



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo cartografico dello Stato (legge 68 del 2.2.1960)

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

foglio 043

MEZZOLOMBARDO

A cura di

**Marco Avanzini¹, Giuseppe Maria Bargossi², Andrea Borsato¹, Maurizio Cucato³,
Corrado Morelli³, Vincenzo Picotti², Luigi Selli²**

Con la collaborazione di:

**Tiziano Abbà³, Mariangela Balboni⁴, Gianfranco Bazzoli³, Paolo Campedel⁴,
Claudio Carraro⁵, Oscar Groaz⁴, Lorenz Keim⁵, Paolo Ferretti¹, Luca Froner⁴,
Pierpaolo Macconi², Mattia Marini⁶, Gianluca Piccin³, Matteo Rinaldo³, Ernesto
Santuliana⁴, Claudia Strada⁵, Riccardo Tomasoni³, Alfio Viganò⁴, Giorgio Zampedri⁴,
Mauro Zambotto⁴**

1 Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento

2 Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico - Ambientali, Università di Bologna

3 Geologo, libero professionista

4 Servizio Geologico - Provincia Autonoma di Trento

5 Ufficio Geologia e prove materiali - Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige

6 SEA Srl, Torino

Enti realizzatori



Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico



Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige
Ufficio Geologia e prove materiali

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. Galluzzo

Responsabile del progetto CARG per la Provincia Autonoma di Trento:
S. Cocco

Responsabile del Progetto CARG per la Provincia Autonoma di Bolzano:
V. Mair

Per il Servizio Geologico d'Italia – ISPRA

Revisione scientifica:

D. Berti, R. Graciotti, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia, S. Falcetti

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec, S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Per il Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento

Coordinamento operativo:

S. Cocco, M. Balboni

Informatizzazione dei dati geologici:

G. Fucarino, P. Trainotti

Per l'Ufficio Geologia e prove materiali della Provincia Autonoma di Bolzano
Alto Adige:

Coordinamento operativo:

L. Keim, C. Morelli

Informatizzazione dei dati geologici:

M. Cucato, L. Keim, C. Morelli

Banca dati ed allestimento cartografico per la stampa:

B. Monopoli - Land Technology & Services - Padova e Treviso

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

M. Balboni - Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

L. Keim, C. Morelli - Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige
Ufficio Geologia e prove materiali

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico per il loro contributo scientifico

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO	» 11
1.	- GEOMORFOLOGIA	» 11
2.	- CARSISMO.....	» 14
3.	- CENNI DI GEOLOGIA.....	» 15
III	- STUDI PRECEDENTI	» 17
IV	- STRATIGRAFIA DEL VULCANICO	» 23
1.	- GRUPPO VULCANICO ATESINO (GA).....	» 23
1.1.	- FORMAZIONE DI GARGAZZONE (IGG)	» 25
1.2.	- FORMAZIONE DI GRIES (IGR)	» 27
1.3.	- FORMAZIONE DI ANDRIANO (LAN).....	» 29
1.4.	- FORMAZIONE DI TREGIOVO (TGV)	» 30
1.5.	- FORMAZIONE DI ORA (ORA)	» 31
1.5.1.	- <i>Membro di Predonico</i> (ORA ₁)	» 35
2.	- EVOLUZIONE VULCANO-TETTONICA DEL SETTORE DEL GRUPPO VULCANICO ATESINO (GA) AFFIORANTE NELL'AREA DEL FOGLIO MEZZOLOMBARDO	» 36
3.	- GEOCHIMICA DEI PRODOTTI VULCANICI PERMIANI.....	» 39
V	- STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE E VULCANICHE PERMO-MESO-CENOZOICHE	» 43
1.	- ARENARIA DI VAL GARDENA (GAR).....	» 43
2.	- FORMAZIONE A BELLEROPHON (BEL)	» 44
3.	- FORMAZIONE DI WERFEN (WER).....	» 46
3.1.	- MEMBRI DI TESERO E MAZZIN (WER ₁₋₂)	» 46
3.2.	- MEMBRI DI ANDRAZ E DI SIUSI (WER ₃₋₄)	» 48
3.3.	- MEMBRI DELL'OOLITE A GASTEROPODI E DI CAMPIL (WER ₅₋₆) ...	» 49
3.4.	- MEMBRI DI VAL BADIA, CENCENIGHE, SAN LUCANO (WER ₇₋₈₋₉). »	50
4.	- DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE (SLI).....	» 51
5.	- CONGLOMERATO DI VOLTAGO (VTG)	» 52
6.	- FORMAZIONE DI GIOVO (GIV).....	» 54
6.1.	- MEMBRO DI CORTACCIA (GIV ₂).....	» 54
6.2.	- MEMBRO DEL MONTE OZOL (GIV ₃).....	» 55
7.	- FORMAZIONE DEL CONTRIN (CTR).....	» 57

8.	- FORMAZIONE DI MOENA (MNA)	pag. 58
9.	- FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI)	» 58
9.1.	- LITOFACIES DI SCARPATA (SCI _a).....	» 60
9.2.	- BIOSTRATIGRAFIA E PALEOGEOGRAFIA	» 61
10.	- FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BHL)	» 65
11.	- CALCARE DELLA VAL VELA (VVL).....	» 66
12.	- VULCANITI BASALTICHE (VAB)	» 67
13.	- FORMAZIONE DI TRAVENANZES (TVZ).....	» 68
13.1.	- ICNOSITO DEL CASTELLO DI SAN GOTTARDO.....	» 75
13.2.	- ICNOSITO DI MOSTIZZOLO	» 78
14.	- DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)	» 80
15.	- CALCARE DI ZU (ZUU)	» 82
15.1.	- MEMBRO DEL GROSTÈ (ZUU ₁)	» 82
15.2.	- MEMBRO DI TREMALZO (ZUU ₃)	» 83
16.	- GRUPPO DEI CALCARI GRIGI	» 83
16.1.	- FORMAZIONE DI MONTE ZUGNA (FMZ).....	» 84
16.2.	- CALCARE OOLITICO DI LOPPIO (LOP)	» 87
16.3.	- FORMAZIONE DI ROTZO (RTZ).....	» 88
16.3.1.	- <i>Membro di Tovel</i> (RTZ ₁).....	» 90
17.	- Encrinite del Peller (EPE)	» 90
18.	- ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)	» 91
19.	- MAIOLICA (MAI).....	» 93
20.	- SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (VAA)	» 93
21.	- SCAGLIA ROSSA (SAA).....	» 96
22.	- FORMAZIONE DI VAL D'AGOLA (VAG)	» 97
22.1.	- MEMBRO DELLE COSTE DI GRUAL (VAG ₂)	» 97
22.2.	- MEMBRO DEL SARCA DI CAMPIGLIO (VAG ₃)	» 98
23.	- FORMAZIONE DI PONTE PIÀ (FPP).....	» 99
VI	- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI	» 101
1.	- INTRODUZIONE ALLA STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI	» 101
2.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE.....	» 103
2.1.	- FORMAZIONE DI FAEDO (FAD).....	» 103
2.2.	- GRUPPO DI FORTE CASARA (FC)	» 104
2.3.	- SUPERSINTEMA DI NOGARÉ (NG)	» 107
2.4.	- SINTEMA DEL RIO PESCARA (RPS).....	» 107
2.5.	- SINTEMA DEL RIO BARNES (RBR)	» 108
2.6.	- SINTEMA DI PENONE (NON)	» 112

2.7.	- SINTEMA DI CALDARO (CLD)	pag. 114
3.	- UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE ("LAST GLACIAL MAXIMUM")	» 122
3.1.	- SINTEMA DEL GARDA (SGD)	» 125
3.2.	- SUBSINTEMA DI CLOZ (SGD ₃)	» 134
3.3.	- SUBSINTEMA DI MALÈ (SGD ₁)	» 136
3.4.	- SUBSINTEMA DI MOLLARO (SGD ₁₄)	» 142
3.5.	- SUBSINTEMA DI LISIGNAGO (SGD ₁₂)	» 147
3.6.	- SUBSINTEMA DI SAN PAOLO (SGD ₆)	» 151
4.	- SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG)	» 154
4.1.	- ASPETTI GENERALI	» 154
4.2.	- DEPOSITI E FORME ALLUVIONALI DEL FONDOVALLE ATESENO.....	» 154
4.3.	- DATI DEL SOTTOSUOLO IN VAL D'ADIGE.....	» 157
4.4.	- DEPOSITI E FORME ALLUVIONALI DEL T. NOCE NELLA PIANA ROTALIANA.....	» 159
4.5.	- DEPOSITI ALLUVIONALI AL DI FUORI DEL FONDOVALLE ATESENO.....	» 159
4.6.	- DEPOSITI DI ORIGINE MISTA (TORRENTIZI E/O DA DEBRIS-FLOW E/O DI VALANGA) E DI DEBRIS-FLOW, CONOIDI DI ORIGINE MISTA.....	» 160
4.7.	- PALUDI E TORBIERE, DEPOSITI PALUSTRI E LACUSTRI.....	» 161
4.8.	- DEPOSITI DI FRANA	» 163
4.9.	- DEPOSITI DI VERSANTE E DETRITI DI FALDA, LOCALMENTE A GRANDI BLOCCHI.....	» 165
4.10.	- DEPOSITI COLLUVIALI.....	» 166
4.11.	- DEPOSITI ANTROPICI.....	» 167
4.12.	- TRAVERTINO	» 168
VII	- ASSETTO STRUTTURALE	» 169
1.	- INTRODUZIONE	» 169
2.	- TETTONICA MEDIO-TRIASSICA	» 170
3.	- TETTONICA NORICO-LIASSICA.....	» 170
3.1.	- ZONA DI PONTE DELLA ROCCHETTA – MONTE CORNELLO.....	» 170
4.	- TETTONICA DI INVERSIONE CRETACICA.....	» 174
5.	- EVOLUZIONE COMPRESSIVA NEOGENICA	» 175
5.1.	- INTRODUZIONE.....	» 175
5.2.	- CRONOLOGIA DEGLI EVENTI TETTONICI.....	» 177
5.3.	- INQUADRAMENTO DELLE STRUTTURE NEOGENICHE DEL FOGLIO	» 178
5.4.	- I PRINCIPALI LINEAMENTI TETTONICI AD OVEST DELLA VAL D'ADIGE	» 181
5.5.	- PRINCIPALI STRUTTURE AD EST DELLA VAL D'ADIGE	» 185
VIII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	» 193
1.	- SISMICITÀ E SISMOTETTONICA	» 193
1.1.	- SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE	» 193

1.2.	- SISMOTETTONICA	pag. 197
1.3.	- NORMATIVA IN MATERIA SISMICA	» 198
2.	- FRANE E STABILITÀ DEI VERSANTI.....	» 199
3.	- EVENTI ALLUVIONALI.....	» 204
4.	- IDROGEOLOGIA.....	» 206
5.	- RISORSE DEL SOTTOSUOLO E SFRUTTAMENTO ANTROPICO.....	» 213
6.	- LA NUOVA GALLERIA LUNGO IL COLLEGAMENTO STRADALE TRENTO NORD – ROCCHETTA.....	» 216
IX	- SUMMARY	» 221
X	- LEGEND TO THE GEOLOGICAL MAP	» 225
	BIBLIOGRAFIA	» 237

I - INTRODUZIONE

(a cura di V. Picotti)

Il territorio del foglio 043 "Mezzolombardo" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 ricade per circa due terzi nella Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.) e per circa un terzo nella Provincia Autonoma di Bolzano (P.A.B.). Da un punto di vista geografico tale territorio fa parte del bacino del Fiume Adige: in particolare esso comprende un tratto della Val d'Adige (Oltradige meridionale, Bassa Atesina e Piana Rotaliana) e della Val di Cembra, la bassa Val di Non (Anaunia) nonché i rilievi interposti. Tra questi, la cresta di interfluvio tra la Val di Non (bacino del T. Noce) e la Val d'Adige culmina con il M. Roen (2116 m), mentre l'interfluvio con la Val di Cembra (bacino del T. Avisio) è caratterizzato da quote minori, che raggiungono il punto più elevato (1817 m) a sud-ovest del Monte Corno. Il bordo occidentale del foglio si sviluppa parallelamente alle pendici orientali del Gruppo di Brenta, che raggiungono la quota più elevata (circa 1800 m), presso Malga Spora.

I centri abitati più grandi sono sviluppati nei fondovalle della Val d'Adige (Mezzolombardo e Mezzocorona alla confluenza con il T. Noce, Salorno, Ora, Egna e Termeno s.s. del Vino), della Val di Non (Cles e tutti gli altri comuni della valle) e della Val di Cembra.

Il foglio 043 "Mezzolombardo" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 226/99), con una convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale (ISPRA) e le Province Autonome di Trento e di Bolzano, sotto la direzione amministrativa rispettivamente di Saverio Cocco e di Volkmar Mair, ed è il frutto della proficua collaborazione di rilevatori ed esperti di settore, liberi professionisti e/o afferenti alla Provincia Autonoma di Trento (Servizio Geologico), alla Provincia Autonoma di Bolzano (Ufficio Geologia e prove materiali), al Museo Tridentino di Scienze Naturali e all'Università di Bologna. Per la Provincia Autonoma di Trento, Mariangela

Balboni ha curato gli aspetti tecnico-organizzativi dell'intero progetto in collaborazione con Giangaspere Fucarino. Per la Provincia Autonoma di Bolzano la parte tecnico-organizzativa è stata curata da Lorenz Keim e Corrado Morelli.

Il rilievo geologico e gli studi complementari sono stati effettuati nel periodo 2000-2006, dai rilevatori: Tiziano Abbà, Marco Avanzini, Enrico Casolari, Maurizio Cucato, Paolo Ferretti, Mattia Marini, Corrado Morelli, Matteo Rinaldo, Massimo Spanò, Riccardo Tomasoni, Roberto Vallone, Dario Varrone, Giuseppina Zambotti, sotto la supervisione dei direttori di rilevamento Marco Avanzini (substrato sedimentario pre-Quaternario), Giuseppe Maria Bargossi (substrato vulcanico), Andrea Borsato e Maurizio Cucato (coperture quaternarie rispettivamente per la Provincia Autonoma di Trento e per la Provincia Autonoma di Bolzano), Luigi Selli (come esperto di settore per gli aspetti strutturali del Foglio) e con il coordinamento scientifico di Vincenzo Picotti.

Il rilevamento geologico è stato effettuato utilizzando come base topografica la Carta Tecnica della Provincia Autonoma di Trento (CTP) alla scala 1:10.000, mentre per il territorio della Provincia Autonoma di Bolzano si è usata la base topografica I.G.M. in scala 1:25.000 ingrandita alla scala 1:10.000 con integrazione delle isoipse da DTM. Per la Provincia Autonoma di Trento, la trasposizione dei rilievi della Carta Tecnica alle Tavole IGM alla scala 1:25.000 e la relativa informatizzazione sono stati curati dal Servizio Geologico PAT (Giangaspere Fucarino, Paolo Trainotti). Per la Provincia Autonoma di Bolzano l'informatizzazione è stata svolta da Maurizio Cucato, Lorenz Keim e Corrado Morelli. L'omogeneizzazione ed il controllo dei rilievi alla scala 1:25.000 è stata curata dai direttori di rilevamento, dal coordinatore scientifico e da Corrado Morelli che hanno potuto avvalersi di un modello digitale del terreno di grande precisione ottenuto tramite immagini LIDAR. Quest'ultimo ha permesso anche una revisione del tracciato delle faglie ad alto angolo presenti nel foglio, nonché la revisione dei limiti dei sedimenti superficiali quaternari. A questa fase di controllo e di omogeneizzazione dei dati ha contribuito Gianluca Piccin per la parte trentina del foglio. Ulteriori contributi a carattere settoriale sono stati forniti per lo più da collaboratori delle Province Autonome di Trento e di Bolzano: questi ultimi sono esplicitati all'inizio di ogni capitolo o paragrafo delle presenti Note.

I nuovi rilievi geologici hanno portato ad alcune variazioni rispetto alla cartografia precedente (Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000, Foglio 21 Trento, 2ª ed., AA.VV., 1968). In particolare, la stratigrafia delle successioni permo-cenozoiche è stata dettagliata secondo i criteri tradizionali (lito-, crono- e biostratigrafico) e deposizionali (analisi di facies). In alcuni casi l'approccio deposizionale ha reso necessaria l'istituzione di nuove formazioni, in special modo per il substrato vulcanico paleozoico, in precedenza trattato solo dal punto di vista petrografico. Di seguito sono riassunti i principali spunti di novità o problemi generali sorti in seguito alla classificazione stratigrafica adottata per i rilievi geologici.

Vulcaniti permiane - Nel rilevamento delle unità vulcaniche si è adottato, come per i limitrofi fogli geologici Trento (AVANZINI *et alii*, 2010) ed Appiano (AVANZINI *et alii*, 2007), un approccio vulcanologico-litostratigrafico, fondato sull'indivi-

duazione dei corpi in base alla litologia, alla loro facies vulcanica, nonché sul riconoscimento delle relative geometrie e conseguente mappatura delle superfici limite secondo i metodi della stratigrafia fisica. A questo si è affiancato lo studio della composizione definita attraverso l'analisi ottico-petrografica e geochemica. Ne è risultata una stratigrafia basata su un considerevole numero di unità formazionali in parte già individuate nei fogli Appiano e Trento.

Coperture sedimentarie permo-cenozoiche - Il rilevamento della successione sedimentaria ha permesso di affinare la suddivisione in membri e/o formazioni delle diverse unità cartografate in precedenza nel settore rappresentato (Carta Geologica d'Italia, a scala 1:100.000, foglio 21 Trento, 2ª ed., AA.VV., 1968) e di applicare, con un approccio critico, gli schemi stratigrafici proposti da vari Autori negli ultimi decenni. Per quanto possibile la nomenclatura applicata alle successioni permo-mesozoiche del foglio Mezzolombardo ricalca quella istituita nell'area delle Dolomiti Occidentali e delle Prealpi Venete ed ampiamente utilizzata nei fogli già pubblicati per il territorio Sudalpino centrale (Appiano, Asiago, Riva del Garda, Tione di Trento, Malè).

Quaternario - Per il Quaternario si sono seguiti anche in questo foglio i criteri CARG, raccomandati in AA.VV. (1992) ed i risultati del coordinamento realizzato dal "Sottocomitato Alpi" nel 2002-2003. Il criterio di base sta nella scelta di utilizzare primariamente le "unità stratigrafiche a limiti inconformi" (UBSU), che permettono di inquadrare i depositi in un ambito deposizionale nel quadro paleogeografico, adattato alle situazioni osservate nelle aree interne delle Alpi. In particolare, essendo già disponibili i rilievi di quasi tutti i fogli limitrofi si è curata l'integrazione delle unità con quelle già istituite, cercando di evitare la proliferazione delle unità stesse.

PROGETTO
CARG

II - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO

(a cura di A. Borsato, M. Cucato & V. Picotti)

1. - GEOMORFOLOGIA

(M. Cucato & A. Borsato)

Nel territorio rappresentato dal foglio possiamo distinguere le seguenti unità morfologiche (Fig. 1): a) la Val d'Adige; b) il Monte di Mezzo; c) l'Oltradige; d) la Catena della Mendola; e) la Val di Non; f) la Val di Cembra.

La Val d'Adige costituisce uno degli elementi morfologici di maggior nota del foglio. Si tratta di una profonda incisione in cui si sviluppano i maggiori dislivelli tra il fondovalle (tra 210 e 225 m s.l.m.) e la cima più elevata (M. Roen, 2116 m). La valle presenta versanti quasi sempre ripidi, talora marcati da alte pareti subverticali, con un ampio fondovalle alluvionale. Lo sviluppo in pianta, circa NNE-SSW, sembra essere controllato strutturalmente soprattutto dalla importante linea di Trodena. La valle, che ha un'origine primariamente fluviale, presenta soprattutto tracce di modellamento glaciale, ben evidenti specialmente sul tratto più settentrionale, e di tipo gravitativo. Sul versante destro della valle sono da segnalare gli altopiani di Corona (820 m), Favogna (1100 m), Malga Mezzocorona (1200 m), Monte di Mezzocorona (900 m) e in destra Noce l'altopiano di Fai della Paganella (1000 m), legati al controllo strutturale (sovrascorrimenti di Mezzocorona) e alla presenza, in corrispondenza dei lineamenti tettonici, di litotipi più erodibili rispetto a quelli soprastanti. Su tali morfostrutture si sovrappone un modellamento prevalentemente subglaciale, ma con evidenza anche di fenomeni carsici o gravitativi. Nella zona di Cortaccia il controllo strutturale passivo, dovuto alla presenza di formazioni calcareo-marnose intercalate a formazioni dolomitiche di piattaforma, ha dato sviluppo ad un versante a gradoni, ulteriormente articolato dalla presenza di depositi di contatto glaciale e di conoidi di origine mista sospesi, variamente incisi e smembrati dall'erosione torrentizia

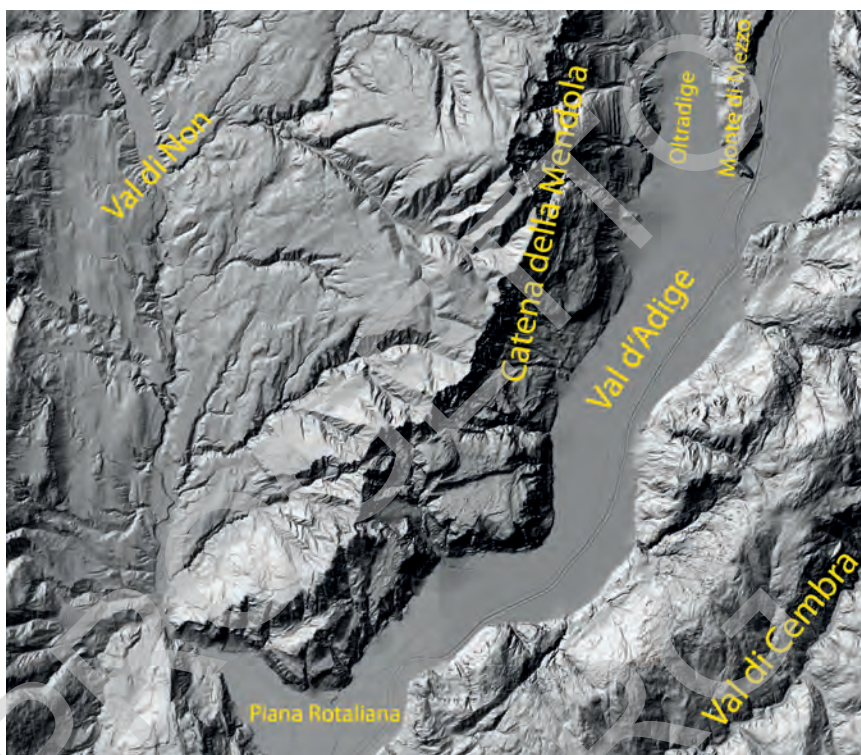


Fig. 1 – I principali elementi morfologici del foglio Mezzolombardo, evidenziati sul modello digitale del terreno.

postglaciale. L'ampiezza del fondovalle (mediamente 2 km), unita ai bassi valori di pendenza (0,7 ‰ tra Bronzolo e S. Michele all'Adige) motiva la presenza di vaste aree paludose, ora bonificate, e del percorso storicamente meandriforme di ampi tratti del Fiume Adige. Gli apporti da parte dei corsi d'acqua tributari non hanno costruito conoidi particolarmente estesi tali da condizionare il percorso del Fiume Adige. Fanno eccezione il conoide di Ora, che si sviluppa proprio nel tratto vallivo più stretto e che arriva a spingere il corso dell'Adige contro la punta meridionale del Monte di Mezzo, ed il conoide del T. Noce, che ha costretto il corso dell'Adige contro il versante orientale. Anche sul versante sinistro della valle possiamo identificare un controllo strutturale sia nelle forme del rilievo sia nell'evoluzione del reticolato idrografico. In quest'ultimo possiamo individuare molti tratti di valle il cui sviluppo è condizionato dalla Linea di Trodena, in particolare i tratti superiori della Val di Trodena (a monte della località Molini), del Rio di Casignano, del Rio di Lauco, del Rio di Tigia e del Rivo Secco. In tutti i casi i settori intermedi e terminali delle valli mostrano una progressiva deviazione verso la Val d'Adige, con tratti obliqui e trasversali alla struttura geologica, in

genere marcati da profonde forre in roccia. Queste ultime hanno isolato rilievi asimmetrici (M. Alto, La Madrutta, M. Prato del Re) marcati da versanti ripidi in cui predominano i fenomeni gravitativi e da altopiani sommitali con evidenze di modellamento strutturale, glaciale e carsico. In taluni casi i rilievi sono orlati da ampi ripiani (Montagna, Pinzano, Mazzon) modellati nelle formazioni facilmente erodibili della serie permo-werfeniana o in antichi depositi di conoide terrazzati (Barco, a S di Masetto). In continuità con il ripiano di Montagna-Pinzano il rilievo di Castelvetro si stacca dal versante principale pur mantenendo una modesta elevazione (405 m), conservando ampie tracce di modellamento subglaciale e testimonianze di una fase di alluvionamento antica.

Il Monte di Mezzo (quota 690 m) costituisce una dorsale rocciosa a sviluppo N-S, scolpita nel Gruppo Vulcanico Atesino, che separa la Val d'Adige ad E dalla regione dell' "Oltradige" (*Überetsch*) ad W. Le forme principali sono legate al modellamento subglaciale e di contatto glaciale, non manca un certo controllo strutturale legato alla diversa erodibilità delle formazioni del substrato.

L'Oltradige è una larga insellatura ("sella di Caldaro-Appiano") in depositi quaternari che, nel tratto che compare nel foglio, degrada verso S, cioè verso il Lago di Caldaro. La presenza di depositi alluvionali antichi, sottostanti a depositi glaciali riferibili all'ultimo evento glaciale, ha da tempo fatto pensare che essa sia un tronco abbandonato di una paleovalle del F. Adige, parallelo a quello attuale, il quale in origine doveva essere percorso dall'Isarco-Talvera. Cioè dovevano esistere due valli circa parallele dirette a S, e la confluenza tra Isarco e Adige doveva avvenire nell'area di Termeno, Ora ed Egna. Di interesse morfologico in questo territorio sono i depositi terrazzati presenti sui due fianchi della valle legati a più fasi di modellamento alluvionale e glaciale. Al centro del settore meridionale dell'Oltradige troviamo il Lago di Caldaro il quale costituisce il più grande lago naturale della Provincia Autonoma di Bolzano (circa 1,3 km²).

La Catena della Méndola si prolunga con andamento NNE-SSW dal passo omonimo (fuori foglio, 1363 m s.l.m.) attraverso le cime del M. Roen (2116 m), Corno di Tres (1812 m), Cima di Roccapiana (1873 m), Pontalt (1617 m), dove piega verso SSW scendendo alla gola della Rocchetta (250 m) da dove il rilievo risale con direzione S lungo la dorsale del Monte Fausior (fuori foglio, 1554 m). Nel suo insieme la Catena della Méndola separa il bacino della Val d'Adige da quello della Val di Non (Torrente Noce) attraverso una gigantesca *cuesta*, il cui profilo nettamente asimmetrico presenta un fianco alto e dirupato sul lato della Val d'Adige.

La Val di Non (Anaunia) è un bacino morfotettonico che sposa un blando sinclinorio asimmetrico con asse N-S, modellato principalmente sulle formazioni più facilmente erodibili cretacic-terziarie, e bordato a W da una scarpata di linea di faglia (linea Trento-Cles). Ampie sono le tracce di modellamento glaciale, relative in prevalenza all'ultimo evento glaciale locale (*Last Glacial Maximum*, LGM). Sono evidenti soprattutto in destra Anaunia (ripiano Cles-Termon), dove prevalgono i depositi glaciali spesso modellati in campi di *drumlin* ad andamento N-S. Nella parte assiale e lungo le più importanti valli laterali prevalgono invece i depositi fluvioglaciali – alluvionali e di contatto glaciale, organizzati in diverse

generazioni di terrazzi, mentre il raccordo con i versanti ad W è marcato dalla presenza di depositi gravitativi e di conoidi sospesi. Nella parte terminale della valle, il notevole spessore dei depositi glaciali ed alluvionali del LGM ha ostruito in vari tratti le valli laterali causando l'incisione di solchi epigenetici evidenti soprattutto nella parte terminale del Rio di Belasio, allo sbocco dei corsi d'acqua che scendono da Termon e Maso Luzana. In sinistra Noce il paesaggio è caratterizzato dalle morfologie dolci degli altopiani dell'alta Anaunia, ed è intersecato da valli strette e profonde che localmente assumono i caratteri di profonde forre in roccia, legate all'azione dei torrenti sottoglaciali (SAURO, 1976). I tratti più incisi sono le forre del Noce a Mostizzolo e subito a valle dell'invaso idroelettrico artificiale del Lago di S. Giustina, quelle del Rio Novella, la forra del Rio S. Romedio a valle del santuario e quella del Rivo di Sette Fontane a Castel Brughiero. In tutti questi casi si tratta di solchi epigenetici come talora testimoniato da tracce delle antiche direzioni di drenaggio tra le quali la paleovalle di Coredo che da S. Romedio si dirige verso Castel Brughiero e la paleovalle del Rivo di Sette Fontane che da Castel Brughiero scendeva verso Taio.

La Val di Cembra, parallela alla Linea di Trodena e modellata nelle rocce del Gruppo Vulcanico Atesino, è separata dalla Val d'Adige da un crinale dolce con cime arrotondate di quota compresa tra 1000 e 1812 m (a SW di M. Corno). Nella parte media e superiore della valle è evidente il modellamento glaciale, mentre il tratto inferiore profondamente incassato è dovuto alla prevalente incisione fluviale che ha interessato anche i depositi torrentizi e di contatto glaciale testimoni della storia tardoglaciale della valle. Il sovralluvionamento testimoniato da questi depositi, ora conservati in limitati lembi terrazzati sui due fianchi della valle, ha portato a variazioni del reticolato idrografico locale e all'incisione di solchi epigenetici in roccia presso Gresta ed alla confluenza con il Rio di Brusago. Le valli laterali hanno solitamente un andamento trasversale alla Val di Cembra, con l'importante eccezione della valle del Rio dei Molini ad andamento N-S, ed il loro andamento è per lo più controllato da strutture ad alto angolo (faglie trascorrenti).

2. – CARSISMO

(a cura di A. Borsato)

I fenomeni carsici sono sviluppati in varia misura all'interno di tutte le rocce carbonatiche della successione permo-mesozoica, ma sono particolarmente frequenti ed importanti nella Dolomia Principale e nel Gruppo dei Calcarei Grigi che affiorano estesamente soprattutto in Val di Non. Dato l'ampio sviluppo delle coperture quaternarie alle quote meno elevate molte forme superficiali sono state sepolte o fortemente rimodellate. Le zone con maggior sviluppo di forme superficiali sono pertanto i rilievi più elevati del M. Roen, del M. Fausior (Dosso della Tia) e l'angolo SW del foglio. Sul M. Fausior, in particolare, sono evidenti piccole doline e depressioni glaciocarsiche complesse, trincee carsiche e pozzi superficiali profondi fino ad alcune decine di metri.

Anche lo sviluppo delle maggiori cavità ipogee è limitato alla porzione SW del foglio, ed in particolare alla zona della Rocchetta (Grotta della Rocchetta, Boi del Rico e Grotta della Lovara) e lungo la linea Trento-Cles (sistema carsico Bus de la Spia – Sorgente Acquasanta). L'unica eccezione è rappresentata dalla Grotta di Val Rodeza, una grotta - sorgente che si sviluppa con andamento ascendente lungo un interstrato della Dolomia Principale.

La Grotta della Rocchetta (sviluppo spaziale 443 m, dislivello +40 m) si apre a quota 300 m in destra idrografica nella gola della Rocchetta, e si sviluppa quasi esclusivamente all'interno del Rosso Ammonitico Veronese. È costituita da un unico meandro ascendente impostato lungo un piano di faglia perpendicolare all'andamento degli strati (TERZAN *et alii*, 2004). Si tratta di una grotta-sorgente che si attiva solamente in seguito a forti precipitazioni, e frequentemente durante il disgelio primaverile, con portata massima di 400-500 l/s. Durante l'acme della piena, che di solito perdura da 2 a 8 giorni, si attiva anche l'ingresso del Boi del Rico, situato ca. 20 metri più in alto dell'ingresso della Rocchetta.

La Grotta della Lovara (sviluppo spaziale 350 m, dislivello -70 m) si apre a quota 985 m sul fianco orientale del Monte Corno (Dosso della Tia, sopra Mezzolombardo), ed è scavata all'interno della Formazione di Monte Zugna. È formata da una galleria fossile discendente che segue grosso modo l'immersione degli strati e termina in un pozzo profondo 15 m ostruito da depositi di argilla.

Il Bus de la Spia (sviluppo spaziale 350 m, dislivello -60 m, quota 610 m) consiste in un'unica galleria discendente, che si sviluppa quasi del tutto lungo un piano di faglia immergente verso l'interno del versante (BORSATO *et alii*, 2007a). La grotta, evoluta come emergenza valchiusiana, alla profondità di -56 m raggiunge la falda freatica che costituisce l'estremità di un imponente sifone esplorato per oltre 300 m con tecniche speleosubacquee. Il livello del sifone è caratterizzato da oscillazioni plurimetrie cicliche con periodi variabili da 3 a 12 ore (BORSATO, 2004) del tutto analoghi alle periodicità di variazione di portata della vicina sorgente Acquasanta.

3. - CENNI DI GEOLOGIA (a cura di V. Picotti)

Nel foglio 043 “Mezzolombardo” affiorano terreni appartenenti esclusivamente alle Alpi Meridionali che comprendono rocce vulcaniche del Gruppo Vulcanico Atesino (Permiano inferiore) e rocce della successione sedimentaria permo-mesozoica e terziaria. Il Quaternario è rappresentato da corpi per lo più discontinui drappeggianti i versanti o più continui come riempimento dei fondovalle.

Le rocce vulcaniche sono formate da una successione di espandimenti lavici e ignimbritici, associati a livelli vulcanoclastici e sedimentari, messi in posto da una intensa attività di tipo fissurale e centrale nel Permiano inferiore. Si tratta di prodotti di attività vulcanica in ambiente subaereo, con composizione geochemica dei magmi che varia da termini andesitici a termini riolitici, localizzati in una

profonda depressione limitata da importanti discontinuità crostali (Linea della Valsugana, Linea delle Giudicarie e della Pusteria); la potenza raggiunta è probabilmente superiore ai 3000 m nel settore centrale (Bolzano).

Le coperture sedimentarie presenti nel foglio comprendono formazioni cronologicamente comprese tra il Permiano superiore e l'Eocene superiore. Esse mostrano variazioni di spessore e di facies che attestano l'attività, a più riprese, di un'importante tettonica sinsedimentaria.

Il Quaternario è rappresentato per la massima parte da depositi pleistocenici lasciati dal ghiacciaio Atesino, da depositi tardoglaciali legati alle fasi di ritiro (depositi fluvioglaciali, depositi di contatto glaciale) e da depositi postglaciali, prevalentemente di versante, di origine mista ed alluvionali.

La struttura tettonica è dominata da un complesso reticolo di faglie ad andamento NE-SW, NW-SE e N-S. Tale struttura, originatasi nel Permiano in un contesto geodinamico distensivo ed attiva durante l'eruzione delle vulcaniti tramite una serie di faglie normali che ne hanno condizionato la distribuzione e gli spessori, è stata poi ripresa nel Mesozoico (Triassico medio, Giurassico inferiore, Cretacico superiore) ed infine riattivata con cinematica opposta durante la fase compressiva neogenica.

III - STUDI PRECEDENTI

(a cura di M. Avanzini, G.M. Bargossi, A. Borsato & M. Cucato)

L'assetto geologico del tratto della Val d'Adige compreso tra Trento ed Ora e il settore meridionale della Val di Non sono stati oggetto di studi geologici a partire dalla seconda metà del XIX secolo quando LEPSIUS (1878), BITTNER (1881, 1883) e WOLFF (1905, 1908) studiano i terreni della catena della Mendola e dell'alta Anaunia. GÜMBEL (1873) e RICHTHOFEN (1874) confrontano i terreni triassici delle pareti strapiombanti sulla Val d'Adige (zona della Mendola) con quelli delle Dolomiti (Sciliar) e pochi anni dopo, LOSS (1877) raccoglie i dati dei geologi dell'Istituto Geologico Federale di Vienna e li completa con una serie di osservazioni personali.

Di poco successivi risultano i lavori di VACECK (1894, 1895) e VACECK & HAMMER (1911), volti alla realizzazione della *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie* alla scala 1:75.000 (*Blatt Trient e Blatt Cles*, VACECK, 1903b) il primo completo di Note Illustrative (VACECK, 1911a) che rappresenta un traguardo importante per la conoscenza della stratigrafia di questo settore delle Alpi meridionali.

SCHUBERT (1900) studia i foraminiferi delle formazioni mesozoiche di questo tratto atesino mentre negli anni successivi e con l'intervallo del primo conflitto mondiale, SALOMON (1901, 1905), HERITSCH (1915), SPITZ (1920) e KLEBELSBERG (1935) ne delineano un quadro stratigrafico e strutturale generale. PIA (1925, 1937) estende i suoi studi sul Triassico delle Dolomiti alle formazioni che affiorano ad ovest della Val d'Adige e conferma le intuizioni di Richthofen sull'età e la posizione stratigrafica della "dolomia della Mendola".

I primi lavori eseguiti dai geologi italiani risalgono agli anni immediatamente precedenti il primo conflitto mondiale e riguardano essenzialmente le successioni sedimentarie del Terziario affioranti tra la Val d'Adige e la Val di Non (FABIANI, 1915). Con l'annessione al Regno d'Italia tali studi si intensificano (FABIANI, 1919,

1922, 1930) e fungono da base alla produzione dei fogli geologici Trento e Bolzano (AA. VV., 1929 e 1957) alla scala 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia.

Le prime conoscenze sufficientemente chiare ed organiche sulle vulcaniti atesine del Trentino risalgono a TRENER (1904, 1933) il quale suddivide il sistema vulcanico atesino in tre elementi: Porfido di Calamento, Porfido Violetto, Porfido di Lagorai. La successione vulcanica permiana viene precisata anche grazie al lavoro di VARDABASSO (1930) che riconosce più eventi eruttivi contraddistinti da "colate sovrapposte" con composizione petrografica diversa e separate da tufi, conglomerati o breccie. Vengono così distinti dal basso verso l'alto: Porfido di Calamento, Porfidi felsici basici, Arenarie con avanzi vegetali, Conglomerati, Breccie e tufi arenacei nei Porfidi di Calamento, Filoni di porfirite verde nelle filladi e nei Porfidi di Calamento, Porfido Violetto (basico), Conglomerati e tufi alla base del Porfido di Lagorai, Porfido di Lagorai, Porfido a grossi ortoclasti di Valfloriana, Porfido di Monte Zaccan.

ANDREATTA (1950, 1959) contribuisce ad un miglioramento delle conoscenze sul sistema vulcanico atesino nell'area meridionale del Trentino. Egli divide l'intero complesso in due gruppi: uno inferiore, che corrisponde all'incirca al Porfido di Calamento di Trener, ed uno superiore paragonabile al Porfido Violetto e al Porfido di Lagorai. La serie inferiore, alquanto complessa, è "formata probabilmente da moltissime colate di lave e coltri di tufi riferibili ad un notevole numero di apparati vulcanici distinti". La serie superiore appare molto più omogenea ed è costituita dai "noti porfidi quarziferi". Una suddivisione in due gruppi viene riportata anche da PICHLER (1959), il quale distingue una serie basale, prevalentemente tufacea, con sottili intercalazioni e colate di porfiriti e melafiri, chiamata "basale tuff-serie", e una serie superiore acida, chiamata "*Lagorai-quarzporphyr*". MITTEMPERGHER (1958) studia la serie settentrionale del complesso effusivo atesino, e ridefinisce la successione vulcanica in "complesso inferiore" e "complesso superiore", attribuendo a quest'ultimo un'origine ignimbratica. LEONARDI & ROSSI (1959) distinguono le vulcaniti atesine dell'area di Cavalese in due cicli, uno inferiore ed uno superiore. Per l'interpretazione del ciclo superiore LEONARDI & ROSSI si associano all'ipotesi di Mittempergher. Le vulcaniti permiane sono poi studiate, nell'area meridionale, da D'AMICO & GHEZZO (1963) che scelgono di eliminare la terminologia paleovulcanica, sostituendola con quella neovulcanica.

Nel successivo foglio 21 Trento della Carta Geologica d'Italia (AA.VV., 1968a) si assiste ad un deciso passo in avanti nella precisazione delle unità vulcaniche permiane che vengono riunite nel gruppo delle "Vulcaniti atesine". La successione viene distinta in un Gruppo Inferiore ed uno Superiore, entrambi articolati in una serie di unità. Al Gruppo inferiore appartengono: Lave andesitiche inferiori, Ignimbriti riodacitiche inferiori, Lave dacitiche ("Porfidi di Calamento" TRENER *p.p.*). Del Gruppo superiore fanno parte: Lave andesitiche superiori ("Porfidi di Calamento" – "dicchi di porfiriti" – "porfidi felsitici basici" TRENER *p.p.*), Ignimbriti riodacitiche superiori ("Porfidi di Calamento" – "Porfidi di Lagorai" TRENER *p.p.*), Lave riodacitiche e riolitiche ("Porfidi violetti" TRENER *p.p.*), Ignimbriti riolitiche ("Porfidi di Lagorai" TRENER *p.p.*).

Le recenti carte geologiche prodotte nell'ambito del progetto CARG, fogli Appiano, Trento e Merano (AA.VV. 2007, 2010a, e 2010b) hanno ridefinito e precisato la successione vulcanica fissandone il *range* temporale sulla base di numerose datazioni radiometriche (285-274 Ma). Le ricerche collegate a questo progetto hanno inoltre messo in evidenza la stretta connessione fra emissione dei prodotti vulcanici e progressiva calderizzazione dei settori centrali della piattaforma porfirica, ora chiamata Gruppo Vulcanico Atesino (AVANZINI *et alii*, 2007 e 2010; BARGOSSO *et alii*, 2007 e 2010; MAROCCHI *et alii*, 2008; MORELLI *et alii*, 2007 e 2010).

Per quanto riguarda le coperture sedimentarie permo-triassiche, nei primi lavori di VACEK (1895, 1896), alle “*Grödener Sandstein*” seguono l’ “*Oolith-Dolomit-Stufe*” (Formazione a Bellerophon e Membro di Tesero della Formazione di Werfen), il *Buntsandstein* con gli “Strati di Siusi” e gli “Strati di Campil”, il *Muschelkalk* e il *Keuper*.

Al di sopra del *Muschelkalk* VACEK distingue un corpo di piattaforma di età Anisico superiore – Ladinico: la *Diploporendolomit*, separata dalle unità carbonatiche superiori (*Hauptdolomit*) da un orizzonte di tufi e lave caratteristici della “*Melaphyruption*”. La successione prosegue con i *Graukalke* e l’*Oolith von Capo San Vigilio*, l’Ammonitico rosso, la Maiolica, il Biancone, la scaglia dell’*Unter Kreide* e l’*Eozän* rappresentato per lo più da calcari nummulitici.

Questo quadro stratigrafico viene per buona parte conservato nelle carte del 1903 ma la suddivisione stratigrafica muta in modo abbastanza radicale nelle note illustrative che lo stesso VACEK compila e pubblica nel 1911. Mentre la successione più antica rimane invariata, per le unità sedimentarie abbandona la suddivisione del Triassico germanico inserendo una nuova suddivisione in *Unter - Mittle* e *OberTrias* i cui limiti sono difformi rispetto a quelli del Trias germanico tradizionale ma, soprattutto, attribuisce in modo molto più preciso le formazioni del Trias medio-superiore. Nelle note illustrative del 1911 VACEK distingue, al di sopra di un livello a breccie (Conglomerato di Richthofen) che si appoggia al tetto delle sottostanti piattaforme carbonatiche, una successione di strati di affinità bacinale che definisce “*Zwischenbildungen*” (strati di mezzo). In esse riconosce la presenza di ammoniti attribuibili a “*Ceratites nodosen*” di probabile età ladinica. Per questo motivo la “*Diploporendolomit*” ad essi eteropica o sottostante, viene indicata come “*Schlerndolomit*”.

Nelle Note Illustrative del foglio Trento della Carta Geologica d’Italia (BAR-TOLOMEI *et alii*, 1969) la successione del Triassico medio viene ridescritta e inquadrata nella nuova nomenclatura geologica sviluppata da LEONARDI (1967).

Per quanto riguarda le unità del Giurassico inferiore (Gruppo dei Calcarei Grigi), già nella carta del Vacek, le successioni erano state suddivise in unità di rango inferiore: una “*Norigliostufe*” superiore (Formazione di Rotzo) ed una parte inferiore “*Oolitische Kalke und kalkhorizont mit Gervillia buchi*” (calcare Oolitico di Loppio e Formazione di Monte Zugna). L’unità basale di transizione tra Dolomia Principale e Calcarei Grigi è definita “*Grenzdolomit*”.

TRENER (1933) accorpa nel foglio Trento della Carta Geologica delle Tre Ve-

nezie le unità nel “Giurese inferiore (Lias) – Serie dei Calcarei Grigi” e l’Oolite di San Vigilio è compresa nelle unità del “Giurese medio e superiore” da DAL PIAZ (1926) sulla base dei rilievi di Fabiani. Nelle Note Illustrative della 2ª edizione del foglio Trento (BARTOLOMEI *et alii* 1969), permane la stessa rappresentazione con l’introduzione del nome formazionale “Calcarei Grigi di Noriglio” distinti informalmente in due litofacies: calcari microcristallini grigi a Orbitopsella e calcari dolomitici e dolomie grigio – chiare.

Le unità del Giurassico superiore (Rosso Ammonitico Veronese) vengono descritte dal TRENER (1933) utilizzando una nomenclatura coniata in parte dai cava-tori. La parte inferiore del Rosso Ammonitico è il “Verdello” che passa ai livelli selciferi del “Ziresol” e sfuma nella parte biancastra del “Titonico”.

Per il Cretacico, TRENER (1933) fa notare che la parte più bassa di quel complesso di strati che tradizionalmente viene attribuito alla Scaglia Rossa (VACEK, 1903a; 1903b), nei dintorni di Trento è molto probabilmente riferibile al Bianco-ne e come tale lo descrive ammettendone il ridottissimo spessore. Tale intuizione verrà confermata molti anni più tardi da FUGANTI & MOSNA (1963) e BOSELLINI *et alii* (1978) nel loro studio sui bacini cretacei del Trentino. Negli stessi lavori viene messa in evidenza la presenza di livelli anossici di età Albiano – Cenoma-niano, delineando una paleogeografia cretacea dominata da alti e bassi strutturali ad orientazione giudicariense.

I primi studi sul Quaternario della regione furono svolti da Autori di lingua tedesca. Tra di essi è da citare Penck per il lavoro monumentale scritto assieme a Brückner riguardante le Alpi nell’era glaciale (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Per quanto riguarda l’Oltradige (sella di Appiano-Caldaro) egli si preoccupa di ricostruire le vicende glaciali di questa regione cercando di trovare spiegazione sulla presenza di corpi ghiaiosi ritenuti “alluvionali” sottostanti a depositi glaciali. La spiegazione fornita da Penck è nel ritenere che tali depositi si siano formati durante una o più fasi di riavanzata glaciale (stadia di Bühl) nel postwürmiano, testimoniate da una morena stadiale riconosciuta ad W del Monte di Mezzo. Allo sbocco della valle del T. Noce in Val d’Adige egli riconosce e descrive conglomerati terrazzati di 30-40 m sul fondovalle, sottostanti a depositi glaciali, presso la chiesa di S. Pietro a Mezzolombardo. KLEBELSBERG (1926, 1935) fornisce una diversa interpretazione: la morena su cui in parte si basava l’interpretazione di Penck viene da esso considerata piuttosto come una forma d’erosione ed i depositi glaciali presenti come morena di fondo würmiana. Conseguentemente i depositi ghiaiosi sottostanti sono equivalenti alle “alluvioni interglaciali”.

Più recentemente STACUL (1965, 1991) descrive i depositi presenti presso il Castel Varco (Laimburg), considerandoli come depositi lacustri tardoglaciali. EBERS (1972) riprende l’analisi della geologia dell’Oltradige, soffermandosi sulla morfologia della regione che rappresenta secondo l’autrice un classico esempio di paesaggio a *drumlin*; essa inoltre considera i depositi ghiaiosi sottostanti alle morene come interglaciali, avanzando l’ipotesi che prima dell’avanzata glaciale würmiana il paesaggio fosse modellato in depositi fluviali terrazzati. La stessa considera la morena stadiale di Penck come una morena mediana tra il ghiaccia-

io dell'Isarco e quello dell'Adige. CASTIGLIONI & TREVISAN (1975) distinguono le ghiaie deposte prima dell'ultimo grande evento glaciale "würmiano" ed altri depositi prevalentemente glaciolacustri ritenuti "tardiglaciali", rinvenuti anche in altre località prima mai descritte. SCHOLZ *et alii* (2005) interpretano la "morena" sopracitata, così come altre forme presenti sull'altro lato della valle, come costituite da depositi di contatto glaciale che testimoniano fasi di riavanzata glaciale durante il tardoglaciale, conclusioni solo in parte condivise dagli Autori di queste note. Gli stessi Autori si occupano anche dello studio dei depositi quaternari della zona a S dell'Oltreadige, in particolare di Cortaccia, con dati nuovi per quanto riguarda la sedimentologia e la morfologia. Recentemente THALHEIMER & BERGER (1998) hanno fornito un contributo sulla regione attraverso la caratterizzazione dei suoli qui presenti, anche dal punto di vista cartografico.

Relativamente ad altri settori della Val d'Adige è da ricordare TRENER (1933) che cita la presenza di alluvioni antiche a Gleno (Montagna - BZ). VENZO (1962) fornisce una descrizione dei depositi quaternari della regione studiata anche dal punto di vista cartografico; di particolare interesse è la descrizione di alluvioni interglaciali a Mazzone e Pinzano, sui due fianchi della bassa Val Trodena, interpretazione che solo in parte viene qui confermata. Lo stesso autore descrive depositi analoghi terrazzati in Val di Cembra ed i depositi di conoide antichi presenti presso Faedo, che tuttavia l'autore interpreta come "frane rimaneggiate" dell'interglaciale Riss-Würm.

Per l'area della Val di Non sono da citare gli studi di SAURO (1976), incentrati sul riconoscimento e l'interpretazione delle forme presenti, e di CALLEGARI (1932) che pone inoltre particolare attenzione sull'articolato sistema di valli e forre che caratterizza il reticolo idrografico di questa regione.

Per quanto riguarda la paleosismologia è da sottolineare il contributo di GALADINI *et alii* (1997) che nello studio dei resti delle mura di una villa romana esumata nel corso di uno scavo ad Egna descrivono dislocazioni che interessano anche il terreno di fondazione. Gli stessi autori correlano tali dislocazioni con gli effetti di un terremoto di grande intensità avvenuto nel 3° secolo d.C. L'argomento è ripreso dagli stessi autori in altre pubblicazioni, in alcune delle quali vengono presentati ulteriori dati a corredo (GALADINI & GALLI, 1999; GALLI & GALADINI, 2001 e 2002).

Studi a carattere geoarcheologico sono stati condotti nei decenni precedenti su siti di età del Bronzo e posteriori, prevalentemente sul fondovalle dell'Adige, ponendo in evidenza i rapporti tra gli insediamenti e la sedimentazione olocenica a Vadena (COLTORTI & DAL RI, 1985), San Floriano (Egna) (COLTORTI, 1985; COLTORTI & DAL RI, 1991), Egna (BASSETTI, 2002; DI STEFANO, 2002), Mezzolombardo (COLTORTI, 1991). BARTOLOMEI (1974) descrive siti di età neolitica fino all'età del Bronzo in varie località della Val d'Adige, mentre BAZZANELLA & WIERER (2001) descrivono un sito mesolitico in località Dosso della Forca (Salorno), ai piedi delle pareti rocciose, fornendo utili elementi per correlare la sedimentazione di versante con quella di fondovalle, anche attraverso datazioni ^{14}C .

Studi sulla bonifica del fondovalle dell'Adige e sulla regolarizzazione del corso

del fiume sono forniti da MANFREDI (1997) e da WERTH (2003).

Importanti per le ricadute anche nell'area investigata sono pure i recenti studi effettuati in Val Ceren (Val di Rabbi, laterale della Val di Sole), sulla datazione di fasi glaciali durante il "Tardoglaciale" attraverso l'utilizzo combinato di tecniche di datazione ^{14}C e ^{10}Be (FAVILLI *et alii*, 2009a, 2009b). Datazioni ^{14}C hanno messo in evidenza l'inizio della pedogenesi su una morena laterale a quota 2100 m intorno a 16.785 – 17.840 cal yr BP, mentre la datazione ^{10}Be delle superfici di esposizione di alcuni massi erratici ha permesso di circoscrivere alla parte più alta dei circhi glaciali la riavanzata durante la fase fredda del Dryas Recente tra 13 e 11,6 ka BP.

Altra importante datazione ^{14}C per l'inquadramento delle fasi terminali dell'ultima fase glaciale (LGM) è quella relativa al sondaggio eseguito in Val d'Adige presso Zambana Vecchia, che alla profondità di -166 m dal p.c. ha restituito un'età di 14.125 ± 325 cal yrs BP che testimonia l'avvenuta deglaciazione della Val d'Adige (AVANZINI *et alii*, 2010).

Studi sul concrezionamento ipogeo nella grotte della zona della Rocchetta e del Bus de la Spia sono descritti in BORSATO (1997), BORSATO *et alii* (2005, 2007), MIORANDI & BORSATO (2007). Nel Bus de la Spia datazioni U/Th hanno evidenziato un'importante fase di concrezionamento tra $155.7 \pm 36/-21$ ka e $208.0 \pm 24/-19$ ka (BORSATO *et alii*, 2005), mentre la fase principale di concrezionamento nell'Olocene è documentata tra 10.890 ± 150 cal yr BP e 4.470 ± 200 cal yr BP (BORSATO *et alii*, 2007b).

Un inquadramento regionale degli eventi climatici e sedimentari è inoltre sviluppato in RAVAZZI (2007) per l'area alpina, e in BASSETTI & BORSATO (2007) per la bassa Val d'Adige

IV – STRATIGRAFIA DEL VULCANICO

(a cura di G.M. Bargossi & C. Morelli)

1. - GRUPPO VULCANICO ATESINO (GA)

I prodotti vulcanici permiani si estendono in affioramento su una superficie superiore a 2000 km², compresa fra il lineamento Periadriatico a NW e la linea della Valsugana a SE (BARGOSS *et alii*, 1998; BRANDNER & MOSTLER, 1982). L'insieme dei prodotti vulcanici e sedimentari compresi tra la discordanza basale sul basamento metamorfico varisico e quella sommitale con i *red beds* continentali dell'Arenaria di Val Gardena, su proposta del Gruppo di lavoro per il sedimentario del Comitato d'area per le Alpi Centrali, Orientali ed Occidentali (Verbale riunione n° 4, Verona 3 giugno 2002), è stato chiamato **Gruppo Vulcanico Atesino (GA)**.

L'attività eruttiva del Gruppo Vulcanico Atesino (GA) ha un carattere seriale subalcalino con affinità calcalcalina; essa si è sviluppata in ambiente continentale subareo parallelamente ad una contemporanea attività vulcano-tettonica legata a sprofondamenti calderici (MORELLI *et alii*, 2007; MAROCCHI *et alii*, 2008); questa attività ha ribassato progressivamente i settori centrali e fortemente condizionato le geometrie di messa in posto e la distribuzione dei prodotti. Attualmente nelle zone centrali affiorano quasi esclusivamente i depositi più giovani, nelle zone marginali quelli più antichi.

L'attività magmatica in una prima fase è dominata da fusi di composizione prevalentemente riodacitica ed andesitica; successivamente si ha un'evoluzione in senso acido con presenza quasi esclusiva di termini riolitici. I prodotti sono costituiti da dominanti flussi piroclastici (ignimbriti) con subordinate lave, più abbondanti nelle fasi iniziali, a cui si intercalano diversi livelli epiclastici (MORELLI *et alii*, 2007; MAROCCHI *et alii*, 2008).

Le vulcaniti possono raggiungere uno spessore massimo superiore a 2000

metri ed assottigliarsi sensibilmente nelle zone marginali (SELLI *et alii*, 1996). L'attività eruttiva ha avuto una durata complessiva di circa 11 Ma (285-274 Ma fa) con un tasso di eruzione/deposizione non omogeneo e crescente nel tempo (MAROCCHI *et alii*, 2008).

Nell'area del foglio Mezzolombardo ricade il settore centrale di affioramento del GA dove sono esposte le unità più recenti. Le diverse formazioni presenti sono già state individuate e descritte nell'adiacente foglio Appiano (AVANZINI *et alii*, 2007). Per quanto riguarda la descrizione dei depositi piroclastici si è adottata la classificazione granulometrica dei frammenti piroclastici di FISHER & SCHMINCKE (1984) (Fig. 2).

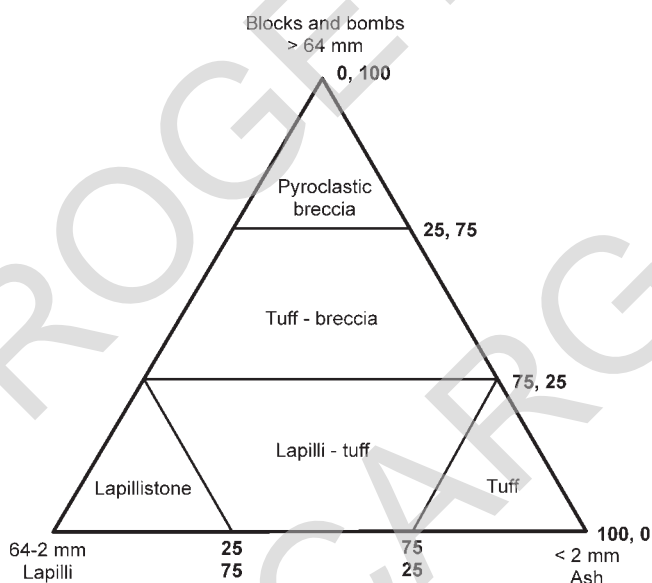


Fig. 2 – Diagramma classificativo dei frammenti piroclastici (da FISHER & SCHMINCKE, 1984)

1.1. – FORMAZIONE DI GARGAZZONE (IGG)

La formazione affiora estesamente più a nord, nell'area dei fogli geologici Appiano, Merano e Bolzano, con spessori fino a 900 metri sui due versanti della Val d'Adige, della Val d'Isarco e della Val Sarentina e nel settore meridionale del Monte Luco, fino quasi a Tregiovo. La stessa formazione è stata riconosciuta anche nel settore più meridionale di affioramento del GA (foglio Trento). Essa rappresenta il prodotto di imponenti espansioni ignimbrici che, con più unità di flusso saldate, ricoprivano gran parte della zona di estensione del Gruppo Vulcanico Atesino e tendevano ad uniformare il paesaggio preesistente. Quest'ultimo doveva essere morfologicamente articolato dalla presenza di differenti apparati vulcanici, formatisi nelle fasi iniziali dell'attività vulcanica e caratterizzati da prevalente emissione di lave.

A causa dei successivi approfondimenti calderici del settore centrale del GA e del conseguente riempimento finale (formazione di Gries e formazione di Ora), la formazione di Gargazzone, facente parte della sequenza inferiore atesina, non è ben esposta nel Foglio: la parte alta, per uno spessore di 150-200 m, affiora solo in una ristretta zona presso il Monte di Mezzo, alla base di Castelchiaro, subito a sud di Maso Stadio.

La formazione è costituita da *lapilli-tuff* riodacitici saldati, molto omogenei ed estremamente coerenti, di colore nero o grigio che possono assumere toni sul rosso violaceo lungo le fessurazioni per progressiva ossidazione. La roccia è in genere nettamente suddivisa in lastre molto regolari (1-30 cm) da fratture subverticali (Fig. 3).



Fig. 3 – Formazione di Gargazzone (IGG): aspetto tipico con netta fratturazione verticale a lastre (Varco Laimburg, presso Maso Stadio).

L'ossatura è costituita da numerosi cristalli (1-3 mm) di plagioclasti di colore bianco e/o rosa chiaro, quarzo traslucido e di biotite nera in una massa di fondo omogenea, irrisolvibile alla lente.

Molto abbondanti sono gli inclusi juvenili a struttura porfirica di dimensioni da centimetriche fino a decimetriche, che si presentano spesso schiacciati ed isorientati (Fig. 4): essi rappresentano le porzioni originarie del magma che al momento dell'eruzione aveva già subito un notevole grado di cristallizzazione durante la risalita e prima della frammentazione.

L'osservazione petrografica definisce una roccia con struttura clastica orientata, priva di selezioni granulometriche, con abbondanti lapilli e ceneri cristallini (40-60%) in una pasta di fondo costituita da un aggregato criptocristallino fel-sitico pseudofluidale, a volte sferulitico, derivato dalla ricristallizzazione della componente vetrosa originaria (Fig. 5). Sono anche presenti plaghe di alterazione cloritica e calcitica, sparsi cristalli di pirite e diffuse microgranulazioni ematitiche. I plagioclasti, tendenzialmente idiomorfi o in frammenti arrotondati, sono trasformati in aggregati di albite, sericite, calcite ed opachi. Il quarzo varia da grossi cristalli con fratturazione interna, bordi arrotondati ed ampie insenature, fino a piccoli frammenti spigolosi. Si rileva anche la presenza di sanidino geminato ed a volte opacizzato per argillificazione. La biotite è prevalentemente idiomorfa, ma deformata e sostituita da ossidi, clorite e aggregati policristallini di quarzo secondario.



Fig. 4 – Formazione di Gargazzone (IGG): particolare con evidenziate fiamme a tessitura porfirica (Varco Laimburg, presso Maso Stadio).

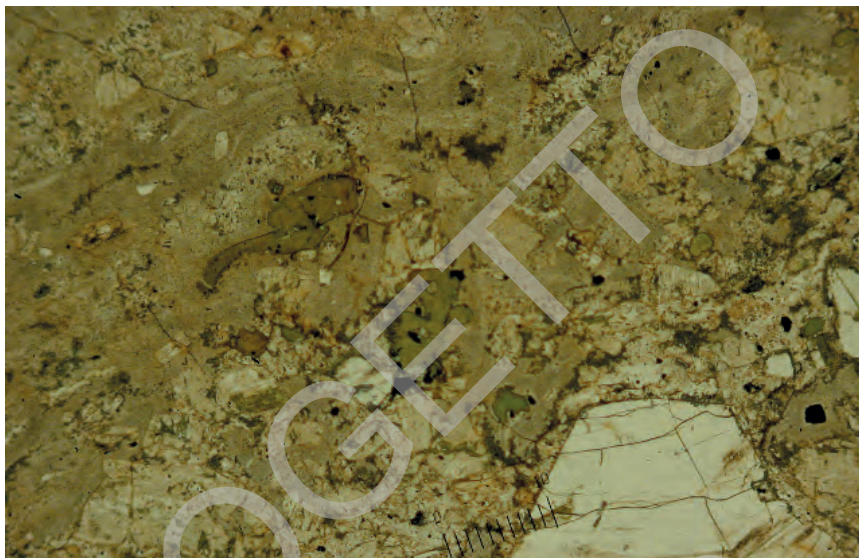


Fig. 5 – Formazione di Gargazzone (IGG): cristalloclasti e pasta di fondo con tessitura pseudofluidale (foto in sezione sottile, Nicols paralleli).

Il pirosseno è completamente sostituito da clorite verde a ciuffetti, sericite ed opachi. Le fasi accessorie sono costituite da epidoto allanitico, apatite in bastoncelli (sia nel fondo che nei cristalloclasti), zircone in individui idiomorfi (ben evidenziati dall'aureola policroica) e da numerose fasi opache. Le fiamme hanno struttura porfirica con un'associazione di fenocristalli identica a quella già descritta, contenuta in una pasta di fondo ricristallizzata con formazione di aggregati quarzo-feldspatici a fiocchi.

1.2. – FORMAZIONE DI GRIES (IGR)

Costituisce una potente unità ignimbrica riolitica presente nel settore centrale del GA alla base della formazione di Ora (ORA) che con i suoi prodotti, successivamente riempirà completamente la depressione calderica.

La formazione di Gries affiora generalmente in Val d'Adige alla base delle pareti principali costituite dalla formazione di Ora ed in particolare: nel settore centrale del Monte di Mezzo con spessori fino a 150 m, nei pressi di Bronzolo, Ora, ed in destra orografica presso Sella; nel settore ad est della linea di Trodena affiora sporadicamente nella zona di Casignano, sempre alla base della formazione di Ora. Solo nella zona di Castelchiaro in Val d'Adige è possibile osservare la formazione in tutto il suo spessore (300 m) dalla base discordante sulla formazione di Gargazzone fino al contatto superiore con la formazione di Tregiovo.

È costituita da *lapilli-tuff* riolitici saldati di colore rosso scuro-violaceo, massivi o blandamente orientati. L'ossatura è formata da abbondanti cristalli millimetrici di sanidino, feldspato rosa e quarzo, immersi in una pasta di fondo rosso-violaceo, felsitica, fluidale, irrisolvibile alla lente. Localmente sono presenti inclusi litici sia vulcanici che metamorfici con bordo di reazione termica; più di frequente si osservano numerosi inclusi juvenili (fiamme) anche di grandi dimensioni, a tessitura porfirica con forma globosa (50 cm), appendici schiacciate, interdigitate con il fondo, allungate ed isorientate secondo la direzione del flusso (Fig. 6a).

Petrograficamente si ha una struttura clastica orientata, con lapilli e ceneri cristallini (30-50%) costituiti da plagioclasti sostituiti da albite, sericite, calcite e fasi argillose, sanidino argillificato ed albitizzato a mosaico, quarzo arrotondato e ad anse, biotite sostituita da opachi, pirosseno sostituito da opachi e clorite, zircone ed apatite come accessori. La pasta di fondo è devetrificata e costituita da aggregati quarzo-feldspatici felsitici con evidenti strutture pseudofluidali marcate da microgranulazioni opache (Fig. 6b); sono ben evidenti le fessurazioni perlitiche che vengono permeate da ossidi e da sericite.

Localmente la porzione superiore della formazione è costituita da **brecce vulcanoclastiche (IGR_a)** in parte grossolanamente stratificate. La roccia è costituita da clasti da metrici a centimetrici, subarrotondati o subangolari, ad assetto caotico, quasi a contatto fra loro, immersi in una matrice meno coerente a struttura microgranulare. I clasti, così come la matrice, sono esclusivamente costituiti da frammenti della formazione originaria. Sono presenti occasionali vene di selce rossa. Queste brecce sono probabilmente dovute a breve trasporto in massa, in seguito a collassi gravitativi del deposito piroclastico appena deposto.

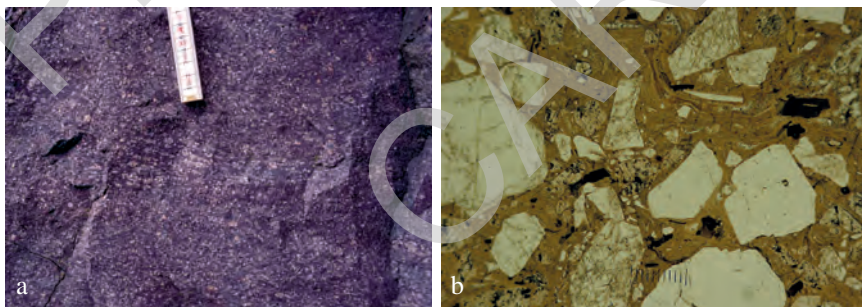


Fig. 6 – Formazione di Gries (IGR): a) tipico aspetto macroscopico delle ignimbriti con grandi pomici porfiriche; b) abbondanti cristalloclasti e pasta di fondo a tessitura pseudofluidale (foto in sezione sottile, Nicols paralleli).

1.3. – FORMAZIONE DI ANDRIANO (LAN)

È una formazione molto caratteristica che affiora a nord e ad ovest di Bolzano (foglio Appiano), con spessore massimo fino a 450 metri che poi diminuisce rapidamente, azzerandosi verso nord e ad ovest, su distanze dell'ordine di 6-7 km.

All'interno del foglio Mezzolombardo essa affiora nella zona a nord del Varco Laimburg (Maso Stadio), più ad ovest nella dorsale di Castelvechio-M. del Lago, alla base dei Monti di Ora, ed in limitati affioramenti nella zona di Casignano. Gli spessori sono generalmente esigui, con valori massimi fino a 250 m.

La novità emersa nel rilevamento del foglio Mezzolombardo rispetto al foglio Appiano è la definizione dei rapporti stratigrafici tra la formazione di Gries e quella di Andriano: infatti sia nella zona di M. del Lago che in quella tra Maso Kreith e Dosso Dodici è possibile osservare chiari rapporti di sovrapposizione delle lave riolitiche della formazione di Andriano sulle ignimbriti della formazione di Gries. Più a nord (foglio Appiano) la formazione di Andriano è presente solo nelle successioni extracalderiche a nord del bordo Bolzano-Castel d'Appiano, mentre la formazione di Gries è presente solo a meridione di tale bordo nella successione interna alla caldera.

Litologicamente sono lave riolitiche compatte di colore da rosso-arancio a rosso-mattone fino a rosso-violaceo, con diffuse bande di flusso lavico di spessore variabile tra 5 e 20 cm (Fig. 7); esse vengono evidenziate dall'erosione selettiva che agisce preferenzialmente lungo i giunti. Queste laminazioni sono generalmente piano-parallele o leggermente ondulate, ma presentano anche ampie ondulazioni con formazione di motivi di pieghe a ginocchio o rovesce; si osservano anche set di bande che si incontrano con angoli variabili. Localmente sono presenti bande di flusso ad andamento subverticale che potrebbero indicare delle zone di fuoriuscita del magma da fratture.

È presente una buona fratturazione verticale. La roccia ha struttura porfirica con fenocristalli (1-3 mm) idiomorfi di feldspati bianchi o rosati e quarzo immersi in una pasta di fondo omogenea irrisolvibile alla lente. La percentuale dei fenocristalli è molto variabile ed a volte si osservano livelli poveri in fenocristalli ed addirittura afirici. A luoghi, alla base e al tetto della formazione, sono presenti alcuni metri in facies a blocchi e/o autobrecciata con sviluppo di alterazioni che rendono la roccia molto friabile.

Petrograficamente mostrano struttura porfirica, talora orientata, a grana variabile da media a grossolana, con indice porfirico compreso tra 35 e 45. Tra i fenocristalli il quarzo mostra arrotondamenti, ampie anse ed inclusioni di pasta di fondo; il plagioclasio si trova associato in aggregati sinplectitici o glomeroporfirici anche con il K-feldspato, spesso è sericitizzato, albitizzato, argillificato ed intensamente permeato da opachi; il K-feldspato (sanidino) è interessato da abbondanti alterazioni argillose e da albitizzazione; la biotite è sostituita completamente o parzialmente da opachi; il pirosseno è sostituito da aggregati microcristallini di opachi, sericite e clorite; apatite e zircone sono le fasi accessorie. La pasta di fondo, originariamente vetrosa, presenta sempre completa ricristallizzazione con motivi a fiocchi che pos-

sono evolvere in aggregati poligonali di quarzo secondario. Si identificano anche lave in cui la pasta di fondo presenta motivi fluidali con orientazione di microlamelle biotitiche e lave in cui lungo la foliazione si verifica la fratturazione dei fenocristalli e della pasta di fondo con produzione di vene allungate di silice rossa e calcite.



Fig. 7 – Formazione di Andriano (LAN): lave riolitiche con evidenti bande di flusso. Base versante nord di M. Corno presso Casignano.

1.4. – FORMAZIONE DI TREGIOVO (TGV)

È la formazione sedimentaria intravulcanica permiana più nota e studiata nei classici depositi pelitici nei dintorni di Tregiovo (“Scisti di Tregiovo”). Ad essa sono stati dedicati numerosi lavori di carattere stratigrafico (BARGOSS *et alii*, 1983), biostratigrafico (REMY & REMY, 1978; CASSINIS & DOUBINGER, 1991, 1992; BARTH & MOHR, 1994; CONTI *et alii*, 1997) e giacimentologico (MOSTLER, 1965, 1966; HADITSCH & MOSTLER, 1974; KLAU & MOSTLER, 1983). I rilevamenti dell’adiacente foglio Appiano hanno evidenziato la presenza di tale formazione anche nella Val d’Adige ed individuato, accanto alle facies pelitiche, la presenza di facies più grossolane. L’intera successione, dello spessore massimo di 250 metri, è il prodotto dello smantellamento dei paleorilievi vulcanici permiani in un ambiente continentale, probabilmente simile per le caratteristiche climatiche a quello di sedimentazione dell’Arenaria di Val Gardena (FELS, 1982).

Nell’ambito del foglio, la formazione affiora con spessori fino a 150 metri



Fig. 8 – Epiclastiti della formazione di Tregiovo (TGV) intercalate tra due unità vulcaniche, lave riolitiche alla base (formazione di Andriano, LAN) ed ignimbriti riolitiche (membro di Predonico, ORA₁) al tetto. Monti di Ora, Val d'Adige.



Fig. 9 – Dettaglio della porzione arenitica della formazione di Tregiovo. Versante ad est di Ora, immediatamente a sud della foto precedente.

nella zona dei Monti di Ora e dei Denti di Cavallo; la base è costituita sia dalla formazione di Gries che da quella di Andriano. Il tetto è generalmente suturato dal membro di Predonico della formazione di Ora (ORA₁) (Fig. 8).

Litologicamente si tratta di depositi sedimentari vulcanoclastici, ben stratificati, in cui sono state distinte due litofacies:

a) **Facies conglomeratica (TVG_a)**: conglomerati a supporto di clasti e/o di matrice, con clasti vulcanici a composizione riolitica da centimetrici a decimetrici, a generale assetto caotico (*debris-flow*); i clasti sono da subangolosi a subarrotondati. Verso l'alto compaiono orizzonti più organizzati e con maggior selezione granulometrica, con locali intercalazioni di areniti laminate. Questa facies è presente per uno spessore massimo di 60 metri, alla base della formazione, nella zona del Rio Nero presso Ora, dove si sovrappone alle brecce vulcanoclastiche (IGR_a) della formazione di Gries sottostante e presenta con esse un contatto graduale.

b) **Facies arenitica (TVG_c)**: strati da medi a spessi di areniti medio grossolane, massive o con stratificazione e laminazione parallela e/o incrociata (Fig. 9). Il colore è generalmente su toni rossastri. Occasionalmente sono presenti isolati clasti decimetrici, ben arrotondati di vulcaniti. Nella porzione superiore sono stati osservati rari livelli cineritici biancastri a granulometria fine.

1.5. – FORMAZIONE DI ORA (ORA)

La formazione di Ora rappresenta il deposito vulcanico più recente del Gruppo Vulcanico Atesino. È il prodotto della messa in posto di enormi volumi di flussi piroclastici che si depongono con spessori di oltre 1000 metri nelle zone centrali più depresse (Val d'Adige e Val di Cembra), dove sono sovrapposti alla formazione di Gries. La formazione si estende inoltre con spessori ridotti (0-180 m) e facies differenti (membro di Predonico, ORA₁) su di un'area di almeno 1500 km², coprendo in discordanza diverse formazioni vulcaniche e clastiche più antiche. La messa in posto di quest'unità ignimbratica è da mettere in relazione ad un complesso sprofondamento calderico che ha coinvolto un'area di circa 40 km di diametro, compresa tra la città di Bolzano a nord (foglio Appiano) ed il limite nord-occidentale dell'Altopiano di Pinè a sud (foglio Trento).

Nell'area del foglio Mezzolombardo la formazione affiora con continuità su entrambi i lati della Val d'Adige ed estesamente nel settore sud-orientale (Val di Cembra) dove costituisce praticamente l'unica unità vulcanica permiana affiorante. Essa presenta un contatto basale discordante con la formazione di Gries ed in parte con la formazione di Andriano (Fig. 10).

La formazione è costituita da *lapilli-tuff* riolitici saldati, molto coerenti ed estremamente omogenei, di colore variabile dal grigio-rosato all'arancione-rossastro. La roccia presenta una netta e regolare fessurazione subverticale secondo due sistemi principali di frattura tra loro circa ortogonali (Fig. 11). Un terzo sistema meno evidente e più spaziato è disposto circa orizzontalmente. Per queste sue caratteristiche, durezza, omogeneità e fratturazione regolare, essa è stata ed è ogget-

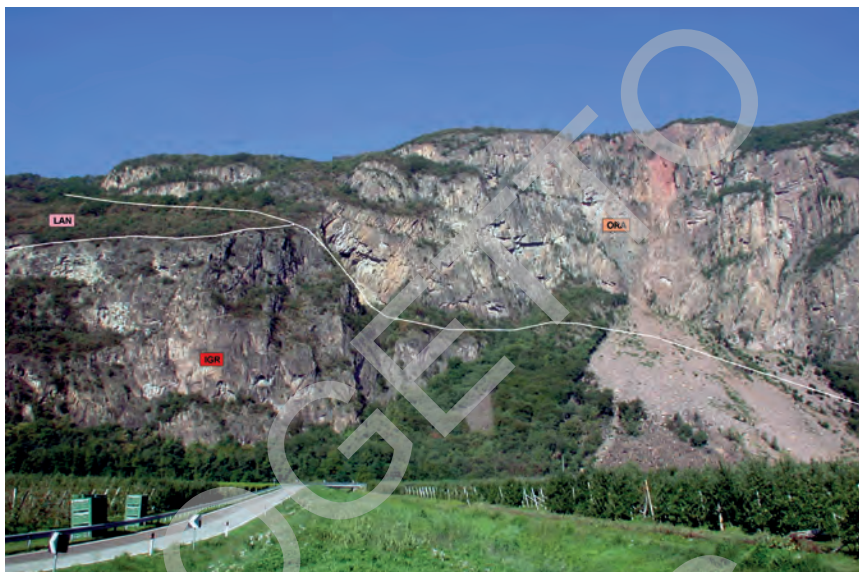


Fig. 10 – Contatto discordante tra la formazione di Ora e le sottostanti formazioni di Gries (IGR) ed Andriano (LAN). Versante destro della Val d'Adige poco a nord di Laimburg (Maso Stadio).



Fig. 11 – Formazione di Ora (ORA): ignimbriti riolitiche estremamente compatte ed omogenee con marcata fessurazione subverticale. Monte di Mezzo, parete sul versante destro della Val d'Adige a sud di Vadena.

to tuttora di una forte attività estrattiva per la produzione del porfido sia in lastre che in cubetti. Le cave di estrazione di porfido sono localizzate sia in Val d'Adige tra Bronzolo ed Ora sia in Val di Cembra nella zona di Capriana poco ad est del limite del foglio e più a sud nella zona di Cembra. Solo occasionalmente si osserva un'originaria fessurazione colonnare da raffreddamento a pianta poligonale.

L'ossatura è costituita da abbondanti cristalli (2-4 mm) di sanidino, plagioclasti rosa e quarzo in una pasta di fondo felsitica fluidale che alla lente si presenta disomogenea per presenza di minuti frammenti cristallini. Le fiamme sono frequenti e costituite da porzioni juvenili sia afanitiche (scure) sia porfiriche a composizione identica a quella del resto della roccia (Fig. 12a). L'abbondante presenza di fenocristalli in queste componenti juvenili testimonia dell'elevato grado di cristallizzazione raggiunto dal magma prima della frammentazione in fase eruttiva.

In pareti estese è possibile osservare la presenza di linee di discontinuità, spaziate di circa 8-10 metri o più, che tagliano la roccia parallelamente all'orientazione delle fiamme. Esse potrebbero rappresentare la sutura di diverse unità di flusso ignimbrítico. Localmente nella porzione inferiore sono presenti livelli con discreta presenza di inclusi litici vulcanici di varia natura. Occasionalmente sono presenti livelli cineritici centimetrici laminati (*surge*).

Petrograficamente i *lapilli-tuff* della formazione di Ora presentano struttura clastica orientata, con lapilli e ceneri cristallini (30-45%) contenuti in una pasta di fondo vetrosa, che ha subito ricristallizzazione felsitica in aggregati quarzo-feldspatici ed è generalmente interessata da una diffusa dispersione di minerali opachi che evidenziano motivi pseudofluidali (Fig. 12b). La componente cristallina è costituita da quarzo con bordi arrotondati ed ampie anse; sanidino permeato da alterazioni argillose e da microgranulazioni ematitiche; plagioclasti sostituiti da un aggregato policristallino di sericite, quarzo secondario, opachi; biotite parzialmente sostituita da grumi di opachi; raro pirosseno completamente sostituito da opachi e clorite; apatite e zircone come fasi accessorie. Le porzioni juvenili afanitiche, sono costituite da minuti frammenti di cristalli di quarzo e da feldspati uniformemente distribuiti in una pasta di fondo felsitica ematitizzata.

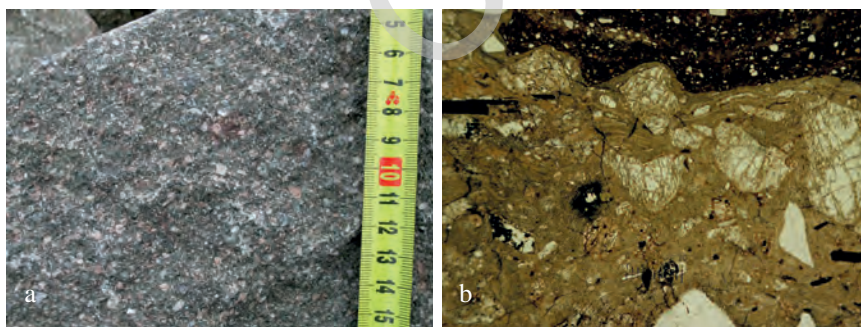


Fig. 12 – Ignimbriti riolitiche della formazione di Ora: campione macroscopico (a) ed in sezione sottile (b), dove si nota in alto, a destra, la porzione di una fiamma afanitica (Nicols paralleli).

1.5.1. – *Membro di Predonico (ORA₁)*

Nella zona meridionale della Val d'Adige, sul versante sinistro (Monti di Ora), la formazione è completamente sostituita dal membro di Predonico. Questo membro, già individuato nel foglio Appiano, è caratteristico delle zone di deposizione extracalderiche che si trovavano in posizione morfologica rialzata rispetto al settore centrale che aveva subito il collasso vulcano-tettonico. Nell'area del foglio Mezzolombardo, facies analoghe a quelle del membro di Predonico si rinvenivano anche in posizione intracalderica nella porzione di tetto della formazione di Ora. In particolare, sono presenti sul versante orientale della Val d'Adige (presso *Rotwand* a nord-est di Ora e presso Bosco Comunale a sud di M. Corno): in questi casi il contatto con la sottostante formazione di Ora è molto graduale.

Il membro di Predonico ha spessori di 50-150 m con locali massimi fino a 250 m; esso presenta un contatto basale netto e discordante sulla formazione di Tregiovo (TGV) e sulla formazione di Andriano (LAN), ma anche continuo e graduale con la facies principale della formazione di Ora (ORA).

Litologicamente si tratta di *lapilli-tuff* e *tuff* riolitici saldati, di colore rosso, costituiti da piccoli cristalli di sanidino, plagioclasti bianchi, quarzo, rara biotite e da abbondanti inclusi juvenili afanitici rossi di piccole dimensioni (Fig. 13a). La roccia è molto coerente e presenta una fessurazione verticale meno marcata rispetto al resto della formazione. Nella porzione inferiore si rinvenivano orizzonti con abbondanti inclusi juvenili porfirici (Fig. 14a e 14b).

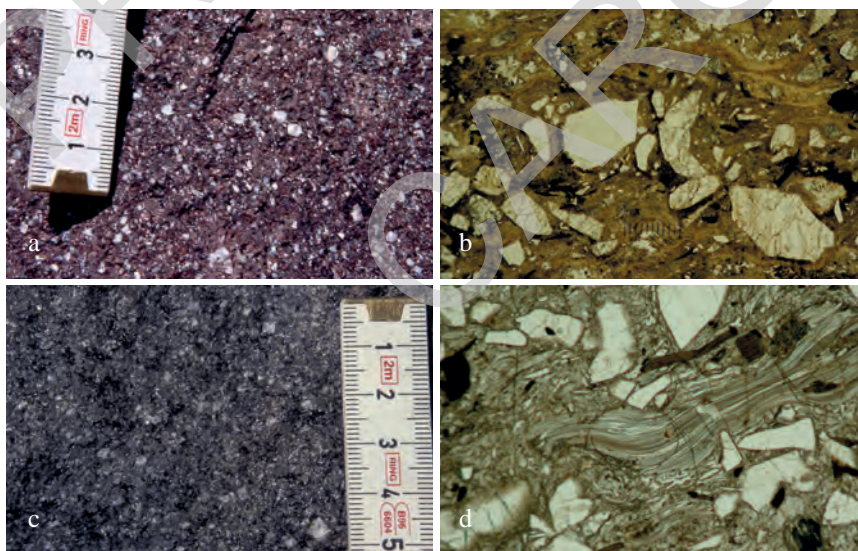


Fig. 13 – *Membro di Predonico (ORA₁)*: aspetto macroscopico (a) ed in sezione sottile (b) (Nicols paralleli); *Vitrofiro (ORA_{1a})* alla base del membro di Predonico: aspetto macroscopico (c) ed in sezione sottile (d) con fiamme vetrose e fratture perlitiche (Nicols paralleli).

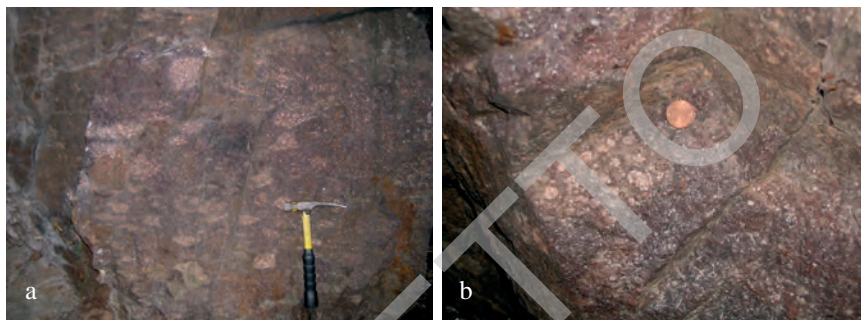


Fig. 14 – Membro di Predonico (ORA_1) della formazione di Ora: a) orizzonti basali con abbondanti inclusi juvenili porfirici orientati e poco deformati; b) particolare in cui si apprezza la marcata differenza di cristallinità tra le porzioni juvenili e la massa dell'ignimbrite. Zona Rio Nero, poco sopra il livello vitrofirico.

A luoghi, alla base di questo membro, si individuano dei **livelli vitrofirici** (ORA_{1a}) di alcuni metri di spessore. Essi sono estremamente compatti, la struttura e la composizione sono identiche a quelle della roccia sovrastante; unica differenza, la presenza di vetro inalterato in pasta di fondo, che le conferisce un colore nero lucente (Fig. 13c). Spesso il passaggio tra le porzioni del vitrofiro e la roccia sovrastante è caratterizzato dalla presenza di fasce metriche più o meno intensamente caolinizzate ed alterate. Gli affioramenti più significativi si trovano nella zona del Rio Nero.

Petrograficamente i *lapilli-tuff* del membro di Predonico presentano struttura clastica orientata con lapilli e ceneri cristallini (25-40%) contenuti in una pasta di fondo vetrosa, che ha subito ricristallizzazione felsitica ed in aggregati quarzo-feldspatici anche con struttura sferulitica. Il vetro e la componente cristallina sono ben conservati solo nel vitrofiro (ORA_{1a}) dove le fratturazioni perlitiche e la struttura eutassitica sono particolarmente vistose, con frammenti di bolle vetrose schiacciate ed allungate secondo motivi pseudofluidali marcati da microgranulazioni ematitiche (Fig. 13b e 13d). La componente cristallina è quasi identica a quella della formazione di Ora.

2. - EVOLUZIONE VULCANO-TETTONICA DEL SETTORE DEL GRUPPO VULCANICO ATESINO (GA) AFFIORANTE NELL'AREA DEL FOGLIO MEZZOLOMBARDO

Come ricordato all'inizio del capitolo, l'area del foglio Mezzolombardo ricade nel settore centrale del Gruppo Vulcanico Atesino dove affiorano prevalentemente le unità vulcaniche più recenti. Le geometrie dei corpi in affioramento ed i rapporti fra le unità vulcaniche presenti nella successione sono da mettere in relazione con diversi sprofondamenti vulcano-tettonici che hanno progressivamente ribassato il settore centrale del GA compreso all'incirca tra Bolzano (a nord) e

l'Altopiano di Pinè (a sud). Gli spazi creati dalle depressioni calderiche venivano progressivamente riempiti dai prodotti piroclastici ignimbritici emessi.

La ricostruzione dettagliata dell'evoluzione vulcano-tettonica permiana di questo settore è resa particolarmente complicata dall'intensa riorganizzazione geometrica a seguito della tettonica alpina sia trascorrente, sia compressiva e dal fatto che, il più delle volte, essa maschera gli originari contatti prealpini (bordi calderici e/o intracalderici) tiltandoli e riutilizzandoli in chiave compressiva (Fig. 15).

Lo schema dei rapporti stratigrafici riportato al margine della carta rappresenta un tentativo schematico di ricostruzione dell'evoluzione vulcano-tettonica permiana nel quale si è cercato di tenere conto di tutte le singole peculiarità stratigrafiche presenti.

L'unità più antica presente nell'ambito del foglio è la formazione di Gargazzone, di cui affiora solo la porzione superiore della successione per uno spessore massimo di circa 200 m (non essendo esposta la base). Dove presente, la formazione di Gargazzone costituisce la base di un settore rialzato, delimitato attualmente da faglie legate alle fasi alpine cretacico-mioceniche. Le facies esposte sono identiche a quelle che nei settori a nord e ad ovest di Bolzano caratterizzano la porzione inferiore e media della formazione (vedi descrizione nei fogli Appiano e Merano, rispettivamente in AVANZINI *et alii*, 2007 e BARGOSSÌ *et alii*, 2010); il contatto superiore è netto e discordante con la formazione di Gries. Mancano completamente tutte le unità vulcaniche e vulcanoclastiche (formazioni di Verano, Nalles e Guncina) che più a nord (foglio Appiano) sono collocate al di sopra della formazione di Gargazzone.

Si ipotizza la presenza estesa delle ignimbriti riodacitiche (formazione di Gargazzone) nel settore centrale del GA, al di sotto delle unità più recenti (*IGR* e *ORA*). La presenza di enormi volumi di ignimbriti della formazione di Gargazzone nell'area dei fogli Appiano, Merano, Mezzolombardo e Trento (Altopiano di Pinè e Catena dei Lagorai), lascia supporre che la messa in posto di quest'unità debba essere legata alla formazione precoce di un'ampia ed articolata depressione vulcano-tettonica (caldera) di cui le ignimbriti rappresentano il riempimento.

La successiva formazione di Gries è costituita da ignimbriti riolitiche con spessori di almeno 300 m. Essa affiora, anche se spesso in maniera discontinua perché coperta dai depositi dell'attuale piana alluvionale, in tutto il settore della Val d'Adige. Piccoli lembi sono presenti anche al tetto della linea di Trodena ed in Val di Cembra, poco a sud del limite del foglio, dove poggiano sulle lave andesitiche della formazione di Cembra (cfr. foglio Trento). La deposizione di quest'unità sembra quindi aver interessato in maniera relativamente omogenea tutto il settore centrale della caldera finale, mentre manca del tutto nelle zone extracalderiche poco a nord di Bolzano (foglio Appiano), ma anche in quelle a meridione della Val di Cembra. Questo implica che, al tempo della messa in posto delle ignimbriti riolitiche della formazione di Gries, doveva essersi già delineato, almeno in parte, lo sprofondamento vulcano-tettonico del settore centrale.

I prodotti successivi, rappresentati dalle lave riolitiche della formazione di An-

driano (*LAN*) e dalle epiclastiti della formazione di Tregiovo (*TGV*), si ritrovano solo nel settore compreso all'incirca tra Novale al Varco ed Ora. In particolare, le lave riolitiche (*LAN*) sono concentrate in maniera discontinua e con rapide chiusure laterali lungo il bordo settentrionale di tale settore intermedio (Castelvecchio, Novale al Varco e Case Tapfer) ma anche più a sud nella zona di Casignano. Anche i depositi epiclastici successivi (*TGV*) presentano variazioni di spessore e di facies per cui la zona di maggior accumulo si rinviene nel versante sinistro della Val d'Adige poco a nord del Rio Nero presso Ora.

Nonostante la mancanza di ulteriori affioramenti, che meglio permetterebbero la ricostruzione degli eventi vulcano-tettonici e l'esatta articolazione topografica di quest'area, le geometrie e la disposizione dei depositi appena descritti consentono alcune ipotesi: a) a seguito della deposizione della formazione di Gries si è verificata un'articolazione del settore calderico in alti e bassi con formazione di fratture da cui poteva fuoriuscire lava di composizione riolitica che andava a costituire diversi corpi di colata e localmente apparati più persistenti ed estesi (formazione di Andriano); b) contemporaneamente, la creazione di forti dislivelli, sia come diretta conseguenza dei movimenti vulcano-tettonici, sia a causa della rapida crescita di apparati vulcanici, ha innescato la deposizione delle epiclastiti della formazione Tregiovo.

La presenza di questi depositi (*LAN* e *TGV*) nel settore intracalderico solo in una limitata area compresa all'incirca tra Novale al Varco, Ora e M. Corno, potrebbe indicare un reale confinamento morfologico degli stessi in un settore che si verrà a configurare successivamente come un *Horst* intracalderico, o costituire semplicemente l'unico punto di conservazione del *record* stratigrafico intracalderico precedente l'eruzione esplosiva finale.



Fig. 15 – La tettonica alpina (faglia trascorrente) pone attualmente bruscamente a contatto porzioni di sequenza intracalderica (a sinistra) con porzioni che rappresentavano probabilmente dei settori rialzati all'interno della caldera (a destra). Versante orientale della Val d'Adige tra Bronzolo ed Ora.

La storia eruttiva del GA si conclude, come nelle altre zone, con l'emissione delle ignimbriti riolitiche della formazione di Ora: nell'ambito del foglio queste raggiungono spessori massimi (900-1000 m) nel settore della Val d'Adige a nord di Novale al Varco e nel settore meridionale della Val di Cembra, mentre presentano spessori ridotti (200 m) nel settore intermedio rialzato descritto precedentemente. Inoltre le facies presenti nella zona con spessori ridotti, sono identiche a quelle tipiche di affioramento della formazione nelle zone extracalderiche, indicate in carta come membro di Predonico (*ORA₁*). La formazione di Ora presenta un contatto discordante su tutte le formazioni precedenti del GA ed in buone esposizioni è possibile chiaramente osservare il livellamento deposizionale del paleorilievo precedente da parte delle ignimbriti di questa formazione (si veda Fig. 10).

3. - GEOCHIMICA DEI PRODOTTI VULCANICI PERMIANI

Sui prodotti dell'attività magmatica permiana del territorio del foglio Mezzolombardo sono state condotte 23 analisi chimiche, i cui risultati sono riportati in Tabella 1. Per la caratterizzazione e la classificazione petrografica sono stati utilizzati gli usuali diagrammi riportati in Fig. 16 (LE MAITRE, 1989; WINCHESTER & FLOYD, 1977).

Sulla base del diagramma $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 , ad esclusione delle ignimbriti della formazione di Gargazzone, tutti gli altri campioni, pur con variabile contenuto in SiO_2 , si proiettano nel campo delle rioliti. Lo studio petrografico ha messo in chiara evidenza l'intenso metasomatismo subito dalle vulcaniti permiane con modificazioni mineralogiche e chimiche che hanno portato alla mobilitazione degli elementi, in particolare degli alcali. Ne consegue, ad esempio, che le ignimbriti riolacitiche della formazione di Gargazzone, arricchite in $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, si dispongono nel campo delle trachidaciti ed evidenzino un apparente carattere alcalino. Per ovviare a questi inconvenienti si preferisce utilizzare il diagramma Zr/TiO_2 vs Nb/Y che si basa sull'impiego di elementi minori ed in traccia, meno sensibili alle mobilitazioni imputate ai fenomeni metasomatici. Si evince che tutti i campioni analizzati hanno affinità calcalkalina per il valore del rapporto $\text{Nb}/\text{Y} < 0,64$. Risulta inoltre che i campioni si distribuiscono fra il campo delle dacitiriodaciti e quello delle rioliti e che i termini più evoluti sono rappresentati dalle ignimbriti della formazione di Gries e dalle lave della formazione di Andriano.

Più in generale tutti i prodotti magmatici permiani del GA costituiscono una serie da metalluminosa a leggermente peralluminosa che mostra caratteristiche mineralogiche, petrografiche e chimiche proprie di associazioni a carattere seriale subalcalino con chiara affinità calcalkalina e sono caratterizzati da *pattern* delle REE normalizzate alle condriti con variabile arricchimento delle LREE, da moderata a molto accentuata (rioliti) anomalia negativa di Eu ed assenza di significativi frazionamenti di HREE. I dati di campagna, petrografici, geochemici ed isotopici (rapporto iniziale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da 0,7057 a 0,7114; valori di ϵNd da -2,7 a -7,4; $\delta^{18}\text{O}$ tra 7,6 e 9,5 ‰) (BARTH *et alii*, 1993, ROTTURA *et alii*, 1998, MAROCCHI *et alii*,

2008) mettono in evidenza la natura ibrida dei prodotti magmatici del Permiano inferiore, originati attraverso complesse interazioni tra magmi di derivazione mantellica e materiale crostale.

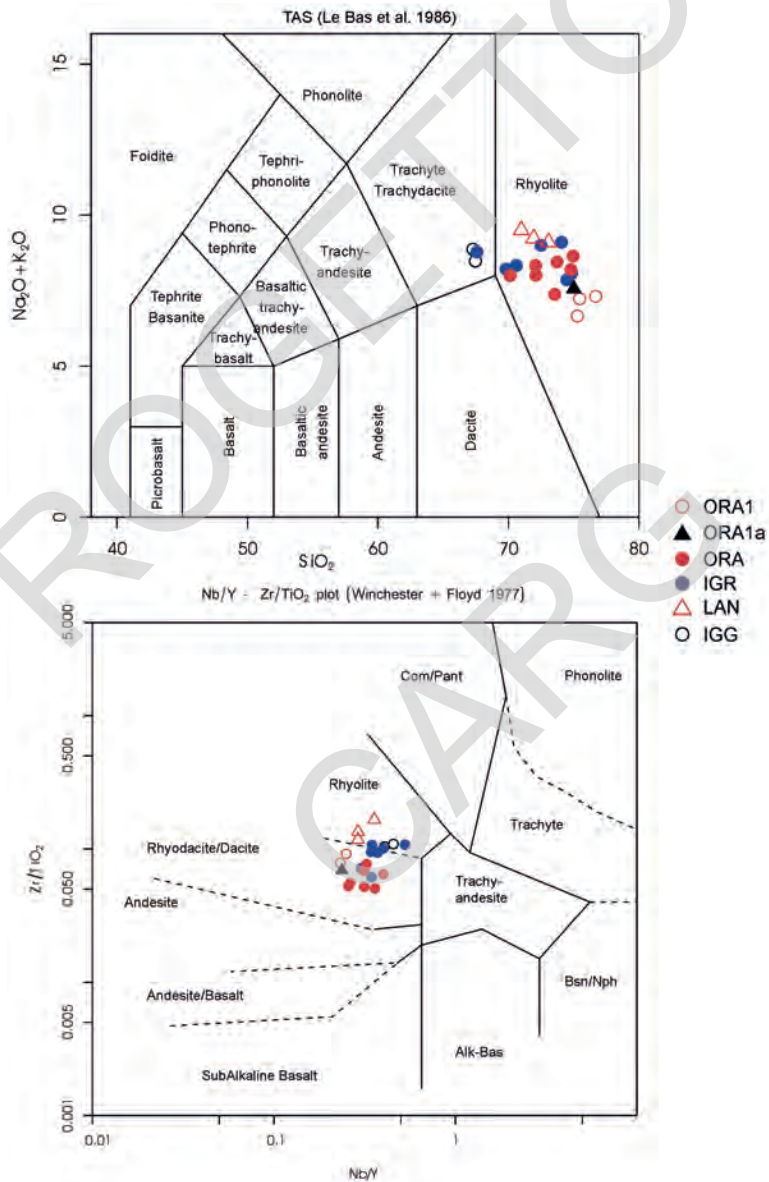


Fig. 16 – Classificazione dei prodotti vulcanici permiani del foglio Mezzolombardo

PROGETTO
CARG

V – STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE E VULCANICHE PERMO-MESO-CENOZOICHE (a cura di M. Avanzini, R. Tomasoni & M. Rinaldo)

Le coperture sedimentarie del settore compreso in carta comprendono formazioni che vanno dal Permiano superiore all'Eocene medio-superiore.

La successione sedimentaria affiorante è ben confrontabile con le coeve unità del bacino dell'Adige già documentate dai rilievi in zone limitrofe.

1. - ARENARIA DI VAL GARDENA (GAR)

La formazione dell'Arenaria di Val Gardena è stata descritta dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico da MASSARI *et alii* (1988, 1994) e MASSARI & NERI (1997).

Affiora con una certa continuità in destra Adige a partire dal limite NW del foglio fino alla zona di Termeno. In questo settore gli affioramenti più significativi si trovano nei pressi di Castelvechio, di Gelf e all'imbocco della Val d'Inferno. In sinistra Adige invece l'Arenaria di Val Gardena affiora nel settore compreso tra Egna, Pinzano e il limite NE del foglio.

Si tratta generalmente di arenarie rosse, grigie e biancastre in banchi di spessore variabile da pochi decimetri a qualche metro, alternate a siltiti rosse o grigie, siltiti marnose e marne, organizzate in livelli da centimetri a decimetrici. Le siltiti più o meno marnose sono prevalentemente di colore rossastro. Entro le marne sono comuni livelli di intraclasti carbonatici e sono talvolta presenti concrezioni carbonatiche nodulari simili a “caliche”. Frequente è la presenza di frustoli carboniosi e di resti vegetali nei membri arenacei.

Nei pressi di Gleno e Montagna è particolarmente ben esposta la porzione superiore della Formazione, caratterizzata da arenarie medio-fini grigie a lamina-

zione incrociata, alternate a siltiti grigiastre, che passano progressivamente a calcareniti grigie, nodulari e siltiti e marne grigio-nerastre. Localmente sono presenti anche arenarie quarzose medio-grossolane e microconglomeratiche.

Le strutture sedimentarie più comuni sono rappresentate da laminazioni incrociate a grande scala, sono anche relativamente comuni *ripples* da corrente, stratificazioni incrociate a festoni, strutture da canalizzazione.

Lo spessore dell'unità è valutabile in circa 50-70 m.

Il limite inferiore è erosivo e discordante sulle formazioni di Ora, Andriano e Gries.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad una piana alluvionale, caratterizzata, spostandosi verso i settori più distali, da depositi di conoide alluvionale, di canale intrecciato, canale meandriforme, piana costiera e *terminal fan*. La presenza di noduli carbonatici stile "*caliche*" è testimonianza di un clima semi-arido, caratteristica confermata in altre aree dall'esistenza di salgemma, gesso di *sabkha* e dalla colorazione rosso ematica in depositi di *overbank* o di *playa*.

Età: Permiano superiore *p.p.*

2. - FORMAZIONE A BELLEROPHON (BEL)

In destra Adige affiora nel settore compreso tra Termeno e il limite nord-occidentale del foglio, con gli affioramenti più significativi osservabili in Val d'Inferno, nei dintorni di Gelf e di Castelvecchio.

Sul versante sinistro della Val d'Adige è visibile fino ad Egna e gli affioramenti più significativi si trovano nei pressi di Montagna (Fig. 17). Isolati lembi tettonizzati, affiorano lungo la linea di Trodena in località Pochi di Salorno.

La formazione è costituita da una alternanza di dolosiltiti grigio-giallastre in strati prevalentemente nodulari di 10-40 cm di spessore, alternate ad arenarie e siltiti grigie, sottili intervalli marnosi con elevata componente organica e orizzonti carboniosi di 3-5 cm. Localmente sono presenti livelli centimetrici e noduli diagenetici di gesso.

Lo spessore è compreso tra 0 e 25 m.

Il limite inferiore è conforme graduale sull'Arenaria di Val Gardena; si assiste al progressivo passaggio verso litologie a prevalente componente carbonatica e a facies testimonianti la transizione da ambiente fluviale-deltizio a francamente marino.

L'ambiente deposizionale è riferibile a lagune a bassa energia in cui prevaleva la sedimentazione fine e l'accumulo di sostanza organica; nei settori a circolazione più ristretta si depositavano le facies evaporitiche. La Formazione a Bellerophon testimonia la graduale ingressione marina sugli ambienti continentali costieri dell'Arenaria di Val Gardena. Età: Permiano superiore *p.p.*



Fig. 17 – *Formazione a Bellerophon: alternanze di dolosititi, calcari siltosi, siltiti e marne grigio scure affioranti poco a sud di Montagna.*

3. – FORMAZIONE DI WERFEN (WER)

La formazione affiora su entrambi i lati della Val d'Adige nel settore NE del foglio, a partire da Cortaccia ed Egna e, meno diffusamente, nell'angolo SE del foglio, in piccoli lembi e in trince tettoniche nel *footwall* della linea di Trodena. Qui, affioramenti discontinui si possono osservare negli impluvi compresi tra Pochi di Salorno e Valfonda. Nelle aree limitrofe del foglio Trento la Formazione di Werfen è rappresentata, come in Dolomiti, da una complessa successione di sedimenti carbonatici, terrigeni e misti. I litotipi presenti sono svariati: calcari e dolomie arenacee e silteose, calcari e dolomie marnose, marne, siltiti ed arenarie rosse e grigie, calcareniti (*grainstone* e *packstone*) oolitiche, bioclastiche, intraclastiche, a volte dolomitizzate, micriti (*mudstone* e *wackestone*) più o meno dolomitiche. Lo spessore dell'intera formazione è stimabile intorno ai 300 metri (GHETTI & NERI, 1983). La successione sedimentaria è costituita da facies marine di mare sottile, rappresentanti l'inizio della trasgressione marina triassica. La Formazione di Werfen, normalmente suddivisa in nove unità minori, nel settore più meridionale del foglio Mezzolombardo è priva del Membro di Mazzin (BROGLIO LORIGA *et alii*, 1990) e presenta facies prossimali all'interno del Membro di Val Badia. Questa particolare facies, nel vicino foglio "Trento" (AVANZINI *et al.*, 2010) assume spessore cartografabile ed è stata distinta come Membro di Terra Rossa (GHETTI & NERI, 1983). Età: Permiano superiore *p.p.* - Triassico inferiore (Induano - Olenekiano *p.p.*).

3.1. - MEMBRI DI TESERO E MAZZIN (WER₁₋₂)

Gli affioramenti più significativi del Membro di Tesero (WER₁) si trovano nei pressi di Termeno e Montagna. Si tratta in prevalenza di dolomie oolitiche a grana grossolana, di colore bruno-grigiastro, talora giallastre, organizzate in banchi tabulari di 20-60 cm, con giunti di strato da piani ad ondulati, spesso stilolitici. Frequente è la presenza di cavità centimetriche subsferiche, a volte mineralizzate, che conferiscono un caratteristico aspetto cariato.

Lo spessore medio è di circa 10 metri.

Il limite inferiore è netto e concordante ed è posto in corrispondenza di un intervallo di circa 1 m di siltiti argillose grigie al cui tetto compare il primo bancone tabulare di dolomie oolitiche.

L'ambiente deposizionale è marino poco profondo, caratterizzato da condizioni idrodinamiche con energia sufficiente a rimaneggiare in continuazione i sedimenti e permettere la deposizione delle barre oolitiche (Fig. 18).

Il Membro di Mazzin (WER₂) è costituito alla base da *wackestone-packstone* bioclastici grigio-verdognoli, che verso l'alto sono transizionali a calcari marnosi grigi ed a siltiti grigio-giallastre. I calcari marnosi, in lamine centimetriche o più raramente in strati decimetrici, hanno una debole frazione siltosa quarzoso-micacea.

Lo spessore è compreso tra 20 e 25 m.

Il limite inferiore è transizionale rapido sul Membro di Tesero.

L'ambiente deposizionale è ascrivibile a fondali fangosi poco profondi e a bassa energia, sporadicamente interessati da eventi di tempesta con deposizione di orizzonti oolitico-bioclastici.



Fig. 18 - Contatto tra la Formazione di Bellerophon (settore sottoescavato) con il Membro di Tesero della Formazione di Werfen (sopra l'impugnatura del bastoncino), nei pressi di Montagna.

3.2. - MEMBRI DI ANDRAZ E DI SIUSI (WER_{3,4})

Il Membro di Andraz (WER₃) è costituito da una fitta alternanza di dolomie evaporitiche marnose o marnoso-siltose giallastre, vacuolari e siltiti rossastre. Le dolomie possono essere arenacee o saccaroidi, talora bioclastiche.

Le vacuolarità sono diffuse in tutto l'orizzonte. Frequente è anche la presenza di strutture da essiccamento (*mud-cracks*, piccoli *tepee*).

E' un membro di spessore di 10-20 m, privo di fossili. Il limite inferiore è graduale rapido sul Membro di Mazzin mediante un rapido aumento della frazione siltosa.

L'ambiente deposizionale è quello di una piana tidale (*tidal flat*) arida con oscillazioni di condizioni inter-sopratidali che favorivano la deposizione delle facies evaporitiche. E' il primo di una serie di episodi peritidali intercalati entro la Formazione di Werfen e segna il tetto del primo dei quattro cicli sedimentari maggiori a *trend* regressivo documentati nella formazione stessa.

Lo spessore è compreso tra i 10-15 metri.

Il limite inferiore è transizionale rapido sul Membro di Mazzin, ed è posto in corrispondenza della scomparsa dei livelli di siltiti grigie e calcari siltosi, con conseguente comparsa delle facies evaporitiche.

Il Membro di Siusi (WER₄) è costituito dall'alternanza di calcari marnosi e marnoso-siltosi grigi e/o rossastri, talvolta bioturbati, con calcareniti oolitico-bioclastiche (*Gastropodenoolith*). Le calcareniti (*grainstone* e *packstone*) sono costituite da ooliti, lamellibranchi e microgasteropodi; più raramente sono caratterizzate da una elevatissima percentuale (*packstone*) di peloidi ricristallizzati. I litotipi pelitici formano per lo più lamine centimetriche di colore grigio, o, più raramente si presentano in banchi massicci che possono arrivare al metro di spessore mentre le calcareniti formano strati da centimetrici a decimetrici. Con contatto graduale si passa verso l'alto ad un orizzonte evaporitico potente 10-15 m, costituito da dolomie siltose e siltiti rosso-giallastre che rappresenta il limite superiore dell'unità.

Lo spessore affiorante è di circa 40-55 metri.

L'unità è intensamente rielaborata da organismi fossatori. Sono presenti *Claraia aurita* fin dai livelli più bassi, in associazione con *Claraia clarai*, *Unionites* e *Neoschizodus*.

Il limite inferiore è netto ed è posto in corrispondenza di un bancone tabulare di 1-2 m di spessore costituito da *packstone* oolitico-bioclastici giallastri parzialmente dolomitizzati, con intervalli centimetrici di tempestiti a lamellibranchi.

L'orizzonte evaporitico con il quale si chiude il Membro di Siusi segna il tetto del secondo dei quattro cicli sedimentari maggiori a *trend* regressivo documentati nella formazione stessa.

L'ambiente deposizionale è riferibile a condizioni marine subtidali con alternanza di condizioni di bassa energia, che favorivano la deposizione delle facies fini, e di energia più elevata, con deposizione delle facies di tempesta e oolitico-bioclastiche.

3.3. - MEMBRI DELL'OOLITE A GASTEROPODI E DI CAMPIL (WER₅₋₆)

Il Membro dell'Oolite a gasteropodi (WER₅) è costituito in prevalenza da calcareniti oolitico-bioclastiche rossastre, contenenti gusci di lamellibranchi e microgasteropodi in strati da centimetrici a decimetrici. In subordine sono anche presenti marne calcaree grigiastre e calcari siltosi grigio-rossastri in strati decimetrici. In quest'unità sono frequenti caratteristici livelli di brecce a clasti angolosi ("*Kokenkonglomerat*") derivanti dalla rielaborazione erosiva delle litologie più fini. E' comune la gradazione diretta delle calcareniti, nelle quali sono anche preservate laminazioni parallele ed incrociate a basso angolo e *ripples* da onda.

I principali affioramenti si trovano a sud di Egna, nei pressi di Montagna, presso Valcovara (versante sinistro della Val d'Inferno).

Lo spessore è di circa 10-25 metri.

Il limite inferiore è transizionale rapido su WER₄, rappresentato dalla repentina scomparsa delle facies evaporitiche sottostanti.

La bioturbazione è diffusa. Il contenuto fossilifero, oltre agli accumuli di microgasteropodi che caratterizzano questa unità, è dato *Unionites* ed *Eumorphotis*.

L'ambiente deposizionale è marino relativamente superficiale a forte moto ondoso.

Il Membro di Campil (WER₆) è costituito da un'alternanza di arenarie rosse in livelli decimetrici e siltiti o marne siltose rossastre. Rispetto al membro sottostante si nota un deciso incremento del contenuto terrigeno che qui prevale decisamente. Siltiti e marne siltose rosse sono organizzate in lamine millimetriche che costituiscono strati di circa 1 cm di spessore.

Le strutture sedimentarie comprendono vari tipi di laminazioni incrociate e parallele. Sono particolarmente frequenti le strutture da carico sotto forma di grandi cuscini sporgenti dal tetto degli strati (*ball-and-pillows*). Il membro di norma si chiude con un orizzonte evaporitico di alcuni metri, costituito da una alternanza di dolomie arenacee gialle talvolta bioturbate e marne rosse e grigie con strutture da esposizione subaerea.

Localmente nella parte medio-superiore del membro sono presenti livelli e noduli di gesso bianco-rosato.

Affioramenti rappresentativi si trovano nel Torrente Trodena a sud di Gleno, in Val d'Inferno e a ovest di Gelf.

Lo spessore è valutabile tra 30 e 40 metri.

Limite inferiore transizionale con il Membro dell'Oolite a gasteropodi caratterizzato dalla rapida diminuzione delle facies oolitico-bioclastiche rossastre e dall'aumento delle siltiti rosse micacee, contraddistinte dalle tipiche strutture da carico.

La bioturbazione è spesso presente. Tra i lamellibranchi sono rappresentati *Unionites*, *Neoschizodus*, *Eumorphotis*. E' caratteristica la presenza di *Costatoria costata* e, nella parte medio alta, l'icnite *Asteriacites* (impronte di riposo di ofiuroidi).

Le condizioni di sedimentazione sono legate a fondali prevalentemente fan-

gosi posti al di sotto del livello di base delle onde, ma a profondità sempre più ridotta rispetto ai membri sottostanti. L'episodio peritidale che chiude al tetto il Membro di Campil costituisce il tetto del terzo ciclo regressivo maggiore individuato nella Formazione di Werfen e attesta la formazione di specchi d'acqua poco profondi di limitata estensione e isolati tra loro.

3.4. - MEMBRI DI VAL BADIA, CENCENIGHE, SAN LUCANO (WER₇₋₈₋₉)

Il Membro di Val Badia (WER₇) è costituito da una fitta alternanza di dolosiltiti giallastre, dolomie oolitiche grigio-giallastre e rossicce, siltiti varicolori e dolosiltiti e siltiti evaporitiche. A tetto si osserva l'aumento della frequenza degli intervalli oolitico-bioclastici rossastri. Le migliori esposizioni di tale membro si possono osservare nel Torrente Trodena.

Lo spessore è valutabile in 40-55 m.

Il limite inferiore sul Membro di Campil è di tipo transizionale, caratterizzato dalla progressiva scomparsa delle siltiti rosse micacee.

L'ambiente deposizionale è riferibile a una piattaforma subtidale soggetta a temporanee emersioni e a sporadici eventi di tempesta.

Il Membro di Cencenighe (WER₈) è costituito da calcareniti oolitico-bioclastiche a stratificazione incrociata in banchi di 10-100 cm, alternate a siltiti rosse a *ripple marks* organizzate in due sequenze plurimetrie sovrapposte. Le dolomie oolitiche e le siltiti mostrano laminazione millimetrica parallela, deformata da strutture tipiche di esposizione subaerea (*mud cracks* e *tepee* associati anche a dolomie afanitiche e breccie autoclastiche).

Affiora in modo estremamente discontinuo in tutto il quadrante; gli affioramenti più rappresentativi si trovano nei pressi di Montagna, a sud di Egna, ad W di Castelvecchio e a N di Valcovara.

Lo spessore è valutabile in 10-20 m.

Limite inferiore transizionale rapido sul Membro di Val Badia caratterizzato dal progressivo aumento delle barre oolitiche rosse.

Sono presenti rari cefalopodi (*Tirolites*), gasteropodi (*Turbo*), crinoidi e lamelibranchi mal conservati.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad un complesso di piana tidale con sequenze tipiche di diversi subambienti a bassa profondità.

Il Membro di San Lucano (WER₉) affiora con discreta continuità su entrambi i versanti della Val d'Adige, particolarmente in corrispondenza degli impluvi più incisi, Val d'Inferno (Fig. 19), vallecchia a W di Gelf oppure in corrispondenza del raccordo tra la base delle pareti verticali dolomitiche e il meno acclive versante sottostante, come al Bosco del Castello a E di Montagna, a S di Egna e a sud di Termeno. E' un'unità litologicamente molto eterogenea, costituita in prevalenza da dolomie marnose, siltose ed arenacee, siltiti, marne ed arenarie di colore rosso cupo e in subordine giallastro o grigio. Orizzonti evaporitici giallo-vinaccia con noduli e lenti di gesso bianco-rosato, alternati a siltiti arenacee rosse caratteriz-



Fig.19 - Limite tra il Membro di S. Lucano (WER₉) della Formazione di Werfen (sotto) con la Dolomia del Serla Inferiore (SLI) in Val d'Inferno.

zano la porzione sommitale. Lo spessore è compreso tra 40 e 50 metri.

Presenta limite inferiore graduale rapido con il Membro di Cencenighe, caratterizzato dalla repentina diminuzione dei livelli oolitico-bioclastici e comparsa delle dolomie evaporitiche e delle siltiti rosse.

Il contenuto paleontologico è scarso: lamellibranchi appartenenti ai generi *Eumorphotis* e *Scythentolium* e il foraminifero *Meandrospira pusilla*.

L'ambiente deposizionale è quello di una piana tidale poco profonda caratterizzata da settori sovente in emersione o a circolazione ristretta ed intensa evaporazione.

4. – DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE (SLI)

Istituita nelle Dolomiti orientali come *Unterer Sarldolomit* (PIA, 1937, BECHSTÄDT & BRANDNER, 1971) la Dolomia del Serla inferiore (FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979), nella precedente cartografia relativa all'area, risulta inglobata nella Formazione di Werfen. Viene riconosciuta ma non cartografata da VACEK (1911) con il nome di *Zellendolomit* e da VENZO (1961) come Dolomia a

cellette. Affiora con discreta continuità in tutto il settore nord del foglio, in particolare è ben esposta ad W di Termeno, a N di Tovo Steinriese, alla base delle pareti ad est di Montagna e Gleno e a S di Egna. Affioramenti discontinui sono presenti a Pochi di Salorno.

Nel settore meridionale del foglio la Dolomia del Serla inferiore è stata osservata unicamente in due affioramenti situati rispettivamente lungo la S.S. dell'A-betone-Brennero, poco a monte di San Michele all'Adige, e a nord dell'abitato di Faedo.

Si tratta di una successione di dolomie bianco-giallastre organizzate in cicli peritidali di 50-100 cm, con predominanza delle facies inter-sopratidali, quali intervalli stromatolitici e orizzonti a tepee, e livelli di argille rosso-verdastre. I litotipi più caratteristici sono costituiti da dolomie microcristalline di color grigio chiaro, organizzate in strati planari (10-30 cm) separati da giunti stilolitici o da marne verdi e rosse. Localmente, nella parte basale dell'unità, sono presenti intervalli di dolomie a cellette in facies tipo Carniola di Bovegno con livelli di gesso e anidrite (Mb. di Lusnizza *sensu* VENTURINI, 2000). Sono inoltre presenti livelli a brecce intraclastiche a base canalizzata.

Lo spessore è di 25-50 m.

Il limite inferiore con il Membro di S. Lucano della Formazione di Werfen è netto e concordante ed è posto in corrispondenza della rapida scomparsa delle siltiti varicolori sostituite da dolomie bianco-giallastre (Fig. 19).

Il contenuto paleontologico è dato da rari foraminiferi (*Meandrospira* sp.) e frammenti di crinoidi.

L'ambiente deposizionale è quello di una piana tidale a ridotta profondità e forte evaporazione.

Età: Triassico inferiore *p.p.* – Triassico medio *p.p.*
(Olenekiano sup. – Anisico inf.)

5. – CONGLOMERATO DI VOLTAGO (VTG)

Il Conglomerato di Voltago, formalizzato in Dolomiti da PISA *et alii* (1978), era stato cartografato in precedenza come Conglomerato di Richthofen (AA.VV., 1968a; GHETTI & NERI, 1983). Affiora in modo discontinuo sia in destra che in sinistra Adige: gli affioramenti più significativi sono localizzati a W di Termeno e a E di Montagna (Fig. 20), in corrispondenza della Cava Girardi a sud di Salorno, presso il centro di compostaggio di San Floriano, lungo la strada forestale che dal fondovalle sale a Maso Klam a valle di Pochi e lungo la S.P. che da Pochi conduce a Cauria. Nel settore meridionale affiora esclusivamente a nord di Faedo in località Pineta.

È costituito da corpi arenitico-conglomeratici a gradazione normale e geometria lenticolare (potenza variabile da pochi decimetri a 2 m), alternati a livelli arenitici. Alla base si trovano depositi costituiti da elementi centimetrici di dolomia biancastra (dubitativamente attribuibili alla Dolomia del Serla inferiore),



Fig. 20 - Particolare delle facies conglomeratiche basali del Conglomerato di Voltago (VTG), affioranti nei pressi di Montagna.

verso l'alto il corpo è costituito da areniti medie di colore rossastro, a laminazione piano parallela poco evidente, contenenti resti vegetali. Verso l'alto i conglomerati passano a siltiti e areniti fini e molto fini di colore dal giallo-ocra a rossastro; la frazione siltosa è costituita in prevalenza da mica chiara. La bioturbazione è diffusa, ma nelle porzioni in cui è meno sviluppata è possibile individuare una stratificazione decimetrico-centimetrica e una laminazione piano-parallela.

Spessore 15-40 m.

Il limite inferiore è netto, erosivo sulla Dolomia del Serla Inferiore.

Il contenuto fossilifero è limitato alla presenza di foraminiferi quali *Glomospira* sp. e *Meandrospira pusilla*, quest'ultima evidentemente rimaneggiata dai termini superiori della Formazione di Werfen. Sono presenti frustoli vegetali tra i quali si riconosce *Voltzia recubarensis*.

L'ambiente di deposizione è di tipo continentale o marino marginale, riferibile a delta-conoidi con saltuari influssi marini lagunari. Età: Pelsonico *p.p.*

6. – FORMAZIONE DI GIOVO (GIV)

Nel foglio Mezzolombardo e nei limitrofi fogli Trento ed Appiano viene adottato questo nome formazionale usato da RESCH (1979) per descrivere una successione litologicamente eterogenea che comprende sia carbonati che depositi clastici a granulometria variabile, depositati in ambiente marino marginale, ben affioranti presso Ville di Giovo (Valle di Cembra).

La parte inferiore trova affinità con la Formazione di Agordo delle Dolomiti orientali, mentre quella medio-superiore mostra localmente forti analogie con il Calcare di Recoaro delle Prealpi Venete. Durante gli studi inerenti il Progetto CARG sono stati riconosciuti tre membri generalmente sovrapposti e parzialmente eteropici, di cui il primo non affiora in questo foglio: il membro di Passo Palade (essenzialmente clastico) (GIV₁), il membro di Cortaccia (calcareo-siltoso) (GIV₂) e il membro di Monte Ozol (dolomitico) (GIV₃); quest'ultimo corrisponde per buona parte alla Dolomia della Valsugana di DE ZANCHE & MIETTO (1986). Per questioni di rappresentazione grafica, nel foglio i due membri sono accorpati, ma vengono descritti separatamente in queste note e negli schemi a margine della carta.

La formazione affiora con continuità su entrambi i versanti della Val d'Adige ed è ben esposta in Val d'Inferno, nel Rio di Castelvecchio, presso la cava di inerti a SW di Magrè all'Adige, al confine tra le due provincie autonome di Trento e di Bolzano, alla base delle pareti che corrono a est di Montagna e a sud-est di Egna, in corrispondenza della Cava Girardi a sud di Salorno, presso il centro di compostaggio di San Floriano e lungo la strada forestale che dal fondovalle sale a Maso Klam a valle di Pochi. Età: Anisico medio – superiore *p.p.* (Pelsonico-Illirico).

6.1. - MEMBRO DI CORTACCIA (GIV₂)

È costituito nella parte inferiore da siltiti e marne rosse e grigio scure, ricche di frustoli vegetali, cui si sovrappone un'alternanza di calcari e arenarie siltose grigio-giallastri, simili ai "Calcari scuri del T. Framont" (Formazione di Agordo) di PISA *et alii* (1978), riferibili a condizioni di sedimentazione di tipo peritidale (Fig. 21).

Gli strati hanno spessore variabile da 5 a 20 cm e sono spesso caratterizzati da un'intensa bioturbazione che conferisce un aspetto nodulare alla roccia. Verso l'alto aumentano progressivamente i livelli calcarei subtidali, costituiti da calcareniti bioturbate nodulari ad ostracodi, crinoidi e brachiopodi localmente transizionali a vere e proprie encriniti.

Lo spessore affiorante è di circa 10 m.

Il limite inferiore con il Conglomerato di Voltago non è visibile in affioramento.

L'ambiente di sedimentazione corrisponde ad un articolato complesso di lagune e bracci di mare di debole profondità (con temporanee emersioni), gradualmente transizionale ad un ambiente più aperto, sede di sedimentazione carbonatica di piattaforma subtidale.



Fig. 21 - *Membro di Cortaccia (GIV₂) della Formazione di Giovo: calcari siltosi a frustoli vegetali alternati a siltiti laminati. Località: versante meridionale del Monte Cison.*

6.2. - MEMBRO DEL MONTE OZOL (GIV₃) (Dolomia della Valsugana Auct.)

In passato è stato indicato con nomi diversi e ne è stata spesso equivocata la posizione. VACEK lo definisce prima *Diploporendolomit* (1896) e successivamente *Schlerndolomit* (1911), cui assegna però un'età anisica superiore. ARTHA-BER (1916) dimostrò che non poteva essere la *Schlerndolomit*, la quale doveva avere età ladinica, ma non lo definì in modo specifico. Nei fogli Trento (AAVV. 1968a) e Schio (AAVV.1968b) viene fatto corrispondere alla *Mendeldolomit* per la posizione stratigrafica omologa all'unità così definita da RICHTHOFEN (1860) e OGILVIE GORDON (1927) in Val d'Adige. VENZO (1961) lo definisce semplicemente "dolomie anisiche" e nella seconda edizione del foglio Trento della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 (BARTOLOMEI *et alii*, 1969) viene compreso nella Dolomia del Serla superiore, mentre nel foglio Schio (AA.VV., 1968b) è incluso in parte nel Calcare di Recoaro e in parte nella Formazione a Trinodosus.

Più di recente è stata correttamente riconosciuta la sua posizione stratigrafica in Valsugana e nei pressi di Trento, ed è stata informalmente definita Dolomia della Valsugana da DE ZANCHE & MIETTO (1986; 1989) e da CUCATO *et alii* (1987).

Si osserva in Val di Non presso le incisioni del T. Barnes e del Rio Pescara, ad occidente del Monte Ozol. L'affioramento più significativo è alla foce del Rio Pe-

scara, sotto il ponte della strada Cagnò-Livo dove è visibile la porzione sommitale della formazione di Giovo e il limite superiore con la Formazione del Contrin.

Il membro di Monte Ozol è costituito da una successione di dolomie e calcari siltosi bioturbati, da grigio scuro a grigio nocciola, di dolomie subtidali grigie, con interstrati siltosi grigio-giallastri e sottili orizzonti smectitici bianco-ocra (Fig. 22). Gli strati, da ondulati a nodulari, hanno spessore di 5-20 cm. A tetto è sempre riconoscibile un bancone di 5-10 m, massiccio e mal stratificato con tasche e livelli centimetrici di vulcanoclastiti alterate.

Localmente è caratterizzato da lenti conglomeratiche a clasti dolomitici subangolosi (settore nord del versante occidentale del Monte Cislon) o tasche di dolosiltiti laminate arrossate (settore sud, alla base delle pareti a est di Egna e Mazzon). Sulla base di queste evidenze di campagna, tale intervallo di tetto potrebbe essere correlabile al Conglomerato di Richthofen, le cui uniche evidenze di deposizione in quest'area sono date da discontinue lenti conglomeratiche.

Lo spessore è di circa 10-25 m.

Il limite inferiore è transizionale con il membro di Cortaccia, e caratterizzato dalla diminuzione verso l'alto degli interstrati siltoso-marnosi e dei calcari scuri ricchi di sostanza organica.

Ambiente deposizionale è correlabile con una laguna a circolazione ristretta, che passa progressivamente ad una piana tidale a sedimentazione carbonatica.



Fig. 22 - Orizzonte di siltiti ed argilliti rosso-ocra al tetto del membro del Monte Ozol della Formazione di Giovo. Località: Monte Prato del Re, versante occidentale.

7. – FORMAZIONE DEL CONTRIN (CTR)

La Formazione del Contrin affiora con continuità in entrambi i versanti della Val d'Adige; nel settore settentrionale del foglio gli affioramenti più rappresentativi si trovano a monte di Cortaccia, di Egna e Montagna. Nel settore meridionale costituisce il tratto inferiore delle pareti dolomitiche, da Magré all'Adige fino al confine tra le Province Autonome di Trento e Bolzano e in sinistra in tutta la zona di Salorno.

La porzione medio-inferiore della successione è costituita in prevalenza da dolomie subtidali grigio-nocciola organizzate in strati tabulari di 10-50 cm, con giunti da piano-paralleli a ondulati. A queste seguono banchi massicci e mal stratificati di calcareniti bioclastiche (in prevalenza costituite da frammenti di gusci di lamellibranchi e gasteropodi). Un corpo stratoide di vulcaniti basaltiche (VAB), potente fino ad alcune decine di metri, esteso per almeno un chilometro iniettato entro la Formazione del Contrin nel settore nord, presso la sommità delle pareti ad est di Malga Cislón. A tetto delle vulcaniti sono state osservate dolomie micritiche microcristalline scure, in strati di 20-30 cm.

Nel settore meridionale la Formazione del Contrin mantiene i caratteri di piattaforma prevalentemente subtidale; nella parte sommitale compaiono livelli e tasche di argille ocracee (vulcanoclastiti alterate) correlabili a quelli, osservati in altre zone, in corrispondenza del limite con la Formazione dello Sciliar.

Nella zona di Casignano, a circa 60 m dalla base della formazione è intercalata un'unità sedimentaria potente circa 30 m, costituita da un'alternanza di dolomie e calcari micritici fittamente laminati di affinità bacinale. Al di sopra sono nuovamente presenti le dolomie subtidali in facies prevalentemente di calcareniti bioclastiche.

Lo spessore è pari a circa 150 – 200 m.

Il limite inferiore è netto con il membro del Monte Ozol della formazione di Giovo: esso è posto in corrispondenza della sommità dell'orizzonte plurimetrico nodulare e mal stratificato con livelli centimetrici di argille vulcaniche a tetto dello stesso o sulla superficie di incoformità, con tasche di breccie correlabili al Conglomerato di Richthofen.

La Formazione del Contrin presenta caratteri di eteropia con la Formazione di Moena, in tal caso il limite è posto in corrispondenza della comparsa di micriti scure laminate. Tale eteropia rappresenta un passaggio transizionale a facies di mare più profondo, ma non schiettamente bacinali, depostesi in condizioni prossime alla piattaforma.

L'ambiente deposizionale è quello di una piattaforma carbonatica subtidale variamente subsidente.

Il contenuto fossilifero è composto da bivalvi, gasteropodi, alghe *Dasycladaceae* ed ammoniti.

Età: Illirico *p.p.*

8. – FORMAZIONE DI MOENA (MNA)

Affiora a monte di Cortaccia ed è visibile lungo i tornanti della strada che sale a Penone e Favogna. Si tratta di dolomie micritiche da grigio scuro a nere, laminate e dolomie nodulari grigio scuro alternate a sottili interstrati siltoso-argillosi e livelli centimetrici di argilliti ocra (smectiti alterate). E' eteropica alla Formazione del Contrin.

Spessore valutabile tra 0 e 30 m.

L'ambiente deposizionale corrisponde ad un bacino intrapiattaforma, caratterizzato ancora da una certa circolazione e scarsa subsidenza. Età: Anisico superiore (Illirico).

9. – FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI)

Affiora in alta Val di Non, alla foce del Rio Pescara, alla base delle pareti rocciose in destra Adige tra Roverè della Luna e Mezzocorona (Fig. 23), lungo la dorsale M.te Cuch – Craunel – Pontal – La Rocchetta, a sud di Mezzolombardo nei pressi della località Le Calcare e costituisce la cresta Cerva alta (1853,2 m), M.te Lira (1615,6 m) e M.te Campana (1542,2 m). Più a nord costituisce buona parte delle pareti che delimitano il crinale della Catena della Mendola, la porzione mediana dei versanti occidentali di Monte Prato del Re e della Madrutta fino a Salerno.

La successione di piattaforma può essere suddivisa in tre corpi di piattaforma a cicli peritidali di spessore metrico (cicli 4° e 5° ordine), separati da almeno due cenge: fasce di cicli peritidali di spessore submetrico ed intercalazioni dolomitico-marnose. Tale suddivisione tuttavia non è stata effettuata a livello cartografico.

La successione organizzata in cicli peritidali (*fining upward* e *thinning upward*) è caratterizzata dalle seguenti litofacies:

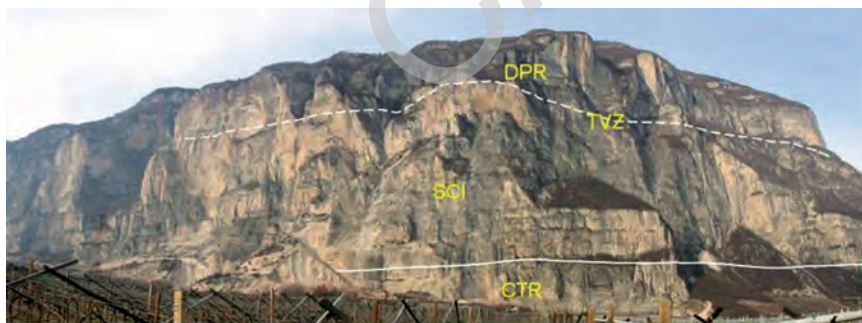


Fig. 23 – La Formazione dello Sciliar in facies di piattaforma carbonatica peritidale, in destra Adige tra Roverè della Luna e Mezzocorona. Da notare nella parte bassa dell'unità le sequenze di bancate tidali separate da interstrati argillosi smectitici e verdi.

- dolomie grigio-chiare in strati metrici subtidali con livelli ad alghe *Dasycladaceae* e piccoli bivalvi;
- dolomie grigio-nocciola in strati decimetrici con laminazioni stromatolitiche con *fenestrae* laminari (*sheet crack*) e livelletti centimetrici di peliti giallastre, rossastre e verdi, ricche in ossidi di ferro (vulcanoclastiti).

Si osservano inoltre cicli deposizionali peritidali all'interno dei quali predomina l'intervallo inter-sopratidale con laminazioni stromatolitiche e *fenestrae*; giunti millimetrici argillosi ocra separano i cicli.

In destra Adige è osservabile un livello di paleoemersione (non cartografabile) alla base della parete che sovrasta il ripiano di Masagro - Penone, ad una quota media di 475 m s.l.m (Fig. 24). Si tratta di dolomie grigio-brune sottilmente stratificate (5 – 10 cm), con strutture poligonali da esposizione subarea (*mud cracks*) e brecce intraformazionali a clasti piatti; lo spessore del livello è di 1,0 m. Un chilometro verso nord, tale livello passa lateralmente alle facies di raccordo piattaforma – bacino.

Il contenuto paleontologico è limitato a piccoli bivalvi, gasteropodi e alghe *Dasycladaceae* (*Diplopora* sp.).

Il tetto della piattaforma carbonatica appare profondamente incarsito con fenomeni di dissoluzione subaerea; localmente, a tetto, le dolomie si presentano



Fig. 24 - Formazione dello Sciliar: livello basale a tepee, nella facies di piattaforma peritidale. Località: Bosco Diviso, versante occidentale M. Prato del Re.

molto fratturate: nel settore anaune, alla testata di Selva di Dambel, ad esempio, è costituito da una superficie fortemente incarsita suturata dalle Vulcaniti Basaltiche tramite una superficie di paraconcordanza. Verso nord (Malga di Romeno - Rifugio Mezzavia) la formazione appare invece in contatto con la successione bacinale dei Calcari della Val Vela.

Il limite inferiore della Formazione dello Sciliar è graduale con la Formazione del Contrin ed è posto in corrispondenza di un caratteristico orizzonte con livelli vulcanoclastici (limite di sequenza An4 di GIANOLLA *et al.*, 1998).

Complessivamente lo spessore della formazione è pari a circa 500 m.

L'ambiente deposizionale è riconducibile ad una piattaforma carbonatica aggradante di tipo peritidale. Nel settore del Monte Cislone e Madrutta la piattaforma prograda fin dalla base sulle facies bacinali della Formazione di Buchenstein: si riconoscono clinoformi orientate verso ENE nella zona di Casignano, verso SSE nella zona di Cortaccia e verso S alla Madrutta. Età: Illirico *p.p.* - ?Fassanico *p.p.*

9.1. - LITOFACIES DI SCARPATA (SCI_a)

Sono costituite da bancate massicce, amalgamate e mal stratificate di dolomie bianche saccaroidi, spesso cariate. Sono inoltre presenti *packstone-grainstone* bioclastici con frammenti di bivalvi, gasteropodi, alghe, ammoniti; *packstone* ad oncoliti con plaghe di silt ocre di ambiente vadoso e *grainstone* a bivalvi.

Begli affioramenti sono osservabili nei pressi di Maso Gsteiger e di Corona. In sinistra Adige, osservando in panoramica le pareti che sovrastano Maso Gsteiger, sono ben visibili le clinoformi immergenti ad ESE come anche sul versante meridionale della Madrutta, che testimoniano una articolata progradazione della piattaforma entro il bacino. Da questa litofacies di rampa provengono i blocchi che hanno alimentato i corpi di megabrecce inglobati nei sedimenti bacinali.

In destra Adige, nel settore settentrionale, le geometrie non sono riconoscibili a causa della maggiore copertura boschiva e del disturbo tettonico, anche se alla scala di singoli affioramenti si intuisce una tendenziale progradazione verso SSE, ossia verso il depocentro del bacino di Cortaccia. Invece, nell'area di Niclara – Penone si possono osservare facies di margine di piattaforma con corpi di megabrecce di spessore decametrico che progradano all'interno della Formazione di Buchenstein nel bacino di Cortaccia.

Si tratta di breccie a clasti e blocchi calcareo – dolomitici ad assetto caotico, mal organizzate, con blando cenno di clinostratificazione (8°-48°). Questo livello prosegue a nord del rio che scende da Penone, con depositi a clasti monogenici eterometrici (da 2 fino a 30 cm) subarrotondati, a supporto scheletrico, e poca matrice doloarenitica che mostra strutture fluidali laminate. Al di sotto del livello a megabrecce si osservano dolomie grigio chiare in strati decimetrici, con laminazioni stromatolitiche e cavità di emersione, seguite verso l'alto da dolomie grigio bruno laminate (lamine da corrente piano-parallele, ondulate con *ripples* e *hummocky*).

In sinistra Adige, sul versante sud della Madrutta, è osservabile una succes-

sione costituita da banchi amalgamati, mal stratificati, talvolta con cenni di clinostratificazione verso i settori più esterni, al margine della piattaforma (E-NE).

Si riconoscono doloruditi contenenti bivalvi costati (gen. *Daonella*), brachiopodi e ammoniti (250 m sopra limite con la Formazione del Contrin). Le facies sono composte da *rudstones* ad oncoliti, aggregati di oncoidi, cavità di dissoluzione, silt rosato di ambiente vadoso; *grainstones* bioclastici a bivalvi, gasteropodi e livelli con strutture da esposizione subaerea; sequenze costituite da livelli (spessore pari a 0,30 m) a *rudstones* con oncoidi, bivalvi ed alghe; *grainstones* - *rudstones* bioclastici in barre (20 – 30 cm) (con inclinazione media pari a 18°-20°); *wackestone* a bivalvi, gasteropodi, ammoniti ed alghe *Dasycladaceae*.

9.2. - BIOSTRATIGRAFIA E PALEOGEOGRAFIA

Sia in destra (area di Magrè all'Adige - Penone) che in sinistra Adige (M. Cislón), all'interno della piattaforma carbonatica della Formazione dello Sciliar sono stati rinvenuti esemplari di ammoniti. Il materiale studiato presso l'Università degli studi di Padova (MIETTO *et alii*, 1999; MARANGON, 2007) si colloca nella porzione sommitale dell'Anisico.

Nella sezione della Madrutta (sinistra Adige), dove gli esemplari sono stati rinvenuti in due livelli *in situ* (Fig. 25), la distribuzione dei *taxa* all'interno della



Fig. 25 - Formazione dello Sciliar: dolomie subtidali ad ammoniti e bivalvi (destra Adige, strada per Favogna).

serie stratigrafica mostra la presenza di *Lecanites misanii*, seguito da “*Lecanites*” *quadrangulus*, da *L. misanii*, *Proarcestes* e *Alkaites*. La comparsa di *Alkaites* permette l’attribuzione alla Subzona a *Secedensis* (Fig. 26).

Anche gli esemplari osservati nei livelli *in situ* della sezione di Magrè s.s.d. Vino (lungo la strada forestale n. 3 che porta al rio di Favogna di Sopra) ed i campioni raccolti nel detrito lungo le incisioni intercettate dalla strada che da Cortaccia sale a Favogna, ricadono nella subzona *Secedensis*.

I dati biostratigrafici dimostrano come queste piattaforme siano coeve al “*Lower Latemar Edifice*”, collocandosi per la parte principale nell’Anisico superiore.

Nelle piattaforme medio-triassiche della Val d’Adige, a differenza di quelle del Latemar, non sono presenti o visibili margini biocostruiti e gli affioramenti

Specie	Subzona	Età
Alkaites sp. Alkaites athesinum Alkaites dezanchei Iralites sp. Paranevadites sp. "Lecanites" quadrangulus Lecanites misanii Lecanites sp. Parakellnerites sp. Celtites sp.	Secedensis	Anisico
Celtites sp. Parakellnerites sp. Parakellnerites boeckhi Lecanites misanii Lecanites sp. Hungarites sp. Stoppaniceras sp. Parasturia sp. Gymnites sp.	Crassus	
Aplococeras avisianum	Avisianum	

Fig. 26 - Distribuzione delle specie di ammoniti rinvenute nella Formazione dello Sciliar tra Magrè e il Monte Cislone. Cronostratigrafia da MUTTONI et alii (2004).

identificano sempre lo stesso tipo di facies. Non sono stati identificati organismi biocostruttori o microproblematica (es. *Tubiphytes*). Sono invece ben documentate alghe *Dasycladaceae*, gasteropodi, frammenti di bivalvi a guscio sottile e brachiopodi. Completano il contenuto paleontologico foraminiferi planctonici e frammenti di bivalvi a guscio sottile caratteristici dell'ambiente pelagico.

I dati sinora raccolti non permettono tuttavia una interpretazione paleoambientale certa. Questa porzione di Val d'Adige si pone in una situazione intermedia tra una vasta piattaforma carbonatica presente ad ovest, verso la Lombardia (Piattaforma della Mendola Auct.) e una serie di *buildup* isolati rappresentati dalle varie piattaforme anisiche delle Dolomiti (complesso Agnello-Latemar, Catinaccio, Marmolada, Cenera, Sella). Proprio a ridosso del versante destro della valle si situano la sezione di Magrè all'Adige e i depositi provenienti dalle pareti lungo la strada tra Cortaccia e Favogna di Sopra. Questi si trovano talora interdigitati a depositi bacinali rappresentati dalla Formazione di Buchenstein ("*Zwischenbildungen*" Auct.), talora direttamente a contatto con le sottostanti dolomie della Formazione del Contrin.

Nel versante sinistro della Val d'Adige i corpi rappresentati dalla Madrutta, Monte Prato del Re, Monte Cislun, evidenziano la presenza di clinoforni che si interdigitano con i depositi del bacino di Cortaccia. Sul monte Prato del Re, in un ideale transetto NE/SW (Fig. 27), si può vedere come mentre a nord la piattaforma del Contrin sia sovrastata dalla Formazione di Buchenstein, sulla quale, a sua volta, poggia la Formazione dello Sciliar (a), poco più a sud le due piattaforme (Contrin e Sciliar) risultano saldate l'una sull'altra (b). Tra le due è ben visibile una superficie di emersione.

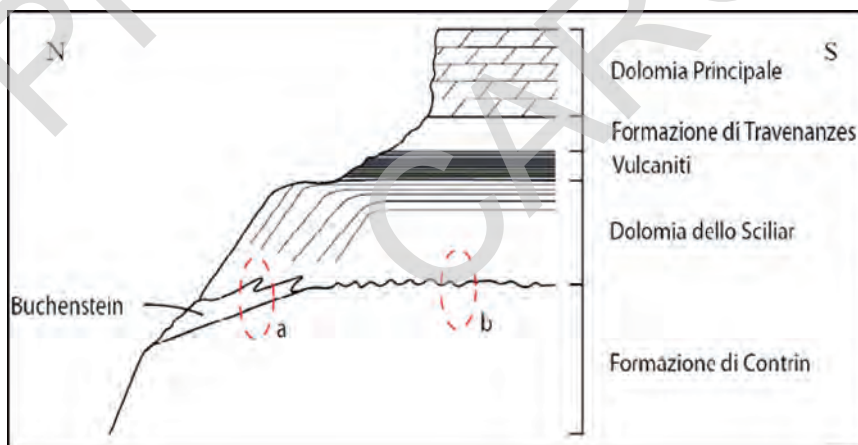


Fig. 27 - Transetto NE - SW lungo il Monte Prato del Re. Si può vedere chiaramente come, sulla base della geometria del margine della piattaforma, nella porzione più settentrionale (a) la Formazione di Buchenstein sia in eteropia con la Formazione dello Sciliar; spostandosi più a sud tuttavia (b), si trova direttamente il contatto tra la Formazione del Contrin e la Formazione dello Sciliar evidenziato da una superficie di emersione subaerea. Il complesso Monte Cislun - Monte Prato del Re - Madrutta potrebbe dunque essere un corpo al cui nucleo si preserva il contatto Sciliar-Contrin.

Questi corpi isolati potrebbero non essere legati al margine orientale della “Piattaforma della Mendola” ma rappresentare il primo esempio di *buildup* o *mud-mound* a cui farebbero seguito, spostandosi verso est, il complesso Agnello-Latemar e tutte le piattaforme triassiche delle Dolomiti (Fig. 28).

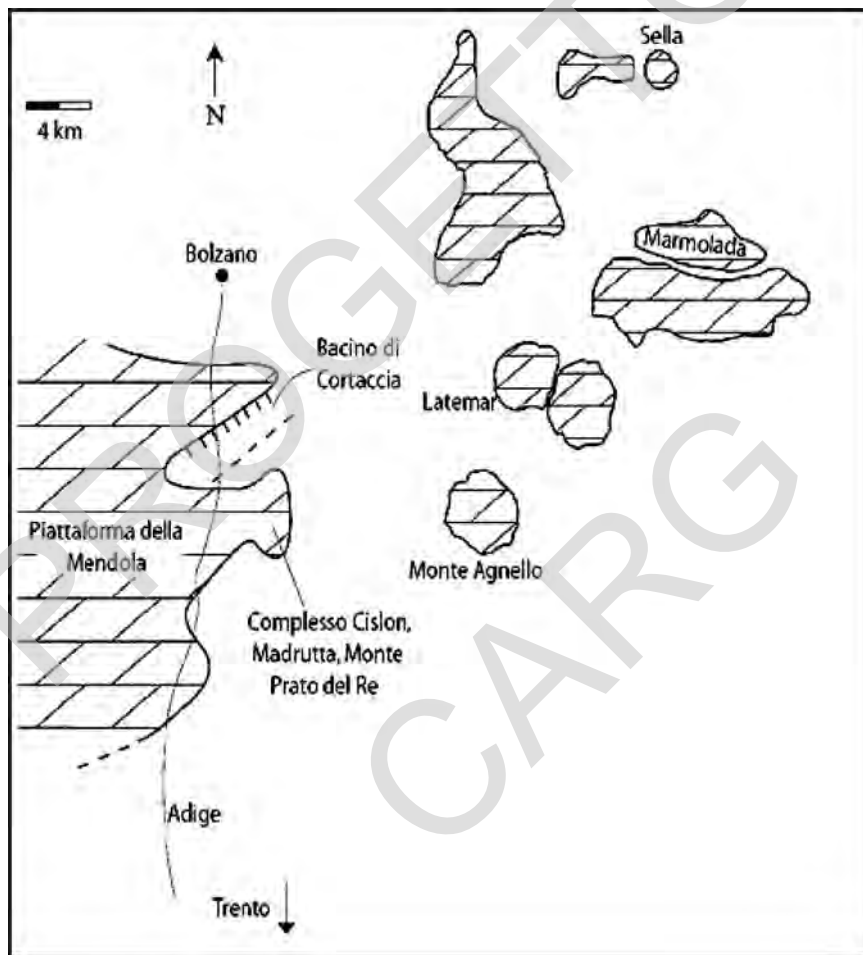


Fig. 28 - Modello della paleogeografia delle Dolomiti e della regione subito ad ovest durante il Triassico Medio, basato sui dati emersi dallo studio delle successioni carbonatiche del foglio Mezzolombardo. Come si può vedere, la “piattaforma della Mendola” presenta un margine lobato all’interno del quale possono essere collocati i corpi del Monte Cislone, di Monte Prato del Re e della Madrutta. Verso le Dolomiti il margine lascia spazio ad una serie di *buildup* isolati.

10. – FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BHL) (Formazione di Livinallongo *Auct.*)

Unità articolata in due lingue eteropiche alla Formazione dello Sciliar, affiorante in un'area ristretta a sud di Maso Gsteiger e nella zona compresa tra Cortaccia e Corona.

Dal basso verso l'alto si riconoscono dolomie grigiastre con screziature nere per bioturbazione, alternate a calcari dolomitici scuri, sottili orizzonti smectitici, calcari selciosi laminati, peliti e argilliti grigie, calcari e dolomie vinaccia, livelli di pietra verde. Corpi metrici e decametrici di breccie sinsedimentarie a clasti dolomitici sono sovente interdigitate ai sedimenti bacinali. In tal caso i depositi bacinali presentano caratteristiche deformazioni da carico, pieghe sindedimentarie a scala metrica e centimetrica e lamine convolute.

In sinistra Adige tali facies sono ben visibili alla base delle pareti che si affacciano su Maso Gsteiger e lungo la strada che da Casignano sale alla baita forestale sotto Monte Prato del Re; in destra tale formazione è limitata alla zona di Cortaccia (Fig. 29) e in minor misura di Corona. In quest'area la successione bacinale appare intensamente deformata da sistemi pervasivi di pieghe, legati alle dinamiche dei sovrascorimenti che caratterizzano il settore tra Magrè all'Adige e Caldaro; gli affioramenti più significativi si osservano lungo la strada che da Cortaccia conduce a Favogna e a Corona, nel Rio Molino e in alcune piccole incisioni nelle campagne di Cortaccia.



Fig. 29 – Formazione di Buchenstein: dolomie micritiche scure, laminate, con interstati smectitici e pietra verde nei pressi di Cortaccia.

Lo spessore dell'unità è stimabile tra 0 e 80 m; in destra Adige, l'elevato grado di deformazione non permette una valutazione molto attendibile.

La parte inferiore poggia sulla Formazione del Contrin anche se il contatto non è ben esposto.

Mentre in sinistra Adige l'unità può essere messa in relazione con un temporaneo e non duraturo aumento della subsidenza, nell'area di Cortaccia assume i caratteri schiettamente bacinali, per lo meno nella porzione medio-inferiore.

Ambiente: bacino intrapiattaforma a circolazione ristretta in condizioni parzialmente anossiche che subisce in almeno due momenti la progradazione della piattaforma carbonatica, l'ultima delle quali ne determina la definitiva chiusura. Età: Anisico superiore *p.p.* - Ladinico inferiore.

11. – CALCARE DELLA VAL VELA (VVL)

Questa unità sedimentaria era stata riconosciuta e descritta nei dintorni di Trento sia da VACEK (1903) che da TRENER (1933) sebbene entrambi la includessero nel "Raibliano" ed è stata distinta come unità informale da DE ZANCHE & MIETTO (1986).

È presente in un limitato settore localizzato lungo il fianco settentrionale del Monte Roen, nei pressi del Rifugio Mezzavia. Limitati affioramenti sono rappresentati da scaglie tettoniche al fronte della Linea Mezzocorona-Cortaccia ed in Val de Le Carbonare. L'unità è stata inoltre intercettata in sondaggio (sondaggi ID 2723 e 2724, banca dati del Servizio Geologico P.A.T.), alla profondità di 27-30 m dal p.c., poco a ovest di Mezzolombardo, in corrispondenza del primo tornante della S.P. di Fai della Paganella e dall'imbocco del tunnel stradale Trento-Rocchetta all'interno del massiccio della Paganella (vd. § VIII.6. e Fig. 88).

La formazione mostra litofacies variabili. E' generalmente rappresentata da calcari micritici in strati da decimetrici a metrici, separati da interstrati centimetrici di peliti prevalentemente giallastre e rossastre; gli strati calcarei sono di norma caratterizzati da sottili laminazioni piano-parallele. Alla base è sempre riconoscibile una sequenza di calcari laminati nerastri o grigio scuri organizzati in strati di 10-15 cm con alghae calcaree, bivalvi (*Daonella* sp.) e rari noduli di selce nera che evolvono verso calcari arenacei giallastri contenenti localmente (Monte Roen) una ricca fauna a pesci e rettili. Ad essi si intercalano livelli torbiditici arenacei grossolani con frammenti di bivalvi, gasteropodi, e alghae *Dasycladacee*.

Più raramente si presenta come una successione costituita da fitte alternanze di dolomie scure ricchissime in sostanza organica, peliti nere carboniose, peliti ocre, evaporiti (anidriti nel tunnel stradale), dolomie evaporitiche, doloareniti, vulcanoclastiti nerastre. Si osservano inoltre concentrazioni di solfuri (pirite), orizzonti stratoidi di barite e venute di bitume. Nella parte superiore dell'unità compaiono delle laminiti microbialitiche di piana tidale sistematicamente ricoperte da paleosuoli.

Lo spessore è stimato in 30 m.

L'unità poggia stratigraficamente, con contatto transizionale, sulla piattaforma carbonatica della Formazione dello Sciliar ed è suturata dalle vulcaniti basaltiche.

L'ambiente deposizionale è riconducibile a quello di mare basso con forte concentrazione di sostanza organica ed abbondante precipitazione di solfati, quale potrebbe essere una laguna chiusa o un braccio di mare isolato e collegato alla terraferma, caratterizzato da scarsa circolazione e condizioni anossiche-disossiche. Età: Ladinico superiore (Longobardico).

12. – VULCANITI BASALTICHE (VAB)

Affiorano a nord di Cles, principalmente in destra Noce (loc. Faé) ma anche in localizzati affioramenti in sinistra idrografica, poco a sud-ovest di Cagnò (loc. Salvanel). Nel settore orientale affiorano nel versante sud della Madrutta, presso Maso Sotto Sasso e a ridosso delle pareti nord di Monte Prato del Re, a tetto della Formazione dello Sciliar, costituendo un corpo di limitata estensione potente fino ad alcune decine di metri (Fig. 30). Nella zona sopra Montagna, ad esse è riferito un filone strato iniettato entro la Formazione del Contrin, spesso alcune decine di metri, che si estende per circa 1 km alla sommità delle pareti poste ad ovest di Malga Cison.



Fig. 30 - Vulcaniti basaltiche a tetto della Formazione dello Sciliar. Località: base della parete nord di Monte Prato del Re.

Sono costituite da lave basaltiche, da alterate a molto alterate e fratturate, di colore che varia dal verde al violetto (rossastro in superfici di alterazione).

Nella maggior parte degli affioramenti sono visibili strutture di esfoliazione legate a processi di alterazione in ambiente subaereo. Dal punto di vista petrografico mostrano struttura porfirica con plagioclasio zonato, augite e fenocristalli di anfiboli in una pasta di fondo costituita essenzialmente da plagioclasio. I dati geochimici suggeriscono affinità da calcalcalina a shoshonitica, in accordo con quanto è stato accertato per le vulcaniti del ciclo Ladinico in area dolomitica.

Pur non affiorando il limite inferiore, si stima lo spessore massimo dell'unità in circa 150 m.

Le vulcaniti suturano le dolomie della Formazione dello Sciliar tramite una superficie di paraconcordanza; verso nord (zona M. Campana) le vulcaniti poggiano invece direttamente sul Calcare della Val Vela.

Il limite superiore è netto e rappresentato da una superficie di erosione con la Formazione di Travenanzes.

Età: Ladinico superiore.

13. – FORMAZIONE DI TRAVENANZES (TVZ)

Tale unità è stata cartografata in passato come Formazione di Raibl. Affiora sia in sinistra che in destra orografica della Val d'Adige. La successione è interamente esposta tra il km 2 e il km 3 della S.S. N. 43 della Valle di Non nei pressi di Mostizzolo.

Si riconoscono generalmente due litofacies parzialmente o totalmente eteropiche: una di piattaforma ed una "terrigena"; non sono state separate in carta a causa dei limitati spessori.

La facies di piattaforma ("piattaforma infraraibliana" Auct.) comprende: dolareniti intraclastiche grigio nocciola in strati sottili di 5–10 cm amalgamati; dolomie granulari con intraclasti e crinoidi selezionati a dare laminazioni parallele e incrociate; dolomie micritiche grigio - giallastre, che assumono un colore grigio-bruno in frattura, fetide alla percussione, in strati decimetrici leggermente ondulati, con interstrati millimetri marnosi di colore giallastro, con abbondanti ossidi di ferro. Tra le strutture sedimentarie sono riconoscibili: laminazioni piano parallele e *mud-cracks*. Gli affioramenti più significativi di questa litofacies sono localizzati presso Cima Costa in destra Adige, in Val dell'Anguilla e presso La Madrutta in sinistra Adige. Il limite inferiore con la Formazione dello Sciliar non è facilmente distinguibile; esso viene posto in corrispondenza della comparsa delle intercalazioni argillitico – marnose a tetto dei cicli peritidali. Pertanto lo spessore medio è stimabile pari a 40 m circa.

Il limite superiore con la Dolomia Principale è graduale con la progressiva scomparsa delle intercalazioni pelitiche e con la presenza delle dolomie bianche in cicli deposizionali subtidali metrici con bivalvi (tipo *Megalodon*) e gasteropodi (tipo *Worthenia*).

La facies terrigena comprende, alla base, dololutiti ocracee in strati di 5-10 cm, seguite di siltiti rosse fittamente laminate, alternate a banchi di calcari e dolomie siltose in strati di 10-20 cm grigio verdognole, a tratti rossastri. A tetto è presente una fitta alternanza di sottili strati carbonatici (doloareniti, dolosiltiti) con veli pelitici interstrato. La successione è chiusa da una piattaforma carbonatica, caratterizzata da alternanze di strati carbonatici e pelitici, organizzati in cicli di 50 cm di potenza.

A Mostizzolo, i primi 6 metri sono costituiti da alternanze di dolomie e calcari micritici da biancastri a verdino-rossastri, argille siltose rosso scure, silt argillosi verde-azzurro, argille carboniose brune, verde scuro e ocre. Seguono 4 metri in cui si alternano calcari dolomicritici verdini con fiamme e screziature rosse (strati di 20-40 cm) e silt argillosi-scagliosi rossi (orizzonti potenti anche 60 cm). La parte superiore dell'unità (10 m di spessore) è formata da alternanze di dolomie verdastre, siltiti rosse, dolosiltiti e dolomicriti verdine con fiamme rosso scure e abbondanti accumuli di ossidi metallici, laminiti microbialitiche verdine con veli di argille rosse residuali, orizzonti carbonatici verdastri con tracce di radici e *tepee* embrionali. Sono inoltre presenti corpi sferoidali a struttura concentrica, dubitativamente attribuibili ad alghe cianoficee (*Sphaerocodium bornemanni*).

Sul versante destro della Val d'Adige, nel settore a nord di Costebelle, sono ben esposte entrambe le litofacies (Monte Roen), invece, nella porzione meridionale del quadrante, è presente solo la litofacies carbonatica. In sinistra Adige, alla base delle pareti N di M. Prato del Re, l'unità è rappresentata da banconi metrici di conglomerati a ciottoli dolomitici e andesitici (Conglomerato di Ruffrè, si veda foglio Appiano) non distinti cartograficamente, cui segue una successione di dolomie siltose bianco-giallastre in strati di 5-20 cm, laminate con interstrati di argilliti verde-ocra.

Spessore di 20-40 m.

Il limite inferiore è netto con la Formazione dello Sciliar, marcato da una cengia (Figg. 23 e 31), con evidente infittimento della stratificazione. Inoltre esso è ipotizzato erosivo sulle vulcaniti basaltiche, sulla base della presenza dei banconi conglomeratici alla base.

Ambiente deposizionale: porzione più interna di piattaforma a sedimentazione mista e a circolazione ristretta, dove potevano operare le correnti di marea e dominare i processi di decantazione in un ambiente ad energia scarsa o nulla, tipico di lagune ad acque basse. Verso nord si passa ad aree di piattaforma in vicinanza ai settori emersi continentali.



Fig. 31 - Formazione di Travenanzes: limite inferiore con la Formazione dello Sciliar. Località: base parete Monte Roen.

L'analisi del contenuto pollinico di alcuni campioni di *black shales* provenienti dalla porzione inferiore della sezione esposta nel tunnel ferroviario Cles-Mostizzolo allora in costruzione, ha permesso di riferirlo all'associazione *Granuloperculatipollis rudis* caratterizzata da *Circumpolles Partitisporites quadruplicis* e *Granuloperculatipollis rudis* (ROGHI, 2004) consentendone l'attribuzione al Carnico superiore (Tuvalico) (GENNARO, 2007) (vd. Tavole I, II, III, IV, V).

Lo spessore complessivo è stimato in circa 50 m.

L'intervallo basale, dominato dalle peliti varicolori, può essere riferito ad un ambiente continentale e/o lagunare. Gli intervalli medio e superiore invece sono riferibili ad un ambiente di piana marina costiera a sedimentazione carbonatica, abbondantemente inquinata da apporti silicoclastici provenienti da aree emerse in erosione. Il limite con la Dolomia Principale coincide con l'instaurarsi di una piana tidale a sedimentazione carbonatica. Età: Carnico superiore.

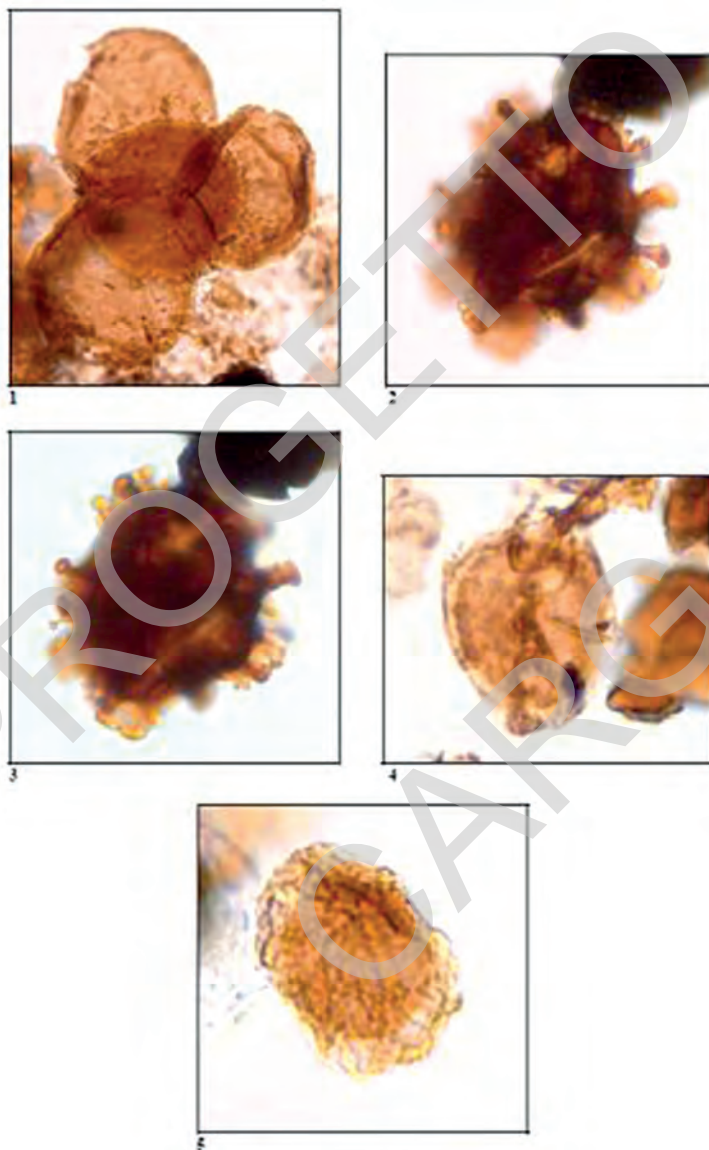


Tavola I

1: *Spiritisporites spirabilis*; tetrads Sheuring, 1970.

2,3: *Baculatisporites* sp. n 1

4: *Aratrisporites scabratus* Klaus, 1960.

5: *Aratrisporites* sp.

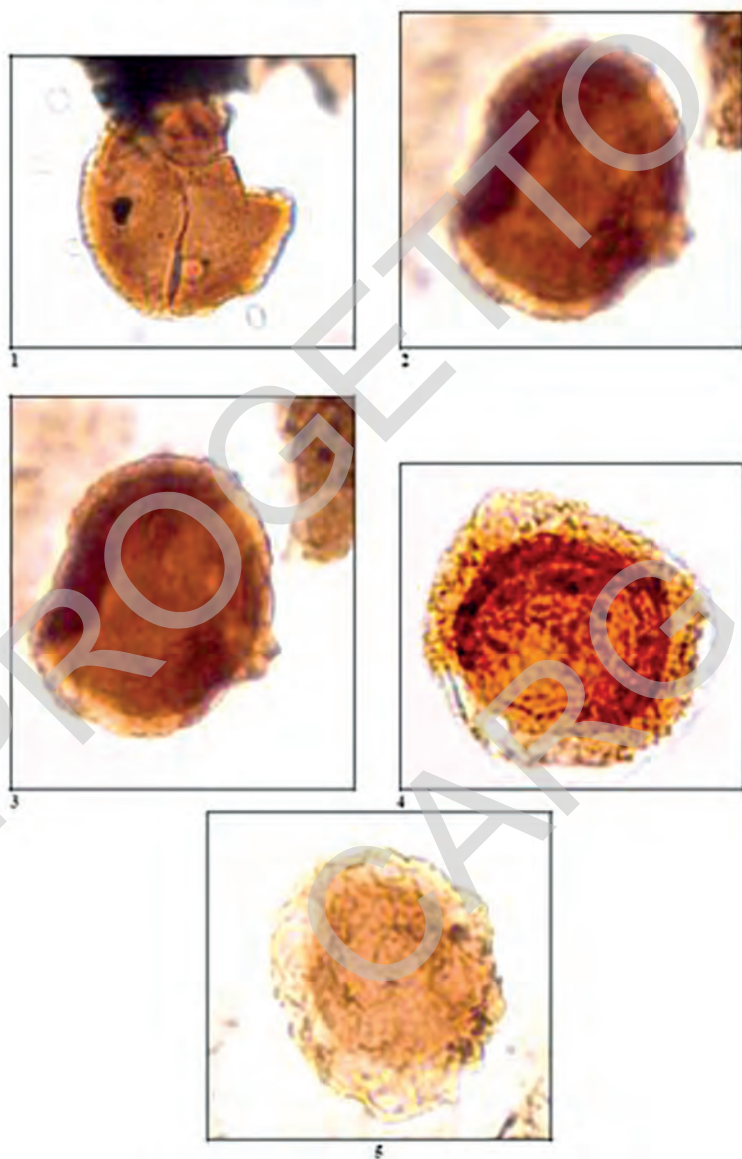


Tavola II

1: *Granulatisporites* sp.

2,3: *Enzonalsporites vogens* Leschik, 1956.

4,5: *Patinasporits densus* Leschik, 1956 emend. Sheuring, 1970.

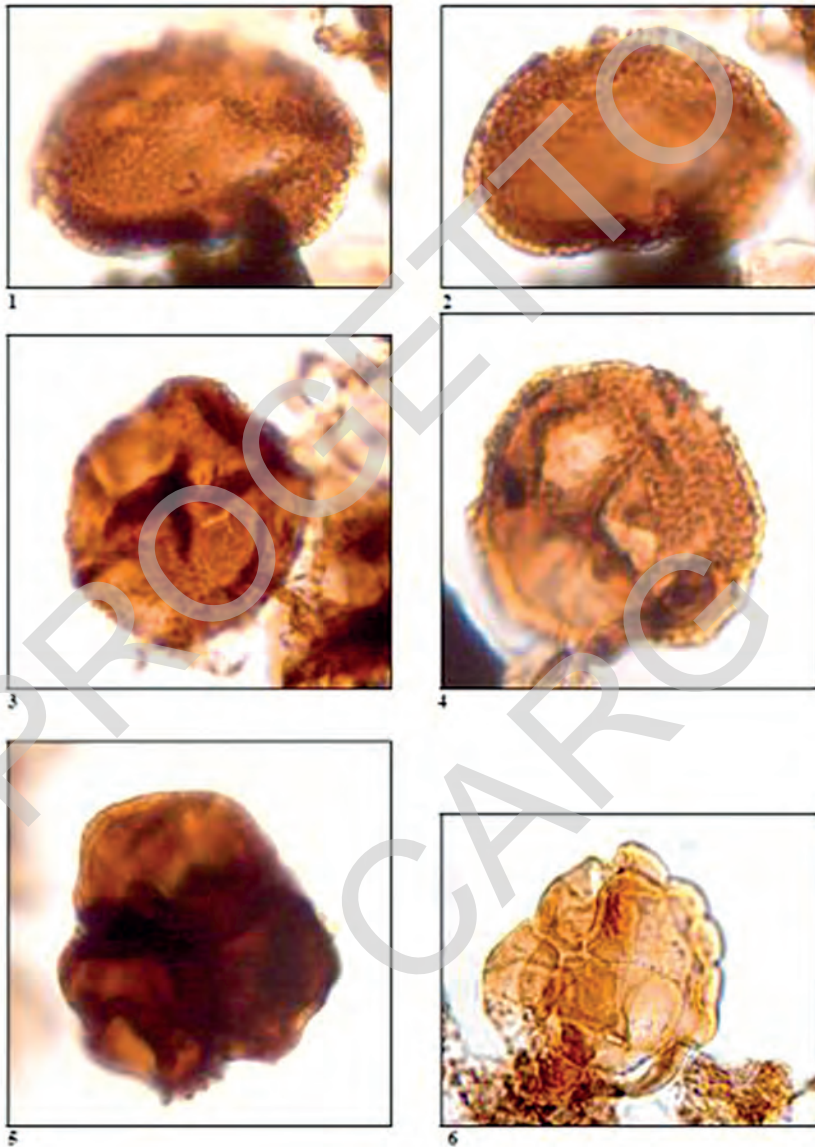


Tavola III

1,2,3,4: *Pseudoenzonalasporites summus* Sheuring, 1970.

5: *Paracirculina quadruplicis* Sheuring, 1970; tetrads

6: *Camerosporites secatus* Leschik, 1956 emend. Scheuring 1978.

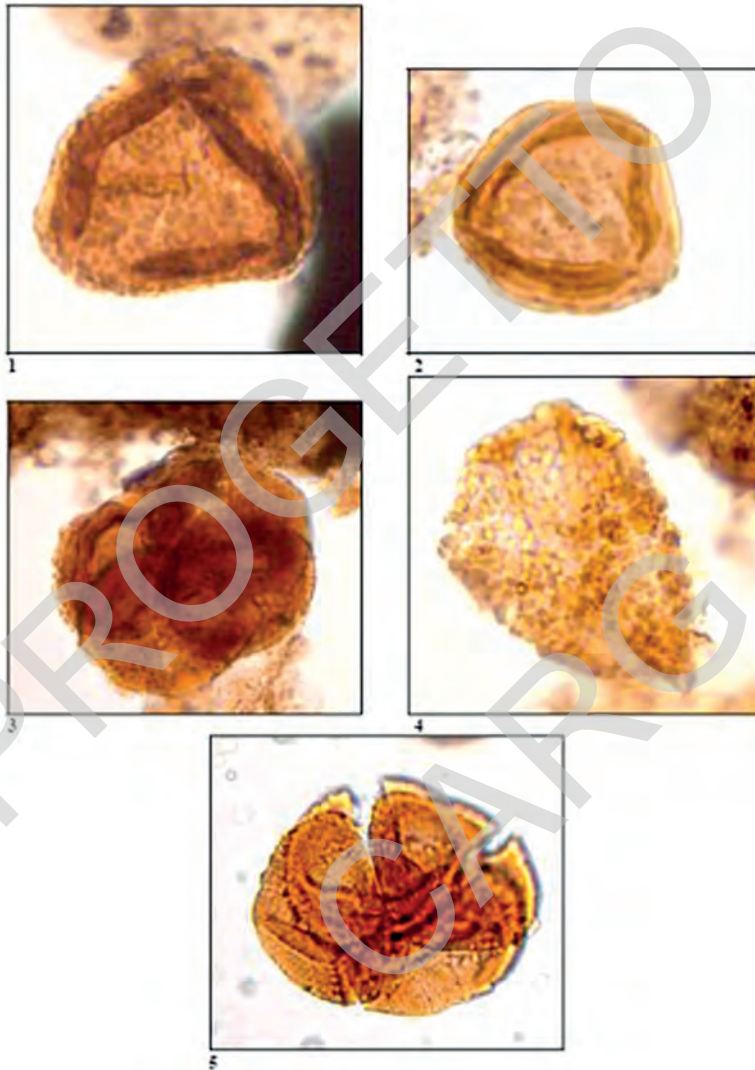


Tavola IV

- 1: *Duplicisporites verrucosus* Leschik, 1956 emend. Scheuring 1978.
- 2: *Duplicisporites granulatus* Leschik, 1956 emend. Scheuring 1970.
- 3: *Granuloperculatipollis rudis* (Venkatachala and Göczán, 1964) emend. Scheuring, in Mostler *et alii* 1978.
- 4: *Brodipora* sp.
- 5: *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad, 1954.

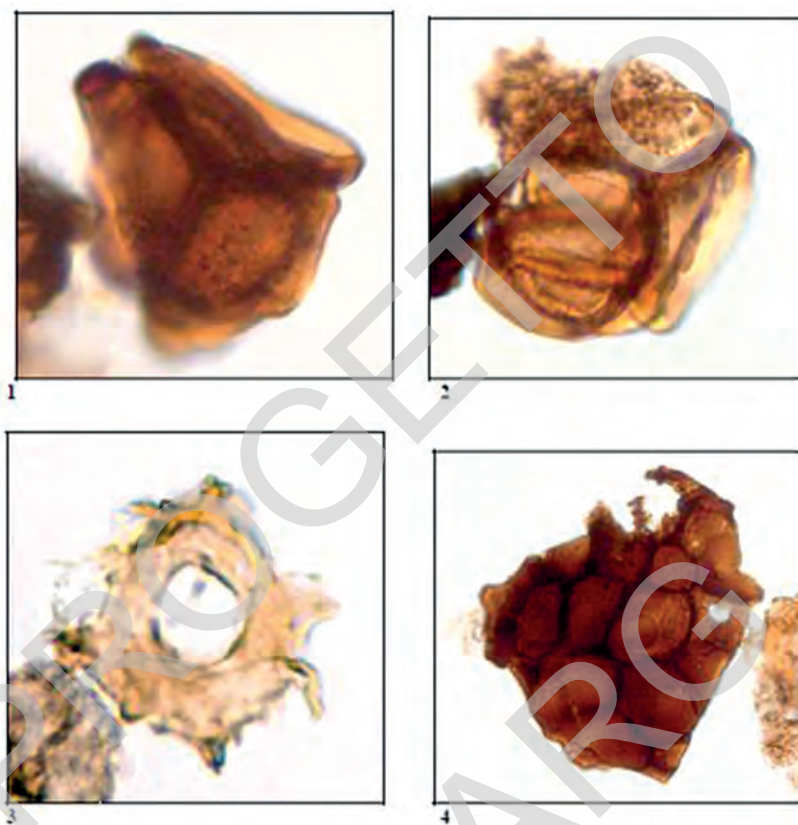


Tavola V

1,2: *Ricciisporites* cf. *R. tuberculatus*.

3: Leaf fragment.

4: Leaf fragment.

13.1. - ICNOSITO DEL CASTELLO DI SAN GOTTARDO (Mezzocorona)

Nell'aprile del 2004 sono state scoperte numerose orme di arcosauri nei pressi delle rovine del Castello di S. Gottardo, subito sopra il paese di Mezzocorona. Le orme si sono preservate su tre distinti livelli carbonatici, riferibili alla Formazione di Travenanzes ed ubicati oltre la porta che separa la corte principale dall'area ovest del castello. L'analisi icnologica del sito ha consentito l'individuazione di almeno 50 impronte, riferibili a crurotarsi, dinosauriformi e dinosauri. Nel sito di Castel S. Gottardo la Formazione di Travenanzes poggia con un limite inconforme sul top della Formazione dello Sciliar, riferibile all'intervallo Anisico-Ladinico *p.p.* (DE ZANCHE & MIETTO, 1988). Non risulta conservata, a causa dell'erosione, la

prima delle quattro sequenze deposizionali del Carnico (Car1-4 *sensu* DE ZANCHE *et alii* 1993). La Formazione dello Sciliar è ricoperta da dolosiltiti afanitiche di colore bianco-grigiastro con intercalati livelli argillosi di colore rossastro o verdastro, attribuiti alla Formazione di Travenanzes, da cui provengono le orme (porzione superiore degli “Strati di Raibl” Auct.) (NERI *et alii*, 2005). Questa litofacies è riferibile ad un ambiente di piana marina costiera, fortemente inquinata da apporti detritici silicoslastici e soggetto a periodici episodi di emersione subaerea come testimoniato dall’incremento di livelli con *bird’s eyes*, superfici con *mud cracks* e dalle stesse orme di arcosauri. Le orme si sono preservate come controimpronte alla base di tre distinte superfici di strato (Fig. 32). Sulla superficie del livello più basso (Livello A), caratterizzata da *mud cracks*, sono conservate quattro orme, sia tridattile che tetradattile, di medie dimensioni (15-20 cm). Sul secondo livello (Livello B), esposto per pochi decimetri quadri, sono visibili due orme a tridattile ed alcune tracce sub-circolari, indeterminabili. Sullo strato più alto sono infine visibili più di 40 orme di tipi e dimensioni diverse. Su altre superfici che costituiscono la volta dell’edificio principale e dell’antico eremo sono conservate altre orme a tre dita di piccole e medie dimensioni. Le tracce sono attribuibili ad almeno quattro icnogeneri differenti: *Atreipus* isp. (Fig. 33a), *Evazoum* isp. (Fig. 33b), *Grallator* isp. (Fig. 33c) e *Brachychirotherium* isp. (D’ORAZI *et alii*, 2009) che corrispondono-

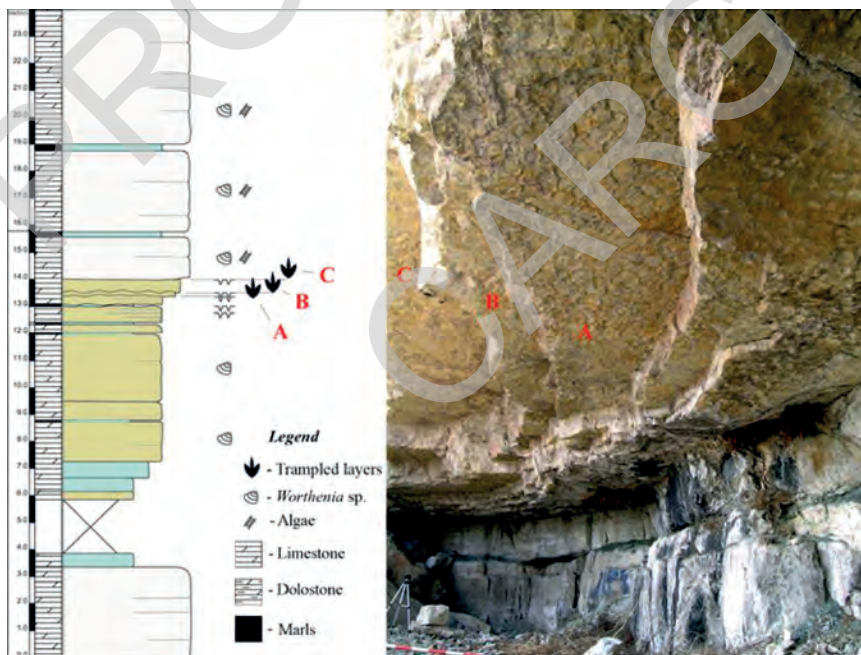


Fig. 32 - Sezione colonnare (sinistra) con indicazione dei livelli ad impronte (scala metrica sul lato sinistro) e particolare dei livelli ad impronte (palina per riferimento, in basso a sinistra).

no ad almeno quattro tipi di rettili differenti sia erbivori che carnivori, sia dinosauri, che arcosauri più primitivi: *Silesaurus*, *Effigia*, *Liliesternus*, *Postosuchus*.



Fig. 33 - Fotografie e disegni interpretativi di un esemplare attribuito ad *Atreipus isp.* (a), *Evazoum isp.* (b) e *Grallator isp.* (c). Scala 10 cm.

13.2. - ICNOSITO DI MOSTIZZOLO (Cles)

Nell'autunno del 2006 numerose impronte di arcosauri sono state scoperte nelle vicinanze di Cles, circa 48 km a nord di Trento. I livelli contenenti le orme sono stati attribuiti alla Formazione di Travenanzes (porzione superiore degli "Strati di Raibl") (NERI *et alii*, 2005), una sequenza sedimentaria spessa 50-70 m e costituita da dolosiltiti bianco grigiastre a cui si intercalano livelli argillosi rossastri e verdastri. L'ambiente in cui si è deposta l'unità è marino costiero o di piana di marea carbonatica, occasionalmente inquinata da apporti silicoclastici e interessata da ripetuti episodi di emersione. Nell'area in esame la Formazione di Travenanzes passa gradualmente verso l'alto alla Dolomia Principale, contraddistinta dalla scomparsa degli intervalli pelitici (Fig. 34). Il materiale rinvenuto è costituito da numerose orme, di dimensioni variabili dai 10 ai 20 cm, preservatesi sia come impronte che come contro impronte su diversi strati carbonatici di colore variabile dal rossastro al verdastro. Le orme sono per lo più isolate e spesso rappresentate da coppie mano-piede, ossia da tracce sia delle zampe anteriori che di quelle posteriori (Fig. 35). Le orme meglio preservate sono morfologicamente confrontabili con l'icnospecie *Brachychirotherium eyermani* (BAIRD, 1957) e sono attribuibili a *trackmaker* strettamente imparentati con gli attuali coccodrilli, caratterizzati da andatura quadrupede, con piedi e mani pentadattili, presumibilmente palmati (AVANZINI *et alii*, in stampa; BERNARDI *et alii*, in stampa).



Fig. 34 – L'affioramento di Cles contenente le orme di arcosauri. La Formazione di Travenanzes (Carnico superiore), fittamente stratificata è chiaramente visibile al di sotto della Dolomia Principale (Carnico superiore - Norico).

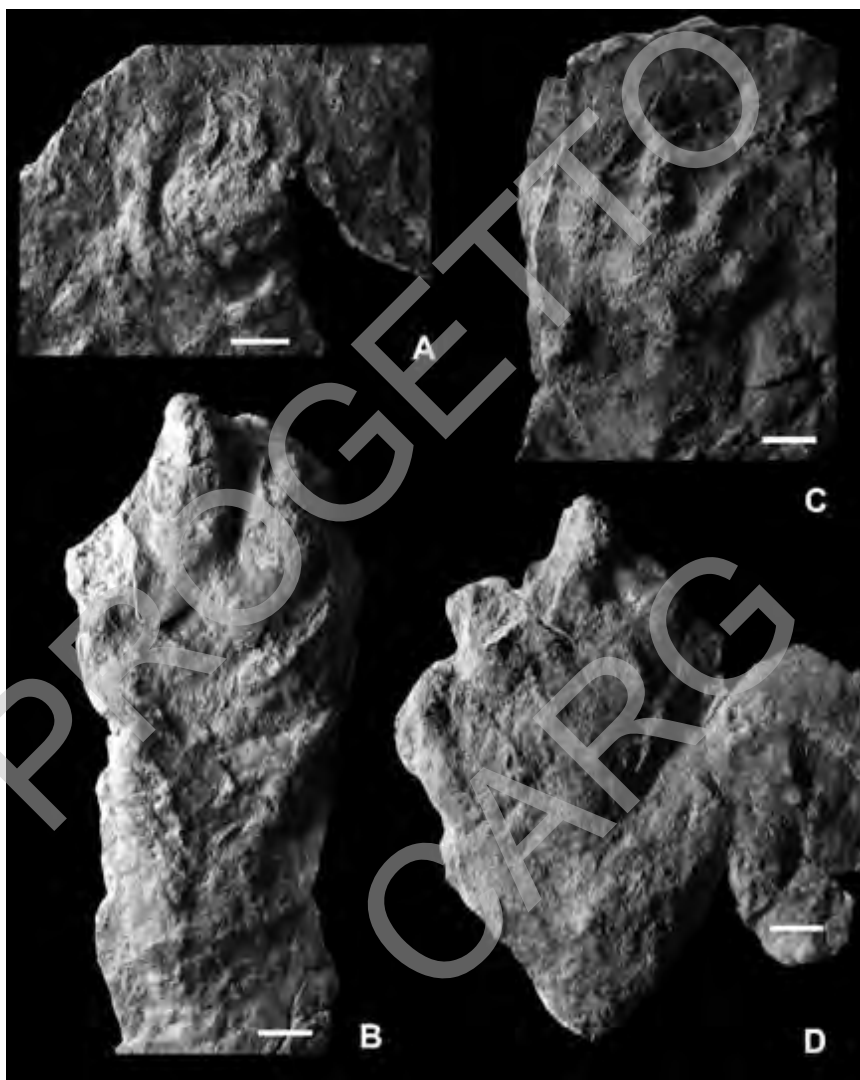


Fig. 35 – Alcune delle orme meglio preservate provenienti dall'affioramento di Cles. A, C, orme delle zampe anteriori; B, D, orme delle zampe posteriori.

14. – DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

È l'unità che affiora più diffusamente nella porzione centro-occidentale del foglio. Affiora estesamente lungo la dorsale che dal Monte Roen si sviluppa verso nord a formare lo spartiacque tra la Val d'Adige ed il plateau che digrada verso la Val di Non, formando le pareti di un grande numero di forre. Sul lato sinistro della Val d'Adige, la Dolomia Principale affiora sul tratto superiore dei rilievi asimmetrici del M. Prato del Re, de La Madrutta, del gruppo M. Alto-M. Basso e del monte Brusadi. Nel complesso la formazione si presenta ben stratificata ed appare costituita da una monotona successione di cicli peritidali di spessore da pluridecimetrico a metrico.

La porzione inferiore, al limite con la Formazione di Travenanzes, è dominata da cicli subtidali marcati, di spessore medio da 1,5 – 2,0 m, costituiti, per la parte subtidale, da dolomie bianche anche molto granulari, ricche in alghe e bivalvi e, per la parte inter-sopratidale, da livelli di esposizione subaerea (spessore 0,5 – 0,8 m) con laminazioni stromatolitiche deformate e livelli (0,3 – 0,5 m) di dololutiti marnose grigio-verdastre (forse livelli tuftici) con ossidi di ferro. Corrisponde alla parte di versante, con risalto morfologico per la presenza di una cengia, del versante nord di Cima Gais e dell'altopiano di Favogna, della parete sud Costa Corvara, della parete rocciosa del crinale Cima Battaglione, di Cima Larga, di Corno di Tres, di Cimoni, del Monte Roen, di Coste Belle. Si trovano inoltre orizzonti particolarmente potenti (1,50 m) di dolomie stromatolitiche con al tetto un livello di brecciole intraclastiche. Fa seguito una sequenza di cicli peritidali con alla base dolomie intraclastiche a clasti piatti, in matrice fangosa nocciola e verso l'alto dolomie stromatolitiche a *fenestrae*, quindi livelli di doloarreniti – dololutiti nocciola con ossidi di ferro, con livelli di tufti argillose giallastre.

Localmente è riconoscibile una litozona inferiore a stratificazione decimetrica di dololutiti marnose di colore grigio-giallastro sulle superfici esposte, grigio-nocciola in frattura, con giunti da piano-paralleli ad ondulati. Si intercalano livelli centimetrici di peliti ed argilliti marnose giallo-verdastre. Sono anche presenti dolomie grigie con *grainstone* oolitici a stratificazione *flaser*. Frequenti sono le cavità di essiccazione ed i *mud cracks*.

La facies più diffusa della Dolomia Principale è caratterizzata inferiormente da cicli peritidali in cui si distingue una parte basale subtidale, con dolomie microcristalline a Megalodonti (Fig. 36) e gasteropodi, cui si sovrappone un intervallo a lamine con tappeti algali interessati da processi di disseccamento (*mud crack* e *sheet crack*).

La porzione medio-superiore di questa formazione è rappresentata da banchi subtidali molto potenti (fino a 2-3 m) costituiti da dolomie massicce vacuolari di colore grigio chiaro, con frequenti accumuli tempestici di bivalvi (Costatoria), gasteropodi (*Worthenia* sp.), alghe (tra cui Dasycladaceae, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri), foraminiferi (Glomospirella), ostracodi, peloidi ed intraclasti che passano verso l'alto ad un'unità a cicli peritidali con evidenti superfici di esposizione subaerea (presenza di peliti rosse e *paleokarst*). Nei settori posti ad



Fig. 36 - *Dolomia principale*, livello a *Megalodon* sp. Località: La Madrutta.

est del lineamento tettonico Mezzolombardo-Taio, a nord del *thrust* Vigo di Ton-Termenno, a tetto della successione è presente una litozona caratterizzata da cicli peritidali poco dolomitizzati distinti nella precedente cartografia con il termine di Dolomie di Torra. Si tratta di dolomie calcaree in cicli di 1,5-2,5 m, contraddistinti alla base da facies subtidali (con bivalvi e gasteropodi), ricoperte da livelli stromatolitici e orizzonti deformati (spessore 50-80 cm), con strutture da esposizione subaerea (pseudo *tepee*, brecce a clasti piatti immerse in matrice pelitica verde, filoncelli sedimentari). Nel lavoro di FUGANTI (1964) queste facies sono state accorpate ad altre sovrastanti, costituite da dolomie macrocristalline afanitiche, dall'Autore riferite al Giurassico. Per le sue caratteristiche, questo intervallo di parecchie decine di metri potrebbe rappresentare un equivalente di piattaforma tidale del membro di Tremalzo del Calcare di Zu, ed essere quindi compreso nel Retico. In quest'intervallo PROSSER & SELLI (1991) citano la presenza di *Triasina Hantkeni* (Majzon).

Salendo il versante verso il M. Roen, a partire da circa 1950 m di quota, quest'ultima unità si presenta come alternanze di *grainstone* bioclastici e *wackestone* debolmente dolomitizzati, in strati irregolari centimetrico-decimetrici. Sono diffusi i livelli di peliti e siltiti giallastre e brune intercalate a brecce monogeniche ad elementi dolomitici (principalmente di Dolomia Principale).

Localmente si osservano cavità di dissoluzione da ampie a molto ampie (dimensioni decimetriche) riempite da siltiti o dolosiltiti rossastre e livelli arrossati

(paleocarsici) come ad esempio lungo la strada forestale che da Malga Amblàr si snoda sul versante in quota fino a Malga di Don.

Lo spessore della litofacies di tetto, legato probabilmente a settori con diverso tasso di subsidenza, risulta compreso tra 50 e 100 metri.

Spesso le pareti di Dolomia Principale risultano molto fratturate e, soprattutto in corrispondenza delle incisioni vallive, appaiono interessate da fasce cataclastiche di modesto spessore: le più importanti, come quelle di Valle delle Pietre e di Val della Forma, sono state interpretate come faglie subverticali di modesta estensione.

La Dolomia Principale nel suo complesso mostra spessori compresi tra 300 e 400 metri, mentre arriva a superare i 1000 m ad ovest della linea Trento-Cles.

Il limite inferiore è netto sulla Formazione dello Sciliar o sulla Formazione di Travenanzes ed è posto in corrispondenza della comparsa di grossi banchi di dolomie subtidali che si sovrappongono progressivamente alle dolomie e peliti policrome.

L'ambiente deposizionale è quello di una vasta ed articolata piattaforma carbonatica dolomitizzata precocemente, con prevalenti facies lagunari e di piana tidale maggiormente subsidente nella porzione occidentale. Età: Carnico superiore – Retico *p.p.*

15. – CALCARE DI ZU (ZUU)

Comprende tre membri: uno di rampa carbonatica subtidale (membro del Grostè), uno di pendio prossimo alla paleolinea Ballino–Garda (membro di Riva non affiorante nel foglio) e uno di ambiente peritidale (membro di Tremalzo) fra loro variamente eteropici e con passaggio per lo più concordante e netto sulla Dolomia Principale. Nel foglio Mezzolombardo affiorano in modo discontinuo il membro di Grostè e il membro di Tremalzo.

15.1. - MEMBRO DEL GROSTÈ (ZUU₁)

Un piccolo lembo dell'unità è subaffiorante a monte di Cles (a ovest del fascio Trento-Cles, dove se ne possono intuire le caratteristiche stratigrafiche) e sulle alture ad ovest di Sporminore dove sono esposti i primi 30-40 metri della successione immediatamente sovrapposti alla Dolomia Principale.

Si tratta di calcari e calcari marnosi scuri con venature rosse, in strati di spessore pluridecimetrico, organizzati in (para-) sequenze *thickening* e *coarsening-upward*. I singoli cicli sono formati alla base da alternanze di calcari micritici e marne in strati di spessore decimetrico, ai quali seguono, verso l'alto, prevalenti tempesti carbonatiche gradate, a gusci di bivalvi, gasteropodi ed altri bioclasti. La parte superiore del ciclo è normalmente formata da banchi di biomicriti, a volte con cespiti di coralli (tipo *Thecosmilia*) variamente rimaneggiati. L'organizzazione verticale dei depositi all'interno delle parasequenze indica una diminuzione di batimetria verso l'alto secondo una dinamica deposizionale tipica di un ambiente di rampa

carbonatica soggetta ad eventi di alta energia (tempestiti). L'unità viene inquadrata stratigraficamente al Triassico superiore, possibilmente a tetto del Norico o alla base del Retico, secondo le attribuzioni palinologiche di JADOUL *et alii* (1994).

Spessore valutabile in circa 40-50 m. Il imite inferiore sulla Dolomia Principale non è affiorante.

15.2. – MEMBRO DI TREMALZO (ZUU₃)

Come il membro inferiore, anche questo subaffiora solo nei pressi di Cles.

Quest'unità è formata da calcari e calcari dolomitici ben stratificati, con rare intercalazioni argillitiche, sempre meno frequenti verso l'alto, riferibili ad un ambiente di piattaforma carbonatica tidale. La successione stratigrafica è omogenea con scarse variazioni laterali di facies ed è scomponibile in cicli di tipo *shallowing-upward* di spessore metrico (1-3 m), caratterizzati da micriti subtidali bioturbate, nella parte inferiore del ciclo, e da depositi inter- e sopratidali, nella parte superiore. In questi ultimi sono presenti *bird-eye's*, piccoli *tepees* e laminazioni stromatolitiche. In alcuni casi si possono riconoscere orizzonti attribuibili ad esposizione subaerea. Localmente questi cicli sedimentari fanno transizione laterale a condizioni di piattaforma interna che non permettono lo sviluppo completo dei cicli peritidali. La porzione superiore del membro di Tremalzo è formata da un corpo dello spessore di 30-40 m di calcareniti oolitiche (*grainstone*, *packstone*) a stratificazione incrociata, con locali strutture a lisca di pesce (*herringbone*), indicative di condizioni di piattaforma carbonatica di alta energia.

Lo spessore varia notevolmente in funzione della paleobatimetria ereditata dal membro sottostante (Membro del Grostè) ed è valutabile al massimo in circa 120 m. Età: Retico.

16. – GRUPPO DEI CALCARI GRIGI

Il gruppo comprende quattro formazioni di piattaforma carbonatica (Formazione di Monte Zugna, Calcare oolitico di Loppio, Formazione di Rotzo e Calcare oolitico di Massone), di cui tre già definite in letteratura come membri dei "Calcari Grigi di Noriglio". Nell'area del foglio sono presenti solo le prime tre formazioni.

Il Gruppo dei Calcari Grigi affiora principalmente nel settore ad ovest della Linea Mezzolombardo-Taio (loc. la Rocchetta), sebbene in una porzione immediatamente ad est della citata linea (per circa 1 km in direzione est e circa 3 km in direzione nord) si possa osservare un lembo di Formazione di Monte Zugna a tratti intensamente dolomitizzato, che si interpone tra la Dolomia Principale ed il Rosso Ammonitico Veronese. Poco più ad est, l'alto strutturale collegato all'attività della paleolinea Trento-Cles evidenzia una lacuna stratigrafica estesa tra il Retico e il Bajociano, che permette di osservare la Dolomia Principale direttamente a contatto con il Rosso Ammonitico Veronese. In questa stessa

area la tettonica liassica che interessava il margine della piattaforma di Trento è evidenziata dalla paleofaglia distensiva del Monte Cornello (vedi § VII.3.) che, accompagnata da una serie di faglie minori dirette, scompone la serie Dolomia Principale-Calcarei Grigi (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987).

La galleria idraulica “Acquasanta” (dell’Azienda Intercomunale Rotaliana A.I.R. S.p.A.), che da Spormaggiore in direzione ovest-est attraversa la dorsale del Monte Fausior, permette di osservare il controllo stratigrafico della serie completa dalla Dolomia Principale fino alla Formazione di Ponte Pià. Solo un piano compressivo, legato al *thrust* Paganella – Fai – Zambana, raddoppia il Calcare oolitico di Loppio (vedi Figg. 37, 38).

16.1. - FORMAZIONE DI MONTE ZUGNA (FMZ)

Costituisce l’ossatura del Monte Cornello a monte di Mezzolombardo ed affioramenti significativi sono ubicati lungo la S.S. N. 43 in località la Rocchetta. Più a nord costituisce il fianco orientale della Val di Non (Valle di Tovel), a monte della Linea Trento-Cles.

Nella Formazione del Monte Zugna (Membro inferiore Auct.) sono generalmente riconoscibili tre litofacies sovrapposte: a) calcari prevalentemente micritici od oolitico-bioclastici in sequenze cicliche submetriche e metriche fortemente bioturbate; b) calcari stromatolitici organizzati in una successione prevalentemente peritidale caratterizzata da cicli a scala metrica, grosso modo bipartiti in una unità inferiore subtidale (potente tra 10 e 100 cm) ed una superiore di tipo inter-sopratidale (potente tra 2-3 e 60 cm); c) calcari micritici pseudonodulari e marne scure, organizzati in una successione prevalentemente subtidale nella quale sono riconoscibili cicli con livelli carbonatici di base (potenti da 20 a 120 cm) cui seguono sottili livelli argillosi scuri, fino a nerastrì. Questa litofacies è localmente sostituita da un’unità prevalentemente granulare, costituita da alternanze di *grainstone/packstone* oolitico-bioclastici che sfumano verso l’alto nel Calcare Oolitico di Loppio.

Lo spessore è variabile tra i 100 (spessore 103 m nella galleria “Acquasanta”) ed i 250 m. A est di Vigo di Anaunia la formazione si rastrema rapidamente e scompare.

Il limite inferiore con la Dolomia Principale è graduale quando tra le due unità si interpone una fascia di dolomitizzazione, altrimenti netto, paraconcordante quando la Formazione di Monte Zugna poggia sui paleosuoli del tetto della Dolomia Principale.

Il contenuto paleontologico è caratterizzato dalle associazioni algali tipiche del Lias (*Heteroporella* cfr. *ellembergeri*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Palaeodasycladus gracilis*, *Tersella alpina*, *Sestrospera liasina*, *Fanesella dolomitica*, *Rivularia moldavica*, *Thaumatoporella* spp.). In tutta la formazione, ed in particolare nella sua porzione inferiore, sono presenti foraminiferi agglutinanti riconducibili a *Textularidae* ed *Ataxofragmidae* e rari esemplari di *Lituolidae* (*Mayncina* cfr. *termieri*); sono pure presenti rare Trocoline. Sono riconoscibili inoltre resti di alghe solenoporacee, *Aeolisaccus dunningtoni*, ostracodi, piccoli gasteropodi e resti di echinodermi, bivalvi e coralli. Età: Hettangiano-Sinemuriano *p.p.*

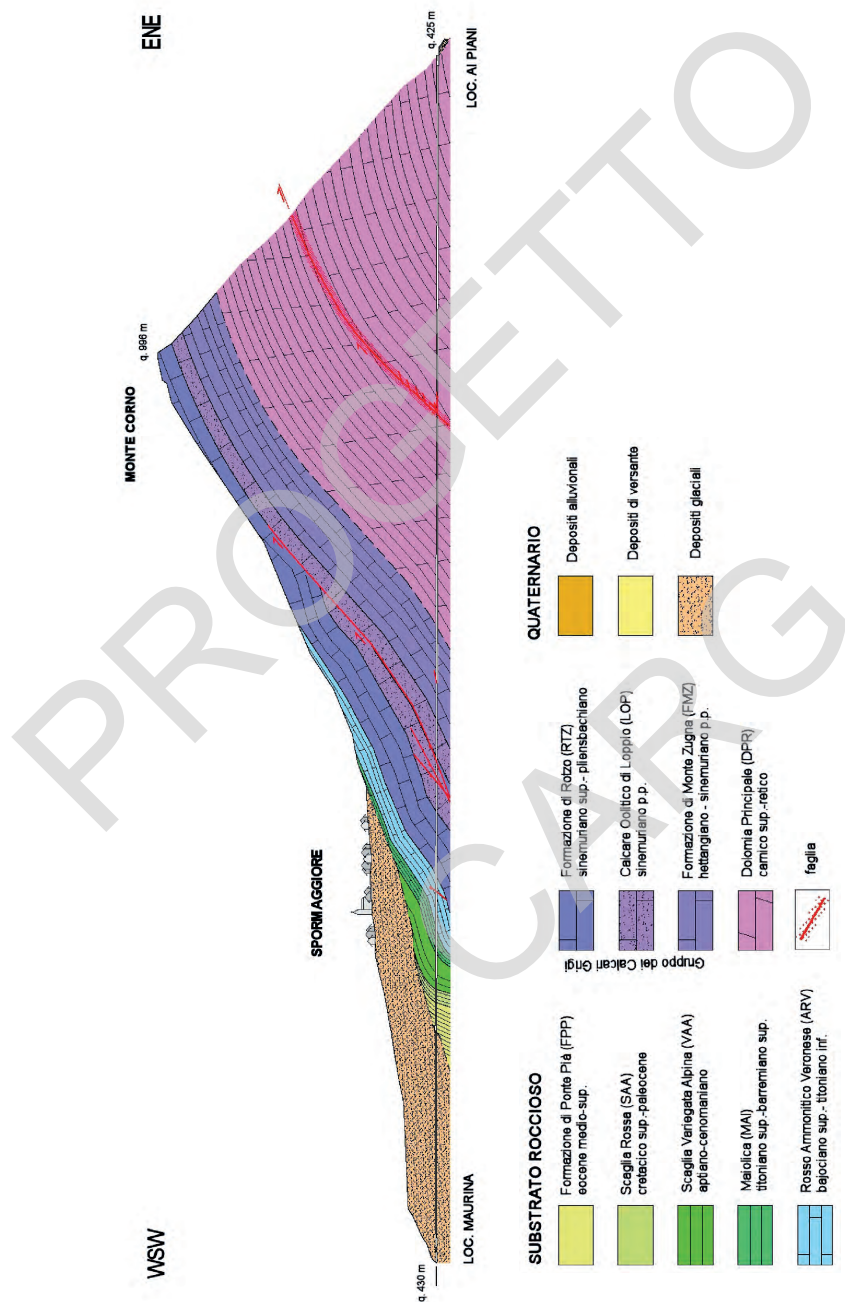


Fig. 37 - Sezione geologica lungo la galleria serbatoio "Acquasanta".

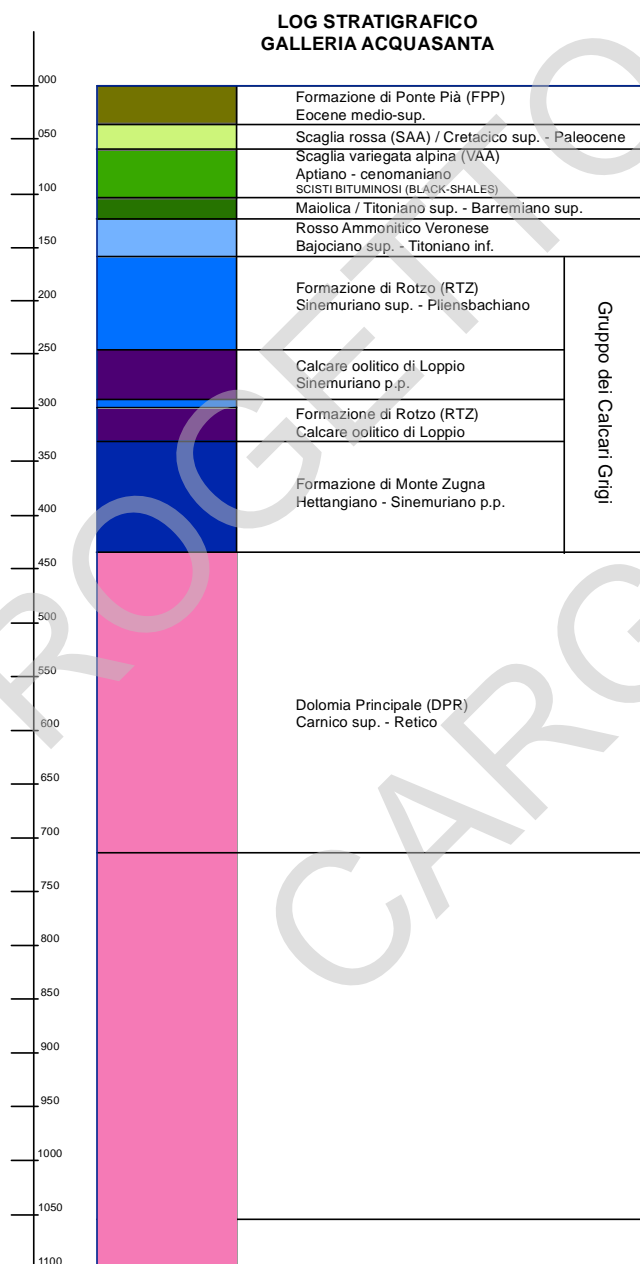


Fig. 38 - Sezione stratigrafica della successione visibile lungo la galleria serbatoio "Acquasanta".

16.2. - CALCARE OOLITICO DI LOPPIO (LOP)

In questo settore la presenza di tale unità è limitata alla porzione sud-occidentale del foglio (la Rocchetta, Fig. 39), dove tende a chiudersi verso nord scomparendo poco ad ovest della località Marz della Frata.

Il Calcare oolitico di Loppio, corrispondente al membro medio della precedente suddivisione dei Calcari Grigi, è costituito da una successione di calcari oolitici grossolani in prevalenza a cemento spatitico (*grainstone*) e di colorazione biancastra o grigio-chiara, con granuli formati in prevalenza da ooidi e botroidi ed in parte anche da intraclasti e bioclasti. Sono accumuli per lo più mal stratificati o in spesse bancate da metriche fino a decametriche, talora a lamine trattive parallele od inclinate a basso angolo, più raramente a stratificazione incrociata. Il tetto è caratterizzato da una *unconformity* marcata da superfici di esposizione subaerea con tracce di ossidi e peliti varicolori. Questa disconformità è estesa alla scala del bacino dell'Adige e corrisponde ad un'articolazione in alti e bassi strutturali legata ad una importante fase tettonica sinsedimentaria di età Sinemuriano superiore.

Lo spessore raggiunge i 35 - 40 m (spessore 34,5 m nella galleria "Acquasanta").

Il limite inferiore di questa unità è netto sulla Formazione di Monte Zugna, talvolta complicato dalla presenza di grandi filoni sedimentari. Un filone significativo, suturato dalle barre oolitiche del Calcare oolitico di Loppio, è ben esposto dall'incisione del Torrente Noce nei pressi della Rocchetta.

Dal punto di vista paleontologico il Calcare oolitico di Loppio risulta meno ricco della sottostante Formazione del Monte Zugna, ma vi si riconoscono le stesse forme di foraminiferi ed alghe descritte in precedenza per quest'ultima. I microfossili sono estremamente rari e rappresentati da *Nodosaridi* e *Textularidi*; i gusci di lituolidi (*Mayncina termieri*) diventano più abbondanti. Tra le alghe è stata riconosciuta *Solenopora* cf. *liasica*.

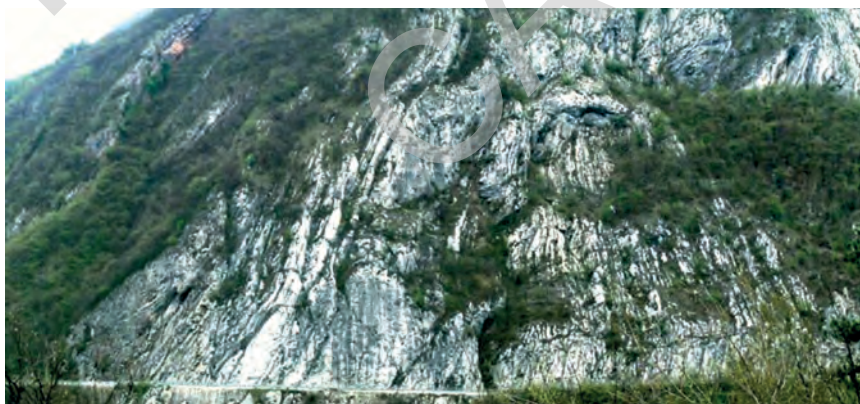


Fig. 39 - Gruppo dei Calcari Grigi: a destra è visibile la parte alta della Formazione di Monte Zugna, al centro, i banconi chiari corrispondono al Calcare oolitico di Loppio, cui seguono, a sinistra, poche decine di metri di Formazione di Rotzo. Località: S.P. della Rocchetta, all'imbocco della Val di Non.

I macrofossili sono rappresentati da grandi bivalvi indeterminati, per lo più frammentati, localizzati in alcuni livelli nella parte intermedia dell'unità, da rari belemnoidi (*Atractites*) gasteropodi, poriferi ed echinoidi.

Gli affioramenti più rappresentativi di quest'unità sono esposti in corrispondenza dell'incisione della Rocchetta. Età: Sinemuriano *p.p.*

16.3. - FORMAZIONE DI ROTZO (RTZ)

In questo settore la presenza di tale unità è limitata alla porzione sud-occidentale del foglio tra la Val di Non e la Rocchetta. La Formazione di Rotzo è indubbiamente l'unità più rappresentativa del gruppo. Depositata in ambiente prevalentemente subtidale (CLARI, 1976; MASETTI *et alii*, 1998), quest'unità risulta internamente organizzata in sequenze asimmetriche *thickening* e *shallowing-upward*, di spessore variabile (MASETTI *et alii*, 1998).

In generale, nella piattaforma di Trento, all'interno della formazione è possibile riconoscere due litofacies sovrapposte: a) una inferiore, caratterizzata dal prevalere di litofacies calcareo marnose, in cui nei cicli asimmetrici sopra citati, strati metrici di *packstone* a peloidi bioturbati si sovrappongono a tetto ciclo ad alternanze calcareo-marnose in strati decimetrici che, localmente possono contenere selce nerastra in noduli decimetrici; b) una superiore, sovrapposta alla precedente, in cui il tetto dei cicli è frequentemente caratterizzato dalla presenza dei cosiddetti banchi a *Lithiotis* (a geometria sia tabulare che lenticolare, *mound*) costituiti da bivalvi coloniali che si sovrappongono a tetto ciclo alle stesse alternanze calcareo-marnose sopra descritte.

Nell'area del foglio Mezzolombardo predomina la litofacies superiore caratterizzata da calcari micritici grigio-scuri, organizzati in sequenze cicliche di spessore da submetrico a metrico, che contengono banchi a *Lithiotis*. In questa porzione superiore della Formazione di Rotzo sono ben rappresentate anche biocalcareniti ruditiche e calcareniti oolitico-intraclastiche, in strati e banchi di spessore superiore al metro. Nella successione, questi livelli sono spesso intercalati all'interno dei cicli tidalici, registrando anche episodi di elevata energia (livelli tempestici). Queste caratteristiche sono particolarmente evidenti nella successione affiorante tra Tuenno e Cles, costituita da *grainstone-packstone* a piccolissime e caratteristiche ooliti micritiche e peloidi, localmente leggermente bituminosi e talora separati da sottili interstrati argillosi verdi. Il colore varia dal biancastro al grigio-bruno. Sono presenti inoltre numerosi *paleokarst* e paleosuoli (Fig. 40). Il tetto è talvolta marcato da indizi di esposizione subaerea con fenomeni di dissoluzione e/o erosione e rapporti di paraconcordanza con le unità sovrastanti.

Di norma lo spessore, estremamente variabile per la tettonica insedimentaria, è compreso tra 80 e 120 m (spessore 78 m nella galleria "Acquasanta"). Il limite inferiore dell'unità è di norma paraconcordante o discordante sul Calcare oolitico di Loppio; ad ovest della Linea Trento – Cles, la Formazione di Rotzo poggia per lo più direttamente sulla Formazione di Monte Zugna ed è caratterizzata da spes-



Fig. 40 - Formazione di Rotzo: bancone a *Lithiotis* con marcate evidenze di esposizione subaerea alla base. Località: galleria "Acquasanta" (Sporminore).

sori esigui (20-50 m), spesso perché sostituita dal Membro di Tovel.

Il contenuto macrofossilifero è rappresentato da bivalvi, tra i quali i più comuni sono riferibili ai generi *Lithiotis*, *Cochlearites*, *Lithioperla*, *Mytiloperla*, *Gervilleioperla*, *Pseudopachymytilus* (Krumbeck), gasteropodi, brachiopodi ed echinodermi. Tra i bivalvi, *taxa* meno diffusi, ma comunque caratteristici sono *Opisoma* (Stoliczka), *Protodiceras*, *Gervilleioperla ombonii*, *Pseudopachymytilus mirabilis* e i megalodontacei *Protodiceras pumilus*, *Pachyrisma* (*Pachymegalodon*) *chamaeformis*, *Pachyrisma* (*Durga*) *crassa* e *P. (Durga) nicolisi*. Per quanto riguarda il contenuto microfossilifero sono presenti associazioni a macro- e micro-foraminiferi imperforati (*Orbitopsella* spp., *Bosniella oenensis*, *Mayncina termieri*, *Amijiella amij*, *Haurania deserta*, *Dutaxis metula*, del Lias medio, cui si associano Alghe incrostanti e Dasicladacee.

Tra l'abbondante contenuto paleontologico è da notare la diffusa presenza di spugne (*Stylothalamia*) e coralli, in analogia con quanto si può osservare nel Membro di Tovel. Età: Sinemuriano – Pliensbachiano.

16.3.1. – *Membro di Tovel (RTZ₁)*

Gli affioramenti più rappresentativi sono ubicati in località Sasso Rosso, nelle pareti a monte dell'abitato di Terres e tra Tuenno e Cles.

Quest'unità è rappresentata da alternanze di *wackestone*, con abbondanti ooliti, oncoliti algali, miliolidi, *pellets* e bioclasti dispersi in matrice micritica, in diverse tonalità di grigio, generalmente in strati compatti di medio spessore (40-120 cm), e *grainstones* algali di color grigio chiaro o grigio-giallastro, composti da sabbie pellettifere, bioclasti, granuli rivestiti e resti algali, in matrice micritica. Tra le alghe sono frequenti le Dasycladacee, tra cui prevalgono le associazioni a *Palaeodasycladus mediterraneus*.

La successione affiorante tra Tuenno e Cles, sebbene localmente dolomitizzata, presenta una facies caratterizzata da calcari oolitico-bioclastici con abbondantissimi biosomata di Spugne (*Stylothalamia*), coralli (sia coloniali che isolati) e Stromatoporidi. Numerosissimi biosomata derivanti da *patches* si trovano risedimentati nei *grainstones* oolitici mescolati con altri resti scheletrici (crinoidi, pettinidi, bivalvi, gasteropodi).

Lo spessore complessivo è di circa 150-170 m. Il limite inferiore è graduale rapido sulla Formazione di Rotzo.

L'ambiente di formazione viene riferito a margine di una depressione al bordo della grande "Piattaforma Veneta", ad ovest della paleolinea Trento – Cles, ove potevano proliferare organismi sospensivori. Età: Sinemuriano-Pliensbachiano.

17. – ENCRINITE DEL PELLER (EPE)

Anche quest'unità affiora solo al margine occidentale del foglio, ad ovest del fascio di linee Trento-Cles.

Essa è costituita da biocalcareni grossolani e calciruditi, grigie o rossastre, formate in gran parte da articoli di crinoidi e subordinatamente aculei di echinidi e rhyconellidi (*Rhyconella clesiana*).

Lungo la strada Cles-Monte Peller l'unità è intensamente tettonizzata e dolomitizzata, assai difficilmente riconoscibile. Si tratta di una dolomia macrocristallina cariata, da giallastra a rossastra, che potrebbe essere confusa con la Dolomia Principale, non fosse per il riconoscimento ad un'attenta osservazione di qualche relitto di articolo di crinoide, non del tutto dolomitizzato. Nella parte superiore dell'unità sono localmente presenti filoncelli di micriti rossastre a *Bositra buchi*.

Lo spessore dell'unità è valutabile ad un massimo di 40 m.

In questa zona l'unità poggia con contatto stratigrafico sul Membro di Tovel (RTZ₁), con omissione del Calcare oolitico di Massone; localmente viene ricoperta dalla Scaglia Rossa (bordo nordoccidentale del Foglio) con un *onlap* di quest'ultima sul fianco di una superficie erosiva scavata nell'Encrinite del Peller. Ciò fa ipotizzare una giacitura simile a quella osservabile al Sasso Rosso (foglio Malè), dove la Scaglia Rossa sutura una nicchia erosiva incisa nel substrato in sollevamento.

Nell'affioramento della strada Cles-Monte Peller, in corrispondenza del contatto, gli ultimi 6 cm di Encrinite del Peller sono formati da dolomie con ossidi (*hardground*), ricoperti da paleosuoli ocra (circa 50 cm), sui quali poggiano siltiti rosse sterili e micriti verdine simili alla Scaglia Variegata Alpina.

La biofacies pelagica degli interstrati fini localmente intercalati a quelli più grossolani a crinoidi indica un ambiente marino marginale, aperto alla circolazione oceanica. Tuttavia essa non fornisce una connotazione batimetrica, può essere comunque escluso l'ambiente di classico *tidal flat* o di *barrier island*. La scala notevole delle «stratificazioni incrociate» con *foreset* di altezza fino a 3-4 m, lasciano ipotizzare la presenza di *sand waves* al margine della Piattaforma in via di annegamento. Età: Toarciano - Bajociano inferiore.

18. – ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)

Affioramenti significativi sono presenti nella zona compresa tra Tres, Vervò e Torra, lungo il versante sinistro della forra del Torrente Novella, sui versanti dell'impluvio in sinistra dello stesso Novella, a nord del paese di Banco, sul versante destro del Lago di S. Giustina (a valle della cava di Tassullo), al Monte di Mezzorocona, in località Plon, Selvata, presso Malga Mezzocorona (Craun), alla Rocchetta, Valle dei Pilastri e Monte Malachino. Affioramenti di esiguo spessore, ma significativi per litofacies, si possono osservare nei dintorni di Favogna.

È suddivisibile in tre unità non distinte cartograficamente.

Quella inferiore è costituita da calcari micritici a lamellibranchi pelagici (tipo *Bositra*) e Protoglobigerine, mal stratificati e a struttura nodulare, di colore generalmente rosato o verdastro, talora dolomitizzati. Nella parte superiore gli strati diventano maggiormente nodulari, si ha un aumento della frazione terrigena e risultano evidenti superfici stilolitiche fortemente arrossate.

L'unità intermedia è costituita da calcari rosso cupo, lastriformi, con fitte intercalazioni di selce rossa e livelli centimetrici di cineriti.

L'unità superiore è costituita da calcari rossastri lastriformi, ad ammoniti con la tipica struttura nodulare. Sono riconoscibili belemniti ed aptici. Alla sommità la stratificazione, marcata da contatti stilolitici, evolve in litotipi micritici sempre più chiari. Macroscopicamente la roccia appare marcatamente cristallina per la presenza di articoli e piastrine di *Saccocoma*.

In alcuni settori a nord della Rocchetta e soprattutto ad est della Linea Mezzolombardo-Taio, la formazione appare da parzialmente a completamente dolomitizzata e costituita da doloareniti grigio-verdastre, mal stratificate e nodulari, in straterelli decimetrici deformati, con abbondanti ossidi di ferro ed interstrati argillosi verdi, ricchi di bivalvi pelagici (tipo *Bositra*) e Protoglobigerine (unità inferiore). Verso l'alto compaiono calcilutiti biancastre, nodulari, con interstrati verdastri, che gradualmente passano a calcilutiti marnose nodulari, rosse.

Lungo la S.P. N. 13 tra Vervò e Tres è possibile osservare all'interno della formazione (e probabilmente tra il Rosso Ammonitico inferiore e quello superiore)

alcune superfici erosionali canalizzate, con brecce a supporto scheletrico (clasti di Rosso Ammonitico Veronese). La successione posta al di sopra dell'evento erosionale (Rosso Ammonitico superiore) è costituita da calcilutiti rosse in straterelli di 5-10 cm, con giunti ondulato-paralleli e qualche interstrato argilloso rossastro.

Spessore: 5-50 m (spessore 38 m nella galleria "Acquasanta").

Il limite inferiore è netto sulla Formazione di Rotzo o sull'Encrinite del Peller (settore occidentale del foglio, Fig. 41) oppure sulla Dolomia Principale (sinistra Val di Non, dorsale Cornello-C. Cuch). Il limite con la Dolomia Principale è ben visibile presso S. Biagio (forra del Novella) dove è segnato da un *hardground* centimetrico, interpretato come una superficie di esposizione, il cui carattere erosivo è evidenziato al tetto della Dolomia Principale da una serie di tasche e cavità riempite da *packstone* bioclastico ad ooidi e piccoli gasteropodi. Età: Bajociano superiore - Titoniano inferiore.



Fig. 41 - Limite tra Formazione di Rotzo e Rosso Ammonitico Veronese all'interno della galleria-serbatoio "Acquasanta" (Spormaggiore).

19. – MAIOLICA (MAI)

Affioramenti significativi sono esposti nel taglio stradale presente nell'incisione della Rocchetta, dove presenta uno spessore di 5-7 m, e poco ad est di Salter.

Dato l'esiguo spessore l'unità è stata distinta cartograficamente solo in alcune località; al di fuori di esse è stata accorpata con la Scaglia Variegata Alpina (VAA). Altri affioramenti sono visibili nell'area di Favogna.

Si tratta di caratteristici calcari micritici lastriformi di colore da biancastro a rosato. Generalmente alla base sono presenti Tintinnidi della Zona a *Calpionellopsis*/*Calpionellites* (*Calpionella darderi*, *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, *Tintinnopsella longa*, *T. carpathica*, *Remaniella cadischiana*), radiolari, frammenti di molluschi e foraminiferi bentonici di età Berriasiano-Valanginiano. Verso l'alto scompaiono i Tintinnidi e rimangono solo i radiolari della Zona a *Caucasella* gr. *hauterivica*) di età Hauteriviano-Barremiano.

Localmente l'intera unità è costituita da caratteristici calcari micritici lastriformi selciferi, di colore rosato (Biancone varietà rosa *sensu* BOSELLINI *et alii*, 1978), che, come suggerito da TRENER (1933), sono stati a lungo accorpati alla Scaglia Rossa per la loro sostanziale uniformità litologica.

Spessore compreso tra 0 e 20 m (spessore 21 m nella galleria "Acquasanta").

Il limite inferiore è graduale rapido sul Rosso Ammonitico Veronese. Localmente (Valle dei Pilastrì, Vigo di Ton e Rio Rinassico) quest'unità è assente e sul Rosso Ammonitico Veronese si sovrappone direttamente (con lacuna deposizionale) la Scaglia Variegata Alpina (VAA).

Età: Titoniano superiore - Barremiano superiore.

20. – SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (VAA)

È caratteristica della media Val di Non, in ampi affioramenti concentrati tra Mollaro e Vervò. Sui versanti del Torrente Novella, del Rio San Romedio e sul versante destro del Lago di S. Giustina (a valle della cava di Tassullo), la Scaglia Variegata Alpina affiora in lembi estremamente limitati e con spessori molto ridotti. Altri affioramenti significativi sono presenti in località Cirò, lungo l'impluvio del Rio Maggiore, lungo la strada provinciale Priò-Vervò, in Cima d'Arza, a Malga Mezzocorona, in Val Medicatine-Val Fredda, in Valle dei Pilastrì, presso il Rio Rinassico e in destra idrografica del Torrente Noce, poco ad W dell'incisione della Rocchetta e nella zona di Favogna.

È formata da calcari micritici biancastri, grigi, verdini ma anche rossi, di solito bioturbati (*Chondrites*) a radiolari e foraminiferi, ben stratificati (5-15 cm) e a volte selciferi (noduli e letti di selce nera), alternati a marne grigio-verdastre, nere e rossastre, talora bituminose e fogliettate (Fig. 42).

Alla base sono presenti calcari lastriformi grigio scuri, con interstrati di argilliti nerastre che contengono associazioni a Radiolari, tra i quali, verso l'alto *Hedbergella* (*H. sigali*) e *Ticinella* (*T. roberti*). A questo intervallo seguono calca-



Fig. 42 - Calcari lastriformi grigio scuri appartenenti alla Scaglia Variegata Alpina sezionati dalla galleria-serbatoio "Acquasanta" (Sporminore). E' visibile l'olio che trasuda naturalmente dalla roccia.

ri lastriformi chiari fino a bianchi con intercalazioni di argilliti scure a *Rotalipora* e *Praeglobotruncana* (*R. cushmani*, *R. apenninica*, *P. stephani*).

Nella zona del Rio Maggiore, tra Torra, Tres e Vervò, la formazione può essere suddivisa in tre parti: la porzione inferiore, al di sopra del Rosso Ammonitico Veronese, è rappresentata da calcilutiti marnose rosso-violacee in straterelli di 5-10 cm ondulato-paralleli, con interstrati argillosi rossi e noduli e liste di selce policroma (Fig. 43). Segue verso l'alto un livello a *black-shales* (scisti bituminosi uraniferi Auct.) oggetto di coltivazione fin dal 1867, sospesa nel 1870 e ripresa nel 1912 da parte della Società Anaunense Miniera San Romedio. Gli "scisti ittiolitici" erano utilizzati per ricavarne una serie di prodotti chimici quali ittiobenzene, olii, bitumi, destinati soprattutto all'industria farmaceutica. I primi studi geologici e chimici per uno sfruttamento commerciale sono stati eseguiti da BLASS (1903), da GASSER (1913 e 1914) e da CAPPADORO (1921).

Per quanto riguarda le attribuzioni cronostratigrafiche del giacimento, diversi Autori che lo hanno studiato nel corso del '900 hanno fornito svariate collocazioni cronologiche. BLASS (1903) attribuì gli "scisti" all'Eocene e poi al Trias superiore (in CAPPADORO, 1921). VACEK & HAMMER (1911) lo riferirono al Titoniano (Giurassico superiore). SANDER (1921) lo attribuì all'Oligocene, FABIANI (1923) al Cenomaniano. Negli anni sessanta FUGANTI dapprima (1961) concordò con FABIANI, successivamente li data all'Albiano. Il livello di "scisti bituminosi"

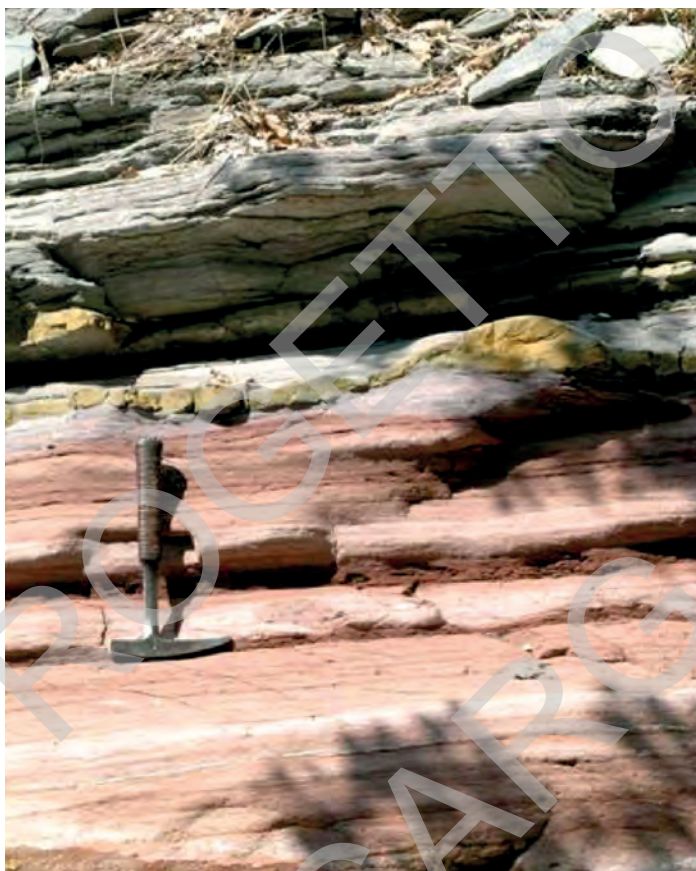


Fig. 43 - Base della Scaglia Variegata Alpina lungo il Rio Rinassico, ad est di Vigo di Ton.

con una potenza media di 60 cm (30-150 cm), si estende da Mollaro verso Tres e Vervò affiorando in superficie per circa 8 km². Il banco immerge verso SW di circa 10°. Si tratta di argilliti marnose di colore da grigio ferro a nero, a seconda dell'abbondanza degli ossidi, dei solfuri e degli idrocarburi presenti, laminate e contenenti noduli di pirite (fino al peso di 1 kg). L'intervallo bituminoso manifesta radioattività misurata, con misuratore a raggi gamma, in 10–30 impulsi/sec. Analisi chimiche sul contenuto in uranio hanno mostrato un tenore medio di U₃O₈ del 0,01% e la presenza di Pb, Cu, As, P e V. Secondo GIANNOTTI *et alii* (1968) il contenuto in U₃O₈ negli "scisti di Mollaro" si aggira sulle 100 ppm ed il quantitativo totale è di 45 t (insufficiente a considerarli una potenziale riserva di uranio).

La porzione centrale è rappresentata da calcari marnosi grigi, screziati in nero (bioturbazioni), laminati, in strati decimetrico-centimetrici nodulari, con noduli di selce nera, frequenti le intercalazioni pelitiche nere.

La porzione superiore è costituita invece da calcari marnosi grigi, con giunti piano-paralleli o ondulati, ed interstrati millimetrici pelitico-marnosi, di colore nero (per l'abbondanza in materia organica).

Essa è ben osservabile a SW di S. Biagio, dove gli ultimi decimetri di successione presentano stratificazione da ondulata a nodulare, con presenza di selce verdastra, ed il passaggio alla soprastante Scaglia Rossa è segnato da un'evidente *unconformity*.

Lungo la strada che conduce al bivio Vervò-Tres si assiste ad una brusca diminuzione dello spessore della formazione. Qui essa è costituita da una sequenza di areniti molto dolomitizzate a fiamme, con dendriti di manganese e calcari grigi bioturbati. A letto sono presenti calcari glauconitici e marne nere laminate con noduli e cristalli di solfuri (galena).

Lo spessore varia da 20 a 70 m a causa della subsidenza differenziale di vari settori dell'area rappresentata in carta; la potenza massima si registra in corrispondenza del depocentro del bacino anossico di Tuennetto-Vervò (spessore di 43 m nella galleria "Acquasanta").

Il limite inferiore è transizionale rapido sulla Maiolica o inconforme sul Rosso Ammonitico Veronese. Età: Aptiano-Cenomaniano.

21. – SCAGLIA ROSSA (SAA)

Ad eccezione del settore centrale e nord-orientale, questa formazione affiora un po' ovunque nel foglio Mezzolombardo, costituendo il nucleo della sinclinale asimmetrica sulla quale si è impostato l'ampio solco vallivo della Val di Non. Gli affioramenti più significativi che espongono quasi per intero la serie della Scaglia Rossa si trovano lungo la strada S. Biagio-Revò; interessanti sono anche quelli tra Vigo di Ton, Priò e Vervò.

Affiora abbondantemente anche sui versanti del T. Novella, del Rio San Romedio, sul versante sinistro della valle attorno ai paesi di Banco, Casèz e Sanzeno, dove la copertura quaternaria è più sottile e gli affioramenti discontinui. E' presente in lembi discontinui e tettonizzati nel *footwall* dei sovrascorrimenti sopra Favogna.

La formazione è costituita da una successione di calcari micritici leggermente marnosi, di colore rossastro, a "Globotruncana" e talora *Inoceramus* sp., ben stratificati (5-25 cm) e per lo più lastriformi, spesso bioturbati (*Zoophycos*), talora selciferi, soprattutto nell'intervallo inferiore.

La base è più calcarea, comprende un intervallo potente qualche metro di calcari micritici lastriformi nodulari color rosso mattone. A circa 3-4 m dal limite inferiore con la Scaglia Variegata Alpina sono osservabili, lungo la S.P. N. 13 Vervò, almeno due livelli di materiale risedimentato, a disposizione caotica e con strutture deformative tipo *slumping*: si tratta di un paraconglomerato a clasti spigolosi di selce nera proveniente dalla sottostante Scaglia Variegata Alpina e dalla Scaglia Rossa.

Salendo nella successione l'unità si fa più marnosa ed assume un aspetto scaglioso, fino a presentarsi con stratificazione indistinta.

A circa due terzi della serie, la formazione presenta un intervallo di circa 20 m di spessore, caratterizzato dalla presenza di porzioni da parzialmente a completamente decolorate, di colore grigio cenere o verdastro, mentre verso l'alto sono nuovamente presenti calcari marnosi, spesso bioturbati, con colorazione rosso mattone intenso.

Al tetto è sempre riconoscibile un'unità plurimetrica fogliettata ("bancone maastrichtiano" Auct.).

Nella zona di Vigo di Ton, Priò e Vervò gli spessori sono molto regolari e si aggirano attorno ai 70 m, mentre nella porzione settentrionale (Revò, Casez, Salter) sono molto variabili e raggiungono e superano i 200 m. Nel settore sud della Rocchetta lo spessore misurato nella galleria "Acquasanta" è pari a 23 metri.

Il limite inferiore, solitamente graduale e concordante sulla Scaglia Variegata Alpina, poco a sud-ovest di S. Biagio è netto e discordante sempre sulla stessa formazione, marcato da un'evidentissima superficie erosiva.

Il limite superiore è graduale e segnato dalla comparsa dei primi livelli di calcitorbiditi bioclastiche relativi al membro delle Coste di Gual (VAG₂) della Formazione di Val d'Agola.

L'ambiente di sedimentazione è di tipo emipelagico con forti apporti terrigeni da aree settentrionali in emersione. Età: Cretacico superiore – ?Paleocene.

22. – FORMAZIONE DI VAL D'AGOLA (VAG)

Si tratta di una successione in prevalenza terrigena che rappresenta l'equivalente del Flysch Lombardo nelle Alpi nord-orientali. Quest'unità, che è stata anche indicata come Flysch Insubrico (CASTELLARIN, 1977), costituisce il deposito sinorogenico di avanfossa indeformata della catena eoalpina, pre-Adamello. Il nome formazionale è tratto dalla letteratura (CASTELLARIN, 1962, 1982 b). Essa viene formalmente divisa in tre membri: i primi due sono già stati riconosciuti e descritti da CASTELLARIN (1962), mentre il terzo membro è stato introdotto nel foglio Tione di Trento della nuova cartografia geologica 1:50.000 (CASTELLARIN *et alii*, 2005). Nel foglio Mezzolombardo affiorano soltanto il membro delle Coste di Gual (VAG₂) ed il membro del Sarca di Campiglio (VAG₃).

22.1. – MEMBRO DELLE COSTE DI GRUAL (VAG₂)

E' presente in Val di Non, tra Revò e Taio. Affioramenti significativi si trovano in due strette fasce tra il versante destro della Val delle Piole (ad est di Cagnò) e la destra Novella ad est di Revò, in sponda destra del Rio Rinassico lungo la valle dei Pilastri, e soprattutto lungo il solco vallivo del Noce fino a Denno. Interessante è l'affioramento delle cave di Tassullo e di Sanzeno (Cava Pozze Longhe), dove veniva estratto e lavorato materiale per la produzione di cemento.

L'unità è formata da una successione costituita da alternanze di strati e banchi

da centimetrici a metrici, di calcitorbiditi bioclastiche di piattaforma e calcari micritici rossi (con subordinate intercalazioni di marne) in facies di Scaglia Rossa a “Globotruncana”, ben stratificati (5-30 cm). In subordine sono presenti foraminiferi e rare piccole discocycline. È inoltre presente una consistente frazione terrigena fine costituita soprattutto da quarzo e muscovite.

Alcuni campioni prelevati alla base del membro hanno fornito un’età Campaniano inferiore (*Globotruncana elevata*, *Rosita fornicata*, *Globotruncana arca*, *Pseudotextularia*, *Heterohelix*).

I banchi torbiditici sono costituiti da livelli calcarenitici a bioclasti, spessi mediamente 10-20 cm, e da livelli pelitici finemente laminati. Verso la base essi sono molto ridotti in spessore e limitati a sporadiche lenti centimetriche, mentre nel tratto sommitale, in corrispondenza del limite superiore, tali livelli aumentano di spessore (fino al metro) e frequenza, divenendo prevalenti sulla facies Scaglia Rossa e saldandosi tra di loro. Essi, inoltre, presentano giunti piano-paralleli e talvolta aspetto laminato grazie alla presenza di strutture trattive planari di alta energia. Raramente si trovano liste di selce di colore nocciola.

Lo spessore varia da 0 a 50 m.

Il limite inferiore è graduale sulla Scaglia Rossa ed è posto in corrispondenza della comparsa dei livelli calcitorbiditici. Esso è ben visibile lungo la scarpata rocciosa che scende verso il Lago di S. Giustina a sud-est di Revò.

L’ambiente di sedimentazione è di tipo emipelagico, con apporti clastici da aree di piattaforma carbonatica e/o in emersione.

Età: Campaniano – Maastrichtiano.

22.2. - MEMBRO DEL SARCA DI CAMPIGLIO (VAG₃)

L’unico affioramento presente nell’area rilevata si trova in sponda destra del Rio Rinassico lungo la valle dei Pilastrì.

Il membro del Sarca di Campiglio è formato da marne calcaree grigie e nere con noduli e sottili intercalazioni di calcari micritici, cui si intercalano biocalcareni torbiditiche anche grossolane con noduli di calcari micritici a foraminiferi planctonici e frammenti di Nummuliti. Le torbiditi carbonatiche al tetto, con notevole frazione terrigena rappresentata soprattutto da quarzo e biotite, contengono foraminiferi planctonici (*Morozovella spinulosa*, *Acarinina spinuloinflata*, *A. rohri*, *Truncarotaloides topilensis*, *Orbulinoides beckmanni*, *Turborotalia cerroazulensis pomeroli*, *Globigerinatheka* gr. *mexicana*), microbentonici, rare e piccole Discocycline, frammenti di alghe rosse, *Gypsina*. Quest’associazione è riferibile all’Eocene medio (Zona a *Orbulinoides beckmanni*).

Lo spessore di quest’unità varia tra 0 e 20 m.

La base del membro corrisponde ai primi livelli di calcitorbiditi (Fig. 44); al tetto passa in modo graduale alla formazione di Ponte Pià. Età: Eocene medio.



Fig. 44 - Formazione di Val d'Agola: membro del Sarca di Campiglio appoggiato sulla Scaglia Rossa (a destra). Località: Valle dei Pilastrì ad est di Vigo di Ton.

23. – FORMAZIONE DI PONTE PIÀ (FPP)

Gli affioramenti maggiormente significativi si rinvencono lungo il Rio Rinasco, lungo la sponda sinistra del Torrente Noce, presso il Rio Pongaiola e il Rio Tuennetto. Corrisponde in buona parte alla “Scaglia grigia” o “Scaglia cinerea” degli Auct. È costituita da calcilutiti lastriformi, in strati più potenti verso l’alto, che passano a calcari marnosi grigi e marne argillose azzurrognole. Nella parte alta prevalgono le calcareniti con intervalli calcitorbiditici a Nummuliti dell’Eocene medio (*N. polygyratus*, *N. millecaput*). La stratificazione regolare a volte è disturbata da superfici erosive legate alla messa in posto delle torbiditi. Si associano sparsi livelli di noduli e liste di selce.

Nell’abbondante frazione terrigena, rappresentata quasi esclusivamente da quarzo, sono presenti rari foraminiferi planctonici che confermerebbero l’età Eocene medio per la presenza di *Acarinina spinuloinflata*, *Morozovella spinulosa*, *Turborotalia pomeroli*.

È maggiormente diffusa lungo tutti i versanti a valle di Taio. Più a nord è stata rilevata a Revò, nello scavo del nuovo deposito Melinda, e sui fronti di scavo della cava Pozze Longhe (a sud di Sanzeno), dove appare tagliata da una faglia transpressiva sinistra. Lo spessore supera i 200 m nella parte meridionale, mentre

verso nord, in corrispondenza di Revò, si riduce a circa 20 m.

Lo spessore medio è di circa 70 m.

L'unità è eteropica con la Formazione di Chiusole, con il Calcare di Torbole ed il Calcare di Malcesine, presenti nei fogli meridionali Trento, Tione di Trento e Riva del Garda.

Il limite inferiore, a seconda delle località, è graduale sul membro del Sarca di Campiglio della Formazione di Val d'Agola o sulla Scaglia Rossa; solo presso Revò, anche se non visibile in affioramento, il limite è con il membro delle Coste di Gual della Formazione di Val d'Agola. L'ambiente deposizionale corrisponde ad un bacino mediamente profondo. Età: Eocene medio e superiore.

VI – STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI

(a cura di A. Borsato & M. Cucato)

1. – INTRODUZIONE ALLA STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI

Nella cartografia dei depositi quaternari sono state utilizzate le Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU), mutate dai fogli contermini, in particolare dai fogli “Appiano” e “Trento” (AVANZINI *et alii*, 2007, 2010), ma con aggiunte e modifiche derivanti dai nuovi elementi stratigrafici acquisiti con il rilevamento geologico del foglio. Pertanto i depositi riferibili all’ultimo episodio glaciale, culminato nel *Last Glacial Maximum* (LGM), sono stati cartografati all’interno del sintema del Garda, riconosciuto, oltre che nei bacini del Sarca, dell’Adige e del Chiese, anche in quelli adiacenti del F. Brenta e del T. Astico (BARBIERI & GRANDesso, 2007), sulla base della ricostruzione delle diramazioni che per trasfluenza interessavano il grande ghiacciaio atesino.

Per la datazione dell’episodio LGM, due nuove analisi C-14 di una successione glacio-lacustre a Spormaggiore hanno restituito età di 23.000 ± 140 anni BP e di 24.100 ± 150 anni BP che descrivono la formazione del ghiacciaio vallivo della Val di Non quando questo raggiunse la gola della Rocchetta. Questa età conferma quella ottenuta da FLIRI (1988, 1989) ad Albes, nella media Val d’Isarco (24.000 ± 210 anni BP), che cade nella fase in cui le grandi colate vallive si stavano formando.

Dopo la fase di acme del LGM, la fusione delle masse glaciali in Val d’Adige e nelle valli affluenti è seguita da brevi fasi di riavanzata e dal disattivarsi delle trasfluenze dalle valli laterali verso la valle principale. Nel territorio in esame le tracce presenti sono numerose, soprattutto alla base dei versanti, dove spesso hanno condizionato il livello di base locale. La storia del tardoglaciale è localmente dettagliabile con criteri morfostratigrafici, mentre alcune datazioni C-14 forniscono importanti elementi per l’inquadramento cronologico. Seguendo tale criterio sono stati definiti due subsintemi nella valle del F. Adige — il subsintema

di Lisignago ed il subsistema di S. Paolo — e tre subsistemi nel sottobacino del T. Noce — il subsistema di Cloz, il subsistema di Mollaro ed il subsistema di Malé.

I depositi più antichi dell'evento sedimentario definito dal LGM sono stati riconosciuti in vari settori del foglio, anche con spessori ragguardevoli ed in aree prima mai descritte in letteratura. La dettagliata cartografia dei depositi e l'analisi delle facies sedimentarie hanno consentito di ricostruire l'evoluzione dei paleo-ambienti, pure con numerosi spunti a livello regionale, resi possibili anche da numerose nuove datazioni C-14, che costituiscono un ulteriore importante elemento di novità. Nella cartografia di questi depositi sono state utilizzate sia le UBSU sia le unità litostratigrafiche, con distinzioni anche a livello di bacino e sottobacino. L'impiego delle unità litostratigrafiche si è reso opportuno nei casi in cui i corpi sedimentari non presentavano discontinuità significative ed erano cartografabili in base ai soli caratteri interni; questo ha riguardato soprattutto i depositi di versante. In dettaglio sono state definite 7 unità (vd. Fig. 45). È qui opportuno sottolineare che il sistema di Caldaro comprende anche depositi che nel foglio Appiano erano inquadrati nel sistema di S. Nicolò; infatti è stato appurato che localmente i depositi dei due sistemi sono tra loro interdigeriti o correlabili alla luce dei risultati

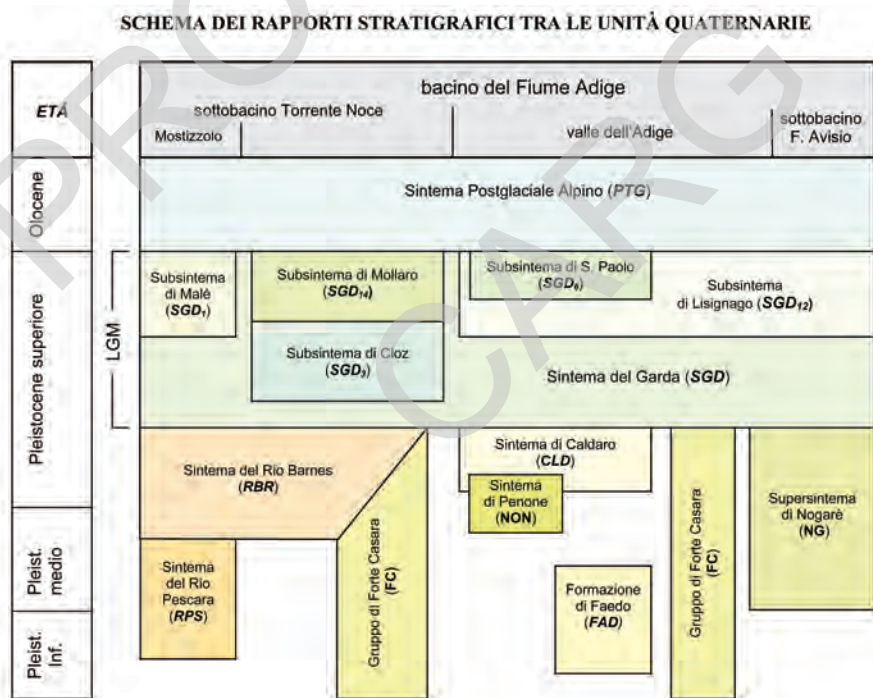


Fig. 45 - Schema dei rapporti stratigrafici della successione quaternaria. L'inquadramento cronologico a lato è puramente indicativo essendo i limiti delle unità generalmente diacroni.

delle datazioni radiometriche. Pertanto il sintema di S. Nicolò è stato abbandonato.

Tutti i terreni di copertura posteriori all'evento sedimentario definito dal sintema del Garda sono cartografati all'interno del sintema Postglaciale Alpino. I sedimenti che lo compongono si sono formati dopo l'estinzione (locale) dei processi glaciali e fluvioglaciali, nell'intervallo cronologicamente compreso tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'attuale. Il limite inferiore del sintema Postglaciale Alpino è chiaramente diacrono.

I rapporti di sovrapposizione o di incastro delle unità quaternarie sono esemplificati nello schema dei rapporti stratigrafici (Fig. 45) in cui si è tentata una rappresentazione che tiene conto anche dell'effettiva distribuzione delle unità nei vari sottobacini del Fiume Adige.

2. – UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE

Nel foglio sono presenti depositi precedenti al LGM in molte aree, sovente mai documentati in precedenza. Essi sono presenti soprattutto in Oltradige, sui due lati della Val d'Adige, soprattutto presso Cortaccia e Montagna, nei tratti terminali della Val di Sole, della Val di Brésimo e del Rio Pescara, presso il Lago di S. Giustina, oltre che su entrambi i lati della Val di Cembra.

I depositi precedenti al LGM sono prevalentemente non glacigenici, essendo costituiti soprattutto da depositi gravitativi, di origine mista e da depositi alluvionali e fluvioglaciali.

L'identificazione di discontinuità significative a scala bacinale, talora associate a suoli sepolti, hanno consentito di definire due unità sintemiche in sovrapposizione stratigrafica sia per la Val d'Adige (sintema di Caldaro e sintema di Penone), sia per la Val di Non (sintema del Rio Barnes e sintema del Rio Pescara). In altri casi i depositi attestano più eventi deposizionali tra loro non discriminabili se non a livello locale. In particolare è stato definito un supersintema che ha valenza per la Val di Cembra (supersintema di Nogaré). La presenza di depositi ubiquitari, variamente cementati, caratterizzati da forte disequilibrio rispetto alla situazione morfologica attuale per effetto del rimodellamento, hanno portato a definire un gruppo (gruppo di Forte Casara), che ha valenza per l'intero foglio, ed una formazione — formazione di Faedo — di ambito prettamente locale.

2.1. – FORMAZIONE DI FAEDO (FAD)

Si tratta di un esteso corpo variamente cementato, terrazzato di circa 50-80 m sul fondovalle del F. Adige, descritto in precedenza come “conoide interglaciale” (TRENER, 1933), come “frana rimaneggiata” (VENZO G. A., 1962) o come depositi di frana (VENZO & FUGANTI, 1961; BARTOLOMEI *et alii*, 1969) ed affiorante tra Cadino, Faedo e S. Michele all'Adige (fuori foglio). Gli spaccati più significativi

sono sui due fianchi della valle del Rivo di Faedo.

Il deposito è costituito da brecce a supporto di clasti o di matrice, con matrice siltoso-sabbiosa di tipico colore rossastro. I clasti, con dimensioni medie tra 4 e 20 cm, da subangolosi ad angolosi e più raramente subarrotondati, sono costituiti in prevalenza da siltiti della Formazione di Werfen e da dolomie (Dolomia del Serla inferiore) affioranti nel versante a monte, oltre a rare riodaciti porfiriche subarrotondate. Localmente sono presenti intercalazioni lentiformi siltitico-arenacee, rossastre, spesse fino a 20 cm. Alla base della scarpata presente ad W di Barco troviamo anche strati siltitici alternati alle facies grossolane sopra descritte in rapporto anche di 1:1. La stratificazione è marcata dalla presenza di strati spessi immergenti a NW con modesti valori di inclinazione (5-10°). Le facies presenti permettono di identificare un ambiente di conoide di *debris-flow*, più ampiamente esteso di come oggi appare per effetto dell'erosione, che era alimentato da flussi provenienti dalla valle a N di Faedo attualmente catturata dal Rio di Cadino. Sul lato SW, al di sotto dei 220 m circa di quota, sono identificabili facies di ambiente lacustre interdigitate con le precedenti, che consentono di inquadrare la parte inferiore dell'unità in esame con un ambiente di delta-conoide e che definiscono un livello di base locale più elevato di circa 15-20 m sull'attuale fondovalle dell'Adige.

Lo spessore complessivo della formazione è valutabile in oltre 60 m, il limite inferiore è erosivo sul substrato o sepolto, il limite superiore è invece inconforme con i depositi glaciali del sintema di Garda, del subsintema di Lisignago e del sintema Postglaciale Alpino.

In base alla storia evolutiva, alla cementazione non pervasiva e alla limitata alterazione dei clasti la formazione di Faedo viene cronologicamente inquadrata nel Pleistocene medio e dubitativamente in quello inferiore.

2.2. – GRUPPO DI FORTE CASARA (FC)

Il gruppo di Forte Casara, istituito sul vicino foglio “Trento” (AVANZINI *et alii*, 2010a) comprende depositi di versante *s.l.* e subordinatamente depositi di origine mista, spesso cementati e caratterizzati da superficie limite superiore poligenica e polifasica, concordante con il versante a monte (non sempre), ma non a valle o lateralmente, dove i depositi sono troncati da superfici di erosione.

Gli affioramenti più rappresentativi sono presso S. Emerenziana, allo sbocco della Val di Tovel, inoltre in località Sabbionare – Pianezza (Fig. 46), a monte del Dosso Corona (Cunevo) e lungo il versante tra Sporminore e Maurina (bassa Val di Non). La sezione più rappresentativa è in località Sabbionare, lungo la strada forestale Cunevo-Malga d'Arza, tra i 1305-1320 m di quota.

Le facies più caratteristiche sono formate da ghiaie clinostratificate (inclinazione di 30-40°), a tessitura aperta o parzialmente aperta, organizzate in strati da medi a spessi, massivi o a gradazione normale. I clasti, da subangolosi ad angolosi, presentano diametri massimi fino a circa 40 cm e sono formati da litotipi carbonatici provenienti dal Gruppo dei Calcarei Grigi. La matrice, qualora presente,

è di natura sabbioso-siltosa di colore bruno rossastro. Il grado di cementazione è variabile: in alcune località (ad es. Maurina) la cementazione è limitata ai punti di contatto tra i clasti, in altri casi (ad es. Cunevo) si è osservato un maggior grado di cementazione negli orizzonti granulometricamente più fini, tanto da produrre caratteristiche cornici sporgenti sugli spaccati subverticali. Nel complesso si tratta

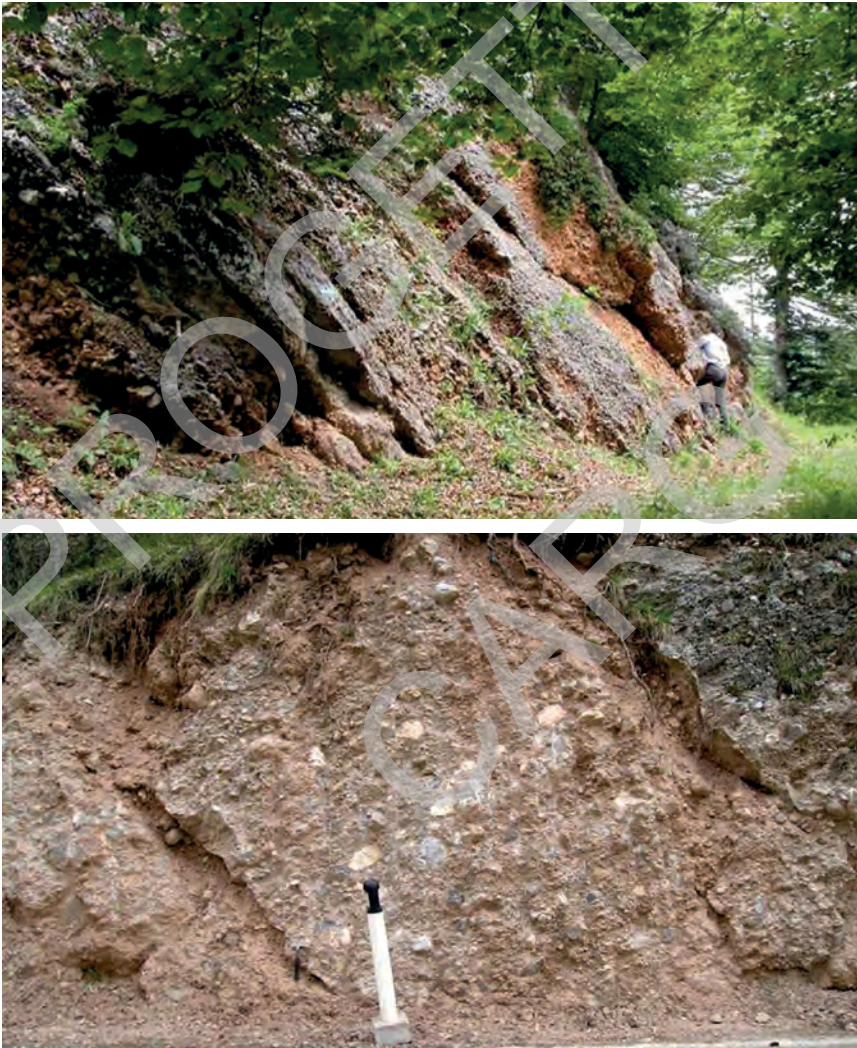


Fig. 46 - Gruppo di Forte Casara. In alto depositi di versante stratificati con differente grado di cementazione (località Sabbionare-Pianezza); in basso deposito di debris-flow cementato (località Sant'Emerenziana).

di depositi classificabili come brecce di versante. Un secondo tipo di facies, meno diffuso, è dato da ghiaie massive o con cenni di stratificazione e da diamicton massivi, a supporto di clasti, composti da litotipi esclusivamente carbonatici. La frazione grossolana presenta clasti prevalentemente subangolosi con prevalenza di ciottoli e massi con diametro medio di 20-30 cm e diametro massimo di 3 m. La matrice è sabbioso-siltosa. La cementazione è pervasiva con prevalente cemento di matrice. Le facies sopra descritte indicano un'origine prevalentemente per processi di *debris-flow*. L'ubicazione dei depositi allo sbocco delle valli (ad es. Valle del Rio Belasio, Val di Cobel ed il Bus de la Spia), suggerisce la presenza di sistemi deposizionali del tipo conoide di *debris-flow* o di origine mista, sospesi sugli attuali fondovalle e fortemente erosi dai processi di rimodellamento.

L'alterazione dei clasti è localmente evidente per la presenza di una patina di decarbonatazione di 1-2 mm.

Di interesse anche ai fini cronologici sono i cementi presenti in corrispondenza della sezione di Sabbionare dove il deposito è interessato da fratture sia subverticali, sia a basso angolo, che attraversano l'intero affioramento, parzialmente occluse da cemento macrocristallino e/o micritico. La cementazione è discontinua e vede la presenza di tre tipologie di cementi calcitici: (1) cemento micritico che interessa la matrice tra i clasti e di norma caratterizza la porzione superficiale dei banconi e le fratture che li attraversano; (2) cemento a menisco, localizzato nei punti di contatto tra i clasti; (3) cemento isopaco macrocristallino in patine di spessore fino a 5-6 mm, che riveste le pareti delle cavità fino a riempirle completamente e alcune fratture.

La datazione di un campione di cemento macrocristallino proveniente da una frattura verticale che interessa l'affioramento a quota 1310 m ha dato un'età di 165.5 ± 9.9 ka (BORSATO & TOMASONI, 2008), mentre un secondo campione si è rivelato di "sistema aperto" con un rapporto di attività $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ superiore all'equilibrio secolare (cfr. BORSATO *et alii*, 2005). La data di 165.5 ± 9.9 ka si riferisce all'ultimo evento di cementazione che ha caratterizzato il deposito e costituisce pertanto un'età *ante quem* del corpo sedimentario. È comunque verosimile, anche per analogia con quanto verificato sul vicino foglio "Trento" sul versante E del Monte Bondone (AVANZINI *et alii*, 2010), che l'età del deposito sia più antica di 500.000 anni.

Lo spessore dei depositi supera localmente i 100 m.

Al di sotto del terrazzo di Sporminore l'unità è in eteropia con le ghiaie del sintema del Rio Barnes e lo stesso avviene sul versante opposto della valle dello Sporeggio, presso Ponte Marnara.

Il limite inferiore dell'unità è erosivo con il substrato roccioso o con il sintema del Rio Barnes, con il quale ha anche rapporti di eteropia, mentre il limite superiore è inconforme con il sintema del Garda, il subsintema di Mollaro ed il sintema Postglaciale Alpino.

In base alle datazioni U/Th sopra descritte, alle diverse fasi di cementazione e di fratturazione, nonché alla variabile alterazione dei clasti, l'unità viene attribuita all'intervallo di tempo compreso tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene superiore *p.p.*

2.3. – SUPERSINTEMA DI NOGARÉ (NG)

In quest'unità, istituita sul contiguo foglio "Trento", si sono raggruppati i depositi in facies prevalente fluviale e fluvioglaciale e subordinatamente di *debris-flow*, variamente cementati o sovraconsolidati, affioranti in Valle di Cembra, legati a diverse fasi sedimentarie precedenti il LGM, riconoscibili a scala locale, ma non correlabili per insufficienza di dati.

Depositi alluvionali e subordinatamente di *debris-flow* sono presenti a quote comprese tra 1200 m e 700 m su entrambi i lati della Val di Cembra. I principali affioramenti si rinvencono presso Grauno, Grumès, Piscine e Valcava.

Si tratta di alternanze di ghiaie sabbiose e sabbie ghiaiose da sovraconsolidate a sciolte. I livelli più grossolani sono a supporto di clasti e/o di matrice. I clasti sono da arrotondati a subarrotondati, più raramente subangolosi, con dimensioni medie comprese tra 5 e 20 cm e diametri massimi fino a 1 m. I litotipi prevalenti sono le vulcaniti (90%), seguono i carbonati (fino al 10%), mentre sono molto scarse le metamorfite e le arenarie. Caratteristica peculiare del deposito, che ne consente la distinzione dalle ghiaie del sintema del Garda e del subsintema di Lisignago, è la presenza di clasti alterati, in particolare le dolomie presentano un *cortex* di decarbonatazione con spessore fino a 1 cm. La matrice è formata da sabbia medio-grossolana di color bruno rossastro. Sono presenti livelli di sabbie medie e grossolane a laminazione parallela ed incrociata. Le ghiaie sono caratterizzate prevalentemente da stratificazione orizzontale grossolana e dall'embricatura dei ciottoli.

Gli affioramenti presenti alla confluenza del Rio della Valle con il Rio del Molino presentano una predominanza di facies di *debris-flow* con banchi caotici o grossolanamente stratificati, generalmente mal classati, con abbondante matrice sabbioso-siltosa. In questa località lo spessore dell'unità è di oltre 50 m.

Lo spessore complessivo dei depositi dell'unità in esame è valutabile in oltre 50 m; il limite inferiore è erosivo con il substrato roccioso o sepolto, mentre il limite superiore è inconforme con il sintema del Garda, il subsintema di Lisignago ed il sintema Postglaciale Alpino.

In base ai rapporti stratigrafici, alla cementazione, alla sovraconsolidazione e all'alterazione dei clasti l'unità viene inquadrata nel Pleistocene medio e nel Pleistocene superiore *p.p.*

2.4. – SINTEMA DEL RIO PESCARA (RPS)

Si tratta di depositi prevalentemente alluvionali, tenacemente cementati, che affiorano in due fasce limitate lungo l'incisione del Rio Pescara ed allo sbocco della valle di Brésimo a Mostizzolo.

Lungo il versante sinistro del Rio Pescara si osserva una successione caratterizzata inferiormente da banchi di ghiaie grossolanamente stratificate, a supporto di clasti, con matrice sabbioso-ghiaiosa. I clasti sono composti da prevalenti litotipi metamorfici, tonalitici, silicoclastici e carbonatici della serie permo-triassica

affiorante nel bacino a monte, e con una percentuale ridotta (5%) di vulcaniti. Il grado di arrotondamento è in genere elevato, tuttavia i ciottoli dolomitici sono talora subangolosi o subarrotondati e presentano una patina di decarbonatazione di alcuni mm. Nella porzione superiore il deposito è più massivo e presenta cenni di clinostratificazione con valori di circa 30°. Tutto il deposito è pervasivamente cementato, con cementi a menisco ed isopachi; il grado di cementazione condiziona l'erosione subaerea che produce una morfologia caratteristica, con cornici sporgenti alternate a banchi sottoescavati.

A Mostizzolo (q. 565 m) le facies si caratterizzano inoltre per la presenza di sottili livelli o lenti ondulate di sabbie medie contenenti fino al 20% di ciottoli (Fig. 47). Nella composizione della frazione clastica si nota una certa variabilità da un bancone all'altro: mediamente si osserva circa 50% di metamorfiti e tonaliti e circa 50% di carbonati. Nella frazione carbonatica sono presenti clasti di Scaglia Rossa e del Gruppo dei Calcari Grigi. Circa il 10-20% dei clasti è completamente alterato, tra questi le dolomie che talora sono ridotte ad una sabbia sparitica.

La successione di Mostizzolo si caratterizza per la presenza alla base di un banco massivo potente 2,5 m di sabbie fini ben cernite, variamente cementate, contenenti un 2% di clasti angolosi prevalentemente carbonatici.

Limitati depositi sono presenti anche entro la forra di S. Giustina, non cartografati per motivi di scala.

Lo spessore complessivo dell'unità è valutabile in oltre 15 m, il limite inferiore non è affiorante mentre quello superiore è inconforme con il sintema del Rio Barnes. In base ai rapporti stratigrafici, alla cementazione e all'alterazione spinta dei clasti l'unità è inquadrata nel Pleistocene inferiore – medio.

2.5. - SINTEMA DEL RIO BARNES (RBR)

Affiora in Val di Non, dalla zona di Mostizzolo alla confluenza tra Val di Sole e la Val di Brésimo fino alla gola della Rocchetta. Nei dintorni del Lago di Santa Giustina gli affioramenti sono pressoché continui tra le quote 620 e 500 m, sotto la quota massima di invaso del lago (520 m s.l.m.). A sud della forra di S. Giustina affiora lungo il solco vallivo del Noce e lungo le incisioni dei principali corsi affluenti.

Gli spaccati più significativi si osservano in località Pozzolin, in località Sperdossi a SW di Revò ed corrispondenza di uno scavo realizzato per la costruzione del nuovo bacino idrico di Segno; altre sezioni significative sono a S di Tuenno, lungo l'incisione del Torrente Tresenica.

L'unità presenta generalmente assetto tabulare, localmente con settori a stratificazione deformata (località Salvanel in sinistra Pescara), ed è suddivisibile idealmente in due parti. Nella parte inferiore il deposito è costituito da strati spessi di ghiaie a supporto di clasti, con sottili intercalazioni di sabbie ghiaiose. I clasti sono prevalentemente subarrotondati ed hanno diametro massimo solitamente inferiore a 30 cm; la matrice è di natura sabbiosa. La composizione litologica dei clasti varia progressivamente scendendo lungo la Val di Non. Nella parte setten-



Fig. 47 - Banchi aggettanti di ghiaie cementate e sabbie affioranti sul fianco destro del Rio Barnes, sotto la strada Mostizzolo-Livo (sintema del Rio Pescara).

trionale, a N del Lago di Santa Giustina, i clasti sono costituiti prevalentemente da tonaliti (40-45%), metamorfiti (40%) e secondariamente da carbonati (5-10%) e porfiriti (5%). Più a S (dintorni di Taio e Mollaro) diventano dominanti i ciottoli carbonatici (fino a 40%), quindi quelli metamorfici (30%), mentre sono secondari i ciottoli porfirici (15%) e tonalitici (15%). I clasti presentano spesso fratture da carico e sono generalmente molto alterati: tonaliti e metamorfiti presentano un *cortex* di 4-5 mm e sono spesso arenitizzati; i porfidi sono in genere poco alterati,

ma alcuni presentano un *cortex* di 1-2 mm. I clasti carbonatici, meno alterati degli altri litotipi, hanno una patina di decarbonatazione con spessore massimo di qualche millimetro. La matrice, dove è pedogenizzata, ha un colore 7.5YR.

Nella parte intermedia dell'unità diminuisce la granulometria e prevalgono le facies a supporto di matrice, costituite da ghiaie medie e fini con matrice sabbiosa alternate a livelli da sabbiosi a limosi; sono tuttavia ancora presenti scarsi banchi ghiaiosi a supporto clastico.

Nella porzione sommitale del deposito le ghiaie sono a supporto di matrice sabbiosa, sempre più abbondante, e sono più frequenti e potenti i livelli sabbiosi, talvolta con intercalazioni da sottili a medie di limo (Fig. 48). I sedimenti sono ben stratificati, con stratificazione orizzontale e laminazione piano-parallela o incrociata concava, quest'ultima marcata da numerose strutture di fondo (*ripples* rampanti, barre).

Queste facies identificano un ambiente di piana alluvionale/fluvioglaciale con condizioni di sedimentazione ad alta energia e presenza di apporti locali prevalentemente per *debris-flow*, che evolve a condizioni di minore energia, localmente con ambienti di sedimentazione di tipo glacio-lacustre (Val Panarotta, sbocco della Val Pongaiola) e di contatto glaciale.

Lungo l'incisione del Torrente Tresenica affiorano lembi isolati di depositi alluvionali marcati dalla presenza di clasti ben arrotondati, esclusivamente car-



Fig. 48 - Parte superiore del sintema del Rio Barnes: livello di ghiaie ben cernite a clasti carbonatici con sottili intercalazioni sabbiose. Località Sperdossi, sponda N del Lago di S. Giustina.

bonatici, la cui composizione presuppone un'alimentazione dalla Val di Tovel nel massiccio del Brenta. I clasti presentano in genere una patina di decarbonatazione di qualche millimetro; sono inoltre comuni le fratture da carico.

La cementazione ha carattere variabile ed è diffusa soprattutto nei livelli *open-work*; altrove (bacino del T. Tressenica) ha caratteri pervasivi.

Lo spessore complessivo dei depositi del sintema è di oltre 100 m.

Il limite inferiore è erosivo con il substrato roccioso o con i depositi del sintema del Rio Pescara (zona di Mostizzolo). Il limite superiore dell'unità è erosivo con i depositi glaciali del sintema del Garda (Fig. 49) o con quelli fluvioglaciali o glaciolacustri del subsintema di Mollaro. Nella valle del T. Noce tale limite digrada progressivamente dai 620 m s.l.m. del Castelaz, al margine N del lago di S. Giustina, ai 540 m nei pressi della diga di S. Giustina, fino ai 350 m s.l.m. a Quetta, con una pendenza media dell'1,5%. In molti tratti, dove il contatto avviene attraverso facies simili, il limite è di difficile tracciabilità. Nell'area di Mostizzolo, alla base dei terrazzi di Cis e Livo, il limite superiore è erosivo con i depositi del subsintema di Malè, marcati alla base da una lente di sedimenti lacustri o da una fascia di sedimenti di contatto glaciale intensamente deformati.

In base ai rapporti stratigrafici, al grado di cementazione e all'alterazione dei clasti l'unità è inquadrata nel Pleistocene medio – Pleistocene superiore *p.p.*



Fig. 49 - Contatto erosivo tra till di alloggiamento della Bassa Anaunia (SGD) (in alto) con i depositi fluvioglaciali del sintema del Rio Barnes (RBR) presso Segno.

2.6. – SINTEMA DI PENONE (NON)

In Val d'Adige, ad W di Rain di Sopra (Cortaccia), è stato individuato uno spaccato di particolare interesse in corrispondenza del taglio di una nuova strada forestale, alla quota di circa 800 m s.l.m. (Fig. 50).

In esso si può osservare un suolo sepolto, parzialmente eroso, caratterizzato dalla presenza di un *sohum* con uno spessore medio di circa 70 cm. Gli orizzonti argillici mostrano colore variabile dal bruno (7.5YR 4/4) al bruno rossastro (5YR 4/4); lo scarso scheletro presente è composto da clasti arrotondati di porfidi, metamorfiti, quarziti e rare dolomie fortemente alterate. Gli elementi raccolti hanno portato ad interpretare il *parent material* sul quale esso si è sviluppato come formato da colluvio alimentato dall'erosione di till e di depositi di *debris-flow*. Questi ultimi sono proprio i depositi su cui esso poggia, come si può notare anche dalla Fig. 50.

Complessivamente, oltre al suolo sopra descritto, l'unità in esame comprende i seguenti tipi di depositi:

a) diamicton a supporto di abbondante (circa 85 %) matrice limosa, di colore bruno rossastro, massivo, sovraconsolidato, con clasti prevalentemente dolomitici e subordinatamente di metamorfiti e porfidi; tra i clasti si nota la presenza di clasti sfaccettati e striati. Il deposito, di spessore variabile tra circa 0,5 ed 1-2 m, è classificabile come till d'alloggiamento (d in Fig. 50);

b) ghiaie sabbiose, a supporto clastico o a tessitura parzialmente aperta, massive o grossolanamente stratificate (c in Fig. 50), in corpi generalmente lenticolari, associate a ghiaie eterometriche o a diamicton massivi, a supporto di clasti o di matrice. In tutti i casi è caratteristica la presenza di clasti e blocchi quasi esclusivamente dolomitici, di provenienza locale, in genere subangolosi. I sedimenti presentano inoltre un certo grado di sovraconsolidazione, con una limitata presenza di fratture da carico nei clasti. I depositi appena descritti sono classificabili come depositi di origine mista;

c) brecce eterometriche variamente cementate, con caratteri analoghi a quelli descritti al punto b); la cementazione, di ambiente vadoso, ha caratteri variabili, da discontinua a pervasiva e motiva la presenza di modeste pareti subverticali o aggettanti.

Dal punto di vista cartografico il *till* d'alloggiamento non è cartografabile, in quanto di modesto spessore. Il suolo che caratterizza il tetto della successione sopra descritta definisce una discontinuità di significato regionale che consente di separare i depositi in due unità sintemiche, pur essendo gli stessi analoghi per facies. L'individuazione del *till* d'alloggiamento fa da guida al tracciamento del limite tra le due unità, anche in assenza in affioramento del suolo sepolto, in quanto posto nella porzione superiore dell'unità. Pertanto il sintema di Penone viene qui definito come il complesso di depositi, prevalentemente di origine mista, ma comprendenti anche *till* e colluvi, in genere non cartografabili, sottostanti alla discontinuità definita dal tetto del suolo sopra descritto (α in Fig. 50).

Nel sintema di Penone sono stati cartografati in forma dubitativa anche due piccoli affioramenti di *till* d'ablazione cementati, affioranti a N di Termeno e

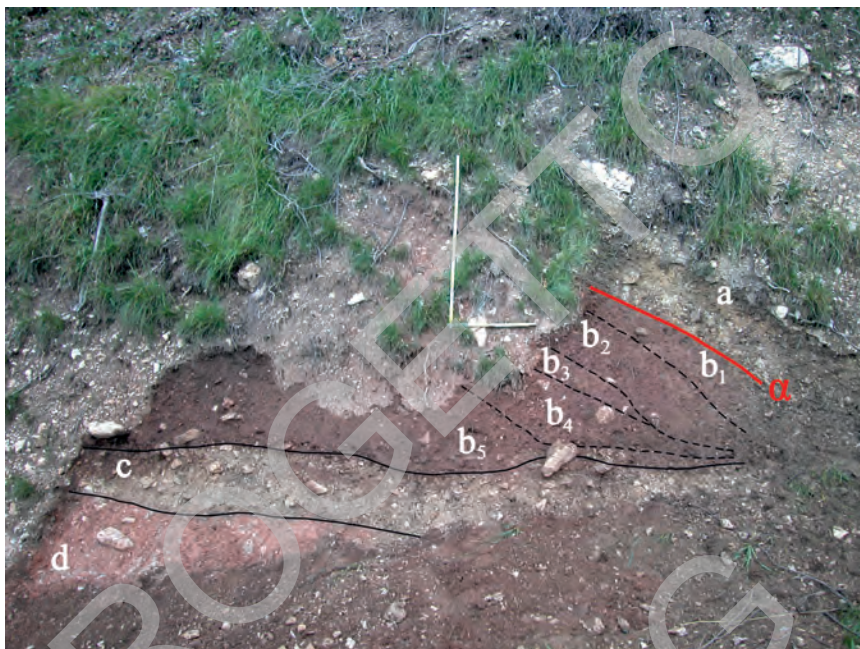


Fig. 50 – Contatto (a, in rosso, nella foto) tra i depositi del sintema di Caldaro (in alto a destra) con quelli del sintema di Penone. a) depositi di debris-flow a clasti quasi esclusivamente dolomitici; a = discontinuità primaria tra le due unità sintemiche; b1, b2, b3, b4, b5 = orizzonti di suolo sepolto sviluppato su colluvio alimentato dall'erosione dei depositi sottostanti (c, d); c) depositi di debris-flow, superiormente pedogenizzati; d) till d'alloggiamento. I carboni presenti nell'orizzonte indicato con la sigla b1 hanno fornito un'età non calibrata di 38.100 ± 600 anni BP (spaccato in località Hirschbett, a monte di Cortaccia).

presso Laghetti (Egna). In entrambi i casi sono presenti diamictiti, a supporto di matrice, con clasti sia arrotondati sia subangolosi, dove abbondano le dolomie e con subordinata presenza di ciottoli cristallini.

La superficie d'appoggio basale dell'unità è con il substrato roccioso oppure non visibile in quanto sepolta. Sul sintema di Penone poggiano, attraverso una superficie di inconformità, depositi di origine mista inquadrati nel sintema di Caldaro (vd. *infra*).

A Cortaccia il sintema presenta uno spessore massimo di circa 60-70 m.

Le facies presenti e la loro distribuzione definiscono un ambiente sedimentario corrispondente ad un settore di versante, marcato dalla presenza di processi di trasporto in massa e torrentizi, sul quale un'evento di avanzata glaciale lascia a testimonianza del till d'alloggiamento. La successiva evoluzione vede la progressiva stabilizzazione del versante, con attività di colluviamento. Lo sviluppo del bosco e favorevoli condizioni climatiche portano ad un lungo periodo di stabilità con sviluppo della pedogenesi.

L'inquadramento cronologico dell'unità è stato definito sia in chiave di datazione relativa, sia sulla base di datazioni radiometriche con il metodo del C-14. Infatti i carboni raccolti nell'orizzonte sommitale del suolo sepolto (b1 in Fig. 50) hanno fornito un'età di 38.100 ± 600 anni BP (UtC15240), che costituisce un'età minima per i depositi sottostanti. Per quelli soprastanti, cartografati nel sintema di Caldaro, sono disponibili numerose datazioni radiometriche (vd. § 2.7 per una discussione) congruenti con essa. Il *till* d'alloggiamento è correlabile con un evento glaciale collocabile nella parte inferiore del Pleistocene superiore o dubitativamente nel corso del Pleistocene medio. Nel bacino del F. Adige, per depositi glacialigenici così antichi, si può tentare un confronto con la successione recentemente individuata nella valle del Rio della Sega, a SW di Sonvigo (BARGOSSÌ *et alii*, 2010), dove dei carboni presenti in un suolo sepolto, al tetto di un *till* d'alloggiamento di provenienza locale, hanno fornito un'età di radiometrica di 56000 anni BP. Nella conca di Bressanone è disponibile una datazione ^{14}C di 64400 ± 1000 anni BP (FLIRI, 1978), riferita ad un legno prelevato entro depositi glaciolacustri, intercalati entro un complesso di origine fluvioglaciale.

I depositi del sintema di Penone vengono inquadrati, sulla base degli elementi sopra descritti al Pleistocene superiore e dubitativamente a quello medio.

2.7. – SINTEMA DI CALDARO (CLD)

Sinonimi: “*Etsch-Schotter*” (EBERS, 1972), Conglomerati di Caldaro (CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973), “Alluvioni antiche” (TRENER, 1933; AA.VV., 1957), “Alluvioni interglaciali terrazzate” (VENZO G.A., 1962), “*Schuttkegelrudimente*” e “*Schuttkegel mit Thalschottern*” (PENCK & BRÜCKNER, 1909), “*alte Gehängebrekzie*” (STACUL, 1980).

La sezione più rappresentativa è in Oltradige, a monte della strada del vino, immediatamente a N del margine superiore del foglio.

I depositi affiorano su entrambi i fianchi della Val d'Adige, con maggiore diffusione presso Cortaccia e ad E e SE di Egna, inoltre in Oltradige (tra i 215 ed i 430 m s.l.m.), dove costituiscono il corpo sedimentario di maggior rilievo nel riempimento della paleovalle di Appiano-Caldaro, che in questo foglio compare nel tratto più meridionale.

Il sintema di Caldaro comprende depositi alluvionali e/o fluvioglaciali, depositi di origine mista e depositi di versante.

I depositi alluvionali e/o fluvioglaciali sono formati da ghiaie, ghiaie sabbiose, grossolanamente stratificate, con tessitura variabile da parzialmente aperta a supporto di clasti (Fig. 51), contenenti subordinati livelli o lenti di sabbia a stratificazione incrociata concava. I clasti presentano forme prevalentemente equidimensionali e discoidali, con buon grado di arrotondamento, solo localmente sono presenti clasti subangolosi. Le dimensioni medie sono comprese tra 2 e 10 cm, quelle massime in genere non superano i 40 cm. La matrice è formata da sabbia,



Fig. 51 – Ghiaie sabbiose debolmente cementate in località Campi (ad E del lago di Caldaro); si noti la presenza di fratture da carico, comuni in questi tipi di depositi (sintema di Caldaro).

da media a grossolana, con ghiaia fine, di colore prevalentemente grigio brunoastro; localmente essa è di natura sabbioso-limosa e presenta colore bruno giallastro.

La composizione litologica dei clasti presenta una certa variabilità legata soprattutto a contributi legati ad apporti locali. In Oltradige, soprattutto sul fianco sinistro, si nota un prevalere dei clasti metamorfici (circa 55%), tra cui abbondano i paragneiss, quindi dolomie (circa 20%), porfidi (circa 20%) ed altri litotipi (granitodi, calcari, ecc.). Sul fianco occidentale dell'Oltradige, ma non sempre, i tre litotipi principali hanno percentuali confrontabili. Sul terrazzo orografico di Pinzano (Egna), tra i 320 ed i 390 m di quota, sono presenti ghiaie sabbiose, già note e cartografate, seppur in forma esageratamente estesa, da VENZO (1962), su cui poggiano *till* d'alloggiamento del sintema del Garda, coperti da un'ampia coltre superficiale di colluvio. I sedimenti si caratterizzano per un'abbondante presenza di porfidi (circa 60 %), seguiti dalle dolomie (circa 30 %) e quindi da metamorfiti (5-8 %) e da altri litotipi; spiccata è la colorazione bruno-bruno rossastra della frazione sabbiosa, dovuta alla forte presenza di granuli porfirici.

L'analisi di facies indica un ambiente di tipo *braided* a media-alta energia, con direttrici di provenienza settentrionali. Gli apporti locali sono individuabili non solo indirettamente dalla variazione della composizione litologica e dell'arrotondamento dei clasti, ma anche dalla presenza di intercalazioni di depositi di *debris-flow* e più raramente torrentizi, chiaramente individuabili in molti spaccati sul fian-

co occidentale dell'Oltradige e connessi ad apporti legati all'azione dei rii locali.

A Mezzolombardo, località S. Pietro, è presente un piccolo terrazzo che si eleva di circa 40 m sul fondovalle, modellato in conglomerati formati da ghiaie e ghiaie sabbiose grossolanamente stratificate, ad elementi da arrotondati a subarrotondati (dolomie), composti soprattutto da calcari, metamorfiti, con rare tonaliti e vulcaniti. Nel complesso la composizione litologica è simile a quella delle ghiaie attuali del conoide del T. Noce. I depositi, già descritti in PENCK & BRÜCKNER (1909, pag. 925), sono coperti in discordanza angolare da depositi di *debris-flow* del subsistema di Lisignago.

I depositi di *origine mista*, legati cioè a processi di trasporto in massa tipo *debris-flow* e subordinatamente a trasporto e rielaborazione torrentizia, costituiscono il secondo tipo di depositi caratteristici dell'unità in esame (Fig. 52). Le facies più diffuse sono date da diamicton a supporto clastico e di matrice, massivi, con subordinati livelli o lenti di ghiaie, ghiaie sabbiose, massive o con cenni di stratificazione. La matrice, talora abbondante, è costituita da limo sabbioso debolmente argilloso, di colore variabile dal bruno al rosa. I clasti, generalmente caratterizzati da basso grado di arrotondamento, sono formati da litologie locali: prevalgono le dolomie che assumono carattere praticamente esclusivo nella zona di Cortaccia, ma anche in molte località dell'Oltradige. Ad W di S. Giuseppe al Lago i depositi



Fig. 52 - Ghiaie sabbiose grossolanamente stratificate ed embricate, con intercalazioni di sabbie a stratificazione orizzontale (depositi di origine mista, sistema di Caldaro). Val Trodena, versante destro, circa 740 m di quota.

mostrano tuttavia la presenza di intervalli ricchi di clasti di porfido alternati a livelli ricchi di clasti di dolomie, dovuti ad alternanza di apporti locali e distali.

Facies analoghe si possono osservare nel tratto inferiore della Val Trodena dove affiorano lembi, preservati dall'erosione, del paleoconoide del Rio Trodena - Rio di Casignano. In questa località i più bei spaccati si possono osservare lungo la strada forestale *Hinterkammerling*, ad est di Mazzone. Le facies si caratterizzano per la presenza di ghiaie grossolanamente stratificate ed embricate con intercalazioni di sabbie medie a stratificazione orizzontale e subordinatamente di diamicton massivi, a supporto clastico o di matrice. Da notare la comune presenza di clasti con basso grado di arrotondamento e di litotipi composti in preponderanza da porfidi e dolomie, litologie caratteristiche del bacino del Trodena.

Un terzo tipo di depositi caratteristici del sintema di Caldaro è costituito da *depositi di versante*, per i quali la sezione di riferimento è in corrispondenza della cava abbandonata sopra la S.P. 59, 1 km a SE di Gleno superiore (Montagna). In generale i sedimenti prevalenti sono formati da ghiaie e breccie, con blocchi eterometrici, anche del volume di alcuni m³, inoltre da diamicton a supporto clastico o più raramente di matrice limoso-sabbiosa bruna. Nelle ghiaie si può notare sovente una clinostratificazione più o meno marcata, con valori di inclinazione attorno ai 30-35°; in queste facies la tessitura è da parzialmente aperta ad aperta. In tutti i casi i clasti sono prevalentemente angolosi, con forme poliedrali. Le litologie presenti sono tipicamente di provenienza locale: prevalgono le dolomie in forma praticamente esclusiva, tranne nelle aree in cui affiorano i porfidi (ad es. a SE della Linea di Trodena), in cui dominano questi litotipi.

Depositi di versante interdigitati a depositi di origine mista sono osservabili unicamente nel dosso ad W di S. Giuseppe al Lago e sul fianco sinistro del Rio di Casignano.

Un carattere comune a tutti i tipi di depositi è la sovraconsolidazione e la locale presenza di fratture da carico (Fig. 51 e 52, in alto a destra).

La cementazione può essere discontinua, a carattere locale, o pervasiva, nei depositi a tessitura aperta o parzialmente aperta, tanto da dar luogo a scarpate subverticali di 2-8 m, talora sottoescavate. Essa interessa di rado i depositi alluvionali e fluvioglaciali (es. Mezzolombardo, località S. Pietro: cementazione pervasiva con cemento microcristallino e cemento a menisco calcitici), è più frequente nei depositi di origine mista (Penone - Cortaccia) e piuttosto comune nei depositi di versante.

Anche l'alterazione ha caratteri molto variabili: nei depositi più superficiali è frequente la presenza di una patina di alterazione sulla superficie dei clasti; nelle ghiaie alluvionali di Caldaro spesso i clasti sono poco alterati: l'alterazione interessa prevalentemente i micascisti, i calcari marnosi ed i granitoidi, i quali possono essere arenizzati.

Lo spessore complessivo stimato dei depositi alluvionali e fluvioglaciali presenti presso il Lago di Caldaro è di oltre 200 m; per i depositi di origine mista lo spessore massimo stimabile è analogo, mentre per i depositi di versante dovrebbe aggirarsi sul centinaio di metri.

Il limite inferiore dell'unità è generalmente non visibile o con il substrato, solo presso Penone (Cortaccia) si osserva il contatto inconforme con il sintema omonimo (cfr. § VI.2.6.). Il limite superiore è erosivo con il sintema del Garda o con il subsintema di S. Paolo e di Lisignago, ed è talora marcato dalla presenza di un suolo bruno lisciviato, parzialmente preservato, con colore Munsell da 7,5 YR a 5YR 4/4.

Tale superficie erosiva ricalca localmente le originarie superfici d'accumulo che, a grande scala, possono ancora essere riconosciute in vari settori del foglio: ad es. ad W di Castel Freddo (Caldaro) si individua piuttosto bene il paleoconoide della Valle della Lavina, che raggiungeva in zona distale quote attorno ai 320-350 m. Lembi del paleoconoide del Rio della Pausa sono conservati a NW di Maso Castel Cuori, con quote raggiunte confrontabili (vd. anche CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973, fig. 7). Anche le due dorsali che bordano sui due fianchi la conca a nord del Lago di Caldaro (dossi a nord della località Museo del Vino e ad ovest della Valle Fuscailai), presentano un'ossatura formata da ghiaie alluvionali di Caldaro. Tali rilievi sono stati variamente interpretati, anche alla luce della presenza nella zona sommitale di depositi glaciali (SGD) e della particolare forma allungata, che ricorda una morena, soprattutto della dorsale orientale (vd. CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973, § III. e § VI.3.1. per una discussione in merito).

Tenendo conto delle quote in cui affiorano le ghiaie di Caldaro e delle blande superfici d'accumulo originarie che ogni tanto si riconoscono sui due fianchi dell'Oltradige, possiamo immaginare un paesaggio di piana alluvionale debolmente terrazzato, con un primo livello di terrazzi di poco superiore ai 430 m, ormai irriconoscibile, un secondo a quota inferiore, attorno ai 400 m, probabilmente degradante a quote minori verso S, al quale si raccordano gli antichi conoidi della Valle della Lavina e del Rio della Pausa ed alcuni deboli ripiani a nord di Novale. La locale presenza di *till* d'alloggiamento del sintema del Garda sin quasi alla base delle scarpate che limita a S le ghiaie di Caldaro ad oriente della Val di Lavason, rende plausibile l'esistenza di una fase erosiva in cui i depositi ghiaiosi sono stati incisi sino ad una quota attorno ai 275 (Maso Feld), in epoca precedente il LGM. Verrebbe quindi a trovare conferma l'ipotesi della presenza di un paesaggio terrazzato in depositi fluviali precedente il LGM come suggerito dalla EBERS (1972).

La possibilità che le alluvioni abbiano almeno in parte un'origine fluvioglaciale non è da escludersi. Tale conclusione deriva dalla presenza tra i clasti di ciottoli sfaccettati di origine glaciale, che quindi presuppone per lo meno un'erosione di depositi glaciali preesistenti ed un breve tragitto (CASTIGLIONI & TREVISAN, op. cit.).

Le direttrici di alimentazione ricavate dai dati di paleocorrenti indicano un'alimentazione proveniente dall'Oltradige settentrionale e dalla Val d'Adige per i depositi presso Pinzano. Una possibile commistione tra le due piane fluviali doveva avvenire a Novale al Varco vista la minore quota della sella rispetto agli affioramenti altimetricamente più elevati.

In Val Trodena i depositi del paleoconoide del Torrente di Trodena - Rio di Casignano definiscono un riempimento in zona apicale di oltre 100 m: il ripiano di Maso Pezza (895 m) sembra ricalcare in buona parte l'antica superficie d'accu-

mulo. Date le quote dei ripiani di Pinzano e Mazzone, tra i 350 e i 400 m circa, è probabile che il paleoconoide rimanesse confinato sul tratto a monte di essi e che quindi non raggiungesse l'attuale fondovalle dell'Adige.

A Termeno sulla strada del Vino sono riconoscibili due dossi allungati presso lo sbocco della Val d'Inferno, di cui il più esteso e prominente è quello del Castellaccio ai margini del quale sorge il centro storico. Si tratta dei lembi preservati dall'erosione del paleoconoide del Rio Val d'Inferno che raggiungeva nel settore intermedio una quota di almeno 70 m superiore rispetto a quella del conoide attuale (Fig. 53).

Sussiste il problema dell'originaria estensione areale delle ghiaie nelle valli atesine (KLEBELSBERG, 1926, 1935; CASTIGLIONI, 1929) e l'origine di tale riempimento. È anche importante considerare il fenomeno della "conservazione" delle ghiaie nell'area descritta e talora dei suoli originariamente presenti, almeno parzialmente: ciò dimostra che la "rimozione" da parte del ghiacciaio dell'Adige durante l'ultima espansione (LGM) non ha agito molto in profondità.

Precedenti attribuzioni cronologiche: interstadiale tardowürmiano (pre-Bühl) secondo PENCK & BRÜCKNER (1909); ultimo interglaciale secondo KLEBELSBERG (1926, 1935).



Fig. 53 – Panoramica sulla Val d'Adige dal margine nord dell'altopiano di Corona. Sullo sfondo il versante sinistro della Val d'Adige; in secondo piano, a sinistra, il Monte di Mezzo ed il Lago di Caldaro; al centro il fondovalle dell'Adige; in primo piano il paese di Termeno con la collina (a sinistra del campanile) del Castellaccio/Kastellaz.

Oggi sono disponibili numerose datazioni radiometriche (Tabella 2) riferite a numerose località della Val d'Adige e dell'Oltradige ed a contesti caratteristici. Infatti le datazioni effettuate su depositi di versante (LTL2596A, LTL2695A, LTL2694A) e di origine mista (KIA20730, UtC15239) riguardano carboni presenti in suoli di tipo rendzina, intercalati all'interno dei depositi in varie posizioni stratigrafiche. Ai suoli, che non superano in genere la decina di cm di spessore, sono comunemente associate sabbie limose micacee interpretate dubitativamente come loess colluviati. La datazione più recente è di 29777 ± 300 anni BP e si riferisce a carboni presenti entro sedimenti di suolo posti quasi al tetto dell'unità: lo spaccato

Tab. 2 - Risultati analitici delle datazioni AMS C-14 effettuate su campioni di varie località entro il foglio Mezzolombardo. (*) Età calibrate utilizzando il software OxCal Ver. 3.10 basato sui dati atmosferici (REIMER et alii, 2004). (**) Età calibrate utilizzando il software Calib 6.0.1 (© 1986-2010 M. Stuiver and P.J. Reimer).

Analisi n°	Località	Quota (m s.l.m.)	Profondità (m dal p.c.)	Stigla Unità	Facies	Materiale analizzato	Età C-14 anni BP $\pm 1 \sigma$	Età calibrata $\pm 2 \sigma$ (95,4 %)
LTL2690A	Sondaggio S2 ponte A22 sull'Adige a Salorno	199.4	14.4	PTG	fluviale/palustre	legno+torba	1412 \pm 50	540-690 AD (*)
LTL2689A	"	188.45	25.4	PTG	palustre	legno	9063 \pm 80	8550-7950 BC (*)
LTL2688A	"	165.35	48.5	PTG	fluviale	legni	10079 \pm 80	10050-9350 BC (*)
LTL3442A	Cortaccia, W Maso Andreis	522	3.8	PTG	suolo sepolto	carboni	3055 \pm 40	1430-1210 BC (*)
LTL2594A	Caldaro, "Cava di sabbia"	665.5	10.0	SGD ₆	suolo sepolto	carboni	12482 \pm 150	13200-12100 BC (*)
LTL3441A	Cortaccia, Niclara	332	2.0	SGD ₁₂	d. di origine mista	carboni	10428 \pm 65	10700-10100 BC (*)
LTL2693A	Termeno, Bannwald	455	0.8	SGD ₁₂	d. versante	carboni	12238 \pm 80	12650-11900 BC (*)
LTL2691A	Cortaccia, Rain di Sopra	714.8	0.5	CLD	sedimenti di suolo	carboni	29777 \pm 300	—
LTL2692A	S. Floriano, NE cava	320	0.8	PTG	suolo sepolto	carboni	2978 \pm 45	1380-1330 BC (5.7 %) (*) 1320-1050 BC (89.7 %) (*)
LTL2596A	Termeno, Val d'Inferno	666.2	1.1	CLD	d. versante	carboni	33968 \pm 400	—
LTL2589A	Caldaro, N museo del vino	380	0.3	CLD	pedorellito	carboni	34085 \pm 350	—
UtC15239	Cortaccia, N di Penone	764.6	2.5	CLD	suolo sepolto	carboni	36000 \pm 400	—
UtC15240	Cortaccia, N di Penone	795	1.4	CLD	suolo sepolto	carboni	38100 \pm 600	—
LTL2694A	Egna, sud di Gleno inf.	545	2.0	CLD	d. versante	carboni	41195 \pm 850	—
LTL2695A	Cortaccia, N di Penone	715	1.5	CLD	d. versante	carboni	30700 \pm 320	—
KIA20730	S. Giuseppe al Lago	294.8	2.0	CLD	d. di origine mista	carboni	36860+400/-380	—
LTL942A	Roverè della Luna	180	32.0	PTG	d. palustre	resti vegetali n.c.	9269 \pm 90	8270-8290 BC

Analisi n°	Località	Quota (m s.l.m.)	Profondità (m dal p.c.)	Sigla Unità	Facies	Materiale analizzato	Età C-14 anni BP $\pm 1 \sigma$	Età calibrata $\pm 2 \sigma$ (95,4 %)
LTL943A	Roverè della Luna	132	80.0	PTG	d. palustre	legno	10140 \pm 90	10150-9950 BC
UIC-14567	Taio-Tovare	448	2.0	PTG	travertino	sost. organica diffusa	9360 \pm 70	8810-8420 BC (94.0 %) 8380-8340 BC (1.4 %)
UIC-14544	Taio-Tovare	434	1.0	PTG	travertino	sost. organica diffusa	5170 \pm 60	4230-4200 BC (2.3%) 4170-4090 BC (4.9%) 4080-3790 BC (88.3%)
LTL2483A	Faver	476	4.0	PTG	colluvio	carboni	1069 \pm 25	990-1020 AD
UIC-13363	Sondaggio presso Spormaggiore	485.8	59.2	SGD	d. glaciolacustre	sost. organica diffusa	27069 \pm 213	—
UIC-13364	"	482.3	62.7	SGD	d. glaciolacustre	sost. organica diffusa	24983 \pm 164	—
UIC-13342	"	472	73.0	SGD	d. glaciolacustre	legno	23000 \pm 140	—
UIC-13343	"	455.1	89.9	SGD	d. glaciolacustre	carboni	24100 \pm 150	—
UIC-13365	"	451.4	93.6	SGD	suolo sepolto	carboni	39400 \pm 800	—
Ua-40382	Sondaggio Adige 1, sud-ovest conoide Ora	214.5	12.3	PTG	fluviale/conoide	carboni	3827 \pm 72	2472-2042 BC (**)
LTL5199A	"	197.0	29.8	PTG	fluviale	resti vegetali n.c.	9648 \pm 50	9250-8830 BC (*)
LTL5200A	"	192.15	34.7	PTG	fluviale	legno	9941 \pm 45	9660-9290 BC (*)
LTL5201A	Sondaggio Adige 5, di fronte maneggio Egna	207.66	13.1	PTG	fluviale	legno	3809 \pm 45	2460-2130 BC (*)
LTL5202A	"	202.64	18.2	PTG	fluviale	legno	9411 \pm 55	8840-8540 BC (*)
LTL5203A	"	186.96	33.8	PTG	fluviale	resti vegetali n.c.	10504 \pm 45	10760-10290 BC (*)
LTL5204A	Sondaggio Adige 13, S. Floriano (Egna)	201.1	15.9	PTG	fluviale/palustre	torba	5500 \pm 45	4460-4260 BC (*)
LTL5205A	"	192.0	25.0	PTG	fluviale	legno	9828 \pm 50	9390-9220 BC (*)
LTL5206A	"	181.5	35.5	PTG	fluviale	legno	10036 \pm 50	9820-9340 BC (*)
LTL5211A	Sondaggio B552, Laghetti (Egna)	208.1	2.7	PTG	tetto d. gravitativi e di debris-flow	resti vegetali n.c.	235 \pm 45	1610-1700 AD (35.6%) (*) 1720-1820 AD (34.2%) (*) 1510-1600 AD (14.3%) (*) 1910-1960 AD (11.3%) (*)
LTL5213A	"	194.9	15.9	PTG	fluviale	legno	11467 \pm 45	11470-11280 BC (*)
Ua-40383	Sondaggio B553, Laghetti (Egna)	197.8	15.2	PTG	fluviale	legno	1017 \pm 30	971-1046 AD (91.6%) (**) 1091-1121 AD (5.9%) (**) 1140-1148 AD (1.4%) (**) 904-912 AD (1.0%) (**)
Ua-40389	Termeno, Kasiellaz	386	5	CLD	d. di origine mista	carboni	> 40.000	—

è osservabile a SW di Maso Andreis (Cortaccia). Una datazione indiretta della base dell'unità deriva dalla datazione discussa per il sintema di Penone (§ VI.2.6.) che ricordiamo essere di 38100 ± 600 anni BP. La datazione di 41195 ± 850 anni BP (LTL2694A), effettuata in Val Trodena, si riferisce a carboni in un suolo intercalato a depositi di versante posti a circa 2 m dal tetto (locale) dei depositi del paleoconoide di Rio Trodena-Rio di Casignano. Presso la località Castellaccio/Kastellaz, dei carboni prelevati a 5 m di profondità, nello scavo del nuovo serbatoio dell'acquedotto di Termeno, entro una lente di sabbia limosa, hanno fornito un'età > 40000 anni BP, che conferma l'antichità di questi lembi del paleoconoide del Rio della Val d'Inferno, come già presupposto da SCHOLZ *et alii* (2005). Queste ultime due date sottolineano ulteriormente la diacronicità del limite inferiore dell'unità.

Per quanto riguarda le ghiaie alluvionali di Caldaro sono attualmente disponibili tre datazioni C-14: due sono fuori scala per il metodo del C-14 (> 48000 anni) (AVANZINI *et alii*, 2007), ed una (LTL2589A) è di 34.085 ± 350 anni ed è riferita a carboni presenti a pochi metri dal tetto preservato dell'unità, raccolti in uno spaccato a S di Caldaro, appena fuori foglio.

Nell'areale di Caldaro tutte le date raccolte sono congruenti nell'inquadrare il sintema di Caldaro nel *Marine Isotope Stage 3*.

Sulla base dei rapporti stratigrafici e delle datazioni radiometriche disponibili possiamo inoltre correlare i depositi di versante e di origine mista, presenti anche in lembi disgiunti, con le ghiaie alluvionali e fluvioglaciali di Caldaro e Pinzano. Pertanto, come già sottolineato in precedenza, il sintema di S. Nicolò (istituito nel foglio Appiano) perde di significato ed i relativi depositi vengono cartografati all'interno del sintema di Caldaro, cronologicamente inquadrabile nel Pleistocene superiore. Non è tuttavia da escludere che alcuni depositi (Mezzolombardo, località S. Pietro) possano essere riferiti anche al Pleistocene medio-Pleistocene superiore.

3. – UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE ("LAST GLACIAL MAXIMUM")

Il sintema del Garda comprende tutti i corpi sedimentari depositi nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo (LGM) e di esaurimento corrispondenti all'ultimo grande evento glaciale a scala regionale, con estensione nell'intero bacino dell'Adige (BINI *et alii*, 2004). Dopo la confluenza presso la conca di Bolzano, le varie colate glaciali, unendosi, davano luogo ad un'unica grande massa glaciale che fluiva verso S attraverso la Val d'Adige e l'Oltradige con trasfluenze anche nel bacino del T. Noce. In quest'ultimo il flusso maggiore proveniva dalla Val di Sole con contributi locali. Il ghiacciaio ricoprì le valli con grande spessore, tale da sommergere e scavalcare quasi tutte le dorsali divisorie. Durante la fase di massima espansione del LGM il ghiacciaio atesino raggiungeva quote di poco superiori ai 1800 m ad E di Malga di Romeno (1773 m), presso la quale sono stati osservati i depositi altimetricamente più elevati. Pertanto sulla catena della Mendola emergevano come *nunatak* il M. Roen (2116 m) ed il breve crinale compreso

tra Cima Roccapiana (1873 m) ed il Monticello (1857) (Craunel in Fig. 54). Sul versante opposto, lungo lo spartiacque tra la Val d'Adige e la Val di Cembra il limite era altimetricamente poco al di sopra della cima del Monte Corno (1781 m s.l.m.). Questa ricostruzione conferma sostanzialmente quella di Penck (PENCK & BRÜCKNER, 1909) (Fig. 54), mentre ritocca verso il basso quelle successive di KLEBELSBERG (1935), CASTIGLIONI *et alii* (1940) e VAN HUSEN (1987).

Durante il ritiro, la diminuzione di spessore della colata glaciale atesina è accompagnata da alcune brevi fasi di avanzata testimoniate da una serie di morene evidenti in corrispondenza dei due spartiacque tra Val d'Adige e valli di Non e di Cembra. Le prime trasfluenze a disattivarsi tra Val d'Adige e Val di Non sono

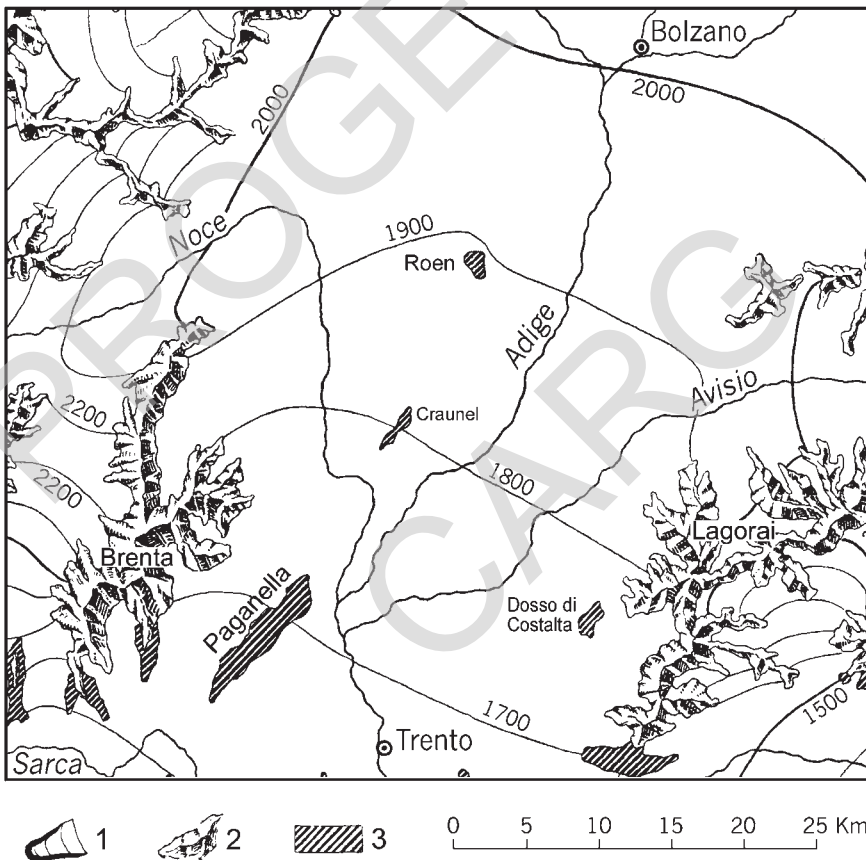


Fig. 54 – Ricostruzione della posizione raggiunta dai ghiacciai durante il Würm secondo PENCK & BRÜCKNER (1909, modificato). Legenda: 1) ghiacciai vallivi del Würm (isoipse della superficie glaciale ad intervalli di 100 m); 2) creste spartiacque con copertura nevosa; 3) zone montuose non coperte dai ghiacci.

state l'insellatura a S di Cima Battaglione (1600 m) e la zona presso il Rifugio Mezzavia (1580 m s.l.m.) dove è visibile una morena di trasfluenza dalla Valle dell'Adige. Lungo lo spartiacque tra Val d'Adige e Valle di Cembra morene di trasfluenza sono visibili sul versante ad W del Dosso del Colle, tra le quote 1580 e 1400 m, mentre un gruppo di morene sul crinale ad W di Valcava, tra 1190 e 1250 m, testimonia la trasfluenza dalla Val di Cembra verso la valle di Pinè.

Il sintema del Garda "indistinto" (SGD) è stato utilizzato per cartografare tutti i depositi correlabili con le fasi di crescita e di massima espansione del ghiacciaio atesino e con le brevi avanzate durante la prima fase della deglaciazione fintantoché esso è rimasto sostanzialmente unitario, mentre si sono distinti cinque subsistemi — tre in Val di Non-Val di Sole e due in Val d'Adige-Val di Cembra — nel momento in cui il ghiacciaio si andava frammentando in lingue secondarie con evoluzione indipendente.

In Val d'Adige e in Val di Cembra, il subsistema di Lisignago (SGD₁₂) è stato distinto per cartografare quei depositi che si sono formati a partire dal momento della disattivazione della trasfluenza tra Val di Cembra e Alta Valsugana (AVANZINI *et alii*, 2010). In Val di Non, vengono cartografati nel subsistema di Cloz (SGD₃) i depositi la cui messa in posto è posteriore alla disattivazione delle trasfluenze del ghiacciaio atesino al P.so Palade (1518 m s.l.m.) e al P.so della Mendola (1363 m s.l.m.) (Fig. 55).

In questa fase, il ghiacciaio anaune era alimentato da quello proveniente dalla Val di Sole, da ghiacciai locali (ghiacciai delle valli di Brésimo e del Rio Pescara) e da quelli provenienti dalle valli tributarie del Gruppo del Brenta (Val di Tovel, dello Sporeggio, ecc.). I subsistemi di Malè (SGD₁) e Mollaro (SGD₁₄) vengono definiti a partire dal momento in cui si assottiglia la lingua glaciale proveniente dalla Val di Sole in corrispondenza della stretta del Castelaz e inizia la fase di ritiro parossistico e di ghiaccio morto in alta Anaunia. In questa fase la trasfluenza attraverso la sella di Andalo (ca. 1000 m) è da tempo disattivata e l'unico contatto con il ghiacciaio della Val d'Adige avviene attraverso la stretta gola della Rocchetta.

I depositi di contatto glaciale del subsistema di Mollaro presentano morfologie caratteristiche dei terrazzi di *kame* con quote variabili da ca. 620 m (Pozzolin, Lago di S. Giustina) a 530 m (conoidi di *debris-flow* troncati di Campodenno, Lover e Sporminore), corrispondenti ad un livello del ghiaccio nella Piana Rotaliana di ca. 500 m s.l.m. Si può pertanto affermare che le fasi iniziali dei subsistemi di Malè, Mollaro e Lisignago siano sostanzialmente coeve, con l'ultima che precede di poco l'inizio della prima.

L'evoluzione del ghiacciaio in fase di ritiro porta, ad un certo momento, alla separazione della lingua glaciale insinuata per l'Oltradige da quella principale per la Val d'Adige. Alcune morene e cospicui depositi presenti alla base dei due versanti dell'Oltradige testimoniano questa fase. Questo stadio evolutivo è stato utilizzato come discriminante nella cartografia dei depositi tardoglaciali dell'Oltradige che, attraverso il subsistema di S. Paolo (SGD₆) vengono distinti da quelli del subsistema di Lisignago (SGD₁₂).



Fig. 55 – Sullo sfondo, la sella del Passo Mendola vista da S (Val di Non), sede della trasfluenza del ghiacciaio della Val d'Adige in Val di Non nel corso dell'ultima grande espansione glaciale.

3.1. – SINTEMA DEL GARDA (SGD)

Il sintema del Garda “indistinto”, comprende prevalentemente depositi glaciali, mentre del tutto subordinati sono gli altri depositi, tra cui soprattutto quelli di contatto glaciale.

Per i depositi glaciali, spaccati significativi si rinvencono a W di C. Porcari (Caldaro); ad E del convento di S. Floriano (Egna), presso Ponciach (fianco destro della Val di Cembra, quota 1020 m s.l.m.), lungo il Rio di S. Romedio, ad est di Romeno, in destra del Rio dei Ridi, sotto Revò, in loc. Salvanel (sinistra Pescara). I depositi hanno carattere praticamente ubiquitario presentando grande continuità di estensione nelle aree ad altopiano quali ad es. Favogna, Corona, Cles-Termon, mentre sono ridotti a piccole placche nelle zone più acclivi, soggette ad erosione.

I *till* d'alloggiamento sono formati da *diamicton* massivi, generalmente sovraconsolidati, a supporto di abbondante matrice limoso-sabbiosa, di colore variabile dal grigio brunoastro (Oltradige), al giallastro (Val di Sole; Val di Non, versante destro), al bruno-bruno rossastro (Val di Non, versante sinistro), sino al rosa (Cortaccia), essendo influenzato dal colore dalle formazioni rocciose interessate dai processi di esarazione glaciale. Essi contengono clasti eterometrici a spigoli smussati, spesso striati, sfaccettati o rotti. In Oltradige, i clasti sono spesso da arrotondati a molto arrotondati, altrove tendono a prevalere i clasti spigolosi anche con forme sfaccettate poco evolute. La composizione litologica riflette quella

delle aree di provenienza. In Oltradige, la grande abbondanza di clasti cristallini (paragneiss, micascisti, anfiboliti, ecc.) ricalca sostanzialmente quella delle sottostanti ghiaie di Caldaro. A Cortaccia, abbondano nettamente le dolomie. In Val di Non, le litologie sono prevalentemente carbonatiche (60-90%), dominate da dolomie, con subordinati calcari, calcari marnosi e marne, e subordinatamente esotiche (15-35%) costituite da metamorfiti (gneiss, filladi, micascisti), porfidi e granitoidi, generalmente tonaliti. Queste ultime sono diffuse (percentuali fino al 10-15%), soprattutto sul versante destro della valle interessato più direttamente dal flusso glaciale proveniente dalla Val di Sole. In quest'ultima i clasti sono composti prevalentemente da filladi (40%) e carbonati (40%), con scarse porfiriti (15%) e granitoidi del Monte Croce (5%). A valle della confluenza con la Val di Sole, procedendo da N verso S, gli esotici diventano meno frequenti e i carbonati possono essere particolarmente abbondanti (90-95 %). In Val di Cembra, prevalgono i clasti porfirici (60-90 %), mentre sono subordinate le dolomie (5-25 %) e scarsi i graniti, i basalti, le metamorfiti ed i calcari.

Lo spessore dei *till* d'alloggiamento è in genere di alcuni metri: in Oltradige, lo spessore massimo è stimabile in circa 10-20 m, mentre in Val di Non può essere maggiore (30-40 m).

I *till* d'ablazione sono composti da *diamicton* massivi, a supporto di matrice sabbioso-limosa, di colore brunoastro, da non sovraconsolidati a poco consolidati; lo scheletro è formato da clasti e massi eterometrici da subangolosi a subarrotondati, di provenienza prevalentemente locale. Pochi i casi osservati di depositi composti da *diamicton* massivi, a supporto di clasti. In confronto con i *till* d'alloggiamento i *till* d'ablazione presentano mediamente un più elevato contenuto di clasti (30-40 %), con matrice relativamente più grossolana.

I *till* indifferenziati sono cartografati soprattutto dove mancano o scarseggiano gli affioramenti o dove si presentano entro breve spazio tipi diversi di *till*; si tratta di *diamicton* massivi, con clasti di dimensioni variabili da ghiaie a blocchi, a spigoli spesso smussati e talora striati, in matrice limoso-sabbiosa.

In varie località dove sono disponibili buoni affioramenti, è possibile osservare *till* d'ablazione sovrapposti a quelli d'alloggiamento: lo spaccato presente su di un solco in erosione sul versante ad E del convento di S. Floriano (Egna), oltre a ciò, consente di vedere anche il contatto alla base e al tetto del sintema del Garda. I rapporti stratigrafici tra i depositi glaciali di diversa provenienza sono stati osservati nello sbancamento per la costruzione della palestra della scuola di Revò (Val di Non) dove i *till* dell'Alta Anaunia, con abbondante matrice limoso-argillosa rossastra si interdigitano con quelli della Val di Sole, con matrice da grigia a verdastra, e sono entrambi ricoperti con contatto erosivo dai depositi glaciali "tardoglaciali" del subsintema di Malè (cfr. Fig. 61).

I depositi di contatto glaciale hanno un'estensione più limitata: i principali affioramenti sono in Val di Non ed in Val di Cembra.

In Val d'Adige a NE di Sella, alla base del rilievo porfirico su cui sorge tale località, sono presenti strati clinostratificati marcati da una grande varietà di facies su breve distanza, tra cui *diamicton* a supporto di matrice massivi, ghiaie

sabbiose, inoltre limi e sabbie laminate: i sedimenti fini sono presenti sia in strati intercalati che in corpi dalla geometria irregolare.

In Val di Cembra, nella zona di Valcava, i depositi di contatto glaciale danno luogo ad un terrazzo posto a 900-930 m di quota. I depositi sono formati da sabbie medie, laminate, di colore bruno, transizionali verso l'alto a strati sottili di sabbie fini, alternati a limi e limi argillosi. Sopra Grauno e allo sbocco della valle del Rio dei Molini i depositi formano numerosi terrazzi posti tra le quote 1000 e 1150 m. Sebbene la porzione superiore dei depositi che conservano talora l'originale morfologia deposizionale testimoni un'età connessa all'ultimo evento glaciale, è possibile che le porzioni più profonde precedano il LGM e sarebbero ascrivibili pertanto al supersintema di Nogarè. Sempre in Val di Cembra, sul versante destro, sono presenti *depositi fluvio-glaciali* soprattutto a monte di Valda, allo sbocco della valletta di Maso Greggion. Si tratta di ghiaie sabbiose grossolanamente stratificate, ad elementi arrotondati prevalentemente vulcanici, con subordinati carbonati e rari ciottoli cristallini. Le dimensioni medie dei clasti sono comprese tra 5 e 15 cm. A Ponciach i depositi di contatto glaciale si rinvengono a valle della morena insinuata di quota 1020 m.

Depositi glacio-lacustri affiorano in Oltradige, a nord del Museo del vino di Caldaro, tra i 350 e i 380 m di quota. Si tratta di limo massivo o debolmente laminato, di colore bruno grigiastro (2.5Y 5/2), con sottili intercalazioni di sabbie a debole gradazione diretta ed inclusi ghiaiosi da scarsi a comuni, talora striati, localmente transizionali a dei diamicton, alcuni dei quali sono classificabili come *till* d'alloggiamento. Non mancano alcuni livelli più schiettamente ghiaiosi. Tra le strutture osservate vi sono *dropstone* (Fig. 56), strutture "a fiamma", corpi lenticolari o caotici, ecc. Livelli di depositi glaciolacustri, più sottili, non cartografabili, sono presenti anche in altre località dell'Oltradige. Se il significato in termini di ambiente di sedimentazione è inequivocabile, non così si può dire per quanto riguarda la collocazione cronologica di questi sedimenti all'interno dell'ultimo evento glaciale. Secondo SCHOLZ *et alii* (2005) i depositi testimonierebbero la sedimentazione ai margini della lingua glaciale dell'Oltradige in fase di ritiro e dunque farebbero parte di un complesso di *kame* o addirittura di un terrazzo di *kame*, la cui sedimentazione sarebbe avvenuta nel corso del tardoglaciale. Per gli scriventi, data la continuità di sedimentazione con i *till* d'alloggiamento presenti alla base ed al tetto dei depositi in esame, l'assenza di discontinuità significative all'interno della successione e, ancor più, di morfologie d'accumulo, è più corretto pensare ad un ambiente di sedimentazione glacio-lacustre subglaciale, che può essersi sviluppato anche in una fase più antica, non necessariamente tardoglaciale. Si sottolinea inoltre come la morfologia dell'area sia del tutto analoga a quella del territorio posto più a nord, caratterizzato da modellamento subglaciale, con forme di aspetto di *drumlin* (AVANZINI *et alii*, 2007, pag. 121). Si stima che lo spessore dei depositi vari da circa 1 m ad alcune decine di m.

Nei depositi glaciali il grado di alterazione dei ciottoli è variabile. Ad es. in Val di Non i ciottoli tonalitici sono in genere arenitizzati, mentre quelli metamorfici sono frequentemente molto alterati o fragili, ma non sono rari i ciottoli ben conservati. I



Fig. 56 – Dropstone in depositi glacio-lacustri a N del Museo del vino di Caldaro (sintema del Garda ind.).

ciottoli carbonatici hanno generalmente un *cortex* sub-millimetrico e patine di alterazione lungo le fratture, ma le loro condizioni sono molto variabili, essendoci sia ciottoli molto alterati, sia ciottoli pressoché inalterati. I porfidi sono generalmente poco alterati e presentano patine di ossidazione lungo eventuali fratture interne.

Il paesaggio dell’altopiano di Corona e di Favogna (Cortaccia), conserva tracce della morfologia originaria lasciata dal ghiacciaio atesino dopo il suo ritiro. Essa è tipicamente di ambiente subglaciale ed è marcata dalla presenza di dossi montonati in roccia, con copertura di *till* d’alloggiamento discontinua, che lascia localmente intravedere striature e solchi glaciali. Aspetto analogo ha il rilievo di Castelveter, dove tuttavia abbondano anche depositi più recenti, legati alla dinamica postglaciale.

In bassa Anaunia il vasto ripiano tra Cles e Termon è caratterizzato dalla presenza di una coltre continua di depositi glaciali e di contatto glaciale. Su questi depositi è modellato un esteso campo di *drumlin*, presenti sia in gruppi che in dossi isolati allungati in direzione N-S, conformemente alla direzione del flusso glaciale. Le forme più sviluppate sono il Doss de Pez e il Dosso di Maiano, ad E di Cles, il Doss di Loreti ad E di Tuenno (costituito da tre *drumlin* rettilinei paralleli) e il Doss Luch, a E di Cunevo (forma complessa dovuta alla coalescenza di 2-3 *drumlin*) che presentano lunghezze di oltre 1 km, larghezze da 150 a 300 m e altezze fino a 40-50 m (Fig. 57). Tutti i *drumlin* sono caratterizzati da un profilo longitudinale asimmetrico con il lato sopraflusso (N) ripido e quello sottoflusso

glaciale che sfuma nella piana circostante. I campi a *drumlin* sono limitati al versante destro della Val di Non. Sul versante opposto i *drumlin* sono rari. Le depressioni tra i *drumlin* sono spesso parzialmente riempite da depositi alluvionali e di contatto glaciale pertinenti al subsistema di Mollaro.

Il ritiro del ghiacciaio atesino a seguito del massimo LGM è interrotto da alcune brevi fasi di riavanzata testimoniate da una serie di morene evidenti in corrispondenza dei due spartiacque tra Val d'Adige e valli di Non e di Cembra. Le prime transfluenze a disattivarsi tra Valle dell'Adige e Val di Non sono state le insellature lungo il crinale tra il Passo della Mendola e Cima Roccapiana, come quella a quota 1596 tra Cima Battaglione e Corno del Cervo e la zona presso il Rifugio Mezzavia (1580 m s.l.m.) dove è visibile una morena di transfluenza dalla Valle dell'Adige. Lungo lo spartiacque tra Val d'Adige e Valle di Cembra morene di transfluenza sono visibili sul versante W del Dosso del Colle tra le quote 1580 fino a 1400 m, mentre una serie di morene tra 1190 e 1250 m sul crinale ad ovest di Valcava testimonia la transfluenza dalla Val di Cembra verso la valle di Pinè.

In Val di Non sono pure da segnalare una serie di piccole morene sul ripiano a S di Val di Verdes, poste tra i 1250 ed i 1280 m di quota, ed in località Malga Spora Piccola, in Val di Sporeggio, tra i 1300 e i 1350 m.

In Val d'Adige una serie complessa di piccole morene laterali destre si individua sul ripiano di Malga Mezzocorona, tra le quote 1000 e 1030 m. Più a N vi è da segnalare la morena presente presso Malga Cislón, a 1240 m di quota, con an-



Fig. 57 - Panoramica da Castel Corona sui terrazzi della Bassa Anaunia: nella parte centrale verso sinistra è evidente il *drumlin* complesso del Doss Luch, sullo sfondo le cime del Roen (2116 m, al centro) ed il crinale Corno di Tres - Roccapiana (a destra).

damento planimetrico circa NW-SE, classificabile come morena laterale sinistra del ghiacciaio atesino. Una seconda, di modestissimo sviluppo, è presente a nord di Corona, presso Maso Clave, a circa 856 m di quota.

Di significato discusso è il lungo argine posto di fronte a Caldaro (in parte fuori carta), ad ovest della Valle Fuscalai, al cui significato è già stato accennato in precedenza (si veda § III). Esso è stato descritto da Penck (PENCK & BRUCKNER, 1909) come morena laterale sinistra della lingua che nel Tardoglaciale era rimasta separata, ad W del Monte di Mezzo, dalla colata principale. Altri Autori l'hanno considerata addirittura come morena mediana (EBERS, 1972). Più recentemente (SCHOLZ *et alii*, 2005) è stata interpretata come un terrazzo di *kame*. Nell'area mancano i buoni affioramenti e finché non sarà possibile avere dei dati più precisi e significativi, soprattutto del sottosuolo, il problema rimarrà aperto. In ogni caso i depositi più diffusi in superficie sono i *till* d'alloggiamento, pertanto sembra più plausibile l'interpretazione di KLEBELSBERG (1926), che la considera come una forma primariamente d'erosione.

Informazioni sullo sviluppo in profondità dei depositi glaciali provengono da un sondaggio a carotaggio continuo eseguito in Val di Non, a SE dell'abitato di Spormaggiore (quota 545 m s.l.m.), in corrispondenza della frana che ha interessato il versante in destra idrografica del T. Sporeggio. Il sondaggio (Fig. 58) ha raggiunto il substrato roccioso a -94,5 m.

L'analisi di facies e stratigrafica combinate a 5 datazioni AMS ^{14}C hanno consentito di interpretare l'intera successione quaternaria, qui suddivisa in quattro unità informali descritte dal basso verso l'alto (Fig. 58):

- Unità 1 (94,6÷93,0 m dal p.c.): diamicton massivo a supporto di clasti carbonatici. Al tetto è presente un suolo sepolto contenente carboni, datato a 39.400 ± 800 anni BP (UtC-13365, profondità -93,6 m).
- Unità 2 (93,0÷90,9 m dal p.c.): ghiaie e ghiaie sabbiose.
- Unità 3 (90,9÷49,5 m dal p.c.): argille ed argille limose con intercalazioni di sabbie e sabbie limose e con subordinati livelli di diamicton massivi a supporto di matrice. Tra 82,5 e 72,5 m si rinviene una sequenza di sabbie, sabbie ghiaiose e ghiaie a clasti carbonatici. Nei livelli argillosi sono comuni le laminazioni sia piano-parallele sia convolute, in alcuni casi organizzate in ritmiti. In altre parti l'argilla forma orizzonti massivi cui si alternano livelli centimetrici o decimetrici a gradazione normale con base sabbiosa e tetto argilloso o argilloso-limoso. Sono state effettuate due datazioni AMS ^{14}C su un frammento ligneo alla profondità di -89,95 m (UtC-13343, età 24.100 ± 150 anni BP) e su un livello a carboni alla profondità di -73,00 m (UtC-13345, età 23.000 ± 140 anni BP) che definiscono un tasso di sedimentazione elevato, di ca. 15 m/ka. Questo valore, in mancanza di altre date al contorno, è da considerarsi indicativo in quanto sia i carboni che il frammento ligneo possono avere un'età sensibilmente più vecchia del momento della deposizione all'interno della sequenza.
- Unità 4 (49,5÷0,0 m dal p.c.): diamicton massivi a supporto di matrice (85-90%) limoso-argillosa. I clasti, da subangolosi a subarrotondati, provengono

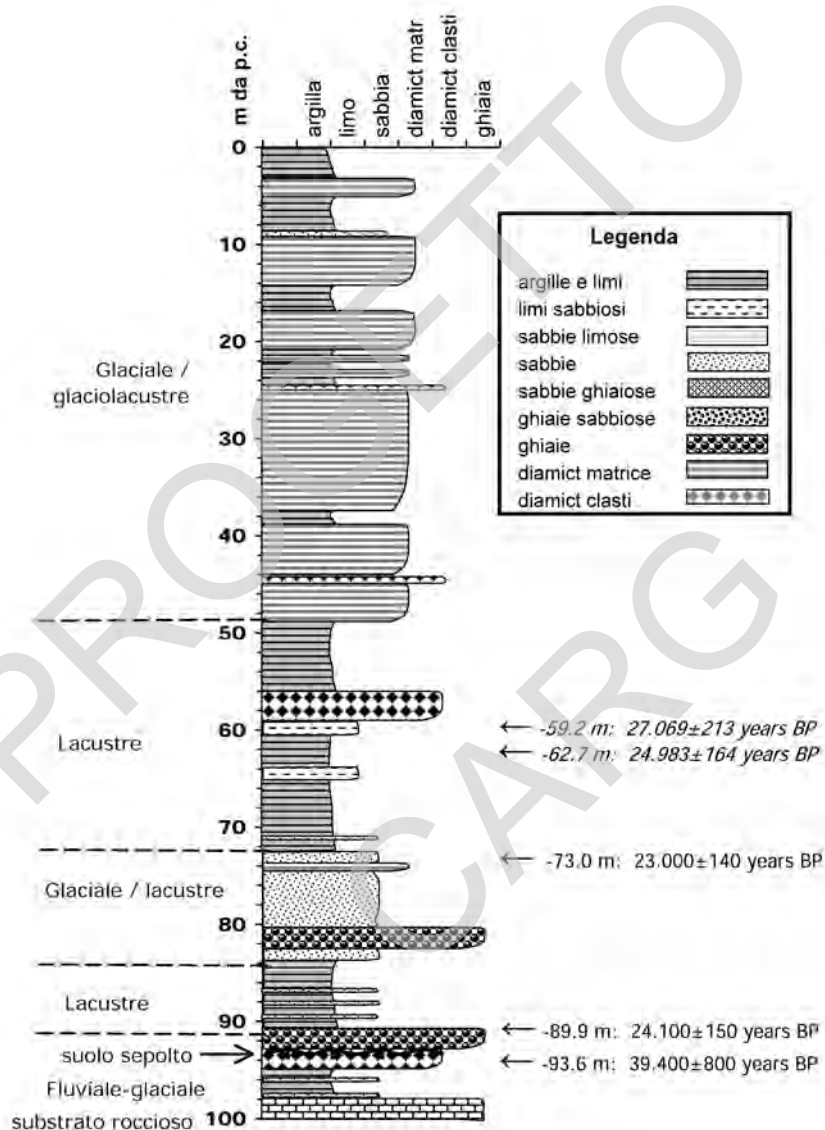


Fig. 58 – Stratigrafia sintetica del sondaggio “Spormaggiore 4” posto a SE di Spormaggiore (Val di Non), in cui viene attraversata una successione di depositi di varia natura, correlabili con il LGM ed in epoca precedente (vd. testo). A destra sono riportate le datazioni C-14: le due date riportate in corsivo (-59.2 e -62.7), effettuate su sostanza organica diffusa, sono state scartate in quanto inaffidabili.

in prevalenza dal Gruppo dei Calcari Grigi (>80%) e subordinatamente dalla Scaglia Rossa, con rari clasti porfirici e metamorfici, solitamente concentrati in singoli livelli. Ai diamicton si alternano argille limose del tutto simili alla matrice dei diamicton, e che si distinguono da questi solamente per la minor percentuale di clasti, solitamente intorno al 5%. Sono presenti, inoltre, sottili livelli di sabbie, ghiaie e diamicton a supporto di clasti. Due datazioni AMS ^{14}C eseguite sulla materia organica diffusa nel sedimento alle profondità di -59.2 (UtC-13363, età 27069 ± 213 anni BP) e -62.7 m (UtC-13364, età 24983 ± 164 anni BP) hanno rivelato un'inversione stratigrafica nell'età. Essendo le datazioni su materiale organico diffuso alquanto problematiche è molto probabile che queste ultime siano contaminate e, pertanto, sono state scartate nella ricostruzione cronologica.

In termini di facies e paleogeografia l'unità 1 è interpretabile come *till* d'ablazione o dubitativamente come deposito di *debris-flow*, mentre l'unità 2 definisce l'instaurarsi di un ambiente alluvionale/fluvioglaciale che costituisce la base di una nuova successione sedimentaria separata da quella sottostante da un suolo sepolto.

La successione soprastante (unità 3 e 4) è correlabile con un ambiente lacustre di contatto glaciale creato dall'avanzata della lingua glaciale della Val di Non (fase anaglaciale LGM) attestata intorno alla quota 500-600 m s.l.m., e che pertanto ancora non trasfluiva in Val d'Adige dalla sella di Andalo, ma si riversava in essa attraverso la gola della Rocchetta. Il ghiacciaio stazionava nella bassa valle del T. Sporeggio sbarrando un bacino lacustre che doveva estendersi per circa 2 km a monte dell'abitato di Spormaggiore. In questo bacino si riversavano gli apporti torrentizi dello Sporeggio, caratterizzati da litologie calcaree prevalenti, uniti ad episodiche avanzate del ghiacciaio, responsabili dei livelli di diamicton all'interno della successione lacustre. In base alle datazioni ^{14}C si può collocare la "Fase LGM di Spormaggiore" tra 24.1 e 23 ka BP (età non calibrate).

Il limite inferiore del sintema del Garda è in genere erosivo con il substrato roccioso o con i sedimenti quaternari più antichi. La locale preservazione, seppur parziale, del suolo presente al tetto dei depositi del sintema di Caldaro (Fig. 59) indica che localmente il ghiacciaio atesino ha operato unicamente rimodellando la superficie preesistente, che viene a conservarsi "a grande scala".

Il limite superiore con il sintema Postglaciale Alpino è inconforme oppure non conosciuto (fondovalle dell'Adige). Il top deposizionale, ove non interessato da fenomeni erosivi, è caratterizzato dalla presenza di un suolo che, alle quote meno elevate, ha spessore solitamente inferiore al metro, ma con orizzonti pedologici ben differenziati e colore Munsell 7.5YR dell'orizzonte B, per i suoli non litocromici. I depositi sono solo occasionalmente cementati, sempre in modo blando e non pervasivo, e presentano solitamente morfologie ben conservate.

In numerose località i sedimenti dei subsintemi inclusi nel sintema del Garda poggiano sui depositi indistinti della stessa unità: dove osservabile il limite avviene attraverso una superficie erosiva priva di particolari attributi.

Il sintema del Garda essendo correlato al *Last Glacial Maximum* viene inquadrato nel Pleistocene superiore *p.p.*



Fig. 59 – In alto contatto inconforme tra il till d'alloggiamento del sintema del Garda (sopra) con i depositi di origine mista del sintema di Caldaro (sotto); al tetto di questi ultimi è localmente conservato un suolo debolmente eroso; in basso dettaglio dell'immagine in alto. Località valle a N di C. Porcari – Caldaro.

3.2. – SUBSINTEMA DI CLOZ (SGD₃)

In quest'unità, istituita sul contiguo foglio "Appiano" (AVANZINI *et alii*, 2007), vengono cartografati i sedimenti deposti in una fase di poco successiva all'acme del LGM, a partire dal momento della disattivazione delle transfluenze del ghiacciaio dell'Adige attraverso i passi delle Palade e della Mendola.

In alta Anaunia, data l'assenza di ghiacciai locali, con la disattivazione di tali transfluenze il livello raggiunto dal ghiaccio era controllato dall'alimentazione proveniente dalla Val di Sole e dalle valli di Brésimo e del Rio Pescara, a monte del crinale del M. Ozol (fuori foglio). Il livello di base locale, controllato dalla presenza del ghiacciaio, condizionava la formazione di potenti accumuli di *debris-flow* nelle valli in sinistra Anaunia (Valle Avena, Val di Verdes, Val Rodeza). Via via che il livello del ghiaccio diminuiva i depositi venivano progressivamente erosi andando ad alimentare i terrazzi di *kame* nella parte centrale della valle (Romeno, Malgolo, Romallo). Viceversa, sul fianco destro della Val di Non il flusso glaciale era alimentato anche dalle colate glaciali provenienti dai rilievi del Gruppo del Brenta che continuavano a trasportare detrito glaciale. Le pulsazioni di questi ghiacciai "locali" sono probabilmente responsabili della formazione di una serie di morene laterali a monte di Mèchel (tra le quote 950 e 1100 m), sul ripiano ad W del Dosso Corona (tra le quote 1150 e 1200 m) e sotto Malga Spora Piccola (tra le quote 1050 e 1180 m). Con la diminuzione e l'arresto del flusso glaciale dalle valli laterali del Gruppo di Brenta ed il progressivo ritiro del ghiacciaio anaune si passa ad una prevalente sedimentazione di depositi misti (di *debris-flow* e di valanga) e di contatto glaciale lungo tutta la fascia di raccordo tra versante e fondovalle.

Depositi alluvionali e di contatto glaciale

I principali affioramenti sono tra Amblar e Romeno e ad E di Romallo. La sezione di riferimento corrisponde allo spaccato di cava presente a S del terrazzo di *kame* presente lungo il Rio S. Romedio, in località Nozari (quota 920 m).

I depositi sono formati da strati spessi di ghiaia intervallati da strati medi di sabbie e limi. Le ghiaie, localmente pulite, presentano tessitura a supporto di clasti e matrice sabbiosa; i clasti hanno dimensioni medie comprese tra 1 e 4 cm e dimensioni massime di 15 cm e sono composti da dolomie subangolose (70%), porfidi (10%), metamorfiti (10%) e quindi da granitoidi e da litotipi provenienti dalla Scaglia Rossa e dalla Formazione di Werfen. I porfidi e specialmente i granitoidi sono molto alterati, mentre solo i clasti di dolomie arrotondati presentano una sottile patina di decarbonatazione. I depositi presentano cementazione a carattere diffuso, con cementi a menisco di ambiente vadoso. La parte inferiore del deposito è costituita da un *diamicton* massivo a supporto di clasti, con matrice formata da sabbia grossolana e ghiaia fine; la frazione clastica non supera i 40 cm di diametro e presenta composizione analoga a quella del soprastante intervallo. L'assetto è tabulare e nel complesso la sequenza è di tipo *fining upward* con la parte inferiore a granulometria più grossolana e mal stratificata, dovuta

a processi di trasporto in massa, mentre la parte superiore rappresenta la piana alluvionale sostenuta dal ghiacciaio. Lo spessore massimo dei depositi è di una decina di metri.

Ulteriori depositi di contatto glaciale si rinvergono in bassa Anaunia soprattutto nella fascia altimetrica compresa tra 600 e 450 m. Due generazioni di terrazzi di *kame* sono presenti ad E di Taio ed a N di Segno. A Nosino, sotto il Castello di Thun, alcuni sondaggi meccanici hanno attraversato una serie di depositi di contatto glaciale, composti prevalentemente da limi sabbiosi ed argille con spessore compreso tra 5,5 e 12,5 m. Ad E di Vigo d'Anaunia (Fig. 60), ad una quota di circa 580 m, sono presenti da 1 a 3 m di sabbie e limi laminati caratterizzati dalla presenza di strutture da carico; i depositi poggiano con contatto inclinato su *till* d'alloggiamento del sistema del Garda e sono coperti da sedimenti di trasporto in massa.

Sul fianco destro della Val di Non sono da segnalare i depositi presenti ad E di Terres, in località Malovarza, per i quali è da rimarcare la presenza di faglie dirette dovute al collasso dei sedimenti dopo la fusione del ghiaccio, e quelli presenti sulla strada per Dosso Corona (loc. Sopra Pietra, quota 950 m).



Fig. 60 - Depositi di contatto glaciale del subsistema di Cloz (SGD₃) costituiti da depositi di trasporto in massa alternati a livelli in facies alluvionale e lacustre. Vigo d'Anaunia, sponda destra del Rio Rinassico, quota 613.

Depositi di origine mista (torrentizi e/o da debris-flow e/o di valanga) e di debris-flow

Affiorano nella parte alta della Valle Avena e della Val di Verdes (alta Anaunia), dove possono essere individuate sezioni di riferimento, presso Tuennetto, presso Toss, ad E di Vigo d'Anaunia, in corrispondenza dell'abitato di Campodenno e poco più a S (loc. Palù Longa).

I depositi sono costituiti da *diamicton* massivi, a supporto di clasti di composizione quasi interamente dolomitica; la matrice è di natura ghiaioso-sabbiosa. In alta Val d'Avena e in Val di Verdes i depositi danno luogo a conoidi ampiamente erosi e terrazzati. In particolare in località Molini di Verdes, a partire da quota 1050 m, si possono osservare 3 generazioni di conoidi di *debris-flow* incastrati a quote diverse. I depositi presenti in questa località erano alimentati da apporti provenienti soprattutto dal versante a SW del Monte Roen. Gli spessori complessivi dei depositi, classificabili come depositi di origine mista, sono qui stimabili in oltre 30-40 m.

Depositi di *debris-flow* affiorano in due aree in erosione sulla sponda destra del rio Rinassico, dove sono incastrati, attraverso un contatto di tipo erosivo, entro i depositi glaciali del sintema del Garda. Nel primo affioramento si tratta di ghiaie, organizzate in strati di 30-50 cm di spessore, contenenti ciottoli eterometrici, a diversa granulometria e selezione; tra i clasti prevalgono i ciottoli dolomitici (70%), quindi i clasti calcareo-marnosi (25 %) ed, in netto subordine, quelli vulcanici e metamorfici (5%). Nel secondo caso il corpo di *debris-flow* è caratterizzato da sequenze da trasporto in massa grossolane (ghiaie e ciottoli dolomitici subangolosi) alternati ad episodi di decantazione (depositi massivi, a supporto di matrice limoso-sabbiosa, con clasti dolomitici subangolosi e presenza di clasti con strie glaciali) e trattivi (sabbie fini e sabbie medie alternate a sabbie limose laminate).

Presso Tuennetto e Toss i depositi sono formati da ghiaie massive, con strati a tessitura aperta; i clasti sono arrotondati, di composizione carbonatica, generalmente poco alterati. Morfologicamente si individuano lembi di conoidi fortemente rimodellati ed incisi.

Lo spessore complessivo dei depositi del subsintema di Cloz supera i 30-40 metri.

Il limite inferiore è erosivo sul substrato roccioso o inconforme sul sintema del Garda indistinto, il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il subsintema di Mollaro ed il sintema Postglaciale Alpino.

Il subsintema è inquadrato nella parte finale del Pleistocene superiore *p.p.* ("Tardoglaciale" Auct.).

3.3. – SUBSINTEMA DI MALÈ (SGD₁)

Nel subsintema di Malè, descritto nel contiguo foglio "Malè" (DAL PIAZ *et alii*, 2007), sono cartografati i depositi correlabili con le ultime fasi di avanzata dei ghiacciai della Val di Rabbi-bassa Val di Sole e delle valli del Rio Pescara e

di Brésimo. In Val di Sole il subsistema corrisponde a due generazioni di conoidi sospesi sul fondovalle attuale del T. Noce (cfr. foglio 42 Malè, DAL PIAZ *et alii*, 2007, pp. 85-86). Sul presente foglio l'unità in esame viene definita a partire dal momento in cui si assottiglia drasticamente la lingua glaciale proveniente dalla Val di Sole in corrispondenza della stretta del Casteliz e inizia la fase di ritiro parossistico in alta Anaunia. Alla fase di ritiro fa seguito una breve riavanzata che porta la lingua della Val di Sole a sbarrare la Valle del Rio Pescara causando la formazione di un lago marginoglaciale nel tratto terminale della valle, documentato da un livello di limi laminati intorno alla quota 690 m. In questa fase, corrispondente alla prima generazione di conoidi in Val di Sole, si ha anche la riavanzata del ghiacciaio della Val di Brésimo documentata da un orizzonte di sedimenti di contatto glaciale intensamente deformati, osservabili alla base del terrazzo di Livo. Segue una fase di stazionamento della fronte del ghiacciaio della Val di Sole presso Mostizzolo, con la creazione di un lago marginoglaciale nel tratto terminale della Val di Brésimo, documentato da un livello continuo di limi laminati alla base del terrazzo di Cis intorno alla quota 600 m. A questa fase fa seguito un'ulteriore breve riavanzata, durante la quale avviene la formazione del terrazzo di Cis (660-680 m), correlabile con la seconda generazione di conoidi in Val di Sole, nonché con quelli relativi alla fase "Mollaro" in bassa Anaunia.

Il subsistema comprende depositi glaciali, fluvioglaciali, glaciolacustri e di contatto glaciale che si sono accumulati a monte della dorsale M. Ozol-Cagnò-Casteliz-M. di Cles che divide l'alta Anaunia con le valli di Sole, di Brésimo e del Rio Pescara.

Depositi glaciali

Till d'alloggiamento ed indifferenziati sono diffusi ad W di Revò, sul versante orientale della dorsale del M. Ozol. Gli affioramenti più significativi sono stati osservati a Revò, in corrispondenza dello scavo della nuova palestra (Fig. 61). Qui sui *till* d'alloggiamento dell'alta Anaunia e della Val di Sole (sintema del Garda ind.), tra loro interdigitati, poggia, con limite netto erosivo, un ulteriore *till* d'alloggiamento, litologicamente differenziabile dai precedenti. Si tratta infatti di *diamicton* massivo a supporto di abbondante matrice limoso-sabbiosa, di colore bruno giallastro, con screziature pervasive grigiastre. I clasti sono costituiti da prevalenti carbonati, con subordinate porfiriti, tonaliti e metamorfiti. Lo spessore di questo *till*, che testimonia la riavanzata della lingua della Val di Sole, è di 5-10 m.

Till attribuiti a quest'unità sono presenti allo sbocco della Val Pescara, in località Salvanel, con spessori di oltre 30 m. Si tratta di *diamicton* massivo, a supporto di matrice limoso-sabbiosa rossastra, con clasti prevalentemente carbonatici (60%), subangolosi o appena smussati, talora striati, ed in minor misura esotici (25% porfiriti e 15% metamorfiti), presumibilmente provenienti dalla Val Pescara. Altri affioramenti sono lungo la strada Revò-Proves.



Fig. 61 - Scavo per la costruzione della nuova palestra di Revò. In basso a destra till d'alloggiamento a matrice rossastra dell'Alta Anzunia (SGD) interdigitato con quello a matrice grigia della Val di Sole (sopra e a sinistra). Verso l'alto è evidente il limite erosivo (linea tratteggiata rossa) con il till d'alloggiamento del subsistema di Malè (SGD₁).

Depositi glaciolacustri

Affiorano allo sbocco della Val Pescara e della Val di Brésimo in due fasce a quote differenti.

In Val Pescara sono presenti sul versante sinistro in località Salvanel (Fig. 62), tra le quote 685 e 695 m, sul margine N del foglio. Si tratta di sabbie limose, debolmente ghiaiose, sovraconsolidate, di colore grigio-giallastro, contenenti sottili intercalazioni di limi laminati. I clasti prevalentemente centimetrici sono formati soprattutto da tonaliti e carbonati. L'unità, che raggiunge uno spessore massimo di 10 m, termina bruscamente verso E, poco prima dell'abitato di Cagnò. Inferiormente essa poggia su *till* d'alloggiamento (sintema del Garda ind.), mentre il limite superiore è erosivo con i depositi glaciali del subsistema di Malè.

Allo sbocco della Valle di Brésimo i depositi glaciolacustri affiorano lungo la strada che da Mostizzolo risale verso Livo attorno a quota 600 m. Si tratta di sabbie fini micacee alternate ad argille laminate. I depositi, fortemente sovraconsolidati, presentano uno spessore massimo di circa 10 m e si assottigliano verso S fino a sparire nei pressi del Ponte di Mostizzolo. Essi poggiano con limite inconforme sui depositi fluvioglaciali del sintema del Rio Barnes, mentre il limite superiore è erosivo con la seconda sequenza deposizionale dei depositi fluvioglaciali del subsistema di Malè (vd. *infra*).

Come discusso in precedeza, i due livelli glaciolacustri documentano lo sbarramento della Val Pescara e, successivamente, della Val di Brésimo da parte del ghiacciaio della Val di Sole.



Fig. 62 - Depositi glaciolacustri (subsistema di Malè) a quota 690 m in località Salvanel (sinistra Val Pescara): dettaglio delle facies sabbioso-limose.

I depositi fluvioglaciali di Cis-Livo

Sono presenti in corrispondenza dei terrazzi di Cis e di Livo (quote tra 600 m e 750 m), e sul ripiano di Cagnò (quote tra 620 e 680 m). I terrazzi di Cis e Livo sono dovuti alla sovrapposizione di due sequenze sedimentarie legate a due distinti momenti durante la deglaciazione seguita al LGM. La più antica, corrispondente alla prima serie di terrazzi della Val di Sole ed alla fase “Cles” in Val di Non (subsistema di Mollaro), affiora a Cis al di sopra della quota 690 m e a Livo (Scanna) sopra la quota 665 m. La seconda, che appoggia in *onlap* sulla prima, assottigliandosi lateralmente, è rappresentata dal terrazzo principale di Cis, l'unico elemento ad aver ben preservata l'originale superficie deposizionale che si sviluppa tra le quote 685 e 660 m, e sul terrazzo di Livo (Scanna) tra le quote 665 e 640 m. Queste morfologie si correlano con la seconda generazione di conoidi in Val di Sole e, verso valle, con le piane alluvionali di contatto glaciale di Pozzolin, Banco e Sanzeno (subsistema di Mollaro, fase “Mollaro”).

Prima sequenza deposizionale.

La base è rappresentata dall'orizzonte di sedimenti glaciolacustri che si rinvencono su entrambi i fianchi della Val Pescara intorno alla quota 690 m. In alcune zone questo primo livello lacustre è assente e le ghiaie di questa sequenza poggiano direttamente su quelle del sistema del Rio Barnes rendendone la distinzione alquanto problematica (terrazzo di Cis), o su una fascia discontinua di sedimenti di contatto glaciale (terrazzo di Livo sotto Varollo). Uno scavo a Cis (quota 710 m) ha permesso di valutare lo spessore delle ghiaie di questa sequenza in oltre 30 m. Si tratta di ghiaie da massive a grossolanamente stratificate, alternate a sabbie medio-grossolane a stratificazione incrociata (Fig. 63). I clasti hanno diametro medio pari a 1-4 cm e diametro massimo di 20 cm; comprendono una frazione prevalente (60-70 %) a basso grado di arrotondamento, costituita da litotipi carbonatici, mentre la frazione rimanente è costituita da clasti cristallini (metamorfiti e tonaliti) da subarrotondati ad arrotondati. Tra i clasti extrabacinali sono presenti anche clasti di Calcare di Zu e della Formazione di Werfen. Solo una piccola parte (20 %) dei clasti è alterata. Presso il terrazzo di Livo, a quota 720 m, la parte alta di quest'unità è transizionale con un corpo di sabbie fini, talora limose, di colore giallo brunastro, di spessore inferiore ai 10 m.



Fig. 63 - La successione fluvioglaciale del subsistema di Malé nella parte alta del terrazzo di Cis.

Seconda sequenza deposizionale.

Si osserva chiaramente alla base del terrazzo di Cis, presso il ponte di Mostizzolo. La sequenza inizia con il livello di sedimenti glaciolacustri di quota 600 m sopra descritti, cui fa seguito una sequenza di ghiaie grossolane, a stratificazione orizzontale, potente circa 40-50 m, superiormente transizionali a sabbie da medie a fini (sequenza *fining upward*). La composizione e le dimensioni dei clasti sono simili a quelle delle ghiaie della prima sequenza fluvioglaciale. In uno scavo presso Scanna si sono osservati oltre 4 m di sabbie medie e fini, micacee, di colore grigio-giallastro, a stratificazione piano-parallela, con intercalazioni di limi. Lo spessore massimo di questo corpo sabbioso è stimato intorno ai 15-20 m.

Depositi di contatto glaciale

Sedimenti di contatto glaciale di zona proglaciale (*ice-contact proglacial zone*), intensamente deformati, affiorano alla base della prima sequenza di depositi fluvioglaciali di Cis-Livo, tra le quote 600 e 640 m, subito al di sopra delle ghiaie del sistema del Rio Barnes. I principali affioramenti sono due: uno è sul fianco sinistro della Val di Brésimo, sulla strada che sale a Livo tra 600 e 630 m di quota; il secondo è allo sbocco della valle del Rio Pescara, a SW di Varollo e tra Scanna e la località Zurà (Fig. 64).



Fig. 64 - Subsistema di Malé (SGD₁) a S di Scanna: deposito di contatto glaciale costituito da diamicton massivo a supporto di clasti coperto da ghiaie con stratificazione a basso angolo.

Nel primo caso sono presenti due distinte facies: la prima è data da diamicton massivi, a supporto di matrice sabbioso-limosa (fino a 60%), con clasti di dimensioni fino a 40 cm, principalmente metamorfici (fino a 90%), quindi tonalitici (max 30%), con subordinati (max 15%) clasti dolomitici. La seconda facies è data da sabbie ben selezionate, talora a stratificazione incrociata, alternate a livelli ghiaiosi. La composizione e l'alterazione dei clasti nelle ghiaie rispecchiano quelle della facies descritta precedentemente.

L'intero affioramento, che è clinostratificato verso valle con inclinazione intorno ai 30°, è intensamente deformato con pieghe disarmoniche e faglie cieche legate a deformazioni da glacioteettonica causate dalla riavanzata della lingua glaciale della Val di Brésimo. Quest'interpretazione è confermata anche dalla geometria del corpo sedimentario potente circa 50 m in corrispondenza dell'affioramento e che si assottiglia chiudendosi verso l'interno della Val di Brésimo.

Nel secondo affioramento il deposito presenta lenti irregolari di diamicton imballate in depositi sabbioso-limosi laminati; non mancano intercalazioni di ghiaie sabbiose stratificate, con clasti di composizione prevalentemente tonalitica e metamorfica, e secondariamente dolomitica. Gli strati ghiaiosi immergono verso valle con inclinazioni variabili da 20° fino a 60° e sono intensamente deformati da pieghe disarmoniche. I depositi sono cementati in modo discontinuo con cementi a menisco di ambiente vadoso.

Lo spessore complessivo dei depositi del subsintema di Malè è di quasi 100 metri. Il limite inferiore è erosivo sul substrato roccioso o inconforme con il sintema del Rio Barnes, il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il sintema Postglaciale Alpino.

Il subsintema è inquadrato nella parte finale del Pleistocene superiore ("Tardoglaciale" Auct.).

3.4. – SUBSINTEMA DI MOLLARO (SGD₁₄)

Il subsintema di Mollaro è definito a partire dal momento in cui si assottiglia drasticamente la lingua glaciale proveniente dalla Val di Sole in corrispondenza della stretta del Castelaz e inizia la fase di ritiro proassistico in alta Anaunia.

Nella fase iniziale (fase "Cles") il ghiacciaio in corrispondenza del Lago di S. Giustina ha una quota intorno a 620 m (terrazzi di *kame* di Dres, parte alta del conoide di Sanzeno), mentre per tutta la bassa Val di Non il livello del ghiaccio rimane costante intorno alle quote 560 – 540 m s.l.m., sostenuto dal ghiacciaio dell'Adige alla gola della Rocchetta (Fig. 65), ed ancora alimentato dalle lingue provenienti dalle valli orientali del Gruppo di Brenta, in particolare quella della valle del T. Sporeggio. A questa fase appartengono gli ampi conoidi di *debris-flow* di Sanzeno, Tuenno, Terres e Flavon allo sbocco della Val di Tovel, quelle di Campodenno, Lover e Sporminore, nonché piccole piane e depositi di contatto glaciale su entrambi i lati della valle (Castel Bragher, Castel Thun, Cunevo, Termon).

La successiva rapida fusione del ghiaccio ha portato alla parziale erosione dei depositi di contatto glaciale alle quote più elevate con la formazione di terrazzi di *kame* incastrati a quote via via decrescenti. Tra le varie serie di terrazzi che caratterizzano la Val di Non quella relativa alla fase “Mollaro” ha la maggior estensione e continuità. Essa è definita da una serie pressoché continua di depositi fluvioglaciali/alluvionali e di *debris-flow* sui due lati della valle, a partire dalle piane di contatto glaciale di Pozzolin (quota 605 m), Banco (quota 595 m) e Sanzeno (quota 580 m) sulla sponda E del Lago di S. Giustina, che si raccordano con pendenza uniforme dell’1,6% a quelle di Tassullo (quota 540 m), Campotassullo (530 m), Nanno (505 m), Taio (500 m), Portolo (485 m), Maso Cimana (480 m), Mollaro (tra 475 e 460 m), Denno (450 m) fin nei dintorni di Quetta (415 m). Il terrazzo più esteso è quello di Mollaro, che ha una superficie sub-pianeggiante allungata in senso N-S per quasi 2 km, con larghezza da 600 a 200 m.

Il subsistema di Mollaro comprende depositi fluvioglaciali, di contatto glaciale e di *debris-flow* (genericamente indicati come “*alluvioni interglaciali e brecce di falda cementate interglaciali*” nel Foglio 1:100.000 “Trento”, 2^a ed.), con subordinati depositi lacustri e di frana.

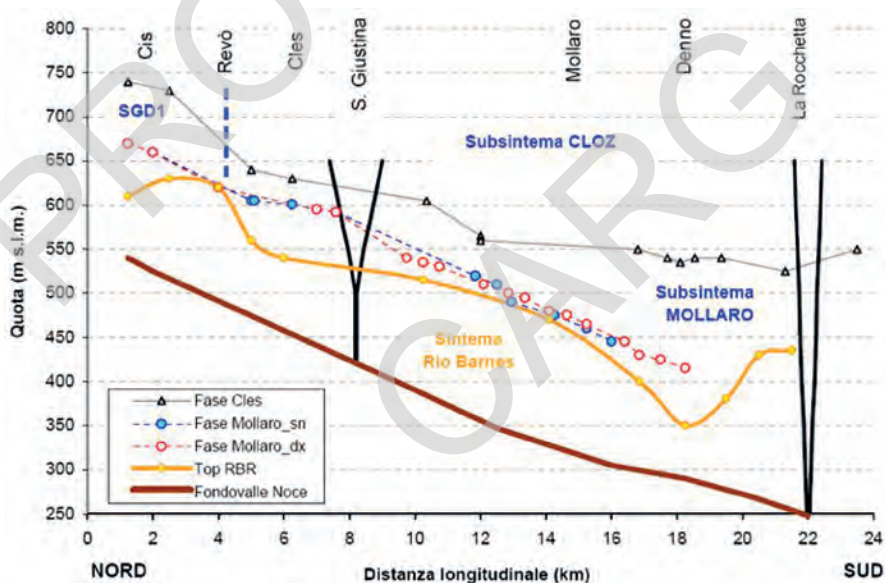


Fig. 65 - Profilo schematico longitudinale della Val di Non da Mostizzolo (Cis) alla Rocchetta. In grigio è riportato il top dei subsistemi di Malè (SGD₁) e di Mollaro (SGD₁₄), in blu ed in rosso i terrazzi relativi alla fase “Mollaro” in sinistra e destra idrografica, in arancio il top del sistema del Rio Barnes (RBR). In nero sono riportati i profili delle gole di S. Giustina e della Rocchetta proiettati longitudinalmente. Esagerazione verticale ca. x27.

Depositi fluvioglaciali ed alluvionali

Sono in gran parte ghiaie a stratificazione orizzontale grossolana o incrociata planare, con intercalazioni di livelli e lenti di sabbie a stratificazione incrociata. In alcune zone come a N di Portolo e nel piccolo terrazzo di Corché, a N di Denno, le sabbie prevalgono nettamente sulle ghiaie. La tessitura è a supporto di matrice sabbiosa medio-grossolana, talora clastica. I clasti che hanno dimensioni medie di 10-15 cm e massime fino 30 cm, sono generalmente da arrotondati a ben arrotondati, con forme appiattite, allungate, ovoidali; in alcuni casi, alla base della successione, si osservano ciottoli sfaccettati, a spigoli smussati, che testimoniano una provenienza per rimaneggiamento dai depositi glaciali sottostanti. La composizione litologica riflette quella dei depositi glaciali locali: dominano i clasti carbonatici (40-50 %), seguono i clasti metamorfici (15-30 %, filladi, gneiss), porfirici (15-30 %) e tonalitici. Lungo i fianchi del T. Tresenica, la composizione dei clasti è invece quasi esclusivamente carbonatica, mentre la frazione esotica è quasi sempre inferiore al 5%.

L'alterazione dei clasti è piuttosto spinta: sovente i ciottoli carbonatici hanno *cortex* di 3-5 mm, quelli di porfido di 1-2 mm, mentre le metamorfite sono molto fragili, talora arenitizzate. La forte alterazione al tetto di queste ghiaie è atipica per depositi del sintema del Garda, essendo confrontabile con quella dei depositi del sintema di Barnes sottostante.

I terrazzi di Sanzenone-Castel Valer e i due immediatamente a N ed a S dell'abitato di Nanno sono costituiti da livelli di limi e limi sabbiosi alternati a ghiaie sottili a supporto ora di matrice, ora di clasti.

I depositi alluvionali affioranti sulla scarpata orientale del terrazzo di Mollaro (valle del Rio Panarotta) poggiano, a circa 25 m di profondità dal ciglio del terrazzo, su depositi di contatto glaciale (vd. *infra*).

A valle del terrazzo di Mollaro, ad E di Denno (località "Piano di Campagna"), si nota un ulteriore ordine di terrazzi tra le quote 335 e 325 m, poche decine di metri sopra l'attuale alveo del Noce. I sedimenti qui presenti sono prevalentemente sabbiosi nella parte più a monte, prevalentemente ghiaiosi nel settore più orientale; la potenza dei depositi è di oltre 12 m, come è stato verificato con alcuni carotaggi. In questa fase tutta la Val di Non era ormai deglacializzata ed il ghiacciaio presente in Val d'Adige contribuiva a sostenere un lago marginoglaciale tra Moncovo e la gola della Rocchetta.

Un ultimo ordine di terrazzi, posto a quote attorno ai 290 m, è visibile sul fianco sinistro della Val di Non, nel tratto tra Moncovo e Castelletto. Esso è probabilmente connesso all'ultima fase del lago marginoglaciale della bassa Anaunia (vd. *infra*).

Sul versante destro della Val di Non, da Termon fino a N di Tuenno, sono presenti depositi di natura fluviale, lacustre e palustre che hanno parzialmente colmato la depressione posta tra l'area a *drumlin* ed il versante posto più ad W. Si tratta di alternanze di sabbia fine e limo organici, con intercalazioni torbose. Tale area depressa era sede di scorrimento di acque marginoglaciali quando la superficie del ghiacciaio si trovava intorno ai 600 – 550 m di quota (fase "Cles"). All'azione di questo scaricatore si deve, molto probabilmente, la profonda incisione a S di Tuenno.

Con l'abbassamento della superficie del ghiacciaio e la contemporanea erosione dei depositi lungo i versanti, l'energia delle acque marginoglaciali diminuì progressivamente ed iniziò verosimilmente in questa fase la deposizione dei sedimenti fini, visibili in affioramento ad E di Flavon, alla testata della valletta del Rio Cisogn. L'ulteriore ritiro del ghiacciaio causò infine l'abbandono di questa piana da parte dei torrenti marginoglaciali ed un impaludamento di alcune sue porzioni. Attualmente la piana costituisce una superficie in debole contropendenza lungo la quale le acque del T. Cisogn scorrono verso N fino a confluire nel T. Tresenica.

Sul ripiano di Tuenno il progressivo sviluppo dei conoidi di *debris-flow* su cui è costruito il paese ha ostruito il deflusso delle acque verso S, deviandole verso l'attuale abitato di Pavillo. In una fase successiva, colate più recenti arrivarono a lambire le pendici dei dossi glaciali, bloccando completamente il deflusso delle acque verso valle e causando l'impaludamento dell'area. Attualmente la palude è stata in gran parte bonificata per la costruzione di impianti sportivi; di essa rimane unicamente un'area a biotopo protetto (Biotopo "Paludi di Tuenno").

Depositi di origine mista

Sono costituiti da ghiaie in matrice sabbiosa, a composizione quasi esclusivamente carbonatica.

Sono frequenti in tutta la bassa Anaunia dove sono distribuiti principalmente su due livelli principali. Il primo e più importante corrisponde alla parte iniziale della fase "Cles", con quote intorno a 550 m s.l.m. nella bassa Val di Non. In destra Anaunia esso è rappresentato dai conoidi di Rallo, Tassullo, Sanzenone, Terres, Flavon, Cunevo, Termon, Campodenno, Lover, Segonzone, Sporminore e da quelli presenti sui due fianchi della valle del T. Sporeggio, all'altezza di Castel Belfort. In sinistra Anaunia sono correlabili con questo livello i conoidi allo sbocco della valle del Rio di S. Romedio sul lago di S. Giustina, alcuni lembi di conoide tra Taio e Dermulo ed altri mal conservati a Dardine e Toss.

Il secondo livello di conoidi, corrispondente alla fase "Mollaro", si ritrova tra Tuennetto e Segno, nei pressi di Denno, nella parte settentrionale del terrazzo "Piano di Campagna", ed allo sbocco dei rivi Pongaiola e Lovernatico. Alcuni di questi conoidi presentano depositi interdigitati con depositi fluvio-glaciali.

Depositi di *debris-flow* di limitata estensione si trovano sulle pendici del *drumlin* denominato Doss Luch, a NE della diga di Santa Giustina e poco a N di Taio.

Depositi di contatto glaciale

Sono stati interpretati come depositi di contatto glaciale i depositi presenti in corrispondenza di terrazzi di ridotta estensione, posti soprattutto all'interno delle depressioni formate dai *drumlin* in destra Val di Non. Si segnalano due terrazzi ad E di Tuenno, ad E di Flavon, presso il Maso San Bartolomeo, e in generale lungo tutta la spianata ad E degli abitati di Flavon, Cunevo e Termon nei pressi di Maso Luzzana. Sul fianco destro della valle si rinvennero per lo più piccoli lembi fortemente erosi, soprattutto sul fianco sinistro del Rio Panarotta a W di

Dardine. L'unico elemento morfologico dotato di maggiore continuità laterale è l'ampio terrazzo che si sviluppa per oltre 1 km a S di Toss intorno alla quota 475 m. I depositi qui presenti sono costituiti da alternanze di sabbie laminate e di limi spesso deformati, con presenza a carattere locale di lenti di ghiaie, ghiaie sabbiose e di *diamicton* a supporto di matrice.

Sulla scarpata orientale del terrazzo di Mollaro sono presenti circa 15 m di depositi di contatto glaciale su cui poggiano depositi alluvionali. Essi sono costituiti da limi debolmente sabbiosi di colore bruno giallastro, con subordinate intercalazioni di ghiaie e con lenti di sabbia molto fine. Sono pure presenti sottili orizzonti ricchi di sostanza organica sormontati da livelli a gradazione inversa, costituiti inferiormente da limo argilloso rossastro sottilmente laminato e, superiormente, da limo sabbioso bruno giallastro. Alcuni livelli di sabbia fine hanno laminazione incrociata concava, compatibile con correnti dirette da N a S. Il sedimento è interessato da superfici di taglio immergenti ad E (verso valle), mentre alcuni livelli sono fortemente deformati e ripiegati.

Depositi lacustri

Si rinvencono presso le località Moncovo e Ceramica di Ton in una fascia lunga circa 1 km tra le quote 320 e 290 m ca. I depositi sono stati quasi completamente asportati per la produzione di laterizi e attualmente non sono quasi più visibili in affioramento: lungo la S.S. 43 (km 21,55) si osservano tuttavia livelli ad argille, limi e limi argillosi massivi, di colore bruno.

Depositi di frana

Riferibili a quest'unità sono i depositi di frana presenti a Terres e a monte di Cunevo. La frana di Terres è una frana di crollo con un accumulo di quasi 1 km², presente sul versante ad W di Terres fino circa 800 m di quota, proveniente dal soprastante versante, dove condizioni predisponenti possono essere individuate nell'intensa tettonizzazione connessa con il lineamento tettonico Trento-Cles. La parte distale del deposito affiora sul ciglio della scarpata a NW di Terres in località Marne e nei pressi della chiesa del paese, dove è costituito da ghiaie eterometriche con scarsi massi. I lobi più distali dell'accumulo sono coperti dai depositi di *debris-flow* alimentati dalla Val di Tovel, come messo in evidenza da uno scavo effimero, e appaiono in affioramento solo in alcuni dossi (sui quali sorgono la chiesa di Terres e una villa privata) isolati dal corpo di frana principale. Questi rapporti stratigrafici ne hanno permesso l'attribuzione all'unità in esame, sebbene sia possibile che la parte più elevata dell'accumulo abbia un'origine più recente, olocenica.

Accumuli di frana volumetricamente importanti sono presenti anche alle spalle dell'abitato di Cunevo, in località Pianezza, sul ripiano del Dosso Corona. I depositi, costituiti da ghiaie eterometriche con massi subangolosi provenienti dal Gruppo dei Calcarì Grigi, e con abbondante matrice sabbioso-siltosa, appaiono intensamente erosi: la morfologia originale è quasi completamente obliterata ad opera di ampi conoidi di *debris-flow* attivi.

Lo spessore complessivo dei depositi del subsintema di Mollaro è di quasi 100 metri. Il limite inferiore è erosivo sul substrato roccioso o inconforme con le ghiaie del sintema del Rio Barnes; il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il sintema Postglaciale Alpino.

Il subsintema è inquadrato nella parte finale del Pleistocene superiore (“Tardoglaciale” Auct.).

3.5. – SUBSINTEMA DI LISIGNAGO (SGD₁₂)

Il subsintema di Lisignago è stato definito nell’adiacente foglio “Trento” (AVANZINI *et alii*, 2010) per cartografare i depositi che si sono formati a partire dal momento di disattivazione della transfluenza tra Val di Cembra e alta Valsugana in corrispondenza della valle di Fornace, cui corrisponde un livello del ghiacciaio atesino in Val d’Adige intorno ai 600 m (zona di Lavis). In questa fase iniziale si formano i terrazzi alluvionali del livello principale della Val di Cembra, a Segonzano (725 m s.l.m.), Faver (675 m s.l.m.), Cembra (655-665 m s.l.m.), Sevignano (645 m s.l.m.), Lases (637 m s.l.m.), Albiano (635 m s.l.m.) fino a Lisignago (630 m s.l.m.).

A questa fase sono correlabili i depositi glaciali e di contatto glaciale che si rinvencono in Val d’Adige soprattutto tra Cortaccia e Magré all’Adige, ad E di Egna e a Termeno, a quote generalmente inferiori ai 700 m s.l.m.

Depositi della Valle di Cembra

In Val di Cembra i terrazzi relativi a questa fase non sono ben evidenti anche a causa della morfologia molto incassata della valle, con versanti ripidi che ne hanno inibito la conservazione. Gli affioramenti sono scarsi e sovente rimaneggiati; spaccati di riferimento sono nei pressi di Valda, dove si osservano ghiaie e ghiaie sabbiose, generalmente a supporto di matrice, più raramente di clasti. Questi ultimi sono da arrotondati a molto arrotondati, con dimensioni medie comprese tra 5 e 15 cm; litologicamente prevalgono le vulcaniti, con rari clasti cristallini e scarsi clasti di dolomia, i quali, a differenza dei depositi alluvionali del supersintema di Nogared, non sono alterati. La matrice è costituita da sabbia medio-grossolana di colore variabile dal grigio al bruno-rossastro. Localmente sono presenti lenti di sabbie. I depositi, classificabili come alluvioni marginoglaciali, sono terrazzati: lembi di terrazzi sovente degradati si individuano a Valda (780 m), sotto Grumes (800 m) e a Piscine (850 m). Depositi alluvionali terrazzati, le cui quote sono indirettamente controllate dalle successive fasi di stazionamento del ghiacciaio in Val d’Adige, si rinvencono anche sotto Valda (quota 580 m e 600 m), a Gresta (quota 620 m e 670 m), presso Molini Nogaredi (Maso Rio e Flimacion; 640 m) e a Pianazzi (680 m).

Depositi della Val d’Adige

In Val d’Adige i depositi relativi a questo subsintema sono rappresentati da una più ampia tipologia, tra cui depositi di contatto glaciale, di origine mista, di versante, alluvionali, accumuli di frana e inoltre *till* d’ablazione. La sedimenta-

zione era direttamente o indirettamente controllata dal ghiacciaio dell'Adige che stazionava nella valle con quote al margine di circa 600 m a Lavis e fino a 700-750 m presso Termeno.

Localmente fasi successive di avanzata e di ritiro sono testimoniate da più generazioni di depositi riferibili a livelli di base locali posti a quote diverse; i depositi correlati si trovano sui due versanti della valle scaglionati a quote comprese tra circa 700 m e l'attuale fondovalle.

Le sezioni di riferimento più significative sono a Niclara e presso Rain di sopra (Cortaccia).

I depositi di contatto glaciale sono formati prevalentemente da diamicton a supporto di matrice e subordinatamente a supporto clastico. In tutti i sedimenti è comune la presenza, in forma generalmente preponderante, di litotipi dolomitici di provenienza locale, caratterizzati da basso grado di arrotondamento e da forme poliedrali irregolari. La matrice è di natura limosa, debolmente sabbiosa, di colore bruno chiaro. I depositi presentano un certo grado di consolidazione, rimarcabile anche dalla comune presenza di fratture da carico nei clasti.

Nella zona tra Cortaccia e Magré all'Adige, in base alla composizione litologica ed alle strutture sedimentarie presenti, possiamo distinguere due tipi di associazioni facies:

- a) diamicton caratterizzati dalla presenza di clasti quasi esclusivamente di origine locale, associati a livelli di ghiaie pulite a supporto di clasti o a tessitura aperta, talora con livelli di sabbie mal selezionate, dolomitiche. Tra le strutture si nota una clinostratificazione più o meno marcata, con componente di immersione a valle. In alcuni casi si conserva nella sommità dei depositi la forma, seppur a grande scala e variamente rimodellata, di quella che doveva essere l'originaria superficie d'accumulo, in genere concorde con la stratificazione;
- b) diamicton caratterizzati dalla presenza, oltre ai clasti di provenienza locale, di elementi arrotondati ed esotici (porfidi, metamorfiti, quarziti, granitoidi, ecc.) in percentuale che può arrivare attorno al 20% circa; sono presenti intercalazioni di sabbie limose, più raramente di ghiaie mal selezionate. Tra le strutture si notano strati caotici, sovrainclinati (Fig. 66), talora pieghe a scala metrica oppure sistemi di fratture a modesto rigetto ben visibili quando interessano strati sabbiosi.

Il primo gruppo di facies è indicativo di apporti, attraverso processi di trasporto in massa, provenienti dal versante soprastante, mentre il secondo è interpretabile come *till* di colata proveniente dal ghiacciaio che rideposita il detrito accumulatosi in posizione sopraglaciale, talora con nuclei o masse di ghiaccio morto. Se gli apporti dal versante avvengono preferenzialmente lungo un'incisione valliva si forma un particolare tipo di conoide di contatto glaciale, piuttosto inclinato, marcato da una forma a ventaglio sospesa, troncata a valle quando il ghiacciaio si ritira in modo definitivo (*truncated fan* in BOULTON & EYLES, 1979; "*fankame*" in SCHOLZ *et alii* 2005). Nell'area di Cortaccia tracce dell'originaria superficie d'accumulo si possono ritrovare nei rilievi presso la località Rain di sopra, mentre altrove si conservano unicamente delle lunghe dorsali, appaiate sui due fianchi di



Fig. 66 – Diamicton a supporto di matrice, massivo, con lenti di sabbie e ghiaie (deposito di contatto glaciale, subsistema di Lisignago); nella parte centrale dello spaccato (doppio m) si possono osservare strati molto inclinati legati a collasso per fusione di nuclei di ghiaccio morto (spaccato a SE di Rain di sopra – Cortaccia).

una valle, che rappresentano ciò che rimane dell'originario conoide (ad es. a N di Penone). In alcuni casi gli apporti sono tali da dare luogo ad un ripiano terrazzato — terrazzo di *kame* — (ad es. a Cadino Alto e a NE della località Masagro). La sovraconsolidazione dei depositi è senz'altro legata a spinte dovute al ghiacciaio in fase di avanzata, che localmente poteva avanzare sopra di essi.

I depositi di contatto glaciale presenti a nord di Montagna sono formati prevalentemente da ghiaie sabbiose, poco stratificate, ad elementi prevalentemente porfirici, con arenarie, calcari e dolomie.

Allo sbocco della Val Trodena e sui ripiani tra Pinzano e Mazzon (Fig. 67) sono presenti in forma estesa diamicton a supporto di matrice, massivi o debolmente clinostratificati, la cui composizione litologica è marcata dalla presenza soprattutto di litotipi del bacino del Rio Trodena, tra cui dolomie (55%), porfidi (25 %), calcari, arenarie, siltiti; la frazione esotica (metamorfiti, quarziti, granitoidi, ecc.) è molto scarsa (< 3 %). Dal punto di vista morfologico i depositi danno luogo a blande dorsali, molto ampie, più acclivi sul lato rivolto verso il solco vallivo del T. Trodena e troncate verso la Val d'Adige; a S di Pinzano sono presenti alcune piccole morene a sviluppo circa parallelo alla Val d'Adige, alla quota di 390 m circa. I depositi vengono interpretati come *till d'ablazione ed indifferenziati*, dovuti prevalentemente a risedimentazione di depositi glaciali presenti nel bacino del T. Trodena (*paragla-*



Fig. 67 – Panoramica sulla Bassa Atesina: in primo piano l'abitato di Egna, alla confluenza del Rio Trodena, con i ripiani di Mazzone (a sinistra) e Pinzano (a destra); in secondo piano, da destra, la Val d'Adige, il Monte di Mezzo, l'Oltradige con il Lago di Caldaro, i paesi di Termeno e Cortaccia (a sinistra); sullo sfondo la Catena della Mèndola dominata dal M. Roen (2116 m).

cial till) con livello di base controllato della presenza del ghiacciaio atesino.

Modeste riavanzate di quest'ultimo in questo settore della valle motivano la presenza di morene e di strutture da glaciotettonica localmente osservate entro i depositi. La superficie d'appoggio basale di questi depositi è con il substrato o con i *till* d'alloggiamento del sintema del Garda indistinto.

Depositi di contatto glaciale costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose ad elementi prevalentemente carbonatici sono stati cartografati su un ripiano morfologico in destra Noce allo sbocco della gola della Rocchetta tra le quote 310 e 340 m s.l.m., e presso Cadino Alto (550 m). Alla testata della Val dei Molini sopra Roverè della Luna tra le quote 700 e 550 m è stata interpretata come deposito di contatto glaciale una sequenza di limi e limi argillosi scuri, ricchi in sostanza organica e potente qualche metro che affiora alla base del fronte della frana della Val dei Molini e successivamente ricoperta da potenti depositi di *debris-flow* del sintema Postglaciale Alpino.

I *till* d'ablazione affioranti tra Magré e Cortaccia si caratterizzano per la presenza di clasti eterometrici prevalentemente dolomitici, subangolosi, con subordinati clasti di porfidi, metamorfiti, ecc.

I depositi di origine mista e di *debris-flow* sono composti in prevalenza da diamicton a supporto di matrice, massivi o debolmente stratificati, contenenti clasti quasi esclusivamente locali, con netta abbondanza delle dolomie. Nei depositi presenti presso Castelvechio si possono osservare anche clasti arenacei e siltosi provenienti dalla Formazione di Werfen; la stessa matrice dei depositi ha una caratteristica colorazione bruno-rosata imputabile a questa formazione. La morfologia dei depositi conserva localmente la forma di un conoide, fortemente inciso nella zona assiale e rimodellato sui due lati: il più bell'esempio è a NW di Castelvechio. In tutti i casi si tratta di conoidi il cui livello di base era controllato dal ghiacciaio dell'Adige.

Depositi legati a processi di *debris-flow* che ricoprono le ghiaie del sintema di Caldaro sono presenti presso Mezzolombardo, lungo la strada che sale verso il cimitero di S. Pietro; sono formati da brecce massive o grossolanamente clinostratificate, costituite da ghiaie e blocchi eterometrici in matrice sabbiosa, con clasti composti quasi esclusivamente di Maiolica e di Scaglia Rossa.

I *depositi di versante* si caratterizzano per la presenza di ghiaie eterometriche, localmente moderatamente classate, a supporto elastico o a tessitura aperta, clinostratificate. I clasti sono formati da dolomie spigolose di provenienza locale. L'inquadramento nell'unità in esame deriva da considerazioni morfogenetiche che consentono di correlarli con i depositi misti o di altro tipo presenti nelle stesse località.

Un deposito gravitativo fortemente rimodellato, composto da ghiaia e massi eterometrici di dolomie della Formazione del Contrin è presente ad ovest di Termeno. Su di esso poggia un piccolo lembo di *till* d'ablazione ed, a fianco, un deposito di versante, dal quale provengono dei carboni datati a 12238 ± 80 anni BP (campione LTL2693A), data che fornisce un importante riferimento temporale, ma che va considerata in ogni caso come data minima per la presenza di una debole contaminazione da parte della vegetazione attuale.

Lembi terrazzati di un conoide alluvionale alimentato dal rio a N di Montagna, sono presenti a N di tale località, sui due fianchi della valle. I depositi presenti sono formati da ghiaie e sabbie, da massive a grossolanamente stratificate, con clasti da arrotondati a subarrotondati, composti in prevalenza da porfidi e dolomie, con subordinate arenarie, metamorfiti, ecc. L'inquadramento dell'unità in esame deriva da considerazioni sul livello di base locale.

La cementazione è in genere scarsa ed interessa localmente i depositi a tessitura aperta; il cemento è di ambiente vadoso.

Lo spessore complessivo dei depositi varia da alcuni metri a circa un centinaio di metri.

I depositi poggiano direttamente sul substrato o sul *till* d'alloggiamento del sintema del Garda indistinto o, più raramente, su unità più antiche. Il tetto dell'unità corrisponde alla superficie topografica o ad una superficie erosiva o debolmente erosiva su cui poggiano i depositi del sintema Postglaciale Alpino. A Cortaccia questi ultimi sono incastrati nell'unità in esame.

Il subsintema di Lisignago è inquadrato nella parte finale del Pleistocene superiore ("Tardoglaciale" Auct.).

3.6. – SUBSINTEMA DI SAN PAOLO (SGD₆) (Oltradige)

Sinonimi: "depositi glaciolacustri di Missiano-S. Paolo e di Novale al Varco" (CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973), "glaziale Schichtstörungen" (STACUL, 1965). La sezione più rappresentativa è a SW del Museo del vino a Caldaro.

Nel subsintema di San Paolo vengono cartografati depositi correlabili con la presenza di una lingua glaciale insinuata per l'Oltradige, separata da quella principale presente in Val d'Adige.

L'unità affiora nell'Oltredige e comprende un'ampia varietà di depositi glacialigenici e non glacialigenici.

I *till d'ablazione* affiorano unicamente sul versante destro dell'Oltredige, dove sono formati da diamicton massivi a supporto di matrice (circa 65%). La frazione grossolana è composta da prevalenti dolomie, da subangolose a subarrotondate, quindi da porfidi, metamorfiti, quarziti, ecc.; la matrice è di natura sabbioso-limoso. Non è completamente accertata la presenza di alcune piccole morene.

I *depositi glaciolacustri* affiorano a Novale al Varco e presso Klughammer. In quest'ultima località costituiscono un livello noto (CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973), dello spessore di alcuni metri, intercalato a depositi di contatto glaciale; i depositi sono formati da limo sabbioso-argilloso con intercalazioni di sabbie a stratificazione piano-parallela molto sottile; caratteristica è la presenza di strutture da carico e da iniezione.

La successione di Novale al Varco è stata ben descritta dagli Autori precedenti: gli affioramenti più importanti sono lungo la strada che sale da Maso Stadio verso i ruderi del castello di Laimburg. Essa comprende sabbie da fini a molto fini, talora limose, limi, sabbie medie; sono presenti scarsi livelli o lenti di diamicton, così come di sabbie ghiaiose in strati medi; la colorazione è bruno giallastro chiaro. I sedimenti fini sono marcati da una laminazione piano-parallela, talora evidenziata da variazioni cromatiche, o da una laminazione incrociata con *ripples* asimmetrici; sono presenti intervalli a gradazione diretta, nonché strutture da carico (Fig. 68), pseudonoduli, sciame di granuli grossolani con intraclasti subarrotondati. La frazione grossolana è formata da singoli inclusi ghiaiosi centimetrici, talora concentrati in sciame, composti soprattutto da porfidi e metamorfiti, oppure da massi anche di 1-2 m³, in questo caso costituiti esclusivamente da vulcaniti provenienti dalle formazioni affioranti nei dintorni.

Tutti i depositi sono nettamente sovraconsolidati e caratterizzati da una giacitura anomala, marcata dalla presenza di pieghe a scala decametrica, con assi suborizzontali o debolmente inclinati a SE, di direzione circa NW-SE. Altrove (sommità della sella) sono state osservate delle faglie dirette, con rigetto fino a 0,5 m.

I depositi glaciolacustri di Novale al Varco poggiano sulle ghiaie del sintema di Caldaro e su *till* del sintema del Garda indistinto. Al tetto sono transizionali a depositi di contatto glaciale (vd. *infra*). Lo spessore complessivo della successione è stimabile pari a circa un centinaio di metri.

Dagli elementi raccolti si ritiene che i depositi glaciolacustri di Novale al Varco si siano depositi in un ambiente glaciolacustre di margine glaciale delineatosi nell'originaria depressione presente in questa località; le pieghe osservate sono imputabili a fenomeni di glaciotettonica dovuti alla spinta del ghiacciaio che probabilmente ha anche scavalcato i depositi stessi.

I *depositi di contatto glaciale* si caratterizzano per la presenza di ghiaie sabbiose a supporto clastico, massive o grossolanamente stratificate, inoltre di ghiaie e sabbie e, subordinatamente, di diamicton massivi, oltre che di sabbie fini e medie variamente stratificate; l'organizzazione è in corpi di spessore metrico a geometria tabulare o lenticolare. Sono presenti strutture da collasso, con strati sovrainclinati,



Fig. 68 – *Limi e sabbie a stratificazione piano-parallela, con intervalli a gradazione normale (al centro) e presenza di strutture da carico (in alto, presso la moneta) (depositi glaciolacustri, subsistema di S. Paolo) (Novale al Varco).*

pieghe complesse a scala plurimetrica, faglie dirette di modesto rigetto. Per i depositi presenti presso Klughammer, affioranti anche a livello del Lago di Caldaro, non è stato possibile chiarire i rapporti con le ghiaie del sintema di Caldaro, pertanto si fa riferimento a quanto descrivono CASTIGLIONI & TREVISAN (1973, in Fig. 11).

I *depositi di origine mista* (per *debris-flow* e rielaborazione torrentizia) comprendono ghiaie massive o grossolanamente stratificate, diamicton a supporto di clasti e/o di matrice, normalmente consolidati. I clasti sono prevalentemente subangolosi e composti soprattutto da dolomie; la matrice è di natura limosa, debolmente sabbiosa, di colore rosa. I principali depositi costituiscono i lembi derivanti dallo smembramento del conoide di contatto glaciale che si era sviluppato allo sbocco della Valle della Lavina, mantenendosi a quote superiori ai 300 m circa. Tale conoide, sospeso e troncato a valle, poggia su *till* d'alloggiamento del sintema del Garda ind. o sui depositi dell'antico conoide della stessa valle, inseriti nel sintema di Caldaro.

I *depositi fluvioglaciali* sono composti da ghiaie grossolanamente stratificate, con subordinate intercalazioni di sabbie medie bruno-grigiastre. Costituiscono una coltre di sedimenti di debole spessore (minore di 10 m, in genere di pochi metri), che poggiano attraverso una superficie erosiva sui depositi del sintema di Caldaro e localmente su di un sottile strato di *till* d'alloggiamento (sintema del Garda) che le separa da questi ultimi. La composizione dei clasti denota la netta prevalenza di metamorfiti ed una minor percentuale di porfidi, dolomie e graniti;

rari i clasti calcarei, arenacei e di marmo; alcuni ciottoli sono striati. A differenza delle sottostanti ghiaie del sintema di Caldaro non sono presenti fratture da carico. I depositi costituiscono una piana fluvioglaciale proglaciale controllata dagli scaricatori provenienti dal ghiacciaio dell'Oltradige, ritiratosi più a monte, ma con la fronte ancora a S della sella di Appiano. Il progressivo approfondimento della valle di Lavason e di quella adiacente posta più ad W ha causato il terrazzamento dei depositi, con lembi di terrazzi conservati sui due fianchi della valle, dove il più esteso è quello di Maso Feld (298 m).

Attribuzione cronologica: parte finale del Pleistocene superiore ("Tardoglaciale" *Auct.*).

4. – SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG)

4.1. - ASPETTI GENERALI

Il sintema Postglaciale Alpino (PTG) raggruppa tutti i sedimenti formatisi dopo l'estinzione locale dei processi glaciali legati alla fase principale di avanzata glaciale culminata nel LGM e alle successive fasi di ritiro sviluppatesi nell'intervallo finale del Pleistocene superiore. Nella definizione essa corrisponde all'Unità Postglaciale in *BINI et alii* (2004) e, per le caratteristiche delle discontinuità limite, al sintema del Po adottato prevalentemente nei fogli di pianura. Il limite inferiore è dunque chiaramente diacrono, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica.

Lo spessore complessivo dei depositi può localmente arrivare al centinaio di metri.

Cronologicamente l'unità si inquadra tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'attuale.

I depositi vengono descritti separatamente distinguendo i vari ambienti.

4.2. - DEPOSITI E FORME ALLUVIONALI DEL FONDOVALLE ATEsINO

Nell'esame dei sedimenti alluvionali presenti nel foglio il fondovalle dell'Adige merita una particolare attenzione per l'estensione ed il ruolo che esso ha svolto e svolge nell'attività dell'uomo. In superficie esso è costituito da sedimenti di piana alluvionale, di conoide e palustri, che assieme a scarsi depositi di tipo lacustre, ritroviamo anche nel palinsesto dei sedimenti presenti nel sottosuolo, per lo meno fino alle profondità direttamente indagate. L'evoluzione più recente è condizionata dall'attività antropica, in particolare di bonifica e di regolarizzazione del F. Adige e dei suoi affluenti, nonché da locali apporti legati a fenomeni di rotta e di esondazione avvenuti anche negli ultimi decenni.

Lo studio della pianura alluvionale si è avvalso dell'esecuzione di numerose trivellate, dell'esame degli scavi, di sondaggi meccanici, nonché del microrilievo oltre che della cartografia storica.

Come si può notare dalla carta geologica il F. Adige è stato rettificato in più tratti nell'ambito di un più ampio progetto di regolarizzazione di tutto il corso del fiume e di bonifica delle zone palustri, iniziato nel 1700, ma che subì un forte impulso alla fine del XIX secolo, anche a seguito delle terribili conseguenze delle alluvioni del 1882 e degli anni successivi (WERTH, 2003). I dati di cartografia storica indicano percorsi diversi da quelli che possiamo individuare dalle tracce morfologiche conservate nel terreno soprattutto a N di Ora e nel tratto posto a valle di Salorno (Fig. 69). Nel settore interposto a queste due località il percorso del fiume non era molto discosto da quello attuale.

Nel tratto a N di Ora l'Adige presentava un percorso sinuoso, pluricursale, con grandi isole fluviali (ted. Mitterling) a boschi ripariali.

A valle di Salorno (Fig. 69), il percorso del F. Adige precedente alla rettifica del 1882 lambiva il paese proseguendo quindi con un'ampia ansa. Un percorso più antico, marcato da tre stretti meandri, si sviluppava più a nord e viene ancora oggi ben rimarcato dal confine tra la Provincia Autonoma di Bolzano e la Provincia Autonoma di Trento, all'epoca definito in corrispondenza del F. Adige, quale elemento morfologico naturale. L'abbandono di questo antico percorso è collocabile alla fine del 1600 - inizi del 1700, in ogni caso in epoca anteriore a quella della carta del generale De Bohn (1752-1755), che non lo riporta.

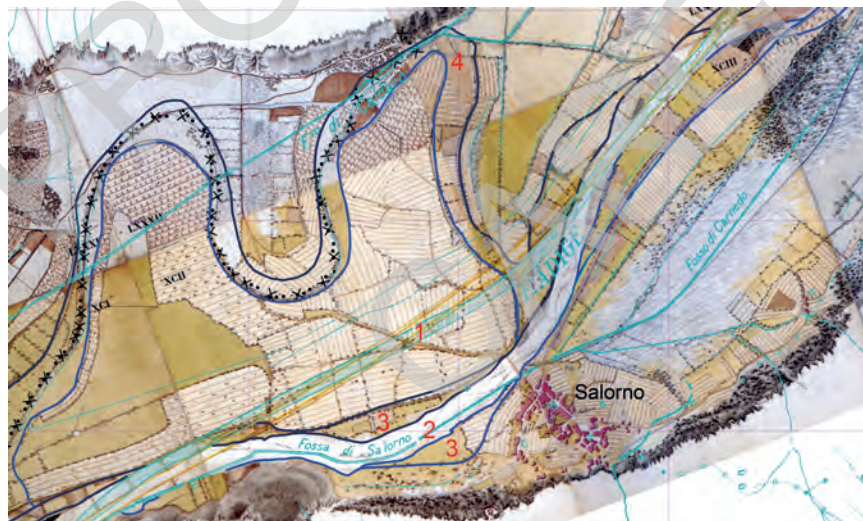


Fig. 69 - Stralcio della carta di Ignaz von Novak (1805) relativo al tratto di fondovalle dell'Adige presso Salorno, sulla quale è proiettata l'idrografia attuale. Le tracce dei paleoalvei sono indicate in blu (in blu scuro la sponda destra). Legenda: 1) percorso attuale del F. Adige; 2) percorso antecedente la rettifica del 1882; 3) percorso secondo la carta del generale De Bohn (1752-1755); 4) paleoalveo disattivato attorno al 1700 circa. Ogni lato del reticolato è di 1 km. (originale conservato al Landesarchiv di Innsbruck)

In termini generali si può ritenere che nel fondovalle dell'Adige non vi siano state importanti interruzioni nella tendenza all'aggradazione dall'Olocene fino all'Attuale. Tipica ed evidente in questo tratto della valle è la mancanza di terrazzi alluvionali.

I sedimenti superficiali mostrano una grande variabilità tessiturale che può essere legata alla maggior ampiezza del fondovalle stesso a S di Ora, nonché alla bassa pendenza della valle nello stesso tratto, che motiva la presenza di vaste paludi e del percorso localmente meandriforme del F. Adige.

Le facies di piana alluvionale prossimale sono composte da sabbia fine micaacea, talora con scarsa sabbia media, di colore grigio o bruno grigiastro, stratificate. Nella composizione della sabbia dell'Adige si può sottolineare come la frazione carbonatica sia del tutto subordinata rispetto alla componente quarzoso-micaacea.

Nelle facies di piana alluvionale distale e di transizione ad ambiente palustre troviamo sabbia fine, da debolmente limosa a limosa, con intercalazioni di limo, localmente limo e sabbia, ma anche limo, limo con intercalazioni di torba o con la presenza di scarsi resti vegetali in posizione di vita. Nei settori a ridosso delle zone distali dei conoidi (ad es. conoide di Termeno o a N del conoide di Ora) non è infrequente trovare intercalazioni di sedimenti limoso-argillosi bruno-rossastri legati alla deposizione di flussi idrici non incanalati provenienti dai soprastanti conoidi. Gli spessori dei sedimenti di piana alluvionale attuale sono variabili in genere da circa 0,8 m fino a 3-4 m (es. tra Cadino e Masetto).

Le facies di argine si caratterizzano per la presenza di sabbia da fine a media, ben stratificata, talora con sottili livelli intercalati a gradazione normale.

Nelle aree golenali, di canale fluviale abbandonato naturalmente o per intervento antropico, prevalgono le sabbie medie e grosse, da debolmente ghiaiose a ghiaiose, poggianti a debole profondità (0,5-1,8 m) su ghiaie e sabbie. Le ghiaie si caratterizzano per la presenza di clasti fino a 12 cm di diametro, composte prevalentemente da metamorfiti, quarzo e subordinatamente da calcari e dolomie e da litotipi appartenenti al Gruppo Vulcanico Atesino.

Nei corpi di barra si rinvengono frequentemente sabbie medie, talora con sabbie grosse. È questo il caso del settore di pianura in cui sorge Cortina all'Adige (oggi Cortina sulla Strada del Vino), la cui parte storica sorge su di una grande isola fluviale (*Mitterling*) che si eleva rispetto alla pianura circostante di 2-3 m. È nota la presenza in questa zona di masi fin dal 1300, per cui possiamo considerare questa zona stabile sin da quell'epoca.

Nell'area tra la stazione di Mezzocorona e l'uscita autostradale di S. Michele all'Adige le alluvioni si interdigitano ai sedimenti grossolani del conoide del T. Noce. Nel sondaggio S3, riportato in FUGANTI & DEFRANCESCO (1992), lo spessore dei sedimenti del F. Adige è di 1,75 m. Si tratta di limi e sabbie che ricoprono una sequenza di ghiaie appartenenti alle alluvioni del Noce. Nello stesso articolo viene analizzata la composizione mineralogica di due campioni relativi ai sedimenti dell'Adige che indica una prevalenza di biotite (oltre il 60%), quindi orneblenda (10-15%), carbonati (< 10%), clinopirosseni (3-5%) e granato (4-8%).

I rilievi di terreno hanno consentito di individuare le tracce di un paleoalveo del F. Adige posto sul fianco destro della valle, che si segue piuttosto bene da

Termeno a Cortaccia. Esso è marcato dalla presenza, a circa 1-1,2 m dal p.c., di sabbia media, talora con scarso ghiaio; in superficie si notano localmente piccole scarpate a scarsa continuità laterale. Si ritiene che l'Adige a S di "al monte"/Gmund avesse un tracciato sinuoso, tanto da piegare a N attraverso le località Innerhof, Marienhof, Maso Giovanelli, e di qui ripiegasse verso S, all'incirca seguendo la Strada del Vino fino a collegarsi alle tracce presenti presso Termeno in corrispondenza del Fosso Grande di Caldaro. In pratica buona parte della zona paludosa nota a S di tale località sposerebbe questo antico percorso dell'Adige. È plausibile che a S di Magré all'Adige il fiume proseguisse sul fianco destro della valle, bordando ad occidente la "Mitterling" dove sorge Cortina all'Adige, collegandosi poi più a S al tracciato noto a N di Salorno (4 in Fig. 69). Non si hanno in questa fase elementi precisi per la datazione di questo tracciato, ma considerazioni di carattere generale, tra cui i tassi di sedimentazione noti (AVANZINI *et al.*, 2007), la presenza di morfologie superficiali, la debole profondità dei sedimenti grossolani di alveo, rendono probabile un'età romana o alto medievale.

4.3. - DATI DEL SOTTOSUOLO IN VAL D'ADIGE

Per quanto riguarda lo stato delle conoscenze riguardanti il sottosuolo sono disponibili numerosi dati per i primi 20-30 m, pur se con grande difformità, mentre per profondità maggiori i dati sono puntuali e derivano dalle stratigrafie dei pozzi e di alcuni sondaggi.

La profondità del substrato roccioso è nota solo in forma indiretta. In uno studio dell'AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE (1998) le indagini sismiche a riflessione eseguite poco a sud del confine della Provincia di Bolzano con quella di Trento (località Zento Vecchio, Mezzocorona) indicano che il substrato è posto a profondità comprese tra 250 e 370 m dal p.c. (tra circa 35 e 160 m al di sotto del livello del mare). Inoltre, esso degrada da NW verso SE, raggiungendo probabilmente una profondità attorno ai 400 m dal p.c. sul lato SE della valle, che verrebbe ad avere così un profilo asimmetrico. Nello stesso studio la profondità del substrato roccioso viene posta a profondità analoghe tra Salorno e Cortaccia, mentre nel tratto soprastante sarebbe maggiore (tra i 450 e i 375 m dal p.c.), aumentando ulteriormente a nord di Ora (tra i 525 e i 450 m). La mancanza di sondaggi profondi di taratura del modello sismico rendono seriamente discutibili le profondità calcolate, soprattutto alla luce delle sezioni sismiche accoppiate a sondaggi profondi effettuate a Trento (FELBER *et alii*, 2000) e a Merano (BARGOSS *et alii*, 2010) entrambe indicanti la profondità massima del substrato roccioso a oltre -620 m dal p.c.

Tra i sondaggi più profondi citiamo un sondaggio a carotaggio continuo eseguito a Roveré della Luna in località Lomeri (212 m s.l.m.), che ha raggiunto la profondità di 80 m dal p.c. Esso ha attraversato dapprima depositi del conoide di Roveré della Luna (0-24 m) costituito da clasti subangolosi di natura calcareo-dolomitica, di dimensioni fino a 20 cm, con abbondante matrice limosa, quindi

una successione di sedimenti fini con torbe e sabbie intercalate riferibili ad un ambiente palustre con intercalazioni di sedimenti di esondazione del F. Adige (24÷45 m). Il tratto inferiore della successione attraversata (45÷80 m), comprendente sabbie da fini a medie con abbondante muscovite e biotite e con intervalli torbosi, è riferibile piuttosto ad un ambiente di piana alluvionale prossimale, se non di rotta. Sono state eseguite 2 datazioni ^{14}C su frammenti lignei all'interno dei livelli torbosi prelevati alle profondità di -32 (LTL942A) e -80 m dal p.c. (LTL943A) che hanno restituito età calibrate di 10455 ± 215 cal yrs BP e 11700 ± 400 cal yrs BP rispettivamente. Le date definiscono un tasso medio di sedimentazione per l'intervallo tra 32 e 80 m di 38,6 m/1000 anni, mentre per la parte superiore olocenica tra 0÷32 m di 3,1 m/1000 anni.

Altri due sondaggi significativi sono stati eseguiti ad W ed a N di Salorno. Nel primo viene attraversata una sequenza di sabbie medie e fini, con subordinate intercalazioni di limo e presenza di resti vegetali fino alla profondità di 57 m dal p.c. Al di sotto, fino alla profondità di 115 m dal p.c., inizia una successione monotona di limi, limi sabbiosi grigi, tranne per l'intervallo compreso tra 70 e 80 m in cui sono ancora presenti sabbie medio-fini, riferibili ad un ambiente prevalentemente di tipo lacustre. Il secondo sondaggio, posto 1 km a N del primo, evidenzia una successione più articolata, con intercalazioni torbose (17,5÷18,0 m e 23,2÷25,2 m) e di sabbia media e grossa (28÷30 m), quest'ultima indicatrice di prossimità ad un alveo del F. Adige. Di particolare interesse sono le datazioni radiometriche qui eseguite (Tab. 2, campioni LTL2688A, LTL2689A, LTL2690A), che forniscono un limite Olocene-Pleistocene posto a circa 37-40 m dal p.c., indicando dunque un'età tardoglaciale per la serie lacustre sopra descritta, concordemente con quanto avviene presso Trento (FELBER *et alii*, 2000).

Le datazioni radiometriche eseguite su questo sondaggio, oltre che su quelli sopra citati ed altri eseguiti presso Egna (Tab. 2, sondaggi "Adige 5", "Adige 13") ed Ora (Tab. 2, sondaggio "Adige 1"), consentono di definire un tasso di sedimentazione medio variabile tra circa 1,7 fino a circa 3-3,5 m/1000 anni per la serie riferibile al Boreale ed al post-Boreale, mentre per la successione sottostante, cronologicamente inquadrabile nel Preboreale e nella parte superiore del Tardoglaciale, i tassi di sedimentazione sono decisamente più elevati (da circa 14 fino ad oltre 50 m/1000 anni).

I tassi di sedimentazione per la successione olocenica si inquadrano bene con quelli medi calcolati nella vallata atesina nelle aree di Bolzano (AVANZINI *et alii*, 2007), di Merano (BARGOSS *et alii*, 2010) e di Trento (AVANZINI *et alii*, 2010). Il forte tasso di sedimentazione nella parte terminale del Tardoglaciale è testimoniato anche da due datazioni AMS ^{14}C eseguite sul sondaggio profondo di Zambana Vecchia nel limitrofo foglio "Trento" (5 km a S di Mezzolombardo) che hanno restituito età calibrate di 14125 ± 325 cal yrs BP (-166 m) e 13675 ± 225 cal yrs BP (-217 m) (AVANZINI *et alii*, 2010).

4.4. - DEPOSITI E FORME ALLUVIONALI DEL T. NOCE NELLA PIANA ROTALIANA

La Piana Rotaliana fin a ridosso dell'attuale corso dell'Adige è formata dalle alluvioni recenti che caratterizzano il conoide del T. Noce. In superficie sono diffusi su gran parte dell'area sedimenti fini, di spessore variabile, che rappresentano le ultime fasi di esondazione del torrente. Nella carta geologica si sono evidenziate due aree laterali e distali rispetto all'attuale canale, costituite da ghiaie e ghiaie sabbiose. Questi sedimenti sono stati distinti da una fascia centrale, che si allarga a ventaglio verso S. Michele all'Adige, dove sono presenti sedimenti a ciottoli prevalenti. Dal punto di vista della composizione mineralogica un'analisi al microscopio eseguita sui campioni di un sondaggio (sondaggio S11 in FUGANTI & DEFRADESCO, 1992) indica una percentuale di carbonati compresa tra il 50% ed il 70%; altri minerali presenti in percentuale significativa sono l'orneblenda (5-13 %) ed il granato (7-20 %). Nei depositi più grossolani sono abbondanti le dolomie e le metamorfiti. Sono invece rari o molto rari i calcari, le rioliti e le tonaliti. La forma del conoide è poco evidente e le pendenze sono molto basse, inferiori ad 1°.

Il corso del T. Noce è stato fortemente modificato nel periodo compreso tra il 1850 e il 1853. Il vecchio percorso confluiva nell'Adige poco a N dell'abitato di Grumo, come si può evincere dalla carta del Novak (ca. 1805, in WERTH, 2003). La stratigrafia di un sondaggio nella zona Molini, nella parte S del paese di Mezzolombardo, indica uno spessore dei depositi di conoide di 36 m. I depositi grossolani ghiaiosi poggiano su sabbie e limi alluvionali dell'Adige che sono presenti almeno fino alla profondità di 60 m.

4.5. - DEPOSITI ALLUVIONALI AL DI FUORI DEL FONDOVALLE ATEGINO

Al di fuori del fondovalle dell'Adige i depositi alluvionali e torrentizi sono composti da ghiaie, ghiaie sabbiose e con piccoli massi, grossolanamente stratificate ed embricate; non mancano le barre di sabbia. La frazione clastica si caratterizza per la presenza di elementi da subarrotondati ad arrotondati, composti da litologie prevalentemente locali. Molti dei depositi hanno scarsa estensione e pertanto non sono cartografabili.

Lungo il fondovalle del T. Noce, a monte della Rocchetta, sono presenti alluvioni terrazzate sia in destra (dalla stazione ferroviaria di Denno fino a Maso Milano) che in sinistra (a monte della confluenza del Rio Pongaiola). La superficie dei terrazzi si eleva da 2 a 10 m sull'attuale fondovalle.

4.6. - DEPOSITI DI ORIGINE MISTA (TORRENTIZI E/O DA DEBRIS-FLOW E/O DI VALANGA) E DI DEBRIS-FLOW, CONOIDI DI ORIGINE MISTA

I depositi di origine mista (torrentizi e/o da *debris-flow*, talora anche con il contributo di apporti legati a valanghe) costituiscono una tipologia di sedimenti piuttosto diffusa e sono distribuiti soprattutto alla base dei versanti ed allo sbocco di incisioni e valli, dove danno luogo a conoidi talora coalescenti. I depositi più estesi e di maggiore spessore sono quelli che costituiscono i principali conoidi del fondovalle atesino (conoidi di origine mista). In generale lo spessore può variare da pochi metri ad oltre un centinaio di metri (apice dei grandi conoidi di fondovalle, ad es. conoide di Termeno). Gli spaccati più significativi sono a S. Floriano (Egna), a Cortaccia, presso Roveré della Luna e lungo le pendici orientali del Monte Ozol, a NW di Revò. In vari casi sono disponibili stratigrafie di sondaggi e di pozzi che attraversano tutta la sequenza deposizionale.

L'origine dei depositi è legata all'azione di più processi deposizionali concomitanti, localmente con il prevalere di alcuni rispetto agli altri che possono avere carattere accessorio. In alta montagna prevale l'azione di trasporto tramite *debris-flow* e le valanghe, mentre il trasporto e la rielaborazione torrentizia interessano soprattutto i sistemi deposizionali di maggiori dimensioni.

I depositi sono composti soprattutto da diamicton massivi a supporto clastico e/o di matrice, con subordinate intercalazioni di ghiaie sabbiose grossolanamente stratificate ed embricate; la matrice è generalmente di natura limoso-sabbiosa. La frazione clastica è prevalentemente subangolosa e la composizione litologica riflette quella dei litotipi presenti nel bacino a monte: ad es. i depositi presenti in Oltradige, a Cortaccia ed alla base del versante sinistro a S di Egna e di quello destro da Magré all'Adige a "la Rochetta" contengono prevalentemente clasti di dolomie, talora in forma esclusiva. I conoidi misti presenti sul fianco destro della Val di Non sono composti in prevalenza da calcari (Gruppo dei Calcarei Grigi) e subordinatamente da dolomie (Sporminore) e marne (conoidi tra Cles e Tuenno). Nel conoide del Rio Inferno e negli altri conoidi a S di Termeno vi è anche una frazione clastica significativa composta da litotipi terrigeni e calcareo-terrigeni provenienti dalle formazioni del Trias medio ed inferiore, che impartiscono anche una colorazione bruno-rossastra alla matrice dei depositi. Nel conoide di Ora, in Val di Cembra e localmente in Val Trodena è importante la presenza della componente porfirica anche nella matrice fine che assume una colorazione bruno-bruno rossastra. I conoidi situati nel pianoro tra Cles e Tuenno prendono origine dallo smantellamento dei soprastanti depositi di contatto glaciale e di *debris-flow* del subsistema di Cloz. Un caso particolare è quello dei conoidi del ripiano di Sporminore, che sormontano i corrispondenti conoidi del subsistema di Mollaro come si può osservare dalla blanda rottura di pendenza nella parte apicale e mediana di questi ultimi. In altri casi, invece, come sul ripiano del Monte Corona ad W di Cunevo, sul versante Nord del Dosso della Tia (Monte Fausior) e a Pianizzia nella Valle dei Molini a NW di Roveré della Luna, i depositi di *debris-flow* si sono evoluti a spese di precedenti depositi di frane di crollo

obliterando in parte o completamente la morfologia originaria dell'accumulo.

Alcuni conoidi presentano una transizione alla pianura circostante marcata dalla presenza di intercalazioni di sedimenti fini, da sabbiosi fino a limoso-argillosi, con intervalli a gradazione normale, legati alla deposizione di flussi idrici non incanalati. Questa fascia di transizione è molto estesa a nord del conoide di Ora, dove si riconosce in superficie per il colore bruno rossastro dei sedimenti, ma ben individuabile anche nei sondaggi. Infatti, un sondaggio eseguito a SW di Ora, a circa 270 m dal margine distale del conoide, ha individuato la base di quest'ultimo tra circa 13 e 15 m, dove sono presenti sedimenti fini dovuti a decantazione di flussi idrici alimentati dal Rio Nero interdigitati con sabbie di esondazione del F. Adige. Tale intervallo è stato datato al 2° millennio a.C. (Tab. 2, campione Ua-40382). La successione sottostante comprende facies di canale del F. Adige (15÷23 m) poggianti su sedimenti di piana alluvionale fino alla base del sondaggio (35 m).

I depositi di *debris-flow* presentano morfologie caratteristiche, caratterizzate dalla presenza di piccoli argini subparalleli, talora a sviluppo irregolare, accompagnati a quote inferiori da forme lobate o ramificate marcate dalla presenza di ghiaie pulite. In generale i depositi sono composti da ghiaie eterometriche, mal classate fino ai diamettoni massivi; in modo del tutto subordinato possono essere presenti lenti di ghiaie sabbiose embricate, in genere legate all'azione del ruscellamento superficiale. Lo spessore dei depositi varia da qualche metro ad alcune decine di metri. I conoidi di *debris-flow* sono sovente forme di modesta estensione, composte da lobi allungati, variamente giustapposti.

Depositi variamente rimodellati, talora terrazzati di parecchi metri sull'attuale fondovalle, si rinvencono tipicamente a Cortaccia, ad W ed a S del M. Ozol (Val di Non), a monte del Ponte di Mostizzolo (Val di Sole). Per i depositi presenti a Cortaccia sono disponibili due datazioni ^{14}C . A S di Niclara (quota 332 m) dei carboni all'interno di un deposito di origine mista hanno fornito un'età di 10428 ± 65 anni BP (LTL3441A, vd. Tab. 2), correlabile quindi con una fase più antica del Dryas recente. A S di Maso Andreis (Cortaccia) il tratto intermedio del Rio Largo si sviluppa su di un fondovalle piatto, in cui si possono riconoscere almeno 3 ordini di terrazzi, di cui quello meno elevato è posto a circa 4 m dal greto del rio. In un livello a rendzina, posto a circa 3,8 m dalla superficie del terrazzo, sono stati raccolti dei carboni che hanno fornito un'età ^{14}C di 1430-1210 anni cal BC (LTL3442A, vd. Tab. 2). Dunque la fase di incisione dello stesso terrazzo è posteriore a quest'epoca essendo l'area ancora in fase di accrescimento.

4.7. - PALUDI E TORBIERE, DEPOSITI PALUSTRI E LACUSTRI

Nelle aree paludose bonificate tramite rete di fossi e di scoli, talora per colmata, i sedimenti palustri sono composti da:

- torbe feltrose di colore bruno, poco umificate, costituite soprattutto da un feltro di radichette e subordinate cuticole, ampiamente diffuse soprattutto a N di Magré s.S.d.V. e tra Salorno e Carnedo;

- torbe con intercalazioni di limi o limi sabbiosi e viceversa (ad es. ad E di Cortaccia e di Termeno, a S di Roveré della Luna);
- torbe con intercalazioni sabbiose, sabbie e torbe, arealmente poco diffuse (ad es. a N del Lago di Caldaro);
- limi, limi debolmente torbosi e debolmente sabbiosi, limi e sabbie, marcati da stratificazione orizzontale ed in genere da colorazione grigio scura in condizioni di falda superficiale (ad es. Palù di Termeno e Palù di Caldaro, Wiesermöser, zona ad E ed a S di Magré all'Adige); da notare che i sedimenti terrigeni di ambiente palustre presenti nella zona di raccordo tra i conoidi ed il fondovalle sono marcati dalla presenza di sedimenti deposti da flussi idrici non incanalati provenienti dai soprastanti conoidi.

Le stratigrafie dei sondaggi indicano spessori di torbe di vari metri, con valori fino a 10,5 m a N di Salorno e di circa 15 m per l'area a S di Roveré della Luna.

Analizzando le carte storiche della fine del 1700 possiamo osservare che vasti settori della Bassa Atesina erano aree paludose. Accanto all'ampia zona paludosa a S del Lago di Caldaro che si estendeva sino a Magré s.S.d.V. (località Wiesermöser, Palù di Termeno, Palù di Caldaro, Palù di Penone), ne esistevano delle altre, meno estese, ad es. a N di Ora (Palù dei Buoi-Palù di Ora) e di Villa (Paludi di Villa), a S di Egna (Palù del Toro), tra Laghetti e Salorno a ridosso del versante sinistro della valle, a S di Roveré della Luna.

Le aree più estese e storicamente ben note sono sui margini della valle, in zone interposte ai conoidi, in quanto in posizione "d'ombra" rispetto alle direttrici di sedimentazione, dunque con bassi tassi di sedimentazione e tendenzialmente depresse, come confermato anche dall'analisi del microrilievo. Tra queste è notevole per estensione la fascia tra Roveré della Luna e Mezzocorona con una lunghezza lungo l'asse vallivo di circa 3,5 km e un'ampiezza compresa tra 0,6 km e 1 km.

La bonifica delle paludi ha permesso di ampliare notevolmente la superficie coltivabile nel fondovalle. La più significativa delle antiche aree di palude che rimangono sino ad oggi è quella che circonda il Lago di Caldaro, la quale comprende un'area a biotopo di circa 241 ha, con vari tipi di ambiente, tra cui zone a bosco paludoso di ontani e salici, canneti, prati umidi e stagni. L'associazione floristica che occupa la zona a S del lago è caratterizzata dalla presenza di *Cladietum marisci*, *Caricetum elatae*, *Juncetum subnodosi*, *Schoenetum nigricantis*, *Molinia Caerulea*, *Typha angustifolia*, *Phragmites*, ecc. (BALÁTOVA-TULÁCKOVÁ & VENANZONI, 1989).

Il Lago di Caldaro è il più grande lago naturale della Provincia di Bolzano: esso si estende per una lunghezza di 2 km, una larghezza di circa 1 km ed ha una profondità massima di soli 5-6 m. La depressione in cui si sviluppa il lago deriva da quella lasciata dal ghiacciaio dell'Oltradige durante la fase finale del suo ritiro, ridotto in questo settore ad una massa di ghiaccio morto in lenta fusione; la posizione protetta rispetto alle direttrici di flusso del F. Adige ed i bassi tassi di sedimentazione hanno ulteriormente contribuito a mantenere depressa questa zona. Dai dati storici è noto che il lago stazionava ad una quota più alta di quell'attuale e che prima della bonifica di Von Zallinger (1774-1777) (MANFREDI, 1997) era

sprovvisto di emissario. Le opere di bonifica delle paludi a S del lago, con la costruzione del Fosso Grande e Piccolo di Caldaro, hanno drenato una vasta area paludosa, agendo anche da emissari del lago che vide ridursi la sua estensione. Recentemente vi è stato un certo innalzamento del livello dell'acqua, apprezzabile anche dal confronto delle basi topografiche più recenti rispetto a quella dell'IGM degli anni '70.

I depositi palustri e lacustri localmente presenti al margine del Lago di Caldaro sono formati da limo di colore grigio brunastro chiaro con intercalazioni torbose e dalla presenza di piccoli gusci di molluschi di acqua dolce.

Al di fuori del fondovalle dell'Adige, sono documentate piccole aree palustri o a torbiera nella zona di Castelvetro, in Val di Cembra, come ad es. presso il Lago Bianco (Parco del M. Corno), in Val di Non tra depressioni intra-*drumlin* o create da depositi di contatto glaciale e nell'altopiano di Favogna, dove trovano la maggiore estensione attorno al Lago di Favogna e presso la Oberfenner Moor. I depositi sono dati da torbe con intercalazioni limose, talora argilloso-limose laminate. L'associazione vegetazionale che troviamo nella palude che circonda il Lago di Favogna è caratterizzata dalla presenza di *Nuphar lutea*, *Nymphaea alba*, *Scirpo-Phragmitetum*, *Carex elata*, *Molinietum caeruleae*. La gran parte di queste aree umide si trova in corrispondenza di conche poste entro il substrato roccioso, legate a modellamento subglaciale (conche tra dossi montonati o *drumlin*) o in depositi glaciali e caratterizzate da difficoltà di deflusso. Praticamente per quasi tutte queste zone paludose si è osservata una chiara tendenza all'estinzione sia per colmamento naturale, sia per motivi antropici (drenaggi e captazioni di sorgenti).

4.8. - DEPOSITI DI FRANA

Nel foglio sono presenti accumuli di frana anche molto estesi in varie località, con diversa tipologia di messa in posto. La composizione dei depositi dipende dalle litologie coinvolte nel movimento e dal tipo di movimento. La gran parte dei depositi è costituita da ghiaie e blocchi eterometrici, con tessitura variabile da aperta a clasto-sostenuta; non mancano i diamicton a supporto di clasti, con matrice interstiziale sabbioso-limosa. I clasti sono comunemente spigolosi ed hanno in molti casi una composizione prevalentemente dolomitica, essendo coinvolti nei processi soprattutto formazioni lapidee dolomitiche o coltri quaternarie particolarmente ricche di tali litotipi.

Lo spessore dei depositi è estremamente variabile; in genere lo si può stimare come compreso tra pochi metri e circa un centinaio di metri.

In questo paragrafo verranno descritte alcune frane di particolare interesse per quanto riguarda l'evoluzione quaternaria del territorio, soprattutto per gli aspetti morfogenetici e gli elementi di datazione raccolti, rimandando al § VIII.2. per gli aspetti applicativi.

Tra le frane presenti sul versante destro della Val d'Adige citiamo la frana di Maso del Buco (Cortaccia) (vd. anche § VIII.2), che oltre ad essere la frana

più estesa del foglio (quasi 1,5 km²), ha caratteri complessi. I depositi coinvolti sono prevalentemente ghiaie e blocchi dolomitici, con matrice sabbioso-limosa interstiziale della stessa natura. L'attività interessa buona parte dell'area, ma vi sono ampi settori che non mostrano indizi di evoluzione in atto o in epoca recente. Parte di questo grande accumulo di frana è stato erroneamente interpretato come *rock glacier* relitto (SCHOLZ *et alii*, 2005).

Tra Egna e Casignano si possono osservare numerosi corpi di frana per crollo, alla base delle pareti dolomitiche presenti presso la località Maso Vescoli. Tra di essi quello presente subito a monte di tale località si caratterizza per la presenza di un notevole rimodellamento, con scarsi blocchi dolomitici eterometrici sporgenti dalla superficie d'accumulo. Questi elementi, uniti alla presenza di un suolo relativamente evoluto, fanno ritenere che tale frana sia antica e riferibile all'Olocene medio-Olocene antico.

Di particolare interesse è inoltre la frana presente a monte dell'abitato di Laghetti (Egna), costituita da un accumulo di blocchi eterometrici di dolomia, variamente rimodellato e coperto ai fianchi ed alla base da depositi *debris-flow* (vd. anche § VIII.2). L'accumulo, staccatosi dalla soprastante parete dolomitica, ha invaso anche il sottostante fondovalle. Infatti sondaggi eseguiti presso la chiesetta di S. Lorenzo e sull'adiacente argine sinistro del F. Adige hanno individuato blocchi eterometrici di dolomia alla profondità rispettivamente di 4 e 12 metri. Un sondaggio eseguito, ad est della chiesetta di S. Lorenzo, sul margine della valle, ha attraversato blocchi dolomitici con sabbia e limo della stessa natura, tra circa 2,8 e 13 m dal p.c. Tale intervallo, interpretabile come accumulo gravitativo con livelli di *debris-flow* nella parte superiore, è sormontato da sottili livelli di torba e di limo di ambiente palustre e lacustre, transizionali a facies di piana alluvionale. Troverebbe dunque una spiegazione l'origine del toponimo di "Laghetti (Laag)", che verrebbe a riferirsi ad almeno un piccolo bacino lacustre formatosi in una conca al tetto di depositi di frana. Una datazione eseguita su resti vegetali campionati a 2,7 m di profondità (208,1 m s.l.m.), subito sopra l'accumulo gravitativo, ha fornito un'età non calibrata di 235 ± 45 anni BP (Tab. 2, campione LTL5211A), che attesterebbe la presenza di tale piccolo bacino lacustre a partire dalla seconda metà del 2° millennio d.C.. La successione sottostante all'accumulo, fino alla profondità di 27 m dal p.c., è caratterizzata dalla presenza di sabbie debolmente limose di piana alluvionale del F. Adige, contenenti sottili livelli di ghiaie dolomitiche, legati ad apporti di *debris-flow* dal vicino versante. Un legno campionato a 15,9 m dal p.c. (2,9 m al di sotto dell'accumulo gravitativo) ha fornito un'età di 11467 ± 45 anni BP (Tab. 2, campione LTL5213A), che risulta non compatibile con l'età dei sedimenti attraversati dal vicino sondaggio "Adige 13" (vd. Tab. 2) e che viene interpretato come rimaneggiato. Un'ulteriore datazione è riferita a legni campionati in sedimenti di piana alluvionale del F. Adige, intercalati a depositi di *debris-flow*, attraversati in un sondaggio collocato alla base del versante. Il campione prelevato a 15,2 m dal p.c. (197,8 m s.l.m.) ha fornito un'età di 1148-904 anni cal d.C. (Tab. 2, campione Ua-40383): esso fornisce un'età massima per i soprastanti depositi di *debris-flow* e conferma un'età recente di tali depositi confermente ai dati di terreno.

Allo sbocco della Val di Non, a NW di Mezzolombardo, è presente la frana del Dosso della Tia (Monte Fausior), una frana di crollo con caratteristiche di *rock-avalanche* che affiora lungo la S.P. per Fai della Paganella fino al fondovalle della Piana Rotaliana. L'originale area di accumulo, che si estendeva per oltre 1 km² a partire dalla base delle pareti orientali del Dosso della Tia (quota ca. 800 m), è parzialmente rimodellata e coperta da depositi di *debris-flow*. La nicchia di distacco è costituita da tre settori di versante disgiunti, con direzione generale NW-SW, posti in prossimità del crinale a N del Dosso della Tia, accompagnati da profonde (20-30 m) fratture beanti ad andamento WSW-ENE, perpendicolari alla direzione del versante. Non si tratta perciò di trincee di rilascio tensionale ma di strutture probabilmente connesse ad attività neotettonica lungo la vicina linea Trento-Cles. L'accumulo è costituito da *diamicton* massivo a supporto di clasti, con blocchi eterometrici di dimensioni fin oltre 10 m di diametro. I blocchi hanno composizione prevalentemente calcarea e subordinatamente dolomitica, con matrice ghiaioso-sabbiosa della stessa natura. La cementazione ha carattere locale. Lo spessore complessivo dell'accumulo, confinato all'interno di un avvallamento, è di difficile valutazione, ma si può stimare fino ad un massimo di 30 metri.

Tra i principali accumuli di frana sono da ricordare le complesse frane di crollo del Dosso Corona, ad W degli abitati di Termon e Cunevo. La zona di distacco, che si sviluppa con andamento N-S per oltre 2,5 km nella Formazione del Monte Zugna, è individuabile sul crinale del Dosso Corona. L'accumulo, rappresentato da una serie di dossi anch'essi allungati in direzione NS e che formano una contropendenza di alcune decine di metri alla base del versante, è costituito da blocchi subangolosi da decimetrici a plurimetrici di calcari con matrice ghiaioso-sabbiosa. Alla base della parete di frana il deposito è stato rielaborato e coperto da depositi di versante e di *debris-flow* che formano una fascia pressoché continua larga 300-500 m. A N del Dosso Corona si individuano altre frane, quali quella del Marz della Fratta, sopra Terres, e quella del dosso Corno (quota 877 m, a NW di Terres), mentre accumuli di minor entità si rinvennero a W di Tuenno e di Mechel.

4.9. - DEPOSITI DI VERSANTE E DETRITI DI FALDA, LOCALMENTE A GRANDI BLOCCHI

Le sezioni più significative sono in Val d'Adige in corrispondenza di spaccati di cava abbandonati (es. presso Roveré della Luna).

I depositi comprendono accumuli di ghiaie o ghiaie e blocchi, a tessitura da parzialmente aperta ad aperta, con elementi angolosi di provenienza locale; la matrice è in quantità variabile, a seconda del grado di degradabilità dei litotipi. La struttura è sia massiva, sia clinostratificata, caratteristica questa dei detriti di falda, ampiamente diffusi alla base delle pareti rocciose sottoposte ai processi di gelivazione specialmente in alta montagna, dove costituiscono dei prismi paralleli al versante o assumono morfologia a conoide (coni detritici) qualora l'alimentazione sia prevalentemente guidata dalla presenza di un canalone.

Lo spessore è variabile da alcuni metri a quasi un centinaio di metri.

Tra le aree di affioramento più caratteristiche si ricordano i settori posti alla base delle pareti rocciose in Val d'Adige, in Oltradige, in Val di Non, sui versanti orientali del Monte Fausior (Dosso della Tia). In Val di Non si rinvencono anche in corrispondenza dei solchi vallivi maggiormente incisi (Val Verdes, Va Rodeza, Val dei Pilastri, Rio Pongaiola). Nell'area del Gruppo Vulcanico Atesino i detriti di falda sono legati soprattutto a piccoli crolli controllati dalla presenza di vari sistemi di diaclasi. Localmente, dove vengono coltivati i porfidi, si confondono con le discariche di cava. Da rimarcare la presenza di fasce sospese di detrito di falda in corrispondenza di cenge controllate dall'erosione selettiva del substrato o da condizioni strutturali (ad es. piani di sovrascorrimento ad W di Magré s.s.d. Vino).

I depositi di versante e di falda a grossi blocchi si caratterizzano per l'abbondanza relativa di blocchi di dimensioni metriche; gran parte di questi depositi è collegata a fenomeni di crollo a carattere diffuso che avvengono a spese di ammassi rocciosi spesso fortemente suddivisi in blocchi per la presenza di vari sistemi di diaclasi.

Tranne i casi di falde detritiche attivamente alimentate, i depositi presentano copertura vegetale da discontinua a continua, localmente con sviluppo di suoli là dove i processi di alimentazione sono cessati da molto tempo.

Alla base del versante sinistro della Val d'Adige, ad W di Salorno (località "Doss de la Forca"), l'escavazione della falda di detrito ha posto in luce la presenza di insediamenti mesolitici le cui datazioni ^{14}C hanno fornito età comprese tra 9200 e 6500 anni cal BC (BAZZANELLA & WIERER, 2001). In destra Adige presso La Rupe a Mezzolombardo una falda detritica spessa una decina di metri ricopre un sito dell'età del Bronzo tra 3500 e 1600 anni cal BC (BARTOLOMEI, 1974).

4.10. - DEPOSITI COLLUVIALI

I depositi colluviali sono costituiti da limi sabbiosi ed argillosi, talora da sabbie limose, con contenuto variabile di scheletro ghiaioso, a struttura massiva, ma più spesso debolmente stratificati; la stratificazione è sovente sottolineata dalla concentrazione di clasti in livelli mal definiti (*stoneline*). In alcuni casi i depositi sono costituiti da diamicton massivi a supporto di matrice. Gli affioramenti più significativi sono stati osservati a N di Cortaccia, a S di Montagna ed in Val di Non.

La gran parte dei colluvi si trova alla base dei versanti, nella fascia di raccordo con il fondovalle o con terrazzi. In questi settori possono assumere gli spessori maggiori (3-6 m). La presenza dei colluvi è più marcata a valle di formazioni litoidi terrigene (Arenaria di Val Gardena, Formazione di Werfen, Formazione di Ponte Pià, ecc.) o di depositi quaternari (*till*, depositi glacialacustri e di contatto glaciale) i cui prodotti di alterazione abbondano in matrice fine, in quanto più suscettibili di essere rimossi da parte dei processi di dilavamento. Questo fenomeno è diffuso soprattutto nelle aree con forte terrazzamento antropico (es. Val di Non).

4.11. - DEPOSITI ANTROPICI

I principali *depositi antropici* sono sul fondovalle dell'Adige: si tratta in genere di ghiaie miscelate a sabbie o sedimenti fini, talora derivanti dalla demolizione di edifici, che costituiscono i terrapieni sui quali sorgono capannoni o altri edifici (ad es. presso Salorno), oppure rilevati stradali e ferroviari. In altri casi si tratta dei depositi di bonifica di aree palustri per colmata con materiali in genere sabbiosi e ghiaiosi (ad es. area a S e a SW del Lago di Caldaro). Lo spessore è in genere di alcuni metri. Più estesi e spessi (da alcuni metri a poche decine di metri) sono i depositi delle numerose discariche delle cave di porfido presenti tra Bronzolo ed Ora, inoltre in Val di Cembra. I depositi, che hanno tutto l'aspetto del detrito di falda, sono formati da ghiaie e blocchi a tessitura aperta o parzialmente aperta, accumulatisi alla base del versante coltivato, in quanto scartati durante le operazioni preliminari di lavorazione.

4.12. - TRAVERTINO

I principali depositi di travertino sono in prevalenza localizzati in aree caratterizzate da attiva circolazione d'acqua quali cascate, aree con stillicidio diffuso, sorgenti. I principali depositi sono nel settore meridionale della Val di Non, nel tratto tra Taio e la Rocchetta, sulla valle a SW del Museo del vino di Caldaro, a Pinzano, sull'apice del conoide di Ora e presso C. Mayr, a N di Magré all'Adige dove costituiscono una placca in formazione, adesa alla parete. Suggeritive formazioni concrezionali sono presenti nella Forra di Santa Giustina (poco a valle dell'eremo). Lo spessore varia da pochi metri ad una decina di metri.

La maggior parte dei depositi è data da travertini fitoermali in corpi composti da "drappaggi" stratiformi in giacitura subverticale oppure da corpi tabulari con irregolare clinostratificazione, in questo caso associati a travertini fitoclastici. La formazione di questi depositi concrezionari carbonatici è favorita dalla forte concentrazione di CaCO_3 disciolto dalle acque che circolano in rocce o sedimenti sciolti calcareo-dolomitici. Tra i depositi da ricordare vi è quello presente lungo il T. Roggia, tra i 430 e i 460 m (loc. *Tovare* a Taio, Val di Non), che un tempo era oggetto di escavazione, data la notevole estensione nell'area con spessori di oltre 3 m. Due datazioni ^{14}C effettuate sulla frazione organica alla base e al top della sequenza (UtC-14567 e UtC-14544) hanno restituito età calibrate rispettivamente di 10.565 ± 195 e di 5.930 ± 190 anni BP, documentando una fase deposizionale che copre l'Olocene inferiore e medio. Molti depositi travertinosi di estensione limitata non sono stati cartografati per motivi di scala.

PROGETTO
CARG

VII - ASSETTO STRUTTURALE

(a cura di L. Selli, M. Avanzini, C. Morelli & V. Picotti)

1. - INTRODUZIONE

L'area in esame rappresenta la porzione nord-occidentale della catena orogenetica a sovrascorrimenti embricati nel Neogene (PROSSER & SELLI, 1991). I sovrascorrimenti più importanti presenti sono i *thrusts* Mezzocorona-Cortaccia e Vigo di Ton-Termenò; questi appartengono al sistema deformativo a trend NE che si estende dall'area di Trento fino ai dintorni di Bolzano (Paganella - Zambana - Fai - Monte di Mezzocorona - Favogna - Roen; CASTELLARIN & GATTO, 1981). Il sistema è diviso in differenti sistemi da faglie di trasferimento a direzione N e NW come la Linea Trento-Cles e la linea di Mezzolombardo-Taio, che hanno avuto il comportamento cinematico di svincolo, consentendo la traslazione verso SE delle unità tettoniche comprese tra la Linea delle Giudicarie Nord e la Val d'Adige. A questo sistema fa da contrafforte ad est della Val d'Adige un importante lineamento strutturale: la Linea di Trodena, una dislocazione regionale ad andamento NE-SW con immersioni a SE che porta il Gruppo Vulcanico Atesino ad accavallarsi verso NW, sui termini della successione sedimentaria permo-triassica ad occidente. A scala regionale essa rappresenta un retroscorrimento del principale *thrust* sud vergente rappresentando dalla Linea della Valsugana (SELLI, 1998), lungo la quale il basamento cristallino sudalpino sovrascorre su depositi miocenici con un accorciamento calcolato di circa 15 km (Fig. 74).

Il capitolo prenderà in considerazione gli eventi tettonici principali che hanno seguito quelli permiani, già descritti nel § IV.2 e che sono: l'evento medio-triassico, associato a vulcanismo, la tettonica norico-liassica di *rifting* che porterà all'apertura dell'oceano Piemontese - Ligure, la tettonica di inversione medio-cretacea, legata alla prima strutturazione delle Alpi Meridionali come *retro-foreland*, ed infine la più importante tettonica neogenica (neo-alpina).

2. - TETTONICA MEDIO-TRIASSICA

La successione di piattaforme anisiche della Formazione del Contrin è interrotta bruscamente nel settore di Cortaccia, ove viene sostituita da depositi bacinali della Formazione di Moena. Questo bacino, di limitata estensione, era bordato da faglie, alcune delle quali ancora tracciabili in carta con andamento NW-SE ed E-W. La più evidente tra queste è la faglia E-W a nord di Cortaccia, segnata in carta come faglia sinsedimentaria anche se è stata ripresa dalla tettonica successiva. I margini del bacino, ripidi ed instabili, fornivano brecce di dolomie verso il centro del bacino. Alla fine dell'Anisico superiore, questa suddivisione di ambienti rimane attiva, separando la Dolomia dello Sciliar dalla Formazione di Buchenstein. Tra Anisico superiore e Ladinico iniziale, un forte impulso di subsidenza, circa un ordine di grandezza superiore ai periodi precedenti e successivi, ebbe come effetto un notevole approfondimento batimetrico dei bacini, associato alla forte aggradazione delle piattaforme.

Successivamente, dalla fine del Ladinico inferiore, la brusca diminuzione della subsidenza permise una forte esportazione di sedimento nel bacino, che venne definitivamente colmato nel Ladinico superiore.

3. - TETTONICA NORICO-LIASSICA

I depositi norico-liassici del foglio Mezzolombardo costituiscono la parte occidentale della Piattaforma Veneta, suddivisa in tre ulteriori domini sedimentari, separati da faglie normali ovest-vergenti e caratterizzati da successioni sempre più condensate e lacunose verso oriente: i) il settore ad est della linea Mezzolombardo-Taio, in cui mancano quasi del tutto i Calcari Grigi ed il Calcare di Zu ed è presente una successione ridotta (300 m circa) di Dolomia Principale, comprensiva dell'intervallo retico (PROSSER & SELLI, 1991); ii) il settore della Valle di Non, compreso tra la linea Mezzolombardo-Taio e la linea Trento-Cles, caratterizzato da depositi sin-rift molto ridotti presso Rocchetta (Pozzo Coredò 1, presso Mollaro); iii) il Gruppo di Brenta, settore marginale e più subsidente della Piattaforma Veneta, compreso tra la linea Trento-Cles e la linea Ballino-Garda (CASTELLARIN, 1972): è caratterizzato da ambienti di piattaforma carbonatica con potenti successioni del Calcare di Zu e del Gruppo dei Calcari Grigi. Ancora più ad occidente si apriva il Bacino Lombardo.

3.1. - ZONA DI PONTE DELLA ROCCHETTA – MONTE CORNELLO

L'area in questione è sita all'inizio della valle del torrente Noce presso la stretta della Rocchetta, ed è costituita dal versante sinistro della valle, tra il torrente Noce, la Torre di Visione e il Monte Cornello. Questa zona è interessante per la presenza di un filone sedimentario, di una spettacolare faglia listrica/normale e di

una seconda faglia listrica meno evidente e di età diversa dalla prima.

Come si può vedere nella carta geologica ed in Fig. 70, nell'intero settore gli strati rocciosi immergono verso NW – NNW con un angolo via via maggiore (da 30 a 70°) spostandosi dal Cornello verso il torrente Noce. Si delinea così una anticlinale che è diretta conseguenza della deformazione alpina, la cui direzione di massimo raccorciamento in questa zona è infatti circa ortogonale a quella di immersione degli strati.

Per studiare con un'ottica corretta le faglie e il filone sopra accennati occorre quindi ruotare gli strati e l'intero settore, riportandoli circa all'orizzontalità, prima della deformazione alpina, altrimenti direzioni e angoli verrebbero falsati.

Il filone sedimentario è posizionato 50 metri sopra la strada statale n° 43 della Val di Non, tra il Noce e la Torre di Visone a quota 350 m; taglia la Formazione di Monte Zugna (FMZ) e, come visibile in Fig. 71, è riempito dei sedimenti provenienti dal soprastante Calcare oolitico di Loppio (LOP), che lo sutura. Possiede una larghezza di 30 metri nella parte alta ed è costituito da una roccia compatta, biancastra, non stratificata, che risalta ed è meno erodibile rispetto ai circostanti calcari stratificati della Formazione di Monte Zugna. Si osservano almeno due fasi di riempimento. Purtroppo vista la pericolosità del punto di affioramento, non si è potuto verificare direttamente le osservazioni fatte da lontano, né determinare se si tratta di una breccia di clasti di Calcare oolitico di Loppio o di sedimento

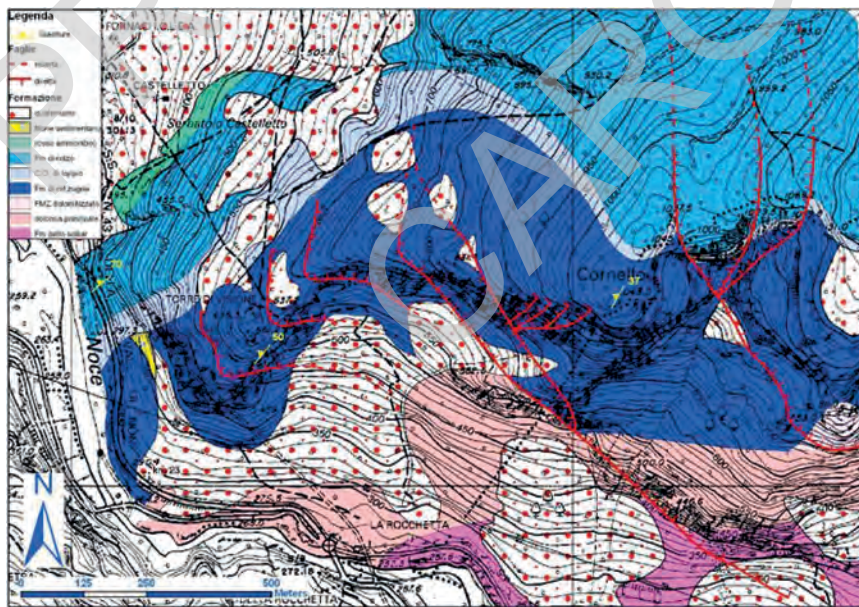


Fig. 70 – Carta geologica semplificata della zona di Ponte della Rocchetta – Cornello (modificata da carta geologica del progetto CARG- PAT)



Fig. 71 – Filone sedimentario di Ponte della Rocchetta: risulta riempito e suturato dai sedimenti del Calcare oolitico di Loppio (LOP)

oolitico della stessa formazione, litificato in un secondo momento all'interno del filone stesso. La giacitura originaria del filone non è ovviamente quella attuale (di poco inclinata verso ENE) ma si ottiene ruotando la stratificazione come prima accennato: alla fine risulta una direzione circa NNE-SSW.

La struttura più spettacolare di questa zona, segnalata per la prima volta da DOGLIONI & BOSELLINI (1987), è costituita da una faglia diretta di notevole estensione che taglia in due il versante meridionale del Cornello con un angolo di 30-35° (Fig. 72). Essa determina uno spostamento in pianta del limite tra la Formazione di Monte Zugna e la Dolomia Principale di circa 250 metri, con un accenno di *roll over anticline* negli strati del tetto. Nella stessa foto si nota inoltre, nel blocco a tetto della faglia, un ispessimento verso il piano di faglia degli strati della parte basale della Formazione di Monte Zugna. La giacitura attuale della faglia è circa N-S con immersione verso est di 30-35°; facendo ruotare gli strati verso l'orizzontalità (tenendo comunque conto che erano già in parte "tiltati" in seguito alla formazione dell'anticlinale di *roll-over*) si ottiene una direzione ~NNE e un'inclinazione approssimativa verso ESE di 40-70°. Da sottolineare infine che la faglia non sembra interessare il Calcare oolitico di Loppio: non è chiaro, per mancanza di affioramenti, se venga suturata da esso o dalla stessa Formazione di Monte Zugna.

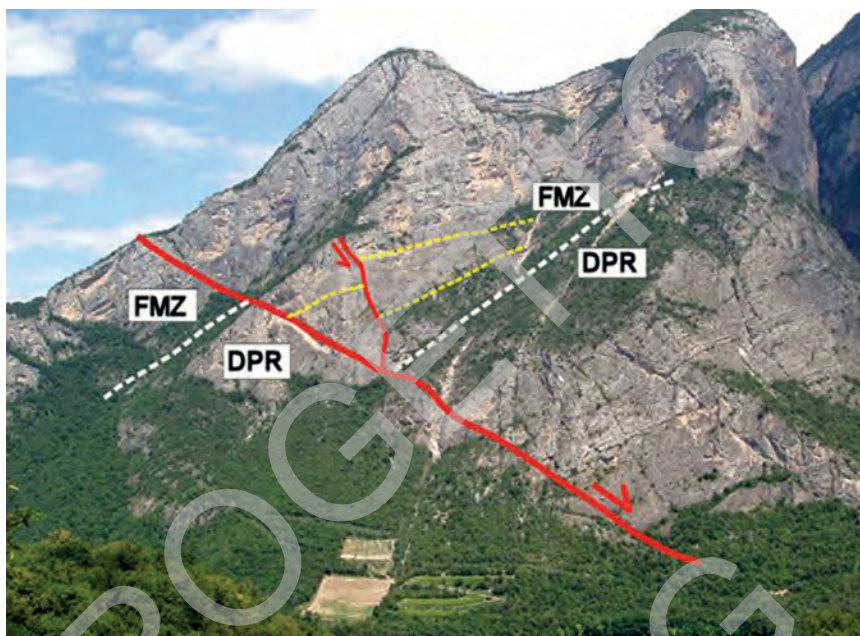


Fig. 72 - Faglia diretta, probabilmente listrica in profondità, affiorante nel versante meridionale del Cornello: si noti lo spostamento del limite FMZ/DPR (tratteggiato in bianco) e l'ispessimento verso la faglia degli strati della FMZ nel blocco di tetto (tratteggio in giallo).

In questa area è infine presente una faglia listrica che passa nel canale ad est del Cornello e che, insieme ad alcune faglie dirette antitetiche, determina l'abbassamento della porzione compresa tra le faglie sopra citate rispetto ai blocchi posti ad est e ad ovest.

La faglia listrica tende ad orizzontalizzarsi verso il basso, scollandosi a livello del passaggio Formazione di Monte Zugna – Dolomia Principale (Fig. 73). Questa struttura taglia la Formazione di Monte Zugna e il Calcare oolitico di Loppio con direzione circa N-S. Nell'insieme, l'intero blocco posto ad est della *master fault* rappresenta una anticlinale di *roll-over*, fagliata da strutture subcontemporanee alla faglia listrica stessa.

Interpretazione

La direzione ricostruita sia del filone sedimentario che della grande faglia diretta che taglia il versante sud del Cornello, e che può essere immaginata come una grande faglia listrica, è compatibile con un'orientazione del σ_3 ESE-WNW, quindi con la distensione liassica; in particolare essendo entrambe le strutture suture, e per quanto concerne il filone anche riempite dal Calcare oolitico di Loppio, l'ultima attività deve datarsi necessariamente al Sinemuriano inferiore-medio. La faglia listrica in questione ricorda in parte quella già citata in letteratura

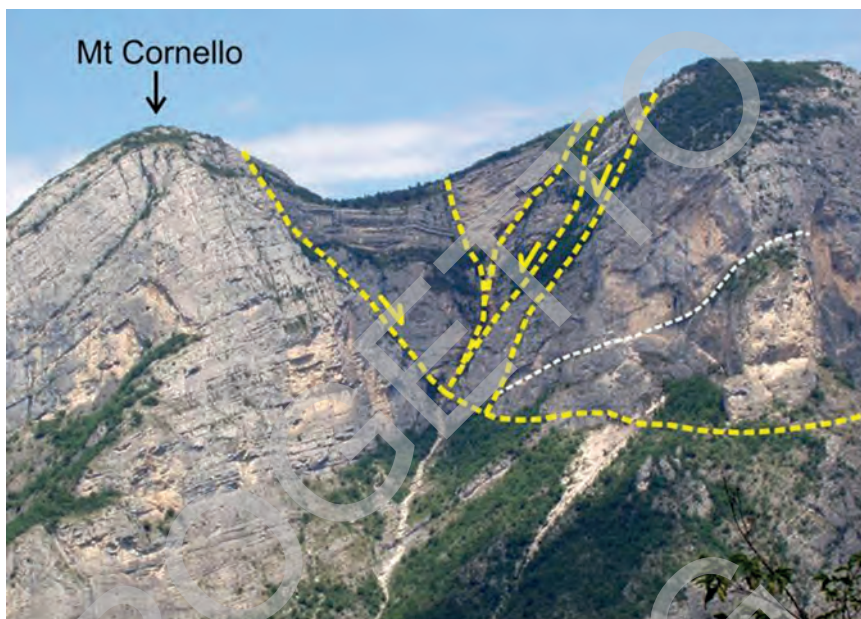


Fig. 73 – *Faglia listrica con faglie antitetiche presente ad est del Cornello*

da ZAMPIERI (1995), sia per morfologia sia per attività, che nel nostro caso, però, doveva essere già iniziata nell'Hettangiano, viste le strutture di crescita presenti verso la base della Formazione di Monte Zugna. Si possono quindi ipotizzare più fasi di attività per questo lineamento distensivo, una nell'Hettangiano e una o più nel Sinemuriano inferiore-medio.

Infine, la faglia listrica ad est del Cornello è anch'essa compatibile con la distensione liassica, ma in questo caso va riferita ad una fase più tardiva rispetto alla precedente, poiché la struttura taglia il Calcare oolitico di Loppio e continua nella Formazione di Monte Zugna; quindi l'ultima fase di attività deve essere stata almeno carixiana.

4. - TETTONICA DI INVERSIONE CRETACICA

A partire dall'Albiano, e per tutto il Cenomaniano, il settore del foglio viene interessato da una blanda tettonica compressiva capace di riattivare alcune delle faglie principali. Questo cambio di regime tettonico è stato documentato per la prima volta nell'area del Brenta settentrionale (PICOTTI *et alii*, 1998), nell'adiacente foglio Malè; tuttavia è in questo foglio che si viene a riattivare il lineamento distensivo che aveva separato comparti a diversa subsidenza: la linea Trento-Cles. Quest'ultima viene invertita parzialmente, con il cambio di comportamen-

to dei domini: ad ovest, l'area del Brenta, la più subsidente, forma un altotondo pelagico spazzato dalle correnti, con sedimentazione lacunosa o assente, ad est della linea si sviluppa invece una successione potente parecchie decine di metri (fino a 70), facente parte della Scaglia Variegata Alpina, caratterizzata da evidenze di scarsa ventilazione al fondo (*facies sapropelitiche* di Mollaro). Questa disposizione dei bacini e la possibilità che fossero legati ad eventi trascorrenti era già stata descritta da DOGLIONI & BOSELLINI (1987). Associate alla inversione delle faglie vi sono alcune pieghe, sigillate dalla successiva sedimentazione tardo cretacea in Brenta settentrionale, mentre lungo la Trento-Cles, la riattivazione neogenica e l'asportazione della successione cretacea dall'*hangingwall* della faglia, rende impossibile la loro eventuale documentazione. Ad est della linea, vi è ancora un settore, tra Cles e Revò, caratterizzato dall'appoggio della Scaglia Rossa campaniana sulla Dolomia Principale. Quest'area rappresenta l'*hangingwall* della linea di Foiana, sviluppata verso Nord nel foglio Appiano e qui presente come struttura plicativa sinclinalica. E' quindi possibile ipotizzare l'inversione parziale cretacea anche di quest'ultimo lineamento. A partire dal Turoniano, non vi sono più evidenze di attività compressiva e, anzi, si possono individuare alcune strutture distensive (PICOTTI *et alii*, 1998). Il bacino formatosi ad est della Trento – Cles andrà a colmarsi poco a poco e condiziona la sedimentazione fino a tutto l'Eocene inferiore, come dimostra la distribuzione dei corpi clastici torbiditici della Formazione di Val d'Agola (vedi anche lo schema dei rapporti stratigrafici a margine carta).

5. - EVOLUZIONE COMPRESSIVA NEOGENICA

5.1. - INTRODUZIONE

La strutturazione tettonica principale nell'area del foglio Mezzolombardo è stata acquisita durante gli eventi postcollisionali alpini che si sono succeduti a partire dall'Oligocene superiore - Miocene inferiore. Le precedenti fasi precollisionali cretacee eoalpine, legate alla subduzione della crosta oceanica della Tetide alpina, non sono qui evidenti come in Lombardia (strutture pre-Adamello in BRACK, 1985), a parte la riattivazione delle faglie del *rifting* descritte nel capitolo precedente.

Anche le fasi collisionali cosiddette "mesoalpine" eoceniche non sono registrate: ciò che prevale in questo periodo nelle nostre zone è sempre una tettonica distensiva caratterizzata da alti e bassi strutturali con un coevo magmatismo che produce espandimenti vulcanici basici (lave e ialoclastiti) con dicchi e breccie di esplosione. Tali prodotti, assenti nel nostro foglio, sono molto più abbondanti nei settori meridionali (Roveretano e Lessinia), per non parlare del batolite dell'Adamello-Presanella presente poco ad occidente, impostatosi tra 40 e 30 Ma ed appartenente al medesimo ciclo magmatico.

Lo sviluppo della tettonica neogenica risente fortemente delle eredità strut-

turali permo-mesozoiche legate alle varie fasi del *rifting* continentale tetideo e l'area del foglio, come del resto tutte le Alpi Meridionali, rappresenta un classico esempio d'inversione tettonica totale. Nel Miocene infatti la convergenza tra la placca adriatica e quella europea riattiva il reticolo di faglie sinsedimentarie legate alla strutturazione distensiva del *rifting* permo-mesozoico. Le compressioni si trasmettono dalla linea delle Giudicarie all'interno della successione mesozoica sedimentaria sudalpina, a partire dal Miocene inferiore, riattivando le faglie ereditate, coinvolgendo e affastellando porzioni crostali sudalpine sempre più potenti (PICOTTI *et alii*, 1995; PROSSER, 1998) sino alla zona in esame. Questo trend procede sino ad oggi nelle fasce pedemontane prospicienti la pianura veneta, attive soprattutto verso est nella zona veneto-friulana.

La linea delle Giudicarie rappresenta la struttura principale delle Alpi Centrali che raccorda con direzione NNE la linea della Pusteria e la linea del Tonale, facenti parte del lineamento Periadriatico. Secondo CASTELLARIN *et alii* (2006), il gradino che separa la linea della Pusteria dalla linea del Tonale si è formato durante le fasi eo- e meso-alpine cretaceo-eoceniche in concomitanza alla formazione dei bacini ove si sedimentavano i *flysch* lombardi, insubrici e nelle Dolomiti, come zona di svincolo cinematico tra i *thrust* sudalpini (Presolana) e quelli austroalpini.

La linea delle Giudicarie Nord solleva le unità austroalpine contro le Alpi Meridionali e rappresenta un sovrascorrimento ESE-vergente in rampa frontale, formatosi durante l'evento precoce neoalpino nel Chattiano-Burdigaliano (PROSSER, 1990; 1998; 2000). Durante l'evento valsuganese la linea viene riattivata come traspressiva sinistra con asse di convergenza a direzione N340°.

La linea delle Giudicarie Sud, ereditata dal *rifting* permo-mesozoico, è una grande piega obliqua verticalizzata SE-vergente a nucleo di basamento che trascina alla sua fronte i *thrust* giudicariesi all'interno del Gruppo di Brenta e nella zona a NW del Lago di Garda.

Le strutture traspressive del fascio delle Giudicarie si propagano dalla linea delle Giudicarie Nord e Sud affastellando le coperture permo-mesozoiche verso SE e riattivando le faglie normali norico-liassiche come lunghe rampe oblique a movimento traspressivo sinistro. Questa strutturazione si attua durante gli eventi neoalpini, dal Miocene inferiore nei settori più interni, perdurando sino al Miocene medio-superiore nei settori più esterni, sino alla Val d'Adige. Qui si enucleano una serie di *thrust en echelon*, che costituiscono oggi il versante destro della Val d'Adige nel foglio Trento, tutti con movimento traspressivo sinistro, limitati verso est dalla linea Trento – Cles. Queste strutture sono trainate da un cuneo di basamento profondo, che solleva il Gruppo di Brenta realizzando le duplicazioni di Molveno, Paganella, Terlago e Bondone (sez. C in PICOTTI *et alii*, 1995). Durante lo stesso evento, al di là dello svincolo Trento – Cles – Adige - Calisio s'impostano le tipiche strutture valsuganesi a direzione ENE – WSW. Nel foglio sono presenti solo le terminazioni orientali di queste strutture (Molveno, Mularo).

5.2. - CRONOLOGIA DEGLI EVENTI TETTONICI

La convergenza post-collisionale neoalpina neogenica si può dividere in tre tappe principali caratterizzate da differenti orientazioni del campo degli sforzi regionale (CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1998):

Evento gonfolitico o insubrico (Chattiano - Burdigaliano)

Costituisce l'evento più antico rilevabile nelle intere Alpi Meridionali ed è rappresentato da strutture compressive orientate NW – SE con asse regionale di paleostress σ_1 tra N20° - 30°. Questa orientazione ricalca quella delle strutture dinariche, presenti anche nelle Alpi Giulie sino alle Dolomiti Orientali (DOGLIONI, 1987), attive però prima dell'Oligocene superiore. Nel foglio Mezzolombardo questo evento è rappresentato dai sovrascorrimenti di Mezzocorona, che si collegano cinematicamente alla linea delle Giudicarie Nord; essi rappresentano le strutture più interne della catena sudalpina sud-est vergente e possono quindi essere inquadrare in questo evento. Queste strutture, come quelle analoghe del sovrascorrimento del Sabion e di Cima Tosa nel foglio Tione mostrano tuttavia assi di convergenza locale orientati NW-SE e N-S (PICOTTI *et alii*, 1995, SELLI, 1998). E' possibile quindi che la presenza della linea delle Giudicarie in prossimità di queste strutture abbia prodotto una distorsione del campo degli sforzi regionale, come spesso accade in presenza di strutture trasversali nelle catene, e che questo campo locale abbia influenzato i sovrascorrimenti più prossimi alla linea delle Giudicarie. A questa fase possono essere riferite piccole strutture a scarsa continuità laterale, come la sinclinale della Madrutta, il sovrascorrimento del Rio Lauco presso Molini in sinistra Adige, e alcune faglie inverse a vergenza sud nel Gruppo Vulcanico Atesino, che riattivano probabili paleo-bordi calderici. Durante questa fase, infine, si ha la probabile riattivazione della linea del Calisio come faglia inversa (CASTELLARIN *et alii*, 1988) (foglio Trento).

Evento della Valsugana (Serravalliano – Tortoniano)

Produce strutture compressive (pieghe ed associazioni di thrust) orientate ENE – WSW ed E – W con asse di paleostress σ_1 tra N340° e N350°. Le strutture relative a questa fase sono diffuse in tutto il Sudalpino Centro-Orientale e naturalmente anche nell'area in oggetto, che si trova ad est della linea Trento-Cles, che separa il sistema della Valsugana da quello delle Giudicarie, dove gli assi strutturali subiscono una torsione da direzione ENE a NNE.

Il versante sinistro della Val d'Adige fa parte infatti del tetto del grande sovrascorrimento sudvergente rappresentato dalla linea della Valsugana (SELLI, 1998), lungo il quale il basamento cristallino e le sue coperture sovrascorrono sui depositi miocenici nella zona di Borgo (foglio Borgo Valsugana) (Fig. 74). La linea di Trodena (T in Fig. 74) costituisce un retroscorrimento nordvergente, che segmenta l'*hangingwall* valsuganese, legato a questo evento. La linea del Calisio (foglio Trento), riattivata in questa fase, ne rappresenta la rampa laterale trascorrente destra (SELLI & VITALE, 1991).

Evento Adriatico o Scledense (Messiniano – Plio-Pleistocene)

Forma o riattiva essenzialmente delle faglie trascorrenti sinistre orientate circa NW – SE parallele alla linea Schio – Vicenza, con asse di paleostress σ_1 compreso tra N130° e N150°. Rappresenta un sistema di svincolo cinematico che separa le Alpi Meridionali Occidentali, ove la strutturazione tettonica si arresta con la fine del Tortoniano, da quelle Centro-Orientali ancora tettonicamente attive. In questo evento si enucleano le strutture pedemontane (linea Bassano – Valdobbiadene e anticlinale del Montello). Le strutture legate a questo evento nel foglio in esame possono corrispondere a riattivazioni a movimento sinistro di faglie trascorrenti orientate NW – SE, come la linea del Redebus e di Ruffrè, in origine trascorrenti destre valsuganesi. Anche i sovrascorrimenti di Mezzocorona e la Linea Trento-Cles, nonché il sovrascorrimento di Ora, mostrano blande riattivazioni riferibili a questo evento.

5.3. - INQUADRAMENTO DELLE STRUTTURE NEOGENICHE DEL FOGLIO

L'area occupata dal foglio Mezzolombardo rappresenta un transetto omogeneo della catena sudalpina centro-orientale. Il settore si trova infatti quasi interamente ad est della linea Trento-Cles, che separa il sistema della Valsugana ad est dal sistema delle Giudicarie ad ovest, agendo come fascia di trasferimento principale in questo settore, ereditata dal *rifting* permo-mesozoico.

A livello regionale, tra la linea delle Giudicarie Nord e la pianura veneta, la catena sudalpina si sviluppa con tre strutture principali orientate da N50° a N70°, guidate da altrettanti cunei di basamento che risalgono trascinando alla fronte le coperture sedimentarie permo-mesozoiche (Fig. 74). Si tratta di tre sistemi di sovrascorrimenti (sovrascorrimenti di Mezzocorona, linea della Valsugana e struttura Pedemontana, o linea di Bassano), tutti SE-vergenti, bordati verso ovest dal fascio di linee Trento-Cles – Mezzolombardo-Taio - Calisio – Schio-Vicenza, e caratterizzati da scollamenti sempre più profondi all'interno della crosta superiore e sempre più recenti verso sud-est (SELLI, 1998). L'intero settore sudalpino orientale può essere definito come sistema della Valsugana, dalla struttura più cospicua ed estesa che lo caratterizza.

L'area del foglio comprende la parte settentrionale di questo transetto con i sovrascorrimenti di Mezzocorona, cui segue verso SW la linea di Fai della Paganella, trasferita dalla linea Mezzolombardo - Taio, e la linea di Trodena che fa parte del tetto del *thrust* della Valsugana.

La torsione da elementi valsuganesi orientati ENE a direzioni giudicariesi orientate NNE (“Giunzione di Trento” in GATTO & SEMENZA, 1969) si attua gradualmente tra la linea Mezzolombardo – Taio e la linea Trento – Cles, che insieme possono essere considerate la fascia di svincolo principale del Sudalpino Centrale. In questo senso la linea di Fai rappresenta il *trait d'union* tra i due sistemi.

L'area del foglio può essere divisa non solo per le associazioni strutturali ma anche per la differente successione stratigrafica presente, che induce una diversa



Fig. 74 - Sezione schematica tra la linea delle Giudicarie ed il sistema della Valsugana (da SELL, 1998, mod.), con indicazione dei raccorciamenti neogenici ipotizzati. T = linea di Trodena.

risposta agli stress tettonici che hanno interessato questo settore del Sudalpino. Anzi si può dire che le eredità litologiche, legate a loro volta allo sviluppo delle varie fasi del *rifting* permo-mesozoico, sono fondamentali nel determinarne l'assetto strutturale. Dal punto di vista reologico si può dividere il foglio in due principali aree caratterizzate da una diversa evoluzione stratigrafica e strutturale. In particolare, la zona sud-orientale e nord-orientale è occupata dagli espandimenti vulcanici del Gruppo Vulcanico Atesino (GA), in gran parte (soprattutto a sud) costituiti qui dai suoi termini più recenti che chiudono il ciclo magmatico (Fm. di Ora). Essi rappresentano un corpo rigido e fragile, dove prevalgono faglie ad alto angolo sia trascorrenti che inverse, che vanno a costituire un reticolo regolare di discontinuità, spesso ereditato dal *rifting* permiano, orientate in prevalenza NW – SE a movimento trascorrente destro e NE – SW e N-S come inverse-sinistre. L'insieme delle strutture indica un asse di convergenza orientato NNW – SSE.

Da un punto di vista generale tutto il blocco del GA ad est della linea di Tredena, mostra giaciture caratterizzate da una immersione media verso W-NW e inclinazione media sui 10° . Tale assetto è coerente con il fatto che questo blocco rappresenta il tetto del sovrascorrimento della Valsugana e segue l'andamento della rampa profonda della struttura, analogamente a quanto avviene ad est, nella Catena dei Lagorai (foglio Borgo Valsugana).

La restante parte del foglio (Val d'Adige, Val di Non) è occupata dalle successioni di copertura mesozoiche, il cui assetto risente fortemente della tettonica sinsedimentaria mesozoica riferibile al *rifting* norico-giurassico. Il settore ad est della linea Mezzolombardo - Taio infatti presenta una successione ridotta di piattaforme anisico-noriche (Formazione del Contrin, Formazione dello Sciliar e Dolomia Principale) con spessore totale di circa 1000 m che rappresentano l'espressione più significativa dell'alto di Trento. Tale settore si estende a tutte le Dolomiti Occidentali ed è caratterizzato da una ridotta Dolomia Principale con 300-400 m di spessore e dall'assenza del Gruppo dei Calcarei Grigi, ampiamente presente invece nelle aree adiacenti (fascio delle Giudicarie Sud, Gruppo di Brenta e Dolomiti Orientali ad est del T. Cordevole).

Da un punto di vista reologico il nucleo rigido di piattaforme carbonatiche (dolomie medio-triassiche, Dolomia Principale e Calcarei Grigi), dove s'impongono le faglie ad alto angolo (rampe), è compreso tra due intervalli più plastici, sede degli scollamenti lungo strato: alla base i sedimenti terrigeno-carbonatici del Permiano sup.- Trias medio (Arenarie di Val Gardena, Formazione a Belleophon, di Werfen, del Serla inferiore, di Giovo, ecc.) ed a tetto le sottili successioni pelagiche per lo più carbonatiche del Giurassico medio- Eocene (Rosso Ammonitico, Maiolica, Scaglia Variegata Alpina, Scaglia Rossa e Formazione di Ponte Pià).

5.4. - I PRINCIPALI LINEAMENTI TETTONICI AD OVEST DELLA VAL D'ADIGE

Linea Trento - Cles

Già definita come “faglia di Zambana-Cavedago” da GATTO & SEMENZA, 1969, rappresenta, insieme ai *thrust* di Mezzocorona-Mendola ed alla Linea di Trodena, la struttura principale del foglio. Nella sua lunga storia ha avuto almeno tre movimenti diversi: faglia normale mesozoica ovest vergente, faglia traspressiva cretacea, faglia di svincolo trascorrente nel Miocene medio-superiore, senza escludere possibili riattivazioni nella fase scledense.

Si tratta di una faglia ad alto angolo immergente ad ovest con direzione circa N-S, che corre lungo il margine ovest del foglio tagliando il versante destro della Val di Non fino ai dintorni di Cles per congiungersi infine alla linea delle Giudicarie Nord (foglio Appiano). Si tratta di una classica *transfer fault* che in questo settore del Sudalpino rappresenta la fascia di svincolo principale della catena. La linea controlla infatti la propagazione dei sovrascorrimenti a direzione giudicariense sul lembo ovest (Paganella, Molveno) e valsuganesi sul lembo est (Fai della Paganella e Mezzocorona). Questi ultimi, a cavallo della linea, subiscono una torsione da direzioni ENE a NNE (“Giunzione di Trento” in GATTO & SEMENZA, 1969). In tal modo lungo questa struttura si producono movimenti di tipo sia destro che sinistro a seconda della cinematica dei sovrascorrimenti che si attivano sui due lembi in tempi diversi. Nel foglio è stata indicata come sinistra per il suo cinematiso prevalente. Verso sud (foglio Trento) attraversa la Val d'Adige e secondo la nostra interpretazione si biforca in due rami: il primo prosegue nella linea del Calisio ed il secondo scende lungo l'Adige in direzione N-S.

Non si tratta di una singola faglia ma di un fascio di strutture subverticali che isolano scaglie tettoniche allungate in senso N-S formate da porzioni della successione giurassico-cretacea e localmente norica. Lungo le varie strutture si realizza un sollevamento del settore occidentale, come ad est del Lago di S. Giustina dove la Formazione di Rotzo sormonta la Scaglia Rossa che a sua volta è accostata alla Formazione di Ponte Pià con l'interposizione di un sigmoide costituito da Dolomia Principale e Formazione di Rotzo. A Sporminore, dove la Dolomia Principale sormonta il Rosso Ammonitico, il rigetto verticale supera i 300 m, e sono presenti anche tagli a basso angolo che portano la Formazione di M. Zugna sopra la Formazione di Ponte Pià (S. Pancrazio). In questa zona pieghe ad asse NNW-SSE indicano movimenti destri lungo la linea, mentre nella zona di Terres assi orientati NNE-SSW sono in accordo con un trascinamento sinistro.

Linea Mezzolombardo - Taio

Si tratta di un fascio di strutture trascorrenti che riprendono, almeno per alcuni tratti, precedenti faglie distensive. Il lineamento attraversa tutta l'area del foglio con andamento medio N-S ed è costituito da segmenti N-S e NW-SE, che hanno fornito lo svincolo laterale per i sovrascorrimenti di Mezzocorona. Al Rio

Pongaiola sono presenti zone di taglio S-C in Scaglia Rossa, che evidenziano un movimento prima destro, coerente con l'attivazione dei sovrascorrimenti di Mezzocorona, poi sinistro, legato alle riattivazioni valsuganesi e/o scledensi.

I sovrascorrimenti di Mezzocorona

La parte centrale del foglio in destra Adige è occupata da un sistema di sovrascorrimenti definiti in letteratura come *thrust* di Mezzocorona – Passo della Mendola (PROSSER & SELLI, 1991; VAN HILTEN, 1960) e linea di Favogna in GATTO & SEMENZA (1969).

Essi affiorano ampiamente, messi a nudo dall'erosione operata dall'Adige, e possono essere osservati anche in una sezione trasversale naturale al margine ovest in quanto sono tagliati perpendicolarmente dallo sbocco della Val di Non (Fig. 75). In questo modo possono essere studiati nelle tre dimensioni e si possono apprezzare le caratteristiche strutturali e le perfette geometrie di *fault bend folding* che permettono di ricostruire la cinematica di queste strutture in modo particolarmente chiaro.

Si tratta di due sovrascorrimenti sovrapposti: Mezzocorona – Magrè più avanzato e Vigo di Ton - Termeno a direzione compresa tra ENE-WSW e NNE-SSW, limitati da due svincoli cinematici o trasferimenti: ad ovest dalla Linea Mezzolombardo – Taio destra e ad est dalla Linea di Ruffrè sinistra (si veda il foglio Apiano), anche se ambedue queste linee mostrano movimenti sia destri che sinistri nella loro evoluzione miocenica.



Fig. 75 - Sezione naturale di uno dei sovrascorrimenti di Mezzocorona a Nord del paese omonimo. Si noti l'anticlinale di rampa e la scaglia tettonica frontale.

Verso nord il rigetto diminuisce e le strutture non proseguono oltre la linea di Ruffrè, mentre verso sud-ovest proseguono nel fascio di sovrascorrimenti della Paganella, anche se separati dagli svincoli trascorrenti corrispondenti alle linee Mezzolombardo – Taio e Trento – Cles a direzione circa N-S, che permettono una diversa evoluzione cinematica nel tempo.

Questi sovrascorrimenti rappresentano la fascia embricata frontale di una struttura profonda (si veda anche il foglio Appiano), lungo cui il basamento, con le vulcaniti permiane sovrastanti e tutta la successione sedimentaria triassico – cretacea, ricoprono la Formazione di Werfen, attivando uno scollamento lungo strato (*flat*) che si propaga sino alla Val d'Adige (Fig. 74 e sezioni in carta). Si tratta di una rampa sepolta, evidenziata in superficie dalla grande anticlinale associata alla linea di Foiana, che coinvolge l'intera successione sedimentaria sino all'Eocene in alta Val di Non.

I sovrascorrimenti di Mezzocorona presentano, nella loro propagazione verso sud-est, una traiettoria a gradini, in funzione delle diverse litologie della successione, ove si alternano livelli più competenti, a strati più plastici. Queste geometrie si sviluppano nella fascia embricata prospiciente la Val d'Adige, dove sono visibili i raddoppiamenti più evidenti in corrispondenza delle zone di rampa (Pontalt, Craunel, Corno di Tres)

In particolare la Formazione del Contrin, la Formazione dello Sciliar e la Dolomia Principale (unità competente intermedia con spessore totale di circa 1 km) sono sede delle zone di rampa principali ove il *thrust* inclina da 30° a 50° e sviluppano spesso estese fasce fortemente brecciate e cataclase.

Nella Formazione di Werfen, nella Dolomia del Serla inferiore, nel Conglomerato di Voltago, nella formazione di Giovo (unità plastica inferiore), e localmente nei Calcarei della Val Vela, si formano gli scollamenti principali lungo strato (zona di *flat* inferiore), che collegano la rampa profonda con i *thrust* affacciati sulla Val d'Adige. Esiste anche una zona di *flat* superiore, meno sviluppata, in corrispondenza dell'intervallo plastico a tetto della successione, rappresentato dalle unità bacinali comprese tra il Giurassico medio ed il Cretaceo-Eocene (Rosso Ammonitico, Maiolica, Scaglia Variegata Alpina, Scaglia Rossa). Scollamenti lungo strato sono presenti anche alla base della Formazione dello Sciliar tra Roverè della Luna e Cortina s.s.d. Vino.

Lungo la strada per Favogna, sotto il Corno di Tres, si può osservare una sezione significativa delle strutture legate al *flat* sommitale del sovrascorrimento superiore (Fig. 76). Qui lungo il sovrascorrimento Vigo di Ton – Termeno la Formazione dello Sciliar sovrascorre un *duplex* in Dolomia Principale che a sua volta sormonta il Rosso Ammonitico, la Maiolica varietà rosa e la Scaglia Variegata Alpina (unità plastica superiore). Si può osservare in queste unità una deformazione pervasiva con sviluppo di zone di taglio con strutture S-C associate a piani di Riedel sintetici e antitetici e piani inversi a basso angolo P e P' (Fig. 77). La Dolomia Principale mostra estese fasce cataclastiche e forma una anticlinale di rampa, alla cui fronte viene trascinata e accumulata la Maiolica con la formazione di tagli coniugati ad alto angolo, con clivaggio subverticale. Allontanandosi dal

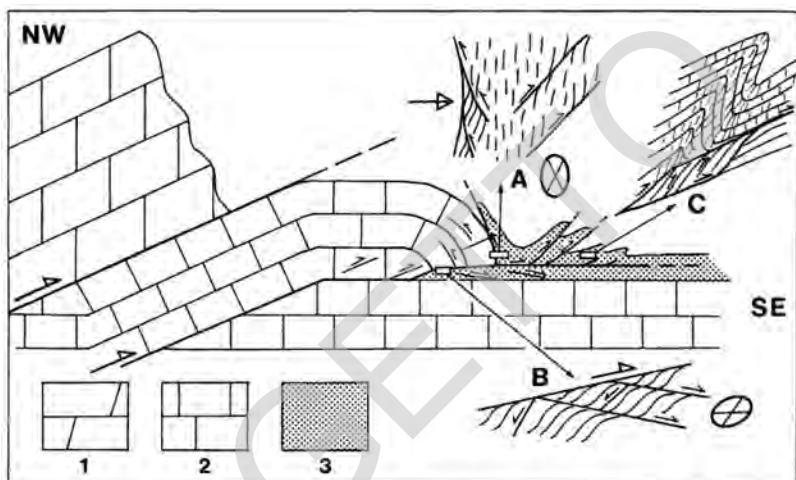


Fig. 76 - Caratteri strutturali del sovrascorrimento di Mezzocorona (da PROSSER & SELLI, 1991). B = strutture S-C della Fig. 77, 1) Formazione dello Sciliar, 2) Dolomia Principale, 3) unità plastica superiore (ARV, MAI e VAA).

fronte si sviluppano sistemi di pieghe asimmetriche chiuse fino ad isoclinali.

Simili scaglie tettoniche sono presenti anche lungo il sovrascorrimento Mezzocorona – Magrè nella zona del Craunel sempre in Dolomia Principale con le stesse geometrie descritte prima, e al Monte di Mezzocorona in dolomia della Formazione dello Sciliar, dove i Calcari della Val Vela risultano trascinati e accumulati tettonicamente alla fronte del sovrascorrimento.

I due sovrascorrimenti principali mostrano di essersi sviluppati in sequenza normale. Una volta attivatisi la rampa profonda a ridosso della linea delle Giudicarie Nord, si è sviluppato prima il *thrust* Vigo di Ton – Termeno e successivamente quello di Mezzocorona – Magrè. Infatti la struttura superiore e precoce a Cima d'Arza risulta chiaramente tiltata e sollevata, con la zona di *flat* inclinata di 40°, in seguito all'enucleazione della rampa della successiva struttura inferiore.

Dall'analisi delle mesostrutture (mesofaglie, assi di pieghe, clivaggi da pressosoluzione, zone S-C) rilevate lungo i sovrascorrimenti, risulta una direzione di trasporto tettonico principale verso SE orientata circa N330°, che corrisponde all'asse di massima compressione (σ_1) che ha generato i *thrust*. Successivamente si riscontrano riattivazioni fuori sequenza, riferibili alla fase adriatica, con asse di convergenza orientato ESE, localmente anche sui piani di faglia principali (zona del M. Roen).

Le differenti direzioni che assumono i *thrust* si possono interpretare perciò come rampe frontali (tratti orientati ENE) e rampe oblique a traspressione sinistra (tratti orientati NNE).

Il raccorciamento totale calcolato lungo sezioni bilanciate (PROSSER & SELLI, 1991), e confermato nel foglio Mezzolombardo, è compreso tra 4 e 6 km.



Fig. 77 - Strutture S-C lungo il sovrascorrimento di Mezzocorona.

Linea di Fai della Paganella

Ad est della Trento-Cles, che agisce qui da trasferimento sinistro, è presente un'altra struttura (linea di Fai) con le medesime caratteristiche del fascio della Paganella (foglio Trento), anche se qui s'impone una sola faglia ad alto angolo con *flat* sommitale, che duplica l'intera successione mesozoica, con la Dolomia Principale che sovrascorre la Formazione di Ponte Pià.

Un'altra struttura di scollamento, ad andamento suborizzontale s'impone a metà della parete rocciosa che si affaccia sulla Val d'Adige in destra orografica, in corrispondenza del contatto Formazione dello Sciliar - Dolomia Principale, dove sono presenti locali bacini ladini (Calcare di Val Vela) e la Formazione di Travenanzes, attraversati anche dal tunnel stradale di Mezzolombardo.

In questo caso non si ha una netta torsione degli assi giudicari che sembrano continuare anche ad est dello svincolo operato dalla linea Trento-Cles. Una più netta virgazione si ha oltre la linea Mezzolombardo-Taio, ad est della quale i sovrascorrimenti di Mezzocorona - Mendola mostrano direzioni più simili a quelle tipiche valsuganesi.

5.5. – PRINCIPALI STRUTTURE AD EST DELLA VAL D'ADIGE

Sono qui presenti le strutture orientate circa ENE-WSW (tra N50° e N90°) legate geneticamente al sovrascorrimento della Valsugana, che nella nostra zona è evidenziato dalla presenza della linea di Trodena (Fig. 74).

Il sovrascorrimento della Valsugana è una importante struttura sudvergente, la maggiore nel Sudalpino Orientale, con una estensione di oltre 100 km ed un raccorciamento compreso tra 15 e 20 km; non è affiorante nel foglio Mezzolombardo

in quanto presente verso SE oltre i Lagorai (foglio Borgo Valsugana). Nel foglio sono presenti però le successioni a tetto della struttura, costituite dalle coperture vulcaniche del Permiano inf. In questa area, compresa tra la linea del Calisio, la Valsugana e la Val d'Adige s'impone la linea di Trodena che costituisce un retroscorrimento nordvergente ad alto angolo che segmenta il lembo di tetto del *thrust* della Valsugana. Essa, come le simili faglie del Fersina e di Pinè (foglio Trento) rappresenta probabilmente la riattivazione/inversione neogenica di faglie normali del Permiano inferiore attivate durante il ciclo vulcanico atesino.

Linea di Trodena

La linea di Trodena è una faglia ad andamento SW-NE immergente di 50-70° verso SE (VENZO, 1957), che si segue per più di 30 km da Faedo (SW) fino al Passo di Lavazzè (NE). Complessivamente ha una cinematica inversa a vergenza NW con componente minore di movimento trascorrente sinistro. Mostra un rigetto massimo di oltre 1000 m nel settore centrale tra Monte Alto e la Madrutta, sollevando le ignimbriti della formazione di Ora sulle dolomie anisiche della Formazione del Contrin e sulla Dolomia Principale; il rigetto diminuisce gradualmente sia verso SW che verso NE (Figg. 78 e 79a). Essa rappresenta la struttura più nord-occidentale del sistema di retroscorrimenti che segmentano le vulcaniti permiane, a tetto del sovrascorrimento della Valsugana. Il tetto della linea di Trodena è costituito esclusivamente da rocce del Gruppo Vulcanico Atesino (quasi esclusivamente della



Fig. 78 – Panoramica sul versante orientale della Val d'Adige tra Egna e Salorno. La linea rossa indica l'andamento della linea di Trodena lungo la quale le vulcaniti permiane sovrascorrono le successioni sedimentarie permo-mesozoiche.



Fig. 79 – Linea di Trodena: in alto panoramica sul versante meridionale della Madrutta; in basso roccia cataclastica nella formazione di Ora nei pressi del contatto principale.

fm. di Ora), che raggiunge le massime altezze topografiche al Monte Corno (1817 m) e, oltre il limite est del foglio, al Corno Nero (2439 m). In prossimità della linea di faglia la roccia vulcanica è caratterizzata localmente da una zona di cataclasi che spesso è spinta fino alla arenizzazione della roccia. La fascia di cataclasi ha spessore variabile fino ad alcune decine di metri (Fig. 79b). Pur individuandosi sempre abbastanza precisamente il punto di localizzazione della linea tettonica, non è stato possibile individuare dei piani direttamente misurabili se non ad una certa distanza dalla stessa. Tra essi si citano piani ad alto angolo 155/85 con cinematica trascorrente sinistra, altri con immersioni variabili tra 110 e 120 con cinematiche trasversive e piani a più bassa inclinazione 130/55 e 150/45 con movimenti inversi.

La successione sedimentaria al letto della linea di Trodena è verticalizzata e nei pressi del contatto generalmente si presenta rovesciata. Ciò è particolarmente ben visibile nella panoramica da San Michele all'Adige verso nord in direzione di Monte Alto (vedi anche profilo BB' in carta). Si viene così a formare in tutta la successione al letto della linea di Trodena una sinclinale asimmetrica con andamento NE-SW subparallela alla linea stessa. Sempre nel *footwall*, lungo la linea, sono presenti scaglie tettoniche minori che elidono porzioni di serie e coinvolgono le Formazioni dal Contrin al Bellerophon. In particolare le unità a comportamento duttile (Werfen e Bellerophon) risultano intensamente deformate con pieghe alla micro-meso scala. Le maggiori di queste scaglie sono localizzate al margine meridionale (D.so Mazzalon) e presso Cereseto lungo il versante destro del Rio Lauco; in entrambe il fianco sud-orientale della successione sedimentaria ripiegata (Formazione del Contrin – Formazione di Giovo – Conglomerato di Voltago – Formazione di Werfen) sovrascorre sulla Formazione dello Sciliar ed in parte sulla Dolomia Principale, ad assetto verticalizzato, mediante un piano ad alto angolo (110/60).

Verso il limite nord del foglio (Casignano) la linea di Trodena subisce un graduale ma vistoso cambio di direzione (verso ENE) cui si accompagna una minore inclinazione (40°) del piano di accavallamento. Contemporaneamente nel *footwall* si sviluppano più piani di sovraccorrimiento secondario che individuano delle scaglie tettoniche in cui le successioni dell'Arenaria di Val Gardena e della Formazione di Werfen risultano intensamente piegate (si veda profilo DD' in carta).

Sovraccorrimiento di Ora

Nella zona subito a sud di Ora sul fianco sinistro della Valle dell'Adige è presente un importante sovraccorrimiento che interessa la successione vulcanica permiana. Nella stretta incisione compresa tra San Daniele e Castel Vetere affiora un piano di sovraccorrimiento lungo il quale l'ignimbrite della formazione di Gries e le unità sovrastanti si accavallano alla formazione di Ora. Il contatto tettonico tra le due ignimbriti è meravigliosamente esposto subito ad est della galleria della nuova circonvallazione di Ora (Fig. 80). Il piano di faglia immerge qui di circa 60° verso N110 e presenta delle strie di movimento *dip-slip*; esso è caratterizzato da una fascia cataclastica caolinizzata di circa 1 m. La formazione di Ora presente al *footwall* è interessata fino ad una distanza di alcune centinaia di metri da numerosi piani di taglio inverso subparalleli a quello principale. Le successioni vulca-



Fig. 80 – Sovrascorrimento di Ora esposto nel nuovo taglio stradale della circonvallazione di Ora. Da notare la presenza di ulteriori piani di faglia a diversa inclinazione che tagliano la formazione di Gries. In alto il dettaglio del piano principale.

noclastiche (formazione di Tregiovo) a tetto del sovrascorrimento, affioranti nella gola del Rio Nero, presentano una bella struttura anticlinale con asse parallelo al sovrascorrimento stesso ed immersioni meridionali (Fig. 81).

E' da notare che le successioni vulcaniche presenti al letto ed al tetto del sovrascorrimento non sono identiche: in particolare la sequenza al tetto (IGR, TVG, ORA₁) è una tipica sequenza extracalderica o di bordo rialzato, mentre quella al letto (ORA) è una tipica sequenza di caldera (si veda schema stratigrafico a margine carta). Questo impone di ipotizzare la presenza tra le due successioni di un bordo permiano di collasso calderico attualmente eliso e mascherato dalla tettonica alpina (si veda profilo DD' in carta).

Verso sud il sovrascorrimento si riesce a seguire fino a Montagna, dove il membro di Predonico sovrascorre l'Arenaria di Val Gardena. Il suo ulteriore andamento può essere solo ipotizzato: probabile è una sua prosecuzione in *flat*, almeno fino a Pinzano, all'interno delle formazioni più stratificate (Arenaria di Val Gardena – Formazione a Bellerophon) dove causerebbe un parziale raddoppio tettonico della successione (si veda profilo DD' in carta). Parte della dislocazione potrebbe trasferirsi a livelli stratigrafici superiori nella faglia transpressiva ad alto angolo che taglia con direzione NW-SE il versante sudoccidentale di Monte Cislun.



Fig. 81 – Anticlinale in sedimenti vulcanoclastici (arenarie e conglomerati) della formazione di Tregiovo nell'*hangingwall* del sovrascorrimento di Ora. Da notare la presenza di piani di retroscorrimento sul fianco sinistro. Parete sud della gola del Rio Nero.

Più problematica risulta la prosecuzione di questo sovrascorrimento verso nord a causa della presenza delle alluvioni della valle dell'Adige. L'ipotesi prospettata nello schema tettonico al margine della carta è che esso si vada a raccordare alla evidente dislocazione inversa presente alla terminazione meridionale del Monte di Mezzo: anche qui le formazioni di Gries e Tregiovo si vengono ad accavallare alla formazione di Ora mediante un piano immergente a N40 di 50° su cui sono evidenti strie con movimento *dip* (*pitch* 110°). Dopo questa torsione il piano più a nord riprenderebbe la giacitura originaria correndo alla base delle pareti occidentali del Monte di Mezzo fino ad essere tagliato dalla dislocazione NW-SE che passa per la sella ad est del Lago di Caldaro (maso Stadio). Il sovrascorrimento spiegherebbe la presenza, a parità di quota, di successioni vulcaniche molto più basse stratigraficamente al Monte di Mezzo (*hangingwall*) rispetto a quelle affioranti sul versante opposto dell'Oltradige presso Castelvecchio (*footwall*).

Secondo questa ipotesi si verrebbe in sostanza ad evidenziare un importante piano di *thrust* più avanzato rispetto alla linea di Trodena e che interessa livelli strutturali più bassi. Indizi di un piano di sovrascorrimento ricollegabile ad una struttura più avanzata della Linea di Trodena sono emersi anche molto più a sud al limite meridionale del foglio: nella galleria stradale di Mezzolombardo la successione Formazione dello Sciliar e Calcari della Val Vela si presenta fortemente inclinata (50 – 60°) verso nord, ed in discordanza tettonica con la Dolomia Principale sovrastante.

Linee ad alto angolo NW-SE e NNW-SSE

Come il versante destro anche quello sinistro della Valle dell'Adige risulta essere tagliato da numerose faglie subverticali orientate da NW-SE a NNW-SSE a movimento essenzialmente trascorrente sia destro che sinistro. Queste faglie pur presentando generalmente una notevole continuità non determinano grandi dislocazioni delle successioni. La linea di Trodena risulta essere intersecata da alcune di queste linee secondarie subverticali, ma per lo più queste faglie risultano interrotte dalla linea di Trodena stessa (che quindi risulta essere stata attiva o riattivata per ultima). Solo in alcuni casi si è registrato un sicuro dislocamento della linea con rigetti dell'ordine di alcune decine di metri.

Il caso più evidente è la linea di Villa Alta – Monte Corno: una faglia ad alto angolo, orientata NW-SE con cinematica trascorrente sinistra, il cui lembo settentrionale risulta ribassato stratigraficamente di circa 150 m rispetto a quello meridionale. Il rigetto coincide sostanzialmente con lo spessore della Formazione del Contrin ed è ben visibile in panoramica osservando le pareti sopra Maso del Cucco. Procedendo verso NW (Mazzon) il rigetto stratigrafico pare ridursi considerevolmente ed è valutabile in poche decine di metri o meno e coinvolge i membri basali della Formazione di Werfen e la Formazione a Bellerophon. Verso SE questa linea disloca la linea di Trodena e prosegue nella successione vulcanica posta a tetto della stessa. Essa sembra costituire uno svincolo cinematico importante essendo localizzata in corrispondenza del vistoso cambio di direzione della linea di Trodena.

Tra le numerose faglie che tagliano la formazione di Ora nella zona della Valle di Cembra vanno citate per continuità quella impostata lungo il corso del Rio dei Pezzi, che prosegue in sinistra Avisio lungo il rivo di Gaggio e disloca alcune faglie orientate NNE-SSW secondo un apparente movimento sinistro; una seconda dislocazione corre poco a nord lungo il rio della Valle per poi proseguire lungo il tratto terminale del rio di Brusago e quindi lungo il rio de Molin; ancora più a nord è da citare quella lungo il rio Rivato.

Un'altra linea da segnalare è quella del Redebus: essa corre lungo il corso del rio Faorin (Ponciach); giunge fino alla linea di Trodena e prosegue con una piccola dislocazione fino alla valle dell'Adige. Tale lineamento presenta notevole continuità soprattutto nell'adiacente foglio Trento: la cinematica non è univoca, con principali movimenti destri e riattivazioni sinistre.

Nell'angolo nordorientale del foglio è presente un'evidente faglia NW-SE ad immersione settentrionale di 70-80° che presenta una notevole continuità laterale, individuandosi dal versante orientale della valle dell'Adige (case Tapfer) al Varco Laimburg (Maso Stadio) fino al versante occidentale dell'Oltradige, oltre il Lago di Caldaro, poco a nord di Maso Parleider, per terminare poco oltre il limite nord del foglio (si veda foglio Appiano). La faglia presenta una dislocazione trascorrente destra con rigetto orizzontale, calcolato alla base dell'Arenaria di Val Gardena, di circa 800 m. Sulla base delle successioni vulcaniche sottostanti la dislocazione appare molto maggiore in quanto vengono a giustapporsi sequenze intracalderiche (a nord) e sequenze extracalderiche o di alto intracalderico (a sud): di fatto la faglia riprende dislocandolo un precedente bordo calderico permiano (si veda Fig. 15).

PROGETTO
CARG

VIII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. – SISMICITÀ E SISMOTETTONICA

(a cura di A. Viganò, con la collaborazione di C. Carraro, L. Froner e O. Groaz)

1.1. - SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE

I cataloghi attualmente disponibili in letteratura in merito alla sismicità storica (non strumentale) del Trentino – Alto Adige e zone limitrofe (Alpi centro-orientali) evidenziano una distribuzione asimmetrica tra la porzione più interna della catena e la fascia prealpina/di pianura. Questo è ben visibile in Fig. 82, nella quale sono rappresentati gli eventi contenuti nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Gruppo di lavoro CPTI 2004, 2008). Gli eventi sismici catalogati più significativi di questa regione sono i seguenti (I_0 è l'intensità epicentrale secondo la scala Mercalli Cancani Sieberg, MCS):

3 gennaio 1117, Veronese, $I_0 = 9.5$
25 dicembre 1222, Basso Bresciano, $I_0 = 8.5$
25 febbraio 1695, Asolano, $I_0 = 9.5$
12 maggio 1802, Valle dell'Oglio, $I_0 = 8.0$
7 giugno 1891, Valle d'Illasi, $I_0 = 8.5$
30 ottobre 1901, Salò, $I_0 = 8.0$

Vale la pena ricordare che il terremoto del Veronese risulta essere l'evento più importante di cui si abbiano testimonianze per l'intera Italia settentrionale (GUIDOBONI *et alii*, 2005).

Il territorio corrispondente all'area del foglio Mezzolombardo è pressoché privo di sismicità non strumentale in epoca storica (simboli rossi in Fig. 82). L'unico significativo caso di studio a riguardo è l'evidenza di una dislocazione registrata da un edificio di epoca romana nei pressi di Egna (BZ) dovuta, secondo alcuni

Autori, a fagliazione superficiale cosismica (GALADINI & GALLI, 1997 e lavori seguenti). All'interno del mondo scientifico tale interpretazione non risulta essere comunque universalmente accettata. In ogni caso, l'interpretazione di fagliazione superficiale cosismica avrebbe come conseguenza una notevole potenzialità sismica per questo settore, visto che il terremoto avvenuto circa 1800 anni fa avrebbe avuto una magnitudo all'incirca superiore a 5.5 (cf. WELLS & COPPERSMITH, 1994). Questo potenziale non ha attualmente riscontro nella sismicità storica e strumentale, ma questo non impedisce di poter ipotizzare per questo settore la presenza di possibili sorgenti sismogenetiche con tempi di ritorno maggiori della nostra finestra di osservazione storica e strumentale (cioè maggiori di 1800 anni).

La rete sismometrica della Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.) è attiva sul territorio trentino a partire dall'anno 1981. Attualmente essa è composta da 7 stazioni a corto e lungo periodo equipaggiate con sismometri a 1 o 3 componenti.

Dal 2006 anche la Provincia Autonoma di Bolzano dispone di una rete di rilevazione sismica propria. I dati registrati dalle stazioni sismiche delle reti del Trentino – Alto Adige sono integrati con quelli derivanti dalle altre reti dell'intero settore centro-orientale delle Alpi. Il trattamento dei dati è gestito dall'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (Dip. CRS di Udine), dal servizio sismico austriaco (ZAMG) e dal servizio sismico svizzero (SED), all'interno del comune programma "Antelope".

La Fig. 83 mostra la distribuzione della sismicità, registrata per via strumentale dalla rete P.A.T. nel periodo compreso tra il 1 gennaio 1994 ed il 31 dicembre 2007, classificata in base alla magnitudo da durata (M_D ; REBEZ & RENNER, 1991). Il database è stato ripulito dagli eventi non specificatamente sismici quali soprattutto le esplosioni artificiali, molto frequenti nelle valli poste a nord della città di Trento a motivo della coltivazione in cava del porfido. Il catalogo è completo per eventi sismici con errori di localizzazione orizzontale e verticale, espressi al 68% di limite di confidenza secondo il criterio definito dal codice di localizzazione (Hypoellipse; LAHR, 1999), compresi entro i 4 km (errore massimo orizzontale, SEH) ed i 10 km (errore massimo verticale in profondità, SEZ).

E' evidente la presenza di eventi sismici lungo il sistema di faglia delle Giudicarie, i quali mostrano continuità verso meridione in corrispondenza delle strutture sepolte in Pianura Padana. Una zona ad elevata concentrazione di sismicità e microsismicità è il Trentino meridionale, proprio in corrispondenza dell'incrocio fra le strutture tettoniche giudicariensi, a direzione prevalente NNE-SSW, e quelle scledensi, a direzione prevalente NW-SE. Quest'area rappresenta un punto di "singolarità" molto interessante per studi di tipo geodinamico e sismotettonico. Più ad oriente, attività sismica è registrata lungo i fronti compressivi esterni della catena alpina. Tutto il Trentino settentrionale è invece caratterizzato da sismicità poco diffusa e quasi esclusivamente di debole entità ($M_D < 3$), così come gran parte della porzione interna della catena alpina.

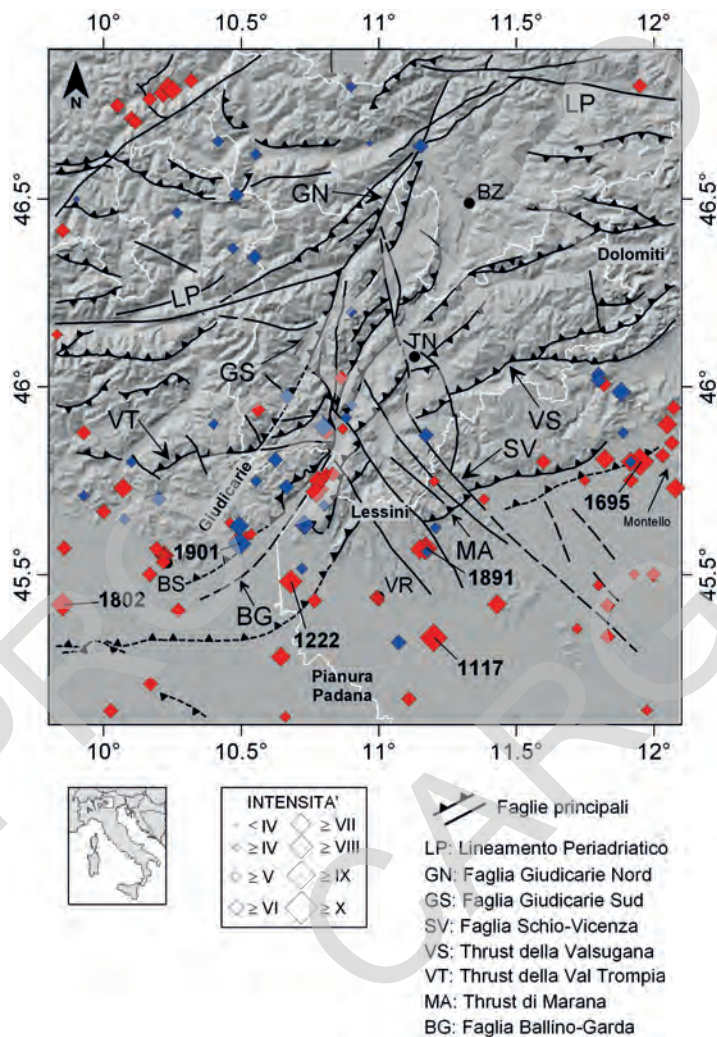


Fig. 82 - Distribuzione della sismicità non strumentale nell'area delle Alpi centro-orientali, per classi di intensità epicentrale. Gli eventi, dedotti dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI), riguardano il periodo temporale 217 a.C. - 1900 (colore rosso; CPTI, 2004) e 1901 - 2006 (colore blu; CPTI, 2008). I numeri indicano l'anno di accadimento dei terremoti più significativi.

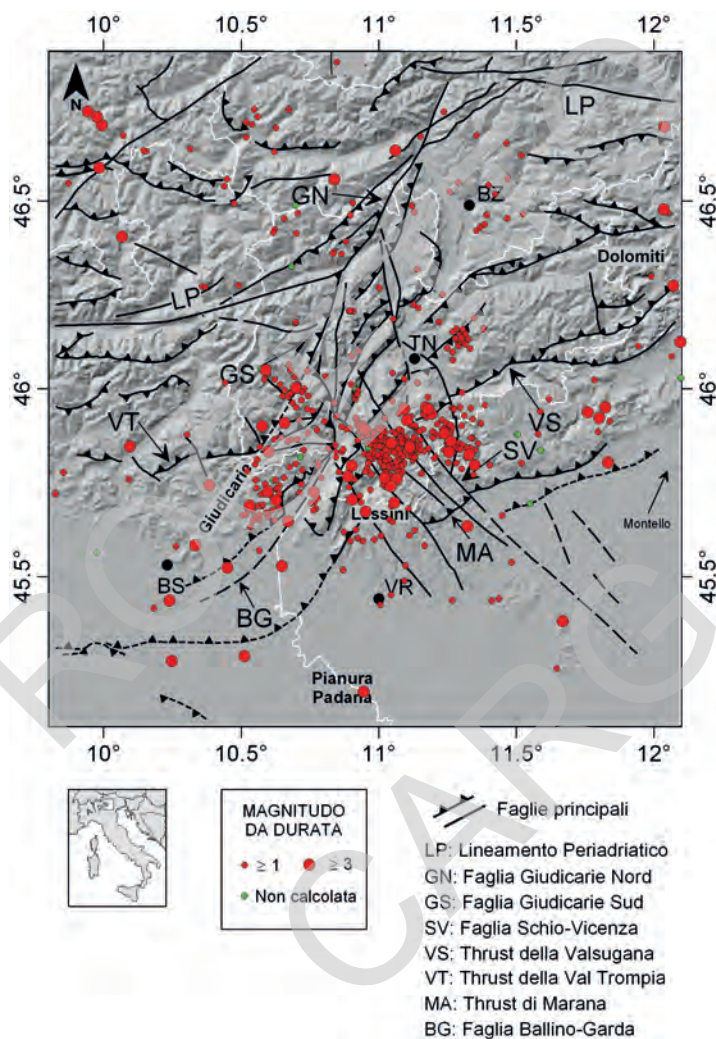


Fig. 83 - Distribuzione della sismicità strumentale nell'area delle Alpi centro-orientali, per classi di magnitudo da durata (M_D). Gli eventi, dedotti dal Catalogo della Rete Sismometrica della Provincia Autonoma di Trento, riguardano il periodo temporale 1994 – 2007. Il database è completo per eventi sismici con errori di localizzazione orizzontale (SEH) < 4 km ed errori di localizzazione in profondità (SEZ) < 10 km.

1.2. – SISMOTETTONICA

Recenti studi scientifici riguardanti il settore centro-orientale del dominio sudalpino sono stati condotti per cercare di conoscerne l'attuale assetto del campo di sforzo/deformazione (VIGANÒ *et alii*, 2008) ed alcune sue caratteristiche sismotettoniche (CARULLI & SLEJKO, 2009). Inoltre, il potenziale sismogenetico relativo al complesso pattern strutturale dei sistemi di faglia delle Giudicarie e della Schio-Vicenza è stato tenuto in considerazione per la recente definizione delle sorgenti sismogenetiche a scala nazionale (MELETTI *et alii*, 2008).

Due meccanismi focali calcolati all'interno dell'area del foglio Mezzolombardo con la tecnica delle prime polarità delle fasi P sono messi a confronto con l'assetto strutturale (schema tettonico) presentato in carta e al § VII. Gli eventi sismici a cui si riferiscono sono stati preventivamente rilocalizzati. La procedura di rilocalizzazione e di costruzione del meccanismo focale sono le medesime utilizzate da VIGANÒ *et alii* (2008), a cui si rimanda per i dettagli. I principali dati riassuntivi sono elencati in Tabella 3.

Tab. 3 - Parametri di localizzazione, magnitudo da durata (M_D) e regime di sforzo (classificazione secondo ZOBACK, 1992) dei meccanismi focali analizzati (cfr. Figura 84).

ID	Data [gg/mm/aa]	Ora [hh:mm]	Lat [°]	Long [°]	Profondità [km]	M_D	Numero di prime polarità P	Regime di sforzo
1	25/12/1992	03:43	46.37	11.15	17.1	2.9	15	U
2	16/08/1996	19.59	46.25	11.26	14.2	3.0	22	TF

I due meccanismi focali (Fig. 84) si riferiscono ad eventi sismici di profondità ipocentrale e magnitudo comparabili. Essi competono a due aree significativamente diverse, come evidenziato dallo schema tettonico. Da una parte infatti sono pervasive le strutture di tipo giudicariense (andamento NNE-SSW), dall'altra invece quelle Scledensi (andamento NW-SE) e Valsuganesi (andamento ENE-WSW). Analogamente, anche considerata l'intrinseca incertezza delle soluzioni presentate (es. orientazione dei piani nodali), il regime di sforzo dei due meccanismi focali è piuttosto differente. Infatti, l'evento #1 mostra una significativa componente *dip-slip* (piano verticale diretto NNE-SSW) o pura trascorrenza destra (piano diretto ESE-WNW) (regime di sforzo U, *unknown*; ZOBACK, 1992), mentre l'evento #2 è compressivo con leggera componente trascorrente (regime di sforzo TF, *thrust fault*; ZOBACK, 1992). E' importante sottolineare che i soli due meccanismi focali disponibili non permettono, viste anche la profondità degli eventi e la loro bassa magnitudo, una correlazione diretta con le singole strutture geologiche locali visibili in superficie e proiettabili in profondità con buona approssimazione, tramite vincoli stratigrafici e geometrici, solo per alcune centinaia di metri.

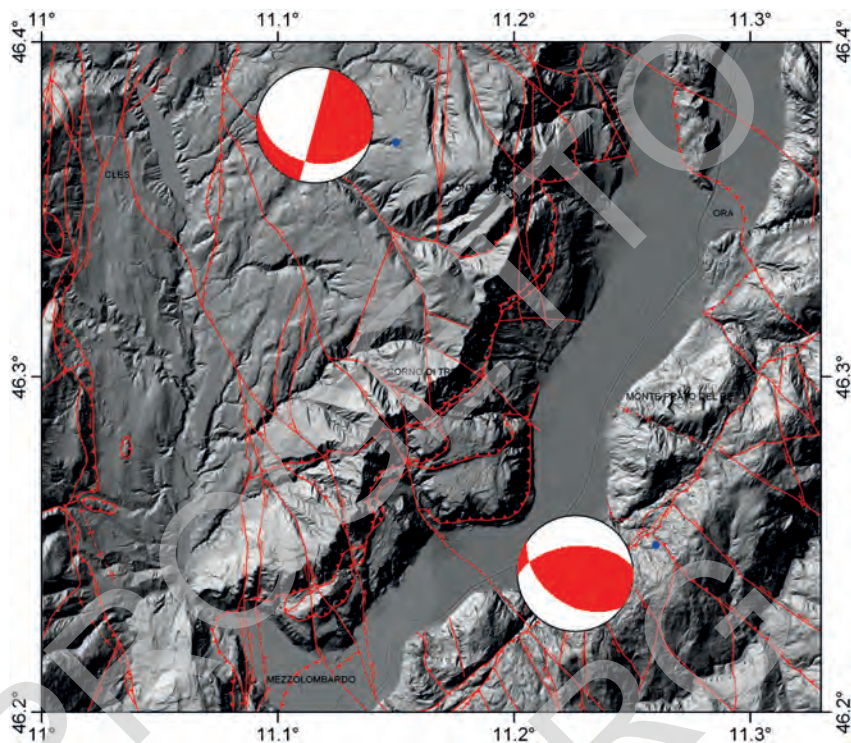


Fig. 84 - Meccanismi focali, da eventi sismici rilocalizzati, all'interno dell'area interessata dal foglio Mezzolombardo (cfr: Tabella 3). Per il commento si veda il testo.

1.3. — NORMATIVA IN MATERIA SISMICA

In base all'O.P.C.M. n° 3274 del 20 marzo 2003, l'intero territorio della Provincia Autonoma di Trento è stato classificato sismico ed appartenente alla zona sismica 3 (Trentino meridionale) e alla zona sismica 4 (Trentino settentrionale). La conca di Trento si colloca a cavallo delle due zone.

La delibera della Giunta Provinciale di Trento n° 2813 del 28 ottobre 2003, che approva le "Norme di attuazione della Variante al PUP 2000 - Approvazione della Carta di Sintesi Geologica", ha effettuato una parziale modifica della perimetrazione contenuta nell'Ordinanza Ministeriale, sulla base di valutazioni inerenti ai dati acquisiti dalla rete sismometrica provinciale. L'elenco dettagliato di classificazione dei Comuni trentini è consultabile nel paragrafo riguardante le "Norme di Attuazione della Variante al PUP". Le medesime norme prevedono che "nelle zone sismiche 4 è richiesta una progettazione antisismica rispettando la normativa tecnica vigente, anche con procedure di tipo semplificato quando applicabili. In tali zone le *infrastrutture e gli edifici pubblici e quelli strategici e/o*

di rilevante interesse così come definite dalla Giunta Provinciale, devono essere realizzati con le caratteristiche richieste per l'edificazione in zona sismica 3. Nelle zone sismiche 3 si applica la normativa tecnica vigente."

Con successiva delibera di Giunta n°2929 in data 06 novembre 2003 è stato approvato il "Documento tecnico relativo agli adempimenti di competenza della Provincia Autonoma di Trento", che definisce nel dettaglio le categorie di edifici e di opere infrastrutturali di interesse strategico o che possono assumere rilevanza in relazione alle conseguenze di un eventuale collasso. Nello stesso documento sono precisate le modalità delle verifiche tecniche ed il programma temporale delle verifiche degli edifici e delle strutture di competenza o proprietà della P.A.T.

In base al Decreto del Presidente della Provincia n° 33 del 21 luglio 2009 intitolato "Disposizioni per le opere edili antisismiche", l'intero territorio della provincia di Bolzano è stato classificato in zona 4 ai sensi della O.P.C.M. n° 3274. In base al suddetto decreto è stata normata la progettazione antisismica rispondente ai nuovi criteri progettuali definiti dalle norme tecniche per le costruzioni di cui al D.M. del 14 gennaio 2008. La Provincia Autonoma di Bolzano ha provveduto inoltre a definire la tipologia degli edifici e le opere infrastrutturali di interesse strategico o rilevanti, in relazione ad un loro collasso.

2. - FRANE E STABILITÀ DEI VERSANTI

(P. Campedel, M. Cucato con la collaborazione di C. Strada & di A. Borsato)

Nel territorio del foglio i fenomeni di dissesto mostrano una distribuzione spaziale ed una tipologia dei movimenti che può essere correlata con le differenti condizioni litologico-strutturali e morfologiche che caratterizzano i diversi settori dell'area.

Secondo l'Inventario dei Fenomeni Franosi (IFFI) i dissesti rilevati nettamente più numerosi (circa il 60%) sono i crolli ed i ribaltamenti, mentre quelli meno rappresentati sono le frane per colamento rapido (*debris-flow*).

I fenomeni di crollo, talora anche di ribaltamento, si sviluppano soprattutto in corrispondenza di pareti acclivi, sovente a notevole sviluppo verticale, modellate in rocce lapidee coerenti, ma interessate dalla presenza di vari sistemi di discontinuità, la cui orientazione e sviluppo spaziale condiziona la stabilità degli ammassi rocciosi. I litotipi competenti cui sono associati tali fenomeni sono costituiti in massima parte dalle formazioni carbonatiche mesozoiche e dalle rocce vulcaniche permiane appartenenti al Gruppo Vulcanico Atesino. La distribuzione dei fenomeni mostra una particolare concentrazione sul versante orientale del Monte di Mezzo ed in quello occidentale a sud del Lago di Caldaro, ma anche sul versante sinistro della Val d'Adige a S di Bronzolo, dove si concentra la maggior parte delle cave di porfido. In tali zone sono presenti pareti acclivi modellate nella formazione di Ora e nella formazione di Gries, caratterizzate entrambe da fessurazione colonnare a sviluppo subverticale, cui si associano sistemi pervasivi di diaclasi ortogonali di origine prevalentemente tettonica. In Val d'Adige feno-

meni di crollo puntuali o a carattere diffuso si osservano inoltre in corrispondenza delle pareti dolomitiche a N ed a NW di Cortaccia, a S di Magrè s.s.d.V. fino a Mezzocorona e sul versante destro della valle presso Salorno fino a Cadino. Non mancano tuttavia segnalazioni da altre località.

Un evento gravitativo per crollo, decisamente di notevoli dimensioni, è invece rappresentato dalla frana presente a monte degli abitati di Laghetti e S. Floriano (Egna), costituita da un accumulo di blocchi eterometrici di dolomia, variamente rimodellato, in parte coperto da depositi di versante. L'accumulo si è originato presumibilmente per fenomeni di crollo/ribaltamento di settori rocciosi fortemente fratturati e detensionati posti frontalmente alla parete modellata nella Dolomia Principale che si eleva sopra quota 1000 m. La base del settore roccioso coinvolto nel fenomeno di frana si sviluppava in corrispondenza della Formazione di Travenanzes, ma il movimento ha coinvolto anche la parte sommitale della sottostante Formazione dello Sciliar. La frana è in fase di studio per gli aspetti morfologici, ma soprattutto per i meccanismi genetici ed evolutivi, in particolare per quanto riguarda il potenziale coinvolgimento nel movimento dell'intero versante in roccia. Allo stato attuale il pericolo più immediato è costituito dalla possibile caduta a valle di detrito e di blocchi rocciosi, isolati, instabili, alcuni di notevole cubatura.

In Bassa Atesina, in corrispondenza delle grandi pareti dolomitiche che bordano la valle, sono in genere osservabili 3 famiglie di discontinuità principali di cui la più importante risulta spesso essere parallela all'asse della Val d'Adige. Tale peculiarità, unita al fatto che la successione stratigrafica è tale per cui sono presenti formazioni competenti in appoggio su formazioni meno competenti (Formazione del Contrin sulla Formazione di Giovo, Dolomia Principale sulla Formazione di Travenanzes), predispone al locale sviluppo di fenomeni di ribaltamento (ad es. pareti a monte degli abitati di Cortaccia e di Magrè s.s.d. Vino) e, talora, a fenomeni di espansione laterale (*lateral-spreading*). Trincee da rilascio tensionale sono state osservate in più punti in prossimità del ciglio di pareti dolomitiche. Le più interessanti, sia per lo sviluppo longitudinale sia per il grado di apertura, sono presenti poco sopra l'abitato di Salorno e di Magrè s.s.d. Vino. Alcune di esse sono da alcuni anni monitorate attraverso misure di precisione di capisaldi e non mostrano movimenti significativi.

Di notevole importanza per i caratteri morfologici ed il meccanismo evolutivo è il fenomeno franoso che si sviluppa a S di Maso Bruciato (Cortaccia), marcato dalla presenza di ampi accumuli di grandi blocchi dolomitici, tra cui "torri" in roccia con volume superiore ai 200.000 m³. Nell'area d'accumulo si riconoscono trincee attive con direzione variabile da N-S a NW-SE. Quest'ultima è la direzione di un sistema di faglie e fratture, marcato da grande evidenza morfologica in tutto il settore di versante compreso tra la parete soprastante alla frana e la base del versante presso Magrè s.s.d. Vino. A tale sistema è coniugato un fascio di fratture circa ortogonale, evidente nella morfologia della parete soprastante. Il meccanismo di frana è chiaramente individuabile se si tiene conto della presenza di grandi diedri in roccia, separati dalla parete principale da sistemi di fratture con andamento analogo a quelle sopra descritte, traslati a valle di poche decine

di metri (Fig. 85, a destra). Tali diedri costituiscono i blocchi, di poco traslati a valle, di un frana complessa per espansione laterale libera (*lateral-spreading*), cui si associano fenomeni di crollo e ribaltamento. Il piano di scivolamento sarebbe a livello della Formazione di Travenanzes o addirittura più profondo.

I fenomeni di scivolamento rotazionale possono interessare sia le coltri quaternarie che il sottostante substrato roccioso, talora con una fenomenologia complessa. Un esempio di frana di scivolamento che coinvolge il substrato roccioso è quella presente sul versante NW del M. Cislone; il movimento avviene prevalentemente per scivolamento rotazionale e coinvolge compagini rocciose della Formazione del Contrin, breccie del sintema di Caldaro e coltri detritiche del sintema Postglaciale Alpino. La morfologia dell'accumulo è contrassegnata dalla presenza di numerose nicchie di frana e da trincee variamente estese. Si ritiene che il movimento sia guidato da scivolamenti che arrivano a coinvolgere anche il tetto della sottostante formazione di Livinallongo, in questa zona mai in affioramento.

Frane di scivolamento rotazionale a spese delle coltri quaternarie sovente si associano a frane di colata, sia lenta che rapida. I fenomeni sono più accentuati nei pendii dove sono presenti terreni incoerenti o pseudocoerenti poco permeabili, che assumono caratteristiche scadenti dal punto di vista geomeccanico, soprattutto a seguito dell'imbibizione da parte delle acque di ruscellamento superficiale anche a seguito dell'incremento dell'infiltrazione. In questo senso le attività di riordino fondiario per scopi agricoli possono condizionare negativamente le

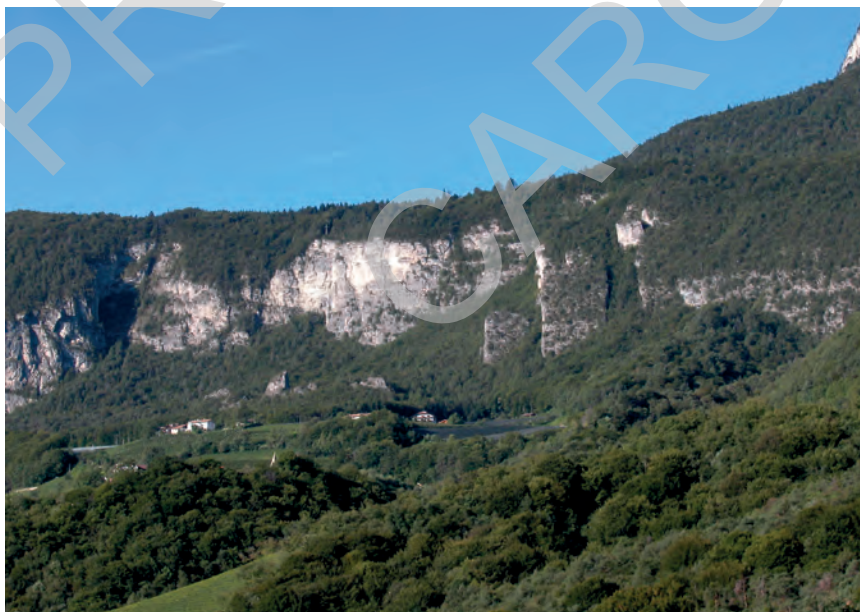


Fig. 85 - Panoramica sulla frana (al centro) per *lateral-spreading* di Maso Bruciato (Cortaccia).

condizioni di stabilità dei versanti, sovente prossime al limite d'equilibrio, soprattutto quando l'intervento antropico modifica il naturale deflusso delle acque superficiali e quindi i luoghi di naturale concentrazione delle stesse; in altri casi sono importanti i fenomeni di scalzamento al piede.

In queste condizioni si possono verificare molteplici e diffusi dissesti, spesso di limitata volumetria, coinvolgenti quasi esclusivamente terreni della copertura quaternaria o la parte più superficiale ed alterata delle formazioni pre-quaternarie, che si verificano con frequenza durante precipitazioni particolarmente intense.

Tra gli esempi da segnalare vi è la frana di Maso del Buco (ted. Locherer) a N di Corona (Cortaccia), che è di gran lunga la frana più estesa del foglio (quasi 1,5 km²). Si tratta di una frana complessa, prevalentemente per scivolamento rotazionale/colata che coinvolge una fascia di versante a bassa pendenza, larga circa 700 m, interposta tra due lunghe pareti rocciose. All'interno del corpo di frana si riconoscono numerosi settori, tra loro variamente giustapposti, marcati da scivolamenti rotazionali, cui si associano più a valle colate lente di detrito; altrove la morfologia è più irregolare, ma contraddistinta da scarpate, trincee, talora *en échelon*, depressioni chiuse, ecc. Gli indizi di attività in atto sono legati soprattutto alla presenza di nicchie di scivolamento, trincee aperte, scarpate ripide, alberi inclinati, deformazioni e spostamento delle sedi stradali, presenza di sorgenti talora concentrate in areali ristretti, con associata vegetazione di ambiente igrofilo. I terreni coinvolti nel movimento sono composti da ghiaie e blocchi dolomitici con subordinata frazione sabbioso-limosa della stessa natura. Si ritiene che i depositi originariamente coinvolti siano stati in origine coperture detritiche anche a grossi blocchi e piccoli lembi di depositi glaciali (*till* d'alloggiamento) ad esse interposte, oltre che settori del substrato roccioso dolomitico fortemente suddivise da cataclasi. In effetti l'area in cui si sviluppa il movimento franoso è caratterizzata dalla presenza di piani di sovrascorrimento che coinvolgono la Formazione del Contrin e di Livinallongo. Quest'ultima formazione affiora localmente entro il corpo di frana come ammasso roccioso molto fratturato e disarticolato, coinvolto e trasportato in massa nel movimento franoso: le facies presenti sono marcate dalla presenza di calcari marnosi e bituminosi fortemente fogliettati. Si ritiene pertanto che il piano di scivolamento principale, a geometria complessa, coinvolga questa formazione, così come livelli di *till* d'alloggiamento del sintema del Garda poggianti su ampie fasce di cataclasi dolomitiche, localmente sature d'acqua, queste ultime affioranti sul margine nord della frana.

Sul lato opposto della Val d'Adige sono da segnalare le frane attive, presenti sul fianco destro della Val Trodena. Nel movimento di scivolamento rotazionale sono coinvolti depositi del sintema di Caldaro e del Garda; la causa è da ricercare nell'erosione al piede operata dal Rio di Trodena.

Sul versante destro della Val d'Adige, in località Pianizzia in Val dei Molini, a monte dell'abitato di Roverè della Luna, è presente un'interessante frana di dimensioni piuttosto cospicue, la cui volumetria complessiva è stimabile in circa 20.000.000 m³. Il movimento coinvolge una potente serie di depositi di *debris-flow*, a clasti dolomitici, che si sviluppa alla base delle pareti E di cima di

Roccapiana. La superficie di scivolamento è stata individuata tramite sondaggi ad una profondità di circa 100 m. I sondaggi hanno consentito una sua precisa collocazione all'interno della successione quaternaria, in corrispondenza di un livello argilloso continuo di modesto spessore (deposito di contatto glaciale del subsistema di Lisignago). La superficie di scivolamento risulterebbe di debole inclinazione e di geometria pressoché planare, indicando in uno scivolamento traslativo il movimento principale del fenomeno. Solo il fronte più avanzato del deposito, parzialmente inciso dal rio principale, mostrerebbe le evidenze morfologiche di deformazioni a scala plurimetrica per scivolamento rotazionale, responsabili dell'evento franoso principale del novembre 2000.

Nel settore della Val di Non caratterizzato invece da morfologie più dolci, dall'assenza di alte pareti in roccia e dalla presenza di estese coperture quaternarie, trovano frequentemente sviluppo frane di scivolamento coinvolgenti prevalentemente depositi quaternari, con superfici di rottura collocati entro di essi o nella parte più alterata del substrato pre-quaternario.

Un esempio di quest'ultima tipologia di dissesto è ben rappresentato dalla grande frana presente immediatamente a valle dell'abitato di Revò. Si tratta di una frana con cinematisimo prevalente per scivolamento planare, con subordinati settori caratterizzati da superfici di rottura curvi, che interessa per la maggior parte depositi glaciali del sistema del Garda. La superficie di scivolamento risulta collocata alla base di tali depositi, a profondità tra 34 e 20 m, in corrispondenza della fascia più alterata e superficiale del sottostante substrato roccioso costituito dalla Formazione di Ponte Pià.

Altra frana importante, soprattutto per i riflessi sulle strutture antropiche esistenti, è quella di Campodenno che coinvolge direttamente lo stesso centro abitato. Più specificatamente l'evento gravitativo è suddivisibile in due parti disgiunte, poste rispettivamente sul versante settentrionale e sul versante meridionale della stretta dorsale su cui sorge lo stesso paese, al di sotto della S.P. N° 67; le due porzioni risultano comunque del tutto simili in termini di caratteristiche geologiche e cinematiche. In entrambi i casi infatti, il materiale coinvolto è costituito da depositi sciolti di *debris-flow* (subsistema di Cloz), granulometricamente e litologicamente eterogenei, posti al di sopra di sedimenti glaciali (sistema del Garda) con abbondante matrice limoso-argillosa. Il movimento avviene per scivolamento rotazionale lungo superfici di rottura a debole raggio di curvatura, poste al tetto del deposito glaciale, con velocità di deformazione pari ad alcuni mm/anno.

Sempre nel settore della Val di Non, risultano ben caratterizzati alcuni fenomeni di scivolamento, volumetricamente anche importanti, legati alla presenza di cospicui depositi lacustri quaternari, oggetto in passato anche di coltivazione per uso industriale.

La frana più tipica afferente a tale tipologia, anche per ragioni storiche, è quella verificatasi nel dicembre del 1974, nei pressi di Ton (parte bassa della val di Non) e che ha portato alla mobilitazione di circa 320.000 m³ di materiale, invadendo la sede della S.S. N° 43 per un tratto di circa 250 m (LARGAIOLLI *et alii*, 1975). Il materiale coinvolto è costituito prevalentemente da depositi lacustri del

subsintema di Mollaro, poggianti su till d'alloggiamento del sintema del Garda. La rottura è avvenuta su di una superficie pressoché piana posta mediamente ad una profondità di circa 5-6 m dal p.c..

La rimobilizzazione dei depositi di versante attraverso processi di *debris-flow*, appare piuttosto frequente nell'intero settore centro-orientale del foglio, in particolar modo dove questi depositi vengono accumulati sul fondo di valli secondarie con forti dislivelli su brevi distanze. Un fattore predisponente è sovente la presenza di ampie aree acclivi, soggette a fenomeni di erosione accelerata, sia in coltri quaternarie, sia in ammassi rocciosi fortemente fratturati o cataclasati. Due aree con queste caratteristiche sono la zona di Cortaccia e quella compresa tra Laghetti e S. Floriano (Egna), che anche recentemente hanno visto lo sviluppo di fenomeni di *debris-flow* (Vd. § VIII.3). Durante l'autunno 2002 colate di *debris-flow* hanno causato danni ed interruzioni della rete stradale tra Cagnò e Livo e tra quest'ultimo e Mostizzolo.

3. - EVENTI ALLUVIONALI

(a cura di P. Macconi)

In Bassa Atesina e in parte nella Piana Rotaliana il Fiume Adige rappresenta l'elemento di maggior influenza nell'evoluzione dell'area, non solo dal punto di vista morfologico ma anche socio-economico. La storia recente di queste aree è strettamente legata al fiume, alle esondazioni e alla progressiva sistemazione e bonifica delle paludi di fondovalle, che, come abbiamo visto nel § VI.4.2., si sviluppò soprattutto verso la fine del XIX secolo.

Le prime informazioni su eventi alluvionali nella valle dell'Adige risalgono al 585 d.C., quando Paolo Diacono descrive la grande alluvione dell'Adige a Verona. Nel corso dei secoli si ripetono eventi di esondazione che inondano la valle e talora trasformano momentaneamente la piana in un ampio lago (1041, 1494, 1520, 1567, 1771, 1776, 1780, 1789), rendendo così difficoltoso il transito. La piena catastrofica del 1757 segna l'inizio dei primi grandi piani di sistemazione del fondovalle. Nel XIX° secolo si apre la stagione dei grandi interventi (ben 6 rettifiche delle anse del F. Adige vengono eseguite tra il 1817 e il 1826), intervallati dal susseguirsi di frequenti alluvioni, in parte ascrivibili alla fragilità delle arginature appena realizzate, ma soprattutto dovute alle particolari condizioni meteorologiche legate al concludersi della cosiddetta "Piccola Età Glaciale". Di particolare entità sono l'alluvione del 1868, con il completo allagamento del fondovalle tra Merano e Calliano e ben 13 rotte tra Ora e Cortina all'Adige, e l'evento del 1882, forse il più grave evento che abbia colpito il territorio altoatesino nell'era moderna.

In alcune annate particolarmente tragiche si contano addirittura più eventi, come negli anni 1747, 1843, 1851, 1855, 1888.

Nel XX secolo si possono distinguere due periodi: un primo periodo è tra il 1901 e il 1928, durante il quale una serie di eventi alluvionali interessa la Bassa Atesina, dopodiché si ha una tregua che dura fino al 1960. In quell'anno, verso la

metà di settembre, una rotta del F. Adige interessa soprattutto la zona tra Merano e Lana, mentre più a sud si registrano una piccola rotta a Vadena ed estesi fenomeni di ristagno nella rete delle fosse nella zona di Ora.

Più gravi risultano le piene del 1965, con rotte arginali presso Vadena e Ora ed il completo allagamento tra Salorno e Mezzocorona, e del 1966, anno in cui si registrano 2 eventi di piena, il secondo dei quali rientra nella cornice degli eventi catastrofici che colpiscono diffusamente l'Italia centro-settentrionale all'inizio di novembre.

In Bassa Atesina l'ultima importante esondazione del F. Adige, avvenuta tra il 17 ed il 19 luglio 1981, ha colpito in particolar modo la piana di Salorno, in seguito ad una rotta presso Laghetti. Il livello dell'acqua raggiunse i 4-5 metri nelle aree urbane inferiori e addirittura i 6 metri in alcuni frutteti, con conseguenti danni dovuti anche al persistere delle acque per più di una settimana. La localizzazione della rotta ha messo in luce la debolezza intrinseca degli argini in corrispondenza delle intersezioni con il vecchio alveo.

Proprio la presenza del F. Adige, con le sue ampie aree paludose e con la costante minaccia di esondazione, ha condizionato lo sviluppo degli insediamenti sui fertili conoidi dei numerosi affluenti laterali, esponendo tuttavia gli abitanti al pericolo di colate di *debris-flow* e all'alluvionamento torrentizio.

In sinistra orografica dell'Adige, partendo da nord, si incontra il Rio Nero (Rio di Ora, bacino idrografico di 55 km²). La capacità di trasporto di questo torrente è testimoniata dalla chiesa di San Pietro, al margine della S.S. del Brennero, il cui pavimento è ben 5 metri al di sotto del piano del conoide. Eventi noti risalgono agli anni 1644, 1732, 1821, 1882, 1926; nel 1957 i danni della piena rimasero circoscritti alla località di Olmi. Da diversi anni, anche grazie agli estesi interventi di sistemazione, le piene si mantengono nell'alveo (come ad esempio nel 2000 e nel 2003).

Presso il paese di Egna l'Adige riceve le acque del Rio Trodena (*Trudnerbach*, bacino idrografico di 22,3 km²) il cui bacino presenta un notevole potenziale in termini di trasporto solido. L'evento più grave di cui si abbiano notizie certe risale al 1767, quando il rio, esondando in sinistra orografica del conoide, causò la morte di ben 17 persone oltre ad ingenti danni materiali. Dopo la costruzione degli imponenti muri di protezione il torrente si mantenne nell'alveo fino al 1921, quando i vigneti della zona di Gries, sempre sull'orografia sinistra, vennero completamente sommersi dai detriti. Da allora l'abitato di Egna non ha più subito danni degni di nota.

I bacini in orografia sinistra dell'Adige a sud di Egna, ossia il Rio di Val dell'Anguilla, il Rio di Lauco e il Rio Tigia hanno modesta estensione (tra 5,8 e 9,2 km²) e sono tendenzialmente più stabili, tanto che solo sul secondo si hanno notizie di un evento, peraltro risalente al 1891.

Il versante che divide la Val d'Adige dalla Val di Non presenta notevoli pendenze e diffusi fenomeni erosivi. Dalla Catena della Mendola discendono diversi piccoli torrenti, come ad esempio il Rio di Castelvecchio (*Altenburgerbach*, bacino idrografico di 6,3 km²) ed il Rio Pozzo (*Pfusserlahn*, bacino idrografico di

8,6 km²), caratterizzati da notevoli variazioni di portata, solitamente sistemati o canalizzati nei tratti di attraversamento di centri abitati e zone agricole.

Il paese di Termeno ha vissuto nel 1986 uno degli eventi più gravi accaduti negli ultimi decenni in territorio altoatesino: nella notte tra il 23 e il 24 giugno il Rio Inferno (*Höllentalbach*, bacino idrografico di 6,5 km²), in seguito ad un violento temporale, sviluppò una colata detritica che spazzò diversi ponti per poi esondare provocando l'alluvionamento della cantina sociale, della zona sportiva, di diverse case e di ampie superfici a vigneto. Gravi danni si registrarono anche alle infrastrutture ma fortunatamente non vi furono vittime o feriti.

L'effetto dirompente dell'evento, che portò a valle ben 400.000 m³ di materiale, è da ricondursi alla formazione di un'occlusione temporanea. Ulteriori notizie si hanno su un evento risalente al 1820.

All'altezza di Cortaccia il versante del Monte Roen è solcato da numerosi impluvi con bacini tra i 2,5 e i 6 km², come il Rio Niclara (*Niklarerbach*), il Rio di Penone (*Penonbach*), il Rio Largo (*Breitbach*) e il Rio di Cortaccia (*Kurtatscherbach*), la cui pericolosità è legata in parte alla degradabilità del substrato, che provoca una continua ricarica di sedimento negli alvei, in parte dalle canalizzazioni e attraversamenti in ambito urbano e agricolo, le cui dimensioni si rivelano spesso insufficienti in occasione di forti temporali. In tempi recenti si sono avuti infatti numerosi eventi, il più grave dei quali nel 2001, durante il quale circa 2100 m³ di materiale sono stati trasportati a valle, con danni ingenti alle abitazioni ed alla rete stradale. Frequenti sono poi le interruzioni sulla strada che porta a Favogna (2003, 2004, 2008).

Il Rio di Favogna (*Fennbergbach*, bacino idrografico di 5,6 km²) attraversa l'abitato di Magré s.S.d. Vino, a valle di una stretta e ripida gola. Eventi di cui si hanno notizie risalgono al 1854, quando vennero distrutti alcuni mulini, al 1952 e al 2003, con danni limitati alla viabilità nella parte alta del bacino.

4. - IDROGEOLOGIA

(a cura di G. Bazzoli, M. Cucato, A. Borsato, L. Keim, E. Santuliana)

Gli acquiferi principali presenti nell'area del foglio sono classificabili in:

(a) *Acquiferi a permeabilità primaria*, ovvero per porosità, corrispondenti ai corpi sedimentari quaternari, quali i depositi alluvionali dei fondivalle e dei conoidi tributari, dei depositi gravitativi ed in parte di quelli glacigenici. Tra di essi i depositi caratterizzati da conduttività idraulica generalmente elevata sono senz'altro le alluvioni grossolane, composte prevalentemente da ghiaie, ed i depositi gravitativi a tessitura *open-work*. Al contrario i depositi glacigenici, i depositi lacustri e palustri e, più in generale tutti i depositi caratterizzati da abbondante presenza di matrice formata da sedimenti fini costituiscono dei complessi a conduttività idraulica generalmente bassa o molto bassa. Tra i depositi glacigenici i depositi glaciali di ablazione e di contatto glaciale possono essere sede di acquiferi di modesta importanza.

(b) *Acquiferi a permeabilità secondaria*, per fratturazione o per carsismo, che si sviluppano in litotipi del substrato roccioso formato da terreni di età compresa tra il Permiano e l'Eocene, e che può essere così suddiviso in forma schematica sulla base della conduttività idraulica:

- un complesso con caratteri di acquicludo formato dai termini stratigraficamente più recenti della successione sedimentaria, costituiti dalla Formazione di Ponte Pià, dalla Formazione di Val d'Agola, dalla Scaglia Rossa e dalla Scaglia Variegata Alpina. Infatti la presenza di marne, di calcari marnosi e di interstrati argillosi impartisce all'ammasso roccioso una permeabilità molto bassa o nulla anche in presenza di una forte fratturazione;
- un complesso acquifero principale, triassico medio-cretacico, che ingloba tutte le formazioni comprese tra la Maiolica e la Formazione del Contrin e caratterizzato da permeabilità potenzialmente elevata per fratturazione e carsismo, tra cui in particolare la Dolomia Principale e il Gruppo dei Calcari Grigi che rappresentano le principali rocce serbatoio. Intervalli con caratteri di acquicludi/acquitarde sono svolti da livelli o formazioni sostanzialmente impermeabili intercalati nella successione (intercalazioni marnose ed argilliche della Formazione di Rotzo, Formazione di Travenanzes, Calcari della Val Vela, Formazione di Buchenstein, Formazione di Moena);
- un complesso con caratteristiche di acquicludo regionale, comprendente formazioni permiane e triassiche prevalentemente terrigene, che include al suo interno formazioni acquitarde a bassa permeabilità per fessurazione, che possono dar luogo a circolazioni idriche localizzate, talora in pressione per il confinamento esercitato dalle formazioni acquicludo al tetto ed al letto. Esso ha come termine superiore la Formazione di Giovo e come termine inferiore la Formazione a Bellerophon;
- un complesso acquitarde permiano, comprendente l'Arenaria di Val Gardena e le rocce del Gruppo Vulcanico Atesino, con permeabilità bassa sostanzialmente per fratturazione.

La distribuzione in affioramento dei diversi complessi idrogeologici influisce in misura determinante sulla distribuzione dei coefficienti di infiltrazione efficace e dei coefficienti di deflusso: l'infiltrazione efficace risulta maggiore in corrispondenza dei massicci carbonatico-dolomitici in destra orografica del fiume Adige (Anaunia), e minore ad est del fiume.

La circolazione idrica sotterranea nell'ambito del foglio Mezzolombardo è governata, oltre che dalla conduttività idraulica dei vari tipi litologici, dalle principali discontinuità delle masse rocciose e dal livello di base locale. Il livello di base principale corrisponde al fiume Adige ed è il recapito della circolazione idrica dei massicci carbonatici del fianco destro della valle. Le variazioni idrometriche dell'Adige condizionano fortemente la superficie piezometrica dell'acquifero di fondovalle e degli acquiferi di conoide in esso affluenti.

Val d'Adige

Tra gli acquiferi in roccia presenti sui due fianchi della Val d'Adige vi è da sottolineare la stretta relazione esistente tra strutture tettoniche e circolazione dell'acqua, come è evidente nel caso della linea di Trodena. Infatti le principali sorgenti di acqua potabile presenti tra Salorno e Casignano si trovano al tetto di questa faglia che immerge di 60-70° verso SE, cioè sotto le rocce del Gruppo Vulcanico Atesino. La linea di Trodena funge quindi da barriera idrogeologica e costringe le acque di fondo presenti nelle vulcaniti permiane ad uscire per trabocco lungo il contatto superiore della linea stessa (sorgenti per soglia di permeabilità sottoposta). Questo si verifica in particolare là dove le rocce competenti e fratturate delle formazioni di Ora e di Gries, al tetto della Linea di Trodena, vengono a contatto con marne ed altri intervalli terrigeni poco permeabili della Formazione di Werfen al letto. Parallelamente al piano di faglia e cioè in direzione NE-SW, l'ammasso roccioso in corrispondenza della linea di Trodena può svolgere il ruolo di un acquifero con buona conduttività idraulica. Negli anni '50 del secolo scorso, durante la costruzione della galleria per la condotta della centrale idroelettrica tra Stramentizzo (TN) e S. Floriano (Egna - BZ), la linea di Trodena fu attraversata quasi perpendicolarmente (VENZO, 1957b). Al contatto tettonico tra le rocce vulcaniche ed i calcari bituminosi della Formazione di Buchenstein non fu trovata praticamente acqua, mentre nelle ignimbriti al tetto della faglia a tratti si sono avute portate d'acqua di alcune decine di l/s. Queste venute d'acqua in galleria causarono l'estinguersi di numerose sorgenti nei dintorni.

Tra Mezzocorona e Roverè della Luna, alla base delle pareti dolomitiche che caratterizzano il fianco destro della valle, vi sono varie sorgenti di rilevante portata tra cui la più nota è la sorgente Boioni, caratterizzata da portata piuttosto costante, attorno ai 40 l/s (FUGANTI & DEFRANCESCO, 1995).

Nei versanti in sinistra Adige predominano in affioramento acquitardi ed acquicludi: la circolazione idrica avviene principalmente entro circuiti subsuperficiali, in roccia decompressa e fratturata, e nei terreni di copertura, con recapiti sorgentizi controllati da soglie di permeabilità e dalla topografia, e secondariamente dalle discontinuità. La Formazione del Contrin e quella dello Sciliar costituiscono degli acquiferi tra loro separati per la presenza di sottili intercalazioni argillose (pietra verde) oppure di unità formazionali (Formazione di Buchenstein e Formazione di Moena) costituite da calcari dolomitizzati con intercalazioni di calcari bituminosi, siltiti ed argilliti, che costituiscono soglie impermeabili o che limitano fortemente la conduttività idraulica. In queste formazioni dolomitiche la presenza di faglie, trincee profonde e fenomeni carsici causano localmente una intensa circolazione di acqua. Con la costruzione della galleria prima citata, durante l'attraversamento della Formazione dello Sciliar nella zona della Madrutta-Prato del Re, ci si è imbattuti in una zona di faglia o di frattura verticale che causò enormi venute di acqua stimate in 1500 l/s (VENZO, 1957b). Esse si incanalarono nel tunnel appena scavato, riversandosi lungo il fianco sinistro della valle dove vennero deviate in Val dell'Anguilla presso S. Floriano. Tale flusso d'acqua, denominato "il fiume miracoloso di S. Floriano" (KLEBELSBERG,

1954), sparì dopo circa un mese probabilmente per effetto dello svilupparsi di una nuova via di deflusso al di sotto del livello della galleria (VENZO, 1957b).

Val di Non

Il foglio comprende buona parte della valle del Noce, un sinclinorio asimmetrico orlato da imponenti massicci carbonatici triassico-giurassici ad elevata permeabilità per carsismo e fessurazione, in cui affiorano nella parte centrale rocce calcareo-marnose cretacio-terziarie a permeabilità da media a bassa. Questa situazione litostrutturale fa della valle del Noce un importante recapito ed asse di drenaggio per la circolazione idrica sotterranea profonda. Nella parte centrale della valle la circolazione idrica è condizionata anche dalla presenza di un'estesa copertura quaternaria.

L'asta valliva del torrente Noce, insieme con il lago di sbarramento idroelettrico di Santa Giustina, costituisce un livello di base secondario rispetto al recapito principale costituito dalla Val d'Adige. Il deflusso degli acquiferi nelle masse rocciose laterali verso quest'asse è ostacolato dal contatto dell'aquicludo cretacio-terziario in corrispondenza del lineamento tettonico Trento-Cles, lungo il quale si sviluppano le linee di deflusso preferenziale. Lungo questo lineamento sono ubicate le due sorgenti più importanti di tutto il foglio: la sorgente Acquasanta presso Maurina e le sorgenti Busoni a Lover, che nell'insieme rappresentano la più importante risorsa idropotabile per la bassa Anaunia e la Piana Rotaliana.

La sorgente dell'Acquasanta è costituita da 5 emergenze allineate lungo la Linea Trento-Cles che porta la Formazione di Rotzo a sovrascorrere sopra le marne della Formazione di Ponte Pià (FUGANTI, 1969).

L'emergenza principale (quota 477 m) è una sorgente carsica in uno stadio giovanile che rappresenta l'evoluzione verso il basso del carsismo in seguito all'abbassamento del livello di base causato dall'erosione nel corso del Quaternario. La portata della sorgente varia da minimi invernali di 45 l/s a massimi di oltre 4000 l/s (media 700 l/s) ed è caratterizzata da oscillazioni cicliche con periodi variabili da 3 a 12 ore connesse ad analoghe fluttuazioni piezometriche della falda nella vicina cavità Bus de la Spia (BORSATO 2004, BORSATO *et alii*, 2007a). Una prova con traccianti eseguita nell'ottobre 2003 ha accertato la connessione idrogeologica tra la conca di Malga Spora (quota 1800 m) nella parte alta della valle del T. Sporeggio e la sorgente Acquasanta.

Le sorgenti Busoni sono costituite da tre emergenze distinte, ubicate tra le quote 674 e 600 m, che danno origine al T. Lovernatico. La portata delle sorgenti varia da minimi invernali di 100 l/s a massimi di oltre 5000 l/s (media 650 l/s). Le sorgenti Acquasanta e Busoni fanno parte di un'unica idrostruttura che drena la porzione orientale del Gruppo di Brenta comprendente anche la parte alta della Val di Tovel come emerso da studi idrogeologici e prove con traccianti eseguiti nell'alta Val di Tovel (BORSATO & FERRETTI, 2006, FERRETTI & BORSATO, 2006).

Sul versante sinistro della Val di Non si ricordano le sorgenti del rio Verdes e della roggia di Taio. Recenti lavori di coltivazione mineraria della Dolomia Principale tra Taio e Mollaro hanno evidenziato la presenza di una significativa circo-

lazione idrica. Manifestazioni di acqua ipotermale (24°C) risaliente si osservano nella galleria della ferrovia Trento-Malè in località Rocchetta.

Acquifero alluvionale del fondovalle atesino

I depositi alluvionali del fondovalle atesino costituiscono la più rilevante e sfruttata risorsa idrica del territorio compreso nel foglio Mezzolombardo: l'utilizzo delle acque emunte è principalmente irriguo, mentre secondario è quello industriale e del tutto limitato è l'approvvigionamento a scopo potabile.

L'acquifero è costituito dalle alluvioni del Fiume Adige, lateralmente interdigitate ai depositi di conoide degli affluenti principali, fra cui spiccano per estensione quelli del Torrente Noce. Da non trascurare l'interdigitazione con il detrito di falda sui due fianchi della valle che, data l'elevata permeabilità dei materiali e la notevole continuità laterale, presumibilmente anche in profondità, costituisce un'importante via di alimentazione e di interscambio degli acquiferi di fondovalle.

Le alluvioni atesine sono costituite da numerosi livelli a diversa granulometria, fra loro eteropici e con una limitata continuità spaziale.

Il sistema idrogeologico del fondovalle atesino può essere schematizzato come segue, procedendo dal piano campagna in profondità (AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE, 1998):

- un acquifero superficiale freatico presente nelle ghiaie, ghiaie e sabbie, talora limose, dei conoidi tributari; lo spessore di tale acquifero è variabile da valori di una decina di metri nei settori medio-distali fino a valori anche di oltre 40 m in zona apicale. La profondità media della falda freatica dal p.c. varia da circa 20 m (ad es. 22 m per il conoide di Ora) nelle zone apicali, a valori minori di 2 m in zona distale;
- una serie acquifera multifalda nel settore del fondovalle atesino, costituita da un acquifero freatico di modesto spessore e da una sequenza di acquiferi in pressione tra loro in comunicazione ed in comunicazione con gli acquiferi dei settori di conoide.

L'acquifero superficiale freatico è presente nelle ghiaie, nelle ghiaie e sabbie del fondovalle atesino con spessore variabile mediamente tra 20 e 30 m (Fig. 86). Tuttavia in ampi tratti della valle esso presenta spessore particolarmente ridotto o assente in relazione alla presenza in superficie di sedimenti fini limosi o torbosi, che impartiscono all'acquifero sottostante un carattere di semiconfinamento. La profondità media della falda freatica dal p.c. varia da circa 4-5 m fino a valori < 0,6 m nelle zone paludose bonificate. L'esame dell'andamento della superficie freatica mostra una direzione di deflusso con asse drenante posto all'incirca tra il Fosso Grande ed il Fosso Piccolo di Caldaro, tra Cortaccia s.s.d.V. e Cortina s.s.d.V. Più a S esso tende comunque a mantenersi sul lato destro della valle, ma avvicinandosi all'asta fluviale atesina in corrispondenza del tratto a S di Roveré della Luna. Ben evidente è l'afflusso laterale dell'acquifero associato al conoide del T. Noce, con asse disposto circa NW-SE in corrispondenza del paleoalveo dello stesso. Indagini idrogeochimiche consentono di distinguere le acque di competenza dell'acquifero del Noce da quelle atesine di

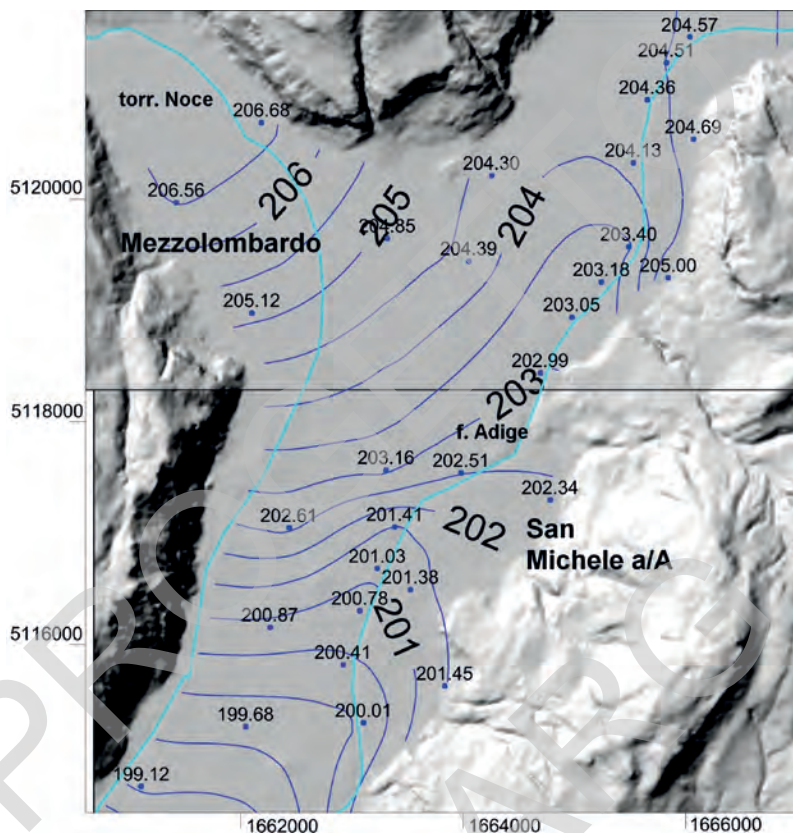


Fig. 86 – Freatimetria dell'acquifero di fondovalle atesino nell'ottobre 2008. Equidistanza delle isopieze: 0,5 m.

fondovalle in base al rapporto calcio/solfati, molto maggiore nelle prime.

Gli acquiferi in pressione sono caratterizzati da conducibilità idraulica e trasmissività variabili a seconda dei terreni coinvolti, con livello di confinamento crescente in profondità. La profondità di questo sistema multifalda può essere collocata intorno ai 70-75 m presso Salerno, mentre a 55-65 m tra Masetto e Mezzocorona. Più a N sono disponibili solo dati parziali che indicano valori dello stesso ordine di grandezza. Le falde acquifere in pressione sono in genere risalienti, localmente artesiane, come ad es. a N e NE del conoide di Magré s.S.d.V. A N di Salerno è stata osservata una certa tendenza alla maggiore concentrazione delle falde artesiane sui due fianchi della valle. Tra le varie cause vi è probabilmente anche l'effetto dell'abbondante alimentazione proveniente dai fianchi della valle stessa.

- Un acquitardo regionale, costituito da una potente serie di sedimenti fini prevalentemente limoso-argillosi e limoso-sabbiosi, la cui estensione in profondità

è nota con una certa precisione dove sono disponibili stratigrafie di pozzi profondi ed indagini geofisiche. Ad esempio a Salorno esso si estende a partire da circa 70 m dal p.c., valore che diminuisce a circa 60 m presso Mezzocorona.

- Il substrato roccioso sepolto che costituisce a scala regionale il substrato impermeabile.

Nella zona tra Salorno e Mezzocorona, corrispondente ad un'area di paludi prima della bonifica del XIX secolo, gli strati superficiali dell'acquifero di fondovalle si trovano in condizioni riducenti e la presenza di abbondante materia organica (torba) contribuisce alla dissoluzione di ferro, manganese ed arsenico da idrossidi legati come pellicole sulla superficie dei granuli dei sedimenti atesini, pregiudicando lo sfruttamento di queste acque per il consumo umano (BAZZOLI *et alii*, 2008; FUGANTI *et alii*, 2005). Condizioni di questo tipo possono essere ritrovate anche nelle zone poste più a N, in corrispondenza di paludi bonificate, caratterizzate da spessori consistenti di sedimenti organici sepolti. Altrove nel fondovalle sono invece gli orizzonti più profondi dell'acquifero multistrato a trovarsi in condizioni riducenti.

Oltradige

In Oltradige possiamo identificare un materasso alluvionale di grande spessore (> 150 m) corrispondente alle ghiaie di Caldaro, interdigitate, unicamente sul fianco destro della valle, con depositi di conoide di origine mista, antichi. I depositi sono terrazzati sui due fianchi della valle e sovente ridotti in lembi dall'erosione postglaciale. La quasi totale assenza di sorgenti, il notevole terrazzamento e la presenza di estese coperture glaciali poco permeabili formate da *till* d'alloggiamento (sintema del Garda), fanno ritenere che tale corpo alluvionale sia caratterizzato da una spessa zona di aerazione, con un acquifero freatico relativamente profondo in equilibrio con quello di fondovalle. Solo localmente, in corrispondenza di livelli ricchi di matrice limosa, intercalati alle ghiaie dei depositi di conoide, possiamo avere delle falde sospese, a carattere prevalentemente temporaneo.

Nella zona centrale dell'Oltradige, in corrispondenza della valle di Lavason, individuiamo un acquifero freatico in corrispondenza delle ghiaie e sabbie che costituiscono il riempimento postglaciale: la profondità della falda è mediamente superiore ai 5 m dal p.c.

Il Lago di Caldaro, che costituisce il recapito principale delle acque sotterranee che fluiscono lungo la Val Lavason, ma anche dai due fianchi della valle, è bordato da ampie zone paludose, ricche di terreni torbosi, con falda freatica a debole profondità dal p.c. (<0,7 m dal p.c.). Subito a S del lago di Caldaro il sottosuolo della pianura è caratterizzato dalla presenza di una successione di sedimenti fini, con torba intercalata; solo alla profondità di circa 40 m dal p.c., quota che diminuisce mediamente a 35-30 m circa 1,5 km più a S, troviamo ghiaie e sabbie che ospitano un'importante falda artesianica che viene sfruttata per irrigazione dai numerosi pozzi presenti in zona (la risalita della falda è variabile da +0,5 a +3,5 m dal p.c.). Più a S il quadro stratigrafico si fa più articolato e l'assetto idrogeologico è del tutto assimilabile a quello della Val d'Adige.

5. - RISORSE DEL SOTTOSUOLO E SFRUTTAMENTO ANTROPICO

(a cura di M. Cucato, P. Ferretti & G. Zampedri)

A livello nazionale la ricerca e la coltivazione di cave e miniere è regolata da un Regio Decreto del 1927 (R.D. n. 1443 del 29 luglio 1927 “Norme di carattere legislativo per disciplinare la ricerca e la coltivazione delle miniere del Regno”), in parte modificato dalla Legge 07.11.1941, n. 1360 e da un D.P.R. del 1959 (D.P.R. 09.04.1959, n. 128 “Norme di polizia delle miniere e delle cave”).

La distinzione tra cave e miniere, secondo quanto stabilito dalla normativa, non è effettuata sulla base del sistema di coltivazione, a cielo aperto o in sotterraneo, ma in ragione del tipo di materiale estratto: prima categoria per le miniere e seconda categoria per le cave. La denominazione cava o miniera utilizzata nel testo che segue è coerente con quanto sopra ed è quindi solo funzione della classificazione normativa del materiale che veniva o viene estratto.

Ricordiamo che a livello legislativo il D.P.R. 616/77 ha trasferito alle Regioni le funzioni amministrative su cave e torbiere. Nella regione del Trentino Alto-Adige tale trasferimento di funzioni è regolato dalle Norme di attuazione contenute nel D.P.R. 1017 del 31.07.1978. In provincia di Bolzano tale materia è ulteriormente regolata dalla L.P. n. 7 del 19 maggio 2003 “*Disciplina delle cave e delle torbiere*”.

Come quadro generale si sottolinea come l'attività estrattiva nell'area del foglio sia piuttosto limitata e prevalentemente concentrata nel settore dell'estrazione di materiali inerti.

Pietre ornamentali e pietre da costruzione

Nel territorio del foglio Mezzolombardo i materiali appartenenti a questa categoria venivano estratti da varie formazioni rocciose carbonatiche mesozoico-terziarie, nonché da rocce vulcaniche permiane appartenenti al Gruppo Vulcanico Atesino.

Oggi l'attività estrattiva di questi materiali è quasi completamente cessata ed è testimoniata non solo da informazioni storiche o di archivio, ma anche dall'evidenza morfologica di fronti scavo abbandonati e da depositi di discarica in molti casi colonizzati dalla vegetazione.

Per quanto riguarda l'estrazione del porfido dal Gruppo Vulcanico Atesino il distretto ancora attivo è in provincia di Bolzano, mentre in provincia di Trento l'attività estrattiva si è conclusa.

In provincia di Bolzano l'estrazione del porfido si concentra sul versante sinistro della Val d'Adige a S di Bronzolo, dove si possono notare numerose cave scaglionate a varie quote nella parte intermedia del versante, molte delle quali abbandonate. L'attività si concentra entro le ignimbriti della formazione di Ora, in particolare in corrispondenza di settori particolarmente fratturati, caratterizzati da sistemi di fratture tra loro ortogonali, che facilitano il lavoro di estrazione di blocchetti e lastre di varia pezzatura. La coltivazione avviene a cielo aperto, con fronti scavo generalmente articolati a gradoni, il cui avanzamento avviene con mezzi meccanici e con l'impiego di esplosivo opportunamente disposto. Il materiale crollato viene selezionato *in loco* e successivamente lavorato nella stessa

area di cava o in un recapito prossimo ad essa, dove viene anche preparato ed imballato per il trasporto. Il prodotto finito comprende cubetti e piastrelle utilizzati per la pavimentazione, ma anche binderi, cordoni per marciapiedi, oltre che altri prodotti lavorati per impieghi nell'edilizia. In alcuni casi il materiale di scarto, opportunamente vagliato, viene utilizzato come materiale inerte.

In provincia di Trento l'estrazione del porfido avveniva nei comuni di Capriana (località "Bus de la Vecia" e "Val de le Laste" appena ad Est del Foglio), Grumes (cava "Posmar") e Sover (cava "Maric-Lastoni"). Le cave si trovano sul versante destro della Val di Cembra al confine con l'attuale distretto estrattivo del porfido trentino.

L'estrazione di pietre ornamentali da taglio e da costruzione in materiali lapidei carbonatici si è sviluppata nella Provincia Autonoma di Trento in varie località fino agli anni '70 dello scorso secolo, tuttavia, successivamente, estensione e volumi estratti sono stati piuttosto limitati. I principali siti di estrazione, distinti in base alla formazione rocciosa che veniva coltivata sono i seguenti:

- Formazione del Contrin: comune di Livo (località "Ponte Scanna")
- Dolomia Principale: comuni di Coredò (cava "Pozze") e di Cagnò (cava "Ponte San Gallo");
- Calcarei Grigi: comuni di Spormaggiore (cave "M.te Corno" e "Al Rampin") e di Tres;
- Rosso Ammonitico: comuni di Spormaggiore (cava "Nisclaia") e di Tres (cava "Brociai");
- Scaglia Rossa: comune di Spormaggiore (cava "Nisclaia") e di Cles;
- Scaglia Variegata Alpina: comune di Vervò (cava "Carlui").

Materiali a prevalente uso industriale

Nel foglio Mezzolombardo sono presenti giacimenti di calcari marnosi ed argille, prevalentemente di età cretatico-paleogenica e quaternaria utilizzati anche in passato per la produzione di cemento e laterizi.

Le cave attive di marne argillose sono situate unicamente in provincia di Trento, nel comune di Campodenno (cave "Rio Belasio" e "Tusana Bassa"), dove viene coltivata la Formazione di Ponte Pià, destinate all'industria dei laterizi.

L'escavazione di calcari marnosi destinati alla produzione di cemento si concentra nelle cave "Bouzen" (Vervò – TN) e "Pozze Longhe" (Coredò – TN), dove vengono coltivate rispettivamente la formazione della Scaglia Rossa e la Formazione della Val d'Agola.

È infine da segnalare che a Taio (TN), a monte dell'abitato di Tuennetto, è stata effettuata una ricerca mineraria per la coltivazione in sotterraneo del tetto della Dolomia Principale, da utilizzare per la produzione di miscelati e malte speciali. L'area estrattiva denominata "Rio Maggiore" si estende in sotterraneo, per un'area complessiva di circa 12 ha; ad oggi lo sfruttamento del giacimento è limitato alle gallerie di ricerca che si sviluppano per circa 3 km, perimetralmente all'area estrattiva.

Depositi sciolti per la produzione di inerti (sabbie, ghiaie e pietrisco), torbiere

Nella produzione di inerti destinati prevalentemente al settore dell'edilizia, ma anche nelle sottofondazioni stradali, sono da citare soprattutto le cave che sfruttano le falde detritiche alla base dei versanti, tra cui le più numerose sono quelle presenti sul versante destro della Val d'Adige, nella zona a nord di Mezzocorona fino al settore della Provincia Autonoma di Bolzano a ridosso del confine con quella di Trento. L'avanzamento dell'attività di escavazione è condizionato dalla presenza del sottostante substrato roccioso; in ogni caso l'approfondimento non va oltre la quota definita dall'antistante fondovalle vallivo. Sul versante opposto della valle, ad W di Salorno, nella cava "Doss della Forca", oltre alla falda di detrito l'escavazione ha coinvolto inizialmente anche ghiaie, ghiaie sabbioso-limose di un piccolo corpo di conoide alimentato da processi di *debris-flow* e torrentizi.

L'escavazione di depositi di *debris-flow* è caratteristica della cava San Floriano s.r.l., a N dell'abitato omonimo (comune di Egna), in parte già recuperata dal punto di vista ambientale, e della cava "Ziegelstadel", posta ad ovest della zona sportiva di Caldaro (località Pineta), dove vengono escavati sia depositi di conoide di origine mista che i sottostanti depositi glaciali del sintema del Garda.

Sul fondovalle dell'Adige sono esistite negli anni '80 dello scorso secolo, alcune piccole cave di inerti a N della stazione di Magré s.S. d. Vino; l'escavazione interessava le ghiaie e sabbie di un paleoalveo del F. Adige, in prossimità del confine tra i comuni di Magré s.S. d. Vino e di Egna.

Ad E del Lago di Caldaro, in località Maso Kreit, è stata attiva fino al 1990 una cava di inerti che coltivava le ghiaie e sabbie del sintema di Caldaro affioranti in questa località. Sul lato opposto del lago un'altra piccola cava, solo in parte ripristinata, era presente a N del Museo del Vino di Caldaro, a ridosso del limite del foglio: in questo caso l'escavazione interessava non solo le ghiaie del sintema di Caldaro, ma anche i depositi glaciali e glaciolacustri soprastanti appartenenti al sintema del Garda.

L'unica escavazione di torba presente nell'area del foglio si sviluppa sul fondovalle dell'Adige a NE del centro abitato di Salorno, in corrispondenza di un'ampia area paludosa bonificata, notoriamente ricca di torba. L'escavazione, iniziata nel 2001, avviene per lotti attraverso il dragaggio in falda dei terreni torbosi e con il successivo riempimento dello scavo con materiali inerti prima del recupero delle aree all'attività agraria. Il materiale estratto è destinato, previo trattamento ed essiccazione, al mercato floro-vivaistico.

Attività minerarie

Nell'area del foglio non esistono attualmente miniere attive. Sono tuttavia da segnalare due siti minerari che hanno avuto una certa importanza nello scorso secolo. Il primo corrisponde alla miniera Dosseni, situata nel comune di Roveré della Luna, alla base del versante destro della Val d'Adige. Attiva fin dagli anni '60, la Dosseni era una miniera a cielo aperto, impostata sulle pareti dolomitiche modellate nella Formazione dello Sciliar. La coltivazione della roccia dolomitica per l'estrazione del magnesio era qui favorita dalla composizione particolarmente

vicina a quella teorica della dolomite. Nel periodo di massimo sviluppo la quantità di dolomite prodotta è arrivata anche a superare i 90.000 mc all'anno.

Il secondo sito minerario da ricordare è la miniera di San Romedio, situata sul versante sinistro della Val di Non nelle vicinanze di Tuennetto, nella quale sono stati coltivati per alcuni decenni dello scorso secolo gli "scisti ittiolitici o bituminosi di Mollaro" (FUGANTI, 1961) corrispondenti alla formazione della Scaglia Variegata Alpina. Nel caso specifico si tratta di una marna laminata di colore da grigio a nero, a seconda dell'abbondanza relativa della frazione bituminosa presente, contenente grossi noduli di pirite (fino al peso di 1 kg). Analisi chimiche sul contenuto in uranio hanno mostrato un tenore medio di U_3O_8 dello 0.01% e la presenza significativa di Pb, Cu, As, P e V. Secondo GIANNOTTI (1968) il contenuto in U_3O_8 negli scisti bituminosi di Mollaro si aggira sulle 100 ppm ed il quantitativo totale sarebbe pari a 45 ton, dunque insufficiente a considerarli una potenziale riserva di uranio. Nella miniera di San Romedio il metodo di coltivazione era in sotterraneo per camere e pilastri; le gallerie non sono attualmente accessibili.

6. - LA NUOVA GALLERIA LUNGO IL COLLEGAMENTO STRADALE TRENTO NORD – ROCCHETTA (a cura di M. Zambotto)

La realizzazione del progetto per il nuovo collegamento stradale lungo l'asse Trento Nord – Rocchetta ha comportato lo scavo di un cunicolo esplorativo con l'utilizzo di una fresa e di due canne parallele con il metodo tradizionale ("drilling e blasting") alla base del versante orografico destro della Val d'Adige nel tratto compreso tra le località La Rupe, a sud, e La Rocchetta a nord, all'altezza dell'abitato di Mezzolombardo. La consegna dei lavori è stata effettuata il 12/04/2006 e l'apertura della prima canna al traffico veicolare è avvenuta il 20/10/2008, mentre l'apertura completa in entrambe le direzioni ha avuto luogo nella primavera del 2009. La lunghezza del tracciato all'interno del versante è pari a 3696 m per la canna nord e a 3737 m per la canna sud.

La sezione trasversale delle gallerie è di 150 mq, con alcuni cameroni in allargamento per la realizzazione di piazzole di emergenza. La successione stratigrafica attraversata comprende esclusivamente litotipi del periodo Triassico (medio e superiore) di facies di piattaforma carbonatica, con locali intercalazioni dolomitiche marnoso-bituminose di ambiente lagunare evaporitico. Si passa dalla Formazione dello Sciliar (Ladinico) a dolomie marnose e bituminose laminate e fittamente stratificate, intercalate ad argilliti grigie (Ladinico superiore) a dolomie del Gruppo di Raibl (Formazione di Travenanzes; Ladinico superiore – Carnico) fino a dolomie della formazione della Dolomia Principale (Norico – Retico pp.) (Fig. 87).

Dal punto di vista strutturale la galleria attraversa un fascio di lineamenti tettonici di importanza regionale caratterizzati da varie faglie sub-parallele a carattere transpressivo con direzione nord-sud o nord nord-ovest – sud sud-est, a tratti passanti a vere e proprie faglie inverse con sovrascorrimento, vergenti a sud-est.

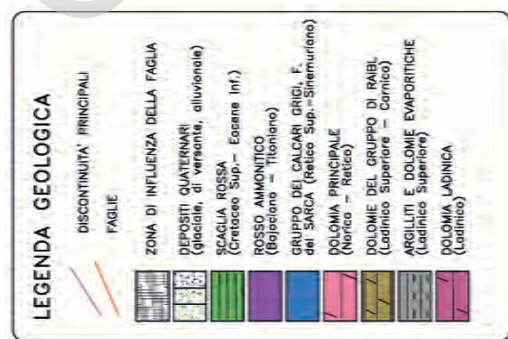
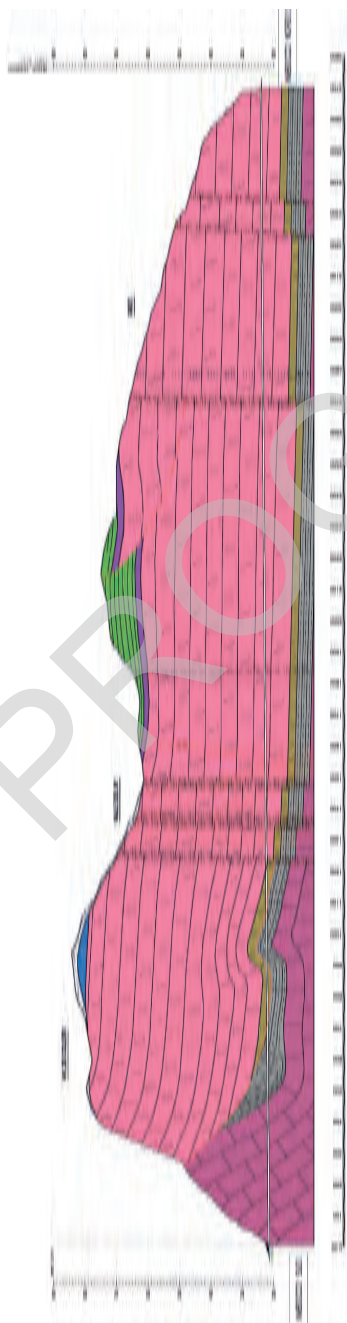


Fig. 87 – Sezione geologica post- scavo della Galleria di Mezzolombardo. Si notino le complicazioni tettoniche nei pressi dell'imbocco sud, che provocano l'elisione in affioramento della successione ladinica del Calcare di Val Vela.

Tale assetto tettonico, conseguente a raccorciamenti crostali dovuti a forti movimenti compressivi con asse nord ovest – sud est, ha prodotto una serie di dorsali e prismi allungati, fortemente rialzati, separati da rampe immergenti verso ovest con inclinazione variabile da $15 - 20^\circ$ a $45^\circ - 50^\circ$ procedendo dall'interno del massiccio montuoso (Monte Fausior) verso il fianco esterno della Val d'Adige. Quanto sopra descritto ha trovato riscontro nella struttura stratigrafica e tettonica evidenziata nel corso degli scavi, la quale non era peraltro chiaramente individuabile sulla base dei soli indizi geologici rilevabili sulla superficie topografica all'esterno del versante.

Dopo alcune centinaia di metri di scavo nella Formazione dello Sciliar, procedendo da sud a nord, la galleria ha intercettato gli strati evaporitico – bituminosi argillitico-dolomitici i quali sono stati compressi, strizzati, trascinati e ripiegati (Fig. 88) lungo un piano di sovrascorrimento che ha portato le unità di piattaforma carbonatica carniche (Formazione di Travenanzes) e noriche a sovrapporsi alle più antiche unità ladiniche. Nella zona di Mezzolombardo non si osservano evidenze o affioramenti in superficie che lascino intendere la presenza delle unità evaporitiche a comportamento plastico. Queste ultime hanno di fatto costituito un orizzonte preferenziale di scollamento delle unità più rigide poste a tetto e a letto e in fase di realizzazione della galleria hanno richiesto l'impiego di particolari strutture di contenimento (arco rovescio armato, calotta e piedritti armati e rinforzati, consolidamenti con ancoraggi radiali, ecc.) a causa del comportamento rigonfiante del materiale roccioso a forte contenuto argilloso (in prevalenza smectite).

Per quanto concerne le caratteristiche geomeccaniche delle rocce attraversate si possono fornire le seguenti percentuali in accordo con la classificazione di BIENIAWSKI (1989), ricavate dai dati rilevati nel cunicolo esplorativo.

Classi geomeccaniche della roccia (Bieniawski 1989)

Classe I	1,14 %
Classe II	65,27 %
Classe III	20,17 %
Classe IV	13,42 %
Classe V	0%

Per quanto concerne infine la presenza di venute d'acqua negli scavi va precisato che in corso d'opera sono state intercettate alcune zone con faglie subverticali che hanno provocato flussi idrici inizialmente piuttosto ingenti, dell'ordine di 120 – 150 l/s immediatamente dopo la fase di scavo, poi gradualmente stabilizzati su valori nettamente inferiori. Globalmente, includendo le numerose venute d'acqua puntuali e diffuse, captate lungo i due assi delle gallerie, i deflussi idrici, costantemente monitorati e rilevati in un pozzo di raccolta ubicato presso gli imbocchi sud, risultano compresi tra valori minimi dell'ordine di 50 – 60 l/s e valori massimi di 80 – 90 l/s.



Fig. 88 – Intense deformazioni nel Calcare di Val Vela della galleria di Mezzolombardo (vedi Fig. 87 per la localizzazione).

PROGETTO
CARG

IX – SUMMARY

(a cura di V. Picotti)

The mountain landscape of the Sheet 43 – Mezzolombardo – of the 1:50.000 Geologic Map of Italy, is dominated by the valleys of the river Adige and its affluent, the torrent Noce. These valleys were carved most probably during the dramatic Mediterranean base-level fall at the end of the Miocene, also known as Messinian sea-level drop, or salinity crisis. The occurrence of such a deep valley (Adige), whose bedrock lies several hundreds of meters below the sea-level, controlled the subsequent evolution that included alternating fluvial and valley glacier conditions, modulated by the Pleistocene climatic oscillations, but always forced into the same drainage.

This evolution brought to strong variation in the main erosional processes, and, most important, in the local base-level, given the growth of valley glacier at elevation of around 1800 m during the climax of the glacial periods. Presently, most of the surficial deposits belong to the Last Glacial Maximum (LGM) and are grouped into a synthem (SGD), that includes the sedimentary cycles related to the deglaciation during the Tardiglacial.

These latter form several subsynthem, depending on the local base-level, therefore changing in the different tributaries of the main valley. All the deposits subsequent to the glacial conditions are grouped into the Postglacial Alpine Synthem, that includes deposits associated to all the different processes acting on the landscape. Its base is strongly diachronous, following the retreat of the glaciers up to upper reaches of the valleys.

The pre-LGM cycles are more and more patchy with increasing age, and outcrop as erosional remnants, whereas the deposits are more and more compacted and cemented. These are described with various hierarchic ranks, from Supersynthem to Formations, depending on the possibility to correlate them with other neighbouring maps and on the facies characters of the units.

The main valley cut the bedrock roughly controlled by the main structural grain that is now exposed on the hillslopes and easy to survey. The main structures formed prior or during the main erosional phase, i.e. during the Miocene. In this map, the clearest structure is an anastomosing system of SE-verging thrusts, stretching on the right slope of the Adige around Mezzolombardo up to Cortaccia/Kurtatsch. The Trento – Cles Line is a N- trending fault system running across the whole western side of the map: it is an important transfer zone, reactivating a previous Mesozoic fault system in a transpressional way, mostly left-lateral. The Trodena fault, at the left slope of the Adige valley, is a NE-trending high-angle fault displaying a reverse to left-lateral movement.

The present-day seismicity in this area is low, and there are few evidences of fault activity at the surface, if we except a case near Egna/Neumarkt, where a 1800 yr old roman villa was found struck by an earthquake that possibly cut the edifice. We could not find any other evidence for such an important seismogenic surface structure, therefore, more work is needed to fully document a possible high magnitude seismogenic source in the area.

The geological history documented by the rocks outcropping in the area of the map is very long and complex, spanning from Permian to the Paleogene across all the events that brought the Adriatic plate from the end of the Variscan orogeny into rifting and subsequent collision with Eurasia.

The Lower Permian Athesian Volcanic Group (Gruppo Vulcanico Atesino) represents a very large (some thousand km²) and very thick (almost 3 km) post-collisional volcano-tectonic basin (caldera), developed at the expense of the previous Variscan belt. Various kind of volcanic and volcanoclastic products occur, basically acid ignimbrites. After a period of non-deposition, a new sedimentary cycle was heralded by the Upper Permian continental red sandstones (Val Gardena Sandstone). These deposits encroached the continent toward the west and were followed by transitional to marine sediments (Bellerophon Fm), here representing its westernmost tip, and finally by the shallow-marine Werfen Fm (uppermost Permian to Lower Triassic), characterized by very low platform carbonate productivity, and basically influenced by terrigenous input. The Middle Triassic displays alternating terrigenous to carbonate deposition in a shallow marine to transitional environment (Lower Serla, Voltago Conglomerate, Giovo Fms), more and more influenced by the extensional tectonics. Toward the end of the Anisian, however, and the beginning of Ladinian, a strong pulse in subsidence shut down the terrigenous input and allowed for the deposition of thick platform carbonates (Contrin and Sciliar Fms), interspersed by intraplatform basins (Moena and Buchenstein Fms). The Late Ladinian and Carnian are time of decreased subsidence and rapid infilling of the residual spaces, including a short episode of basic volcanism.

The paleoenvironment was then dominated by continental arid conditions and the poor subsidence did not create accommodation, until the end of Carnian, when a new sedimentary cycle begun, again heralded by red continental to transitional deposits (Travenanzes Fm). This is the beginning of a new cycle that eventually

brought to the opening of the Jurassic Alpine Tethys, with break-up located to the west of the Southern Alps. The study area was affected by the activity of some rift-related faults, the most important of them is a N-S system, the Trento-Cles line, located to the west of the sheet, that separates a subsiding block (the Brenta Group) with more than 2 km of Norian to Liassic deposits from a more stable area to the east, where, during the same time span, the succession does not reach 400 m, and it is completely lacking the Rhaetian and Lias. Several smaller N- to NW trending faults are visible in the map, especially near the junction of the Noce with the Adige river.

The Dolomia Principale represents the most diffuse carbonate platform of Norian age, but it includes some meters of Rhaetian to the east of the Trento-Cles line. It is followed to the west of this line, by the Rhaetian Zu Limestone, and the Calcarei Grigi group, more and more thin toward the north and east, pinching against the more stable Adige and western Dolomites area. After the Late Pliensbachian demise of the Calcarei Grigi platform, open-shelf crinoid-rich sand waves occurred west of the Trento-Cles line (Encrinure del Peller). The subsequent hiatus, encompassing the upper Aalenian and lower Bajocian, is commonly interpreted as the break-up unconformity. The following unit is a reduced and condensed interval of deep-sea red nodular limestones, rich of ammonoids, the Rosso Ammonitico Veronese, encompassing a long time interval: late Bajocian to early Tithonian.

The subsequent depositional evolution witnesses the deepening of the whole passive margin: the area east of the Trento-Cles, however, represented a structural high, winnowed by currents. The upper Tithonian to lower Aptian Maiolica, a nannoplankton-rich lime mudstone, is here very reduced in thickness. The sharp lithological change that heralds the overlying unit, the Scaglia Variegata Alpina, represents the local expression of the well-known Oceanic Anoxic Event, a period of alternating productivity of the surface waters of the oceans and deposition of black shales, interbedded with more oxidized white and red (lime) mudstones. The passive margin turned into a retroforeland of the Alps at that time, and the possible early collision of continents toward the north was able to transmit compressional stresses to the study area, with partial inversion of the previous fault systems, such as the Trento-Cles. Its western limb was then uplifted, separating a sector of non-deposition (the Brenta Group), from a perched basin overlying the previous high on the eastern limb. From that event on, the sector as a whole was part of the retroforeland basin, basically forming a ramp succession, still influenced by the previous bathymetry, but smoothing it. The Scaglia Rossa and Ponte Pià Fms represent these units, whereas the deepest portion could receive the distal turbiditic lobes of the Alpine Flysch, the Val d'Agola Fm.

PROGETTO
CARG

X – LEGEND TO THE GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

UNITS GROUPED FROM DIFFERENT CATCHMENTS

Postglaciale Alpino Synthem (PTG)

Gravels, sands, silt, with planar or cross bedding (alluvial deposits). Muds and peat, locally sandy layers, with planar bedding (swamp and lacustrine deposits). Clast and/or matrix-supported diamicton, massive or interbedded with poorly sorted gravels and sands (debris-flow deposits, mixed origin deposits: debris-flow and/or stream flows and/or avalanche). Unsorted boulders and gravels, clast and/or matrix-supported diamicton (gravity-driven deposits). Angular gravels with local provenance (slope deposits), locally with large blocks and boulders (large blocks slope deposits). Colluvial deposits. Travertines. Anthropogenic deposits. Discontinuous or absent cements. Upper boundary is topographic surface.. Maximum thickness: 100 m.

Upper Pleistocene p.p. – Holocene

Garda Synthem (SGD)

Massive diamicton, supported by a silty-sandy matrix, overconsolidated (lodgement till). Matrix and/or clast supported massive diamicton, (ablation till, undifferentiated till). Diamicton, sands, gravels, locally clinostatified, and massive to laminated silt and mud (ice-contact deposits, glaciolacustrine deposits). Massive or roughly bedded gravels with sandy interbeds (fluvioglacial deposits). Usually lacking cements.

Erosive lower boundary; upper boundary coinciding with the topographic surface or unconformable covered by SGD₁, SGD₃, SGD₆, SGD₁₂, PTG. Maximum thickness >90 m.

Upper Pleistocene p.p.

Forte Casara Group undifferentiated (FC)

Clinostratified gravels and breccias with open to partially open framework and angular to sub-angular clasts (slope and debris-flow deposits). Cementation patchy from weak to pervasive. Karstified fractures and weathered clasts locally occur.

Lower boundary over pre-Quaternary bedrock or RBR, upper boundary unconformably covered by SGD, SGD₁₄ or PTG, with erosional margins toward the lower hillslope, along strike and locally toward the upper hillslope. Thickness up to more than 100m.

Lower Pleistocene – Upper Pleistocene p.p.

T. NOCE SUB-CATCHMENT

Garda Synthem - Mollaro Subsynthem (SGD₁₄)

Gravels, sandy gravels and massive to crudely horizontal bedded or planar cross-bedded sands (fluvioglacial and alluvial deposits). Alternating laminated sands and silt with lenses of gravel, sandy gravels and matrix-supported diamicton, often deformed and folded (ice-contact deposits). Clay and mud (lacustrine deposits). Open-framework or subangular clast-supported gravels (alluvial to debris-flow deposits). Eterometric gravels with boulder (landslide deposits).

Lower boundary over RBR, upper boundary unconformable with PTG. Maximum thickness about 100 m.

Upper Pleistocene p.p.

Garda Synthem - Malè Subsynthem (SGD₁)

Silty-sandy matrix supported massive diamicton, overconsolidated (lodgement till). Clast or matrix supported massive diamicton (ablation till and undifferentiated till). Overconsolidated sands and silty sands interbedded with laminated mud (glaciolacustrine deposits). Massive to crudely bedded gravels interbedded with cross-bedded sands (fluvioglacial deposits). Silty-sandy matrix supported massive diamicton, sands, locally cross-bedded, interbedded with gravel layers; locally glaciotectonic deformations (ice-contact deposits). Patchy or absent cements.

Erosional lower boundary with RBR or SGD; unconformable upper boundary with PTG. Maximum thickness around 100m

Upper Pleistocene p.p.

Garda Synthem - Cloz Subsynthem (SGD₃)

Gravels, sandy gravels and sands, massive to roughly bedded (fluvioglacial and/or alluvial deposits). Clinostratified gravels, sands and laminated mud (ice-contact deposits). Massive diamicton, open-framework gravels or clast-supported subangular, prevailingly carbonatic gravels (debris flow or mixed origin deposits). Weak to absent cementation.

Lower boundary with SGD or RBR; unconformable upper boundary with SGD₁₄ or PTG.

Upper Pleistocene p.p.

Nogarè Supersynthem – Rio Barnes Synthem (RBR)

Gravels, sandy gravels and sands, massive to well bedded with thin sandy interbeds (fluvioglacial and/or alluvial deposits). Clinostratified gravels, sands and laminated mud (ice-contact and glaciolacustrine deposits), locally interbedded with open-framework clast-supported subangular gravels (debris-flow deposits). Cementation from patchy to pervasive.

Lower boundary with RPS; unconformable upper boundary with SGD, SGD₃ or SGD₁₄. Thickness >100 m.

Middle Pleistocene - Upper Pleistocene p.p.

Nogarè Supersynthem – Rio Pescara Synthem (RPS)

Gravels, sandy gravels and sands, massive to roughly bedded (alluvial deposits). Strong and pervasive cementation.

Lower boundary not outcropping, unconformable upper boundary with RBR. Maximum thickness >15 m.

Lower Pleistocene – Middle Pleistocene

ADIGE CATCHMENT AND AVISIO SUB-CATCHMENT

Garda Synthem – San Paolo Subsynthem (SGD₆)

Crudely bedded, imbricated gravels, with rounded clasts prevailingly metamorphic (fluvioglacial deposits). Sandy gravels, massive diamicton and sands (ice-contact deposits). Sands and silt with dropstones, horizontally bedded or clinostratified, locally folded and faulted (glaciolacustrine deposits). Matrix-supported diamicton, massive (ablation till). Matrix- and clast-supported diamicton, roughly bedded gravels with subangular clasts, of prevailing local provenance (mixed origin deposits).

Lower boundary with CLD or SGD indifferented; upper boundary coinciding with the topographic surface or unconformable with PTG. Maximum thickness around 100m.

Upper Pleistocene p.p.

Garda Synthem - Lisignago Subsynthem (SGD₁₂)

Gravels, sandy gravels and sands, massive to roughly bedded (fluvioglacial and/or alluvial deposits). Gravels, sandy gravels and bedded sands, laminated muds, massive matrix-supported diamicton (ice-contact deposits). Massive to crudely bedded gravels, matrix-supported diamicton (mixed origin and debris-flow deposits). Massive clast- and/or matrix-supported diamicton (ablation till and undifferentiated till). Boulders, blocks and eterometric gravels (gravity-driven deposits). Angular gravels with local provenance (slope deposits). Weak to absent cementation.

Lower boundary with SGD or NG; unconformable upper boundary with PTG. Maximum thickness around 100 m.

Upper Pleistocene p.p.

Caldaro Synthem (CLD)

Gravels, sandy gravels and sands, roughly bedded, locally lenticular intervals of concave cross-bedded sands, overconsolidated and seldom cemented (fluvioglacial and alluvial deposits). Gravels and breccias, roughly bedded, locally massive, with open- to partially open-framework, with eeterometric dolomitic clasts of local provenance (slope deposits, locally with blocks and boulders). Clast-supported diamicton, locally matrix-supported, with dolomitic clasts of local provenance (mixed origin deposits). Absent to pervasive cementation. Erosional lower boundary with bedrock, with NON or not outcropping, unconformable upper boundary with SGD, SGD₆, SGD₁₂ or PTG. Maximum thickness at least 150 – 200m.

Middle Pleistocene(?) – Upper Pleistocene

Penone Synthem (NON)

Eeterometric gravels, locally with boulders, usually clast-supported; massive to roughly bedded breccias with patchy cements (mixed origin deposits). Massive cemented matrix-supported diamicton (ablation till). Commonly overconsolidated deposits.

Erosional lower boundary with the bedrock or not outcropping, erosional unconformable upper boundary with CLD. Maximum thickness around 70 m.

Middle Pleistocene(?) – Upper Pleistocene

Nogarè Supersynthem indifferenziated (NG)

Horizontal- or cross-bedded gravels with rounded to subangular clasts and sandy interbeds (alluvial deposits). Gravels and breccias, open-framework or supported by subangular clasts (debris flow, mixed origin deposits). Patchy to pervasive cementation; weak to strong weathering.

Erosional lower boundary with bedrock, unconformable upper boundary with SGD, SGD₁₂ or PTG. Thickness >50 m.

Middle Pleistocene – Upper Pleistocene p.p.

Faedo Formation (FAD)

Bedded breccias supported by siltstone and dolostone clasts, with reddish silty-sandy matrix and local interbeds (debris-flow deposits).

Lower boundary not outcropping, unconformable upper boundary with SGD or PTG. Thickness > 60 m.

Lower Pleistocene(?) – Middle Pleistocene

PERMO-CENOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION**Ponte Pià Formation (FPP)**

Well-bedded cherty lime mudstone, light grey with bluish marly interbeds and prevailing marls in the upper part.

Lower boundary gradual over VAG₃ or VAG₂ or SAA. Thickness 70m

Middle – Upper Eocene

Val d'Agola Formation (VAG)

Prevailing terrigenous succession, subdivided into three members, the upper two of them have been recognized in this Map. Eteropic with SAA and FPP.

Sarca di Campiglio Member (VAG₃)

Calcareous marls grey and black, with interbeds of thin dark lime mudstones and of carbonatic turbidites rich of quartz and biotitic clasts.

Lower boundary gradual over SAA. Thickness 0-20 m

Middle Eocene

Coste di Grual Member (VAG₂)

Well-bedded (5-30 cm) reddish lime mudstones (locally with marly interbeds) of Scaglia Rossa facies with "Globotruncana".

Lower boundary gradual over SAA. Thickness 0-50 m

Campanian – Maastrichtian

Scaglia Rossa (SAA)

Well bedded (5-15 cm) reddish lime mudstones, cherty in the lower part, with marly interbeds and marls, with planktonic foraminifers and locally *Inoceramus*. At the top, cleavage-rich plurimetric unit ("bancone maastrichtiano" Auct.), locally topped by hard-ground.

Lower boundary gradual or unconformable over VAA. Thickness 70-200 m.

Upper Cretaceous – Paleocene

Scaglia Variegata Alpina (VAA)

Well bedded (5-15 cm) dark grey, pink and whitish lime mudstones with radiolarians and foraminifers, usually bioturbated by *Chondrites*, locally chert-rich. Dark, locally bituminous cleavage-rich marls.

Lower boundary sharp transitional over MAI or unconformable over ARV. Thickness 20 – 70 m.

Aptian - Cenomanian

Maiolica (MAI)

Well bedded pink and whitish lime mudstones, porcelain- looking.

Lower boundary rapid gradual over ARV. Thickness 0-20 m.

Upper Tithonian - Upper Barremian

Rosso Ammonitico Veronese (ARV)

The Formation consists of three unmapped intervals:

At the base, whitish, pinkish and greenish lime mudstones – wackestones with pelagic pelecypods (*Bositra*) and protoglobigerinids, roughly bedded and nodular, locally pervasively dolomitized. In the middle interval, not always present, well-bedded reddish lime mudstones very rich of ribbon chert interbeds, with local white cineritic layers. In the upper part red nodular lime mud- to wackestones with moulds of ammonites.

Lower boundary sharp, disconformable with DPR, RTZ or EPE. Thickness 5 – 50 m.

Upper Bajocian – Lower Tithonian

Encrinite del Peller (EPE)

Yellowish crinoidal lime wacke-packstones, thick-bedded or cross-bedded, locally grading to yellowish and reddish crinoidal grain-rudstones ("encrinite"). Lower boundary sharp, disconformable over RTZ. Thickness 0-40 m
Toarcian – Lower Bajocian

Calcari Grigi Group (CG)

It includes four carbonate platform formations, renamed after the previous members known from literature as part of Calcari Grigi di Noriglio.

Rotzo Formation (RTZ)

Light grey to brownish bioclastic limestones, arranged in metric to decametric sequences. The upper part is characterized by thick-shelled pelecypods banks (Lithiotis, Cochlearites, Lithioperla and Gervilleioperla).

Lower boundary sharp over LOP and locally over FMZ. Thickness 80 – 120 m
Sinemurian – Pliensbachian

Tovel Member (RTZ₁)

Oolitic and oolitic-bioclastic limestones roughly bedded with sponge and corals. Lower boundary rapid gradual over RTZ. Thickness 150 – 170.
Sinemurian – Pliensbachian

Loppio oolitic limestone (LOP)

Coarse oolitic-intraclastic, whitish to light grey limestones, rarely cross-laminated, medium to thick bedded.

Lower boundary sharp over FMZ. Thickness 35 – 40 m
Sinemurian p.p.

Monte Zugna Formation (FMZ)

Light grey to whitish bioturbated lime mud- wackestones, with reddish to green pelitic interbeds, grading to the top to stromatolitic limestones and dark nodular lime mudstones.

Lower boundary sharp over ZUU, gradual and poorly defined within a dolomitic interval over DPR, sharp over a paleosoil topping DPR. Thickness 100 – 250 m
Hettangian – Sinemurian

Zu limestone (ZUU)

It includes three members, two of them of different paleoenvironment, are outcropping in this map, west of the Trento – Cles line: a lower carbonate ramp and an upper peritidal.

Tremalzo Member (ZUU₃)

Dark grey bioturbated lime and dolomitic mudstones, with megalodontids, light-grey stromatolitic limestones with shrinkage structures and flat-pebble breccias. Medium to thick bedding.

Lower boundary gradual over ZUU₁. Thickness 120 m.
Rhaetian

Grostè Member (ZUU₁)

Dark grey bioturbated lime mudstones, interbedded marls and black shales, graded biocalcarenes with molluscs and brachiopods. Locally, patches of corals.

Lower boundary sharp concordant over DPR. Thickness 40 – 50 m

Norian(?) – Rhaetian

Dolomia Principale (DPR)

Yellowish and dark-brownish dolostones, locally bituminous, thin to medium bedded with wavy joints and milimetric yellowish marly interbeds at the base. The middle to upper part consists of cyclically (“Loferites”) arranged whitish dolostones, rich in algae, bivalvs and stromatolitic laminae.

Lower boundary sharp over TVZ. Thickness 300 – 400, up to 1000 in the northwestern corner, west of the Trento-Cles, where the base is not outcropping.

Upper Carnian – Rhaetian

Travenanzes Formation (ex Raibl Formation Auct.) (TVZ)

Afanitic light-grey and yellowish dolostones, medium bedded with thin greenish marly interbeds. In the lower part, locally conglomerates occur with rounded calcareous, rarely siliceous, clasts in dolomitic matrix.

Lower boundary sharp over VVL (observed only in tunnel), VAB and SCI. Thickness 0 – 50 m

Carnian p.p.

Basaltic volcanics (VAB)

Black-greenish andesitic – basaltic lavas, locally weathered and often fractured, with a limited areal extent of some meters of thickness. They are topping SCI, as strata-bound subvolcanic bodies within CTR and as small dykes within WER.

Lower boundary unconformable over SCI. Thickness 0-150 m

Upper Ladinian

Val Vela Limestones (VVL)

Thinly bedded and strongly laminated, light-grey to light brown and yellowish limestones, with thin yellow-orange interbeds more frequent in the upper part of the unit. Locally, dark laminated and bituminous and evaporitic dolostones and anhydrites with black pelites.

Lower boundary rapid gradual over SCI. Thickness 0-30 m.

Upper Ladinian

Buchenstein Formation (BHL) (Livinallongo Formation Auct.)

The unit is arranged into two tongues eteropic to SCI. Grey dolostones alternating with dark dolomitic limestones, thin horizons of weathered volcanoclastics, grey cherty laminated limestones mudstones and shales, purple limestones and dolostones, green volcanoclastic beds. Meter to decameter thick breccia bodies with dolomitic clasts interfingering with the basinal sediments.

Lower boundary sharp over Contrin. Lateral boundary with SCI.

Thickness 0 – 80 m

Upper Anisian p.p. – Lower Ladinian

Sciliar Formation (SCI)

The unit consists of light-grey to white dolostones, arranged in thick beds topped by grey-greenish thin doloarenites (intertidal). One can find gastropods, ammonoids, pelecypods and Dasycladacean algae. Toward the top, intertidal to supra-tidal facies dominate, with stromatolitic dolostones. The **slope facies (SCI_a)** consists of thick, amalgamated and poorly bedded banks of structureless white dolostones, often rich of vugs with fragments of shells (bivalves, gastropods, algae, ammonoids). Lateral transition with mega-breccia bodies. Lower boundary gradual over CTR. Laterally eteropic with BHL. Thickness 300-500 m

Upper Anisian – Lower Ladinian.

Moena Formation (MNA)

Dark-grey to black laminated dolomicrites and dark-grey nodular dolostones with thin pelitic interbeds and cm-thick layers of light brown claystones (smectites, weathered cinerites).

Lower and lateral boundary over CTR. Thickness 0-30 m.

Upper Anisian (Illirian)

Contrin Formation (CTR)

Light subtidal dolostones with calcareous algae, arranged in thick beds topped by doloarenitic to stromatolitic thin intertidal beds. Toward the top, cm-thick red and greenish clay interbeds (weathered cinerites). Near Montagna, some ten m of dark dolostones occur. Near Cortaccia, clear eteropic characters with the Moena Fm.

Lower boundary sharp over GIV, gradual eteropic over MNA. Thickness 150 – 200 m.

Upper Anisian (Illirian p.p.)

Giovo Formation (GIV)

Eterolithic succession including carbonates and terrigenous clastic deposits with various grain size. It is subdivided into three member, two of them occurring in the Map and grouped for graphical reasons.

Middle – Upper Anisian (Pelsonian – Illirian p.p.)

The upper part consists of dark-grey to hazelnut-grey bioturbated dolostones and silty limestones, grey subtidal dolostones, silty grey-yellowish interbeds and thin white – light brown smectitic horizons (Monte Ozol Mb). At the top 5 – 10 m thick interval of poorly bedded interval locally with conglomeratic lenses with subangular dolomitic clasts or pockets of red-den laminated dolosiltites.

The lower part consists of red and dark-grey siltites and marls rich in plant debris, followed by alternating grey-yellowish mottled and nodular limestones and silty sandstones (Cortaccia Mb).

Lower boundary disconformable over VTG. Thickness 20 – 35 m.

Voltago Conglomerate (VTG)

Medium – coarse grained conglomerates, with prevailing dolomitic rounded clasts (0.2 – 15 cm coarse), with sandy-silty white-pinkish matrix, red and yellow medium – fine grained sandstones, red laminated micaceous siltites.

Lower boundary erosional over SLI. Thickness 35 – 40 m.

Middle Anisian (Pelsonian p.p.)

Lower Serla Dolostone (SLI)

Yellowish dolostones, with stromatolites, tepees and red to greenish clay interbeds. Lower boundary concordant over WER₉. Thickness 25 – 50 m

Upper Olenekian – Lower Anisian

Werfen Formation (WER)

The Formation consists on a complex succession of carbonate, terrigenous and mixed varicoloured sediments, subdivided into lower rank units. The total thickness is around 300 m.

Uppermost Permian – Lower Triassic

Val Badia, Cencenighe and San Lucano Members (WER₇₋₉)

At the base, alternating yellow-reddish oolitic – bioclastic and thin sandstone intervals. At the top, yellow-purple evaporitic horizons with lenses of white-pinkish gypsum, alternating with red arenaceous siltstones.

Lower boundary rapid gradual over WER₈. Thickness 40 – 50 m.

(San Lucano Member)

Reddish arenaceous dolostones and oolitic-bioclastic dolostones, medium to thick bedded, often nodular, alternating with minor red arenaceous siltstones.

Lower boundary rapid transitional over WER₇. Thickness 10 – 20 m (Cencenighe Member)

Alternating grey-yellowish silty limestones with silty marly interbeds, yellow to pink calcarenites and dolostones and varicoloured siltites and dolosiltites.

Lower boundary rapid transitional over WER₆. Thickness 40 – 55 m. (Val Badia Member)

Gastropod Oolite and Campil Members (WER₅₋₆)

Red thin sandstones and micaceous siltites in cm-thick beds with load-casts. Lower boundary transitional over WER₅. Thickness 30 – 40 m. (Campil Member)

Silty limestones, calcareous siltites and arenaceous limestones grading to the top to oolitic-bioclastic calcarenites with shells of pelecypods and small gastropods. The colour grades from yellowish at the base to red at the top.

Lower boundary transitional rapid over WER₄. Thickness 10 – 25 m. (Gastropod Oolite Member)

Andraz and Siusi Members (WER₃₋₄)

Alternating yellowish marly and silty limestones, locally bioturbated, grey-yellowish siltites and grey-greenish to reddish oolitic-bioclastic calcarenites. Fossiliferous horizons with *Claraia*. The topmost part consists of an evaporitic interval, 10-20 m thick (yellow-reddish dolosiltites and varicoloured siltites).

Lower boundary sharp over WER₃, characterized by a 1,5-2 m thick bank of red oolitic-bioclastic lime grainstone. Thickness 40-55 m (Siusi Member).

Evaporitic dolostones, vuggy yellow-reddish dolosiltites and varicoloured siltites.

Lower boundary gradual rapid over WER₂. Spessore 10 – 15 m. (Andraz Member)

Tesero and Mazzin Members (WER₁₋₂)

Grey-yellowish limestones and dolomitic limestones, and centimetrically laminated marls.

Lower boundary rapid gradual over WER₁. Thickness: 20 – 25 (Mazzin Members).

Grey-brown coarse-grained oolitic dolostones, in tabular beds 20 – 100 cm thick, with even to undulated bed joints.

Lower boundary sharp over BEL. Thickness: 10 m (Tesero Members).

Bellerophon Formation (BEL)

Grey-yellowish silty dolostones and silty limestones, in nodular beds alternating with grey sand- and siltstones and marls with organic-rich horizons, arranged as thin interbeds or decimetric package.

Lower boundary gradual conformable over GAR. Thickness 0 – 25 m.

Upper Permian p.p.

Val Gardena Sandstones (GAR)

Red, grey and white sandstones, in beds of variable thickness from few decimeters to some meters, alternating with red and grey siltites, marly siltites and marls. Within the arenaceous layers, charcoal of plant debris usually occur.

Lower boundary erosional and unconformable over ORA. Thickness 50-70 m.

Upper Permian p.p.

PERMIAN MAGMATISM

ATHESIAN VOLCANIC GROUP (GA)

Ora Formation (ORA)

Rhyolitic welded lapilli-tuffs, from grey-pinkish to orange coloured, with sharp and regular subvertical fracture cleavage. The skeletal part consists of abundant crystals (1 – 4 mm) of sanidine, plagioclase, quartz and biotite in a fluidal felsitic matrix (Ignimbrites). Frequent juvenile porphyric inclusions.

Lower boundary sharp conformable or unconformable over IGR and LAN. Thickness up to 1000 m.

Lower Permian p.p.

Predonico Member (ORA₁)

Red rhyolitic lapilli-tuffs and tuffs, characterized by smaller and less packed crystals and increased fiamme and red juvenile inclusions. At the base, rare occurrence of intervals of grey-black **vitrophires** (ORA_{1a}), with vitreous groundmass, perlitic fracturing and eutaxitic texture.

Lower boundary sharp unconformable over TGV or gradual over ORA. Thickness up to 250 m.

Lower Permian p.p.

Tregiovo Formation (TGV)

Well-bedded volcanoclastic sedimentary deposits, with two main lithofacies.

Thickness up to 150 m.

Conglomeratic facies (TGV_a): Clast- or matrix-supported conglomerates, with cm to dm thick volcanic clasts and massive aspect (debris flow). Local interbedding of laminated arenites.

Arenitic facies (TGV_c): Medium-coarse arenites, medium to thick bedded, structureless or cross bedded. Usually the colour is red. Locally isolated dm thick volcanic clasts.

Lower boundary sharp and erosional over IGR and LAN.

Lower Permian p.p.

Andriano Formation (LAN)

Compact rhyolitic lavas, orange-red to purple-red, with evident even to undulated lava-flow structure, 5 to 20 cm thick; porphyric texture with idiomorph (2 – 5 mm) sanidine, plagioclase and quartz phenocrysts. Locally, blocky facies occur.

Lower boundary sharp, unconformable over IGR. Thickness up to 250 m.

Lower Permian p.p.

Gries Formation (IGR)

Rhyolitic welded lapilli-tuff, dark purple-red, massive to strongly oriented. The rock consists of mm-sized crystals of sanidine, pink plagioclase, quartz and biotite in a fluidal felsitic groundmass (ignimbrites). Frequently, iso-oriented porphyric juvenile inclusions. **Volcaniclastic breccias (IGR_a)**, structureless or roughly bedded occur, locally, at the top. They consist of subangular to rounded blocks and decimetric clasts in a microgranular matrix. Clasts and matrix exclusively consist of fragments of the Gries Fm.

Lower boundary sharp unconformable over IGG. Thickness up to 300 m

Lower Permian p.p.

Gargazzone Formation (IGG)

Black-grey rhyodacitic welded lapilli-tuff, very homogenous and coherent. The rock is affected by a regular (1 – 30 cm) subvertical fracture cleavage. The skeletal part displays a number of 1 – 2 mm sized crystals of plagioclase, quartz, biotite and pyroxene in a fluidal felsitic groundmass (ignimbrites).

Fiamme and frequent porphyric juvenile inclusions occur.

Lower boundary not exposed. Thickness minimum 150 – 200 m.

Lower Permian p.p.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1957) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 10, Bolzano*. Magistr. Acque, Venezia.
- AA.VV. (1929) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 22, Trento*. 1^a ed. Magistr. Acque, Venezia.
- AA.VV. (1968a) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 21, Trento*, 2^a ed. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- AA.VV. (1968b) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 36, Schio*, 2^a ed. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- AA.VV. (1992) - *Carta Geologica d'Italia, 1:50.000, Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni serie III, 1 pp. IX+203.
- AA.VV. (2007) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 026 "Appiano"*. Servizio Geologico d'Italia - APAT.
- AA.VV. (2010a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 060 "Trento"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA.
- AA.VV. (2010b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 013 "Merano"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA.
- ANDREATTA C. (1950) - *Notizie sulla costituzione del complesso effusivo permiano del Trentino-Alto Adige*. Rend. Soc. Min. It. VI.
- ANDREATTA C. (1959) - *Nuove osservazioni sulla serie basale della zona meridionale del sistema vulcanico atesino*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis. Mat. e Nat., **26**: 172-178.
- AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE (1998) - *Studio degli acquiferi montani, da Resia a Domegliara, e degli acquiferi di Pianura. Seconda fase, Rapporto sulle indagini geofisiche; Sezioni idrogeologiche; Superficie del substrato roccioso alla scala 1:200.000*. Relazione inedita, a cura di r.l.i. Hydrodata S.p.A. & BETA Studio S.r.l.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER G. & SAPELZA A. (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 026 "Appiano"*. Servizio Geologico d'Italia - APAT, 184 pp.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A., SELLI L., BALBONI M., BAZZOLI G., CAMPEDEL P., DEMOZZI M., GROAZ O., FERRETTI P., MORETTI A., PASSAMANI S., PICCIN G., PIFFER G., PIUBELLI D., SANTACATTARINA M., SPANÒ M., TOMASONI R., VALLONE R., VARRONE D., VIGANÒ A., ZAMPEDRI G. & ZANDONAI F. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 060 "Trento"*. Servizio Geologico d'Italia - APAT, 244 pp.
- AVANZINI M., PETTI F.M., BERNARDI M. & TOMASONI R. (2010a) - *Crocodile-like footprints from the Upper Triassic (Carnian) of the Italian Southern Alps*. In: MILAN et alii (Eds.): «*Crocodile tracks and traces*». New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin. (in press)
- BAIRD D. (1957) - *Triassic reptile footprint faunules from Milford, New Jersey*. Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, **117**: 449-520.
- BALÁTOVÁ-TULÁČKOVÁ & VENANZONI R. (1989) - *Sumpf- und Feuchtrasengesellschaften in der Verlandungszone des Kalterer Sees (Lago di Caldaro), der Montiggler (Monticolo) Seen und in der Etsch (Adige) Aue, Oberitalien*. Folia Geobotanica et Phytotaxonomica, **24**: 253-295.
- BARBIERI G. & GRANDESSO P. (a cura di) (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 082 "Asiago"*. Servizio Geologico d'Italia - S.EL.CA. s.r.l., 136 pp., Firenze.
- BARBUJANI C., BOSELLINI A. & SARTI M. (1986) - *L'Oolite di San Vigilio nel Monte Baldo (Giurassico, Prealpi Venete)*. Ann. Univ. Ferrara, sez. IX, **9** (2): 19-47.
- BARGOSSO G.M., BONDI M., LANDINI F. & MORTEN L. (1981) - *Il plutone di Monte Croce (Alto Adige, Nord Italia)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **38** (1): 155-162.

- BARGOSSÌ G.M., AVANZINI M., MAIR V., MORELLI C., NERI C. & SAPELZA A. (1999b) - *The Monte Luco volcanic sequence (Bolzano-Trento area)*. In: G. CASSINIS (Eds.): «*Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites*» - Field Trip Guidebook, 25-26, Pavia.
- BARGOSSÌ G.M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MORELLI C., MORETTI A., POLI S., ZANCHETTA S., ZANCHI A., AMBROSI C., CORTINI P., CROTTINI A., MACCONI P., MAIR V., MAROCCHI M., MONTRESOR L., TOFFOLON G. & TUMIATI S. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 013 "Merano"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, 320 pp., System-Cart, Roma.
- BARGOSSÌ G.M. & D'AMICO C. (1988) - *Significance of the volcanic rocks of Monte Luco (Trentino - Alto Adige, Northern Italy) in the Permian volcanism of the Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, **31**: 131-157.
- BARGOSSÌ G.M., D'AMICO C. & SCIPIONI P. (1983) - *Posizione degli Strati di Tregiovo nella successione vulcanica atesina del Trentino - Alto Adige*. Rend. Soc. Geol. It., **5** (1982): 31-137.
- BARGOSSÌ G.M., DI BATTISTINI G. & MONTANINI A. (1993) - *The andesitic ignimbrites from the Lower Permian volcanic sequence in the Val di Cavè and Val di Fregio area (Trento, N Italy)*. Miner. Petrogr. Acta, **36**: 1-17.
- BARGOSSÌ G.M., MAIR V., MAROCCHI M., MORELLI C., MORETTI A. & PICCIN G. (2007) - *A mega volcano-tectonic collapse between Bolzano and Trento during the Lower Permian*. MinPet 2007 Abstracts. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 34.
- BARGOSSÌ G.M., MAIR V., MORELLI C., & SAPELZA A. (1999a) - *The Athesian Volcanic District (Bolzano-Trento area): a general outline*. In: G. CASSINIS (Eds): «*Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites*» - Field Trip Guidebook: 21-24, Pavia.
- BARGOSSÌ G.M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1996) - *Petrografia delle magmatiti permiane*. In: A. BOSELLINI, C. NERI & M. STEFANI (a cura di): «*Geologia delle Dolomiti. Introduzione Geologica. Guida alla Escursione Generale*», pp. 12-18.. 78ª Riunione Estiva della SGI, San Cassiano (BZ), 16-18 settembre 1996.
- BARGOSSÌ G. M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C. A. (1998) - *Guida all'escursione sul Distretto Vulcanico Atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 23-41.
- BARTH S. & MOHR B.A.R. (1994) - *Palynostratigraphically determined age of the Tregiovo sedimentary complex in relation to radiometric emplacement ages of the Atesina volcanic complex (Permian, Southern Alps, N Italy)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **192**: 273-292.
- BARTH S., OBERLI F., MEIER M., BLATTNER P., BARGOSSÌ G.M. & DI BATTISTINI G. (1993) - *The evolution of a calc-alkaline basic to silicic magma system: Geochemical and Rb-Sr, Sm-Nb, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopic evidence from the Late Hercynian Atesina-Cima d'Asta volcano-plutonic complex, northern Italy*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **57**: 4285-4300.
- BARTOLOMEI G. (1974) - *I talus detritici e la stabilizzazione del versante destro della valle dell'Adige nella zona di Trento*. St. Trent. Sci. Nat., n.s., **51**(2A): 213-228, Trento.
- BARTOLOMEI G., CORSI M., DAL CIN R., D'AMICO C., GATTO G.O., GATTO P., NARDIN M., ROSSI M., SACERDOTI M. & SEMENZA E. (1969) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 2ª ed., foglio 21 Trento*. Servizio Geologico d'Italia, 79 pp.
- BASSETTI M. (2002) - *La Mansio di Endidae. Aspetti geomorfologici e stratigrafici di un sito di età romano-imperiale a Egna/Neumarkt*. In: DAL RÌ L. E DI STEFANO S. (a cura di): «*Archeologia Romana in Alto Adige. Studi e Contributi*». Cap. 13, pp. 272-299. Beni Culturali in Alto Adige. Studi e ricerche. Vol. **1**. Folio Editore, Bolzano/Vienna.

- BASSETTI M. & BORSATO A. (2007) - *Evoluzione geomorfologica e vegetazionale della bassa valle dell'Adige dall'ultimo massimo glaciale: sintesi delle conoscenze e riferimenti ad aree limitrofe*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **82**: 31-42.
- BAZZANELLA M. & WIERER U. (2001) - *Die mesolitische Fundstelle am Galgenbühel in Salurn Sudtirol*. Der Schlern, **75**(2): 116-128.
- BAZZOLI G., MORTEANI G. & FUGANTI A. (2008) - *L'arsenico nelle rocce e nelle acque sotterranee del Trentino centrale. Indagini sulle cause e valutazioni tecnico economiche per la scelta degli impianti di riduzione dell'arsenico nell'acqua potabile della città di Trento*. Acque Sotterranee, **113**: 11-19.
- BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. (1971) - *Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten, Südtirol)*. Festband Geologisches Institut 300-Jahr-Feier Universität Innsbruck: 9-103, Innsbruck.
- BERNARDI M., PETTI F.M. & AVANZINI M. (2010) - *A webbed archosaur footprint from the Upper Triassic (Carnian) of The Italian Southern Alps*. In: MILAN et al. (eds.): «Crocodile tracks and traces». New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin. (in press)
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. In: S. CLOETINGH, W. SASSI, F. HORVATH & C. PUIGDEFABREGAS (Eds.): «Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution». Sedimentary Geology, **86**: 55-76.
- BIENIAWSKI Z.T. (1989) - *Engineering Rock Mass Classification*. J. Wiley and Sons, New York. 251 pp.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.B. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **17** (1): 75-82.
- BITTNER A. (1881) - *Über die geologische Aufnahmen in Judikarien un Val Sabbia*. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst., **31** (3): 219-370.
- BITTNER A. (1883) - *Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia*. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst., **33**: 405-443.
- BLAAS J. (1892) - *Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen bei Meran und Bozen*. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, Wien, 217-222.
- BORSATO A. (1997) - *Late-Glacial to Holocene biogenic moonmilk and calcareous tufa deposits from caves in Trentino (NE-Italy): environment of precipitation and paleoclimatic significance*. Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences, **9** (2): 473-480.
- BORSATO A. (2004) - *Monitoraggio idrologico del sistema Bus de la Spia - sorgente Acquasanta (Gruppo di Brenta): primi risultati*. Atti XII° Conv. Reg. di Spel. Trent.-A. Adige, Selva di Grigno, 2002. Quaderni della Biblioteca della Montagna, **7**: 33-42.
- BORSATO A. (2007) - *Gli acquiferi carsici delle Dolomiti di Brenta: risorser idriche e funzionamento idrogeologico*. Mem. Ist. Ital. di Speleologia, S. II, **19**: 49-56.
- BORSATO A. & FERRETTI P. (2006) - *Monitoraggio idrometrico del Lago di Tovel e del suo bacino*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol., **81** (Suppl. 2): 205-223.
- BORSATO A., FRISIA S., MIORANDI R., VAN DER BORG K., SPÖTL C. & CORRADINI F. (2007a) - *Ricostruzioni climatico-ambientali per l'Olocene da tufo calcareo e latte di monte in grotte del Trentino*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **82** (2005): 239-259.
- BORSATO A., FRISIA S. & VAN DER BORG K. (2007b) - *Present-day and Holocene groundwater fluctuations in Bus de la Spia – Acquasanta karst system and their impact on the formation of hypogean calcareous tufa*. In: RIBEIRO, L., CHAMBEL, A. & CONDESSO DE MELO, M.T. (Eds.): «Proceedings XXXV Congress International Association of Hydrogeologists – Groundwater and Ecosystem», Lisbon 2007: 7 pp.

- BORSATO A., MIORANDI R., FRISIA S. & CORRADINI F. (2007c) - *Idrochimica delle acque ipogee in Trentino: specie, variabilità stagionale, gradiente altitudinale e implicazioni per gli studi climatico-ambientali da speleotemi*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **82**: 123-150.
- BORSATO A., QUINIF Y., BINI A. & DUBLYANSKY Y., (2005) - *Open-system alpine speleothems: implications for U-series dating and paleoclimate reconstructions*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **80** (2003): 71-83.
- BORSATO A. & TOMASONI R. (2008). - *Studio stratigrafico, sedimentologico, petrografico e mineralogico di depositi conglomeratici e loro interpretazione genetica mediante datazioni U/Th in spettrometria di massa con metodo MC-ICP-MS dei diversi eventi di cementazione*. Report tecnico. Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento: 42 pp.
- BOULTON G.S. & EYLES N., (1997) - *Sedimentation by valley glacier; a model and genetic classification*. In: SCHLÜCHTER CH. (Ed.): «*Moraines and varves: Origin, genesis, classification*». Proceedings of an INQUA symposium, Balkema, 11-23.
- BOSELLINI A. (1967) - *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 133-169.
- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C. (1971) - *I Calcari Grigi di Rotzo (Giurassico Inferiore, Altopiano d'Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nell'evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete*. Ann. Univ. Ferrara, sez. IX, **5**: 1-61.
- BOSELLINI A., BROGLIO LORIGA C. & BUSETTO C., (1978) - *I bacini cretacei del Trentino*. Riv. It. Paleont. Strat., **84** (4): 897-946.
- BOSELLINI A. & HARDIE L. A. (1988) - *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Mem. Soc. Geol. It., **30** (1985): 245-266.
- BRANDNER R. (1991) - *Geological Setting and Stratigraphy of the Schlern-Rosengarten Buildup and Seiser Alm Basin*. In: BRANDNER R., FLÜGEL E., KOCH R. & YOSE L.A. (Eds): «*The Northern Margin of the Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform*». Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion A, Ortisei (Italy), 61 pp.
- BRANDNER R. & MOSTLER H. (1982) - *Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung*. Jahrestagung Österr. Geol. Gesell., Seis am Schlern, Südtirol 1982. Exursionführer: 80-97.
- BROGLIO LORIGA C., GOCZAN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., ORAVECZ SCHEFFER A., POSENATO R., SZABO I. & TOTH MAKK A. (1990) - *The Lower Triassic sequence of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation*. Mem. Sc. Geol., **42**: 41-103.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. (1983) - *La Formazione di Werfen nelle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **88** (1982): 501-598.
- BRONDI A., FUGANTI A., LUNZ L., MITTEMPERGHER M., MURARA G., NARDIN M., NASCIMBEN P., PERNA G., ROSSI D., SCUDELER BACCCELLE L., SOMMAVILLA E. & ZIRPOLI G. (1976) - *Commento al foglio geologico 027: Bolzano 1:50.000*. Studi Trent. Sc. Nat., **53**: 107-218.
- BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C. A. & SABATINI G. (1970) - *Le Vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del Complesso effusivo atesino*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **77**: 157-200.
- BRONDI A., MITTEMPERGHER M., MURARA G., NARDIN M., PERNA G., ROSSI D., SOMMAVILLA E. & NASCIMBEN P. (1972) - *Carta Geologica d'Italia. Foglio 027: Bolzano, scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CALLEGARI P. (1932) - *Ricerche sull'idrografia dell'Alta Anaunia*. Atti Accad. Scient. Ven.-Trentino-Istria, **22**: 57-78, PADOVA.
- CARULLI G.B. & SLEJKO D. (2009) - *Seismotectonic characteristics of the Italian central Alps and implications for the seismic hazard*. Italian Journal of Geosciences, **128** (1), 201-215.

- CASSINIS G. & CASTELLARIN A. (1981) - *Foglio 35 Riva*. In: A. CASTELLARIN (Ed.): «*Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*», Pubbl. 441, Prog. Final. Geodinamica (S.P.5) CNR, Tecnoprint, Bologna, 124-134.
- CASSINIS G., CASTELLARIN A., PELOSO G.F., SARTORI R. & VERCESI P.L. (1982) - *Il settore della Linea delle Giudicarie Sud: evoluzione tettonica permo-triassica ed assetto strutturale attuale*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (Eds): «*Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*», Guide Geol. Reg., S.G.I., 125-130.
- CASSINIS G. & DOUBINGER J. (1991) - *On the geological time of the typical Collio and Tregiovo continental beds in the Southalpine Permian (Italy) and some additional observations*. Atti Ticin. Sc. Terra, 34: 1-20.
- CASSINIS G. & DOUBINGER J. (1992) - *Artinskian to Ufimian palynomorph assemblages from the central Southern Alps, Italy, and their regional stratigraphic implications*. Contribution to Eurasian Geology: Permian Congress Papers - Part 1 (1991): 9-18.
- CASSINIS G. & NERI C. (1990) - *Collio and Tregiovo Permian continental basins (Southern Alps, Italy): a general comparison*. Atti Ticin. Sc. Terra, 33 (b.): 11-15.
- CASSINIS G. & NERI C. (1992) - *Sedimentary and paleotectonic evolution of some Permian continental basins in the central Southern Alps, Italy*. Continental Permian in Europe. Cuadernos Geologia Iberica, 16: 145-176.
- CASTELLARIN A. (1962) - *Serie stratigrafiche paleogeniche dei dintorni di Rovereto*. Mem. Soc. Geol. It., 3: 169-183.
- CASTELLARIN A. (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysh sud-alpino cretacico*. Boll. Soc. Geol. It., 95: 501-511.
- CASTELLARIN A. (1982a) - *Lineamenti ancestrali Sudalpini*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (curatori): «*Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*», Guide Geol. Reg., S. G. I., 41-55.
- CASTELLARIN A. (1982b) - *Tettonica sinsedimentaria e associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico Sudalpino)*. In CASTELLARIN & VAI (Eds): «*Guida alla geologia del Sudalpino Centro-Orientale*». Guide Geol. Reg., S.G.I., 67-77.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-alpine evolution of the Southern-Eastern Alps*. Journal of Geodynamics, 30: 251-274.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, 6 (1): 62-94.
- CASTELLARIN A., CORSI M., DE VECCHI G.O., LARGAIOLLI T., MOZZI G., PICCOLI G., SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1968) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 36 Schio*. pp. 94, Grafica Editoriale Cartotecnica, Roma.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., PICOTTI V., SELLI L., CANTELLI L., MARTIN S., MONTRESOR L., RIGATTI G., PROSSER G., BOLLETTINARI G., PELLEGRINI G.B., CARTON A. & NARDIN M. (2005) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 059 Tione di Trento*. Provincia Autonoma di Trento. L.A.C., Firenze.
- CASTELLARIN A. & FERRARI A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piat-taforma Veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol., 38: 11-212.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R. (1988) - *Structural and kinematik analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, 30: 287-310.
- CASTELLARIN A., GATTO G.O. & SEMENZA E. (1981) - *Foglio 10 Bolzano*. In: A. CASTELLARIN (Ed.): «*Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*», Pubbl. n. 441 Prog. Final. geodinamica (S.P. 5), CNR, 155-160.

- CASTELLARIN A., PICCIONI S., PROSSER G., SANGUINETTI E., SARTORI R. & SELLI L. (1993) - *Mesozoic continental rifting and neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwestern Brenta Dolomites)*. Mem. Soc. Geol. Ital., **49**: 125-144.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V. (1990) - *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin*. Eclogae geol. Helv., **83** (3): 683-700.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1980) - *Struttura e significato della Linea delle Giudicarie Sud*. Rend. Soc. Geol. It., **2**: 29-32.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1985) - *Il sistema tettonico delle Giudicarie, della Val Trompia e del sottosuolo dell'alta Pianura Lombarda*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 31-37, 2 ff.
- CASTIGLIONI B. (1929) - *Recensione a: R. v. KLEBELSBERG, Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Studi Trentini di Sc. Nat., **9**: 115-117.
- CASTIGLIONI B. (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria. Carta delle Alpi nel Glaciale (scala 1:200.000)*. In: DAINELLI G. (a cura di): «Atlante Fisico-Economico d'Italia», Tav. 3. Consociazione Turistica Italiana, Milano.
- CASTIGLIONI G.B. & TREVISAN L. (1973) - *La sella di Appiano-Caldaro presso Bolzano nel Quaternario*. Mem. Ist. Geol. e Mineral. Univ. Padova, **29**: 1- 34, Padova.
- COLTORTI M. (1985) - *La stratigrafia ed il contesto ambientale del sito archeologico di San Floriano presso Laghetti di Egna*. In: «Scavi nella conca di Bolzano e nella Bassa Atesina 1976-1985», Catalogo della mostra, Bolzano, 205-208.
- COLTORTI M. (1991) - *L'evoluzione geomorfologica del paesaggio*. In: CAVADA E. (a cura di): «Archeologia a Mezzacorona. Documenti per la storia del popolamento rustico di età romana nell'area atesina». Centro di Studi italiani Mezzacorona, pp. 23-36, Bolzano.
- COLTORTI M. & DAL RI L. (1985) - *The human impact on the landscape: some examples from the Adige valley*. In: MALONE C. & STODDART S. (Eds.): «Papers in Italian Archaeology IV». Part I: *The Human Landscape*. B.A.R. International Series, **243**: 105-134.
- CONTI M.A., MARIOTTI N., NICOSIA U. & PITTAU P. (1997) - *Succession of selected bioevents in the continental Permian of the Southern Alps (Italy): improvements in intrabasinal and interregional correlations*. In: DICKINS J.M., ZUNYI YANG, HHONGFU YIN, LUCAS S.G. & ACHARYYA S.J. (Eds): «Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific events and their global correlation». Cambridge Univ. Press, 51-65.
- CUCATO M., DE ZANCHE V., MIETTO P. & SANTINI L. (1987) - *La successione stratigrafica anisica dei monti Marzola e Vigolana nei pressi di Trento*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **64**: 65-76, Trento.
- DAL PIAZ G.B. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. Atti Acc. Sc. Ven. Trentino-Istria, **3**: 17, 3-7.
- DAL PIAZ G.V., CASTELLARIN A., MARTIN S., SELLI L., CARTON A., PELLEGRINI G., CASOLARI E., DAMINATO F., MONTRESOR L., PICOTTI V., PROSSER G., SANTULIANA E. & CANTELLI L., 2007 - *Foglio 042 Malè. Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Provincia Autonoma di Trento e APAT, SystemCart, Roma, pp. 143.
- D'AMICO C. (1986) - *Volcanic sequence in Trentino-Alto Adige*. In: Italian IGCP 203 Group (Ed.): «Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the south-Alpine segment of the western Tethys». Field Guide-book, 16-22 pp.
- D'AMICO C. & GHEZZO (1963) - *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. Miner. Petrogr. Acta, **9**: 279-360.
- D'AMICO C., NARDIN M. & SACERDOTI M. (1969) - *Vulcaniti atesine*. In: BARTOLOMEI G., CORSI M., DAL CIN R., D'AMICO C., GATTO G.O., GATTO P., NARDIN M., ROSSI D., SACERDOTI M. & SEMENZA E. (1969): «Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 21 Trento», Serv. Geol. d'Italia, pp. 80, Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (NA).

- DE ZANCHE V., FRANZIN A., GIANOLLA P., MIETTO P. & SIORPAES C. (1992) - *The Piz da Peres section (Valdaora, Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. *Eclogae geologicae Helveticae*, **85**(1): 127-143.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SIORPAES C. & VAIL P. R. (1993) - *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. *Mem. Sci. Geol.*, **45**: 1-27.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1986) - *Stratigrafia delle Zwischenbildungen (Triassico medio) nei dintorni di Trento*. *Mem. Sci. Geol.*, **38**: 479-488.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1988) - *Il Gruppo di Raibl in Valsugana e nei dintorni di Trento*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **30** (1985): 293-299.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1989) - *Il Triassico della Valsugana*. *Mem. Sci. Geol.*, **41**: 163-189.
- DI BATTISTINI G., BARGOSSO G.M., SPOTTI G. & TOSCANI L. (1988) - *Andesites of the Late Herynian volcanic sequence in Trentino-Alto Adige (Northern Italy)*. *Rend. Soc. Ital. Petrol.*, **43**: 1087-1100.
- DI BATTISTINI G., GALLO F., GIAMMETTI F. & VERNIA L. (1989) - *Permian andesites from Val d'Isarco and Val di Funes volcanic sequence (Bolzano, northern Italy)*. *Miner. Petrogr. Acta*, **32**: 123-137.
- DI STEFANO S. (2002) - *La struttura romana di Egna-Kahn. Scavo e studio di una stazione stradale lungo la via Claudia Augusta*. In: DAL RI L. & DI STEFANO S. (a cura di): «*Archeologia Romana in Alto Adige. Studi e Contributi*». Cap. 11, pp. 158-259. Beni Culturali in Alto Adige. Studi e ricerche. Vol. 1. Folio Editore, Bolzano/Vienna.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. *Geol. Rundschau*, **76**: 735-754.
- EBERS E. (1972) - *Das Quartär des Überetsch*. *Der Schlern*, **46** (3): 111-119, Bolzano.
- FABIANI R. (1915) - *Il Paleogene veneto*. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, **3**: 1-336.
- FABIANI R. (1919) - *Sul Terziario dell'alta Val di Non (Trentino)*. *Atti Acc. Scient. Veneto-Tridentino-Istriana*, s. 3, **10**: 117-123.
- FABIANI R. (1922) - *Il Terziario del Trentino*. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, **6**: 1-60.
- FABIANI R. (1924) - *Cenni preliminari sulla geotettonica dei massicci montuosi del roen e della Paganella (Alpi Tridentine)*. *Bollettino Soc. Geol. It.*, **43** (2): 200-204.
- FABIANI R. (1930) - *Sviluppo e caratteri del Terziario del Trentino*. *Atti 19° Riunione Soc. It. Progr. Sc.*, **2**: 119-150.
- FARABEGOLI E., PISA G. & OTT E. (1977) - *Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 659-703.
- FAVILLI F., EGLI M., SARTORI G., CHERUBINI P., BRANDOVA D. & HAEBERLI W. (2009a) - *Application of relative and absolute dating techniques in the Alpine environment*. *St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, **85** (2009): 93-108.
- FAVILLI F., EGLI M., BRANDOVA D., IVY-OCHS S., KUBIK, P., CHERUBINI P., MIRABELLA A., SARTORI G., GIACCAI D. & HAEBERLI W. (2009b) - *Combined use of relative and absolute dating techniques for detecting signals of Alpine landscape evolution during the late Pleistocene and early Holocene*. *Geomorphology*, **112** (1-2): 48-66.
- FELBER M., VERONESE L., COCCO S., FREI W., NARDIN M., OPPIZZI P., SANTULIANA E. & VIOLANTI D., (2000) - *Indagini sismiche geognostiche nelle valli del Trentino meridionale (Val d'Adige, Valsugana, Valle del Sarca, Valle del Chiese)*. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, **75**: 3-52.
- FELS H. (1982) - *Die Sedimentologische Entwicklung der Permabfolge im Westlichen Südtirol (N-Italien)*. *Geol. Inst. Univ. Köln Sonderveröffentlichungen*, **42**: 1-145.
- FERRARI A. (1982) - *Note stratigrafiche sull'area veneto-trentina (dal Triassico superiore al Cretacico)*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (Eds.): «*Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*». *Guide Geol. Reg.*, S.G.I., pp. 59-66, Bologna.
- FERRETTI P. & BORSATO A. (2006) - *Studio idrogeologico della Valle e del Lago di Tovel*. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol.*, **81** (Suppl. 2): 189-203.

- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.U. (1984) - *Pyroclastic Rocks*. 472 pp., Springer Verlag.
- FLIRI F. (1978) - *Die Stellung der Bändertonvorkommens von Schabs (Südtirol) in der alpinen Würm-chronologie*. Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol., **14**: 115-118.
- FLIRI F. (1988) - *An outline of the Middle and Main Würm chronology of the Eastern Alps*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **11**: 117-118.
- FLIRI F. (1989) - *Die Schottergrube von Albeis bei Brixen, eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Chronologie der Würmvereisung in Südtirol*. Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol., **24**: 137-142.
- FUGANTI A. (1961) - *Ricerche geologiche e giacimentologiche sugli "scisti bituminosi uraniferi" di Mollaro (Val di Non-Trentino)*. Studi Trent. Sc. Nat., Anno 38, n. 1, Trento.
- FUGANTI A. (1964) - *Le "pulsazioni tettoniche" turoniane nel Trentino occidentale (Alpi orientali)*. Studi Trent. Sc. Nat., **41**(2): 138-158.
- FUGANTI A. (1969) - *Le sorgenti dell'Acqua Santa (Val di Non, Trento)*. Studi Trent. Sci. Nat., Sez. A, **46** (2): 432-444.
- FUGANTI A., BAZZOLI G. & MORTEANI G. (1998) - *The quaternary evolution of the Adige valley near the city of Trento (N Italy) as deduced from wells and radiocarbon dating. Preliminary results*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **73** (1996): 93-97.
- FUGANTI A. & DEFRANCESCO F. (1992) - *Le rocce da vino della piana rotaliana*. Centro di studi rotaliani, Mezzacorona, 97 pp.
- FUGANTI A. & DEFRANCESCO F. (1995) - *Confronti fra le rocce e le acque sotterranee di sette sistemi carsici dei dintorni di Trento*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **72**: 93-115.
- FUGANTI A., MORTEANI G., BAZZOLI G., COCCO S., SANTULIANA E. & VISINTAINER M. (2005) - *L'arsenico nelle rocce, nelle acque superficiali e nelle acque sotterranee della Valle dell'Adige fra Mezzolombardo e Mattarello presso Roverè della Luna (Trento)*. Atti Acc. Röv. Agiati, a.225, **5**: 59-94, Rovereto.
- FUGANTI A. & MOSNA S. (1963) - *Il Cretaceo nel Trentino Centrale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **4**: 81-116.
- FUGANTI A. & MOSNA S. (1966) - *Studio stratigrafico, sedimentologico, micropaleontologico delle facies giurassiche del Trentino occidentale*. Studi Trent. Sc. Nat., sez. A, **43**: 25-105.
- GALADINI F. & GALLI P. (1999) - *Paleoseismology related to the displaced Roman archaeological remains at Egna (Adige valley, northern Italy)*. Tectonophysics, **308**: 171-191.
- GALADINI F., GALLI P., BASSETTI M. & DI STEFANO S. (1997) - *The displaced roman building of Egna (Adige Valley), northern Italy*. In: Atti del convegno: *Tettonica quaternaria del territorio italiano. Conoscenze, problemi, applicazioni*. Parma 1997, Il Quaternario, **10**(2): 407-410.
- GALLI P. & GALADINI F. (2001) - *Surface faulting of archaeological relics. A review of case histories from the Dead Sea to the Alps*. Tectonophysics, **335**: 291-312.
- GALLI P. & GALADINI F. (2002) - *Analisi paleosismologiche nel sito di Egna: tracce di un terremoto distruttivo*. In: DAL RI L. & DI STEFANO S. (a cura di): «Archeologia Romana in Alto Adige. Studi e Contributi». Cap. 14, pp. 300-317. Beni Culturali in Alto Adige. Studi e ricerche. Vol. **1**. Folio Editore, Bolzano/Vienna.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998) - *Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution*. In: DE GRACIANSKY et al. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Spec. Publ., **60**: 719-747.
- GIANNOTTI G.P., MITTEMPERGHER M., NASCIMBEN P. (1968) - *Valutazione delle potenzialità uranifere dei principali depositi italiani di lignite*. Comitato Nazionale Energia Nucleare, Roma. Notiziario del C.N.E.N., anno XIV, **12**: 39-48.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Vers. 2004 (CPTI04), INGV, Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>).

- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2008) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Vers. 2008 (CPTI08), INGV, Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI08/>).
- GUIDOBONI E., COMASTRI A., BOSCHI E. (2005). *The exceptional earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*. Journal of Geophysical Research, **110**, B12309 1029/2005JB003683.
- GÜMBEL C.W. (1873) - *Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. I, Das Mendel und Schlerngebirge*. Sitzungsber. Akad. d. Wiss., 13-88.
- HADITSCH J.G. & MOSTLER H. (1974) - *Mineralizationen im Perm der Ostalpen. Forschungsergebnisse im Ost- und Südalpinen Perm. Carinthia II*, **164/84**: 63-71.
- HERITSCH H. (1915) - *Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpine-dinarischen Grenze (Ostalpen)*. Handb. d. Regional. Geologie, **2**, Heidelberg, 153 pp.
- KLAU W. & MOSTLER H. (1983) - *Zn-Pb mineralizations in Middle Permian of Tregiovo (Province of Bozen/Trient, Italy)*. In: H. J. SCHNEIDER (Ed.): «*Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe*». Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 70-80.
- KLEBELSBERG VON. R. (1926) - *Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Zeitschr. f. Gletscherkunde, **14**: 226-285.
- KLEBERSBERG VON, R. (1935) - *Geologie von Tirol*. Bornträger, Berlin, 872 pp.
- KLEBELSBERG VON R. (1954) - *Der "Wunderbach" von St. Florian*. Der Schlern, **28** (3): 99-101.
- LAHR J.C. (1999) - *HYPOELLIPSE: a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern (Y2K compliant version)*. U.S.G.S. Open File Report 99-23. 116 pp.
- LARGAIOLLI T. (1992) - *La frana del Palom (Trento), analisi geomeccanica*. St. Trent. di Sc. Nat., Acta Geol., **67** (1990): 117-124.
- LARGAIOLLI T., MURARA G. NARDIN M. & SPAGNA V. (1975) - *Studio geotecnico della frana al km 20 della SS n.43 della Val di Non (Trentino)*. St. Trent. di Sc. Nat., **51** (1975).
- LAUBSCHER H.P. (1971) - *Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys*. Geol. Rundsch., **60**: 813-833.
- LAUBSCHER H.P. (1974) - *The tectonics of subduction in the alpine system*. Mem. Soc. Geol.It., **13** (Suppl. 2): 275-282.
- LAUBSCHER H.P. (1988) - *Material balance in Alpine orogeny*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1313-1328.
- LAUBSCHER H.P. (1990) - *The problem of the deep structure of the Southern Apls: 3-D material balance considerations and regional consequences*. Tectonophysics, **176**: 103-121.
- LEHNER B.L. (1993) - *Liassic and Cretaceous Palynomorphs of the Northwestern Trentino: stratigraphic units with siliceous and organic rich beds*. Mem. Sc. Geol., **45**: 79-97.
- LE MAITRE R.W. (1989) - *A classification of Igneous Rocks and Glossary of terms*. Blackwell Scientific Publ., 193 pp.
- LEONARDI P. (1967) - *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. Ed. Manfredini, Rovereto
- LEONARDI P. & ROSSI D. (1959) - *I porfidi permiani della conca di Cavalese nelle Dolomiti occidentali*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., **22** (1): 1-55.
- LEPSIUS R. (1878) - *Das westliche Südtirol*. W. Hertz, Berlin. 372 pp.
- LOSS G. (1877) - *L'Anaunia: saggio di geologia delle Alpi tridentine*. 323 pp. Trento.
- LUCIANI V. (1989) - *Stratigrafia sequenziale del Terziario nella catena del Monte Baldo (Province di Verona e Trento)*. Mem. Sc. Geol., **41**: 263-351.
- LUCIANI V. (1988) - *La dorsale paleogenica M. Baldo – M. Bondone (Trentino Meridionale): significato paleogeografico e paleotettonico*. Riv. It. Paleont. Strat., **93** (4): 507-520.
- MANFREDI K. (1997) - *La bonifica dei terreni rivieraschi dell'Adige*. In: GRITSCH H. (red.): «*Egna. Alto Adige-Südtirol*». Verein für die Ortspflege, Neumarkt, pp. 543-559. Athesia, Bolzano.

- MAROCCHI M., BARGOSSÌ G.M., KLÖTZLI U., MAIR V. & MORELLI C. (2005) - *Zircon geochronology, geochemistry and a new stratigraphic Systematic of the lower Permian Athesian Volcanic Group (AG), Southern Alps (Italy)*. Epitome Geitalia 2005, FIST, p. 130.
- MAROCCHI M., MORELLI C., MAIR V., KLÖTZLI U. & BARGOSSÌ G.M. (2008) - *Evolution of large silicic magma systems: new U/Pb zircon data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps, Italy)*. Journal of Geology, **116**: 480-498.
- MARTIRE L. (1989) - *Analisi biostratigrafica e sedimentologica del Rosso Ammonitico Veronese dell'Altopiano di Asiago (Vi)*. Ph. D. Thesis, Torino.
- MASETTI D., CLAPS M., GIACOMETTI A., LODI P. & PIGNATTI P. (1998) - *I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias Inferiore e Medio, Prealpi Venete)*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**: 139-183.
- MASSARI F. & NERI C. (1997) - *The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian succession of Dolomites and Carnia (Italy)*. Sedimentary Geology, **110**: 181-221.
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C. (1994) - *Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy)*. Mem. Sci. Geol., **46**: 119-243, Padova.
- MELETTI C., GALADINI F., VALENSISE G., STUCCHI M., BASILI R., BARBA S., VANNUCCI G., BOSCHI E., (2008). - *A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory*. Tectonophysics, **450** (1-4), 85-108.
- MIORANDI R. & BORSATO A. (2007) - *Ambiente di formazione di tufo calcareo e latte di monte in grotte del Trentino con particolare riferimento al Gruppo di Brenta e Paganella*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **82**: 225-237.
- MITTEMPERGHER M. (1958) - *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. C.N.R.N. St. e Ric. Div. Geomin., **1**(1): 61-146.
- MITTEMPERGHER M. (1962) - *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **69** (2): 1-41.
- MORELLI C., BARGOSSÌ G.M., MAIR V., MAROCCHI M. & MORETTI A. (2007) - *The lower Permian volcanics along the Etsch valley from Meran to Auer (Bozen)*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 195-218.
- MORELLI C., BARGOSSÌ G.M., MAROCCHI M., PICCIN G., MORETTI A. & MAIR V. (2010) - *The Athesian volcanics: a spectacular example of caldera complex*. 85° Congresso SGI, Pisa, Rend. Online, **11**: 286-287.
- MOSTLER H. (1965) - *Bemerkungen zur Genese der sedimentären Blei-Zinkvererzung im Sudalpinen Perm*. Archiv. für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **3**: 55-70.
- MOSTLER H. (1966) - *Sedimentäre Blei-Zink Vererzung in den Mittelpermischen „Schichten von Tre-giovo“ (Nonsberg, Nord-Italien)*. Mineralium Deposita, **2**: 89-103.
- MOSTLER H. (1986) - *Der Nordabschnitt der Bozner Porphyryplatte (Exkursion F am 4. und 5. April 1986*. Jber. Mitt. oberrhein geol. Ver., N.F. **68**: 105-117.
- MUTTONI G., NICORA A., BRACK P. & V. KENT D. (2004) - *Integrated Anisian-Ladinian boundary chronology*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology **208**, pp. 85-102.
- NERI C., GIANOLLA P. & AVANZINI M. (2005) - *Raibl beds (Upper Triassic): A case-history about the use of traditional lithostratigraphic names from central-eastern southern Alps*: Geitalia 2005: V Forum Italiano di Scienze della Terra: Spoleto 21-23 Settembre 2005, W02-31. 10.1474/Epitome. 01.0031- **1**: 9.
- OGNIBEN L. (1986) - *Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geologica, **63**: 1-165.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*. V. III - Leipzig, 1909.
- PIA J. (1925) - *Die Gliederung der Alpenen Mitteltrias auf Grund der Diploporen*. Anzeig. Ak.Wiss. Wien. Math.-nat. Kl., **62**, pp. 214.

- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. pp. 248, Selbstverlag, Wien.
- PICHLER H. (1959) - *Neue ergebnisse zur Gliederung der unterpermischen Eruptivfolgeder Bozener Porphy-Platte*. Geol. Rundschau, **48**: 112-131.
- PICOTTI V., CASOLARI E., & CASTELLARIN A. (1998) - *Mesozoic basin evolution of the central South-Alpine (Giudicarie): from Norian-Liassic rifting to Mid-Late Cretaceous foreland transpression (partial basin inversion)*. In: MARTIN S., GODARD G. & RANALLI G. - Evolution of the deep crust in the central and eastern Alps. Field excursion guide. 96-99, Soc. Coop. Tipografica, Padova.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A. (1995) - *Structures and kinematics of the Giudicarie-Val Trompia fold and thrust belt (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **47**: 95-109.
- PIERI M. & GROPPi G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. n. **414**: 1-11.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1979) - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **18** (1978): 63-92.
- PREMOLI SILVA I. & LUTERBACHER H.P. (1966) - *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy)*. Riv. Ital. Paleont.Strat., **72**: 1183-1266.
- PROSSER G. (1998a) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy)*. Tectonics, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (1990) - *Evoluzione e significato delle strutture tettoniche appartenenti alla Linea delle Giudicarie Nord*. Tesi di Dottorato, Università di Padova.
- PROSSER G. & SELLI L. (1991) - *Thrust of the Mezzocorona-Mendola Pass area (Southern Alps, Italy): structural analysis and kinematic reconstruction*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 805-821.
- RATHORE J.S. (1980) - *Evidence for sinistral movements along the Judicarian line drawn from a study of magnetic fabrics in the regions of Mt.Croce and Asten (South Tyrol)*. Geol. Rundschau, **69**(3): 678-694.
- RAVAZZI C. (2007) - *Il Tardoglaciale: suddivisione stratigrafica, evoluzione sedimentaria e vegetazionale nelle Alpi e in Pianura Padana*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **82**: 17-29.
- REBEZ A. & RENNER G. (1991) - *Duration magnitude for the Northeastern Italy seismometric network*. Boll. Geofis. Teor. Appl. **33**, 177-186.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GILDERSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP*. Radiocarbon, **46**: 1029-58.
- REMY W. & REMY R. (1978) - *Die Flora des Perms im Trompia-Tal und die Grenze Saxon/Thuring in den Alpen*. Argomenta Palaeobot., Münster, **5**: 57-90.
- RICHTHOFEN F. VON (1874) - *Über Mendola- und Schlern Dolomite*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., **26**: 225-256.
- ROGHI G. (1997) - *Indagini palinologiche nella sezione della Val Gola (Trento)*. St. Trent. di Sc. Nat., Acta Geol., **71**: 91-105.
- ROGHI G. (2004) - *Palynological investigations in the Carnian of Cave del Predil area (once Raibl, Julian Alps)*. Review of Paleobotany and Palynology, **132**: 1-35.
- ROSSI D. (1969) - *Formazione di Werfen*. In: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. II "M. Marmolada"*, Serv. Geol. Ital., 9-10.
- ROTTURA S., BARGOSSO G.M., CAGGIANELLI A., DEL MORO A., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1998) - *Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy*. Lithos, **45**: 329-348.

- SALOMON W. (1901) - *Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzb. k. Preuss Akad. Wiss., **1**: 170-185.
- SALOMON W. (1905) - *Die Alpino-dinarische Grenze*. Verh. K.K. geol. R.-A., **16**: 241-343.
- SARTI C. (1993) - *Il Kimmeridgiano delle Prealpi Veneto-Trentine: fauna e biostratigrafia*. Mem. Museo Civ. St. Nat. Verona, sez. Sci. Terra, num. 5.
- SAURO U. (1976) - *Cenni morfologici sulla Val di Non. Aspetti geografici del Trentino - Alto Adige occidentale*. 34ª escursione geografica interuniversitaria 1974. Istituto Geografia Università di Padova, pp. 113-125.
- SCHOLZ H., BESTLE K.-H. & WILLERICH S. (2005) - *Quartärgeologische untersuchungen im Überetsch*. Geo.Alp, **2**: 1-23, Innsbruck.
- SCHUBERT R.J. (1900) - *Über Oligocän Bildungen aus dem Südlichen Tirol*. Verh. K.K. geol. Reichs- andst.: 370-372.
- SELLI L. (1998) - *Il Lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE-Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 503-541.
- SELLI L., BARGOSSO G.M., DI BATTISTINI G., MORDENTI A., TRANNE C.A. & STEFANI A. (1996) - *Le vulcaniti permiane a nord della Linea del Calisio: evoluzione strutturale del margine SW del distretto vulcanico atesino (Trento, Italia)*. Miner. Petrogr. Acta, **39**: 169-196.
- SELVERSTONE J. (1988) - *Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window*. Tectonics, **7**: 87-105.
- SEMENZA E. (1974) - *La fase giudicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area Italo-Dinarica*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 187-226.
- SPITZ A. (1920) - *Die Nonsberg Störungsbündel*. Jb. Geol. Reichsanst., **49**: 205-220.
- STACUL P. (1965) - *Glaziale Schichtstörungen im Interglazial bei der Ruine Laimburg (Unterland)*. Der Schlern, **39** (11): 445-448, Bolzano.
- STACUL P. (1980) - *Eine alte Gehängebrekzie am Mendelhang oberhalb von St. Nikolaus bei Kaltern*. Der Schlern, **54** (6): 289-291, Bolzano.
- STACUL P. (1991) - *Costituzione geologica del territorio*. In: TENGLER G. (a cura di): «Vadena. Paesaggio e Storia» Comitato per la realizzazione di una monografia su Vadena. Athesia, Bolzano.
- TERZAN P., BETTI G. & BORSATO A. (2004) - *La Grotta della Rocchetta (N° 354 VT) e il Boi del Rico (N° 376 VT)*. Atti XII° Conv. Reg. di Spel. Trent.-A. Adige, Selva di Grigno, 2002. Quaderni della Biblioteca della Montagna, **7**: 155-164.
- THALHEIMER M. & BERGER A. (1998) - *Karte der landwirtschaftlich genutzten Böden der Überetsch*. Versuchszentrum Laimburg 1998, 178 pp., inedito, Vadena (Bolzano).
- TRENER G.B. (1904) - *Über die Gliederung der Quarz-porphyrtafel im Lagorai-gebirge*. Studi Trent. Sci. Nat., **34** (2): 417-590.
- TRENER G.B. (1933) - *Note Illustrative della carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Trento*. Uff. Idrogr. R. Mag. Acque Venezia, sez. Geologia, pp. 84 + 1 tav. di profili, Soc. Coop. Tip., Padova.
- TRENER G.B. (1952) - *L'origine geologica e l'idrografia dei laghi di Caldonazzo e di Levico*. In: "I Laghi di Caldonazzo e di Levico", **1**: 31-43. Ricerche limnologiche dei Centro di Studi per la Geografia Fisica e dei Centro Studi Alpini dei CNR, Bologna.
- TRENER G.B. (1957) - *Geologia delle regioni circostanti al Massiccio granitico di Cima d'asta*. Stud. Trent. di Sci. Nat., **34**: 487-508, Trento.
- TREVISAN L. (1937) - *Il motivo tettonico della regione montuosa tra l'Adige e la Linea delle Giudicarie e il suo significato*. Boll. Soc. Geol. It., **58**: 34-42.
- TREVISAN L. (1938) - *Il fascio di fratture tra l'Adige e la Linea delle Giudicarie e i suoi rapporti con il massiccio intrusivo dell'Adamello*. Studi Trent. Sc. Nat., **19**(2): 177-188.

- TREVISAN L. (1941) - *La struttura geologica dei dintorni di Trento*. St. Trent. di Sc. Nat., Anno XXII, n. 3, pp. 127-148.
- VACEK M. (1894) - *Über die geologischen Verhältnisse des Nonsberges*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst., p. 431, Wien.
- VACEK M. (1895) - *Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst., pp. 467-483, Wien.
- VACEK M. (1896) - *Über die geologischen Verhältnisse des obersten Valsugana*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst., pp. 459-473, Wien.
- VACEK M. (1898) - *Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst., pp. 200-215, Wien.
- VACEK M. (1899) - *Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Rovereto*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst., p. 184, Wien.
- VACEK M. (1903a) - *Exkursion durch Etschbucht (Mendola, Trient, Rovereto, Riva)*. Führer für die Exkursionen in Österreich. IX International Geol. Kongr., **7**: 1-49.
- VACEK M. (1903b) - *Geologische Spezialkarte SW. - Gruppe nr. 79, 1/75.000, Cles*. Verh. k. u. k. Geol. Reichsanst., Wien.
- VACEK M. (1911a) - *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr.-ungarischen Monarchie. SW-Gruppe Nr. 88 Trient*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst., 104 pp., Wien.
- VACEK M. (1911b) - *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr.-ungarischen Monarchie. SW-Gruppe Nr. 96 Rovereto und Riva*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst., pp. 100, Wien.
- VACEK M. & HAMMER W. (1911) - *Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichischen Monarchie. Blatt: Cles 1:75.000*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst., **79**: 1-104.
- VAN BEMMELEN R. W. (1966) - *The structural evolution of the Southern Alps*. Geol. Mijnbouw, **45**: 405-444.
- VAN HUSEN D. (1987) - *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, 24 pp., 1 carta a scala 1:500.000.
- VARDABASSO S. (1930) - *Rapporti fra attività magmatica e vicende tettoniche nella provincia petrografica di Predazzo (Trentino)*. Intern. Geol. Congr., Compte Rendu of the XV session, **2**: 49-64, Pretoria; St. Trent. Sci. Nat., **11** (3): 253-272, Trento.
- VECCHIA O. (1957) - *Significato del fascio tettonico Giudicario Atesino. Dal Benaco a Merano: un problema geologico*. Boll. Soc. Geol. It., **76**(1): 81-135.
- VENTURINI C. (2000) - *La successione Permo-Anisica*. In: CARULLI G.B. (Ed.): «Guida alle escursioni, 80ª riunione estiva Soc. Geol. It.», 14-18, Trieste.
- VENZO G.A. (1957a) - *Il Trias e la "Linea di Trodena" sul versante orientale della Val d'Adige tra Egna e Salorno (A. Adige)*. Giorn. Geol., **26**, 73-80.
- VENZO G.A. (1957b) - *Ricerche geologiche relative all'impianto idroelettrico di S. Floriano d'Egna (Bolzano)*. L'Energia Elettrica, **4**, 34, 19 pp., Milano.
- VENZO G.A. (1960) - *Fenomeni franosi nel Trentino. Frane, scosscendimenti, lame e cedimenti del terreno lungo le strade statali, provinciali e da classificare*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident., **13**: 34-39 e 89-102, Trento.
- VENZO G.A. (1961) - *La struttura geologica dell'Altipiano di Lavarone e dei dintorni di Vigolo Vattaro (Trentino)*. Studi Trent. Sc. Nat., **38**: 133-140, Trento.
- VENZO G.A. (1962) - *Geologia della regione dalla confluenza Val di Cembra - Val d'Adige all'altipiano di Lavazè, (Trentino-Alto Adige)*. Stratigrafia, petrografia, sedimentologia, paleogeografia, tettonica e geomorfologia. Mem. Museo di Storia Naturale della Venezia Tridentina, **A**, 25-26, **14** (1): 7-228, 1 carta geol. con profili a scala 1:50.000.
- VENZO G.A. & FUGANTI A. (1961) - *Geologia dei dintorni di Faedo (Trentino)*. Studi Trent. Sc. Nat., **36** (1): 3-18.

- VENZO S. (1934) - *Il Neogene del Trentino, del Veronese occidentale e del Bresciano*. Mem. Mus. St. Nat. Venezia Tridentina, **2**: 11-207.
- VENZO S. (1940) - *Studio tettonico del Trentino meridionale tra Borgo Valsugana e M. Coppolo*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **14**: 5-86, 1 carta geol. alla scala 1:25.000, Padova.
- VENZO S. (1943) - *Studi geomorfologici sul Trentino centrale con particolare riguardo alla Val d'Adige nella Regione di Trento. Nota preventiva*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **82**: 1-17, Milano.
- VENZO S. (1944) - *Studio geomorfologico sull'Altipiano di Lavarone e sull'alta Valsugana (Trentino) Raffronti colla bassa Valsugana e la Val d'Adige*. Atti della Soc. It. di Sc. Nat., vol. LXXXII: 183-256, 6 Tavv., Milano.
- VIGANÒ A., BRESSAN G., RANALLI G. & MARTIN S. (2008) - *Focal mechanism inversion in the Giudicarie-Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insights on tectonic stress and strain*. Tectonophysics, **460**, 106–115, doi:10.1016/j.tecto.2008.07.008.
- VIOLA G., MANCKTELOW N.S. & SEWARD D. (2001) - *Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: new structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps)*. Tectonics, **20**: 999-1020.
- VISONÀ D., FIORETTI A.M., POLI M.E., ZANFERRARI A. & FANNING M. (2007) - *U-Pb SHRIMP zircon dating of andesite from the Dolomite area (NE Italy): Geochronological evidence for the early onset of Permian Volcanism in the eastern part of the southern Alps*. Swiss. J. Geosci. **100**: 313-324.
- WELLS D. & COPPERSMITH K. (1994) - *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement*. Bull. Seismol. Soc. Am., **84**: 974-1002.
- WERTH K. (2003) - *Die Geschichte der Etsch zwischen Meran und S. Michele. Flussregulierung, Trockenlegung der Möser, Hochwasser*. Tappeiner AG Verlag, Lana (BZ), 344 pp.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1977) - *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology, **20**: 325-343.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy)*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **65**: 394-421.
- WOLFF F.V. (1905) - *Berichte über die Ergebnisse der petrographisch-geologischen Untersuchungen des Quarzporphyrs in der Umgebung von Bozen*. S.-B. Akad. Wiss. Berlin, phys. math. Kl., **50**: 1043-1055.
- WOLFF F.V. (1908) - *Beiträge zur Petrographie und geologie des „Bozener Quarzporphyrs“ .I°. Die Gliederung und petrograph. Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgegend vom Bozen (Südtirol)*. Neues Jb. Miner. Geol., **27**: 72-156.
- WOPFNER H., GRIESECKE S., KOCH J & FELS H. (1983) - *New aspects on Metal Deposits of the Groeden Sandstone (South Tyrol, Italy)*. In: H. J. SCHNEIDER (Ed): «Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe» Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 70-80.
- ZOBACK, M.L., (1992) - *First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project*. J. Geophys. Res. **97**, 11703–11728.

PROGETTO
CARG

Il gruppo di lavoro che ha curato il rilevamento e la redazione della carta geologica e delle note illustrative di questo Foglio vuole dedicare il frutto di questa collaborazione al caro amico e collega Lorenz Keim.

Lorenz è scomparso il 4 febbraio 2012 in un tragico incidente di montagna, lasciando la famiglia e noi tutti attoniti di fronte alla prematura morte. Questo Foglio geologico è anche opera sua: egli ha coordinato la Segreteria Tecnica per la parte bolzanina, ma soprattutto ha costituito uno stimolo e una voce critica per tutti noi, permettendo di migliorare il prodotto cartografico e la nostra sensibilità geologica. La sua competenza ed entusiasmo, il rigore scientifico e la gentilezza dei modi hanno permesso a tutti noi di trarre beneficio dai continui scambi richiesti per la redazione di quest'opera. I suoi contributi sulle piattaforme carbonatiche e sulla stratigrafia dell'area dolomitica sono stati di grande importanza, tanto più per la comunità scientifica italiana, perché ispirati dalle scuole di Innsbruck e Amsterdam, presso le quali Lorenz si era formato scientificamente. Questo Foglio geologico è per lui, perché, aprendolo e leggendolo nei prossimi tempi, noi possiamo ricordarlo per le grandi qualità umane, il sorriso, il buonumore e la sua facilità nel comunicare in modo diretto e acuto con tutti noi.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG