies* of the *Marne di Monte Piano* (**MMP_a**) are enclosed within the matrix, indicating lateral stratigraphic relationships with this formation. Submarine debris flows deposits. Thickness 0-40 m.

EARLY LUTETIAN?

Unconformity (“D0”)

EXTERNAL LIGURIAN UNITS

CASSIO TECTONIC UNIT

ARGILLE DI VIANO (AVI)

Grey marls and silty-shaly marls, blackish shaly marls, yellowish marls and subordinate pinkish marls alternated with cm- to dm-thick tabular beds of whitish, yellowish and pinkish limestones and calcarenites, and grey fine-grained arenites. Transitional stratigraphic contacts with the *flysch di Monte*

Cassio marked from the increase of shaly marls and the intercalations of pinkish calcarenites. In the upper part of the formation, the *calcarenitic-marly lithofacies* (**AVI_a**) has been distinguished and consists of pluri-dm to m thick beds of marls and calcarenites. Hemipelagic and turbiditic deposits. Thickness 300-450 m.

LATE MAASTRICHTIAN - LATE PALEOCENE

FLYSCH DI MONTE CASSIO (MCS)

Thick to medium beds of greyish-yellowish calcarenites alternated with grey-blue marls and shaly-silty marls. In the Costa Vescovato sector grey-brown arenites with abundant mica grain and plants fragments are interbedded in the succession. Basin plain turbidites. Thickness 250-550 m.

LATE CAMPANIAN - LATE MAASTRICHTIAN

ARGILLE VARICOLORI DI CASSIO (AVV)

Chaotic unit with block-in-matrix texture (broken formation) consisting of reddish-purplish and blackish-greyish-greenish shales enclosing bed fragments of manganiferous purplish siltstones, fine- to medium-grained grey and brown arenites, and whitish to greenish micritic limestones. The shaly matrix generally shows scaly cleavage. Horizons of coarse-grained quartz-rich arenites and clast-supported conglomerates (*Salti del Diavolo conglomerates*, **AVV₁**) are locally interbedded in the succession. The beds are thick to very thick, amalgamated and lenticular. The pebbles are cm to dm in size and includes limestones, metamorphic rocks, arenites, and rare pinkish granites. Hemipelagic deposits with intercalations of turbidites. Thickness 100-150 m.

SANTONIAN - EARLY CAMPANIAN

ARENARIE DI SCABIAZZA (SCB)

Alternating of fine- to medium-grained greyish arenites, shales, shaly marls, and siltstones ($a/p \leq 1$). The beds are cm to dm thick and tabular. The formation generally shows a block-in-matrix texture with tabular blocks of arenites enclosed within shaly matrix. Locally, a *ruditic-arenitic lithofacies* (**SCB_b**) is intercalated in the succession. It shows a/p ratio $\gg 1$ and consists of dm to m beds of coarse-grained arenites and rudites alternated with subordinate shales and siltstones. Horizons of not-mappable reddish shales are locally observed. Turbiditic succession. Thickness between 150-200 m.

CENOMANIAN - EARLY CONIACIAN

ARGILLE A PALOMBINI (APA)

Chaotic unit with block-in-matrix texture. It consists of blackish, greyish and greenish shales enclosing tabular bed fragments of white, grey, and

green micritic limestones and subordinate greyish-whitish marly limestones. Hemipelagic/pelagic deposits with intercalations of carbonate turbidites. Thickness impossible to estimate precisely for tectonic deformation and the lack of the stratigraphic base, likely greater than 100 m.

BARREMIAN - EARLY ALBIAN

BETTOLA TECTONIC UNIT

FORMAZIONE DI VAL LURETTA

This formation consists of three members. The uppermost *membro di Genepreto* is the only outcropping member in the Tortona Sheet.

membro di Genepreto

Silty and shaly grey to reddish-pinkish marls alternating with thin beds of fine- to medium-grained arenites. Observed thickness 50-80 m.

YPRESIAN - EARLY LUTETIAN

APPENDICE

ELENCO DEI TAXA CITATI NEL TESTO

Quest'appendice riporta in ordine alfabetico i riferimenti originali dei generi e delle specie dei nannofossili calcarei, dei foraminiferi e degli ostracodi citati nelle note illustrative.

NANNOFOSSILI CALCAREI

- Acuturris scotus* (Risatti, 1973) Wind & Wise in Wise & Wind, 1977
Amaurolithus delicatus Gartner & Bukry, 1975
Amaurolithus primus (Bukry & Percival, 1971) Gartner & Bukry, 1975
Amaurolithus tricorniculatus (Gartner, 1967) Gartner & Bukry, 1975
Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, 1959
Arkhangelskiella maastrichtiensis Burnett, 1997
Arkhangelskiella specillata Vekshina, 1959
Aspidolithus parvus subsp. *Constrictus* (Hattner *et alii*, 1980) Perch-Nielsen, 1984
Assipetra infracretacea (Thierstein, 1973) Roth, 1973
Assipetra terebrodentarius (Applegate *et alii* in Covington & Wise, 1987) Rutledge & Bergen in Bergen, 1994
Biscutum Black in Black & Barnes, 1959
Biscutum melaniae (Górka, 1957) Reinhardt, 1969
Blackites gladius (Locker, 1967) Varol, 1989
Blackites inflatus (Bramlette & Sullivan, 1961) Kapellos & Schaub, 1973

- Bomolithus* Roth, 1973
Braarudosphaera stenorhetha Hill, 1976
Calcidiscus leptoporus (Murray & Blackman 1898) Loeblich & Tappan, 1978
Calcidiscus macintyreii (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich & Tappan, 1978
Calcidiscus pataecus (Gartner, 1967) de Kaenel & Villa, 1996
Calculites obscurus (Deflandre, 1959) Prins & Sissingh in Sissingh, 1977
Calculites percernis Jeremiah, 1996
Campylosphaera dela (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler, 1967
Ceratolithoides aculeus (Stradner, 1961) Prins & Sissingh in Sissingh, 1977
Ceratolithus acutus Gartner & Bukry, 1974
Ceratolithus rugosus Bukry & Bramlette, 1968
Chiasmolithus altus Bukry & Percival, 1971
Chiasmolithus bidens (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler, 1967
Chiasmolithus californicus (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler, 1967
Chiasmolithus danicus (Brotzen, 1959) Hay & Mohler, 1967
Chiasmolithus gigas (Bramlette & Sullivan, 1961) Radomski, 1968
Chiasmolithus grandis (Bramlette & Riedel, 1954) Radomski, 1968
Chiasmolithus nitidus Perch-Nielsen, 1971
Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre, in Deflandre & Fert, 1954) Hay *et alii*, 1966
Chiasmolithus solitus (Bramlette & Sullivan, 1961) Locker, 1968
Chiasmolithus titus Gartner, 1970
Chiastozygus Gartner, 1968
Chiastozygus amphipons (Bramlette & Martini, 1964) Gartner, 1968
Clausicococcus subdistichus (Roth & Hay in Hay *et alii*, 1967) Prins, 1979
Coccolithus crassus Bramlette & Sullivan, 1961
Coccolithus eopelagicus (Bramlette & Riedel, 1954) Hay, Mohler & Wade, 1966
Coccolithus formosus (Kamptner, 1963) Wise, 1973
Coccolithus miopelagicus Bukry, 1971
Coccolithus pelagicus (Wallich 1877) Schiller, 1930
Conusphaera rothii (Thierstein, 1971) Jakubowski, 1986
Corollithion kennedyi Crux, 1981
Cretarhabdus Bramlette & Martini, 1964
Cretarhabdus conicus Bramlette & Martini, 1964
Cribrocentrum erbae Fornaciari *et alii*, 2010
Cribrocentrum isabellae Catanzariti *et alii* in Fornaciari *et alii*, 2010
Cribrocentrum reticulatum (Gartner & Smith, 1967) Perch-Nielsen, 1971
Cribrorocorona gallica (Stradner, 1963) Perch-Nielsen, 1973
Cribrosphærella ehrenbergii (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952
Cruciplacolithus asymmetricus van Heck & Prins, 1987
Cruciplacolithus bornemannii Thibault *et alii*, 2018

- Cruciplacolithus edwardsii* Romein, 1979
Cruciplacolithus frequens (Perch-Nielsen, 1977) Romein, 1979
Cruciplacolithus tenuis (Stradner, 1961) Hay & Mohler in Hay *et alii*, 1967
Cyclagelosphaera alta Perch-Nielsen, 1979
Cyclagelosphaera margerelii Noël, 1965
Cyclagelosphaera reinhardtii (Perch-Nielsen, 1968) Romein, 1977
Cyclicargolithus abisectus (Muller, 1970) Wise, 1973
Cyclicargolithus floridanus (Roth & Hay, in Hay *et alii*, 1967) Bukry, 1971
Cylindralithus sculptus Bukry, 1969
Cylindralithus serratus Bramlette & Martini, 1964
Diazomatolithus lehmanii Noël, 1965
Dictyococcites Black, 1967
Dictyococcites bisectus (Hay, Mohler & Wade, 1966) Bukry & Percival, 1971
Dictyococcites scrippsae Bukry & Percival, 1971
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok, 1927
Discoaster bellus Bukry & Percival, 1971
Discoaster berggrenii Bukry, 1971
Discoaster bifax Bukry, 1971
Discoaster brouweri Tan Sin Hok, 1927, emend. Bramlette & Riedel, 1954
Discoaster calcaris Gartner 1967
Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel, 1954
Discoaster diastypus Bramlette & Sullivan, 1961
Discoaster druggii Bramlette & Wilcoxon, 1967
Discoaster exilis Martini & Bramlette, 1963
Discoaster hamatus Martini & Bramlette, 1963
Discoaster kuepperi Stradner, 1959
Discoaster kugleri Martini & Bramlette, 1963
Discoaster lodoensis Bramlette & Riedel, 1954
Discoaster mohleri Bukry & Percival, 1971
Discoaster multiradiatus Bramlette & Riedel, 1954
Discoaster nodifer (Bramlette & Riedel, 1954) Bukry, 1973
Discoaster pentaradiatus Tan Sin Hok, 1927
Discoaster quinquerus Gartner, 1969
Discoaster saipanensis Bramlette & Riedel, 1954
Discoaster salisburgensis Stradner, 1961
Discoaster tamalis Kamptner, 1967
Discoaster tanii Bramlette & Riedel, 1954
Discoaster variabilis Martini & Bramlette, 1963
Eiffellithus Reinhardt, 1965
Eiffellithus eximius (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968

- Eiffellithus gorkae* Reinhardt, 1965
Eiffellithus monechiae Crux, 1991
Eiffellithus turriseiffelii (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965
Eiffellithus windii Applegate & Bergen, 1988
Ellipsolithus distichus (Bramlette & Sullivan, 1961) Sullivan, 1964
Ellipsolithus macellus (Bramlette & Sullivan, 1961) Sullivan, 1964
Eprolithus apertior Black, 1973
Eprolithus floralis (Stradner, 1962) Stover, 1966
Ericsonia robusta (Bramlette & Sullivan, 1961) Edwards & Perch-Nielsen, 1975
Ericsonia subpertusa Hay & Mohler, 1967
Fasciculithus alanii Perch-Nielsen, 1971
Fasciculithus billii Perch-Nielsen, 1971
Fasciculithus clinatus Bukry, 1971
Fasciculithus involutus Bramlette & Sullivan, 1961
Fasciculithus lillianiae Perch-Nielsen, 1971
Fasciculithus richardii Perch-Nielsen, 1971
Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler in Hay *et alii*, 1967
Fasciculithus ulii Perch-Nielsen, 1971
Flabellites oblongus (Bukry, 1969) Crux in Crux *et alii*, 1982
Gephyrocapsa Kamptner, 1943
Helenea chiastia Worsley, 1971
Helicosphaera ampliaperta Bramlette & Wilcoxon, 1967
Helicosphaera bramlettei (Müller, 1970) Jafar & Martini, 1975
Helicosphaera carteri (Wallich, 1877) Kamptner, 1954
Helicosphaera compacta Bramlette & Wilcoxon, 1967
Helicosphaera euphratis Haq, 1966
Helicosphaera intermedia Martini, 1965
Helicosphaera lophota (Bramlette & Sullivan, 1961) Locker, 1973
Helicosphaera orientalis Black, 1971
Helicosphaera perch-nielseniae (Haq, 1971) Jafar & Martini, 1975
Helicosphaera recta (Haq, 1966) Jafar & Martini, 1975
Helicosphaera reticulata Bramlette & Wilcoxon, 1967
Helicosphaera scissura Miller, 1981
Helicosphaera sellii (Bukry & Bramlette, 1969) Jafar & Martini, 1975
Helicosphaera seminulum Bramlette & Sullivan, 1961
Helicosphaera stalis Theodoridis, 1984
Helicosphaera vedderi Bukry, 1981
Helicosphaera walbersdorfensis Muller, 1974
Helicosphaera wilcoxonii (Gartner, 1971) Jafar & Martini, 1975
Heliolithus cantabriae Perch-Nielsen, 1971

- Heliolithus kleinpellii* Sullivan, 1964
Isthmolithus recurvus Deflandre in Deflandre & Fert, 1954
Lanternithus minutus Stradner, 1962
Lithostromation perdurum Deflandre, 1942
Lithraphidites acutus Verbeek & Manivit in Manivit *et alii*, 1977
Lithraphidites aichmoides Aguado, in Aguado *et alii*, 2022
Lithraphidites carniolensis Deflandre, 1963
Lithraphidites praequadratus Roth, 1978
Lithraphidites quadratus Bramlette & Martini, 1964
Lucianorhabdus cayeuxii Deflandre, 1959
Lucianorhabdus maleformis Reinhardt, 1966
Manivitella pemmatoidea (Deflandre in Manivit, 1965) Thierstein, 1971
Marthasterites furcatus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Deflandre, 1959
Micrantholithus obtusus Stradner, 1963
Microrhabdulus decoratus Deflandre, 1959
Microrhabdulus helicoideus Deflandre, 1959
Micula concava (Stradner in Martini & Stradner, 1960) Verbeek, 1976
Micula staurophora (Gardet, 1955) Stradner, 1963
Micula swastica Stradner & Steinmetz, 1984
Minylitha convallis Bukry 1973
Nannoconus Kamptner, 1931
Nannoconus steinmannii Kamptner, 1931
Nannotetrina alata (Martini, in Martini & Stradner, 1960) Haq & Lohmann, 1976
Nannotetrina cristata (Martini, 1958) Perch-Nielsen, 1971
Nannotetrina fulgens (Stradner in Martini & Stradner, 1960) Achuthan & Stradner, 1969
Neocrepidolithus cruciatus (Perch-Nielsen, 1979) Perch-Nielsen, 1981
Nephrolithus frequens Górka, 1957
Percivalia imperfossa Black, 1971
Placozygus Hoffman, 1970
Pontosphaera Lohmann, 1902
Praeprinsius dimorphosus (Perch-Nielsen, 1969) Varol & Jakubowski, 1989
Praeprinsius tenuiculus (Okada & Thierstein, 1979) Varol & Jakubowski, 1989
Prediscosphaera Vekshina, 1959
Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968
Prediscosphaera spinosa (Bramlette & Martini, 1964) Gartner, 1968
Prinsius bisulcus (Stradner, 1963) Hay & Mohler, 1967
Prinsius martinii (Perch-Nielsen, 1969) Haq, 1971
Pseudoemiliania lacunosa Kamptner, 1963 ex Gartner, 1969

- Pseudotriquetrorhabdulus inversus* (Bukry & Bramlette, 1969) Wise & Constans in Wise, 1983
- Rhabdosphaera clavigera* Murray & Blackman, 1898
- Reinhardtites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen, 1968
- Reinhardtites levis* Prins & Sissingh in Sissingh, 1977
- Retecapsa angustiforata* Black, 1971
- Retecapsa crenulata* (Bramlette & Martini, 1964) Grün in Grün & Allemann, 1975
- Reticulofenestra* Hay, Mohler & Wade, 1966
- Reticulofenestra daviesii* (Haq, 1968) Haq, 1971
- Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Stradner in Stradner & Edwards, 1968
- Reticulofenestra hillae* Bukry & Percival, 1971
- Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner, 1967) Gartner, 1969
- Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski, 1968
- Reticulofenestra zancleana* Di Stefano & Sturiale, 1967
- Rhagodiscus* Reinhardt, 1967
- Scyphosphaera* Lohmann, 1902
- Sphenolithus abies* Deflandre in Deflandre & Fert, 1954
- Sphenolithus anarrhopus* Bukry & Bramlette, 1969
- Sphenolithus belemnus* Bramlette & Wilcoxon, 1967
- Sphenolithus calyculus* Bukry, 1985
- Sphenolithus ciperoensis* Bramlette & Wilcoxon, 1967
- Sphenolithus cometa* de Kaenel & Villa, 1996
- Sphenolithus disbelemnus* Fornaciari & Rio, 1996
- Sphenolithus dissimilis* Bukry & Percival, 1971
- Sphenolithus distentus* (Martini, 1965) Bramlette & Wilcoxon, 1967
- Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967
- Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967
- Sphenolithus neoabies* Bukry & Bramlette, 1969
- Sphenolithus orphanknollensis* Perch-Nielsen, 1971
- Sphenolithus primus* Perch-Nielsen, 1971
- Sphenolithus predistentus* Bramlette & Wilcoxon, 1967
- Sphenolithus radians* Deflandre in Grassé, 1952
- Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971
- Sphenolithus strigosus* Bown & Dunkley Jones, 2006
- Sphenolithus tintinnabulum* Maiorano & Monechi, 1997
- Sphenolithus villae* Bown, 2005
- Toweius callosus* Perch-Nielsen, 1971
- Toweius eminens* (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1971

Toweius occultatus (Locker, 1967) Perch-Nielsen, 1971
Toweius pertusus (Sullivan, 1965) Romein, 1979
Toweius rotundus Perch-Nielsen in Perch-Nielsen *et alii*, 1978
Toweius serotinus Bybell & Self-Trail, 1995
Toweius tovae Perch-Nielsen, 1971
Tranolithus gabalus Stover, 1966
Tranolithus phacelosus Stover, 1966 (in accordo con Verbeek, 1977)
Tribrachiatus orthostylus Shamrai, 1963
Umbilicosphaera protoannulus (Gartner, 1971) Young & Bown, 2014
Umbilicosphaera sibogae (Weber - van Bosse, 1901) Gaarder, 1970
Watznaueria barnesiae (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968
Watznaueria fossacincta (Black, 1971) Bown in Bown & Cooper, 1989
Watznaueria ovata Bukry, 1969
Zeugrhabdotus embergeri (Noël, 1959) Perch-Nielsen, 1984
Zygrhablithus bijugatus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Deflandre, 1959

FORAMINIFERI BENTONICI

Ammonia beccarii (Linnaeus, 1758)
Cassidulina neocarinata Thalmann, 1950 = *Paracassidulina neocarinata* (Thalmann, 1950)
Elphidium crispum (Linnaeus, 1758)
Globobulimina cf. *Globobulimina affinis* (d'Orbigny, 1839)
Neoconorbina cf. *Neoconorbina terquemi* (Rzehak, 1888)
Nonion boueanum (d'Orbigny, 1846)

FORAMINIFERI PLANCTONICI

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826
Globigerinoides quadrilobatus (d'Orbigny, 1846) = *Trilobatus quadrilobatus* (d'Orbigny, 1846)
Globigerinoides obliquus Bolli, 1957
Globoquadrina dehiscens (Chapman, Parr & Collins, 1934)
Globorotalia margaritae Bolli & Bermudez, 1965
Globorotalia menardii (Parker, Jones & Brady, 1865 after d'Orbigny, 1826 *nomen nudum*)
Globorotalia miocenica mediterranea Catalano & Sprovieri, 1969
Globorotalia puncticulata (Deshayes, 1832)
Globorotalia scitula (Brady, 1882)
Globorotalia suterae Catalano & Sprovieri, 1971
Neogloboquadrina acostaensis (Blow, 1959)
Orbulina suturalis Brönnimann, 1952

Orbulina universa d'Orbigny, 1839
Paragloborotalia acrostoma (Wezel, 1966)
Paragloborotalia kugleri (Bolli, 1957)
Paragloborotalia siakensis (LeRoy, 1939)
Sphaeroidinellopsis seminulina (Schwager, 1866)
Turborotalita quinqueloba (Natland, 1938)

OSTRACODI

Agrenocythere pliocenica (Seguenza, 1880)
Aurila convexa (Baird, 1850)
Aurila lanceaeformi Usliczny, 1969
Bythocypris producta (Seguenza, 1880)
Candona cf. *C. candida* (Müller, 1776)
Carinocythereis princeps (Terquem, 1878) Wouters, 1974
Costa batei (Brady, 1866) Ruggieri, 1959
Cytherella dominicana Bold, 1968
Henryhowella asperrima (Reuss, 1850)
Ilyocypris gibba (Ramdohr, 1808)
Ionicythere reticulata (Colalongo & Pasini, 1980)
Leptocythere bacescoi (Rome, 1942)
Leptocythere ramosa (Rome, 1942)
Leptocythere transiens (Pucci, 1956)
Palmoconcha agilis (Ruggieri, 1967) = *Loxoconcha agilis* Ruggieri, 1967
Palmoconcha cf. *P. agilis* (Ruggieri, 1967) = *Loxoconcha agilis* Ruggieri, 1967
Pontocythere turbida (Müller, 1894) = *Cushmanidea turbida* (Müller, 1894)
Xestoleberis communis Müller, 1894

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1997) - *Carta Geomorfologica della Pianura Padana, scala 1:250.000. Foglio 1*. Ministero dell'Università e della Ricerca Scientifica e Tecnologica. S.E.L.C.A.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1984) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e delle interpretazioni dal 1970 in poi*. Cento anni di geologia italiana, Vol. giub. 1° Centenario S.G.I., 215-240.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1967) - *Suddivisioni litostratigrafiche nei calcari ad Elmintoidi Auclt. della placca dell'Ebro-Antola e correlazioni con terreni simili affioranti tra Voghera e Castelnuovo né Monti (Appennino Settentrionale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 6(1): 23-65.
- AGNINI C., FORNACIARI E., RAFFI I., CATANZARITI R., PÄLIKE. H., BACKMAN J. & RIO D. (2014) - *Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes*. Newsletters on Stratigraphy, 47(2): 131-181. Doi: 10.1127/0078-0421/2014/0042
- AMADORI C., TOSCANI G., DI GIULIO A., MAESANO F.E., D'AMBROGI C., GHIELMI M. & FANTONI R. (2019) - *From cylindrical to non-cylindrical foreland basin: Pliocene-Pleistocene evolution of the Po Plain - Northern Adriatic basin (Italy)*. Basin Res., 31: 991-1015. Doi: 10.1111/bre.12369
- AMBROSETTI P., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1983) - *Neotectonic Map of Italy. Scale 1:500.000. Sheet 1*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica.
- ANELLI M. (1938) - *Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza*. Atti e Mem. R. Acc. Sc. Lett. Arti Modena, 3: 3-37.
- APAT (2003) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 157 Trino*. Dipartimento Difesa del Suolo.
- APAT (2005) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 179 Ponte dell'Olio*. Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia.
- ARTONI A. (2003) - *La sezione stratigrafica del T. Parola (Salsomaggiore, Parma; Appennino Emiliano): confronto con le successioni ipovaline messiniane del margine appenninico Padano*. Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense", 39: 5-30.
- BACKMAN J., RAFFI I., RIO D., FORNACIARI E. & PÄLIKE H. (2012) - *Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes*. Newsletters on Stratigraphy, 45(3): 221-244.
- BALLY W. & SNELSON S. (1980) - *Realms of subsidence*. In: MIALI A.A. (Ed.), *Facts and principles of world petroleum occurrence*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 6: 9-94.
- BARBERO E., FESTA A., FIORASO G. & CATANZARITI R. (2017) - *Geology of the Curone and Staffora valleys (NW Italy): field constraints for the Late Cretaceous - Pliocene tectono-stratigraphic evolution of Northern Apennines*. Journal of Maps, 13: 879-891. Doi: 10.1080/17445647.2017.1398114
- BARBERO E., FESTA A., SACCANI E., CATANZARITI R. & D'ONOFRIO R. (2020) - *Redefinition of the Ligurian Units at the Alps-Appennines junction (NW-Italy) and their role in the evolution of the Ligurian accretionary wedge: constraints from mélanges and broken formations*. Journal of the Geological Society, London, 177: 562-574. Doi: 10.1144/jgs2019-022
- BEETS C. (1940) - *Die Geologie des Westlichen Teiles der Berge von Monferrato zwischen Turin und Murisengo. Ein Beitrag Zur Geologie des Nortapennis*. Leid. Geol. Med., 12: 195-250.
- BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G. & MARCHETTI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000. Foglio 71 Voghera*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 121 pp.
- BENIGNI C. & ROBBA E. (1988) - *A Pliocene micromorph brachiopod-pectinid community*. Atti Quarto Simposio di Ecologia e Paleoecologia delle Comunità Bentoniche, Sorrento, 341-356.

- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1989) - *Schema introduttivo alla Geologia delle Epiliguridi dell'Appennino modenese e zone limitrofe*. Memorie della Società Geologica Italiana, **39**: 215-244.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1987) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino Modenese e delle aree limitrofe*. Memorie della Società Geologica Italiana, **39**: 91-125.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1989) - *I melanges dell'Appennino settentrionale dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Memorie della Società Geologica Italiana, **39**: 187-214.
- BETTELLI G. & VANNUCCHI P. (2003) - *Structural style of the offscraped Ligurian oceanic sequences of the Northern Apennines: new hypothesis concerning the development of mélange block-in-matrix fabric*. Journal of Structural Geology, **25**: 371-388.
- BIANCOTTI A. & CORTEMIGLIA G.C. (1981) - *Ritrovamento di loess sul «Fluviale medio» della Scrivia presso Novi Ligure (Piemonte - Italia)*. Quaderni Ist. Geol. Univ. Genova, Anno 2, n. 5: 107-125.
- BIANCOTTI A. & CORTEMIGLIA G.C. (1982) - *Morphogenetic evolution of the river system of Southern Piedmont (Italy)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **5**: 10-13.
- BICCHI E., DELA PIERRE F., FERRERO E., MAIA F., NEGRI A., PIRINI RADDRIZZANI C., RADDRIZZANI S. & VALLERI G. (2006) - *Evolution of the Miocene Carbonate Shelf of Monferrato (North-western Italy)*. Boll. Soc. Pal. It., **45**(2-3): 171-194.
- BICCHI E., FERRERO E., NOVARETTI A., PIRINI C. & VALLERI G. (1994) - *Biostratigrafia della successione oligo-miocenica della Collina di Torino e del Monferrato*. Atti Tic. Sc. Terra, ser. spec., **1**: 215-225.
- BIELLA G., POLINO R., DE FRANCO R., ROSSI P.M., CLARI P., CORSI A. & GELATI R. (1997) - *The crustal structure of the Western Po Plain: reconstruction from integrated geological and seismic data*. Terra Nova, **9**: 28-31.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N. & COSENTINO D. (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the pery-Tyrrhenian area during the Neogene*. Paleog. Paleocl. Paleoc., **77**: 41-50.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Memorie della Società Geologica Italiana, **21**: 359-374.
- BONASERA M., FUBELLI G., COMINA C., BOSCO F., UMILI G., ZORLONI L. & PORCARELLI F. (2022) - *A multidisciplinary approach to detect the seismogenic source of the Tortona 1828 earthquake (Piedmont, Northwest Italy)*. Ital. J. Geosci., **141**(1): 69-83.
- BONCI M.C. (1995) - *L'associazione a Diatomee del Miocene superiore di Cappella Montei (Alessandria)*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **34**(2): 163-191.
- BONCI C., CLARI P., FERRERO E., GHIBAUDO G., PIRINI C., RICCI B., VALLERI G. & VIOLANTI D. (1990) - *The diatomites of Marmorito (Western Monferrato, Northern Italy)*. Mem. Sc. Geol., Padova, **42**: 189-225.
- BONCI C., CLARI P., FERRERO E., NEGRI A., PIRINI RADDRIZZANI C., RICCI B. & VALLERI G. (1994) - *Miocene diatom-rich section of Aramengo (Monferrato, Piedmont): preliminary data*. Giorn. Geol., ser. 3, **56**: 47-53.
- BONCI M.C., FANUCCI F., PIRINI RADDRIZZANI C., RIZZI A. & TEDESCHI D. (1991) - *I livelli diatomitici della successione miocenica di Cappella Montei (area di Serravalle Scrivia, Bacino di Alessandria)*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **30**(3): 281-301.
- BONI A. (1947) - *I terremoti dell'Appennino Vogherese-Tortonese e la geologia della regione*. Geofisica Pura e Applicata, **10**: 114-143.
- BONI A. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 59 Pavia*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 68 pp.

- BONI A., BONI P., PELOSO G.F. & GERVASONI S. (1980) - *Dati sulla neotettonica del Foglio Pavia (59) e di parte dei Fogli Voghera (71) ed Alessandria (70)*. In: Consiglio Nazionale delle Ricerche - Progetto Finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Neotettonica. Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Parte III, Pubblicazione n. 356 del Progetto Finalizzato Geodinamica, 1199-1244.
- BONI A. & CASNEDI R. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 69-70 Asti-Alessandria*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 63 pp.
- BONINI M. (2009) - *Mud volcano eruptions and earthquakes in the Northern Apennines and Sicily, Italy*. Tectonophysics, **474**: 723-735. Doi: 10.1016/j.tecto.2009.05.018
- BONSIGNORE G., BORTOLAMI G., ELTER G., MONTRASIO A., PETRUCCI F., RAGNI U., SACCHI R., STURANI C. & ZANELLA E. (1969) - *Note illustrative dei Fogli 56-57, Torino-Vercelli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 96 pp.
- BOZZO E., CAMPI S., CAPPONI G. & GIGLIA G. (1992) - *The suture between the Alps and the Apennines in the Ligurian sector based on geological and geomagnetic data*. Tectonophysics, **206**: 159-169.
- BRAGA G., BELLINZONA G., BERNARDELLI L., CASNEDI R., CASTOLDI E., CERRO A., COTTA RAMUSINO S., GIANOTTI R., MARCHETTI G. & PELOSO G.F. (1976) - *Indagine preliminare sulle falde acquifere profonde della porzione di pianura padana compresa nelle provincie di Brescia, Cremona, Milano, Piacenza, Pavia e Alessandria*. Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque, **28**(2): 45-76.
- BRAGA G. & CASNEDI R. (1976) - *I depositi alluvionali dello Scrivia (Provincia di Alessandria)*. Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque, **28**(3): 83-89.
- BRAGA G. & CERRO A. (1987) - *Le strutture sepolte della Pianura Pavese e le relative influenze sulle risorse idriche sotterranee*. Atti Ticinensi Scienze della Terra, **31**: 421-433.
- BRAGA G. & RAGNI U. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 44-58 Novara-Mortara*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 53 pp.
- CAMASSI R., DEL MESE S. & PICCARREDA C. (2003) - *Rilievo macrosismico degli effetti prodotti dal terremoto della Valle Scrivia dell'11 aprile 2003*. Rapporto tecnico QUEST. INGV - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, 6 pp. Doi: 10.13127/QUEST/20030411
- CARENA G. (1829) - *Sul terremoto sentito in Piemonte, specialmente nella Provincia di Voghera, nell'ottobre del 1828*. Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino, **33**: 43-47.
- CARMINATI E. & DOGLIONI C. (2012) - *Alps vs. Apennines: the paradigm of a tectonically asymmetric Earth*. Earth-Science Reviews, **112**: 67-96. Doi: 10.1016/j.earscirev.2012.02.004
- CARRARO F., COLLO G., FORNO M.G., GIARDINO M., MARAGA F., PEROTTO A. & TROPEANO D. (1995) - *L'evoluzione del reticolato idrografico del Piemonte centrale in relazione alla mobilità quaternaria*. In: POLINO R. & SACCHI R. (Eds.), *Atti Conv. Rapporti Alpi-Appennino*. Acc. Naz. Sci., Sc. Doc., **14**: 445-461.
- CARRARO F., OROMBELLI G., PELLEGRINI G.B., SAURO U., PETRUCCI F., CARLONI G.C., BARTOLINI C. & WEZEL C.F. (1981) - *Elementi di neotettonica del territorio italiano. Indizi morfologici. Scala 1:500.000. Foglio 1*. ENEL.
- CASNEDI R. (1975) - *Segnalazione di una successione stratigrafica compresa fra il Langhiano e il Pliocene inferiore a NW di Valenza (Monferrato Orientale)*. Rendiconti, Classe di Scienze (A) dell'Istituto Lombardo - Accademia di Scienze e Lettere, **109**: 178-184.
- CASNEDI R. (1983) - *General facies relationships in the eastern part of the Piedmont Basin (Northern Italy) in the Serravallian-Tortonian time, with subsurface analysis*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **102**: 399-405.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana, interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. AGIP, 73° Congresso della Società Geologica Italiana, 27 pp.
- CASTELLARIN A. (1994) - *Strutturazione Eo- e Mesoaplina dell'Appennino Settentrionale attorno al nodo ligure*. Studi Geologici Camerti, **2**: 99-108.

- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., OTTRIA G. & VESCOVI P. (1999) - *Lower Oligocene thrust-system in the epi-Ligurian succession: evidence from the Enza Valley (northern Apennines, Italy)*. *Geodinamica Acta*, **12**(2): 81-96. Doi: 10.1080/09853111.1999.11105333
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2011) - *Chronostratigraphic framework of the External Ligurides (Late Cretaceous, Northern Apennines, Italy) based on calcareous nannofossils*. *Ofioliti*, **36**: 37-57.
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2015) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of Paleocene to Middle Eocene successions (Tertiary Flysch Auct.) of the Northern Apennines*. *Riv. It. Paleont. e Strat.*, **121**: 195-215.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. *Memorie di Scienze Geologiche*, **49**: 207-253.
- CERRINA FERONI A., OTTRIA G. & ELLERO A. (2004) - *The Northern Apennine, Italy: geological structure and transpressive evolution*. Special volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence, **2004**: 15-32.
- CERRINA FERONI A., OTTRIA G. & VESCOVI P. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 217 Neviano degli Arduini*. Presidenza del Consiglio dei Ministri, Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 112 pp.
- CHANG K.H. (1975) - *Unconformity bounded stratigraphic units*. *Geological Society of America Bulletin*, **86**: 1544-1552.
- CIBIN U., DI GIULIO A. & MARTELLI L. (2003) - *Oligocene-early Miocene tectonic evolution of the northern Apennines (northwestern Italy) traced through provenance of piggy-back basin fill successions*. *Geological Society, London, Special Publications*, **208**(1): 269-287.
- CIBIN U., SPADAFORA E., ZUFFA G.G. & CASTELLARIN A. (2001) - *Continental collision history from arenites of episutural basins in the Northern Apennines, Italy*. *Geological Society of America Bulletin*, **113**: 4-19.
- CIBIN U., TATEO F., CATANZARITI R., MARTELLI L. & RIO D. (1998) - *Composizione, origine ed età del vulcanesimo andesitico oligocenico inferiore dell'Appennino settentrionale: le intercalazioni vulcano-derivate nella Formazione di Ranzano*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **117**: 569-591.
- CIESM (2008) - *The Messinian salinity crisis from mega-deposits to microbiology*. In: BRIAND F. (Ed.), *The Messinian salinity crisis from mega-deposits to microbiology - A consensus*. Report. 33ème CIESM Workshop Monographs, **33**: 1-168.
- CITA M.B. & PREMOLI SILVA I. (1967) - *Evoluzione delle faune planctoniche nell'intervallo stratigrafico compreso tra il Langhiano-tipo e Tortoniano-tipo e zonazione del Miocene piemontese*. Istituto di Paleontologia dell'Università di Milano, **164**: 1-28.
- CITA M.B., PREMOLI SILVA I. & ROSSI R. (1965) - *Foraminiferi planctonici del Tortoniano-tipo*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **71**(1): 1-171.
- CLARI P., BERNARDI E., CAVAGNA S., DELA PIERRE F., IRACE A., LOZAR F., MARTINETTO E., TRENKWALDER S. & VIOLANTI D. (2008) - *Alba e tramonto della Crisi Messiniana*. Alba, 10-11 ottobre 2008. Escursione post-riunione, 43 pp.
- CLARI P., DELA PIERRE F., NOVARETTI A. & TIMPANELLI M. (1994a) - *La successione oligo-miocenica del Monferrato occidentale: confronti e relazioni con il Monferrato orientale e la Collina di Torino*. *Atti Tic. Sc. Terra (Ser. Spec.)*, **1**: 191-203.
- CLARI P., DELA PIERRE F., NOVARETTI A. & TIMPANELLI M. (1995b) - *Late Oligocene-Miocene sedimentary evolution of the criticals Alps/Apennines junction: the Monferrato area, Northwestern Italy*. *Terra Nova*, **7**: 144-152.
- CLARI P., FORNARA L., RICCI B. & ZUPPI G.M. (1994b) - *Methane-derived carbonates and chemosymbiotic communities of Piedmont (Miocene) Northern Italy: an update*. *Geo-marine Letters*, **14**: 201-209.

- CLARI P., GAGLIARDI C., GOVERNA M.E., RICCI B. & ZUPPI G.M. (1988a) - *I calcari di Marmorito: una testimonianza di processi diagenetici in presenza di metano*. Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino, **6**: 197-216.
- CLARI P. & GHIBAUDO G. (1979) - *Multiple slump scars in the Tortonian type area - Piedmont Basin, north-western Italy*. Sedimentology, **26**: 719-730.
- CLARI P. & MARTIRE L. (1995) - *I calcari metano-derivati del Monferrato: caratteristiche petrografiche e possibile significato geologico*. In: POLINO R. & SACCHI R. (Eds.), Atti Conv. Rapporti Alpi-Appennino, Acc. Naz. Sci., Sc. Doc, **14**: 21-38.
- CLARI P., PIRINI C., RICCI B., RUFFINI R. & VALLERI G. (1988b) - *Livelli cineritici Miocenici nel Monferrato*. Rendiconti Società Geologica Italiana, **11**: 293-296.
- CLARI P., PROTO DECIMA F., RICCI B. & SAMPÒ M. (1987) - *Facies di piattaforma nell'Oligocene medio del Monferrato*. Bollettino Società Paleontologica Italiana, **26**: 109-118.
- COBIANCHI M., PICCIN A. & VERCESI P.L. (1994) - *La Formazione di Val Luretta (Appennino Piacentino): nuovi dati litostratigrafici e biostratigrafici*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **37**: 235-262.
- COBIANCHI M., PICCIN A. & VERCESI P.L. (1995) - *Nota preliminare sulla biostratigrafia della Formazione di Val Luretta nell'Appennino pavese-piacentino*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, serie speciale, **3**: 83-88.
- CODEGONE G., FESTA A., DILEK Y. & PINI G.A. (2012) - *Small-scale polygenetic mélanges in the Ligurian accretionary complex, Northern Apennines, Italy; and the role of shale diapirism in superposed mélange evolution in orogenic belts*. Tectonophysics, **568-569**: 170-184. Doi: 10.1016/j.tecto.2012.02.003
- COHEN K.M., FINNEY S.C., GIBBARD P.L. & FAN J.-X. (2013; updated) - *The ICS International Chronostratigraphic Chart*. Episodes, **36**: 199-204.
- COPPA PATRINI A. (1935) - *Costruzioni edilizie di terra battuta nel territorio della Frasceta (Alessandria)*. Tipografia Colombani & C., Alessandria, 249-250.
- COPPO C., OBERTI R., PICCINI C., TRUCCO F. & ZILIANI A.M. (1997) - *Il dissesto idrogeologico nelle fonti storiche: l'esempio del Comune di Piatramarazzi in Provincia di Alessandria*. Regione Piemonte, Settore Prevenzione del Rischio Geologico Meteorologico e Sismico, Quaderno n. **10**: 50 pp.
- CORNAMUSINI G., CONTI P. & BAMBINI A.M. (2018) - *The Late Oligocene to Early Miocene foredeep basin system evolution of the Northern Apennines (Emilia-Tuscany, Italy): review and new litho-biostratigraphic data*. Ital. J. Geosci., **137**: 207-218.
- CORTEMIGLIA G.C. (1992) - *Tracce di area palustre a Tortona (Piemonte - Italia) sul terrazzo fluviale delle alluvioni antiche (4380 ± 70 anni B.P.)*. Julia Dertona, Serie II, Anno XL, fasc. **70**: 5-12.
- CORTEMIGLIA G.C. & THOMMERET J. (1978) - *Ritrovamento di un livello terrazzato olocenico nel Pleistocene (Fluviale recente) della sponda destra del Torrente Scrivia (Piemonte - Italia)*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 9-11.
- CORTEMIGLIA G.C. & THOMMERET J. (1980) - *Datazione assoluta di un terrazzo olocenico appartenente ai depositi alluvionali del Torrente Scrivia*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, **87**: 163-169.
- CORTEMIGLIA F. & CORTEMIGLIA G.C. (1994) - *Carta geomorfologica della pianura tortonese-alessandrina*. Litocoop, Tortona.
- COSTA M. (2003) - *The buried, Apenninic arcs of the Po Plain and northern Adriatic Sea (Italy): a new model*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **122**: 3-23.
- DALLAGIOVANNA G., MARCHETTI G. & VERCESI P.L. (1991) - *Sulla presenza di spezzoni di successioni giurassiche nel "Complesso Caotico Indifferenziato" dell'Appennino pavese-piacentino*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **14**: 37-42.

- D'ATRI A., IRACE A., PIANA F., TALLONE S., VARRONE D., BELLINO L., FIORASO G., CADOPPI P., FUSETTI E., MORELLI M., LANTERI L., PARO L., PICCINI C., TRENKWALDER S. & VIOLANTI D. (2016) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 194 Acqui Terme*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 229 pp.
- DANIELE G. & PLESI G. (2000) - *The Ligurian Helminthoid flysch units of the Emilian Apennines: stratigraphic and petrographic features, paleogeographic restoration and structural evolution*. *Geodinamica Acta*, **13**(5): 313-333.
- DE ALESSANDRI G. (1897) - *La Pietra da Cantoni di Rosignano e Vignale (Basso Monferrato)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., **6**(1): 98 pp.
- DELA PIERRE F., BERNARDI E., CAVAGNA S., CLARI P., GENNARI R., IRACE A., LOZAR F., LUGLI S., MANZI V., NATALICCHIO M., ROVERI M. & VIOLANTI D. (2011) - *The record of the Messinian salinity crisis in the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): the Alba section revisited*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **310**: 238-255. Doi: 10.1016/j.palaeo.2011.07.017
- DELA PIERRE F., CLARI P., BERNARDI E., NATALICCHIO M., COSTA E., CAVAGNA S., LOZAR F., LUGLI S., MANZI V., 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*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **344**: 78-93. Doi: 10.1016/j.palaeo.2012.05.022
- DELA PIERRE F., CLARI P., CAVAGNA S. & BICCHI E. (2002) - *The Parona chaotic complex: a puzzling record of the Messinian events in Monferrato (NW Italy)*. *Sedim. Geol.*, **152**: 289-311.
- DELA PIERRE F., FESTA A. & IRACE A. (2007) - *Interaction of tectonic, sedimentary and diapiric processes in the origin of chaotic sediments: an example from the Messinian of the Torino Hill (Tertiary Piedmont Basin, NW Italy)*. *Geological Society of America Bulletin*, **119**: 1107-1119.
- DELA PIERRE F., MARTIRE L., NATALICCHIO M., CLARI P. & PETREA C. (2010) - *Authigenic carbonates in Upper Miocene sediments of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): vestiges of an ancient gas hydrate stability zone?* *Geological Society of America Bulletin*, **122**(7-8): 994-1010.
- DELA PIERRE F., MIKHAILOV V. & POLINO R. (1995) - *The tectonosedimentary evolution of the tertiary basins in the Western Po plain: kinematics inferred from subsidence curves*. In: POLINO R. & SACCHI R. (Eds.), *Atti Conv. Rapporti Alpi-Appennino*. Acc. Naz. Sci., Sc. Doc., **14**: 129-146.
- DELA PIERRE F., PIANA F., FIORASO G., BOANO P., BICCHI E., FORNO M.G., VIOLANTI D., POLINO R. & CLARI P. (2003) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 157 Trino*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Roma, 147 pp.
- DE LUCA D., MASCIUCCO L., RICCI P. & ZUPPI G.M. (1987) - *Studio idrogeologico della Pianura Alessandrina*. Studi idrogeologici sulla Pianura Padana. Quaderno 3. Milano, 17 pp.
- DE ROSA E., GELATI R. & MUTTI E. (1966) - *Una nuova formazione terziaria dell'Appennino di Piacenza: la Formazione di Val Luretta*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **72**: 369-395.
- DEVOTI R., ESPOSITO A., PIETRANTONIO G., PISANI A.R. & RIGUZZI F. (2011) - *Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary*. *Earth and Planetary Science Letters*, **311**: 230-241. Doi: 10.1016/j.epsl.2011.09.034
- DEVOTI R., PIETRANTONIO G. & RIGUZZI F. (2014) - *GNSS network for geodynamics in Italy*. *Fisica de la Tierra*, **26**: 11-24.
- DEVOTI R., D'AGOSTINO N., SERPELLONI E., PIETRANTONIO G., RIGUZZI F., AVALLONE A., CAVALIERE A., CHELONI D., CECERE G., D'AMBROSIO C., FALCO L., SELVAGGI G., MÉTOIS M., ESPOSITO A., SEPE V., GALVANI A. & ANZIDEI M. (2017) - *A combined velocity field of the Mediterranean Region*. *Annals of Geophysics*, **60**(2): S0215. Doi: 10.4401/ag-7059
- DI DIO G., LASAGNA S., MARTINI A. & ZANZUCCHI G. (2005a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 199 Parma Sud*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, 180 pp.

- DI DIO G., PICCIN A. & VERCESI P.L. (2005b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 179 Ponte dell'Olio*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 108 pp.
- DI GIULIO A. (1990) - *Litostratigrafia e petrografia della successione eo-oligocenica del Bacino Terziario Ligure-Piemontese, nell'area compresa tra le valli Grue e Curone (provincia di Alessandria, Italia settentrionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **109**: 279-298.
- DI GIULIO A. (1991) - *Detritismo della parte orientale del Bacino Terziario Piemontese durante l'Eocene-Oligocene: composizione delle arenarie ed evoluzione tettono-stratigrafica*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **34**: 21-41.
- DI GIULIO A. & GALBIATI B. (1995) - *Interaction between tectonics and deposition into an episutural basin in the Alps-Appennines knot*. In: POLINO R. & SACCHI R. (Eds.), Atti Conv. Rapporti Alpi-Appennino. Acc. Naz. Sci., Sc. Doc., **14**: 113-128.
- DI GIULIO A., MANCINI N. & MARTELLI L. (2002) - *Geohistory of the Ligurian orogenic wedge: first inferences from Epiligurian sediments*. Bollettino della Società Geologica Italiana, Volume Speciale **1**: 375-384.
- DI GIULIO A., MARINI M., FELLETTI F., PATACCI M., ROSSI M., AMADORI C., MENEGONI N., REGUZZI S. & TAMBURELLI S. (2024) - *Basin topography and depositional styles controlled by collisional tectonics in the Alps-Appennines junction (Tertiary Piedmont Basin, NW Italy)*. Geological Field Trips and Maps, **16**(1.2): 1-58. Doi: 10.3301/GFT.2024.02
- D'ONOFRIO S., GIANNELLI L., IACCARINO S., MORLOTTI E., ROMEO M., SALVATORINI G., SAMPÒ M. & SPROVIERI R. (1975) - *Planktonic foraminifera of the Upper Miocene from some Italian sections and the problem of the lower boundary of the Messinian*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **14**: 177-196.
- ELTER G. (1956) - *Osservazioni sulla tettonica del Monferrato orientale*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **20**: 1-21.
- ELTER G. (1960) - *Osservazioni preliminari sull'età dei terreni preoligocenici del Monferrato*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Serie 8, **29**: 573-578.
- ELTER G., ELTER P., STURANI P. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chaiblaisiennes*. Archives des Sciences, Genève, **176**: 279-377.
- ELTER P. (1975) - *L'ensemble ligure*. Bulletin de la Société Géologique de France, **17**: 984-997.
- ELTER P., CATANZARITI R., GHISELLI F., MARRONI M., MOLLI G., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (1999) - *L'Unità Aveto (Appennino Settentrionale): caratteristiche litostratigrafiche, biostratigrafia, petrografia delle areniti ed assetto strutturale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **118**: 41-63.
- ELTER P., GRASSO M., PAROTTO M. & VEZZANI L. (2003) - *Structural setting of the Apennine-Maghrebien thrust belt. Episodes*, **26**(3): 205-211.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **46**: 131-138.
- ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso M. Penna/Casanova*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **34**: 97-106.
- ELTER P. & PERTUSATI P.C. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi Occidentali*. Memorie della Società Geologica Italiana, **12**: 359-375.
- ENEL (1984) - *Rapporto per la localizzazione di una centrale elettronucleare nella Regione Piemonte. Area Po2*. Rapporto 8402. Vol. I-XIX.
- FALLETTI P. (1994) - *Caratteri stratigrafici della successione oligo-miocenica nel settore orientale del Monferrato*. Atti. Tic. Sc. Terra (Ser. Spec.), **1**: 269-282.

- FALLETTI P., GELATI R. & ROGLEDI S. (1995) - *Oligo-Miocene evolution of Monferrato and Langhe, related to deep structures*. In: POLINO R. & SACCHI R. (Eds.), *Atti Conv. Rapporti Alpi-Appennino*. Acc. Naz. Sci., Sc. Doc., **14**: 1-19.
- FANTONI R. BERSEZIO R. & FORCELLA F. (2004) - *Alpine structure and deformation chronology at the Southern Alps-Po Plain border in Lombardy*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **123**: 463-476.
- FANTONI R. & FRANCIOSI R. (2010) - *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **21**(1): 197-209.
- FARANDA C. & GLIOZZI E. (2008) - *The ostracod fauna of the Plio-Pleistocene Monte Mario succession (Roma, Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **47**: 215-267.
- FARRAN M. (2008) - *IMAGE2SEG. Una aplicación informática para la conversión de imágenes de perfiles sísmicos a ficheros en formato SEG Y*. Geotemas (Madrid), **10**: 1215-1218.
- FELLETTI F. (2002) - *Complex bedding geometries and facies associations of the turbiditic fill of a confined basin in a transpressive setting (Castagnola FM, Tertiary Piedmont Basin NW Italy)*. Sedimentology, **49**: 645-667.
- FERRERO E., MAIA F. & TONON M. (1994a) - *Le Miogypsine del Monferrato: aspetti morfologici e tassonomici*. Boll. Soc. Paleont. It., **33**(3): 345-368.
- FERRERO E., MAIA F. & TONON M. (1994b) - *Biostratigrafia dei livelli bioclastici del Miocene inferiore del Monferrato: aspetti morfologici e tassonomici*. Atti Tic. Sc. Terra, Serie Speciale, **1**: 227-230.
- FESTA A., CAVAGNA S., BARBERO E., CATANZARITI R. & PINI G.A. (2020) - *Mid-Eocene giant slope failure (sedimentary mélanges) in the Ligurian accretionary wedge (NW Italy) and relationships with tectonics, global climate change and the dissociation of gas hydrates*. Journal of Geological Society of London, **177**: 575-586. Doi: 10.1144/jgs2019-020
- FESTA A. & CODEGONE G. (2013) - *Geological map of the External Ligurian Units in western Monferrato (Tertiary Piedmont Basin, NW Italy)*. Journal of Maps, **9**(1): 84-97. Doi: 10.1080/17445647.2012.757711
- FESTA A., DELA PIERRE F., CAVAGNA S., CLARI P. & MARTIRE L. (2007) - *Structural control on gas hydrates dissociation and fluid flow migration in the Upper Miocene sediments of the Tertiary Piedmont Basin (NW-Italy)*. TSG AGM 2007, Jan 3rd-6th 2007, Glasgow (UK), Abstract, 83.
- FESTA A., DELA PIERRE F., IRACE A., PIANA F., FIORASO G., LUCCHESI S., BOANO P. & FORNO M.G. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 156 Torino Est*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 143 pp.
- FESTA A., DILEK Y., CODEGONE G., CAVAGNA S. & PINI G.A. (2013) - *Structural anatomy of the Ligurian accretionary wedge (Monferrato, NW Italy), and evolution of superposed mélanges*. Geological Society of America Bulletin, **125**: 1580-1598. Doi: 10.1130/B30847.1
- FESTA A., FIORASO G., BISSACCA E. & PETRIZZO M.R. (2015a) - *Geology of the Villalvernia-Varzi Line between Scrivia and Curone valleys (NW Italy)*. Journal of Maps, **11**: 39-55. Doi: 10.1080/17445647.2014.959569
- FESTA A., OGATA K., PINI G.A., DILEK Y. & ALONSO J.L. (2016) - *Origin and significance of olistotromes in the evolution of orogenic belts: a global synthesis*. Gondwana Research, **39**: 180-203. Doi: 10.1016/j.gr.2016.08.002
- FESTA A., OGATA K., PINI G.A., DILEK Y. & CODEGONE G. (2015b) - *Late Oligocene - early Miocene olistotromes (sedimentary mélanges) as tectono-stratigraphic constraints to the geodynamic evolution of the exhumed Ligurian accretionary complex (Northern Apennines, NW Italy)*. International Geology Review, **57**: 540-562. Doi: 10.1080/00206814.2014.931260
- FESTA A., PIANA F., DELA PIERRE F., MALUSÀ M.G., MOSCA P. & POLINO R. (2005) - *Oligocene-Neogene kinematic constraints in the retroforeland basin of the Northwestern Alps*. Rend. Soc. Geol. It. (nuova serie), **1**: 107-108.

- FORNACIARI E., AGNINI C., CATANZARITI R., RIO D., BOLLA E. & VALVASONI E. (2010) - *Mid-latitude calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology across the middle to late Eocene transition*. *Stratigraphy*, **7**(4): 229-264. Doi: 10.29041/strat.07.4.01
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42**: 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42**: 1-36.
- FRIGERIO C. (2017) - *Pedostratigraphical and geochronological characterization of late Pleistocene to Holocene depositional sequences from the Po Plain: loess and paleosols as paleoseismological markers*. Ph.D. Università dell'Insubria - Dipartimento di Scienza ed Alta Tecnologia, 149 pp.
- FRIGERIO C., BONADEO L., ZERBONI A., LIVIO F., FERRARIO M.F., FIORASO G., IRACE A., BRUNAMONTE F. & MICHETTI A. (2017) - *First evidence for Late Pleistocene to Holocene earthquake surface faulting in the Eastern Monferrato Arc (Northern Italy)*. *Geology, pedostratigraphy and structural study of the Pecetto di Valenza site*. *Quaternary International*, **451**: 143-164.
- GAUDANT J., COURME-RAULT M.D., FORNACIARI E. & FOURTANIER E. (2010) - *The Upper Miocene fossil fish locality of Pecetto di Valenza (Piedmont, Italy): a multidisciplinary approach*. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **49**: 203-225.
- GELATI R., BRUZZI D., CATASTA G. & CATTANE P.C. (1974) - *Evoluzione stratigrafico-strutturale nell'Appennino vogherese a nord-est della Val Staffora*. *Riv. Paleont. Strat.*, **80**(3): 479-514.
- GELATI R. & GNACCOLINI M. (1982) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria della zona limite tra Alpi ed Appennini tra l'inizio dell'Oligocene e il Miocene medio*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **24**: 183-191.
- GELATI R. & GNACCOLINI M. (1988) - *Sequenze deposizionali in un bacino episuturale, nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennino settentrionale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **31**: 340-350.
- GELATI R., GNACCOLINI M., POLINO R., MOSCA P., PIANA F., MORELLI M. & FIORASO G. (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 211 Dego*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 128 pp.
- GELATI R. & MASSIOTTA P. (1977) - *Indizi geomorfologici di deformazioni neotettoniche lungo la «linea Villalvernia-Varzi-Bobbio» (Appennino Settentrionale)*. *Istituto Lombardo - Accademia di Scienze e Lettere, Rendiconti, Classe di Scienze (A)*, **111**: 79-88.
- GELATI R. & PASQUARÉ G. (1970) - *Interpretazione geologica del limite Alpi-Appennini in Liguria*. *Riv. Paleont. Strat.*, **76**(4): 513-578.
- GERMANI D., ANGIOLINI L. & CITA M.B. (2003) - *Guida Italiana alla Classificazione e alla Terminologia Stratigrafica*. APAT. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici. Quaderni Serie III, **9**: 155 pp.
- GEXON (1985) - *Interpretazione sismica a riflessione e rifrazione high-resolution e ricostruzione strutturale, stratigrafica, tettonica e neotettonica. Aree di Po-1 e Po-2. Regione Piemonte*. Rapporto finale n. 84013, ENEL, 52 pp.
- GHIBAUDO G., CLARI P. & PERELLO M. (1985) - *Litostratigrafia, sedimentologia ed evoluzione tettonico sedimentaria dei depositi miocenici del margine sud-orientale del Bacino terziario Ligure - Piemontese*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **104**: 349-397.
- GHIBAUDO G., MASSARI F. & CHIAMBRETTI I. (2014) - *Oligo-Miocene tectono-sedimentary evolution of the Langhe Sub-basin: from continental to basinal setting (Tertiary Piedmont Basin - Northwestern Italy)*. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, **6**: 53-144.
- GHIBAUDO G., MASSARI F., CHIAMBRETTI I., D'ATRI A. & FORNACIARI E. (2019) - *Birth and tectono-sedimentary evolution of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy)*. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, **11**: 5-112. Doi: 10.3304/JMES.2019.008

- GHIELMI M., MINERVINI M., NINI C., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2013) - *Late Miocene - Middle Pleistocene sequences in the Po Plain - Northern Adriatic Sea (Italy): the stratigraphic record of modification phases affecting a complex foreland basin*. Marine and Petroleum Geology, **42**: 50-81. Doi: 10.1016/j.marpetgeo.2012.11.007
- GHIELMI M., ROGLEDI S., VIGNA B. & VIOLANTI D. (2019) - *La successione messiniana e plio-pleistocenica del Bacino di Savigliano (settore occidentale del Bacino Terziario Piemontese)*. Geologia Insubrica, **13**: 3-142.
- GHISELLI F., OTTRIA G. & PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati biostratigrafici sulle arenarie di Scabiazza in base ai nannofossili calcarei (Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Ticenensi di Scienze della Terra, **34**: 75-84.
- GIANOTTI A. (1953) - *Microfaune della serie tortoniana del Rio Mazzapiedi-Castellania*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, Memorie, **6**: 1-167.
- GIRAUDI C. (2015) - *Quaternary evolution of the plain between Casale Monferrato and Valenza: implications for the tectonics of the Monferrato Thrust Front (Piedmont, NW Italy)*. Alpine and Mediterranean Quaternary, **28**(1): 71-92.
- GOVI M. & MARAGA F. (2005) - *Inundation on the Po Plain caused by levee breaches*. Giornale di Geologia Applicata, **1**(2005): 167-176.
- GOVI M. & TURITTO O. (1996) - *Distribuzione spazio-temporale degli eventi estremi nel Bacino Padano: analisi storica*. Acc. Naz. Eventi estremi: previsioni meteorologiche ed idrogeologia, Roma, 5 giugno 1995, 55-74.
- GRADSTEIN F., OGG J.O., SCHMITZ M.D. & OGG G.M. (2020) - *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, 1357 pp.
- GUERNET C. (2005) - *Ostracoda and stratigraphy of Mediterranean Neogene and Quaternary*. Revue de Micropaléontologie, **48**: 83-121.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G., SGATTONI G. & VALENSISE G. (2018) - *CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Doi: 10.6092/ingv.it-cfti5
- GÜNTHER K. & REUTTER K.J. (1978) - *Geotectonic interpretation of geophysical models of the Monferrato area (Southwestern Po plain)*. In: CLOSS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. (Eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*. Stuttgart, Schweizerbart, 289-292.
- HANDY M.R., SCHMID S.M., BOUSQUET R., KISSLING E. & BERNOULLI D. (2010) - *Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps*. Earth-Science Reviews, **102**: 121-158.
- HUNZIKER J. & MARTINOTTI G. (1984) - *Geochronology and evolution of the Western Alps: a review*. Mem. Soc. Geol. It., **29**: 43-56.
- IACCARINO S. & RIO D. (1972) - *Nannoplancton calcareo e foraminiferi della serie di Viano (Val Tresinaro - Appennino settentrionale)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **78**: 641-678.
- IRACE A. (2004) - *Il Messiniano Piemontese: nuovi dati da due aree campione*. Tesi di Dottorato, Università di Torino, 167 pp.
- IRACE A., CLEMENTE P., NATALICCHIO M., OSSELLA L., TRENKWALDER S., DE LUCA D.A., MOSCA P., PIANA F., POLINO R. & VIOLANTI D. (2009) - *Geologia e idrostratigrafia profonda della Pianura Padana occidentale*. La Nuova Lito, Firenze: 110 pp.
- IRACE A., DELA PIERRE F. & CLARI P.A. (2005) - *"Normal" and "chaotic" deposits in the Messinian Gessoso-Solfifera Fm. at the north-eastern border of the Langhe domain (Tertiary Piedmont Basin)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **4**: 77-85.

- IRACE A., MARCELLI I., FIORASO G., FESTA A., CATANZARITI R., RACO B., MENICHINI M., MASETTI G., BRUSSOLO E., VIVALDO G. & DOVERI M. (2024) - *Subsurface geology of the Torino metropolitan area (Westernmost Po Plain, NW Italy)*. Journal of Maps, **20**(1): 2391963. Doi: 10.1080/17445647.2024.2391963
- IRACE A., MONEGATO G., TEMA E., MARTINETTO E., GIANOLLA D., VASSIO E., BELLINO L. & VIOLANTI D. (2017) - *Unconformity-bounded stratigraphy in the Plio-Pleistocene continental record: new insights from the Alessandria Basin (NW Italy)*. Geological Journal, **52**: 177-206. Doi: 10.1002/gj.2744
- ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 156 Torino Est*.
- ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 196 Cabella Ligure*.
- ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 211 Dego*.
- ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2014) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 178 Voghera*.
- ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2016) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 194 Acqui Terme*.
- ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in pubblicazione nel 2026) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 195 Novi Ligure*.
- ITHACA WORKING GROUP (2019) - *ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faulting). A database of active capable faults of the Italian territory*. Version december 2019.
- LABESSE B. & MAGNÉ J. (1967) - *Existence du Sénonien inférieur dans l'“Alberese” de l'anticlinal de Barca (Val Courone - Tortonese, Italie)*. Comptes Rendus Sommaire de la Société Géologique de France, Paris, **6**: 235-236.
- LAUBSCHER H., BIELLA G.C., CASSINIS R., GELATI R., LOZEJ A., SCARASCIA S. & TABACCO I. (1992) - *The collisional knot in Liguria*. Geologische Rundschau, **81**(2): 275-289.
- LEVI N., ELLERO A., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (2006) - *Polyorogenic deformation history at very shallow structural levels: The case of the Antola Unit (Northern Apennine, Italy)*. Journal of Structural Geology, **28**(1): 694-709.
- LIRER F., FORESI L.M., IACCARINO S.M., SALVATORINI G., TURCO E., COSENTINO C., SIERRO F.J. & CARUSO A. (2019) - *Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology*. Earth-Science Reviews, **196**: 102869. Doi: 10.1016/j.earscirev.2019.05.013
- LOSECKE W. & SCHEELKE I. (1978) - *Results of magnetotelluric measurements in the South-Western Po Plain*. In: CLOSS H., ROEDER D. & SCHMIDT. K. (Eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*. Stuttgart, Schweizerbart, 289-293.
- LOZAR F., VIOLANTI D., BERNARDI E., DELA PIERRE F. & 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): 11-31.
- LUCCHETTI L., ALBERTELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI D. & DONDI L. (1962) - *Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino padano. Con carta geologica 1:100.000*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **81**(4): 5-245.
- LUDWIG O. (1929) - *Geologische untersuchungen in der gegend von Bobbio im Nord Apennin*. Geologische Rundschau, **20**: 36-66.
- MAESANO F.E., ZUFFETTI C., ABBATE A., D'AMBROGI C. & BERSEZIO R. (2024) - *Quaternary slip-rates probabilistic estimation for the Northern Apennines frontal thrust in the Po Plain (Northern Italy) by integrating surface and subsurface data*. Tectonophysics, **873**: 230227. Doi: 10.1016/j.tecto.2024.230227

- MAIA F. (1996) - *Comparison between cladistic and phenetic methods in larger Foraminifera analysis*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **102**: 367-374.
- MAINO M., DECARLIS A., FELLETTI F. & SENO S. (2013) - *Tectono-sedimentary evolution of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy) within the Oligo-Miocene central Mediterranean geodynamics*. Tectonics, **32**(3): 593-619. Doi: 10.1002/tect.20047
- MANCIN N. & COBIANCHI M. (2000) - *Le Marne di Monte Piano della Val di Nizza (Appennino settentrionale): biostratigrafia integrata e considerazioni paleo-ambientali*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **41**: 145-162.
- MANCIN N., MARTELLI L. & BARBIERI C. (2006) - *Foraminiferal biostratigraphic and paleobathymetric constraints in geohistory analysis: the example of the Epiligurian succession of the Secchia Valley (Northern Apennines, Mid Eocene - Late Miocene)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **125**: 163-186.
- MANDARINO A., PEPE G., MAERKER M., CEVASCO A. & BRANDOLINI P. (2020) - *Short-term GIS analysis for the assessment of the recent active-channel planform adjustments in a widening, highly altered river: the Scrivia River, Italy*. Water, **12**(2): 514.
- MANTELLI L. & VERCESI P.L. (2000) - *Evoluzione morfostrutturale recente del pedeappennino vogherese-tortonese*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **41**: 49-58.
- MARRONI M., CERRINA FERRONI A., DI BIASE D., OTTRIA G., PANDOLFI L. & TAINI A. (2002) - *Polyphase folding at upper structural levels in the Borbera Valley (Northern Apennines, Italy): implications for the tectonic evolution of the linkage area between Alps and Apennines*. C. R. Geoscience, **334**: 565-572.
- MARRONI M., MENEGHINI F. & PANDOLFI L. (2010b) - *Anatomy of the Ligure-Piemontese subduction system: evidence from Late Cretaceous-middle Eocene convergent margin deposits in the Northern Apennines, Italy*. International Geology Review, **52**: 1160-1192. Doi: 10.1080/00206810903545493
- MARRONI M., MENEGHINI F. & PANDOLFI L. (2017) - *A revised subduction inception model to explain the Late Cretaceous, double-vergent orogen in the precollisional western Tethys: evidence from the Northern Apennines*. Tectonics, **36**: 2227-2249. Doi: 10.1002/2017TC004627
- MARRONI M., MOLLI G., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (2001) - *Tectono-sedimentary evolution of the External Liguride units (Northern Apennines, Italy): insights in the pre-collisional history of a fossil ocean-continent transition zone*. Geodinamica Acta, **14**: 307-320. Doi: 10.1080/09853111.2001.11432449
- MARRONI M., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (2010a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 196 Cabella Ligure*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 178 pp.
- MARRONI M. & PANDOLFI L. (2007) - *The architecture of the Jurassic Ligure-Piemontese oceanic basin: Tentative reconstruction along the Northern Apennine-Alpine Corsica transect*. International Journal of Earth Science, **96**: 1059-1078.
- MARTELLI L., CIBIN U., DI GIULIO A. & CATANZARITI R. (1998) - *Litostratigrafia della Formazione di Ranzano (Priaboniano-Rupeliano, Appennino Settentrionale e Bacino Terziario Piemontese)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **117**: 151-185.
- MARTINETTO E., IRACE A. & MARRAMÀ G. (2024) - *Messinian age of an "Oligocene" fossil flora from Italy*. Fossil Imprint, **80**(1): 161-180.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: FARINACCI A. (Ed.), *Proceedings of the Second Planktonic Conference, 1970, Roma*. Edizioni Tecnoscienza, **2**: 739-785.
- MARTINIS B. (1954) - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Pliocene piemontese*. Riv. It. Paleont. Strat., **60**: 45-114, 125-194.

- MASSA M., EVA E., SPALLAROSSA D. & EVA C. (2006) - *Detection of earthquake clusters on the basis of waveform similarity: an application in the Monferrato region (Piedmont, Italy)*. Journal of Seismology, **10**: 1-22. Doi: 10.1007/s10950-006-2840-4
- MATTONE R. (2010) - *Il paesaggio delle case in terra cruda*. Regione Piemonte - Collana "Temi per il Paesaggio", 115 pp.
- MAYER M.C. (1877) - *Sur la carte géologique de la Ligurie centrale*. Bull. Soc. Géol. France, s. 3, 5: 282-297.
- MENEGHINI F., DI ROSA M., MARRONI M., RAIMBOURG H. & PANDOLFI L. (2023) - *Subduction signature in the Internal Ligurian Units (Northern Apennine, Italy): evidence from P-T metamorphic peak estimate*. Terra Nova, **36**: 182-190. Doi: 10.1111/ter.12694
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **70**(1): 95-382.
- MERLA G. (1958) - *Essay on the Geology of the Northern Apennines, with a geological map 1:1.000.000*. Atti del convegno "I giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale", Acc. Naz. Lincei - ENI, 2: 629-651.
- MIALL A.M. (1996) - *The geology of fluvial deposits*. Springer Verlag, 502 pp.
- MILETTO M. & POLINO R. (1992) - *A gravity model of the crust beneath the Tertiary Piemonte basin (Northwestern Italy)*. Tectonophysics, **212**: 243-256.
- MINGUZZI V., MORANDI N. & TATEO F. (1989) - *Studio mineralogico di sedimenti sabbiosi oligo-miocenici vulcano derivati a nord di Avolasca (AL)*. Mineralogica et Petrographica Acta, **32**: 109-121.
- MONTRASIO A., PREMOLI SILVA I. & RAGNI U. (1968) - *Osservazioni geologico-stratigrafiche sulla regione compresa tra Casale Monferrato, Vignale, Alfiano Natta e Gabiano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **87**: 581-609.
- MOSCA P., POLINO R., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2010) - *New data for the kinematic interpretation of the Alps-Apennines junction (northwestern Italy)*. International Journal of Earth Sciences, **99**: 833-849. Doi: 10.1007/s00531-009-0428-2
- MUTTI E., PAPANI L., DI BIASE D., DAVOLI G., MORA S., SEGADELLI S. & TINTERRI R. (1995) - *Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino*. Memorie di Scienze Geologiche, Padova, **47**: 217-244.
- MUTTONI G., CARCANO C., GARZANTI E., GHIELMI M., PICCIN A., PINI R., ROGLEDI S. & SCIUNNACH D. (2003) - *Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps*. Geology, **31**: 989-992. Doi: 10.1130/G19445.1
- NIRTA G., PRINCIPI G. & VANNUCCHI P. (2007) - *The Ligurian Units of Western Tuscany (Northern Apennines): insight on the influence of pre-existing weakness zones during ocean closure*. Geodinamica Acta, **20**: 71-97. Doi: 10.3166/ga.20.71-97
- NIRTA G., REMITTI F., BARBERO E. & FESTA A. (2024) - *Offscraping and shallow ophiolite accretion in the Ligurian Accretionary Wedge (Tuscan Apennines): role of seafloor structural inheritance*. J. Geol. Soc., **81**(2): 1-15. Doi: 10.1144/jgs2023-189
- NOVARETTI A. (1990) - *Studio biostratigrafico dell'area di raccordo fra la Collina di Torino ed il Monferrato*. Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino, **8**: 1-21.
- NOVARETTI A. (1993) - *Biostratigrafia delle Marne di Antognola del Monferrato occidentale*. Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino, **11**: 423-444.
- NOVARETTI A., BICCHI E., CONDELLO A., FERRERO E., MAIA F., TONON M. & TORTA D. (1995) - *La successione oligo-miocenica del Monferrato: sintesi dei dati biostratigrafici*. In: POLINO R. & SACCHI R. (Eds.), *Atti Conv. Rapporti Alpi-Appennino*. Acc. Naz. Sci., Sc. Doc, **14**: 39-60.

- OGNIBEN L., MARTINIS B., ROSSI P.M., FUGANTI A., PASQUARÉ G., STURANI C., NARDI R., COCOZZA T., PRATURLON A., PAROTTO M., D'ARGENIO B., PESCATOTE T., SCANDONE P., VEZZANI L., AGIP - ATTIVITÀ MINERARIE, FINETTI I., MORELLI C., CAPUTO M., POSTPISCHL D. & GIESE P. (1973) - *Modello strutturale d'Italia alla scala 1:1.000.000*. Foglio Nord. Consiglio Nazionale delle Ricerche. Grafica Editoriale Cartografica S.p.A., Roma.
- OTTRIA G., CATANZARITI R. & CERRINA FERONI A. (2001) - *The Ranzano unit boundaries in the type area: Lower Oligocene events in the epi-Ligurian Succession (northern Apennines, Italy)*. *Eclogae geol. Helv.*, **94**: 185-196.
- PADOVAN S., SALZANI P. & VENTURINO GAMBARI M. (2004) - *Casalnoceto, loc. Cascina Cascinetta (1993)*. In: VENTURINO GAMBARI M. (Ed.), *Alla conquista dell'Appennino. Le prime comunità delle valli Curone, Grue e Ossona*. Ministero per i beni e le attività culturali. Soprintendenza per i beni archeologici del Piemonte. Provincia di Alessandria. Comune di Brignano Frascata. Brignano Frascata, Polo Museale, 135-146.
- PANINI F., FIORONI C. & FREGNI P. (2006) - *Geologia dell'area di Varzi (Appennino vogherese): note preliminari*. *Atti Ticinensi Scienze della Terra*, **45**: 43-59.
- PANINI F., FIORONI C. & FREGNI P. (2013) - *Le brecce argillose di Musigliano (Appennino Vogherese-Tortonese): dati stratigrafici preliminari*. *Rendiconti online della Società Geologica Italiana*, **26**: 21-31.
- PANINI F., FIORONI C., FREGNI P. & BONACCI M. (2002) - *Le rocce caotiche dell'Oltrepò Pavese: note illustrative alla Carta Geologica dell'Appennino vogherese tra Borgo Priolo e Ruino*. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, **43**: 83-109.
- PAPANI G., DE NARDO M.T., BETTELLI G., RIO D., TELLINI C. & VERNIA L. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 218 Castelnovo ne' Monti*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 140 pp.
- PAPANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Flysch di M. Cassio. Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia, Formazioni geologiche*. Servizio Geologico d'Italia, **4**: 63-72.
- PAVIA G. (1989) - *Il giacimento a pesci messiniani di Pecetto di Valenza (Alessandria)*. *Bollettino Società Piemontese di Archeologia e Belle Arti*, **43**: 15-21.
- PAVIA G., DULAI A., FESTA A., GENNARI R., PAVIA M. & CARNEVALE G. (2022) - *Palaeontology of the upper Pliocene marine deposits of rio Vaccaruzza, Villalvernia (Piedmont, NW Italy)*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **128**(1): 129-210.
- PELLEGRINO L., ABE K., GENNARI R., LOZAR F., DELA PIERRE F., NATALICCHIO M., MIKAMI Y., JORDAN R.W. & CARNEVALE G. (2020b) - *Integrated micropaleontological study of the Messinian diatomaceous deposits of the Monferrato Arc (Piedmont basin, NW Italy): New insights into the paleoceanographic evolution of the northernmost Mediterranean region*. *Marine Micropaleontology*, **160**: 101910. Doi: 10.1116/j.marmicro.2020.101910
- PELLEGRINO L., DELA PIERRE F., JORDAN R.W., ABE K., MIKAMI Y., NATALICCHIO M., GENNARI R., LOZAR F. & CARNEVALE G. (2020a) - *The upper Miocene diatomaceous sediments of the northernmost Mediterranean region: a lamina-scale investigation of an overlooked palaeoceanographic archive*. *Sedimentology*, **67**: 3389-3421. Doi: 10.1111/sed.12748
- PELLEGRINO L., DELA PIERRE F., NATALICCHIO M. & CARNEVALE G. (2018) - *The Messinian diatomite deposition in the Mediterranean region and its relationships to the global silica cycle*. *Earth-Science Reviews*, **178**: 154-176.
- PEOLA P. (1900) - *Flora tongriana di Pavone d'Alessandria*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **19**: 36-62.
- PEROTTI C. (1991) - *Osservazioni sull'assetto strutturale del versante padano dell'Appennino Settentrionale*. *Atti Ticinensi Scienze della Terra*, **34**: 11-22.
- PIANA F. (2000) - *Structural features of Western Monferrato (Alps-Apennines junction zone, NW Italy)*. *Tectonics*, **19**: 943-960.

- PIANA F., FIORASO G., IRACE A., MOSCA P., D'ATRI A., BARALE L., FALLETTI P., MONEGATO G., MORELLI M., TALLONE S. & VIGNA G.B. (2017) - *Geology of Piemonte region (NW Italy, Alps-Apennines interference zone)*. Journal of Maps, **13**(2): 395-405. Doi: 10.1080/17445647.2017.1316218
- PIANA F. & POLINO R. (1994) - *La zona traspressiva di Rio Freddo e l'evoluzione convergente del Monferrato e della Collina di Torino*. Atti Tic. Sc. Terra, Serie Speciale, **1**: 167-180.
- PIANA F. & POLINO R. (1995) - *Tertiary structural relationships between Alps and Apennines: the critical Torino Hill and Monferrato area, Northwestern Italy*. Terra Nova, **7**: 138-143.
- PIAZZA A., ARTONI A. & OGATA K. (2016) - *The Epiligurian wedge-top succession in the Enza Valley (Northern Apennines): Evidence of a syn-depositional transpressive system*. Swiss Journal of Geosciences, **109**: 17-36.
- PIERI M. (1961) - *Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano, eseguito dai geologi dell'AGIP Mineraria*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **80**: 111-126.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain*. Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto "Modello Strutturale", Publ. **414**: 1-13.
- PINI G.A. (1999) - *Tectonosomes and olistostromes in the Argille Scagliose of the Northern Apennines, Italy*. Geological Society of America Special Papers, **335**: 73 pp.
- PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1993) - *Le Unità liguri ed emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **36**: 183-229.
- PONDRELLI S. (2002) - *European-Mediterranean Regional Centroid-Moment Tensors Catalog (RCMT)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Doi: 10.13127/rcmt/euromed
- PONDRELLI S. & SALIMBENI S. (2006) - *Italian CMT Dataset*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Doi: doi.org/10.13127/rcmt/italy
- POZZI R. & FRANCANI V. (1968) - *Lineamenti idrogeologici della pianura di Alessandria*. Geologia Tecnica, Anno VI, Fascicolo **4**: 131-143.
- PREVER P.L. (1909) - *Le formazioni ad Orbitoidi di Rosignano Piemonte e dintorni*. Boll. Soc. Geol. It., **28**: 145-156.
- PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., CHIARI M., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MARCUCCI M., SACCANI E. & TREVES B. (2004) - *The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the western Tethys oceanic basin: a review*. Ofioliti, **29**(2): 177-211.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Memorie della Società Geologica Italiana, **28**: 549-576.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49**: 1-26.
- RAFFI S., RIO D., SPROVIERI R., VALLERI G., MONEGATTI P., RAFFI I. & BARRIER G. (1989) - *New stratigraphic data on the Piacenzian stratotype*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **108**: 183-196.
- RAFFI S. & SERPAGLI E. (1996) - *Introduzione alla paleontologia*. UTET, 654 pp.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1923) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 70 Alessandria*. Roma.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1929) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 71 Voghera*. Roma.
- REMITTI F., FESTA A., NIRTA G., BARBERO E. & MITTEMPEGHER S. (2024) - *Role of folding-related deformation in the seismicity of shallow accretionary prisms*. Nature Geoscience, **17**: 600-607. Doi: 10.1038/s41561-024-01474-6

- REMITTI F., VANNUCCHI P., BETTELLI G., FANTONI L., PANINI F. & VESCOVI P. (2011) - *Tectonic and sedimentary evolution of the frontal part of an ancient subduction complex at the transition from accretion to erosion: The case of the Ligurian wedge of the northern Apennines, Italy*. Geological Society of America Bulletin, **123**: 51-70.
- RICCI LUCCHI F., BASSETTI M.A., MANZI V. & ROVERI M. (2002) - *Il Messiniano trent'anni dopo: eventi connessi alla crisi di salinità nell'avanfossa appenninica*. Studi Geologici Camerati, Nuova serie, **1/2002**: 127-142.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: Syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland*. In: ALLEN P. (Ed.), *Foreland basins, excursion guidebook*. Fribourg, International Association of Sedimentologists, 137-176.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: KASTENS K.A., MASCLE J. et alii (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **107**: 513-533.
- ROBBONI F.C. (2007) - *Terrarossa. Le case di terra della Frasceta. Storia, cultura e paesaggio*. Comune di Alessandria, 346 pp.
- ROSSI M., MOSCA P., POLINO R., ROGLEDI S. & BIFFI U. (2009) - *New outcrop and subsurface data in the Tertiary Piedmont Basin (NW-Italy): unconformity-bounded stratigraphic units and their relationships with basin-modification phases*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **115**: 305-335.
- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R. (1990) - *Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution*. Mém. Soc. Géol. France N.S., **156**: 309-322.
- ROURE F., BERGERAT F., DAMOTTE B., MUGNIER J.L. & POLINO R. (1996) - *The ECORS-CROP Alpine seismic traverse*. Mém. Soc. Géol. France, **170**: 1-113.
- ROVERETO G. (1939) - *Liguria geologica*. Memorie della Società Geologica Italiana, **2**: 1-743.
- ROVERI M., BASSETTI M.A. & RICCI LUCCHI F. (2001) - *The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Appennine foredeep perspective*. Sedimentary Geology, **140**: 201-214.
- ROVERI M., MANZI V., RICCI LUCCHI F. & ROGLEDI S. (2003) - *Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso Basin (Northern Apennines, Italy): implications for the onset of the Messinian salinity crisis*. Geological Society of America Bulletin, **115**: 387-406.
- ROVERI M. & MANZI V. (2007) - *Gessoso-solfifera*. In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (Eds.), *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Unità tradizionali*. Quaderni SGI, Serie III, **7**: 303-310.
- ROVERI M., MANZI V., BASSETTI M.A., MERINI M. & RICCI LUCCHI F. (1998) - *Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern-Romagna (northern Apennines, Italy)*. Giornale di Geologia, ser. 3^a, **60**: 119-142.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B., GASPERINI P. & ANTONUCCI A. (2022) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0*. INGV - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Doi: 10.13127/cpti/cpti15.4
- RUFFINI R. & CADOPPI P. (1994) - *Evidence of trachytic and rhyolitic volcanism in the Miocene succession of Monferrato (NW Italy)*. Atti Tic. Sc. Terra, s.s. **1**: 297-311.
- RUFFINI R., VALLERI G. & RICCI B. (1991) - *I livelli vulcanoclastici del Monferrato. Nuove segnalazioni ed inquadramento stratigrafico*. Boll. Mus. Reg. Sc. Nat. Torino, suppl., **9**, **1**: 83-97.
- SACCO F. (1891) - *L'Appennino Settentrionale (parte centrale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **10**: 731-956.
- SACCO F. (1889-1890) - *Il Bacino terziario e quaternario del Piemonte*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **31-32**: 135-281, 289-398, 331-390.
- SACCO F. (1935a) - *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*. Min. Corp. R. Uff. Geol. Roma, 85 pp.

- SACCO F. (1935b) - *La trivellazione profonda (766 m) di Valle S. Bartolomeo (Alessandria)*. Atti della Reale Accademia delle Scienze di Torino, **70**: 551-562.
- SAMES C.W. (1967) - *Sui conglomerati medio-cretacei della geosinclinale emiliana e la loro importanza per la paleogeografia*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **86**: 49-58.
- SARTI C. (2014) - *New find of an Ammonite in the "Argille Scagliose" Formation of Montovolo (Bologna)*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, **274**: 127-132.
- SARTI C. (2023) - *Macroscaphites (Ammonoidea) in the Argille Scagliose Formation of Prignano sulla Secchia (Modena, Italy)*. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología, **92**: 1-5.
- SCARDIA G., DE FRANCO R., MUTTONI G., ROGLEDI S., CAIELLI G., CARCANO C., SCIUNNACH D. & PICCIN A. (2012) - *Stratigraphic evidence of a Middle Pleistocene climate-driven flexural uplift in the Alps*. Tectonics, **31**(6): TC6004. Doi: 10.1029/2012TC003108
- SCHUMACHER M.E. & LAUBSCHER H.P. (1996) - *3D crustal architecture of the Alps-Apennines join: a new view on seismic data*. Tectonophysics, **260**: 349-363.
- SCHÜTTENHELM R.T.E. (1976) - *History and modes of Miocene carbonate deposition in the interior of the Piedmont Basins, NW Italy*. Utrecht Micropaleont. Bull., **14**: 1-207.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 70 Alessandria*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 71 Voghera*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969c) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 57 Vercelli*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969d) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 58 Mortara*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 69 Asti*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2002a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 198 Bardi*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2002b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 217 Neviano degli Arduini*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2002c) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 216 Borgo Val di Taro*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2002d) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 218 Castelnuovo ne' Monti*.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. Geologie en Mijnbouw, **56**: 37-65.
- SOCIN C. (1953) - *La serie stratigrafica dei dintorni di Villadeati (Monferrato)*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino, **2**: 69-78.
- SOCIN C. (1954) - *Carta geologica della valle Stura di Murisengo tra Montaldo e Villadeati (Monferrato)*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino, **3**: 7-24.
- STEIN A., VECCHIA O. & FROELICH R. (1978) - *A seismic model of a refraction profile across the Western Po Valley*. In: CLOSS H., ROEDER D. & SCHIMDT K. (Eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*. Schweizerbart, Stuttgart, 180-188.
- STEINMANN G. (1907) - *Alpen und Apennin*. Monastber., d. Deutsch. Geol. Ges., **59**(8-9): 177-183.
- STURANI C. (1972) - *Considerazioni sui rapporti tra Appennino Settentrionale e Alpi Occidentali*. Atti del Convegno "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino", Roma, 16-18 febbraio 1973. Accademia dei Lincei, Roma, 119-142.
- STURANI C. (1973) - *Considerazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale ed Alpi occidentali*. Accad. Naz. Lincei, Mem., **183**: 119-142.

- STURANI C. (1975) - *Explanatory notes on the Western Alps (from the Sestri-Voltaggio Line to the Val d'Ossola)*. C.N.R., Quad. "La Ricerca Scientifica", **90**: 149-174.
- STURANI C. & SAMPÒ M. (1973) - *Il Messiniano inferiore in facies diatomitica nel Bacino Terziario Piemontese*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **12**: 335-358.
- TARAMELLI T. (1877) - *Osservazioni stratigrafiche sulla Provincia di Pavia*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. e Lett., Milano, s. II, **10**(9-10): 279-297.
- TARAMELLI T. (1878) - *Sulla formazione serpentinoso dell'Appennino Pavese*. Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., s. III, **2**: 1-56.
- TARAMELLI T. (1882) - *Descrizione geologica della Provincia di Pavia*. Stab. Crivelli G., Milano, 1-163.
- TARAMELLI T. (1916) - *Descrizione geologica della Provincia di Pavia*. Istituto Geografico de Agostini, 1-139.
- TOSCANI G., BONINI L., AHMAD M.I., DI BUCCI D.D., DI GIULIO A., SENO S. & GALUPPO C. (2014) - *Opposite verging chains sharing the same foreland: kinematics and interactions through analogue models (Central Po Plain, Italy)*. Tectonophysics, **633**(1): 268-282. Doi: 10.1016/j.tecto.2014.07.019
- TREVIS B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prism: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9**: 577-618.
- TROPEANO D., GOVI M., MORTARA G., TURITTO O., SORZANA P., NEGRINI G. & ARATTANO M. (1999) - *Eventi alluvionali e frane nell'Italia Settentrionale. Periodo 1975-1981*. CNR-IRPI Torino. Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche, Pubblicazione n. 1927: 279 pp.
- TROPEANO D. & OLIVE P. (1993) - *Eventi geomorfologici nelle Alpi italiane e nella pianura occidentale del Po: inquadramento cronologico in base a radiodatazioni ¹⁴C*. Il Quaternario, **6**(2): 189-204.
- VALLERI G., PIRINI C., NEGRI A., FERRERO E. & BONCI M.C. (1995) - *Integrated biostratigraphy of the Early Miocene diatomaceous sequences of the Monferrato area: Marmorito and Aramengo*. In: POLINO R. & SACCHI R. (Eds.), *Atti Conv. Rapporti Alpi-Appennino*. Acc. Naz. Sci., Sc. Doc, **14**: 61-67.
- VAN DER HEIDE S. (1943) - *Contribution a l'étude géologique des collines du Monferrato (Italie)*. Leid. Geol. Med., **13**: 178-188.
- VANNUCCI G., PIAZZA M., FRAVEGA P. & CHIESA I. (1994) - *Calcareous Rhodophyceae from the "Astian facies" (Pliocene), Valle San Bartolomeo, Alessandria, NW Italy*. Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec., **2**: 351-364.
- VENICE SYMPOSIUM (1958) - *The Venice system for the classification of marine waters according to salinity*. In: *Symposium on the Classification of Brackish Waters*. 8-14 April 1958, Venice, 346-347.
- VENTURINO GAMBARI M. & CORTEMIGLIA G.C. (1993) - *Tortona, corso Romita. Area di insediamento preistorico*. Quaderni della Soprintendenza Archeologica del Piemonte, **11**: 197-198.
- VENTURINO M., CAVALIERI S., CHIARENZA N., CESTARI M., RIBERO M. & AROBBA D. (2018) - *Novi Ligure, località Pieve. Paleosuolo e strutture del Neolitico antico*. Quaderni di Archeologia del Piemonte, **2**: 172-184.
- VENTURINO GAMBARI M., RONCAGLIO M. & MOTELLA DE CARLO S. (2016) - *Tortona, località Prati della Villoria. Ceppaie dell'età del Ferro*. Quaderni della Soprintendenza Archeologica del Piemonte, **31**: 203-204.
- VERCESI P.L. & COBIANCHI M. (1998) - *Stratigrafia di un frammento di margine continentale giurassico: la successione di Case Caldarola (Appennino piacentino)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **117**: 537-554.
- VERCESI P.L., FALLETTI P., PASQUINI C., PAPANI L., PEROTTI C. & TUCCI G. (2014) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 178 Voghera*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 168 pp.

- VESCOVI P., ANDREOZZI M., DE NARDO M.T., LASAGNA S., MARTELLI L., RIO D., TELLINI C., VERNIA L., CATANZARITI R., FORNACIARI E., POLI S., VILLA G. & CIBIN U. (2002b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 216 Borgo Val di Taro*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 115 pp.
- VESCOVI P., FORNACIARI E., RIO D. & VALLONI R. (1999) - *The basal complex stratigraphy of the helmintoid Monte Cassio flysch: a key to the Eoalpine tectonics of the northern Apennines*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **105**(1): 101-128.
- VEZZANI L., FESTA A. & GHISETTI F. (2010) - *Geology and tectonic evolution of the Central-Southern Apennines, Italy*. Geological Society of America, Special Paper, **469**: 58 pp. Doi: 10.1130/2010.2469
- ZANDA E. (1993) - *Tortona, via Emilia. Necropoli romana e medievale*. Quaderni della Soprintendenza Archeologica del Piemonte, **11**: 210-212.
- ZANDA E. & SCALVA G. (1993) - *Alcune osservazioni sulle tracce di suddivisione agraria tra Scrivia e Curone*. In: PANTÒ G. (Ed.), *Archeologia nella Valle del Curone*. Quaderni della Soprintendenza Archeologica del Piemonte, Monografie, **3**: 83-89.
- ZAPPI L. (1961) - *Il Pliocene di Castel Verrua*. Atti Soc. It. Sc. Nat. Mus. Civ. St. Nat. Milano, **100**: 73-204.
- ZUFFETTI C. & BERSEZIO R. (2021) - *Space-time geological model of the Quaternary syntectonic fill of a foreland basin (Po basin, Northern Italy)*. Sedimentary Geology, **421**: 105945. Doi: 10.1080/17445647.2018.1443166

RINGRAZIAMENTI

*Eni per la la fornitura dei dati geologici e geofisici utilizzati
per la ricostruzione del modello geologico tridimensionale del sottosuolo*



