



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

foglio 060

TRENTO

A cura di:

M. Avanzini¹, G. M. Bargossi², A. Borsato¹, L. Selli²

con la collaborazione di:

**M. Balboni³, G. Bazzoli⁴, P. Campedel³, M. Demozzi⁵, O. Groaz³,
P. Ferretti¹, A. Moretti⁵, S. Passamani⁵, G. Piccin⁵, G. Piffer⁵, D. Piubelli⁵,
M. Santacattarina⁵, M. Spanò⁶, R. Tomasoni¹, R. Vallone⁶, D. Varrone⁶,
A. Viganò³, G. Zampedri³, F. Zandonai⁵**

¹ Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento

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

³ Servizio Geologico PAT

⁴ SIT, Trento

⁵ Geologo, libero professionista

⁶ SEA Cosulting S.r.l.

Ente realizzatore:



Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: L. Serva

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

**Responsabile del Progetto CARG per la Provincia Autonoma di Trento:
M. Nardin (1992-1998), S. Cocco (dal 1998)**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica

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

Coordinamento cartografico

D. Tacchia (coord.), S. Falchetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici

L. Battaglini, V. Campo, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale

D. Tacchia (coord.), S. Falchetti.

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO DELLA PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO

Coordinamento operativo

S. Cocco

Coordinamento scientifico

M. Avanzini, con la collaborazione di M. Nardin

Informatizzazione dei dati geologici

G. Fucarino, P. Trainotti

*Allestimento cartografico per la stampa
a cura di SYSTEMCART S.R.L.- ROMA*

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG

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

M. Balboni - Provincia Autonoma di Trento- Servizio Geologico,

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

Stampa: **SYSTEMCART S.R.L.- ROMA - 2010**

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 9
II	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 13
III	- STUDI PRECEDENTI	» 15
IV	- STRATIGRAFIA	» 27
1.	- BASAMENTO METAMORFICO: UNITÀ DELLA VALSUGANA	» 27
1.1	- FILLADI E FILLADI QUARZIFERE (VFS)	» 29
1.2	- SCISTI QUARZOSO-SERICITICI (VQS)	» 31
1.3.	- METAVULCANITI E METAVULCANOCLASTITI ACIDE (PORFIROIDI <i>AUCT.</i>) (VMM)	» 32
1.4.	- SCISTI VERDI CLORITICO-EPIDOTICI (VCE)	» 34
2.	- MAGMATISMO PERMIANO	» 34
2.1	- CORPI PLUTONICI E SUBVULCANICI	» 36
2.1.1.	- <i>Laccoliti intermedi (sa)</i>	» 37
2.1.2.	- <i>Corpi sub-vulcanici acidi (sb)</i>	» 37
2.1.3.	- <i>Massarella tonalitico-quarzodioritica di Canezza (sc)</i>	» 37
2.1.4.	- <i>Granodiorite del Rio Rigolor (RLR)</i>	» 38
2.2.	- CORPI FILONIANI	» 39
2.2.1.	- <i>Filoni a quarzo e calcite (fa)</i>	» 39
2.2.2.	- <i>Corpi e filoni felsitici (fb)</i>	» 40
2.2.3.	- <i>Filoni acidi porfirici (fc)</i>	» 40
2.2.4.	- <i>Filoni acidi microgranulari (fd)</i>	» 41
2.2.5.	- <i>Filoni intermedio-basici (fy)</i>	» 41
2.3.	- GRUPPO VULCANICO ATESINO (GA)	» 42
2.3.1.	- <i>Quadro generale della successione degli eventi vulcanici permiani</i>	» 43
2.3.1.1.	- <i>Conglomerato Basale <i>Auct.</i> (CGB)</i>	» 46
2.3.1.2.	- <i>Formazione di Buss (LUB)</i>	» 47
2.3.1.3.	- <i>Formazione del Castelliere (ICT)</i>	» 49
2.3.1.4.	- <i>Formazione di Pinè (LPE)</i>	» 50
2.3.1.5.	- <i>Formazione di Cembra (LMB)</i>	» 51
2.3.1.6.	- <i>Formazione di Lona (LNA)</i>	» 53
2.3.1.7.	- <i>Formazione di Gargazzone (IGG)</i>	» 53
2.3.1.8.	- <i>Formazione di Bosco (LBS)</i>	» 55

2.3.1.9.	- Formazione di Regnana (LRE)	» 55
2.3.1.10.	- Formazione di Gries (IGR)	» 56
2.3.1.11.	- Formazione di Ora (ORA)	» 57
3.	- GEOCHIMICA	» 59
3.1.	- CARATTERE SERIALE	» 60
3.2.	- CLASSIFICAZIONE	» 62
3.3.	- GEOCRONOLOGIA	» 64
4.	- SUCCESSIONI SEDIMENTARIE E VULCANICHE PERMO-CENOZOICHE	» 65
4.1.	- ARENARIA DI VAL GARDENA (GAR)	» 66
4.2.	- FORMAZIONE A BELLEROPHON (BEL)	» 67
4.3.	- FORMAZIONE DI WERFEN (WER)	» 68
4.3.1.	- <i>Membri di Tesero e Mazzin</i> (WER₁₋₂)	» 70
4.3.2.	- <i>Orizzonte di Andraz e membro di Siusi</i> (WER3-4)	» 72
4.3.3.	- <i>Membro dell' Oolite a Gasteropodi e membro di Campil</i> (WER5-6)	» 74
4.3.4.	- <i>Membri di Val Badia, delle Siltiti di Terra rossa, Cencenighe, San Lucano</i> (WER7÷10)	» 76
4.4.	- DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE (SLI)	» 78
4.5.	- SUCCESSIONI ANISICHE	» 79
4.5.1.	- <i>Conglomerato del Piz da Peres</i> (PPS)	» 81
4.5.2.	- <i>Formazione a Gracilis</i> (GLS)	» 81
4.5.3.	- <i>Conglomerato di Voltago</i> (VTG)	» 82
4.5.4.	- <i>Formazione di Giovo</i> (GIV)	» 83
4.5.4.1.	- <i>Membro di Cortaccia</i> (GIV2)	» 84
4.5.4.2.	- <i>Membro del Monte Ozol</i> (GIV3)	» 84
4.5.5.	- <i>Conglomerato di Richthofen (Breccia di Ravina Auct.)</i> (RIC)	» 86
4.5.6.	- <i>Formazione del Contrin</i> (CTR)	» 88
4.6.	- SUCCESSIONI BACINALI ANISICHE	» 89
4.6.1.	- <i>Gruppo delle Zwischenbildungen</i> (ZW)	» 89
4.6.1.1.	- <i>“Calcarei scuri di Margon”</i>	» 89
4.6.1.2.	- <i>“Marne della Val di Centa”</i>	» 90
4.6.1.3.	- <i>Buchenstein</i>	» 92
4.6.1.4.	- <i>Calcarei della Val Vela</i>	» 93
4.7.	- SUCCESSIONI ANISICO - LADINICO PRE- E SIN-VULCANISMO MEDIO TRIASSICO	» 94
4.7.1.	- <i>Formazione dello Sciliar</i> (SCI)	» 94
4.7.2.	- <i>Vulcaniti Basaltiche</i> (VAB)	» 95
4.8.	- SUCCESSIONI DI PIATTAFORMA DEL TRIASSICO SUPERIORE	» 95

4.8.1	- Gruppo di Raibl (RB)	» 95
4.8.1.1.	- Conglomerato di Ruffrè (RUF).....	» 96
4.8.1.2.	- Formazione di Travenanzes (TVZ).....	» 96
4.8.2.	- <i>Dolomia Principale</i> (DPR).....	» 97
4.9.	- SUCCESSIONI DI PIATTAFORMA DEL GIURASSICO INFERIORE.....	» 98
4.9.1.	- Gruppo dei Calcari Grigi (CG).....	» 98
4.9.1.1.	- Formazione di Monte Zugna (FMZ)	» 99
4.9.1.2.	- Calcare oolitico di Loppio (LOP)	» 100
4.9.1.3.	- Formazione di Rotzo (RTZ).....	» 100
4.9.1.4.	- Calcare oolitico di Massone (OOM).....	» 101
4.9.2.	- <i>Oolite di San Vigilio</i> (OSV)	» 102
4.9.3.	- <i>Formazione del Tofino</i> (TOF).....	» 103
4.9.3.1.	- Membro di Bocchetta Slavazi (TOF4)	» 103
4.10.	- UNITÀ DI BACINO DEL BAJOCIANO-CRETACICO INFERIORE E DEL PALEOCENE.....	» 103
4.10.1.	- <i>Rosso Ammonitico Veronese</i> (ARV).....	» 104
4.10.2.	- <i>Maiolica</i> (MAI)	» 106
4.10.3.	- <i>Scaglia Variegata Alpina</i> (VAA).....	» 106
4.10.4.	- <i>Scaglia Rossa</i> (SAA).....	» 107
4.10.5.	- <i>Formazione di Val d'Agola</i> (VAG)	» 108
4.10.5.1.	- Membro delle Coste di Grual (VAG₂)	» 109
4.11.	- PASSAGGIO CRETACICO - PALEOGENE	» 109
4.12.	- UNITÀ DI BACINO DELL'EOCENE INFERIORE-SUPERIORE	» 110
4.12.1.	- <i>Formazione di Chiusole</i> (CHI).....	» 110
4.12.2.	- <i>Formazione di Ponte Pià</i> (FPP)	» 110
4.13.	- MAGMATISMO ALPINO.....	» 111
4.14.	- BASALTO DELLA VAL LAGARINA (VUB).....	» 111
4.14.1.	- <i>Membro di Lenzima</i> (VUB₁)	» 112
4.14.2.	- <i>Membro del Monte Biaena</i> (VUB₂)	» 112
4.15.	- UNITÀ DI PIATTAFORMA DEL CICLO EOCENE SUP.- OLIGOCENE INF.	» 113
4.15.1.	- <i>Calcare di Malcesine</i> (MCE).....	» 113
4.15.2.	- <i>Calcare di Nago</i> (NAG).....	» 114
4.15.3.	- <i>Argille di Ponte Arche</i> (PTA).....	» 115
V	- QUATERNARIO	» 117
1.	- LA SUCCESSIONE CONTINENTALE QUATERNARIA	» 117
1.1.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE.....	» 119
1.1.1.	- <i>Formazione di Faedo</i> (FAD).....	» 119
1.1.2.	- <i>Conglomerato di Tenna</i> (TEN)	» 120

1.1.3.	- Gruppo di Forte Casara (FC).....	» 121
1.1.3.1.	- Unità di Romagnano (FCF).....	» 123
1.1.3.2.	- Unità dei Bindesi (FCB)	» 125
1.1.4.	- Supersintema della Paganella (PG)	» 127
1.1.5.	- Supersintema di Nogarè (NG)	» 129
1.1.6.	- Gruppo di Valsorda (DV).....	» 131
1.2.	- UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA	
	GRANDE ESPANSIONE GLACIALE (<i>LAST GLACIAL MAXIMUM</i>)	» 133
1.2.1.	- Sintema del Garda (SGD).....	» 136
1.2.1.1.	- Subsintema di Val Mana (SGD₁₆)	» 144
1.2.1.2.	- Subsintema del Monte Gian (SGD₁₃).....	» 145
1.2.1.3.	- Subsintema di Lisignago (SGD₁₂).....	» 149
1.3.	- UNITÀ PERTINENTI AL POSTGLACIALE	» 158
1.3.1.	- Sintema Postglaciale Alpino (PTG)	» 158
1.3.1.1.	- Depositi del fondovalle atesino.....	» 159
1.3.1.2.	- Dati del sottosuolo profondo in Val d'Adige	» 160
1.3.1.3.	- Depositi del fondovalle del Torrente Fersina e dell'alta Valsugana	» 163
1.3.1.4.	- Depositi alluvionali	» 166
1.3.1.5.	- Depositi di origine mista (torrentizi e/o da debrisflow).....	» 166
1.3.1.6.	- Detrito di versante e detrito di falda.....	» 168
1.3.1.7.	- Depositi palustri e torbiere	» 169
1.3.1.8.	- Depositi lacustri-palustri.....	» 170
1.3.1.9.	- Depositi colluviali.....	» 171
1.3.1.10.	- Depositi di frana	» 171
1.3.1.11.	- Depositi di origine antropica	» 174
1.3.2.	- Subsintema di Civezzano (PTG₃)	» 175
VI	- ASSETTO STRUTTURALE	» 177
1.	- TETTONICA NEL BASAMENTO METAMORFICO	» 177
2.	- EVOLUZIONE PALEOSTRUTTURALE PERMIANA.....	» 178
3.	- TETTONICA SINSEDIMENTARIA MESOZOICA.....	» 183
3.1.	- TETTONICA DEL TRIASSICO MEDIO.....	» 183
3.2.	- TETTONICA DEL TRIASSICO SUPERIORE - GIURASSICO	» 184
3.3.	- TETTONICA DEL CRETACICO SUPERIORE	» 186
3.4.	- TETTONICA TRA PALEOCENE ED EOCENE	» 188
4.	- EVOLUZIONE COMPRESSIVA NEOGENICA.....	» 190
4.1.	- CRONOLOGIA DEGLI EVENTI TETTONICI.....	» 191
4.2.	- INQUADRAMENTO STRUTTURALE.....	» 192
4.3.	- LINEA TRENTO - CLES.....	» 194

4.4.	- LINEA DEL CALISIO	» 195
4.5.	- AREA AD EST DELLA VAL D'ADIGE - SISTEMA DELLA VALSUGANA.....	» 196
4.6.	- AREA AD OVEST DELLA VAL D'ADIGE - SISTEMA DELLE GIUDICARIE	» 200
VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA ...	» 205
1.	- SISMICITÀ.....	» 208
2.	- FRANE, STABILITÀ DEI VERSANTI, SUBSIDENZA	
3.	- IDROGEOLOGIA.....	» 214
4.	- RISORSE DEL SOTTOSUOLO E SFRUTTAMENTO ANTROPICO	» 219
4.1.	- ACQUE MINERALI	» 220
4.2.	- UTILIZZAZIONE DELLE SOSTANZE MINERALI.....	» 220
4.3.	- ATTIVITÀ MINERARIE.....	» 224
VIII	- ABSTRACT	» 231
	BIBLIOGRAFIA	» 234

PROGETTO
CARGO

I - INTRODUZIONE

Il foglio 060 Trento della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000 appartiene per tutta la sua superficie alla Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.). Il settore nord occidentale è caratterizzato dalle pendici meridionali della Paganella (q. 2105 metri) e dai sottostanti paesaggi della sella di Terlago, un'ampia conca che si collega verso sud con la Valle del Sarca. La valle dell'Adige attraversa in senso meridiano l'intero territorio studiato separando, all'altezza di Trento, il Massiccio del Monte Bondone (Palon a q. 2080,90 metri) dal Monte Marzola (q. 1737, 53 metri).

La città di Trento si colloca al centro del territorio rappresentato nel foglio e occupa una stretta sinclinale compresa tra il Monte Calisio a Nord e la Marzola a sud: ad oriente si apre il solco della Valsugana.

Il settore nord orientale copre la porzione più meridionale della Valle di Cembra, della Valle dei Mocheni e le propaggini più meridionali dell'Altopiano di Pinè.

Il Foglio 060 Trento 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 d'Italia (ISPRA) e la Provincia Autonoma di Trento sotto la direzione di Saverio Cocco ed è il frutto della proficua collaborazione di liberi professionisti e dipendenti pubblici (Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento, Museo Tridentino di Scienze Naturali e Università di Bologna).

Il rilievo geologico e gli studi connessi sono stati effettuati nel periodo 2000-2006 dai rilevatori: Marco Avanzini, Mirko Demozzi, Paolo Ferretti, Mattia Marini, Alessandro Moretti, Marco Lunz, Stefano Passamani, Gianluca Piccin, Gianni

Piffer, Daniele Piubelli, Mirko Santacatterina, Massimo Spanò, Riccardo Tomasoni, Roberto Vallone, Dario Varrone, Fabiana Zandonai, riportati nel quadro d'unione a margine della carta, coordinati da Marco Avanzini (responsabile del substrato sedimentario pre-Quaternario) con la collaborazione dei direttori di rilevamento: Giuseppe Maria Bargossi (substrato vulcanico e metamorfico), Andrea Borsato (coperture quaternarie) e Luigi Selli (esperto per la geologia strutturale).

Il rilevamento è stato effettuato utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Provinciale (CTP) alla scala 1:10.000. La carta degli affioramenti è stata trasferita sulle basi topografiche I.G.M. alla scala 1:25.000 ed informatizzata ad opera del Servizio Geologico PAT (Paolo Trainotti e Giangaspere Fucarino). Giangaspere Fucarino ha curato la parte grafica (carta, profili e schemi a margine). Mariangela Balboni ha coordinato tutto il lavoro finale di revisione e allestimento per la stampa della carta geologica e delle note illustrative.

I sondaggi geognostici sono stati realizzati a cura del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento (dirigente Saverio Cocco).

I rilevamenti condotti nell'area, nell'ambito del Progetto CARG, hanno ridefinito in dettaglio la stratigrafia delle successioni permo-mesozoiche seguendo moderni criteri di analisi di facies e proponendo l'istituzione di alcune formazioni (in special modo per il substrato vulcanico paleozoico) e "unità stratigrafiche a limiti inconformi" (UBSU) (coperture quaternarie), che permettono una migliore ricostruzione paleogeografica dei sistemi deposizionali. Qui di seguito sono riassunti alcuni problemi generali relativi alla classificazione stratigrafica adottata per i rilievi geologici.

Vulcaniti permiane - Rispetto al precedente Foglio Trento 1:100.000, nel rilevamento delle unità vulcaniche si è adottato, come per il limitrofo Foglio Mezzolombardo e il più settentrionale Foglio Appiano (AVANZINI *et alii*, 2007), un approccio vulcanologico-litostratigrafico, fondato sull'individuazione 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 Mezzolombardo ma in buona parte di nuova istituzione.

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 alla scala 1:100.000, Foglio Trento, BARTOLOMEI *et alii*, 1969) 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 Trento ricalca quella istituita nell'area delle

Dolomiti Occidentali e delle Prealpi Venete e ampiamente utilizzata nei Fogli già editati per il territorio trentino (Appiano, Asiago, Riva del Garda, Tione, Malè). Tuttavia alcune unità mostrano carattere peculiare e pertanto viene qui proposta anche una nomenclatura che ricalca quella segnalata in studi di dettaglio precedenti (es. *Zwischenbildungen* - calcari scuri di Margón, marne della Val di Centa, calcare della Val Vela).

Tettonica - Per quanto riguarda la tettonica si sono seguite le recenti e moderne interpretazioni (CASTELLARIN *et alii*, 1992; SELLI, 1998; CASTELLARIN *et alii*, 2005) nei Fogli Tione e Riva (CASTELLARIN *et alii*, 2006), che vedono il nodo di Trento come l'intersezione fra tre sistemi strutturali: Valsuganese, Giudicariense e Scledense. Particolare attenzione è stata posta anche nella ricostruzione del reticolo di faglie legate al *rifting* permo-mesozoico, che è stato possibile ricostruire con maggior dettaglio in seguito ai nuovi rilievi effettuati per la realizzazione del Foglio.

Quaternario - Per il Quaternario si sono seguiti anche in questo foglio i criteri raccomandati in AA.VV. (1992) e i risultati del coordinamento realizzato dal "Sottocomitato Alpi del Comitato Geologico (Alpi centrali, orientali e occidentali)" nel 2002-2003. In particolare, a parte singoli casi in cui si adotta il criterio litostratigrafico, il criterio di base sta nella scelta delle "unità stratigrafiche a limiti inconformi" (UBSU), adattandolo alle situazioni osservate nelle aree montagnose interne delle Alpi. Si distinguono supersintemi, sintemi e subsintemi, questi ultimi per le unità definite localmente in base a dati oggettivi.

PROGETTO
CARGO

II - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La varietà del paesaggio che passa da culminazioni montuose elevate (Paganella) ad ampie valli con caratteri di altopiano (Terlago) e poi al solco atesino, è in gran parte il riflesso dell'alternarsi di processi di erosione e di sedimentazione in parte precedenti e/o concomitanti le ultime espansioni glaciali.

Una parte del modellamento del territorio è riflessa nel paesaggio a forme morbide che probabilmente si presentava alla fine della glaciazione (conca di Terlago, laghi di Levico e Caldonazzo, Monte Bondone); oggi, in gran parte, i centri abitati e gli spazi per le colture si dispongono sui pendii posti ad altezze diverse. Sovente questi sono delimitati da scarpate d'erosione che si possono attribuire ai tipici fenomeni di incisione fluviale avviati già nel "Tardiglaciale", poi continuati e sviluppati nell'Olocene.

La rete idrografica si presenta secondo aspetti vari, condizionati dalla litologia e dall'assetto strutturale con valli strette e profonde, valli asimmetriche, gole, valli ampie e a fondo pianeggiante.

Il Fiume Adige rappresenta il corso d'acqua principale ed attraversa il Foglio da nord a sud raccogliendo, all'altezza di Mezzolombardo, il contributo del fiume Noce, quello del Fiume Avisio all'altezza di Lavis e quello del Fersina in corrispondenza della città di Trento.

Dai laghi di Levico e Caldonazzo nasce il torrente Brenta che drena il comparto più sudorientale del territorio rappresentato.

Nel Foglio 060 "Trento" affiorano terreni appartenenti esclusivamente alle Alpi Meridionali che comprendono rocce metamorfiche del basamento cristallino paleozoico, rocce magmatiche appartenenti al gruppo vulcanico atesino del Per-

miano inferiore e rocce della successione sedimentaria permo-triassica.

Le rocce del basamento sono rappresentate da filladi sericitico-cloritiche e da metavulcaniti-metavulcanoclastiti acide sopra le quali, localmente, si appoggia il Conglomerato Basale. Il basamento cristallino è attraversato da una serie di corpi, filoni e subvulcaniti a varia composizione.

Le rocce vulcaniche sono rappresentate da una sequenza di espandimenti lavici e ignimbrici 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 chimismo variabile dalla composizione andesitica a quella riolitica localizzati in una profonda depressione limitata da importanti discontinuità crostali (Linea della Valsugana, Linea delle Giudicarie e della Pusteria); la potenza raggiunta è di 2000 m circa nel settore centrale (Bolzano).

Le coperture sedimentarie presenti nel Foglio comprendono formazioni che vanno dal Permiano superiore all'Oligocene inferiore. Esse mostrano variazioni di spessore e di facies che attestano l'attività, a più riprese, di una importante tettonica sinsedimentaria.

Il Quaternario è rappresentato per la massima parte da depositi pleistocenici lasciati dal ghiacciaio dell'Adige, da depositi tardiglaciali legati alle fasi di ritiro (depositi fluvio-glaciali, depositi di contatto glaciale) e da successivi depositi di versante e alluvionali pleistocenici ed olocenici.

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 la messa in posto 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 invertita durante la fase compressiva neogenica.

III - STUDI PRECEDENTI

(a cura di M. Avanzini, G.M. Bargossi)

L'assetto geologico dei dintorni di Trento e dell'Alta Valsugana è stato studiato in dettaglio a partire dalla seconda metà del 1800.

La cartografia geologica più antica dell'area risale ai tempi in cui nel Trentino (parte della Contea del Tirolo dal 1816 al 1918) operava il Servizio Geologico austro-ungarico (Fig. 1) che tra il 1881 ed il 1911 coordinò la realizzazione della *Geologische Spezialkarte der Österreichische-Ungarischen Monarchie* alla scala 1:75.000, pubblicata nel 1903 (*Blatt Trento e Blatt Rovereto und Riva*, VACEK, 1903b).

La stampa di tali prodotti e delle Note Illustrative relative (VACEK & HAMMER, 1911) rappresenta la fase finale di una serie di ricerche che affinano nel corso degli anni la suddivisione stratigrafica dell'area.

Nel primo lavoro che Vacek dedica ai dintorni di Trento (VACEK, 1895) e all'Alta Valsugana (VACEK, 1896) le unità più antiche vengono comprese nel gruppo del "*Kristallinisches Grundgebirge*" (Basamento cristallino) e suddivise, senza essere descritte in modo particolarmente dettagliato, in Filladi Quarzifere e Gneiss sericitici. Al di sopra della discontinuità rappresentata dal "Verrucano Conglomerat" si appoggiano i *Quarzporphyr* (Porfidi quarziferi) a cui seguono le "*Grödener Sandstein*".

Nella cartografia immediatamente successiva (la prima edizione del Foglio geologico Trento della Carta geologica delle Tre Venezie; TRENER, 1929), vengono riconosciuti all'interno del Basamento metamorfico peculiarità locali (Filladi Carboniose di Roveda) intercalazioni quarzitiche e corpi filoniani associati al corpo intrusivo di Cima d'Asta che ne aumentano il dettaglio.

Le prime conoscenze sufficientemente chiare ed organiche sulle vulcaniti ate-

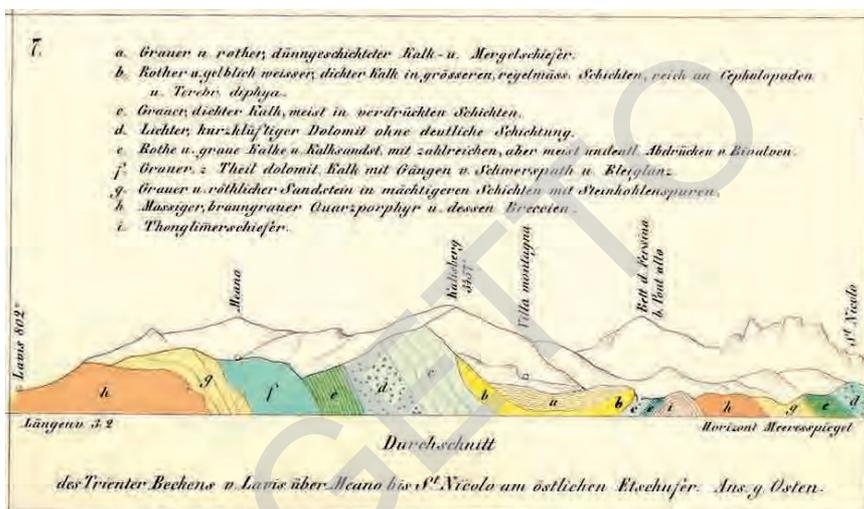


Fig. 1 - Geognostische Karte del 1849. Sezione schematica condotta in senso Nord - Sud lungo la Valle dell'Adige nella quale sono già evidenziate le unità stratigrafiche caratteristiche di questo settore delle Alpi Meridionali e il particolare assetto della conca di Trento (Villa montagna).

sine del Trentino risalgono a TRENTER (1904; 1933) il quale suddivide il sistema vulcanico atesino in tre elementi: porfido di Calamento, porfido Violetto, porfido di Lagorai. Il primo presenta una notevole complessità ed eterogeneità; costituisce potenti coperture effusive ed è caratterizzato dal basso contenuto in quarzo e dalla presenza di grandi quantità di inclusi. E' associato a marne, arenarie, conglomerati, tufi di vario genere; è attraversato da dicchi e filoni di porfirite e da "dicchi di porfidi felsitici basici". Il porfido Violetto si estende in coperture più limitate al di sopra del porfido di Calamento ed è costituito da "porfido basico" con pasta felsitica e feldspato rosso. Il porfido di Lagorai, sovrastante i due precedenti, costituisce l'elemento più esteso e potente dei termini; si presenta come "un'immensa colata di porfido acido", con spessore di parecchie centinaia di metri.

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 felsitici 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 Valfioriana, porfido di Monte Zaccon.

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 successione 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 successione 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*". MITTEMPERGER (1958) studia la serie settentrionale del complesso effusivo atesino, e ridefinisce la serie 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 (1959) si associano all'ipotesi di Mittemperger. 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 Trento della Carta Geologica d'Italia (BARTOLOMEI *et alii*, 1969), riprendendo i lavori di TRENER (1929, 1933) e D'AMICO (1964, 1967), la serie metamorfica viene distinta in due gruppi suddivisi in formazioni. Il Gruppo inferiore comprende la formazione dei parascisti albitici (o paragneiss albitici) (Sa) metarenacei, con potenti o sottili intercalazioni di porfiroidi di composizione alcali-riolitica (p). Minori litotipi sono filladi quarzifere e sericitiche, scisti e quarziti carboniose e fels albitici (Sc). La formazione dei parascisti albitici è in gran parte sottostante, ma in parte si intercala e si sovrappone alla formazione dei porfiroidi (p). Il Gruppo superiore è costituito dalla formazione filladica (f), con minori intercalazioni di parascisti albitici, di fels quarzo-albitici e di scisti verdi. Vengono riconosciute anche facies metamorfiche di contatto entro le metamorfiti incassanti il plutone di Roncegno (grado medio-alto) e le apofisi del Rio Rigolor (basso grado).

Nelle stesse note illustrative si assiste ad un deciso passo in avanti nella precisazione delle unità vulcaniche permiane che vengono raggruppate nel gruppo delle "Vulcaniti atesine". Basandosi sui lavori precedenti (ANDREATTA, 1962; D'AMICO & GHEZZO, 1963 e D'AMICO, 1979) la successione viene distinta in un gruppo inferiore ed uno superiore, entrambi articolati in una serie di unità: Gruppo inferiore (Lave andesitiche inferiori, Ignimbriti riodacitiche inferiori, Lave dacitiche ("porfidi di Calamento" TRENER p.p.); Gruppo superiore (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 riodiacitiche e riolitiche (“porfidi violetti” TRENER p.p.), Ignimbriti riolitiche (“porfidi di Lagorai” TRENER p.p.).

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*.

Si evidenzia già la peculiare stratigrafia dei dintorni di Trento dal momento che il VACEK riconosce, nel *Muschelkalk*, al di sopra della *Zellendolomit* (Dolomia del Serla inferiore) un primo livello conglomeratico “*basalen Konglomeraten*” e di arenarie rossastre (Conglomerato di Voltago) che passa verso l’alto a marne scure con resti vegetali (Formazione di Giovo). Questo quadro generale mostra, secondo VACEK, variazioni locali che portano talvolta alla parziale o completa elisione di alcune delle unità della serie “normale” o alla comparsa di unità limitate a comparti geografici ben definiti.

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 *Graue kalke* e l’*Oolith von Capo san Vigilio*, l’Ammonitico rosso, la Maiolica, il Biancone, la scaglia dell’*Unter Kreide* e l’*Eozan* 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 Triassico germanico tradizionale ma, soprattutto, attribuisce in modo molto più preciso le formazioni del Triassico 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*”.

I calcari marnosi e le marne affioranti lungo la Val Gola e la Valsorda vengono definiti definitivamente “*Zwischenbildungen*” e in essi riconosce alla base “*Banderkalke*” (calcari Scuri di Margon) che passano a marne e calcari marnosi “*Kalkmergel*” con intercalazioni tufacee (marne della Val Centa). Su queste marne si appoggiano “*Kieselknollekalke*” che suggerisce possano corrispondere ai “*Buchensteiner Schichten*” e al di sopra descrive in continuità una sequenza di

“*dunkelgrauen mergel*” che suggerisce poter essere analoghe ai sedimenti cassiaini (Carnico) delle Dolomiti.

La coeva fine biostratigrafia di ARTHABER (1916) porta al riconoscimento, nella zona di Trento di vari piani dell’Anisico e all’istituzione di specie tutt’oggi significative per la biostratigrafia del Triassico medio (es. *Ceratites friccensis* e *C. golanus*). Nel lavoro di ARTHABER (1916) vengono di fatto ricollocate dal punto di vista cronostatografico le “*Zwischenbildungen*” che Vacek attribuiva agli strati a *Nodosus* del Ladinico nel Vicentino, ma che Arthaber colloca ora nella “zona a *trinodosus*” di età Anisica superiore.

Questo porta automaticamente a datare all’Anisico anche le piattaforme sottostanti alle *Zwischenbildungen* che quindi non potevano essere la “*Schlerndolomit*” ma un qualcosa di più antico.

Si nota quindi che già all’inizio del 1900 la stratigrafia triassica di questo comparto era ben chiara con relazioni strette tra le successioni qui affioranti e gli altri settori del Sudalpino confermate anche dagli studi sui numerosi ammonoidi che vi erano stati rinvenuti (ARTHABER, 1916).

Nella prima edizione del Foglio geologico Trento della Carta geologica delle Tre Venezie (DAL PIAZ *et alii*, 1930), al di sopra di un livello di conglomerati e tufi porfirici “a rari ciottoletti di filladi” localizzato a est di Trento (Gocciadoro) viene descritta la successione sedimentaria nella quale non vengono introdotte sostanziali novità almeno per quanto riguarda le unità fino al Triassico medio. Per queste ultime FABIANI (1925) segue le indicazioni di ARTHABER (1916) relativamente alle marne a *Ceratites subnodosus* che affiorano nel limitrofo foglio Schio (Val di Centa) considerandole di età anisica e ne cerca confronto con analoghe unità affioranti in destra Adige. Si occupa così della Val delle Gole (FABIANI, 1928) dove riconosce, alla base, calcari con crinoidi (Formazione a *Gracilis*) seguiti da conglomerati, arenarie, calcari di piattaforma e calcari nodulosi selciferi accompagnati da marne, tufi ed arenarie.

La peculiarità della Valle delle Gole viene ripresa da TRENER (1933) nelle sue note illustrative del Foglio Trento. Anche lui ammette che la successione anisica incomincia con depositi clastici che definisce brecce di Val Gola che passano ad arenarie e marne variegate rossastre ricche di frustoli di piante (gli strati a *Gracilis* sottostanti sono solo accennati).

E’ interessante notare che anche TRENER, così come gli autori che lo avevano preceduto, non usa il termine “Conglomerato di Richtofen” pur entrato in letteratura già nel 1908 per indicare questi depositi clastici, riconoscendone implicitamente una peculiare e diversa posizione stratigrafica. La successione passa, nella sua descrizione, a quella che definisce “Dolomia della Mendola” che a suo avviso può corrispondere ai “Calcari a Brachiopodi” delle Giudicarie: riconosce quindi una età ancora anisica per la piattaforma sovrapposta al Conglomerato di Voltago (membro superiore della formazione di Giovo o dolomia della Valsugana). Am-

mette poi che, a differenza di quanto avviene lungo tutta l'asta dell'Adige dove il Ladinico è in facies dolomitica (*Schlern*) qui, si sviluppa una litofacies marnosa "tipica delle Valli Ladine" articolata in almeno tre unità. Una corrisponde certamente al Buchenstein, le altre alle "Marne a Daonella" e la terza alla Formazione di Wengen. Per quanto riguarda il Carnico, descrive la sezione della Val Vela attribuendola al "Raibliano".

Come si vede anche per il TRENER la successione è chiara e logici appaiono i confronti con il comparto dolomitico.

Alla fine degli anni '50 POZZI & VILLA (1959) e PANIZZA (1963) tentano di precisare la stratigrafia permo-triassica del Monte Marzola e delle aree circostanti descrivendo la complessa articolazione interna della Formazione di Werfen senza tuttavia proporre una nomenclatura di rango inferiore. In una descrizione della geologia del settore Marzola-Vigolana VENZO G.A. (1961) riconosce per la prima volta, pur non attribuendogli un nome, al tetto della Formazione di Werfen (tradizionalmente divisa in due unità: Strati di Campil e Strati di Siusi) un orizzonte di dolomie evaporitiche e dolomie a cellette (cfr. Dolomie del Serla inf.). Le successioni superiori ricalcano di fatto la suddivisione già presente nel Foglio Schio (1925) con una serie di dolomie stratificate che coprono l'Anisico, un corpo di dolomie massicce per il Ladinico e Carnico al quale seguono la Dolomia Principale e il Gruppo dei Calcari Grigi.

Nel Foglio Trento della Carta Geologica d'Italia (BAROLOMEI *et alii*, 1969) la successione del Triassico medio viene ridescritta e inquadrata nella nuova nomenclatura geologica sviluppata da LEONARDI (1967). Secondo gli Autori la successione del Triassico medio si appoggia sulla Formazione di Werfen (per la prima volta distinta in membri) ed inizia con banchi conglomeratici attribuiti al Conglomerato di Richthofen seguiti da arenarie calcaree e marne arenacee. Segue una successione calcarenitica con marne e resti vegetali. Da questa descrizione si riconosce ancora una volta la parte bassa della successione anisica con il Conglomerato di Voltago (qui definito Conglomerato di Richthofen) e la sovrastante Formazione di Giovo. Gli autori descrivono inoltre, come in successione, una litofacies rappresentata da calcari marnosi, talora gessosi, alternata ad argilliti fogliettate e marne scure a *Dadocrinus gracilis* (Formazione a Gracilis). Sebbene nelle note illustrative la si collochi al di sopra del "Conglomerato di Richthofen" è verosimile che si parli degli affioramenti più bassi dell'incisione del Rio Gola accorpati agli altri in carta geologica. Viene quindi descritta una successione di calcari marnosi più o meno dolomitici che sostituiscono la Dolomia del Serla (formazione di Giovo). Al di sopra, la descrizione si fa più confusa, ma ricordiamo che essa era basata quasi esclusivamente sulla successione della Val Gola dove i vecchi affioramenti di VACEK erano a quel tempo oramai coperti e l'attuale strada di accesso alle briglie alte non tracciata. Viene descritta una prima successione bacinale attribuita al Buchenstein - Livinallongo (probabilmente un

lembo di Margon non in posto) cui seguono poche decine di metri di dolomie di piattaforma e poi una successione bacinale potente più di 200 metri eteropica alla Dolomia di Val d'Adige che viene suggerita affine alla Formazione di Wengen. La successione è chiusa dai sedimenti "raibliani" cui vengono scorrettamente attribuiti anche i carbonati di piattaforma che affiorano tra Margon e Ravina (membro superiore della formazione di Giovo o dolomia della Valsugana).

Le pessime condizioni di affioramento e l'oggettiva difficoltà di risoluzione dei singoli livelli stratigrafici portò nel corso del tempo ad ingenerare una complessa serie di erronee attribuzioni od accorpamenti tanto che nei fogli Trento e Schio della Carta geologica d'Italia le unità del Triassico medio precedentemente distinte come *Zwischenbildungen* vennero per buona parte trasformate nel "Carnico, raibliano o carniano carbonatico-bituminoso (LARGAIOLLI, 1969). In sostanza quindi, rispetto alla precedente cartografia, non si assiste ad alcuna precisazione, quanto ad una perdita di chiarezza della successione, con l'uso di una nomenclatura moderna ma fuorviante e descrizioni poco attente all'assetto stratigrafico.

È anche vero che la carta del 1969 rappresenta invece un deciso passo in avanti rispetto ai lavori precedenti per quanto concerne gli aspetti strutturali. Per quanto concerne la tettonica infatti, fino all'edizione del Foglio Trento (1969), l'assetto strutturale dell'area prevedeva solo la presenza di una importante dislocazione grosso modo N-S nel settore più occidentale, ma nella nuova edizione sono chiaramente evidenziate numerose strutture a direzione giudicariense (pieghe e faglie a carattere transpressivo) e valsuganesi che trovano continuità anche al di fuori dell'area in esame.

Negli anni '80 proseguono gli studi petrografici sulle unità vulcaniche permiane dei dintorni di Trento (D'AMICO, 1979, 1986; CALANCHI, 1981; BARGOSSI *et alii*, 1981, 1983; BARGOSSI, 1982; BARGOSSI & CALANCHI, 1984; DI BATTISTINI *et alii* 1989) e ne definiscono il carattere seriale subalcalino e l'affinità magmatica calcalalina. GHETTI & NERI (1983) analizzano per la prima volta in chiave moderna la Formazione di Werfen della Valsugana cercando di correlare le successioni "Werfeniane" di questo settore a quelle che si stavano via via documentando nelle Dolomiti centro-orientali. Nel loro lavoro mettono in evidenza che l'Orizzonte di Tesero similmente a quanto avviene in altre aree della media Valle dell'Adige include nella sua parte superiore, il Membro di Mazzin ma soprattutto identificano la sostituzione del Membro di Val Badia e di parte del Membro di Cencenighe da parte di una monotona successione di siltiti e arenarie rossastre che formalizzano con il termine di Siltiti di Terra Rossa.

Nello stesso periodo, DE ZANCHE & MIETTO (1983, 1986, 1989) studiano l'assetto stratigrafico delle successioni mediotriassiche dei dintorni di Trento e suddividono le *Zwischenbildungen* in una serie complessa di unità, affinando, in chiave moderna, i lavori pionieristici di VACEK e ARTHABER. Dal punto di vista paleostrutturale, il lavoro del 1986 mette già in evidenza, attraverso la correlazione delle

diverse successioni stratigrafiche, la presenza nei dintorni di Trento di una serie articolata di bacini mediotriassici che si appoggiano ad alti strutturali carbonatici. L'utilizzo in questo lavoro di una nomenclatura locale è legato alla peculiarità delle successioni descritte e alla impossibilità per quel tempo di correlare con certezza le varie unità a livello regionale, cosa che si è tentato di fare in questa sede. Nello stesso lavoro viene confermata l'esistenza di un importante alto strutturale carbonatico di età anisica (dolomia della Valsugana) in corrispondenza del settore centrale della Vigolana-Marzola che si correla con successioni di affinità bacinale (calcari scuri di Margon, marne della Val di Centa, calcari di Val Gola) e di piattaforma (dolomia del Sindech) ai margini occidentale (Val d'Adige) e orientale (Val Centa) ricoperte in modo disconforme dal Gruppo di Raibl di età carnica (DE ZANCHE & MIETTO, 1988).

Immediatamente successivi sono un lavoro sulla successione stratigrafica anisica (CUCATO *et alii*, 1987) e un lavoro di rilevamento geologico di CUCATO (1988) che descrive con grande dettaglio la geologia dei massicci della Vigolana e della Marzola soffermandosi in particolar modo sulle successioni del Triassico medio e superiore delle quali vengono descritte ed analizzate in grande dettaglio alcune sezioni stratigrafiche. Nel suo lavoro, solo in parte pubblicato (CUCATO *et alii*, 1987), viene applicata con un elevato grado di precisione la suddivisione stratigrafica proposta da DE ZANCHE & MIETTO (1986) e si mette in evidenza la complessità paleostrutturale dei massicci.

Per quanto riguarda le unità del Giurassico inferiore (Gruppo dei Calcari 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 kalkorizont mit *Gervillia buchi*" (calcare Oolitico di Loppio e Formazione di Monte Zugna). L'unità basale di transizione tra Dolomia Principale e Calcari Grigi è definita "Grenzdolomit".

TRENER (1933) accorpa nel Foglio Trento della carta Geologica delle Tre Venezie le unità nel "Giurese inferiore (Lias) - Serie dei Calcari Grigi" e l'Oolite di San Vigilio è compresa nelle unità del "Giurese medio e superiore" da DAL PIAZ (1923) sulla base dei rilievi di FABIANI (1912 e 1919-23).

Nel Foglio Trento del 1969, permane la stessa rappresentazione con l'introduzione del nome formazionale "Calcari 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 cavatori. La parte bassa del Rosso Ammonitico è il "Verdello" che passa ai livelli selciferi del "zirosol" e sfuma nella parte biancastra del "Titonico".

Per il Cretaceo, 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 Biancone 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 nel quale prendono in esame, tra le altre, le successioni stratigrafiche di Sardagna (FUGANTI e MOSNA, 1963), Ponte Alto (FUGANTI e MOSNA, 1963; BOSELLINI *et alii*, 1978) e Cornetto (BOSELLINI *et alii* 1978). Negli stessi lavori viene messa in evidenza la presenza di livelli anossici di età Albiano - Cenomaniano delineando una paleogeografia cretacea dominata da alti e bassi strutturali ad orientazione giudicariense.

Per quanto riguarda il Terziario, i lavori di SCHUBERT (1900) e GUEMBEL (1896) avevano chiarito la presenza di depositi sedimentari attribuibili all'intervallo Eocene - Oligocene variamente distribuiti sul versante nordorientale del Monte Bondone. Gli stessi terreni vengono rappresentati nella carta del 1903 senza però specificare in dettaglio i rapporti tra le varie unità. Un deciso progresso negli studi di queste unità si deve a FABIANI (1915; 1922; 1930). L'autore riconosce in una prima fase (FABIANI, 1922) la presenza di calcareniti dell'Eocene medio (calcare di Malcesine) cui seguono calcari di piattaforma del Priaboniano (calcare di Nago) che meglio descrive nei lavori successivi (1930). Nella carta del 1969 viene distinto l'Eocene medio inferiore con litofacies correlabili, per ammissione degli autori, al calcare di Chiusole ma anche calcari di piattaforma ad esso sovrapposti ed un Eocene superiore in facies marnosa. Quest'ultimo in realtà sembra riferirsi alla argille di Ponte Arche affiorante nei pressi di Sardagna con una età che arriva all'Oligocene inferiore.

VENZO *et alii* (1986) descrivono la successione eocenica affiorante presso la ex cava dei Solteri alla periferia nord di Trento. La cava, conosciuta da parecchi decenni per il suo contenuto fossilifero (pesci e vegetali) mostra una successione di calcari marnosi selciferi attribuita all'Eocene inferiore e inquadrabile nella formazione di Chiusole. Più recenti sono i lavori di LUCIANI (1989) sulla "Catena Paleogenica M. Baldo - M. Bondone". In essi viene evidenziata la marcata differenziazione nelle litofacies eoceniche e la loro relazione con una struttura sollevata allungata in senso nord - sud, bordata dalla Valle dell'Adige e dalla Valle del Sarca che avrebbe fortemente condizionato lo sviluppo di più generazioni di piattaforme carbonatiche. La suddivisione delle unità eoceniche qui proposta viene di fatto confermata ed applicata nel presente lavoro.

Dopo la suddivisione in Basalti olivinici, Tufi e ialoclastiti dei prodotti vulcanici eocenici operata nel Foglio Trento del 1969 (BARTOLOMEI *et alii*, 1969), il ciclo vulcanico dell'Eocene viene analizzato nel settore trentino da PICCOLI *et alii* (1971). Vengono così riconosciute e descritte le brecce eruttive del Monte Calisio, Oltrecastello, Solteri, Ponte Alto, Vezzano, Sopramonte caratterizzandole come legate per la maggior parte ad attività esplosiva in ambiente subacqueo, ma soprattutto datandole tutte all'intervallo Paleocene superiore - Eocene inferiore.

Nello stesso lavoro si comprende anche che la parte alta della Scaglia Rossa dei dintorni di Trento, su cui poggiano localmente, in modo diretto le vulcaniti basaltiche, ha età Eocene inferiore (i.e. *Flysch* di Val d'Agola).

Per quanto riguarda la tettonica, un inquadramento strutturale del territorio di Trento è proposto nel lavoro sulla geologia dei dintorni di Trento di TREVISAN (1941) (Fig. 2). In questo studio si ipotizza per la prima volta la connessione tra le strutture presenti in destra e sinistra Adige inserendole in un quadro interpretativo coerente.

GATTO & SEMENZA, 1969 nelle Note Illustrative del Foglio Trento alla scala 1:100.000 realizzano una sintesi pregevole distinguendo i tre sistemi principali deformativi: Valsugana, Giudicarie e Schio-Vicenza.

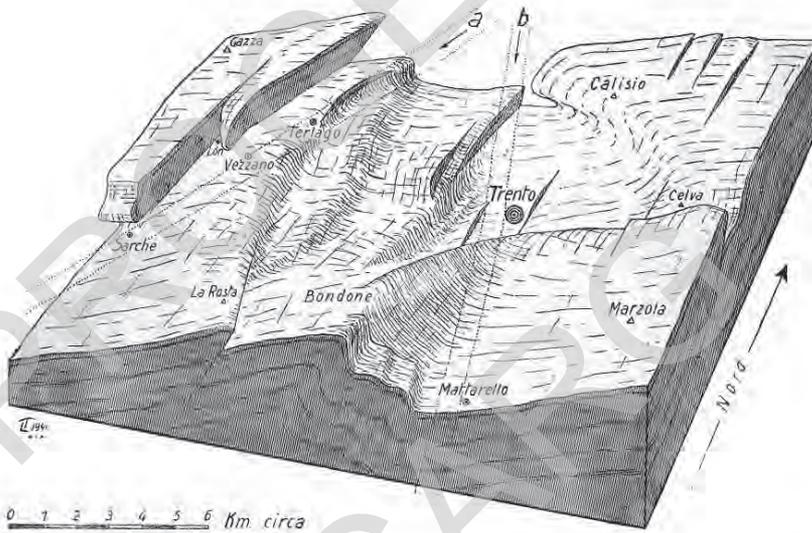


Fig. 2 - Block diagramma che sintetizza i tratti fondamentali della struttura di Trento con indicate le direzioni a e b di profili geologici (TREVISAN, 1941).

I rapporti tra tettonica paleozoica, mesozoica e cenozoica vengono evidenziati da SEMENZA (1974) e da CASTELLARIN & FERRARI (1972) pur senza soffermarsi nello specifico del settore in esame. Anche OGNIBEN (1986) fa una sintesi dell'assetto strutturale del Trentino accennando alla zona di Trento. Più dettagliata risulta la descrizione di BARGOSSÌ *et alii* (1983b) e SELLI *et alii* (1996) che individuano nel settore posto immediatamente ad est di Trento, il limite meridionale di espansione delle vulcaniti permiane controllato da tettonica sinsedimentaria. Significativi aggiornamenti dell'assetto strutturale derivano da revisioni alla scala

1:200.000 con CASTELLARIN *ed.* (1982) e con lo STRUCTURAL MODEL OF ITALY (1990-1992) a livello dell' intero Sudalpino.

CANTELLI (1986), MULAS (1989), VITALE (1991) e SANTORUM (1991) analizzano la struttura di Trento nell'ambito di alcune tesi di laurea nelle quali si evidenziano peculiarità che anticipano il quadro emerso nel corso dei rilievi CARG.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARGO

IV - STRATIGRAFIA

(a cura di M. Avanzini, G.M. Bargossi, A. Moretti, G. Piccin, R. Tomasoni)

1. - BASAMENTO METAMORFICO: UNITÀ DELLA VALSUGANA

Il basamento metamorfico delle Alpi Meridionali affiora nel settore sud-orientale nel Foglio Trento: sulla sinistra idrografica della Val Fersina, nella dorsale che separa i laghi di Levico e Caldonazzo e ad ovest di quest'ultimo tra Calceranica, Vigolo Vattaro e Susà. Il basamento affiora anche in Val Fersina e lungo il Rio Silla nei dintorni dell'abitato di Nogarè.

Comprende un'unica unità metamorfica di età Varisica e di basso grado (parte bassa della facies degli Scisti Verdi - zona a biotite) costituita da varie litologie in cui predominano metavulcaniti e metavulcanoclastiti acide e filladi. nettamente subordinati e intercalati all'interno delle filladi sono presenti scisti quarzoso-sericitici, scisti verdi, filladi e scisti carboniosi, e rari micascisti. Gli scisti quarzoso-sericitici bruni caratterizzano soprattutto il passaggio tra metavulcaniti e filladi e costituiscono quindi un livello litologico di particolare importanza.

In conformità con le scelte effettuate nei Fogli limitrofi (ad esempio nel Foglio Merano), ai vari nuclei metamorfici presenti nel settore orientale delle Alpi Meridionali, e quindi anche a quello della Valsugana, viene attribuito l'appellativo di Unità. Tenendo conto della vicinanza tra i vari nuclei metamorfici e della sostanziale uniformità di grado metamorfico (basso grado), si ritiene che non sussistano criteri oggettivi per distinguerli come singole falde (o Unità tettono-metamorfiche).

Nonostante siano divise dalla Linea del Calisio, si è deciso di cartografare

come un'unica formazione le filladi della zona di Calceranica e Madrano e quelle affioranti nel settore compreso tra la Val Fersina e la cresta della Panarotta. Questa decisione dipende dal fatto che tali filladi presentano caratteri litologici (colore, aspetto, associazione mineralogica), strutturali e grado metamorfico del tutto simili, rendendo impossibile una distinzione oggettiva e documentata. E' presumibile che al di sotto delle filladi di Calceranica siano presenti livelli di metavulcaniti e metavulcanoclastiti acide ("Porfiroidi" *Auct.*) come avviene nella zona della Panarotta-Semper Spitz; questa supposizione sarebbe giustificata dal fatto che durante le fasi deformative alpine la Linea del Calisio, passante per il Lago di Caldonazzo, sollevò il settore posto ad est rispetto a quello posto ad ovest.

Le successioni del basamento, dato il loro basso o bassissimo grado di riorganizzazione metamorfica, sono state studiate come unità litostratigrafiche da alcuni autori soprattutto in altre aree delle Alpi Meridionali, come la zona di Agordo e del Comelico (POLI & ZANFERRARI, 1991a,b): le diverse formazioni sono state distinte sulla base dei caratteri petrografici osservabili sul terreno e al microscopio e sulla base delle differenti e significative mineralizzazioni polimetalliche. Tali unità sarebbero caratterizzate, secondo questi autori, da "orizzonti guida" utili per le correlazioni come ad esempio i "Porfiroidi ordoviciani" o la "Formazione della Val Digon".

Anche SASSI & ZIRPOLI (1989) e SASSI & SPIESS (1993) hanno tentato correlazioni del basamento a livello del sudalpino delle Alpi orientali, dividendolo in tre complessi: due complessi pelitico-psammitici (inferiore e superiore) inframezzati da un complesso vulcano-sedimentario contenente i "porfiroidi".

All'interno della successione cartografata nell'area compresa tra la Val Fersina e Levico si rinvennero evidenti similitudini con quanto già descritto dai suddetti autori nelle zone di Agordo, Bressanone e Comelico.

Queste similitudini sono rappresentate proprio dalle metavulcaniti e metavulcanoclastiti acide ("Porfiroidi" *Auct.*) e dalla possibile comparazione tra la successione affiorante nell'area tra Panarotta e la Val Fersina e la "Formazione della Val Digon". Questa unità, riconosciuta sia nel basamento di Agordo e soprattutto in quello del Comelico è costituita da filladi, filladi grafitiche con più o meno abbondanti intercalazioni di scisti quarzoso-sericitici, quarziti talora ankeritiche, scisti verdi e metavulcaniti che via via diventano predominanti. Tale formazione viene posizionata dagli autori sopracitati sotto i "porfiroidi", mentre nel Foglio Trento, sulla sinistra della Val Fersina, sarebbe situata topograficamente al di sopra degli stessi (mancano però livelli di quarziti vere e proprie). Tuttavia la presenza di una intensa deformazione duttile, definita da pieghe isoclinali riscontrabile dalla scala dell'affioramento a quella microscopica, a sua volta ripiegate, indica che con molta probabilità queste strutture sono presenti anche a scala mesoscopica ed alterano quindi i rapporti originari fra le unità. Per questo motivo non sono possibili, a nostro avviso, correlazioni di carattere prettamente stratigrafico tra le sopracitate

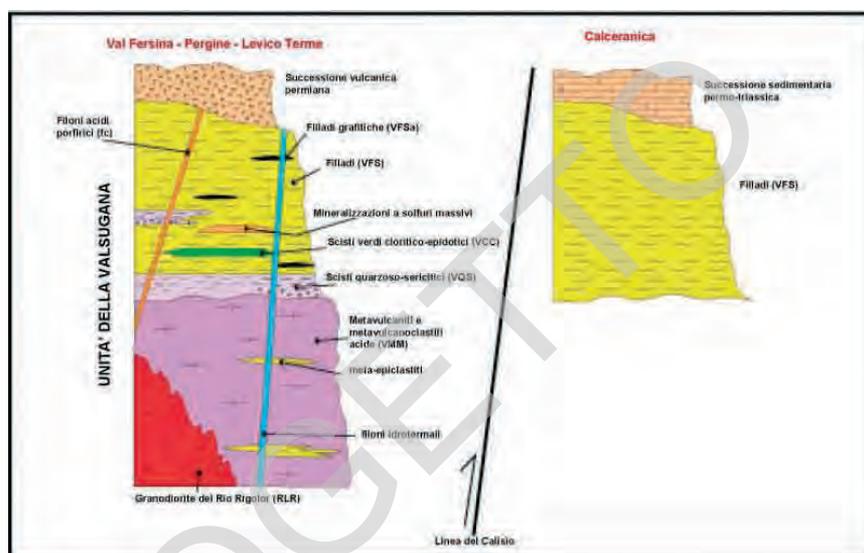


Fig. 3 - Schema dei rapporti stratigrafici delle Unità del Basamento metamorfico.

unità, vista anche la notevole distanza che le separa.

Datazioni recenti effettuate da MELI (2004) nell'ambito dell'area del Foglio Trento distinguono due stadi metamorfici all'interno dell'evento varisco: uno intorno a 350 Ma (età Rb/Sr su roccia totale in metavulcanite) e un secondo intorno a 330 Ma (metodo Ar/Ar su muscovite in metavulcanite), queste datazioni non fanno che ribadire i risultati già ottenuti da CAVAZZINI *et alii* (1991) e HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT (1987) in altre aree del basamento metamorfico delle Alpi Meridionali. Per lo studio dal punto di vista petrologico e microstrutturale va inoltre citato il lavoro di RING & RICHTER (1994).

Il basamento metamorfico è infine intruso e tagliato da corpi subvulcanici e filoni di presumibile età permiana (Fig. 3).

1.1 - FILLADI E FILLADI QUARZIFERE (VFS)

Si tratta di filladi più o meno quarzose da argentee a plumbee talora con sfumature verdastre, a quarzo, sericite/muscovite, clorite, plagioclasio \pm biotite e ilmenite. Il colore varia a seconda dei minerali presenti: argenteo se prevale la muscovite, verdastro per la presenza di clorite, tendente al grigio scuro/nero se compaiono abbondanti quantità di grafite e/o ilmenite. La grana è di solito submillimetrica e la roccia presenta una marcata fissilità parallelamente ai piani di

scistosità. Il plagioclasio (albitico-oligoclasico) forma spesso piccoli porfiroblasti zonati con scie di inclusioni di minerali opachi che definiscono una scistosità interna (S2) ad alto angolo rispetto a quella esterna (S3). La sericite insieme alla clorite e ilmenite definisce la S2, mentre una muscovite a grana maggiore insieme alla biotite (ove presente) è localmente isorientata a marcare la S3, *crenulation cleavage* della S2. La muscovite può mostrare scie di inclusioni simili a quelle del plagioclasio e talora sembra cristallizzare in modo statico. Minerali accessori sono costituiti da tormalina, apatite, zircone e pirite. Frequenti sono i noduli e i letti di quarzo bianco concordanti con la scistosità principale (S2), che sono interpretabili come vene di quarzo - legate probabilmente a fenomeni di *pressure-solution* e redistribuzione del quarzo durante la deformazione - ripiegate e trasposte durante gli eventi deformativi varisici. Definiamo convenzionalmente tali livelli come prima anisotropia planare visibile S1. Non di rado essi formano pieghe isoclinali intrafoliari sradicate, il cui piano assiale definisce la S2, a loro volta ripiegate da un evento deformativo D3 che dà luogo a figure di interferenza tipo 3 (RAMSAY, 1967). Lo stesso evento deformativo D3 è responsabile della formazione occasionale della succitata S3 nelle porzioni più pelitiche. Nella maggior parte dei casi la S3 è rappresentata da superfici di dissoluzione, spaziate nella direzione dei piani assiali delle pieghe F3.



Fig. 4 - Filladi quarzifere (Vetriolo).

Affiorano principalmente nei dintorni di Calceranica e Madrano, sulla sinistra della val Fersina fino a Canezza, lungo la dorsale Panarotta - Semper Spitz e nei dintorni di Vetriolo.

All'interno delle filladi, ma solo nella zona tra Val Fersina e Vetriolo (Fig. 4), sono presenti sporadiche lenti e livelli di scisti verdi, scisti quarzoso-sericitici (vedi oltre), scisti occhiadini (vedi metavulcaniti acide) e sporadiche lenti di micascisti (VFSb). Questi ultimi sono costituiti dagli stessi minerali delle filladi, ovvero quarzo, muscovite, biotite, plagioclasio, ma a grana maggiore, medio-fine (si osservano a sud di località Boleri, Val Fersina). Infine si osservano rare intercalazioni di filladi carboniose ricche in grafite (VFSa) dal tipico colore nerastro (zona di Falesina- Maso Agnellini).

1.2. - SCISTI QUARZOSO-SERICITICI (VQS)

Si tratta di scisti di colore prevalentemente bruno-marrone fino ad argentei a quarzo e sericite/muscovite \pm clorite, plagioclasio e biotite, in cui la percentuale di quarzo, e quindi la compattezza della roccia, aumenta considerevolmente rispetto alle filladi, dando luogo ad una struttura a sottili bande alternate di fillosili-



Fig. 5 - Scisti quarzoso - sericitici (Levico).

cati e di quarzo \pm plagioclasio. I minerali accessori sono apatite, zirconio, ilmenite e forse siderite/ankerite.

Gli spessori di questi scisti sono molto variabili, da pochi metri, quindi non cartografabili, a parecchie decine di metri. Un'importante livello di spessore variabile tra 0 e 40-80 metri è localizzato al passaggio tra metavulcaniti e filladi e visibile a sud e a nord della cresta Semper Spitz-Panarotta. Altri orizzonti si rinvengono ad est di Vignola e presso Vetriolo (Monte Fronte) sia entro le filladi che intercalati all'interno delle metavulcaniti. Localmente sono presenti livelli di scisti carboniosi nerastri (VQSa), costituiti prevalentemente da quarzo e grafite (ad est di Roveda e a sud-est di Falesina) (Fig. 5).

1.3.- METAVULCANITI E METAVULCANOCLASTITI ACIDE (PORFIROIDI *AUCT.*) (VMM)

Mentre in letteratura (D'AMICO, 1964) e nella cartografia geologica precedente (BAROLOMEI *et alii*, 1969) erano definiti "porfiroidi" e venivano distinti da una formazione sottostante detta "Paragneiss nodulari albitici", in seguito al rilevamento si è preferito cartografare una sola unità, operando delle distinzioni al suo interno. Questa decisione è supportata dal fatto che si tratta, a nostro avviso, di un complesso meta-vulcano-sedimentario, ovvero di una sequenza ordoviciana di colate laviche acide, corpi subvulcanici e depositi piroclastici/vulcanoclastici a cui si intercalano, talora a livello dell'affioramento, livelli epiclastici pelitico/psammitici, nettamente subordinati rispetto ai prodotti vulcanici o vulcano-derivati. Il tutto venne successivamente metamorfosato in facies degli scisti verdi durante l'evento varisco.

Affiorano massicciamente tra il Lago di Caldonazzo e la Valle del Rio Vignola, dal Castello di Pergine (Fig. 6) fino a Cima D'Orno e tendono a chiudersi verso nord in Val Fersina, prima di Frassilongo, limitati da un ramo della Linea della Val Fersina.

Si tratta di metavulcaniti (lave e ignimbriti) e metavulcanoclastiti/piroclastiti di composizione da riolitica a riodacitica, da massicce o blandamente foliate fino a scistose, di colore variabile dal bianco-nocciola al grigio chiaro o scuro (talora alterate in toni bruni o rossastri).

I protoliti vulcanici sono stati riconosciuti sulla base della presenza di porfiroclasti plurimillimetrici euedrali-subeuedrali, spesso geminati, di K-feldspato e subordinato plagioclasio e di porfiroclasti subrotondeggianti o ellissoidali di quarzo. Il plagioclasio sovente presenta un nucleo relitto euedrale, albitico ed un sottile bordo limpido di ricristallizzazione metamorfica (oligoclasio), mentre il quarzo occasionalmente preserva strutture tipo *embayments*. La matrice foliata, a grana nettamente più fine, è costituita da quarzo e sericite \pm feldspati, clorite e biotite.



Fig. 6 - *Metavulcaniti acide (Porfiroidi Auct.) presso il Castello di Pergine.*

La muscovite, oltre che sottoforma di sericite, è presente talora come lamelle a grana maggiore prive di orientazione preferenziale. Epidoto, minerali opachi, zircon e apatite rappresentano i minerali accessori. I porfiroclasti, avviluppati dai letti micacei a sericite e/o clorite, sono spesso parzialmente ricristallizzati a grana inferiore (ricristallizzazione dinamica) e conferiscono alla roccia il tipico aspetto occhiadino. Alcuni affioramenti possono essere interpretati come metasubvulcanici (originari laccoliti), data la presenza di porfiroclasti di K-feldspato di dimensioni fino a 3-4 cm, come in località Castello a nord di Selva. Le dimensioni dei porfiroclasti possono viceversa ridursi notevolmente, nel qual caso la roccia assume un aspetto più omogeneo e massiccio, un colore grigio e una grana minuta (con prevalenza di quarzo e feldspati). In altri casi può mostrare una scistosità penetrativa grazie alla maggiore presenza di fillosilicati fino a costituire degli scisti veri e propri. Solo in quest'ultimo litotipo può essere visibile la S3, mentre normalmente la scistosità principale è costituita dalla S2. Il passaggio alla sovrastanti filladi è talora marcato da un livello dello spessore di alcune decine di metri di scisti micro-occhiadini (prodotto del primo smantellamento delle vulcaniti?) passanti verso l'alto a scisti bruni quarzoso-sericitici. Intercalati alle metavulcaniti si trovano orizzonti e lenti di filladi e scisti quarzoso-sericitici, che potrebbero

rappresentare originari livelli epiclastici. A contatto con il corpo intrusivo del Rio Rigolor le metavulcaniti hanno subito, per uno spessore esiguo di pochi metri, un processo di ricristallizzazione, ben evidente negli affioramenti sotto Maso Puecch, che ha conferito alla roccia un aspetto massiccio, determinando a livello microscopico la crescita statica di lamelle di biotite, talora cloritizzate, la psudomorfo di biotite e rutilo su ilmenite e una diffusa sericitizzazione dei plagioclasti. Dato lo spessore limitato, l'aureola di contatto non è stata cartografata. L'età del protolite viene, pur con la dovuta cautela, attribuita all'Ordoviciano Inferiore, vista la similitudine con i porfiroidi del Comelico datati da MELI & KLÖTZLY (2001), con metodo U/Pb su zircone, a circa 480 Ma.

1.4. - SCISTI VERDI CLORITICO-EPIDOTICI (VCE)

Scisti di color da grigio a grigio scuro con sfumature verdastre, costituiti da epidoti, clorite e quarzo \pm plagioclasio e opachi. Rappresentano probabilmente delle metavulcanoclastiti intermedio-basiche.

Si trovano intercalati nelle filladi della Val Fersina - a sud di località Boleri - con spessore di 10-20 m, ed entro le metavulcaniti/vulcanoclastiti, con spessore limitato, lungo la strada provinciale n°135 a sud di Canezza. Nel primo caso si tratta di rocce dotate di una fitta scistosità con alternanze di letti cloritico-epidotici e quarzosi, nel secondo caso appaiono sempre foliate ma più massicce a causa di una maggiore percentuale di quarzo e plagioclasio e di vene epidotiche che tagliano la scistosità.

2. - MAGMATISMO PERMIANO

Nel tardo Paleozoico all'interno del dominio Sudalpino si imposta un articolato sistema eruttivo i cui differenti prodotti affiorano attualmente su una vasta area compresa tra le Dolomiti orientali ed il Lago Maggiore: essi sono estesamente rappresentati anche all'interno del Foglio Trento. In un'intervallo temporale compreso tra 291 Ma (VISONÀ *et alii*, 2007) e 274 Ma (MAROCCHI *et alii*, 2008), un'imponente attività magmatica produce grandi quantità di rocce vulcaniche, subvulcaniche e plutoniche comprendenti termini a diversa composizione da acidi a basici (BARGOSSO *et alii*, 1979 a e 1996; DEL MORO & VISONÀ, 1982; DI BATTISTINI *et alii*, 1988; BARTH & MORH, 1994; BONIN *et alii*, 1993; ROTTURA *et alii*, 1998).

L'interpretazione riguardo all'ambiente geodinamico in cui si è originata questa attività magmatica segue due filoni principali parzialmente contrastanti. Le due ipotesi concordano nello sviluppo di bacini vulcanici sintettonici che con-

dizionano la risalita dei magmi e la loro messa in posto, ma prevedono diversi campi di stress trainanti il magmatismo. Negli ultimi decenni è prevalsa l'ipotesi di faglie trascorrenti con formazione di bacini di *pull-apart* (MASSARI, 1988; VAI, 1991; CASSINIS & PEROTTI, 1994); attualmente viene prospettata anche una ipotesi che lega il magmatismo ad un evento puramente distensivo con un collasso calderico finale (DAL PIAZ G.V., 1993, SELLI, 1998) che supera le difficoltà del modello *strike-slip* (vedi Cap. VI).

I prodotti vulcanici vengono emessi da apparati di tipo fessurale e talora centrale e sono costituiti da prevalenti depositi di *pyroclastic flow* con subordinate emissioni duomiformi e colate laviche ed ancor meno abbondanti depositi di *pyroclastic surge* e di caduta. La distribuzione e gli spessori delle unità vulcaniche sono condizionati dall'attività delle faglie permiane e da fenomeni di collasso calderico (BARGOSSO *et alii*, 2007; BERTOLDI, 2007). Le vulcaniti possono raggiungere uno spessore massimo superiore a 2000 metri nel settore bolzanino ed assottigliarsi sensibilmente nelle zone marginali (SELLI *et alii*, 1996); presentano un limite inferiore inconforme direttamente sul basamento metamorfico delle Alpi meridionali con locale presenza di conglomerati continentali; a loro volta vengono ricoperte con limite inconforme da sedimenti clastici continentali dalla Formazione delle Arenarie di Val Gardena.

Nel settore del Trentino meridionale, compreso nel Foglio in esame, si ha la messa in posto di una potente serie vulcanica data da prodotti lavici e piroclastici che presenta spiccate differenze rispetto al settore altoatesino e dolomitico.

Tale serie è stata studiata da numerosi autori: TRENER (1904; 1933), ANDREATTA (1950; 1959), D'AMICO & GHEZZO (1963), D'AMICO (1979), CALANCHI (1981), BARGOSSO *et alii* (1981; 1982; 1983a; 1983b), BARGOSSO & CALANCHI (1984), D'AMICO (1986), DI BATTISTINI *et alii* (1988), BARGOSSO & D'AMICO (1988), BARGOSSO *et alii* (1993) ed è stata definita come segue:

Complessi plutonico-filoniani (D'AMICO)

- granodioriti in ammassi di varie dimensioni (γ^{δ}) (Rio Rigolor, Cinquevalli, Roncegno, nord di Torcegno)
- filoni di porfiriti granodioritiche, quarzodioritiche e dioritiche; localmente (Masetti di Pergine) filoni di porfiriti diabasiche e di lamprofiri (Δ^F)
- graniti porfirici in piccoli ammassi; filoni di porfidi granitici, porfidi felsitici, felsiti afriche, brecce di filladi in pasta felsitica (γ^P)
- filoni idrotermali a quarzo, fluorite, baritina, calcite e solfuri vari (q_1)

Formazioni sedimentarie sottostanti alle vulcaniti atesine

- conglomerato di Ponte Gardena (Vcg) (Conglomerato basale, Verrucano alpino *Auct.*)
- conglomerati di base cementati da lave dei porfidi quarziferi basali (ANDREATTA - Carta geologica e petrografica dell'altipiano di Pinè, CNR - CSP, 1960)

*Vulcaniti atesine**Gruppo inferiore*

- lave andesitiche e trachiandesitiche (α_1)
- lave afriche riolitiche e trachiriolitiche (ρ^r) (“dicchi di porfiriti” TRENER p.p.)
- ignimbriti riodacitiche quarzolatitiche e riolitiche ($\rho\Delta^{WT}$) (“porfidi di Calamento” TRENER p.p.)
- ignimbriti andesitiche (α^I) (BARGOSSO et alii, 1993)
- lave riodacitiche e dacitiche, talora quarzolatitiche ed ignimbriti (Δ_1) (“porfidi di Calamento” TRENER p.p.)
- lave andesitiche, trachiandesitiche, latitiche, criptodacitiche (α_2) (“dicchi di porfiriti”, “porfidi felsitici basici” e “porfidi di Calamento” TRENER p.p.)

Posizione incerta

- filoni riolitici (ρ^F) (M. Fravort)
- lave riodacitiche ($\rho\Delta_1$) (M. Zaccon)

Gruppo superiore

- lave dacitiche e riodacitiche ($\rho\Delta_2$) (“porfidi violetti” TRENER p.p.)
- arenarie e conglomerati ($\rho\Delta^T$)
- ignimbriti riodacitiche ($\rho\Delta^W$) (“porfidi di Lagorai” e “porfidi di Calamento” TRENER p.p.)
- arenarie e conglomerati (ac) (Val Cadino)
- lave riolitiche e riodacitiche (ρ) (“porfidi violetti” TRENER p.p.)
- arenarie, conglomerati e tufi (con *Tridentinosaurus antiquus* GB. DAL PIAZ)
- lave dacitiche (Δ_2) (“porfiriti di Salanzada” LEONARDI E ROSSI)
- ignimbriti riolitiche e quarzilatitiche (ρ^w) (“porfidi da cubetti”, “porfidi di Lagorai” TRENER p.p.)

Nella realizzazione del Progetto CARG sono emerse importanti novità rispetto agli studi precedenti: questi risultati sono stati conseguiti grazie al grande dettaglio del rilevamento eseguito, ad un approccio prettamente vulcanologico-stratigrafico nel cartografare le vulcaniti e ad un dettagliato studio petrografico e geochimico. Vengono quindi ridefiniti e ridenominati i complessi plutonici, subvulcanici e filoniani permiani e la successione vulcanica permiana del settore meridionale del gruppo vulcanico atesino (GA).

2.1 - CORPI PLUTONICI E SUBVULCANICI

All'interno del basamento metamorfico sono presenti corpi plutonici e subvulcanici prevalentemente acidi che costituiscono, con tutta probabilità, delle apofisi di masse plutoniche permiane di maggiori dimensioni situate in profondità e del tutto simili a quelle calcocaline di Roncegno e Cima d'Asta.

Tale ipotesi oltre ad essere supportata da dati petrografico-geochimici viene confermata anche dai dati radiometrici U/Pb su zircone ottenuti sulla masserella tonalitica di Canezza che confermano l'età permiana inferiore di queste plutoniti.

2.1.1. - *Laccoliti intermedi (sa)*

Alcuni esempi significativi si trovano sul fondovalle del Fersina ad ovest di Frassilongo sia in destra sia in sinistra idrografica e nel limitato affioramento situato a Cirè ad ovest di Pergine Valsugana.

Questi piccoli laccoliti, la cui estensione non supera mai qualche decina di metri, sono stati distinti dai filoni di analoga composizione. Risultano costituiti da andesiti e subordinate daciti di colore grigio scuro verdastro, porfiriche o microporfiriche con fenocristalli di plagioclasio e femici in pasta di fondo minuta microcristallina. S'intrudono nella parte più alta delle filladi inarcando leggermente la scistosità principale e talora tra queste ultime e il Conglomerato Basale ed anche all'interno del solo Conglomerato Basale.

2.1.2. - *Corpi sub-vulcanici acidi (sb)*

I due corpi principali si trovano nell'alta Val Fersina a sud-ovest di Ronca (zona del Rio Prighel).

Sono simili per composizione e dimensione dei fenocristalli ai filoni acidi porfirici, ma sono stati distinti a causa delle dimensioni decisamente maggiori e della maggior organizzazione cristallina della pasta fondo.

Si tratta di corpi sub-vulcanici (*plugs*, *dicchi*, più raramente filoni) di composizione da monzogranitica a tonalitica e di dimensioni fino a pluri-decametriche, distinguibili per le dimensioni fino a centimetriche dei fenocristalli di K-feldspato, quarzo e plagioclasio; sono presenti inoltre fenocristalli di biotite \pm pirosseno su fondo microcristallino costituito da plagioclasio, pirosseno, e plaghe di quarzo e K-feldspato. Talora, specie nei corpi di maggiori dimensioni, la struttura del fondo varia da microgranulare a granofirica.

Sono intrusi all'interno del basamento metamorfico secondo direttrici NW-SE.

2.1.3. - *Massarella tonalitico-quarzodioritica di Canezza (sc)*

Piccolo corpo tonalitico/quarzo-dioritico dello spessore di 30-40 m, a giacitura filoniana, che taglia il basamento metamorfico con direzione E-W all'imbocco della Valle del Rio Rigolor.

È costituito da una tonalite con grossi (da decimetrici fino a metrici) e abbondanti inclusi quarzo-dioritici, che a tratti sono preponderanti rispetto alla tonalite inglobante (*mingling* magmatico). La tonalite costituisce una roccia fanocristallina a grana media (dimensioni dei cristalli comprese fra 1 e 4 mm), tendenzialmente ipidiomorfa, costituita da plagioclasti, biotite, anfibolo, quarzo e K-feldspato. I plagioclasti sono idiomorfi, tozzi, zonati, sericitizzati prevalentemente al nucleo. La biotite è parzialmente trasformata in clorite e l'anfibolo è presente in cristalli allungati, geminati polisinteticamente, parzialmente cloritizzati. Negli interstizi fra queste fasi mineralogiche si individuano cristalli allotriomorfi di quarzo e di K-feldspato con concrescimenti granofirici e/o mirmecitici. Sono altresì presenti titanite, apatite, zircone ed epidoto come minerali accessori.

Gli inclusi dioritici sono rocce omeogranulari, a grana medio-fine, con struttura intergranulare costituita da plagioclasti, anfibolo, biotite e quarzo. I plagioclasti sono idiomorfi, tozzi, zonati e sericitizzati prevalentemente al nucleo. L'anfibolo forma cristalli tendenzialmente idiomorfi, allungati, in parte cloritizzati con inclusioni di titanite e ilmenite. La biotite, sempre cloritizzata, è subordinata, come quantità, rispetto all'anfibolo. Quarzo allotriomorfo occupa gli interstizi fra le fasi principali.

Su un campione di composizione tonalitica (RI201), appartenente a questa masserella, è stata determinata un'età (U/Pb su zircone) di $277,9 \pm 3,4$ Ma concordante con le datazioni Th/Pb su allanite effettuate sull'adiacente plutone di Cima d'Asta.

2.1.4. - *Granodiorite del Rio Rigolor (RLR)*

Lungo l'incisione del Rio Rigolor, affluente di sinistra del Fersina, affiora estesamente un corpo plutonico intruso nel basamento con geometria sub-tabulare per una lunghezza che supera il km, limitato ad est e ad ovest da due faglie forse permiane riattivate durante la fase alpina.

È costituito prevalentemente da rocce granodioritiche a grana media, di colore bianco, a struttura olocristallina, ipidiomorfa, con cristalli di quarzo, K-feldspato, plagioclasio e biotite \pm anfibolo di dimensioni comprese generalmente tra 1 e 3 mm. I plagioclasti sono tendenzialmente idiomorfi, tozzi, zonati e intensamente sericitizzati. La biotite e l'anfibolo, spesso idiomorfo e geminato con nucleo di orneblenda e bordo actinolitico, risultano parzialmente cloritizzati. Il quarzo forma grandi plaghe allotriomorfe mentre il K-feldspato (ortoclasio) pertittico, delle plaghette leggermente torbide per argillificazione. I minerali accessori sono rappresentati da apatite, allanite e zircone.

A contatto con il basamento incassante sono presenti porzioni più leucocratiche talora filoniane: si tratta di sienograniti e graniti ad alcalifeldspati a grana

medio-fine con struttura tendenzialmente omeo-granulare da ipidiomorfa ad autotriomorfa (aplitica) costituita da quarzo, K-feldspato, plagioclasio e biotite con zircone e apatite come accessori. Nella granodiorite sono presenti diffuse inclusioni femiche microgranulari, da centimetriche a pluridecimetriche, rotondeggianti o ellissoidali, che risaltano per il colore più scuro rispetto alla massa circostante, rispetto alla quale mostrano contatti netti. Sono generalmente delle monzodioriti a grana media con struttura ipidiomorfa ad anfibolo, plagioclasio, biotite, quarzo e scarso K-feldspato. Titanite e tormalina costituiscono minerali accessori.

L'intrusione granodioritica ha prodotto al tetto nelle metavulcaniti incassanti fenomeni di ricristallizzazione metamorfica per contatto, tra i quali i più importanti risultano essere la neoblastesi di biotite, la pseudomorfo di biotite e rutilo su ilmenite e la sericitizzazione dei plagioclasii.

2.2. - CORPI FILONIANI

Numerosi filoni di varia tipologia affiorano con giacitura discordante entro il basamento metamorfico.

Pur mancando età radiometriche, i filoni sono probabilmente legati al magmatismo permiano, infatti tagliano unicamente il basamento e non sono mai stati rinvenuti entro le vulcaniti permiane e le successive coperture sedimentarie permo-mesozoiche.

Fa eccezione un filone porfirico di composizione riodacitica che attraversa le lave andesitiche di Cembra, interpretato come adduttore delle lave riodacitiche sovrastanti (BARGOSI & CALANCHI, 1984).

2.2.1. - *Filoni a quarzo e calcite (fa)*

Filoni idrotermali di colore da grigio chiaro a bianco, di dimensioni variabili (da pochi cm fino a decine di metri), che tagliano diffusamente il basamento metamorfico con direzione più frequente NNE-SSW e NE-SW.

Sono costituiti prevalentemente da quarzo accompagnato da vari minerali idrotermali: calcite (che in alcuni casi può costituire il minerale principale) fluorite, barite, blenda, galena, pirite, calcopirite, clorite ecc. Alcuni di questi filoni sono stati oggetto nel passato di coltivazioni minerarie. Tra questi il più importante per dimensioni, per estensione e per numero di miniere, è senz'altro quello che da Rio Eccher passa con direzione circa NE sotto Cima d'Orno, Roveda e Valsenhof. Si tratta di un grosso filone di spessore massimo di 50 m (ma può assottigliarsi notevolmente o sfrangiarsi in più filoncelli), immergente verso SE

con una inclinazione di 60°-80°, e con un'estensione superiore ai 4 km. Nella discarica di Cima d'Orno posta a q. 1400 m sono stati osservati vari tipi di minerali: soprattutto quarzo, barite, solfuri vari, fluorite, clorite, calcite; nei pressi di Roveda, invece, il filone è costituito quasi esclusivamente da calcite per poi ritornare a quarzo prevalente presso Valsenhof. Altri filoni importanti, coltivati nel passato, sono situati presso Tingherla.

Un filone di discrete dimensioni affiora all'intersezione tra la strada provinciale n. 135 sinistra Fersina e il Rio Prighel. Questi filoni vengono collegati all'attività idrotermale permiana associata alle fasi finali del magmatismo intrusivo di Cima d'Asta.

2.2.2. - *Corpi e filoni felsitici (fb)*

Tagliano il basamento metamorfico e sono particolarmente abbondanti nella zona del M. Panarotta, soprattutto nel versante meridionale. Affiorano anche nel settore nord-orientale del Monte Marzola, nei pressi di Moretta di Sopra.

Si tratta di piccoli corpi e filoni di colore bianco-grigio chiaro, massivi ed omogenei a volte a motivi fluidali, contenenti una componente filladica in elementi clastici da millimetrici a centimetrici. Sono altresì presenti breccie filladico-felsitiche costituite da una preponderante componente filladica ad elementi clastici fino a decimetrici cementati da felsite.

Le felsiti sono costituite da una massa di fondo omogenea con struttura da micro-criptocristallina felsitica a petroselciosa talvolta fluidale. Nonostante la microgranularità della roccia si riconoscono: rari feldspati che conferiscono una porfiricità appena accennata; una componente più fine quarzo-feldspatica, sericitica; aggregati cloritici; granulazioni opache ed ossidi rossastri (BARGOSS *et alii*, 1979 a).

2.2.3. - *Filoni acidi porfirici (fc)*

Si trovano principalmente sul versante sinistro della Val Fersina e l'affioramento più significativo è sito quasi nel fondovalle a quota 450 m, nella zona di Maso Pizzi. Un filone lungo il versante settentrionale del Dosso di Costalta (Valle Molinara) che attraversa le lave andesitiche della formazione di Cembra è stato interpretato come un adduttore delle soprastanti vulcaniti.

Si tratta di filoni di composizione da riolitica a riodacitica con spessore variabile da pochi decimetri ad alcuni metri (massimo 10 m), di colore nocciola chiaro o grigio scuro-verdastro.

Presentano una struttura spiccatamente porfirica con fenocristalli plurimilli-

metrici (fino a 1-2 cm) di quarzo arrotondato e corroso, plagioclasio spesso idiomorfo e zonato, biotite cloritizzata \pm K-feldspato, anfibolo e clinopirosseno. Sono caratterizzati da un forte stacco dimensionale tra i fenocristalli e il fondo minuto, microgranulare, talora intersertale o fluidale, a plagioclasii idiomorfi intrecciati, biotite e plaghette di quarzo \pm femici. Hanno spessore variabile da pochi dm fino ad una decina di metri. Tagliano il basamento metamorfico con direzione quasi esclusivamente ENE-WSW e NE-SW le vulcaniti permiane.

2.2.4. - *Filoni acidi microgranulari (fd)*

Si tratta di filoni di composizione da rioclitico-dacitica a riolitica che si differenziano per le caratteristiche strutturali da microporfiriche a microgranulari fluidali.

I filoni microporfirici sono particolarmente diffusi tra la Valle del rio Rigolor ed il Lago di Levico. Uno dei filoni di maggior spessore è posto poco a nord dell'abitato di Falesina. Si tratta di filoni porfirici per lo più rioclitico-dacitici, spesso ad elevato indice porfirico, di colore variabile dal grigio al grigio rosato, talora con sfumature verdastre, con fenocristalli (0,5-3 mm) di quarzo, feldspati, biotite, \pm anfibolo e/o pirosseno. Presentano una massa di fondo ben organizzata, da microgranulare a granofirica o micrografica a quarzo, feldspati e biotite. Lo stacco granulometrico tra fenocristalli e pasta di fondo è minimo, con una certa serialità.

I tipi microgranulari fluidali affiorano nella zona del Parco di Gocciadoro a est della città di Trento, intrusi nella porzione basale della successione vulcanica e nel settore nord-orientale del Monte Marzola nei pressi di Moretta e Malga Tomba. Si tratta di filoni di colore nocciola-aranciato di composizione riolitica, probabili adduttori delle vulcaniti permiane, a grana minuta e struttura fluidale con marcata orientazione della biotite inalterata. Hanno spessore variabile da pochi dm fino ad una decina di metri. Tagliano il basamento metamorfico con direzione prevalentemente NE-SW oppure formano dei filoni-strato concordanti.

2.2.5. - *Filoni intermedio-basici (fy)*

Si rinvencono soprattutto nel versante sinistro della Val Fersina fino al Lago di Levico con direzione media tra NE-SW e NNE-SSW; uno degli affioramenti più estesi è visibile nel bosco poco a sud di Zivignago.

Altri affioramenti si rinvencono lungo il versante occidentale del Lago di Caldonazzo (nei pressi di San Vito e poco a nord di Calceranica).

Si tratta di filoni intermedi, principalmente andesitici ed andesitico-basaltici.

Sono caratterizzati da colore nero, grigio o verde scuro, da struttura afirica o microporfirica con presenza di fenocristalli di anfiboli e plagioclasti (\pm pirosseni e biotite) in un fondo minuto, spesso a struttura intersertale-fluidale con plagioclasti e femici. Hanno spessori da decimetrici a metrici.

In un affioramento sul versante a sud del Rio Rigolor si è osservato che la salbanda tra uno di questi filoni e l'incassante metavulcanite è tagliata da filoncelli centimetrico/millimetrici a quarzo e calcite.

2.3. - GRUPPO VULCANICO ATESINO (GA)

I recenti lavori di rilevamento geologico nell'ambito del Progetto CARG, compiuti sui Fogli Trento, Mezzolombardo, Appiano e Merano, hanno permesso di ricostruire una sezione delle vulcaniti permiane estesa circa 50 km ed orientata (NNW-SSE) (BARGOSI *et alii*, 2007; BERTOLDI, 2007) (Fig. 7). Risulta che la messa in posto delle differenti unità stratigrafiche è stata fortemente influenzata da un'estesa attività tettonica sinvulcanica. Anche se tutta la regione ha subito numerosi eventi tettonici che hanno riattivato e riorientato precedenti dislocazioni, risulta ancora possibile riconoscere un'evoluzione temporale della tettonica permiana.

Nel settore Merano-Appiano-Mezzolombardo un progressivo collasso delle aree poste a sud-est condiziona la messa in posto dei prodotti vulcanici più recenti nelle depressioni poste a sud ed inibisce la loro messa in posto nelle aree sollevate poste a nord, dove sono assenti o raggiungono esigui spessori. Anche nel settore meridionale del Foglio Trento si riconoscono gli effetti di una simile tettonica sinvulcanica. In generale, dalla distribuzione delle unità stratigrafiche, si può dedurre un progressivo collasso che si sviluppa verso nord. Ne consegue che le unità vulcaniche più recenti di composizione riolitica assumono massimi spessori verso nord mentre verso sud si riducono fino ad annullarsi. Ne è un esempio la formazione delle ignimbriti riolitiche di Ora che è presente con spessore ridotto nell'area di Merano, raggiunge il massimo spessore a sud di Bolzano ed in Val di Cembra e si riduce fino a scomparire a Civezzano.

In particolare nell'area del Foglio Appiano i margini delle due depressioni vulcano-tettoniche individuate, di Terlano e di Bolzano, sono stati assimilati a margini di depressioni calderiche (MAROCCHI *et alii*, 2008) e sono in stretta relazione con brusche variazioni del chimismo dei prodotti emessi, con variazioni di tipologia di attività magmatica da effusiva a piroclastica e con la presenza di stasi di attività vulcanica ed accumulo di prodotti epiclastici.

Viene così a delinarsi una complessa struttura megacalderica che come durata temporale ed estensione può essere assimilata alle caldere di grandi sistemi magmatici silicici come la caldera di *Yellowstone* (USA).

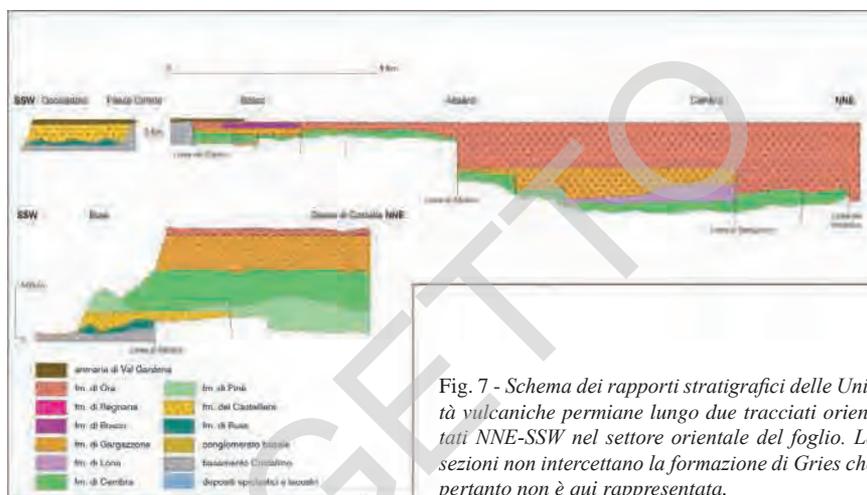


Fig. 7 - Schema dei rapporti stratigrafici delle Unità vulcaniche permiane lungo due tracciati orientati NNE-SSW nel settore orientale del foglio. Le sezioni non intercettano la formazione di Gries che pertanto non è qui rappresentata.

Quindi nel gruppo vulcanico atesino possiamo identificare diversi complessi vulcano-tettonici attivi in ambienti di tettonica in prevalenza distensiva con formazione di caldere di età diversa, spazialmente e strutturalmente affiancate o sovrapposte, simili a quelli trattati da COLE *et alii* (2005). Questi complessi vulcanici sono caratterizzati da grandi volumi di piroclastiti emesse, da una grande estensione e da elevati tassi di subsidenza. Sono caratterizzati da cicli di attività che hanno inizio con una fase vulcanica che può durare per tempi molto lunghi, con formazione di flussi lavici lungo fratture, coni di cenere, duomi, *neck* di esplosione a composizione variabile dai basalti alle rioliti; all'attività vulcanica seguono i collassi calderici accompagnati dalla deposizione di grandi quantità di ignimbriti con composizioni che variano dalle daciti alle rioliti. Esempi attuali di strutture simili, anche se in alcuni casi con estensioni assai limitate rispetto alle vulcaniti permiane, sono la *Valles caldera* (New Mexico, USA), la *Long Valley caldera* (California, USA), *Yellowstone* (USA), il *Cerro Galan* (Argentina), il *Taupo Volcanic Zone* (Nuova Zelanda).

2.3.1. - Quadro generale della successione degli eventi vulcanici permiani

La successione vulcanica permiana affiorante nel Foglio Trento è costituita da prodotti lavici e piroclastici che vengono emessi lungo sistemi di fratture, secondo sequenze lavico-ignimbritiche che si ripetono ciclicamente nel tempo. Si possono individuare almeno quattro cicli di attività: nei primi tre gli sprofondamenti vulcano-tettonici avvengono maggiormente verso l'angolo sud orientale della Tavola (Val Fersina-Monte Fravort) dove i prodotti ignimbritici riodacitici

raggiungono gli spessori massimi, con i bacini che migrano progressivamente nel tempo verso sud-est e verso nord-est; l'ultimo ciclo è invece caratterizzato dal collasso del settore (Ora-Bolzano) a nord dell'area trentina con emissione di prodotti piroclastici che vanno via via diminuendo di spessore spostandosi verso sud-est nell'area del Trentino meridionale.

Una precoce attività vulcanica permiana di tipo effusivo è testimoniata dalla presenza di clasti di lave andesitiche e riodacitiche contenuti nel Conglomerato basale *Auct.* (CGB). I primi prodotti piroclastici permiani in posto sono rappresentati dalla litofacies lapilli *tuff* riolitici (CGBa); si tratta di ignimbriti riolitiche ricche di clasti di basamento metamorfico e di vulcaniti permiane. Queste rocce si trovano nei dintorni di Vigalzano, hanno spessori limitati (pochi metri) e possono essere intercalate al Conglomerato basale o essere depositate direttamente sul basamento metamorfico.

Dopo questi primi sporadici eventi inizia un secondo ciclo con un'estesa attività effusiva che dà la messa in posto delle lave andesitiche della formazione di Buss (LUB) a cui si associano i duomi dacitici del membro delle Quadrate (LUB1).

Questi edifici vulcanici raggiungono spessori massimi di 300 m ed affiorano nella zona di Buss, limitatamente lungo il fondovalle della Val Fersina e nella zona del Monte Fravort. Seguono gli espandimenti piroclastici della formazione del Castelliere (ICT), ignimbriti riodacitiche con associate intercalazioni della litofacies tufi laminati e breccia *tuff* (ICTa), condizionati nella loro messa in posto dalla tettonica permiana e dalla distribuzione degli edifici vulcanici sottostanti. Le ultime unità di flusso di questa ignimbrite sono caratterizzate da un cambiamento compositivo che da riodacitico passa a dacitico-andesitico, litofacies lapilli *tuff* (ICTb). Localmente (Trento, Villazzano) si osservano al tetto dell'unità delle epiclastiti date da conglomerati costituiti da clasti dacitici e riodacitici (ICTc). Questa formazione raggiunge lo spessore massimo di 100 metri ed affiora prevalentemente lungo il versante meridionale dell'Altopiano di Pinè, lungo il fondovalle della Val Fersina, sull'altopiano del Calisio e presso Gocciadoro (Trento).

Segue un'ulteriore ciclo di attività che ha inizio con l'emissione di prodotti lavici di composizione dacitica della formazione di Pinè (LPE) che costituiscono dei duomi di spessore massimo di 250 m affioranti nell'Altopiano di Pinè e in Val Fersina (S. Orsola). Ai duomi dacitici della formazione di Pinè si sovrappongono colate di notevole potenza (sino a 500 metri) a composizione andesitica che costituiscono la formazione di Cembra (LMB). L'emissione delle lave avviene lungo fratture ma in taluni casi anche lungo apparati a condotto centrale.

Nella zona di Cembra è stato infatti riconosciuto un'edificio vulcanico di grandi dimensioni. Localmente e intercalati nella parte alta della formazione sono presenti dei livelli di *tuff* e breccia *tuff* (LMBb) a composizione andesitica che testimoniano un'attività di tipo esplosivo contemporanea all'emissione lavica.

Questi prodotti oggi affiorano sul Dosso di Costalta, in Val Fersina e in Val di Cembra. Localmente (Val Fersina, Regnana), a tetto delle lave andesitiche sono presenti dei livelli di conglomerati e breccie epiclastiti (LMBa) legati ad un'interruzione dell'attività vulcanica ed alla successiva attivazione di faglie calderiche con conseguente formazione di pendii sottoposti ad intensi fenomeni di erosione. Limitatamente alla sola zona della Val di Cembra, al di sopra delle lave andesitiche vengono emessi dei duomi lavici a composizione riodacitica che costituiscono la formazione di Gries (IGR) che raggiunge lo spessore massimo di 200 metri. Questo ciclo si chiude con l'emissione di grandi quantità di prodotti piroclastici, ignimbriti di composizione riodacitica che vanno a ricoprire le lave sottostanti e costituiscono la formazione di Gargazzone (IGG). Quest'unità, che affiora lungo il Dosso di Costalta e in Val di Cembra, raggiunge uno spessore massimo di 350 metri e viene condizionata nella sua distribuzione dalla tettonica permiana e dagli edifici vulcanici sottostanti. Localmente sono presenti livelli di *tuff* (IGGa) ben stratificati, associati ad eventi di *surge* e livelli isolati di vulcanoclastiti (IGGb) (Lases, Val Fersina, S. Agnese) a clasti riodacitici spigolosi e subarrotondati, interpretabili come collassi gravitativi lungo bordi calderici riattivati.

L'ultimo ciclo di attività vulcanica inizia con la messa in posto, al di sopra delle ignimbriti della formazione di Gargazzone, di duomi lavici a composizione riodacitica formazione di Regnana (LRE) e riolitica formazione di Bosco (LBS), con spessori massimi di 100-150 metri. I duomi riodacitici sono ubicati nella zona del Passo Redebus, a Regnana e sul Dosso di Costalta; quelli riolitici nella zona del Calisio (Bosco) e presso Meano.

Localmente, al tetto di queste lave sono presenti livelli di conglomerati e breccie epiclastiti con genesi simile a quella delle epiclastiti a tetto della formazione di Cembra.

La chiusura del ciclo vulcanico è testimoniata dallo sprofondamento calderico del gruppo vulcanico atesino che assume maggiore rilevanza nel settore settentrionale, nella zona di Ora-Bolzano ma che si risente anche a meridione sino all'area di Trento e alla Val di Cembra. In questa fase si ha la conseguente emissione di imponenti colate di flusso piroclastico a composizione riolitica che costituiscono la Formazione di Lona (LNA), alla base (150 m di spessore) e la Formazione di Ora (ORA) (800 m di spessore) al tetto. Localmente (Passo Redebus) sono presenti *neck* di adduzione associati (ORAb) e, alla base, livelli di *tuff* (ORAA) ben stratificati e laminati associati ad eventi di *surge*. Le ignimbriti riolitiche affiorano in Val di Cembra, nel Calisio, presso Faedo, nell'altopiano di Pinè, al Dosso di Costalta e al Passo del Redebus. Queste formazioni riolitiche rappresentano il termine dell'attività magmatica permiana e sono ricoperte dalle successioni sedimentarie permo-triassiche che hanno inizio con le Arenarie di Val Gardena.

Per quanto riguarda la descrizione delle diverse unità piroclastiche si è adottata la terminologia inglese basata sulla classificazione granulometrica dei fram-

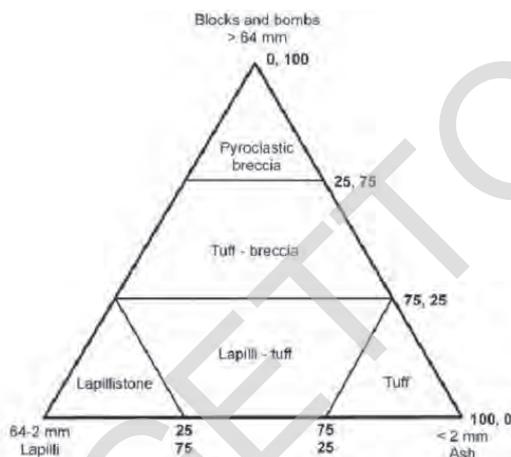


Fig. 8 - Diagramma classificativo dei frammenti piroclastici (da FISHER & SCHMINCKE, 1984).

menti piroclastici di FISHER & SCHMINCKE (1984) (Fig. 8).

2.3.1.1. - Conglomerato Basale *Auct.* (CGB)

I primi depositi clastici terrigeni continentali permiani sono costituiti dal Conglomerato Basale che affiora nella zona di Torchio, in Valsugana presso Coatti, Madrano, a N del lago Canzolino (Fig. 9) e sul dosso di Vigalzano. In Val Fersina affiora sul fondovalle presso Marcotti e nella zona della Cima di Mezzodi.

Si tratta di conglomerati poligenici e subordinate arenarie in strati da medi a spessi amalgamati con tendenza a gradazione diretta e colore da grigio a rossastro. I clasti, in genere spigolosi con dimensioni centimetriche, sono costituiti da quarzo metamorfico in percentuale assai elevata, filladi e localmente vulcaniti permiane.

Nella zona del Dosso di Vigalzano, a sud del Lago Pudro, sul fondo della Val Fersina nei pressi di Marcotti e nella vallecola ubicata immediatamente a SW di Nogarè, affiorano direttamente sul basamento cristallino o intercalati nel conglomerato, dei lapilli *tuff* riolitici (CGBa) già “Conglomerati di base cementati da lave dei porfidi quarziferi basali *Auct.*”, dello spessore di pochi metri, massicci e di colore da grigio a grigio-verde. Risultano costituiti da una componente clastica orientata con abbondanti ceneri cristalline e scarsi lapilli contenuti in una pasta di fondo formata da ceneri cristalline e vetrose a struttura eutattica. La componente cristallina è costituita da quarzo, plagioclasti, biotite e K-feldspato. Sono altresì presenti fiamme ed abbondanti clasti vulcanici andesitici e metamorfici. Questi



Fig. 9 - Conglomerato basale nei pressi del Lago Canzolino.

flussi piroclastici ignimbrici sono assimilabili ad un evento vulcanico precoce, contemporaneo alla deposizione del Conglomerato Basale.

Lo spessore del Conglomerato Basale è generalmente di pochi metri, localmente (Marcotti e nella zona della Cima di Mezzodì) può raggiungere i 50-60 metri.

Il limite inferiore, netto ed erosivo, è con le filladi del basamento cristallino, quello superiore con la formazione di Buss e la formazione del Castelliere.

2.3.1.2. - Formazione di Buss (**LUB**) *Lave andesitiche* (α_1) *Auct.*

Formano piccoli edifici vulcanici (duomi) e colate di limitata estensione. Affiorano a SE della Linea di Pinè, nella valle del Rio Silla presso il Dosso di Penedallo e Nogarè, nell'altopiano di Pinè nei dintorni di Miola e lungo il fondovalle della Val Fersina, presso Clom e a N di Maso Obri. Il limite inferiore con il sottostante basamento cristallino, spesso mascherato dalle coperture quaternarie, è presente lungo la valle del Rio Silla, nei dintorni di Nogarè. Affiorano anche sopra il basamento e sopra il Conglomerato Basale, lungo il versante meridionale dell'Altopiano di Pinè, tra Montesei e Croce della Rocca, a Viarago, nella valle del Rio Negro e nei versanti a NE di Civezzano (Dosso di Penedallo) dove raggiungono gli spessori massimi (quasi 250 metri). In Val Fersina affiorano lungo il versante destro e presso il fondovalle nel settore Masadori-Marcotti.

Si tratta di lave andesitiche porfiriche molto idrotermalizzate, nere, grigio verdi o grigio violacee; sul terreno si presentano come lave massicce e pseudostratificate, associate a lave a blocchi arrotondati e spigolosi cementati tra loro da una matrice della medesima composizione. L'ossatura è data da fenocristalli di plagioclasio zonato, clino- ed orto-piroseni, anfibolo bruno, biotite e scarso quarzo ad anse e fratturato in una pasta di fondo microgranulare a dominante componente di plagioclasio con piroseni ed opachi. I fenocristalli sono spesso parzialmente o completamente sostituiti da pseudomorfo di albite, sericite, clorite, epidoti e ossidi (BARGOSSÌ *et alii*, 1981; DI BATTISTINI *et alii*, 1988).

Lo spessore è variabile ed è stato stimato sui 50-250 metri.

Nella zona posta a NNE della Cima di Mezzodì sono presenti, tra il Conglomerato Basale e la formazione del Castelliere, dei livelli di tufi o *surge* laminati di composizione andesitica e di colore verde scuro-grigio che sostituiscono le colate laviche andesitiche; essi sono il prodotto di un'attività a carattere esplosivo ed hanno uno spessore massimo di 50-60 metri.

Localmente al tetto della formazione di Buss ad ovest di Passo Cimirlo, sono comprese epiclastiti (LUBa) date da conglomerati a clasti andesitici e dacitici (Parco di Gocciadoro) e livelli di calcari selciferi fittamente stratificati contenenti ostracodi dulcicoli, attribuibili a eventi sedimentari lacustri (Salè). Localmente e all'interno delle epiclastiti si trovano anche intercalazioni di livelli decimetrici di *tuff* andesitici (LUBb). *Neck* di adduzione (LUBc) associati.

Affiorano al Parco di Gocciadoro (BARGOSSÌ *et alii*, 1983b), dove poggiano sulle filladi del basamento metamorfico e in località Salè. Spessore 0-60 metri.

Formazione di Buss - membro delle Quadrate (LUB1) *Lave dacitiche (a) Auct.*

Affiora a SE della Linea di Pinè, lungo il versante sinistro della Valle del Rio Silla presso Nogarè, in località Quadrate, nei dintorni della Riserva naturale del Laghestel e a S della Comparsa (Santa Caterina).

Il membro è costituito da lave dacitiche porfiriche idrotermalizzate di colore grigio-verde, massicce e talora a blocchi. L'ossatura è data da fenocristalli di plagioclasio, quarzo, biotite e piroseno in una massa di fondo di piccoli cristalli intrecciati di plagioclasio e quarzo frequentemente sostituiti da clorite e calcite. Formano piccoli edifici vulcanici associati alle lave andesitiche della formazione di Buss. Lo spessore è variabile, quello massimo è stimato sui 250 metri. A S della Comparsa (Santa Caterina) forma un piccolo duomo potente una cinquantina di metri.

Queste lave dacitiche venivano attribuite alla formazione delle Lave dacitiche (a) *Auct.*; nell'ambito dei rilevamenti compiuti risultano chiaramente sottostanti alla formazione del Castelliere che precede la messa in posto delle lave dacitiche della formazione di Pinè. Pertanto risulta corretto attribuirle alla formazione di Buss che precede la messa in posto di tali ignimbriti.

2.3.1.3. - Formazione del Castelliere (ICT) Ignimbriti riodacitiche ($\rho\Delta^{WT}$) e Ignimbriti andesitiche (α^1) *Auct.*

Affiora presso Nogarè (Postel) e lungo il versante sinistro della Val Fersina (Clom, Mutznasel, Rio Prighel), quindi sempre a SE della Linea di Pinè. Piccoli lembi della formazione a NW della Linea di Pinè, mai segnalati in precedenza, sono stati trovati nella zona di Campagnaga e Osella a NW dell'abitato di Civezzano e a N di Magnago dove affiora una successione vulcanica condensata, legata probabilmente alla presenza di un alto strutturale ubicato nei dintorni del Calisio. Affiorano lungo il versante meridionale dell'altopiano di Pinè (Castelliere, Buss, Dosso Alto) e nell'area di Cima di Mezzodi. Un piccolo lembo isolato tettonicamente affiora nei pressi di Maso Rossi, vicino a Cirè.

Affiora anche al Parco di Gocciadoro a est di Trento, dove giace sulla Formazione di Buss.

Si tratta di lapilli *tuff* riodacitici grigi, grigio-verdi e grigio-rossastri, con presenza di abbondanti fiamme (Fig. 10a) orientate lungo il flusso; localmente sono presenti intercalazioni di *tuff* laminati e breccia *tuff* (ICTa) ad abbondanti litici e inclusi associati a eventi di surge. Le alterazioni autometasomatiche sono intense.

L'ossatura è data da fenocristalli di quarzo a bordi corrosi, plagioclasio, biotite e pirosseno in una massa di fondo felsitica con evidenti motivi pseudofluidali, frequenti sono la pirite e il quarzo secondario in sottili vene di origine idrotermale (BARGOSI, 1982). Formano potenti bancate di spessore da metrico a decametrico, di forma tabulare talora influenzate dai duomi vulcanici della sottostante formazione di Buss che ne limitano l'espandimento.

Al tetto sono presenti localmente epiclastiti (ICTc) a clasti dacitici e riodacitici e lapilli *tuff* (ICTb) di composizione dacitico-andesitica, massicci, ricchi di frammenti litici lavici. Si tratta di piroclastiti di colore da bruno-rossastro a grigio-verdognolo, costituite da alternanze di livelli metrici di lapilli *tuff* poco rinsaldati con intercalazioni di *tuff* in sottili livelli a stratificazione piano parallela o incrociata. Si classificano come ignimbriti scarsamente rinsaldate associate a surge (Fig. 10b), costituite da cristalli di quarzo, plagioclasio, biotite, cui si associano localmente fiamme rinsaldate di colore verdognolo e piccoli litici filladici grigio argentei.

Queste ignimbriti dacitico-andesitiche affiorano in Val Fersina, a SE della Linea del Fersina, presso Clom, Laner e Zineti; sono presenti anche presso Civezzano e al parco di Gocciadoro, dove poggiano sulla formazione del Castelliere e nella zona di Salè, saldate alla formazione di Buss.

Lo spessore della formazione è variabile da 50 a 100 metri mentre l'unità di tetto ha spessore stimato di 20-70 metri e tende ad aumentare notevolmente spostandosi in direzione del settore Monte Fravort-Roncegno.

Il limite inferiore con la sottostante formazione di Buss, spesso mascherato



Fig. 10 - a) Fiamme e b) livello di “surge” nelle ignimbriti rioldacitiche della formazione del Castelliere, presso Buss.

dalle coperture quaternarie, è presente nel settore dell’altopiano di Nogarè.

Localmente (Valle del Rio Negro) sono presenti modeste intercalazioni di lave di composizione dacitica.

2.3.1.4. - Formazione di Pinè (LPE) Lave dacitiche ($p\Delta_2$) Auct.

Affiorano, a SE della Linea di Pinè, nella parte centrale dell’omonimo altopiano (fig. 11) dove costituiscono una serie di imponenti duomi vulcanici che determinano una caratteristica morfologia a dossi. Costruiscono diversi apparati vulcanici con colate e duomi di auto-accrescimento, talvolta separati tra loro.

Questi apparati tendono a scomparire andando verso nord. Le lave di questa



Fig. 11 - Lava dacitica con strutture (pieghe) da flusso della formazione di Pinè (Altopiano di Pinè).

formazione sono presenti anche in Val Fersina presso gli abitati di S. Orsola, Ronca e Fontanari, dove molto probabilmente costituiscono un grande apparato vulcanico a condotto centrale.

Si tratta di lave dacitiche porfiriche idrotermalizzate di colore grigio-verde, massicce e a blocchi arrotondati o poligonali. L'ossatura è data da fenocristalli di plagioclasio, quarzo “*embayed*”, biotite e pirosseno in una massa di fondo data da intrecci di piccoli cristalli di plagioclasio e quarzo; frequenti sono le pseudomorfofosi di sericite e calcite sui fenocristalli di plagioclasio e le pseudomorfofosi di clorite, sericite, calcite, ossidi, sui femici.

Lo spessore è variabile e raggiunge al massimo 250 metri.

Il limite inferiore con la sottostante formazione del Castelliere, spesso mascherato dalle coperture quaternarie, è presente nel settore dell'altopiano di Pinè (Gril, Postel, la Comparsa, Montagnaga, Puel e Pratond).

2.3.1.5. - Formazione di Cembra (**LMB**) Lave andesitiche (α_2) *Auct.*

Rappresenta una delle unità vulcaniche più diffuse del Foglio Trento. La for-

mazione affiora lungo entrambi i versanti della Val di Cembra, da Piazzo sino ad Albiano in sponda sinistra e da Faver a Lisignago in sponda destra, nel settore dell'alto strutturale del Calisio (Campagnaga, Osella, Barbaniga e Mazzanigo) e lungo entrambi i fianchi della dorsale del Dosso di Costalta, da Centrale sino al Monte Calvo.

E' costituita da lave andesitiche e quarzo-andesitiche, porfiriche, intensamente idrotermalizzate di colore nero, grigio-verde e grigio-violaceo, massicce nelle porzioni centrali, a blocchi cementati da una matrice della medesima composizione in quelle più esterne (fig. 12). L'ossatura è data da fenocristalli di plagioclasio, orto- e clino-pirosseno, biotite e talora quarzo, in una massa di fondo intersertale a piccoli cristalli di plagioclasio con frequenti strutture fluidali. Frequenti sono le sostituzioni con minerali secondari come opachi, calcite e clorite (BARGOSSÌ & CALANCI, 1984). Le lave formano potenti espandimenti sovrapposti gli uni sugli altri, di forma tendenzialmente tabulare. In Val di Cembra formano un grande edificio vulcanico a condotto centrale come testimoniano i rapporti stratigrafici di tipo *onlap* con le formazioni sovrastanti e la diffusa presenza di lave a blocchi ed orizzonti tufacei nella porzione superiore dell'unità.

Localmente (Albiano e Val Fersina) sono presenti dentro la formazione delle intercalazioni di *tuff* e breccia *tuff* (LMBb) a frammenti di lave e basamento cristallino che testimoniano sporadici eventi esplosivi, mentre intercalate e al tetto



Fig. 12 - Lava andesitica a blocchi della formazione di Cembra (Altopiano di Pinè).

si possono rinvenire modestissime estensioni di epiclastiti (LMBa) costituite da qualche decina di metri di conglomerati a clasti andesitici (Val Fersina - Sass Corz, Centrale) probabilmente legate a fenomeni di riattivazione di faglie calderiche.

Lo spessore è variabile, da 50 a 500 metri.

Il limite inferiore con la sottostante formazione di Pinè, spesso di difficile determinazione a causa delle coperture quaternarie e delle somiglianze litologiche dei due tipi di lave, è osservabile presso l'omonimo altopiano e in Val Fersina.

2.3.1.6. - Formazione di Lona (LNA)

Lave dacitiche e riodacitiche ($\rho\Delta_2$) *Auct.*

Affiorano esclusivamente in Val di Cembra.

Si tratta di lave che costituiscono cupole e colate riodacitiche di estensione limitata formanti un ammasso roccioso a grosse bancate dalla geometria irregolare sovente a blocchi, di colore prevalentemente violaceo con caratteristica struttura porfirica a fenocristalli di plagioclasio caratterizzati da un colore arancione, biotite e scarso quarzo. Petrograficamente si osserva una lava a struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio, biotite, pirosseno, quarzo e anfibolo immersi in una pasta di fondo criptocristallina con struttura fluidale fortemente ematizzata.

Lo spessore è variabile e stimato sui 100-200 metri.

Il contatto inferiore con le sottostanti lave andesitiche (formazione di Cembra) è ben visibile in località S. Leonardo. A tetto possono essere in contatto diretto con le sovrastanti ignimbriti riodacitiche (ben visibile a Castelliere di Lona) oppure possono passare direttamente alle sovrastanti ignimbriti riolitiche (San Leonardo di Lisignago).

2.3.1.7. - Formazione di Gargazzone (IGG)

Ignimbriti riodacitiche ($\rho\Delta^W$) *Auct.*

La formazione affiora estesamente, si osserva in Val di Cembra, principalmente lungo il versante sinistro e con sporadici affioramenti lungo quello destro. In questo settore le ignimbriti riodacitiche sono confinate entro due sistemi di faglie permiane ad andamento NW-SE che ne hanno limitato l'espandimento verso oriente e verso occidente rispettivamente: la Linea del Redebus e il sistema Faedo-Gril. Spessori ridotti della formazione sono presenti nell'alto strutturale del Calisio, mentre affiora con spessori notevoli lungo la dorsale del Dosso di Costalta, da Moscatti sino al Monte Calvo e a SE del Passo Redebus. A settentrione affiora a ridosso della Linea di Pinè nella zona di Fornace e presso Rizzolaga-Campolongo.

Si tratta di lapilli *tuff* di colore rosso vino in bancate metriche, massicci, con fiamme orientate lungo le direzioni di flusso; formano potenti espandimenti di forma tabulare. L'analisi petrografica mostra una struttura clastica orientata con lapilli di quarzo scheggiati e ad anse, plagioclasti, biotite e sanidino in una pasta di fondo cineritica criptocristallina a struttura felsitica. I fenomeni metasomatici sono diffusi con presenza di albite, sericite ed opachi nei plagioclasti e di clorite ed opachi nella biotite. Il fondo presenta ricristallizzazione quarzo-feldspatica con struttura felsitica e sferulitica, ed evidenti motivi pseudofluidali di risaldamento di componenti pomicee (struttura eutaxitica). Abbondante è la presenza di fiamme ed inclusi xenolitici e frequenti sono le pigmentazioni di idrossidi di ferro, responsabili del colore rossastro della roccia.

Localmente sono presenti livelli di *tuff* (IGGa) ben stratificati, associati ad eventi di surge e livelli isolati di vulcanoclastiti (IGGb) (Lases, Val Fersina, S. Agnese) a clasti riodacitici spigolosi e subarrotondati, interpretabili come collassi gravitativi caduti da bordi calderici riattivati.

Lo spessore è variabile e stimato sui 50 - 350 metri.

Il limite inferiore con la sottostante formazione di Cembra, spesso di diffici-



Fig. 13 - Livello di epiclastiti (conglomerati) al tetto delle lave andesitiche di Cembra passanti alle ignimbriti riodacitiche della formazione di Gargazzone (Sass Corz, Val Fersina).

le determinazione a causa delle coperture quaternarie, è presente principalmente lungo i due versanti della dorsale del Dosso di Costalta: fa eccezione la zona del fondovalle del Fersina (località Masetti, a oriente di Fontanari) dove una lacuna a livello delle lave andesitiche di Cembra determina una sovrapposizione della formazione di Gargazzone con le lave dacitiche di Pinè. Lungo il versante sinistro della Val di Cembra il limite inferiore è con le lave della formazione di Gries; in sponda destra affiora invece esclusivamente nel settore di Lisignago ed il contatto inferiore è con le lave andesitiche di Cembra (fig. 13).

2.3.1.8. - Formazione di Bosco (**LBS**) Lave riolitiche e riodacitiche (ρ) *Auct.*

Forma apparati vulcanici con colate e duomi di autoaccrescimento presenti nel settore sud occidentale (Piazzole, Doss della Gallina), nella zona tra Gazzadina e Meano e nei dintorni dell'abitato di Bosco ove è presente anche il limite inferiore con la formazione di Gargazzone.

E' costituita da lave di composizione riolitica di colore rosso vinaccia, a volte rosate, massive, raramente a blocchi, a struttura porfirica con fenocristalli di quarzo, plagioclasio, sanidino e biotite fresca.

La roccia analizzata petrograficamente, mostra struttura porfirica seriatata ad indice di porfiricità piuttosto elevato, con abbondanti fenocristalli di quarzo con anse di riassorbimento, K-feldspato sanidino in cristalli di grosse dimensioni (fino a 5 mm), plagioclasii completamente sostituiti da pseudomorfofosi di fasi secondarie e biotite a volte sostituita da opachi ed ematite. La pasta di fondo è devetrificata e composta da aggregati quarzo-feldspatici associati e microcristalli torbidi di plagioclasii e di biotite ematizzata. Sono frequenti le ricristallizzazioni sferulitiche e le fratture riempite da vene di sericite e di quarzo secondario.

Localmente sono presenti livelli di *tuff* ben stratificati e laminati, associati ad eventi di surge. Lo spessore è stimato intorno ai 100 m. Il limite inferiore è con la formazione di Gargazzone mentre non si osserva mai il limite superiore con la formazione di Ora.

2.3.1.9. - Formazione di Regnana (**LRE**) Lave dacitiche e riodacitiche ($\rho\Delta_2$) *Auct.*

Affiora limitatamente lungo il versante sinistro della Val di Cembra, poco a sud di Sevignano mentre sono abbondanti nel settore orientale del foglio, presso il Dosso di Costalta, il Sass di S. Orsola, gli abitati di Regnana e Centrale. Modesti affioramenti sono presenti a cavallo della Linea di Pinè a sud di Fornace. In

tutti questi casi costituiscono piccoli apparati vulcanici separati gli uni dagli altri formati da colate e duomi di autoaccrescimento.

Si tratta di lave riodacitiche di aspetto massiccio e a blocchi dal caratteristico colore violetto, talvolta rosato, con struttura porfirica ove spiccano fenocristalli di plagioclasti contornati da un alone arancione associati a quarzo e biotite. A livello petrografico queste rocce mostrano una chiara struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasto idiomorfo e sempre alterato, biotite sostituita da opachi ed ovoidi di zeoliti, pirosseni e anfiboli sempre alterati, quarzo e raro sanidino. Fasi accessorie sono apatite e zirconio. La pasta di fondo presenta tessitura fluidale ed è data generalmente da un intreccio microcristallino di plagioclasti ed opachi.

Localmente (Sass di S. Orsola) al tetto si osservano epiclastiti (LREa) date da livelli di conglomerati a clasti subarrotondati di lave riodacitiche, con granulometria dalla ghiaia al blocco (diametro max. 30 cm); presentano una parvenza di stratificazione e si possono interpretare come un episodio da *debris flow* legato alla riattivazione di faglie calderiche con conseguente innesco di fenomeni erosivi lungo le scarpate.

Lo spessore è variabile, quello massimo è stimabile sui 150 metri.

Il limite inferiore con la sottostante formazione di Gargazzone, spesso di difficile determinazione a causa delle coperture quaternarie, è presente presso la vetta del Dosso di Costalta.

2.3.1.10. - Formazione di Gries (IGR) Ignimbriti riolitiche (ρ^w) Auct.

La formazione affiora prevalentemente lungo il versante destro nei dintorni dell'abitato di Faver e nel fondovalle della Val di Cembra tra Piazza e Prà. Localmente lungo la Strada Provinciale a sud della cava di Fornace si possono osservare fenomeni di esfoliazione cipollare (fig. 14) ed alla cava sulla vetta del Dosso di Costalta, livelli di vetrofiro.

Questa formazione è data da lapilli *tuff* e *tuff* riolitici di colore dal rosso al viola, caratterizzati da fiamme orientate parallelamente all'unità di flusso. L'osservazione petrografica evidenzia una roccia con struttura clastica orientata, priva di selezioni granulometriche, con abbondanti lapilli e ceneri cristalline in pasta di fondo costituita da un aggregato microcristallino felsitico pseudofluidale, a volte sferulitico, derivato dalla ricristallizzazione della componente vetrosa originaria. Sono presenti cristalli di K-feldspato (sanidino anche in grossi cristalli di circa 4 mm), quarzo in grossi cristalli (circa 4 mm) con bordi arrotondati ed ampie insenature, plagioclasti tendenzialmente idiomorfi e trasformati in aggregati di sericite, calcite ed opachi, biotite parzialmente opacizzata e sostituita da clorite. Fasi accessorie sono apatite e zirconio. Il fondo cineritico evidenzia ricristallizzazione quarzo-feldspatica da micro a criptocristallina, sono presenti litici e fiamme.



Fig. 14 - *Esfoliazioni cipollari nella formazione di Gries (Lases).*

Lo spessore è variabile da qualche decina di m sino a 150 metri.

Il limite inferiore con la sottostante formazione di Cembra è direttamente osservabile soprattutto nella zona del Ponte dell'Amicizia (Piazzo) dove è presente il passaggio tra una breccia a clasti andesitici (formazione di Cembra) e livelli di *tuff* laminati passanti a lapilli *tuff*.

2.3.1.11. - Formazione di Ora (**ORA**) Ignimbriti riolitiche (ρ^w) *Auct.*

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 quasi 1000 metri nelle zone più depresse del settore altoatesino tra Bolzano ed Ora ma che si espandono anche verso il settore trentino ricoprendo in discordanza le formazioni di Cembra, di Gargazzone e di Regnana. Rappresenta di gran lunga l'unità ignimbritica più diffusa nel foglio ed affiora lungo i due versanti della Val di Cembra sino a Lavis e nella valle del rio del Carpine a nord di Montevaccino dove sono anche presenti livelli di *tuff*. Un piccolo affioramento è presente poco a sud dell'abitato di Faedo. Al tetto (Monte Rosà) sono presenti lapilli *tuff* riolitici di colore rosso vino, massicci e a fratturazione irregolare.

Si tratta di lapilli *tuff* di colore dal grigio al rosso, massicci, idrotermalizzati, con netta e regolare fessurazione sub verticale, ricchi di fiamme e litici orientati nel senso del flusso piroclastico. Alla scala del campione a mano si riconoscono fenocristalli di quarzo, plagioclasio, sanidino e biotite idiomorfa.

Petrograficamente i lapilli *tuff* di questa formazione presentano struttura clastica con lapilli e ceneri cristallini contenuti in pasta di fondo pseudofluidale a ricristallizzazione felsitica ed in aggregati quarzo-feldspatici a struttura sferulitica. Il quarzo rappresenta il minerale più diffuso in grossi individui (circa 5 mm) fratturati e arrotondati con motivi ad anse di riassorbimento (*embayed*), in ordine di abbondanza seguono i plagioclasti spesso torbidi, il K-feldspato (sanidino) in grossi cristalli (da 2 a 5 mm), la biotite spesso deformata e con incluse fasi opache, ematite e lucoxeno. Fasi accessorie sono apatite e zircone. Il fondo evidenzia strutture pseudofluidali di rinsaldamento con motivi eutaxitici ed intensa ricristallizzazione quarzo-feldspatica a struttura microgranulare. La componente juvenile è rappresentata da fiamme allungate e modellate costituite da inclusi afanitici e porfirici.

Localmente (Passo Redebus) sono presenti *neck* di adduzione associati (ORAb) e alla base, livelli di *tuff* (ORAA) ben stratificati e laminati associati ad eventi di *surge*. Al tetto (Monte Barco, sul lato occidentale della tavola) sono presenti lapilli *tuff* riolitici di colore rosso vino, massicci e a fatturazione irregolare. Queste ignimbriti formano potenti espandimenti di forma tabulare dove la roccia presenta una netta e regolare fessurazione subverticale secondo due sistemi principali di frattura tra loro circa ortogonali. 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 oggetto tuttora di una forte attività estrattiva per la produzione del porfido sia in lastre sia in cubetti (fig. 15).

Sul dossone di Cembra le ignimbriti riolitiche della formazione di Ora chiudono a tetto la formazione di Cembra, la formazione di Gargazzone e la formazione di Lona; nel settore nord ovest si registra il contatto, localmente per faglia lungo la Linea di Trodena, con i soprastanti depositi sedimentari permo-triassici. Gli spessori in destra Avisio si assottigliano procedendo da est verso ovest, da ca. 800 metri (Pramaggiore) fino a circa 200-250 metri (Mosana-Monte Rosà). Nel settore occidentale della tavola lo spessore è variabile ed è massimo in corrispondenza della zona di Albiano (almeno 300 metri) e va riducendosi sino a pochi metri andando verso sud nella zona dell'alto strutturale del Calisio; nel settore orientale della tavola lo spessore non è determinabile mancando sia le unità al letto che quelle al tetto ma raggiunge almeno i 600 metri.

Il limite inferiore con le andesiti della formazione di Cembra è osservabile in Val di Cembra in corrispondenza dell'omonimo abitato. Presso Albiano, Fornace,



Fig. 15 - Fratturazione "a lastre" nelle ignimbriti riolitiche della formazione di Ora (Albiano, Val di Cembra).

Lona, Rizzolaga, e sulla vetta del Dosso di Costalta è presente il limite inferiore con la formazione di Gargazzone. Presso il Passo Redebus e l'abitato di Regnana è invece presente il limite inferiore con la formazione di Regnana.

3 - GEOCHIMICA

Da quanto precedentemente esposto nel quadro generale della successione degli eventi vulcanici permiani e tenendo conto anche delle considerazioni fatte per il Foglio Appiano (AVANZINI *et alii*, 2007), risulta evidente che la caratteristica peculiare dell'attività magmatica permiana del gruppo vulcanico atesino (GA) è la persistenza nel tempo e nello spazio di magmi andesitici e dacitici coesistenti con magmi riodacitici e riolitici.

Andesiti e daciti si rinvencono alla base della successione come clasti nel Conglomerato basale, ed in notevole quantità nei duomi e nelle colate laviche delle formazioni di Buss, di Pinè e di Cembra, sempre seguite dalla messa in posto di ignimbriti prevalentemente riodacitiche con minori daciti-andesiti e rioliti. Solo nell'ultimo ciclo di attività magmatica si ha la messa in posto di abbondanti prodotti più evoluti con lave e duomi riodacitici e riolitici seguiti dall'evento pa-

rossistico finale rappresentato dalle ignimbriti riolitiche della formazione di Ora. Un'ulteriore indicazione di tale coesistenza temporale è rappresentata dai livelli di ignimbriti riolitiche (CGBa) intercalate ai Conglomerati basali analogamente a quanto avviene nell'area del Foglio Appiano.

I prodotti plutonici e subvulcanici, rappresentati dalle granodioriti del Rio Rigolor con inclusi femici microgranulari (MME) di composizione granodioritica, e dalla masserella tonalitico-quarzodioritica di Canezza, suggeriscono che si sia verificata un'intensa interazione fra due magmi composizionalmente diversi in condizioni di non ancora completa solidificazione con intrusione, frammentazione e dispersione (*mingling-mixing*) della componente basica all'interno della massa principale granodioritica e tonalitica, ancora in uno stato plastico. I laccoliti ed i filoni andesitico-dacitici, i corpi ed i filoni felsitici, i piccoli corpi subvulcanici monzogranitici, i filoni porfirici riodacitici e microgranulari riolitici, costituiscono prodotti legati al magmatismo permiano che ha prodotto i più estesi plutoni di Cima d'Asta e di Roncegno-Torcegno e gli estesi espandimenti vulcanici del gruppo vulcanico atesino (GA). In questo contesto i filoni a calcite, quarzo, barite e fluorite, mineralizzati a solfuri misti, sono l'espressione della tardiva attività magmatica idrotermale.

Sui prodotti dell'attività magmatica permiana del foglio Trento sono state condotte circa 120 analisi chimiche i cui risultati, mediati per ognuna delle formazioni distinte sono stati proiettati nei principali diagrammi petrografici; i valori sono stati ricalcolati a 100 dopo aver sottratto le sostanze (H₂O, CO₂ e SO₂) perdute durante la calcinazione allo scopo di omogenizzare i valori chimici.

3.1. - CARATTERE SERIALE

Risulta evidente dal diagramma classificativo alcali (Na₂O+K₂O) vs. silice SiO₂ (fig. 16) che le vulcaniti permiane del Foglio Trento presentano carattere seriale subalcalino, infatti quasi tutti i punti si proiettano nel campo delle rocce subalcaline, al di sotto della linea divisoria di IRVINE & BAGARAR (1971) per la separazione fra le rocce alcaline e subalcaline.

I campioni analizzati denotano un'ampia gamma composizionale, compresa tra il 55% e il 75% in SiO₂, con termini da andesitici a riolitici. I fenomeni metasomatici, nonostante il ricalcolo a 100 senza la LOI, possono falsare drasticamente la classificazione (vedi i due campioni impoveriti in SiO₂). La sommatoria degli alcali è compresa tra il 4% e il 13%. L'anomalo carattere alcalino riscontrato nelle andesiti e nelle daciti è da attribuire al fatto che questi campioni sono molto alterati per fenomeni tardomagmatici (metasomatici) che hanno modificato la composizione mineralogica primaria producendo un arricchimento in alcali.

Le rocce subalcaline si possono suddividere a loro volta, mediante il diagram-

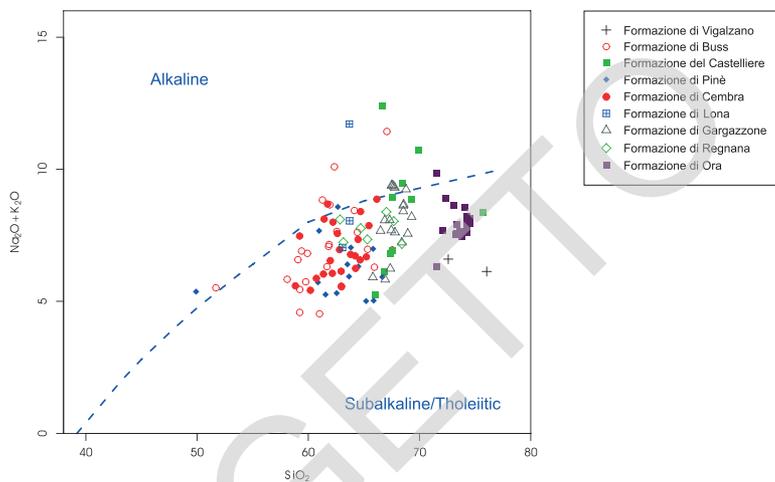


Fig. 16 - Diagramma alcali vs. silice. Distinzione tra i campi alcalino e subalcalino secondo IRVINE & BAGARAR (1971).

ma triangolare AFM (A=Na₂O+K₂O; F=FeO+Fe₂O₃×0,9; M=MgO), in tholeiitiche e calcalkaline.

I 120 campioni proiettati in fig. 17 mostrano una chiara affinità calcalkalina, in quanto ricadono al di sotto della linea divisoria fra rocce con affinità tholeiitica

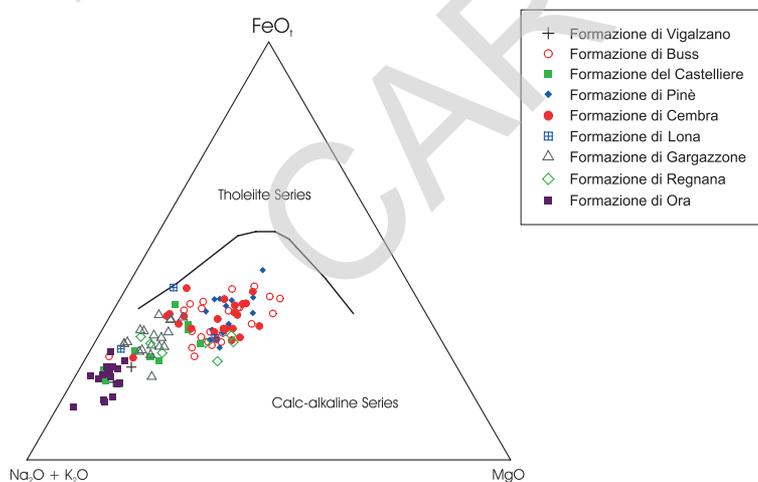


Fig. 17 - Diagramma AFM. Le associazioni subalcaline vengono discriminate in serie calcalkaline ed in serie tholeiitiche dalla linea divisoria proposta da IRVINE & BAGARAR (1971).

e calcalkalina proposta da IRVINE & BAGARAR (1971).

Le associazioni calcalkaline definiscono il classico andamento che punta direttamente verso il vertice di massima concentrazione di alcali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), dove sono localizzati i termini più ricchi in SiO_2 quali le rioliti della formazione di Ora. Questo andamento, *trend* di BOWEN, è dovuto ad una progressiva diminuzione del rapporto FeO/MgO , un effetto della precoce stabilità di minerali metallici come ad esempio la magnetite ($\text{Fe}_3\text{O}_4 = \text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) o ad un progressivo arricchimento nella sommatoria degli alcali e un rapporto costante di FeO/MgO .

3.2. - CLASSIFICAZIONE

La classificazione delle vulcaniti permiane del Foglio Trento, è stata effettuata utilizzando il diagramma TAS (total alkali-silica) (LE MAITRE, 1989) (fig. 18). Tale diagramma consente di effettuare la classificazione delle rocce vulcaniche utilizzando, su base anidra, i contenuti di $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (wt. %) vs. il contenuto in SiO_2 (wt. %) come stabilito dalla Sottocommissione per la sistematica delle rocce ignee IUGS.

Il diagramma TAS fornisce una classificazione basata su elementi alcalini facilmente soggetti a mobilizzazione metasomatica. I campioni presi in esame risultano avere subito una alterazione molto spinta.

L'osservazione petrografica effettuata al microscopio ottico ha infatti messo in evidenza la quasi completa sostituzione delle fasi femiche ad opera di fasi opache, clorite e carbonati e la diffusa albitizzazione, calcitizzazione, sericitizzazione ed epidotizzazione dei feldspati.

Per ovviare ad errori di classificazione nel diagramma TAS, si è quindi utilizzando il diagramma Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (WINCHESTER & FLOYD, 1977). Questo diagramma risulta infatti essere più preciso del TAS per il semplice fatto che utilizza elementi in traccia meno sensibili ai fenomeni di alterazione e consente anche di definire il carattere seriale delle rocce. È dunque possibile distinguere le rocce subalcaline (bassi rapporti Nb/Y) da quelle alcaline (alti rapporti Nb/Y).

I campioni proiettati mostrano un carattere seriale subalcalino in quanto ricadono nell'area del diagramma con bassi valori del rapporto Nb/Y ($<0,65$), evidenziando una discreta omogeneità compositiva, concentrandosi nel campo delle andesiti ed in quello delle riodaciti/daciti (Fig. 19).

Per la classificazione petrografica delle rocce filoniane sono stati utilizzati gli usuali diagrammi (LE BAS *et alii*, 1989; WINCHESTER & FLOYD, 1977).

Tutti i prodotti magmatici permiani costituiscono una serie da metalluminosa a leggermente peralluminosa che mostra caratteristiche mineralogiche, petrografiche e chimiche proprie di associazioni a carattere seriale subalcalino con chiara

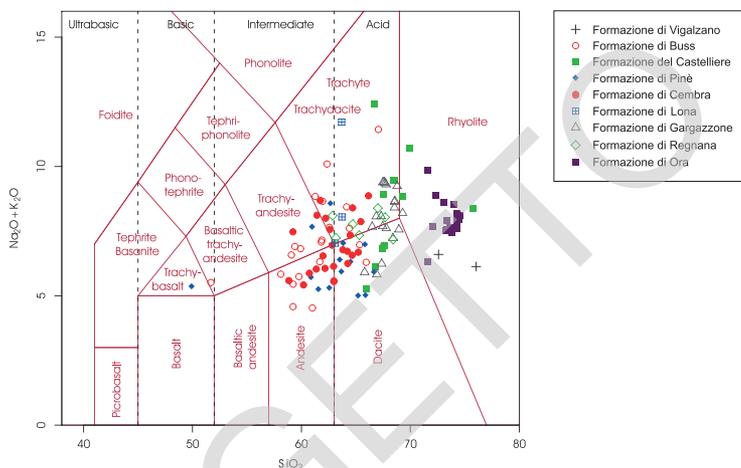


Fig. 18 - Diagramma TAS (LE BAS *et al.*, 1986; LE MAITRE, 1989).

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 ‰) in accordo con BARTH & MOHR, 1994 e ROTTURA *et alii*, 1998, mettono in evidenza

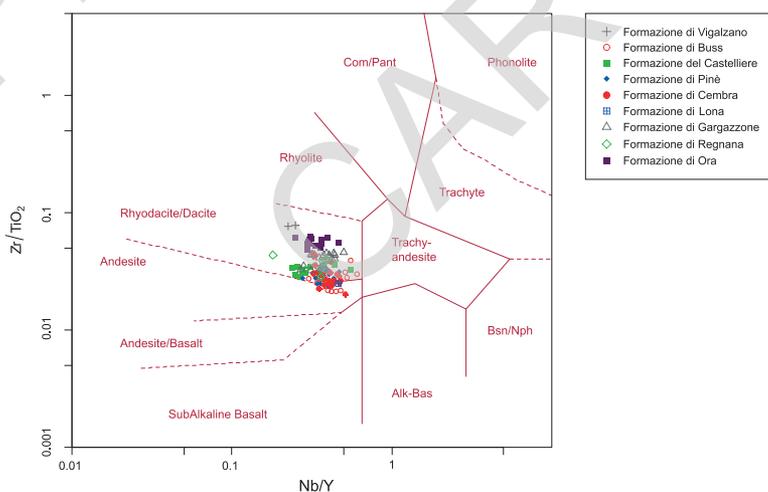


Fig. 19 - Diagramma Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (WINCHESTER & FLOYD, 1977).

la natura ibrida dei prodotti magmatici del permiano inferiore, originati attraverso complesse interazioni tra magmi di derivazione mantellica e materiale crostale.

3.3. - GEOCRONOLOGIA

Sulla base di recenti dati disponibili in letteratura si può tracciare un quadro della cronologia di messa in posto dei prodotti magmatici permiani del Foglio Trento ed inquadrare questi eventi nell'ambito dell'evoluzione temporale dell'intero (GA) comprendendo anche i corpi intrusivi.

L'età di intrusione nel Basamento metamorfico sudalpino del plutone di Cima d'Asta ad est dell'area del F. Trento è di $275,5 \pm 1,5$ Ma (BARTH & MOHR, 1994), età Th/Pb su allanite della granodiorite della Val Calamento.

Nell'ambito delle attività connesse alla realizzazione di questo Foglio, in collaborazione con URS KLÖTZLI del *Labor für Geochronologie - Department für Lithosphärenforschung Erdwissenschaftliches Zentrum - Universität Wien*, si è potuta determinare un'età di $277,9 \pm 3,4$ Ma per l'intrusione della masserella tonalitico-quarzodioritica di Canezza, età U/Pb su zircone abbastanza vicina all'età Th/Pb su allanite del plutone di Cima d'Asta.

Per ciò che riguarda le vulcaniti permiane, alla base della sequenza è stata determinata un'età U/Pb su Zr di $286,0 \pm 3,0$ Ma per le andesiti della Formazione di Buss (PICCIN *et alii*, 2009).

Si ha poi un'età di $280,5 \pm 0,5$ Ma (SCHALTEGGER & BRACK, 2007), determinata sulle ignimbriti riodiacitiche della Formazione del Castelliere in Val Calamento. A tetto della successione, si ha invece un'età U/Pb su Zr di $277,6 \pm 0,6$ Ma (SCHALTEGGER & BRACK, 2007) sull'ignimbrite riolitica della Formazione di Ora delle cave di Albiano ed un'età U/Pb su Zr di $275,0 \pm 4,9$ Ma sull'ignimbrite riolitica della Formazine di Ora a Monte Rosà (PICCIN *et alii*, 2009).

Sono disponibili dati di confronto con il Foglio Appiano e con il F. Merano (AVANZINI *et alii*, 2007 e MAROCCHI *et alii*, 2008). Per quanto riguarda i corpi intrusivi, il plutone di Monte Croce presenta età U/Pb su Zr comprese tra 284,3 e 285,4 Ma che si correlano con quella di 286,6 Ma determinata sul plutone di Ivigna. La successione vulcanica permiana alla base ha un'età U/Pb su Zr di $284,9 \pm 1,6$ Ma ed al tetto di $274,1 \pm 1,4$ Ma.

Per quanto riguarda le vulcaniti del Foglio Bolzano si ha un'età U/Pb su Zr di $290,7 \pm 3,0$ Ma per le andesiti basaltiche della Val di Funes (VISONÀ *et alii*, 2007) che poggiano direttamente sul basamento metamorfico sudalpino ed un'età Th/Pb su allanite di $276,3 \pm 2,2$ Ma, sui vitrofiri riolitici di Tisana (BARTH *et alii*, 1994).

Da questo quadro emerge che l'intera attività magmatica del gruppo vulcanico atesino (GA) copre un'intervallo di tempo di circa 10 Ma. Che per tutta la sua estensione, dal settore meridionale del trentino fino a quello settentrionale boza-

nino, la formazione di Ora ha un'età di circa 277 Ma e che solo nel settore nord-occidentale della Val d'Adige (Nalles), di Monte Dian presso Tregiovo ed a Monte Rosà nel Foglio Trento, le ultime unità di flusso ignimbrico di questa formazione hanno età di 274 Ma (le più recenti fino ad ora determinate su tutto il gruppo vulcanico atesino (GA). Ed infine che il plutone di Cima d'Asta e masserelle satelliti sono di circa 9 Ma più recenti rispetto al plutone di Ivigna-Monte Croce.

4. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE E VULCANICHE PERMO-CENOZOICHE

Le coperture sedimentarie del settore compreso in carta comprendono formazioni che vanno dal Permiano superiore all'Oligocene inferiore (fig. 20). Se per la maggior parte sono ben confrontabili con le coeve unità del bacino dell'Adige già documentate dai rilievi in zone limitrofe, per alcuni intervalli cronostratigrafici (es. Triassico medio) presentano spiccate peculiarità che sono evidenziate in carta. Nella realizzazione del Foglio e nella stesura delle note ad esso relative si sono seguite le indicazioni nomenclaturali riportate nei fascicoli VI e VII del volume 7 dei Quaderni del Servizio Geologico Nazionale adottando i nomi formazionali tradizionali (es. Oolite di San Vigilio, Gruppo dei Calcari Grigi) lì validati.

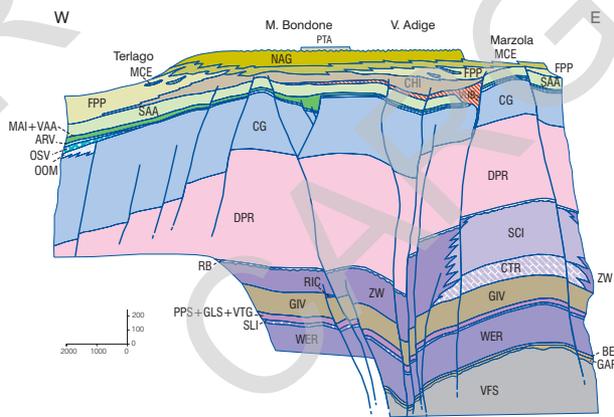


Fig. 20 - Schema dei rapporti stratigrafici delle Unità sedimentarie.

VFS, Filladi e filladi quarzifere; GAR, Arenaria di Val Gardena; BEL, formazione a Bellerophon; WER, Formazione di Werfen; SLI, dolomia del Serla inferiore; PPS, conglomerato del Piz da Peres; GLS, formazione a Gracilis; VTG, Conglomerato di Voltago; GIV, formazione di Giovo; RIC, Conglomerato di Richthofen; ZW, gruppo delle Zwischenbildungen; CTR, Formazione del Contrin; SCI, formazione dello Sciliar; RB, gruppo di Raibl; DPR, Dolomia Principale; CG, Gruppo dei Calcari Grigi; ARV, Rosso ammonitico veronese; MAI, Maiolica; VAA, scaglia variegata alpina; SAA, Scaglia rossa; CHI, formazione di Chiusole; VUB₂, basalto della Val Lagarina - membro del Monte Biaena; FPP, formazione di Ponte Pià; MCE, calcare di Malcesine; NAG, calcare di Nago; PTA, argille di Ponte Arche.

4.1. - ARENARIA DI VAL GARDENA (**GAR**)

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

Affiora prevalentemente nel settore a sud dell'Avisio, sull'altopiano del Calisio. A sud di Trento, la formazione è presente a nord-ovest di Roncogno e alla base dei versanti orientale e occidentale del Monte Marzola (Parco di Gocciadoro, Salè).

Si tratta di arenarie rosse, grigie e bianche poco compatte, alternate a siltiti rosse o grigie, siltiti marnose e marne, spesso con noduli di gesso rosato. I termini più fini sono prevalentemente di colore rossastro. La porzione basale dell'unità è costituita da un intervallo conglomeratico di 5- 10 metri, a clasti ignimbrici, da arrotondati a subarrotondati in matrice arenacea grigio-rossastra che affiora in modo discontinuo nel settore sud-orientale (Parco di Gocciadoro di Trento, Rio Salè). La parte sommitale è sempre caratterizzata da siltiti e arenarie fini di colore rosso cupo con gesso in noduli e vene.

Nella zona di Bosco e Montevaccino sono rappresentate alla base da arenarie grossolane ricche in quarzo e biotite seguite da arenarie grigie a stratificazione incrociata con resti vegetali e con intercalazioni decimetriche di conglomerati a clasti vulcanici ed infine un livello di arenarie grossolane poco organizzate contenenti un livello decimetrico di marne grigie. Nella parte superiore sono talvolta presenti (Pian del Gacc) breccie ricche in clasti della Formazione a Bellerophon.

Nella successione di Verla di Giovo, che risulta una delle più continue, si osserva alla base un'alternanza di arenarie grigio - verdi e rosse con peliti e livelli con tracce di radici cui si sovrappongono arenarie quarzose laminate seguite nuovamente da una sequenza di peliti rosse e gialle con noduli diagenetici (paleosuoli). Questa unità è seguita da calcari marnosi grigi con intercalazioni di arenarie quarzose grossolane passanti ad arenarie quarzose biancastre con frustoli vegetali (intercalazioni tra Formazione a Bellerophon e Arenaria di Val Gardena). Al tetto, dominano calcari marnosi, peliti e marne grigie e rosse.

Lo spessore è di difficile determinazione e comunque variabile dal momento che la deposizione delle arenarie è avvenuta sopra un substrato vulcanico molto irregolare (circostanza questa testimoniata anche da contatti di tipo *onlap* con le vulcaniti nella zona a N di Montevaccino) ma apparentemente non superiore ai 70-80 metri.

Il limite inferiore è erosivo, normalmente paraconcordante sul basamento metamorfico (filladi quarzifere) o sulle diverse formazioni vulcaniche del gruppo vulcanico atesino. Quello con la Formazione a Bellerophon è ubicato in corrispondenza del passaggio tra le facies pelitiche sommitali e i primi calcari marnosi giallastri vacuolari. Spesso il limite superiore è caratterizzato dall'alternanza tra

calcarei della formazione a Bellerophon e lingue di arenarie ancora parte della formazione sottostante in accordo con quanto documentato anche in altri settori delle Alpi meridionali

L'ambiente di sedimentazione è interpretabile come fluviale meandriforme passante verso l'alto ad una sabba con condizioni di forte evaporazione. La presenza di noduli carbonatici stile "caliche" è testimonianza di un clima semi-arido così come la colorazione rossa ematica causata da vari processi di umidificazione ed essiccamento di depositi di *overbank* o di *playa*. Età: Permiano superiore.

4.2. - FORMAZIONE A BELLEROPHON (BEL)

Introdotta originariamente come Bellerophonkalk (HOERNES, 1876), con riferimento all'unità a calcari scuri che costituisce la parte superiore della formazione (in italiano, Calcarea a Bellerophon, MERLA, 1930) è citata come Formazione a Bellerophon da ACCORDI (1959), che vi comprende anche l'unità inferiore evaporitica.

La formazione a Bellerophon affiora nel settore orientale del foglio lungo il versante orientale del Monte Marzola, Passo Cimirlo, nei pressi di Gabbiolo e Valnigra e alla base del versante nord orientale del Monte Celva. È visibile anche sull'altopiano del Calisio, lungo il versante meridionale del Doss de le Grave e lungo la dorsale del Monte Corno.

Litologicamente è data da calcari siltosi grigi e calcari nodulari scuri bituminosi fittamente stratificati alternati a siltiti grigie, interstrati marnosi e sporadici intervalli carboniosi; dal basso verso l'alto si osserva la graduale scomparsa delle facies marnoso-siltose e il progressivo aumento della frazione carbonatica (Facies "Fiemmazza"). *Wackestone-packstone* grigio scuri e *packstone-grainstone* talora dolomitizzati organizzati in strati decimetrici separati da sottili veli siltosi, caratterizzano la porzione sommitale dell'unità. Localmente (NE di Meano) sono state osservate alternanze di calcareniti e brecce intraformazionali ricche di clasti calcarei schiacciati e allungati lungo la direzione del flusso.

Nel settore a nord dell'Avisio la formazione è caratterizzata da alternanze di strati decimetrici di calcari marnosi vacuolari grigi e giallastri scuri con intercalazioni di marne grigie e nere, calcari marnosi laminati e dolomie marroni laminate. Ad est di Palù di Giovo si osservano livelli di conglomerati a clasti arrotondati e subarrotondati di rioliti cui si sovrappone una bancata metrica data da alternanze di arenarie grossolane grigie, marne e peliti rosse e grigio-verdi. Questa situazione è stata interpretata come legata ad un ambiente di mare poco profondo fortemente inquinato da apporti provenienti da un alto strutturale in vulcaniti permiane posto poco più a occidente (alto strutturale del M. Rosà).

La potenza è valutabile tra i 10-40 metri.



Fig. 21 - Livello con tracce di radici nella Formazione a Bellerophon nei pressi di Palù di Giovo (Valle di Cembra).

Il limite inferiore è transizionale rapido su GAR. Il limite superiore con il membro WER₁ è posto in corrispondenza della totale scomparsa delle siltiti o dal passaggio tra i calcari marnosi vacuolari e le calcareniti oolitiche massicce.

L'ambiente di deposizione è assimilabile a quello di una sabka costiera o laguna inquinata da apporti terrigeni (fig. 21). Età: Permiano superiore.

4.3. - FORMAZIONE DI WERFEN (**WER**)

La formazione affiora in destra e sinistra Adige nei dintorni di Trento. Nonostante l'ampia copertura quaternaria che maschera ampi tratti della successione si intuisce che la Formazione di Werfen è anche qui rappresentata, come in Dolomiti, da una complessa successione di sedimenti carbonatici, terrigeni e misti. I litotipi presenti sono svariati: calcari e dolomie arenacee e siltose, 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 non è stimabile con esattezza, ma verosi-

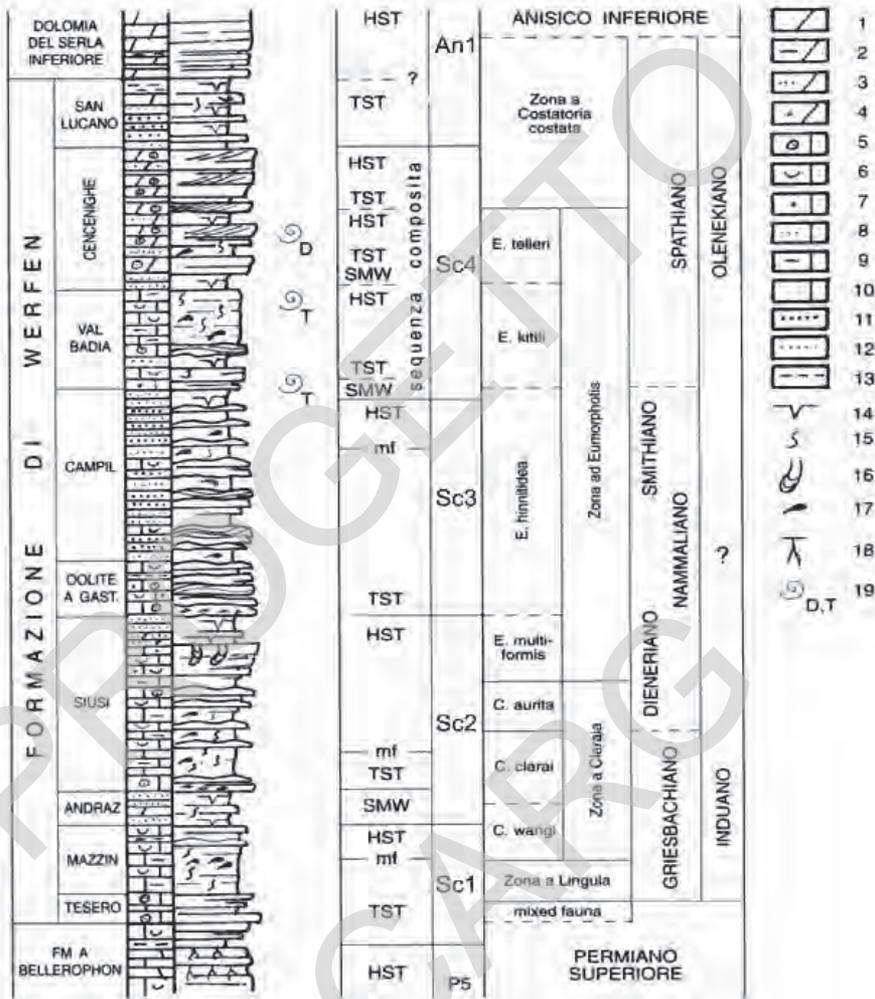


Fig. 22 - Schema cronostratigrafico e sequenziale della Formazione di Werfen (mod. da BOSELLINI et alii, 1996). Simboli: 1, dolomie; 2, dolomie argillose; 3, dolomie siltose; 4, dolomie arenacee; 5, calcareniti oolitiche; 6, calcareniti bioclastiche; 7, calcari arenacei; 8, calcari siltosi; 9, calcari marinosi; 10, calcari micritici; 11, arenarie; 12, siltiti; 13, peliti; 14, mud-cracks; 15, bioturbazione; 16, Diplocraterium; 17, bivalvi; 18, tracce di radici; 19, ammonioidi (D: *Dinarites sp.*, T: *Tirolites sp.*)

milmente raggiunge i 250-300 metri (GHETTI & NERI, 1983). Il contenuto fossilifero delle unità affioranti in zona, seppur scarso, risulta significativo dal punto di vista della cronostratigrafia della Formazione (fig. 22).

La successione sedimentaria é costituita da *facies* marine di mare sottile, rap-

presentanti l'inizio della trasgressione marina triassica.

La Formazione di Werfen della zona di Trento è stata suddivisa in dieci unità di rango minore (membri ed orizzonti) in base alle caratteristiche litostratigrafiche macroscopiche quali litologie prevalenti, colore, livelli fossiliferi particolarmente evidenti (BOSELLINI, 1968; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983; 1990; NERI & POSENATO, 1988).

Dal basso verso l'alto queste unità di rango minore sono rappresentate da:

- membro di Tesero (“Orizzonte di Tesero” in BOSELLINI, 1964);
- membro di Mazzin (BOSELLINI, 1968);
- membro di Andraz (“Orizzonte di Andraz” in BOSELLINI, 1968);
- membro di Siusi (BOSELLINI 1968; ridefinito da BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983);
- membro dell'Oolite a Gasteropodi (BOSELLINI, 1968; ridefinito da BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983);
- membro di Campil (BOSELLINI, 1968);
- membro di Val Badia (BOSELLINI, 1968);
- membro di Cencenighe (FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979);
- membro di San Lucano (FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; originariamente attribuito alla “dolomia del Serla Inferiore” dagli autori citati; ridefinito ed attribuito alla Formazione di Werfen da NERI & POSENATO, 1988);
- membro di Terra Rossa (GHETTI & NERI, 1983); sostituisce localmente (setto-re Monte Marzola - Faedo) i Membri di Val Badia e Cencenighe.

A causa della difficoltà di rappresentare graficamente i singoli membri, si è preferito adottare una soluzione di compromesso, accorpando i vari membri in quattro unità facilmente riconoscibili anche in base alla risposta geomorfologica. Dal basso verso l'alto sono state cartografate le sottoriportate unità (WER₁₋₂, WER₃₋₄, WER₅₋₆, e WER₇₋₈₋₉₋₁₀), che almeno in parte coincidono con le sequenze deposizionali di III° ordine individuate da NERI (1991) nella Formazione e già utilizzate in altri fogli della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (AVANZINI *et alii* 2007, NERI *et alii* 2007, BARBIERI & GRANDESSO, 2007). Età: Triassico Inferiore: Induano - Olenekiano p.p.

4.3.1. - Membri di Tesero e Mazzin (WER₁₋₂)

Il membro di Tesero affiora estesamente nel settore a S dell'Avisio, lungo la dorsale tra Montevaccino di Sopra e Monte Corno, a Montevaccino, Cortesano, Vigo Meano e nella zona di Le Gorghe presso il Doss de le Grave, sui dossi a oriente del Lago di S. Colomba (Doss dei Brusadi) e a Nord dell'Avisio presso il Mondagiò e a nord di Vigolo Vattaro.

Si tratta di calcareniti oolitiche di colore chiaro alla base e tendenti al rosso

bruno verso la parte alta, spesso caratterizzate da laminazioni incrociate e dolomie oolitiche in banchi a grana grossolana, di colore grigio giallastro. Di COLBERTALDO & NARDIN (1964) indicano che la roccia è formata da ooliti con guscio calcareo e nucleo siliceo immersi in una matrice di cristalli di calcite e dolomite.

Localmente (Monte Corno) sono presenti intercalazioni di peliti rossastre seguite da calcareniti massicce a grosse ooliti di colore rosso e piccoli filoni sedimentari di siltiti rosse discordanti rispetto alla stratificazione, presumibilmente provenienti dalle unità superiori (Andraz, Siusi). Nel settore di Monticello, al tetto dell'unità sono presenti delle calcareniti oolitiche bioclastiche. In alcuni settori (Pralungo, Masi Saracini, Monticello) al tetto dell'unità compaiono, intercalati nelle bancate oolitiche, dei livelli di calcari grigi laminati e talvolta bioclastici attribuibili al membro di Mazzin. Questa unità non è distinguibile dall'orizzonte di Tesero ed è stata quindi ad esso accorpata così come proposto anche da BROGLIO LORIGA *et alii* (1990).

Nel settore a nord dell'Avisio si presenta come un'unità data da intercalazioni di livelli a sporadici bioclasti con livelli laminati di calcareniti oolitiche; osservati anche dei livelli di calcare biancastro con ooliti scure sparse, livelli con bancate metriche di dolomie oolitiche scure e piccoli livelli cm di arenarie quarzose talvolta mineralizzate. Nella zona di Maso Rumega la successione è fortemente inquinata da apporti arenacei provenienti dall'alto strutturale del M. Rosà.

Tutta la formazione risulta caratterizzata da una mineralizzazione a galena argentifera e barite che ne ha determinato lo sfruttamento in epoca medioevale (per quel che riguarda la galena) e anche più recentemente (sino a pochi decenni fa) per quel che riguarda la barite. La mineralizzazione è di impregnazione; i minerali primari presenti sono: galena, blenda, calcopirite, tetraedrite, marcasite. Quelli secondari cerussite, covellina, malachite. Abbondante la barite che invece è presente in lenti e piccoli filoni di spessore centimetrico.

Lo spessore è stato stimato intorno ai 40 metri circa.

L'ambiente di deposizione del membro di Tesero è di tipo marino poco profondo (subtidale) tale da permettere la formazione di corpi oolitici ed il loro rimaneggiamento da parte del moto ondoso. Temporanee variazioni del regime idraulico verso condizioni idrodinamiche più tranquille avrebbero permesso la decantazione degli orizzonti più fini.

Il membro di Mazzin in senso stretto affiora in modo discontinuo solo al margine sud-orientale del foglio nella zona di Povo e Salé. Nel restante territorio è accorpato, in quanto indistinguibile, nel membro di Tesero del quale rappresenta una evoluzione verso la parte sommitale (livelli metrici).

E' costituito alla base da *wackestone-packstone* bioclastici grigio verdognoli che verso l'alto passano a calcari marnosi grigi e 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 0-15 metri. Il limite inferiore con il Membro di Tesero è transizionale rapido.

4.3.2. - *Orizzonte di Andraz e membro di Siusi (WER₃₋₄)*

Affiora con discontinuità lungo il versante orientale del Monte Marzola e lungo il versante sinistro della Val d'Adige a nord di Lavis.

L'orizzonte di Andraz è costituito da una fitta alternanza di dolomie evaporitiche marnose o marnoso-siltose giallastre vacuolari e siltiti rossastre. Le dolomie possono essere arenacee o granulari, talora bioclastiche. Le vacuolarità sono diffuse in tutto l'orizzonte. Frequente è anche la presenza di strutture da essiccamento (*mud-cracks*, piccoli *teepee*).

E' un orizzonte di spessore di 10-20 metri 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. 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.

Il membro di Siusi affiora in modo discontinuo a valle di Belvedere (Ravina), alle pendici del Monte Marzola e nei pressi di Povo. Più a nord è riconoscibile nel settore Maso Rumega - Monte Rosà, Palù di Giovo, Ville di Giovo, lungo il versante sinistro della Val d'Adige e a Faedo. Piccoli lembi sono stati individuati a Vigalzano.

E' 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 costituito da dolomie siltose e siltiti rosso-giallastre che rappresenta il limite superiore dell'unità.

Nella zona di Maso Rumega le calcareniti oolitiche risultano abbondantemente mineralizzate da plaghe di barite.

Nei settori circostanti il Monte Rosà l'unità si appoggia in *onlap* sulle vulcaniti permiane e risulta spesso inquinata da conglomerati e arenarie provenienti dall'erosione delle rioliti sottostanti (fig. 23).



Fig. 23 - Conglomerato a clasti ignimbricitici al contatto tra vulcaniti permiane e il membro di Siusi della Formazione di Werfen sul Monte Rosà (Lavis).

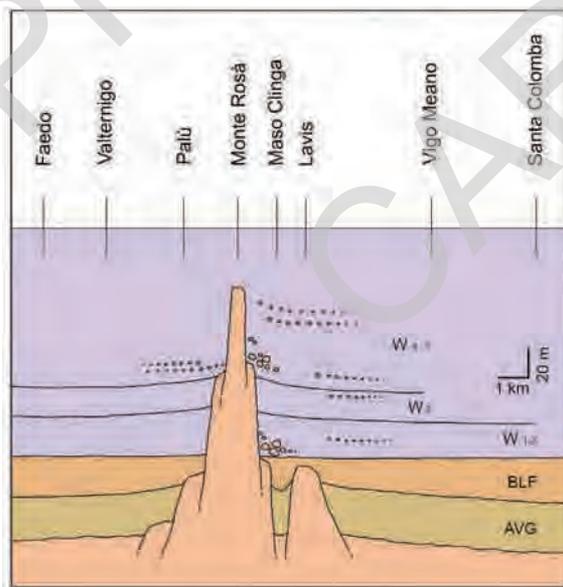


Fig. 24 - Schema dei rapporti stratigrafici delle Unità permianiche nei pressi dell'alto strutturale del Monte Rosà. La scala verticale è fortemente esagerata rispetto a quella orizzontale.

AVG, Arenaria di Val Gardena;
BLF, formazione a Bellerophon;

WER₁₋₂, Formazione di Werfen -membri di Tesero e Mazzin;

WER₃, Formazione di Werfen - membro di Andrai;

WER₄₋₅, Formazione di Werfen - membri di Siusi e dell'Oolite a Gasteropodi.

In alcuni punti sono presenti conglomerati caotici costituiti da clasti arrotondati di porfido, di dimensioni assai variabili (blocchi anche con qualche metro di diametro insieme a ciottoli centimetrici), immersi in una matrice dolomitica giallastra, interpretati come una deposizione in un ambiente di costa alta ad alta energia. In altri punti, sono presenti calcareniti oolitiche con al tetto un livello di almeno 3 - 4 metri di conglomerati a clasti di porfido subarrotondati, con diametro medio di 2 - 3 cm, e livelli di sabbie quarzose orientati secondo la direzione della corrente. A Maso Rumega (Monte Rosà) è presente una tasca di conglomerati a clasti di porfido intercalata in calcareniti giallastre e arenarie e siltiti gialle fittamente stratificate con strutture da carico che colmano depressioni nelle sottostanti vulcaniti.

Lo spessore è variabile: da qualche metro nella zona del Monte Rosà a 40 m nella zona di Palù sino a 50 - 60 metri nella zona di Ville di Giovo. Questa variazione sembra legata alla presenza di una struttura a gradinata definita da una serie di faglie orientate NW - SE (fig. 24).

Il limite con il soprastante membro dell'Oolite a Gasteropodi è netto e marcato dal passaggio tra facies evaporitiche varicolori e livelli di breccie rossastre.

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*.

L'ambiente deposizionale è caratterizzato da fondali marini di bassa profondità e forte moto ondoso interessati da ricorrenti eventi di tempesta, responsabili della messa in posto delle sabbie bioclastiche. Al tetto facies che indicano una tendenza all'emersione con formazione di zone a forte evaporazione.

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.

4.3.3. - *Membro dell'Oolite a Gasteropodi e membro di Campil (WER₅₋₆)*

Il membro dell'Oolite a Gasteropodi affiora a nord di Ravina e lungo il versante sudoccidentale del Monte Marzola. E' riconoscibile più diffusamente nel settore a nord dell'Avisio, a Palù di Giovo, Roncador, Ville di Giovo, Faedo e lungo il versante sinistro della Val d'Adige.

E' 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 breccie a clasti angolosi ("Conglomerato di *Koken*") derivanti dalla rielaborazione erosiva delle litologie più fini. È comune la gradazione diretta delle

calcareniti, nelle quali sono anche preservate laminazioni parallele ed incrociate a basso angolo e *ripples* da onda. Lo spessore affiorante è di circa 20 metri. Il limite inferiore graduale rapido su WER4.

La bioturbazione è diffusa. Il contenuto fossilifero, oltre agli accumuli di microgasteropodi che caratterizzano questa unità, è dato da *Unionites* ed *Eumorphotis*. L'ambiente deposizionale è marino relativamente superficiale a forte moto ondoso.

Il membro di Campil affiora nel settore a nord dell'Avisio, a Palù di Giovo, Roncador, Ville di Giovo, Faedo e lungo il versante sinistro della Val d'Adige. Affiora in modo discontinuo anche nella zona di Villazzano e nel versante orientale del monte Marzola.

E' 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 2-3 metri costituito da una alternanza di tipo peritidale di dolomie arenacee gialle talvolta bioturbate e marne rosse e grigie con strutture da esposizione subaerea. Nel settore orientale (Faedo e Monte Marzola) passa senza soluzione di continuità alle sovrastanti Siltiti di Terrarossa, in assenza di un'apparente limite netto.

Localmente nella parte medio-superiore del membro sono presenti livelli e noduli di gesso bianco-rosato. Il suo spessore è valutabile tra 30 e 35 metri. Limite inferiore transizionale con l'Oolite a gasteropodi. La bioturbazione è spesso presente. Tra i lamellibranchi sono rappresentati *Unionites*, *Neoschizodus*, *Eumorphotis*.

È 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 fangosi 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.

4.3.4. - *Membri di Val Badia, di Terra Rossa, Cencenighe, San Lucano (WER₇₋₁₀)*

Il membro di Val Badia affiora solo, e in modo discontinuo, nella zona di Roncador, Ville di Giovo e Faedo. E' costituito, nella parte bassa, da calcareniti bioclastiche chiare con sopra arenarie quarzoso - micacee, calcari, calcareniti, dolomie arenacee, tutte di colore giallastro, con una percentuale arenacea che cresce verso l'alto. Lo spessore è stato valutato sui 25 metri circa. Limite inferiore netto sul membro di Campil, limite superiore con il membro di Cencenighe è netto e marcato dalla comparsa di dolomie oolitiche massicce.

La sedimentazione è caratteristica di una piana subtidale spazzata episodicamente da correnti di tempesta, che evolve verso condizioni di minore profondità e temporanea emersione.

Il membro di Cencenighe affiora tra Ravina e Belvedere costituendo la base di una lunga scarpata in roccia vegetata a ceduo che corre a lato della Strada Provinciale Ravina - Belvedere, in modo sporadico lungo il fianco orientale della Valle dell'Adige tra Ville di Giovo e Faedo e nella porzione meridionale del versante est del Monte Marzola.

E' costituito da calcareniti oolitiche e siltiti rosse con strutture da onda e suoli poligonali. Le dolomie oolitiche presentano stratificazione incrociata mentre le siltiti sono in prevalenza caratterizzate da increspature da onda (*ripple marks*). Le dolomie oolitiche e siltiti mostrano laminazione millimetrica parallela deformata da strutture tipiche di esposizione subaerea (*mud cracks* e *teepee* associati anche a dolomie afanitiche e breccie autoclastiche). A Faedo affiora una facies diversa data da calcareniti oolitiche grigio - giallastre molto erodibili con qualche livello di peliti grigie.

Lo spessore affiorante non supera i 5 metri.

Il limite inferiore è netto e marcato dalla comparsa di dolomie oolitiche massicce; quello superiore è transizionale e avviene mediante l'aumento delle facies pelitiche rossastre che prendono il sopravvento su quelle più grossolane.

Sono presenti rari cefalopodi (*Tirolites*), gasteropodi (Turbo), crinoidi e lamellibranchi malconservati.

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

Il membro di Terra Rossa affiora nella zona del Passo Croce e lungo il versante sinistro della Val d'Adige fino al settore nord-orientale del Monte Marzola (Terra Rossa), dove sostituisce i membri di Val Badia e Cencenighe.

E' costituito in prevalenza da siltiti, marne siltose, arenarie fini rosse intensamente bioturbate con piste suborizzontali di limivori, la stratificazione originaria ne può essere completamente obliterata; quando è preservata si osservano straterelli di 1-2 cm di spessore frequentemente modellati da *ripple* da onda. In



Fig. 25 - Il tetto della Formazione di Werfen (membro di San Lucano) nei pressi di Lavis. Sulle siltiti rosse si appoggiano i carbonati della dolomia del Serla inferiore.

subordine sono visibili siltiti rosse a laminazione centimetrica parallela con intercalazioni di arenarie fini a stratificazione incrociata a basso angolo.

Lo spessore è di 20-50 metri. Limite inferiore graduale con il membro di Campil.

Sono raramente rappresentati *Natiria costata* e *Turbo recteocostatus*, associati a *Meandrospira pusilla*.

La sedimentazione è caratteristica di una piana subtidale spazzata episodicamente da correnti di tempesta.

Il membro di San Lucano affiora a nord di Ravina, nel versante sud orientale del Monte Marzola, nei pressi di Villazzano e più a nord tra Ville di Giovo, Lavis (fig. 25) e Faedo.

È una unità litologicamente molto eterogenea costituita in prevalenza da dolomie marnose, siltose ed arenacee, siltiti, marne e arenarie di colore rosso cupo e in subordine giallastro o grigio. Nella parte alta di queste sequenze di base è spesso presente gesso bianco-rosato in noduli o lenti discontinue. Il tetto è caratterizzato dalla quasi esclusiva presenza di siltiti rosso cupo alternate a livelli centimetrici di dolomie evaporitiche giallastre.

Lo spessore è variabile da 30 a 40 metri. Limite inferiore graduale con il membro di Cencenighe (WER8). Il contenuto paleontologico è scarso e non dissimile

da quello del sottostante membro di Cencenighe; sono anche qui presenti i lamelibranchi appartenenti ai generi *Eumorphotis* e *Scythentolium* e il foraminifero *Meandrospira pusilla*. L'ambiente deposizionale è quello di una piana tidale a bassa profondità in cui sono riconoscibili subambienti emersi che isolano aree a circolazione ristretta e forte evaporazione.

4.4. - DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE (SLI)

Istituita nelle Dolomiti orientali come *Unterer Sarldolomit* (PIA, 1937, BECHSTÄDT & BRANDNER, 1971) la Dolomia del Serla (FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979), nei precedenti studi sull'area, risulta inglobata nella Formazione di Werfen o nella sovrastante Formazione a Gracilis. Viene riconosciuta ma non cartografata da VACEK & HAMMER (1911) con il nome di *Zellendolomit*, da VENZO (1961) (Dolomia a cellette) e descritta da GHETTI & NERI (1983), CUCATO *et alii*, (1987); DE ZANCHE & MIETTO (1989).

Affiora nella periferia occidentale di Ravina e molto più diffusamente nella zona di Ville di Giovo, a Sud di Faedo, a Passo Croce e a nord di Lavis (cave di gesso dismesse) (Fig. 26).

Si presenta con due facies diverse distinte in carta.

Nella zona di Ville di Giovo, Faedo e Maso Croce la litofacies dominante è una dolomia microcristallina grigio chiara o biancastra, in strati pluricentimetrici e metrici, con caratteristici livelli di arrossamento e paleocarsismo e qualche intercalazione di breccie e peliti rossastre. La stessa *litofacies* è rappresentata in sinistra Adige nella zona della Marzola (a monte di Villazzano e ai crozzi dell'Agola) dove affiorano in modo discontinuo dolomie microcristalline di color grigio chiaro -rosato organizzate in strati planari (10-30 cm) separati da giunti stilolitici o marne verdi e rosse.

Lungo il versante sinistro della Val d'Adige e a Passo Croce, la Formazione affiora invece in spessi banconi di gessi ed anidriti (Membro di Lusnizza *sensu* VENTURINI, 2000) che si sostituiscono lateralmente a dolomie a cellette in facies di "Carniola" e che venivano cavate industrialmente fino a pochi anni fa (SLIa). Le stesse *litofacies* sono riconoscibili anche nei pressi di Ravina (Maso Alto) dove nella parte basale dell'unità sono presenti calcari dolomitici scuri in strati sottili (10-20 cm) laminati, intercalati a spessi banconi di gessi ed anidriti (cave dimesse). Nella zona di Passo Croce è visibile la sovrapposizione tra le due *litofacies*.

Lo spessore dell'intera formazione è stato valutato sui 70 metri a Ville di Giovo, 100 metri a Panizza - Sorni, e sui 15 metri a Faedo e a sud di Trento.

Nella zona di Ville di Giovo e Faedo è visibile il limite inferiore netto con il Membro di San Lucano e quello superiore, anch'esso netto, marcato dalla comparsa del Conglomerato del Piz da Peres.

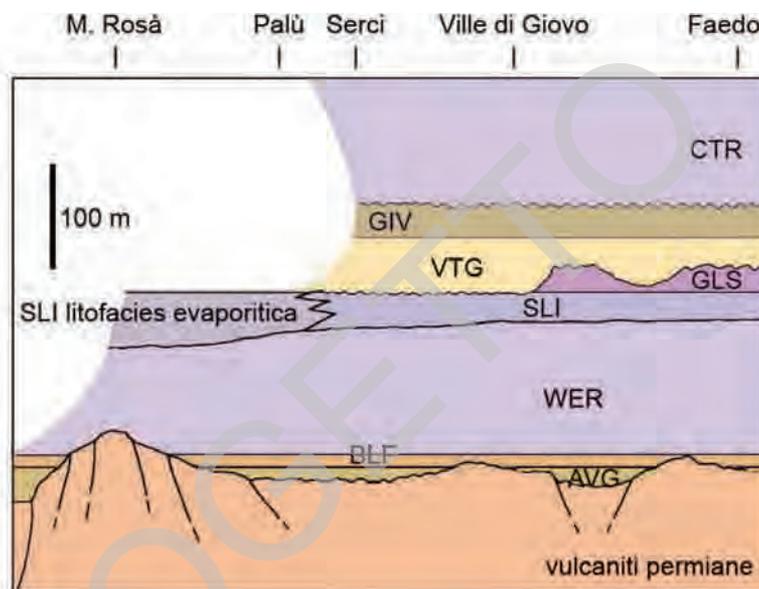


Fig. 26 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità comprese tra Permiano superiore e Triassico medio nei dintorni di Lavis.

AVG, Arenaria di Val Gardena; BLF, formazione a Bellerophon; WER, Formazione di Werfen; SLI, dolomia del Serla inferiore; GLS, formazione a Gracilis; VTG, Conglomerato di Voltago; GIV, formazione di Giovo; CTR, Formazione del Contrin.

Nella zona Passo Croce e localmente in alcuni settori del Monte Marzola, il limite inferiore è sul membro delle Siltiti di Terrarossa mentre quello superiore corrisponde ad una successione evaporitica attribuita alla Formazione a Gracilis.

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.

4.5. - SUCCESSIONI ANISICHE

Il carattere più evidente della geologia anisica delle Alpi meridionali è la rottura della uniformità paleogeografica che aveva caratterizzato il Triassico inferiore (Formazione di Werfen) e la parte più bassa dell'Anisico, al tempo della deposizione della Dolomia del Serla Inferiore (NERI *et alii*, 2007).

Mentre la Formazione di Werfen e la Dolomia del Serla Inferiore si estendono

con minime variazioni di facies e spessore dalla Lombardia all'Austria e Slovenia fino al *Balaton* (Ungheria), le successioni anisiche documentano un articolato quadro paleogeografico in cui la tettonica sinsedimentaria ritaglia piattaforme carbonatiche, bacini profondi ed aree emerse.

Almeno tre generazioni di conglomerati continentali o costieri, che evolvono verso l'alto a vere e proprie piattaforme carbonatiche (o ai loro equivalenti bacinali) sono stati documentati nelle Dolomiti di Braies da PIA (1937), BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) e da DE ZANCHE *et alii* (1992, 1993). Altri contributi importanti relativi al Sudalpino orientale sono stati forniti nel corso degli anni '70 da PISA (1972a,b), ASSERETO *et alii* (1977), FARABEGOLI *et alii* (1977), PISA *et alii* (1979), GIANOLLA *et alii* (1998a).

Contrariamente a quanto ritenuto fino a pochi anni fa, le ricerche condotte per il rilevamento del Foglio Trento hanno messo in evidenza che la successione anisica di quest'area è ben articolata e perfettamente confrontabile con quelle dell'area-tipo delle Dolomiti di Braies (*Pragser Dolomiten*) e di Recoaro.

Le successioni post-Dolomia del Serla Inferiore sono state inquadrare da DE ZANCHE *et alii* (1992; 1993) in tre sequenze deposizionali di III ordine, così costituite nel Foglio Trento (Fig. 27):

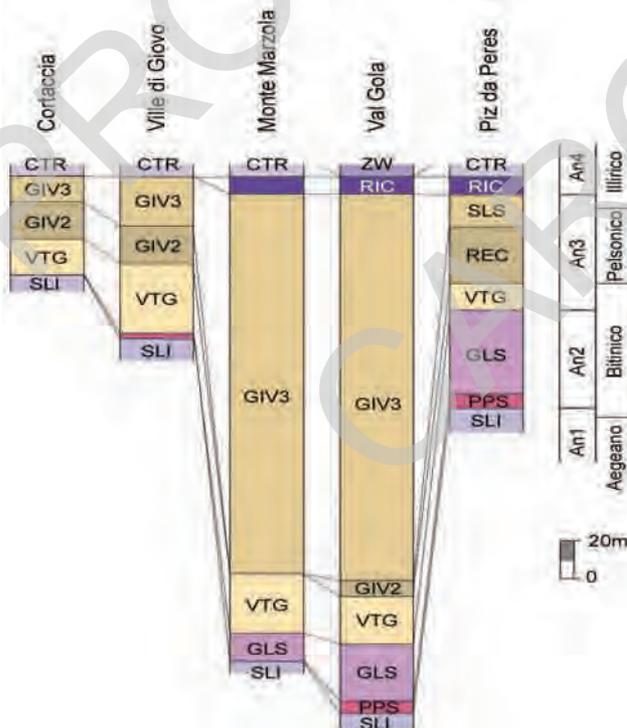


Fig. 27 - Schema cronostratigrafico e sequenziale delle unità anisiche del Foglio Trento a confronto con la successione delle Dolomiti di Braies/Prags (Piz da Peres).

SLI, dolomia del Serla inferiore; PPS, conglomerato del Piz da Peres; GLS, formazione a *Gracilis*; VTG, Conglomerato di Voltago; GIV₂, formazione di Giovo - membro di Cortaccia; GIV₃, formazione di Giovo - membro del Monte Ozol; RIC, Conglomerato di Richthofen; REC, Calcare di Recoaro; SLS, dolomia del Serla Superiore; CTR, Formazione del Contrin; ZW, gruppo delle *Zwischenbildungen*.

- Sequenza An 2 (Bitinico p.p.): comprende il Conglomerato del Piz da Peres, seguito dalla Formazione a Gracilis.
- Sequenza An 3 (Bitinico p.p. - ?Illirico basale): comprende il Conglomerato di Voltago e la Formazione di Giovo (che corrisponde nella sua parte alta alla formazione del Serla Superiore).
- Sequenza An 4 (Illirico p.p.): comprende il Conglomerato di Richthofen, seguito dal corpo carbonatico di piattaforma della Formazione del Contrin (nel Foglio Trento il Calcere di Morbiac è assente per erosione o non deposizione).

4.5.1. - *Conglomerato del Piz da Peres (PPS)*

E' visibile in limitatissimi affioramenti lungo il torrente Gola a monte del paese di Ravina, nella zona di Ville di Giovo e presso Canazzi (S. Michele).

Si tratta di una successione di paraconglomerati a clasti subarrotondati di dolomicriti bianche (Dolomia del Serla inferiore), dolomie oolitiche (Formazione di Werfen) e, più raramente, clasti del basamento intercalati ad arenarie giallastre.

Lo spessore massimo affiorante non supera i 10 metri.

Il limite inferiore è netto, erosivo sulla sottostante Dolomia del Serla inferiore, quello superiore transizionale rapido con la Formazione a Gracilis (Val delle Gole) o con il Conglomerato di Voltago (San Michele A.A.).

Rappresenta il più antico dei livelli clastici di epoca anisica e marca le prime fasi tettoniche dell'Anisico inferiore. L'ambiente di deposizione è di tipo continentale o marino marginale, riferibile a delta - conoidi. Età: Anisico Inferiore (?Bitinico)

4.5.2. - *Formazione a Gracilis (GLS)*

Affiora con continuità nell'alveo del Torrente Gola in Val delle Gole al di sotto e a lato del vecchio mulino (ruderi) tra quota 330 e 350, in discontinui affioramenti tra Ravina e Belvedere e più a sud, nei pressi di Maso Prudena a lato della S.P. Destra Adige; in sinistra Adige affiora in modo discontinuo nel massiccio della Marzola nella zona del Dosso S. Rocco, Povo, a Terra Rossa e a nord-ovest di Vigolo Vattaro, e più a nord nei pressi di Sorni e Lavis.

Con il termine Formazione a Gracilis è stata qui distinta una successione carbonatica - terrigena rappresentata da un'alternanza di dolomie calcareo marnose e di calcareniti grigiastre a bioclasti e peloidi in strati centimetrico-decimetrici con giunti moderatamente nodulari. La parte alta dell'unità è costituita da calcari siltosi e siltiti grigio - giallastre. Negli affioramenti più meridionali passa verso

l'alto a una litofacies carbonatico-terrigena varicolore con intercalazioni evaporitiche (versante sud-occidentale del Monte Marzola).

Questo è uno dei motivi per i quali la Formazione a Gracilis del Foglio Trento è stata in passato estesa ad un ampio intervallo stratigrafico che include localmente il tetto della Formazione di Werfen (membro di San Lucano), la dolomia del Serla inferiore e la stessa Formazione a Gracilis s.s.

Lo spessore massimo è di circa 60 metri.

Il limite inferiore con il Conglomerato del Piz da Peres è di tipo paraconcordante marcato dalla sovrapposizione delle facies calcaree grigiastre ai conglomerati e arenarie giallo-grigie. Dove il Conglomerato del Piz da Peres non è presente e il contatto con la sottostante dolomia del Serla inferiore risulta di tipo transizionale rapido. Il limite superiore corrisponde sempre ad una superficie erosiva su cui poggia in paraconcordanza il Conglomerato di Voltago (VTG) come presso Terra Rossa sul versante orientale della Marzola o lungo il Rio Gola.

Il contenuto fossilifero è dato da brachiopodi, lamellibranchi, gasteropodi, ostracodi, e frammenti di crinoidi (*Dadocrinus gracilis*). Sono comuni bioturbazioni tipo *Rhynchorallium*.

La Formazione a Gracilis rappresenta un ambiente deposizionale caratterizzato da piane tidali e piccole piattaforme carbonatiche al margine di ambienti costieri a sedimentazione prevalentemente terrigena. Età: Bitinico - Pelsonico inf.

4.5.3. - Conglomerato di Voltago (VTG)

Il Conglomerato di Voltago, formalizzato in Dolomiti da PISA *et alii* (1979) affiora in destra Adige solo lungo il Rio Gola. Sul versante orientale della Vel d'Adige risulta più continuo ed è visibile nei pressi di Terra Rossa (versante orientale della Marzola) dove la successione anisica risulta particolarmente ben esposta, nella zona di Ville di Giovo lungo il versante SE del Monte Corona, nei pressi di Faedo e in piccoli lembi a Sorni e Canazzi.

E' caratterizzato da arenarie fini e medie alternate a siltiti di colore rosso e grigio omogeneizzate per bioturbazione. A queste litofacies si intercalano livelli conglomeratici discontinui potenti fino a 2 metri. Tali intervalli sono caotici nella parte più bassa mentre verso l'alto mostrano più spesso gradazione diretta e laminazione incrociata. I livelli più bassi sono costituiti integralmente da clasti dolomitici bianchi (Dolomia del Serla inferiore) in matrice arenacea biancastra o gialla cui si associano verso l'alto clasti derivanti dall'erosione della Formazione di Werfen.

Laminazioni parallele o a basso angolo, laminazioni da onda (*ripples*) e fessure da disseccamento (*mud cracks*) sono le strutture sedimentarie predominanti. Particolarmente intensa è la bioturbazione.

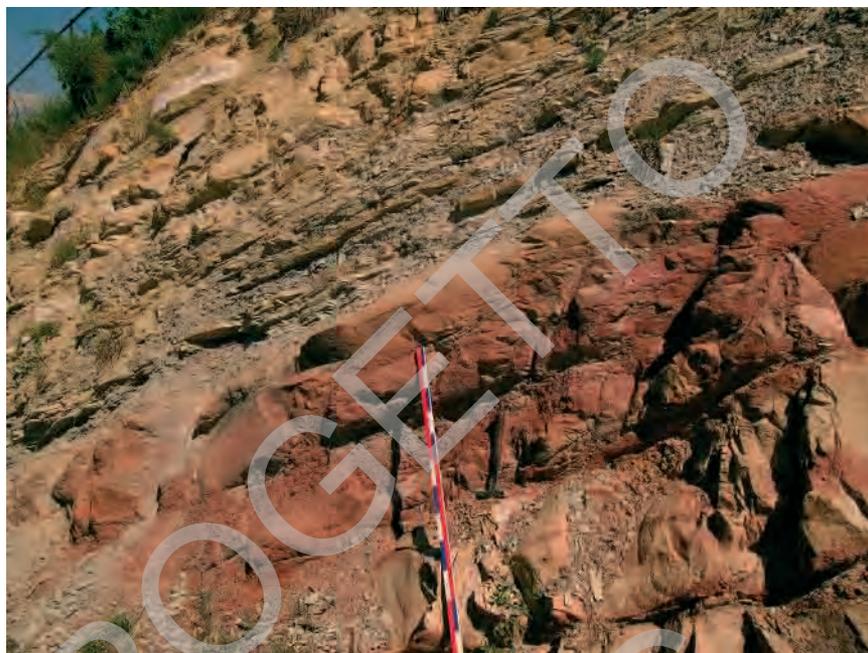


Fig. 28 - Limite tra Conglomerato di Voltago e formazione di Giovo nei pressi di Faedo.

Lo spessore è di circa 40 metri. La base è erosiva sulla Formazione a Gracilis (GLS). Il limite superiore è transizionale rapido con la Formazione di Giovo (Faedo e Rio Gola) (fig. 28).

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

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

4.5.4. - Formazione di Giovo (GIV)

Nel Foglio Trento (e nel limitrofo Mezzolombardo) viene utilizzato questo nome formazionale proposto da RESCH (1979) per descrivere la successione terrigeno-carbonatica ben esposta presso Ville di Giovo (Valle di Cembra).

Si tratta di una successione litologicamente eterogenea che comprende sia

carbonati che depositi clastici a granulometria variabile depositati in ambiente marino marginale. La parte inferiore trova affinità con la Formazione di Agordo delle Dolomiti orientali mentre la superiore mostra localmente forti analogie con il calcare di Recoaro delle Prealpi venete. Durante i lavori del Progetto CARG (AVANZINI *et alii*, 2007), sono stati riconosciuti tre membri generalmente sovrapposti e parzialmente eteropici dei quali solo due affiorano nell'area del Foglio. Il membro superiore della formazione di Giovo, così come descritto nel Foglio Appiano (AVANZINI *et alii*, 2007), corrisponde alla Dolomia della Valsugana di DE ZANCHE & MIETTO (1986).

Età: Pelsonico p.p.

4.5.4.1. - Membro di Cortaccia (Calcari Scuri del Torrente Framont - Calcare di Recoaro *Auct.*) (GIV₂)

Questo membro è ben visibile lungo le pareti sud orientali del M. Corona a Monte di Ville di Giovo (località di istituzione) ed affiora anche nei dintorni di Faedo.

È costituito nella parte bassa da siltiti e marne grigio scure ricche di frustoli vegetali cui si sovrappone un'alternanza di tipo peritidale di calcari e arenarie siltose grigio-giallastri simili ai "Calcari scuri del T. Framont" (Formazione di Agordo) di PISA *et alii* (1979). Gli strati hanno spessori variabili 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.

Lo spessore varia tra i 15 e i 25 metri. Il limite inferiore con il Conglomerato di Voltago è netto.

Nei livelli basali sono abbondanti i frustoli carboniosi, resti di piante e tracce fossili di invertebrati (*Rizocorallium*). L'ambiente di sedimentazione corrisponde ad un articolato complesso di lagune e bracci di mare a debole profondità (e temporaneamente emersi) passanti gradualmente ad un ambiente più aperto, sede di sedimentazione carbonatica di piattaforma subtidale.

4.5.4.2. - Membro del Monte Ozol (dolomia della Valsugana *Auct.*) (GIV₃)

In passato, questa unità è stata indicata con nomi diversi e ne è stata spesso equivocata la posizione.

VACEK la definisce prima *Diploporendolomit* (VACEK, 1896) e successiva-

mente *Schlerndolomit* (VACEK & HAMMER, 1911) cui assegna però un'età anisica superiore. ARTHABER (1916) dimostra che non può essere la *Schlerndolomit* che deve avere età ladinica, ma non la definisce in modo specifico. Nei Fogli Trento e Schio (1968) viene fatta corrispondere alla *Mendeldolomit* per la sua omologa posizione stratigrafica all'unità così definita da RICHTHOFEN (1874) e OGILVIE GORDON (1927) in Valle dell'Adige. VENZO (1961) la definisce semplicemente "dolomie anisiche" e nella seconda edizione del Foglio Trento viene comprese nella Dolomia del Serla superiore mentre nel foglio Schio è inclusa in parte nel Calcere di Recoaro e in parte nella formazione a *Trinodosus*.

Più recentemente è stata correttamente riconosciuta la sua posizione stratigrafica ed è stata informalmente definita dolomia della Valsugana da DE ZANCHE e MIETTO (1986; 1989) e da CUCATO *et alii* (1987). Tale termine è utilizzato da BARBIERI & GRANDESSO (2007) nelle note illustrative del Foglio Asiago.

Affiora estesamente in tutti i versanti del Monte Marzola (fig. 29); gli affioramenti più significativi costituiscono le pareti occidentali dello Spiazzo Grande, del Pian de la Taola e quelle immediatamente a est di Cima Marzola. Affiora anche lungo il Rio Gola a monte di Ravina e costituisce tutta l'ossatura del terrazzo di Maso Pozze alte - Margon - Maso Prudena. Nel settore sud orientale è ben esposta al Dosso S. Rocco e a nord di Valsorda.

Si tratta di una successione di calcari e dolomie grigiastre sottilmente stratificate (10-20 cm) talora stromatolitiche intercalate a sottili livelli di peliti grigie laminate con quarzo e muscovite. Nella parte superiore passano a dolomie bioclastiche (alghie calcaree e brachiopodi) biancastre e rosate (dolomia del Serla Superiore p.p.).

In Val delle Gole e sul versante meridionale della Marzola, il passaggio tra l'unità inferiore e quella superiore è marcato da una decina di metri di calcari siltosi nerastrati a giunti ondulati che permetterebbero la possibilità di separare il membro del Monte Ozol (Dolomia della Valsugana *sensu* DE ZANCHE e MIETTO) in una parte inferiore ("Dolomia Valsugana" in senso stretto) da una superiore (dolomia del Serla superiore in senso stretto). Purtroppo dove non affiora questo livello di separazione la cesura tra la parte bassa e quella superiore della successione risulta piuttosto problematica. Si preferisce pertanto cartografare l'unità in senso globale rinviando a studi di maggior dettaglio l'eventuale sua suddivisione in unità di rango inferiore.

Lo spessore è di 180-200 metri. Il limite inferiore è graduale rapido su GIV₂.

Il limite superiore è ben esposto presso la palestra di roccia di Ville di Giovo dove il passaggio tra il membro del Monte Ozol e la sovrastante formazione di Contrin è marcato da una superficie di erosione con livelli di arrossamento (paleocarsismo) e con depressioni riempite da una breccia a clasti spigolosi pluricentrici di dolomie ("Breccia di Ravina" o Conglomerato di Richtigofen *Auct.*) dello spessore di qualche decimetro. In Valle delle Gole e sul Monte Marzola il



Fig. 29 - *Formazione di Giovo, membro del Monte Ozol (dolomia della Valsugana Auct.) lungo il versante meridionale del Monte Marzola.*

tetto della formazione di Giovo è caratterizzato dalla presenza di cavità fino a metriche e filoni riempiti di materiale arenaceo rossastro in cui sono immersi clasti carbonatici e più raramente metamorfici. Questi livelli paleocarsici sembrano correlabili alla forte esposizione subaerea subita dalla piattaforma carbonatica del membro del Monte Ozol, alla fine del Pelsonico analogamente a quanto è riscontrato in tutto il comparto dolomitico al limite dolomia del Serla Superiore - Conglomerato di Richthofen. Dove i conglomerati a tetto non sono presenti il limite superiore è riconoscibile per i sempre marcati livelli di arrossamento.

L'ambiente deposizionale passa da una laguna a circolazione ristretta ad una piana tidale a sedimentazione carbonatica. Età: Anisico medio - superiore p.p. (Pelsonico-Illirico).

4.5.5. - *Conglomerato di Richthofen (Breccia di Ravina Auct.) (RIC)*

E' visibile in un affioramento a quota 570 metri, lungo il corso del Rio Gola già segnalato da VACEK (1911) e ARTHABER (1916) che ne avevano riconosciuto l'importanza a livello regionale come livello di separazione tra dolomia e "Zwischen-

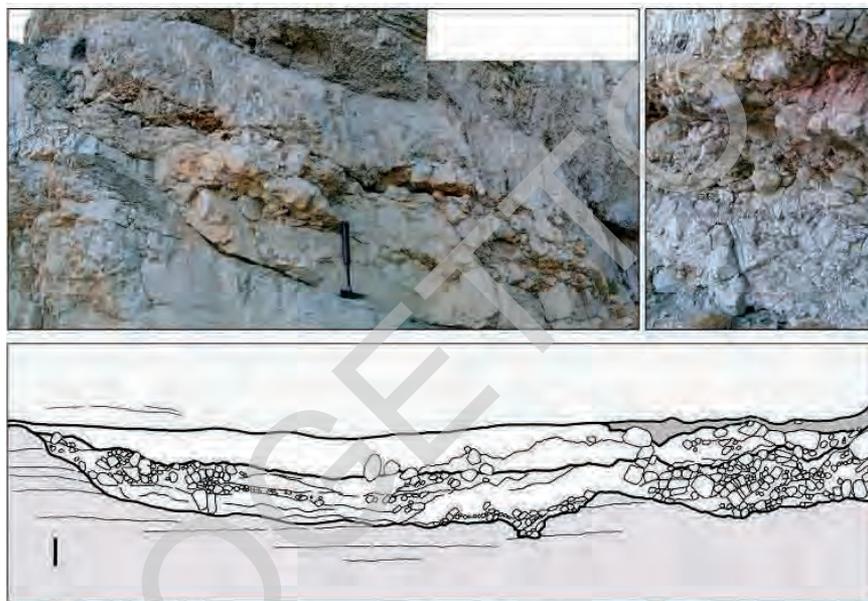


Fig. 30 - Conglomerato di Richthofen a Ville di Giovo. Al tetto della formazione di Giovo è visibile una superficie erosiva su cui si appoggiano pochi centimetri di breccie carbonatiche a clasti subarrotondati subito seguite dalla Formazione del Contrin. La scala è di 50 cm.

bildungen”. Due significative sezioni dell’unità sono ben esposte lungo il sentiero attrezzato che sale dalla Busa del Vent allo Spiazzo Grande lungo il versante nord-occidentale della Marzola e in un canalone in prossimità dei Crozzi Rossi.

Descritto anche da DE ZANCHE e MIETTO (1986) come breccia di Ravina è costituito da una megabreccia carbonatica formata da elementi centimetrici fino a metri di calcari e dolomie della sottostante piattaforma carbonatica (membro del Monte Ozol della formazione di Giovo) alternata talora a peliti e arenarie rosse microconglomeratiche. La corrispondenza cronostratigrafica, la geometria del limite, le caratteristiche litologiche di questi corpi conglomeratici suggeriscono di abbandonare il termine locale “Breccia di Ravina” e di sostituirlo con quello di Conglomerato di Richthofen.

Lo spessore non supera i 10 metri.

Il limite inferiore è erosivo e discordante su GIV₃. Presso Ville di Giovo e sul Monte Marzola, il conglomerato riempie cavità irregolari dello spessore che varia da qualche decimetro a qualche metro (fig. 30). La continuità laterale dei corpi conglomeratici è limitata e sono plausibili repentine variazioni di spessore fino alla mancata deposizione dell’unità.

L’ambiente di messa in posto è di tipo continentale con apporti prevalente-

mente prossimali (grandi blocchi di dolomie) e, in subordine, con apporti fini da settori in forte erosione (basamento metamorfico). Età: Illirico superiore p.p.).

4.5.6. - *Formazione del Contrin (CTR)*

Costituisce la base del Monte Marzola dove gli affioramenti più significativi si possono osservare lungo il sentiero che da Vigolo Vattaro sale a Cima Marzola percorrendo il versante meridionale del monte. Costituisce anche la sommità del Monte Corona e, più in generale, dei rilievi a nord di Faedo

Si tratta di una successione di dolomie subtidali chiare ad alghie calcaree, organizzata in strati potenti fino al metro a cui si sovrappongono sottili livelli intertidali (10-30 cm) di doloareniti grigio-verdastre. Spesso la tessitura è grossolana ed è possibile riconoscere calcareniti a gasteropodi, lamellibranchi ed alghie *Dasycladacee* (*Diplopora annulata*) sovente isorientate secondo direzioni di corrente. I giunti sono generalmente piano paralleli od ondulati, talvolta la base dei banconi subtidali mostra contatti erosivi con i livelli sottostanti. Nella parte alta, in corrispondenza di una diminuzione dello spessore degli strati, sono frequenti livelli decimetrici di argille rosse e verdastre (vulcanoclastiti alterate) e dolomie siltose rosso-giallastre.



Fig. 31 - *Formazione del Contrin sovrapposta alla successione carbonatico-terrigena anisico media. Alla base della parete affiora la dolomia del Serla inferiore cui seguono le arenarie e i conglomerati rossi del Conglomerato di Voltago (Monte Corona, Ville di Giovo).*

In destra Adige lo spessore è inferiore a 10 metri, mentre nel settore orientale (Valsorda) e presso Ville di Giovo (Monte Corona) è di circa 150 m (Fig. 31).

Il limite inferiore è netto sul membro del Monte Ozol della formazione di Giovo (GIV₃) marcato da un orizzonte plurimetrico nodulare e malstratificato con livelli argillosi centimetrici arrossati o sul Conglomerato di Richthofen (RIC).

L'ambiente deposizionale è quello di una piattaforma carbonatica subtidale variamente subsidente. Età: Illirico p.p.

4.6. - SUCCESSIONI BACINALI ANISICHE

Queste unità stratigrafiche raggruppate nel “Gruppo delle *Zwischenbildungen*” (BARBIERI & GRANDESSO, 2007) caratterizzano un intervallo terrigeno-carbonatico, di mare relativamente profondo laterale alla piattaforma carbonatica del Contrin (Monte Marzola e Monte Corona) e corrispondono in parte con la Formazione dell'Ambata delle Dolomiti. L'ambiente di deposizione è di tipo bacinale ristretto e poco ossigenato caratterizzato da apporti torbiditici sottili.

4.6.1. - “Gruppo delle *Zwischenbildungen*” (ZW)

Analogamente al Foglio Asiago della Carta geologica d'Italia (BARBIERI & GRANDESSO, 2007), si è deciso di accorpate le varie unità bacinali che documentano il Triassico medio del settore di Trento nel “Gruppo delle *Zwischenbildungen*” (BARBIERI & GRANDESSO, 2007). Il termine è stato introdotto da VACEK & HAMMER (1911) per definire l'intervallo di rocce stratificate, spesso fossilifere, che separano la “*Schlerndolomit*” dalla “*Hauptdolomit*”. DE ZANCHE & MIETTO (1989) le suddivisero in quattro unità: calcari scuri di Margon, marne della Val di Centa, calcari della Val Gola e calcari della Val Vela. Nell'area del foglio Trento sono presenti e ben riconoscibili tutte e quattro le unità. Per il suo contenuto paleontologico l'età del gruppo è compresa tra l'Anisico ed il Ladinico p.p.

4.6.1.1. - “Calcari scuri di Margon”

Si tratta di una unità informale definita da DE ZANCHE & MIETTO (1986) ben visibile, pur incompleta lungo la strada che collega Margon alla Val delle Gole. L'affioramento più significativo è quello lungo il Rio Gola dove è ben visibile il limite inferiore dell'unità. Altri affioramenti, discontinui, sono stati individuati sul terrazzo di Margon, lungo la strada che porta a Villa Salvadori. In sinistra Adige è rappresentata da esigui affioramenti a sud di Mattarello ed è stata identificata

in alcuni sondaggi meccanici effettuati dalla Provincia autonoma di Trento nei pressi della località Casteller.

E' caratterizzata dall'alternanza di calcareniti fini grigie più o meno siltose in strati centimetrico - decimetrici laminati internamente; calciruditi e calcareniti grossolane grigie gradate contenenti alghe calcaree e rari clasti siltosi rossi arrotondati (parte bassa); laminiti da millimetriche a submillimetriche carbonatico - siltoso - bituminose da molto scure fino a nere (con tracce di idrocarburi). Sono presenti sporadiche intercalazioni millimetriche di argilliti montmorillonitiche giallo-brune od arancione.

I giunti di stratificazione sono prevalentemente piani, sono rari gli *slumps* che coinvolgono le laminiti.

Il contenuto paleontologico è estremamente scarso. Sono presenti sporadiche squame e denti di pesce cui si associano bivalvi a guscio sottile.

L'unità tuttavia si caratterizza soprattutto per l'abbondanza di lamine millimetriche, la laminazione interna anche degli intervalli carbonatici ed il colore molto scuro con abbondante sostanza organica diffusa.

Lo spessore si aggira attorno ai 55-60 metri.

Limite inferiore paraconcordante o discordante su RIC.

La presenza di *Diplopora annulata* suggerisce una età Illirica superiore ma dati biostratigrafici desunti dalla distribuzione degli ammonoidi estendono anche all'Illirico inferiore l'età della formazione (DE ZANCHE & MIETTO, 1986, ARTHABER, 1916).

Età, caratteristiche sedimentologiche e correlazione in termini di Stratigrafia sequenziale suggeriscono una correlazione con la parte superiore della Formazione del Bivera e con la porzione inferiore della Formazione dell'Ambata (HST, An4) del comparto dolomitico (DE ZANCHE *et alii* 1993). Età: Anisico Superiore (Illirico).

4.6.1.2. - "Marne della Val di Centa"

Si tratta di un'unità informale definita da DE ZANCHE & MIETTO (1986) che affiora solo lungo l'alveo del Rio Gola e lungo la strada forestale Margon - Valle delle Gole (fig. 32). In sinistra Adige è rappresentata da esigui affioramenti lungo il Rio Valsorda (Mattarello) ed è stata identificata in alcuni sondaggi meccanici effettuati dalla Provincia Autonoma di Trento nei pressi della località Casteller (Villazzano).

L'unità è composta da una alternanza di calcareniti fini più o meno siltose grigie suddivise in strati centimetrico-decimetrici a giunti piano paralleli o ondulati e da peliti, marne e arenarie grigio-brune. A distanze metriche si intercalano sottili livelli di argille smectitiche giallo arancione.



Fig. 32 - Marne della Val di Centa (gruppo delle Zwischenbildungen) in Val Gola (Ravina).

Lo spessore si aggira tra 15 e 20 metri.

Il limite inferiore viene posto in corrispondenza della scomparsa delle laminita bituminose dei calcari Scuri del Torrente Margon e al rapido aumento del materiale terrigeno.

Il contenuto paleontologico è abbondante ed è costituito principalmente da ammoniti (DE ZANCHE & MIETTO, 1983; 1986), denti di pesci, ostracodi, foraminiferi, gasteropodi. La fauna ad ammoniti delle marne della Val di Centa è stata descritta già da ARTHABER (1916) e comprende *Ceratites subnodosus*, *C. friccensis* e *C. golanus*. Si collocherebbe cioè tra la Zona a *Trinodosus* (Illirico inferiore) e quella a *Reitzi* (base Ladinico).

DE ZANCHE & MIETTO (1986) propongono di considerare la fauna delle marne della Val di Centa tipica della zona ad *Avisianum* (*sensu* ASSERETO, 1969) dell'Ilirico superiore.

Età, caratteristiche sedimentologiche e correlazione in termini di Stratigrafia sequenziale suggeriscono anche per questa unità informale una correlazione con la parte superiore (LST, La1) della Formazione dell'Ambata del comparto dolomitico (DE ZANCHE *et alii*, 1993). Età: Anisico Superiore (Illirico).

4.6.1.3. - Buchenstein (Formazione di Livinallongo - “Calcare della Val Gola” *Auct.*)

L'unità, sebbene riconosciuta fin dalla fine del 1800, come in stretta relazione con il Buchenstein delle Dolomiti è stata descritta in dettaglio solo nel 1986 da DE ZANCHE & MIETTO (1986) come calcari della Val Gola. E' ben visibile lungo la strada che collega Margon alla Val delle Gole e lungo il Rio Gola (fig. 33). Ridotti ma significativi affioramenti sono anche preservati alla base della parete meridionale del Monte Vason (Monte Alto) e lungo la vecchia mulattiera che scende dal fianco sinistro della Val Gola. In sinistra Adige è stata riconosciuta per la prima volta in esigui affioramenti nel settore sud orientale del Foglio (Matterello), nel greto del rio Valsorda ed è stata intercettata in alcuni sondaggi meccanici effettuati dalla PAT nei pressi della località Casteller.

Si tratta di una successione costituita dal basso da: calcari micritici selciosi grigi nodulari suddivisi in strati centimetrico-decimetrici separati da sottili intercalazioni pelitiche grigie; calcari micritici nodulari rossi, rosati, verdastri fino a 50 cm di spessore con intercalazioni di peliti degli stessi colori e “pietra verde” anche in livelli metrici. Al tetto calcari micritici neri a giunti piano paralleli.

Lo spessore è di 35-40 metri.

Il limite inferiore con le marne della Val di Centa è graduale rapido e corrisponde alla diminuzione improvvisa della componente terrigena e la comparsa dei primi calcari nodulari selciosi.



Fig. 33 - *Buchenstein (Calcare di Val Gola Auct.) in Val Gola (Ravina).*

Il contenuto paleontologico è abbondante ed è costituito principalmente da ammoniti (ARTHABER, 1916; DE ZANCHE & MIETTO, 1989), bivalvi pelagici, denti di pesci, conodonti, tutti riferibili al Ladinico inferiore. Le faune ad ammoniti permettono di attribuire all'unità un'età fassanica (zona a *Reitzi* e Zona a *Curionii*).

Età, caratteristiche sedimentologiche e correlazione in termini di stratigrafia sequenziale suggeriscono per questa unità informale un'analogia con i "Knollenkalkke" del Buchenstein (DE ZANCHE *et alii*, 1993). Età: Ladinico p.p.

4.6.1.4. - Calcari della Val Vela

Questa successione sedimentaria era stata riconosciuta e descritta in Val Vela sia da VACEK (1903a) che da TRENER (1933) sebbene entrambi la includessero nel "Raibliano" ma è stata distinta come unità informale solo da DE ZANCHE & MIETTO (1986).

Affiora lungo il Rio Gola, alla base della parete meridionale del Monte Vason ed in Val Vela. In Val delle Gole è ben esposta la parte basale mentre la parte superiore è visibile in Val Vela.

Sono stati distinti per la prima volta discontinui affioramenti anche nel margine sud del Foglio, a sud e a est di Mattarello. Si tratta di una unità costituita da calcari grigio chiaro, nocciola, giallastri fittamente laminati in strati decimetrici separati da sottili intercalazioni di argille giallo aranciate che diventano più frequenti nella parte alta dell'unità. In Val delle Gole l'unità è costituita da calcareniti nocciola spesso selciose con fiamme grigio-giallastre suddivise in strati centimetrico-decimetrici. In Val Vela e a Laste di Mattarello, si intercalano nella parte alta livelli anche decimetrici di peliti e arenarie nerastre, viola, rosse, gialle oltre ad arenarie e argille vulcaniche violacee.

Lo spessore si aggira attorno ai 30 metri.

Limite inferiore: in Val delle Gole è coperto da circa 5 metri di detrito ma appare graduale rapido su Buchenstein marcato dalla scomparsa dei calcari nodulari selciosi rossastri e delle arenarie vulcanodetritiche.

Il contenuto paleontologico è relativamente abbondante solo in Val delle Gole e risulta costituito da ammonoidi, denti di pesci e bivalvi. La presenza in Val delle Gole di *Protrachyceras* cfr. *pseudoarchelaus* associata ai conodonti *Metapolygnathus mugonensis*, *M. mostleri*, *M. diebeli* (DE ZANCHE e MIETTO, 1983) giustificano l'attribuzione alla parte alta del Ladinico superiore.

Età e correlazione in termini di stratigrafia sequenziale suggeriscono per questa unità informale una possibile correlazione con la formazione di Acquatona (La3) delle Dolomiti (DE ZANCHE *et alii*, 1993) o con il calcare di Meride della Lombardia. Tuttavia le litofacies sono caratteristicamente diverse e pertanto si preferisce mantenere il termine informale proposto da DE ZANCHE & MIETTO

(1986). Età: Ladinico superiore (Longobardico) - Carnico inferiore.

4.7. - SUCCESSIONI ANISICO - LADINICO PRE- E SIN-VULCANISMO MEDIO TRIASSICO

Questo insieme di unità stratigrafiche è di fatto dominato dalle piattaforme dolomitiche storicamente incluse nella formazione dello Sciliar (Dolomia dello Sciliar o *Schlerndolomit Auct.*), precedenti ed in parte coeve all'importante evento vulcanico a carattere prevalentemente basico di età ladinica. Tale evento è scarsamente documentato nel settore della media Valle dell'Adige dove è rappresentato solo da sporadici ed isolati affioranti di vulcaniti basaltiche molto alterate.

Le piattaforme carbonatiche sono in questo intervallo interdigrate con le successioni bacinali costituite dal Buchenstein (Formazione di Livinallongo) e dai calcari della Val Vela (*Zwischenbildungen* p.p.).

4.7.1. - *Formazione dello Sciliar (SCI)*

Affiora lungo il versante occidentale della Valle dell'Adige tra Trento e Mezzolombardo e costituisce la parte medio alta del Monte Marzola.

L'unità è costituita in prevalenza da dolomie saccaroidi bianche o grigio chiare, fortemente ricristallizzate e, in subordine, da calcari dolomitici biancastri o grigio chiari. La stratificazione è grossolana, più evidente alla base dove sono talvolta riconoscibili dolomie stratificate organizzate in cicli peritidali con chiusure laterali a lingua e stromatoliti planari continue con fenestrate laminari (*sheet crack*). I livelli stromatolitici possono essere sostituiti da intervalli argillitici in strati millimetrici o dolomie marnose giallastre screziate in rosso. Il tetto dell'unità è caratterizzato dalla presenza di brecce e filoncelli di dolomie cristalline scure.

Lo spessore dell'unità varia da 50 a 350 metri.

Limite inferiore con la sottostante Formazione del Contrin (CTR) netto, marcato da sottili livelli di vulcanoclastiti o graduale rapido sui calcari della Val Gola.

Il contenuto paleontologico è limitato a piccoli bivalvi, Gasteropodi e alghe *Dasycladaceae* (*Diplopora* sp.). L'ambiente di deposizione dell'unità corrisponde ad una piattaforma carbonatica tidale aggradante, periodicamente e anche lungamente emersa in vasti settori, delimitata verso sud-est da stretti bacini subsidenti. Età: (Illirico p.p.- ? Fassanico p.p.).

4.7.2. - *Vulcaniti Basaltiche (VAB)*

Un ridottissimo affioramento collegato al ciclo vulcanico medio-Triassico (Ladinico), è documentato solo lungo la Val Vela (si tratta di una lente di una decina di metri di estensione laterale) (TRENER, 1933; DE ZANCHE & MIETTO, 1986).

Si tratta di un corpo lavico costituito da basalti estremamente alterati (in parte argillificati) di colore rosso-violaceo.

Dal punto di vista stratigrafico si interpone tra i calcari di Val Vela e il bancone conglomeratico che rappresenta la base del sovrastante Gruppo di Raibl (conglomerato di Ruffrè). Età: Ladinico sup.

4.8. - SUCESSIONI DI PIATTAFORMA DEL TRIASSICO SUPERIORE

I depositi del Carnico sommitale e del Norico sono indicativi di una significativa riorganizzazione della paleogeografia della futura area alpina (BOSELLINI, 1973).

Mentre l'intervallo Anisico-Carnico è caratterizzato da una estrema variabilità ambientale, anche a breve raggio, verosimilmente controllata da un'attiva tettonica sinsedimentaria, con il Carnico superiore-Norico si afferma uno schema paleogeografico caratterizzato da lente e graduali variazioni laterali (Gruppo di Raibl).

Al tempo della deposizione della Dolomia Principale, l'intero dominio sudalpino viene incorporato in un sistema deposizionale peritidale, con ampie lagune e piane di marea che si estendono per centinaia di chilometri sia in direzione nord-sud che est-ovest.

Le terre emerse erano localizzate a sud e sud-ovest (es. Sardegna); il margine della piattaforma e il passaggio al mare aperto sono documentati verso il bacino sloveno a nord est (COUSIN, 1972; DE ZANCHE *et alii*, 2000; GIANOLLA *et alii*, 2003) e nel "*Dachstein Kalk*" delle falde australpine superiori (NERI *et alii* 2007).

4.8.1 - *Gruppo di Raibl (RB)*

Sono inclusi i sedimenti compresi negli "Strati di Raibl" *Auctororum* (più recentemente formazione di Raibl) dell'area delle Dolomiti, della Val d'Adige e della Val di Non (*Raibler Schichten*, HAUER, 1855; RICHTHOFEN, 1860; revisionato da PISA *et alii*, 1980 con la riproposizione in area dolomitica del gruppo di Raibl, già istituito da ASSERETO *et alii* (1968) per il Tarvisiano. Sebbene la coerenza nomenclaturale del cosiddetto "Gruppo di Raibl" sia stata recentemente messa in discussione nelle note illustrative del Foglio Cortina (alle quali si rimanda per un

trattazione esaustive del problema) (NERI *et alii* 2007), lo utilizziamo in questa sede come unità di rango superiore all'interno della quale inserire le seguenti due unità stratigrafiche distinte nel foglio Trento.

4.8.1.1. - Conglomerato di Ruffrè (**RUF**)

Affiora in Val Vela lungo la S.P. 45 bis e lungo l'alveo del Rio Gola.

È compreso nel "Raibliano" da TRENER (1933), è considerato la base del "Gruppo di Raibl" da DE ZANCHE & MIETTO (1985; 1986) nei loro lavori di sintesi dedicati all'area di Trento.

Si tratta di una successione composita caratterizzata alla base da conglomerati a matrice dolomitica ad elementi arrotondati o subarrotondati prevalentemente calcarei, più raramente quarzosi suddivisa in strati lenticolari e discontinui. Sono presenti subordinati clasti spigolosi di selce nera, grigia o rossa e frammenti di materiale vulcanoclastico (andesiti). La matrice è chiara o rossastra completamente ricristallizzata, le dimensioni dei clasti sono centimetriche e raggiungono un massimo di 10 cm. Sono anche rappresentate, sebbene in subordine, dolomie arenacee con frustoli carboniosi e ooidi ferruginosi. Nella parte alta possono essere presenti *grainstone* oolitico - bioclastici con stratificazione incrociata a basso angolo.

Lo spessore varia tra 0 e 15 metri.

Il limite inferiore è erosivo sui sottostanti calcari della Val Vela.

L'ambiente deposizionale è stato interpretato come una laguna inquinata da depositi clastici provenienti da territori emersi ed in erosione, che passa rapidamente ad un ambiente marino marginale a sedimentazione carbonatica.

Viene utilizzato questo termine per la stretta analogia con l'unità descritta ancora in modo informale nel Foglio Appiano e con gli "Schlernplateau Schichten" che affiorano in più luoghi delle Dolomiti e che a lungo sono stati considerati in sinonimia con gli "Strati di Raibl" (KEIM & BRANDNER, 2001). Quest'ultima unità viene descritta (BRANDNER, 1991) come una successione di *grainstone* oolitici, *rudstone* oncolitici, calcari laminati, dolomie, marne e livelli di arenarie vulcanoclastiche alternati a conglomerati. La stessa unità trova anche stretta relazione con le arenarie di Val Sabbia del settore lombardo.

Età: Ladinico superiore - Carnico p.p.

4.8.1.2. - Formazione di Travenanzes (**TVZ**)

Formazione introdotta da NERI *et alii* (2007) nel Foglio 029 Cortina d'Ampezzo utilizzando la precedente denominazione "Argilliti di Travenanzes" di BOSELLINI *et alii* (1996).

Questi sedimenti affiorano in Val Vela, in Val delle Gole, sul versante nord-orientale del Monte Celva, sulle cime meridionali del Monte Marzola e in discontinui affioramenti in destra Adige tra Mezzolombardo e Zambana.

La successione sia in Val Vela che in Val delle Gole, inizia con una litozona formata da prevalenti dolomie grigio- biancastre, talora con fiamme gialle o rosate in strati decimetrici cui si intercalano livelletti centimetrico- millimetrici di peliti verdi e grigie. Verso l'alto compaiono dolomie siltose chiare con stromatoliti, *fenestrae* e *mud crack* cui si intercalano marne verdi e rosse spesse fino a 50-60 cm (Val Vela).

Gli ultimi metri dell'unità sono costituiti da dolomie grigio chiare fino a biancastre in strati di spessore metrico a giunti piani separate da livelletti centimetrici di peliti rosse.

Lo spessore varia tra 10 e 15 metri.

Il limite inferiore è transizionale rapido su RUF e SCI e netto su VAB. Il limite superiore con la Dolomia Principale è graduale con la progressiva scomparsa delle intercalazioni pelitiche e la comparsa di megalodontidi e *Worthenia contabulata*.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad un'area prevalentemente continentale e lagunare evaporitica prossima ad aree in erosione e settori a sedimentazione prevalentemente peritidale. Età: Carnico p.p.

4.8.2. - *Dolomia Principale* (DPR)

La Dolomia Principale caratterizza la maggior parte delle pareti nel settore orientale dell'area. Affiora diffusamente in Val Vela, in Val delle Gole e a monte di Romagnano fino alla base della Paganella. Ben riconoscibile anche sul versante nord-orientale del Monte Celva e a est di Civezzano. In sinistra Adige affiora a sud est di Mattarello, sul versante nord del Monte Celva e sul quello meridionale del Dosso Sant'Agata a nord est di Povo.

Alla base è riconoscibile una litozona a stratificazione decimetrica di dolomie subtidali giallastre o fiammate con sporadiche intercalazioni di peliti giallo-verdastre cui si alternano *grainstone* oolitici con stratificazione *flaser bedding* che può appoggiarsi direttamente su SCI senza l'interposizione di VAB, RUF, TVZ ed i Calcari della Val Vela.

Nel complesso, la formazione si presenta ben stratificata ed appare costituita da una monotona successione di cicli peritidali metrici. Nella porzione inferiore dell'unità, nei cicli peritidali si distingue una parte basale subtidale, con dolomie microcristalline a Megalodonti 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 metri) costituiti da dolomie massicce vacuolari di colore grigio chiaro, con frequenti accumuli tempestici di Lamellibranchi (*Costatoria* sp.), Gasteropodi (*Worthenia* sp.), Alghe (tra cui *Dasycladaceae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri), Foraminiferi (*Glomospirella*), Ostracodi, peloidi ed intraclasti.

La Dolomia Principale supera gli 800 metri di spessore.

Il limite inferiore è graduale rapido su TVZ con la comparsa di grossi banchi di dolomie subtidali che si sovrappongono in modo netto alle dolomie e peliti policrome. Nel settore sud orientale la *facies* basale poggia direttamente sui calcari della Val Vela del Gruppo delle *Zwischenbildungen*.

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 sup.-Norico.

4.9. - SUCCESSIONI DI PIATTAFORMA DEL GIURASSICO INFERIORE

Il Gruppo dei Calcari Grigi costituisce un'unità di piattaforma carbonatica tra le più classiche del Giurassico inferiore sudalpino che si è sviluppata sotto il controllo della tettonica estensionale del *rifting* Norico-Giurassico. Le tipiche associazioni di piattaforma carbonatica di tipo bahamiano sono chiuse alla loro sommità dal Calcare oolitico di S.Vigilio che precede il definitivo annegamento della piattaforma in zone più profonde testimoniate dai calcari sovrastanti del Rosso Ammonitico Veronese e della Maiolica.

4.9.1. - Gruppo dei Calcari Grigi (CG)

Comprende quattro formazioni di piattaforma carbonatica (AVANZINI *et alii* 2007), di cui tre già definite in letteratura come membri dei "Calcari Grigi di Noriglio".

Il gruppo affiora nella parte sommitale delle pareti della Val delle Gole e Val Vela. Costituisce l'ossatura del Monte Palon e della Rosta che chiudono la conca delle Viotte del Monte Bondone.

A est di Trento affiorano sul versante meridionale del Monte Calisio, nella Forra del Fersina, sul Monte Celva e al Dosso Sant'Agata.

4.9.1.1. - Formazione di Monte Zugna (FMZ)

Nella formazione di Monte Zugna (membro inferiore *Auct.*) sono riconoscibili tre litofacies generalmente sovrapposte che non sono state distinte cartograficamente: i) calcari prevalentemente micritici od oolitico bioclastici in sequenze cicliche submetriche e metriche fortemente bioturbate; ii) 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); iii) 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 nerastri.

Lo spessore va da un massimo di 250-300 metri (Paganella) ad un minimo di 130-150 metri (settore nord - occidentale nei pressi di Andalo e Monte Calisio)

Il limite inferiore con DPR è graduale quando tra le due unità si interpone una fascia di dolomitizzazione altrimenti è netto paraconcordante quando FMZ si appoggia sui livelli a *teepee* e paleosuoli del tetto della DPR (fig. 34).

Le associazioni algali sono caratteristiche del Lias (*Heteroporella* cf. *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



Fig 34 - Limite tra Dolomia Principale e Gruppo dei Calcari Grigi alla base del Monte Palon.

inferiore, sono presenti foraminiferi agglutinanti riconducibili a *Textularidae* ed *Ataxofragmidae* e rari esemplari di *Lituolidae* (*Mayncina* cf. *termieri*), rare Trocoline sono sporadicamente presenti. Sono riconoscibili inoltre resti di alghe *Solenoporacee*, *Aeolisaccus dunningtoni*, ostracodi, piccoli gasteropodi e resti di echinodermi, bivalvi e coralli. Età: Hettangiano-Sinemuriano.

4.9.1.2. - Calcare oolitico di Loppio (LOP)

Questa unità affiora estesamente intorno alla conca di Terlago (Monte Grum-Dossi di Terlago), nella zona di Ciago e Vezzano e limitatamente sul Monte Celva.

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 spatico (*grainstone*) e di colorazione bianchiccia o grigio-chiara, con granuli formati in prevalenza da ooidi e botroidi e 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 suo spessore varia da 0 metri (loc. Mez Pian, Laghi di Lamar) a 50-60 metri (Paganella).

Il suo limite inferiore è graduale rapido su FMZ. Il tetto è caratterizzato da una *unconformity* alla scala almeno del bacino dell'Adige.

Dal punto di vista paleontologico la formazione risulta meno ricca della sottostante formazione del Monte Zugna ma si riescono a riconoscere le stesse forme di foraminiferi ed alghe precedentemente descritte. 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*.

I macrofossili sono rappresentati da grandi bivalvi indeterminati per lo più frammentati, rari gasteropodi, poriferi ed echinoidi. Età: Sinemuriano.

4.9.1.3. - Formazione di Rotzo (RTZ)

La formazione di Rotzo è indubbiamente l'unità più rappresentativa del Gruppo. Depositatasi in ambiente prevalentemente subtidale (CLARI, 1976; MASETTI *et alii*, 1998), questa unità risulta internamente organizzata in sequenze asimmetriche *thickening* e *shallowing upward*, di spessore mediamente metrico (MASETTI *et alii*, 1998). Affiora estesamente in destra Adige (Paganella, Soprasasso, Monte Bondone, Palon), in Valle dei Laghi e in minor misura in sinistra Adige (Monte Calisio, forra del torrente Fersina, Monte Celva). E' divisibile in due *litofacies*

sovrapposte (talvolta l'unità basale può essere ridotta o assente): i) *litofacies* inferiore, caratterizzata dal prevalere di litofacies calcareo marnose con strati metrici di *packstone* a peloidi bioturbati che si sovrappongono, a tetto ciclo, ad alternanze calcareo-marnose in stati decimetrici che localmente possono contenere selce nerastra in noduli, ii) *litofacies* superiore, sovrapposta alla precedente (ma che può essere spesso esclusiva) 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. In questa porzione superiore della formazione di Rotzo sono ben rappresentate anche biocalcareni ruditiche e calcareniti oolitico-intraclastiche in strati e banchi di spessore superiore al metro la cui frequenza aumenta spostandosi verso il margine occidentale del foglio. Questi livelli sono spesso intercalati nella successione all'interno dei cicli tidali, registrando anche episodi di elevata energia (strati di tempesta).

Spessore 150 metri. Limite inferiore paraconcordante o discordante su LOP e localmente su FMZ.

I bivalvi più comuni sono rappresentati dai seguenti taxa: *Lithiotis*, *Cochlearites*, *Lithioperna*, *Mytiloperna*, *Gervilleioperna*, *Pseudopachymytilus*. Altri bivalvi meno diffusi, ma comunque caratteristici sono: *Opisoma*, *Protodicerias*, *Gervilleioperna ombonii*, *Pseudopachymytilus mirabilis* e i megalodontacei *Protodicerias pumilus*, *Pachyrisma (Pachymegalodon) chamaeformis*, *Pachyrisma (Durga) crassa* e *P. (Durga) nicolisi*. Sono presenti inoltre gasteropodi, brachiopodi, echinodermi talora in accumuli tempestici. Sono abbondanti faune a macro- e micro-foraminiferi imperforati (*Orbitopsella spp.*, *Bosniella oenensis*, *Mayncina termieri*, *Amijiella amiji*, *Haurania deserta*, *Dutaxis metula* del Lias medio, cui si associano Alghe incrostanti e *Dasycladaceae*. Età: Sinemuriano - Pliensbachiano.

4.9.1.4. - Calcare oolitico di Massone (OOM)

Il calcare oolitico di Massone veniva in precedenza accorpato all'Oolite di San Vigilio (VACEK 1903 b), "litofacies oolitico - bioclastica" all'interno dei calcari oolitici di San Vigilio, secondo (CLARI & MARELLI, 1983), poi considerato come formazione a sé stante (BECCARELLI BAUCH, 1988), e infine collocato come membro di Massone all'interno della formazione dei Calcari Grigi (AVANZINI & LORIGA, 1996). Attualmente viene considerato come la quarta ed ultima formazione costituente il Gruppo dei Calcari Grigi (AVANZINI *et alii*, 2007).

Questa unità affiora unicamente al margine nord-occidentale del foglio e diminuisce di spessore rapidamente fino a chiudersi verso E (Paganella, Andalo).

Si presenta in strati da centimetrici a metrici di *grainstone* grigio chiaro -

bianco. È visibile talora una laminazione e una stratificazione incrociata a piccola scala. Il *grainstone* è prevalentemente oolitico. Le ooliti presentano evidenti involucri tangenziali e dimensioni talvolta considerevoli. Frequenti oltre ad esse, sono bioclasti di varia natura (spesso molto rimaneggiati e arrotondati) e intraclasti di rocce carbonatiche. I bioclasti sono rappresentati da foraminiferi (tra cui *Meandrovoluta asiagoensis*) spesso biseriali, pochi gusci di Bivalvi e resti di Alghe calcaree del genere *Thaumatoporella* e *Dasicladali*. Verso il tetto dell'unità le ooliti appaiono ancora più micritizzate; il loro nucleo è costituito principalmente da articoli di Crinoidi; diventano più rare le alghe calcaree e i foraminiferi.

Il limite inferiore di questa formazione è netto sulla formazione di Rotzo. Dai *packstone* bioclastici della litofacies a *Lithiotis* si passa quasi immediatamente a *grainstone* oolitici.

Questa formazione è costituita da un complesso di barre oolitiche che, rappresentate da spessori considerevoli nel settore occidentale della Piattaforma di Trento (superano il centinaio di metri lungo la dorsale del Monte Baldo), si riducono rapidamente verso Est, scomparendo in corrispondenza del settore centrale degli altopiani di Folgaria - Lavarone, del Pasubio e dei Lessini centrali. Età: Domeriano.

4.9.2. - *Oolite di San Vigilio (OSV)*

Affiora in locale eteropia con la Formazione del Tofino nel settore più occidentale del Foglio Trento (Vaneze, Garniga Terme, Terlago).

Si tratta di *grainstone* ad ooliti e *grainstone* ad ooliti e frammenti di echinodermi (crinoidi e spine di echinidi), in strati di spessore medio da 0,5 a 1 metro a stratificazione incrociata, tabulare a grande scala. Il colore è giallo e rosato al tetto. La granulometria è media o grossolana ed il selezionamento generalmente alto.

Gli ooidi hanno cortice ben sviluppato costituito da involucri concentrici di cristalli calcitici a disposizione radiale.

Localmente (Vaneze) è sostituita da encriniti di colore giallastro in spessi banchi. Lo spessore è compreso tra 0 e 25 metri. Il limite inferiore è netto paraconcordante su RTZ o su OOM.

La *biofacies* pelagica dei sedimenti micritici, talvolta intercalati ai livelli calcarenitici, indica un ambiente marino marginale aperto alla circolazione oceanica. Tuttavia non dà una connotazione batimetrica. La scala notevole delle stratificazioni incrociate con *foreset* di altezza fino a 3-4 metri, lasciano presupporre un certo grado di confinamento. Età: Toarciano - Aaleniano inf.

4.9.3. - *Formazione del Tofino (TOF)*

Formazione di mare relativamente profondo eteropica con l'Oolite di San Vigilio nel settore più occidentale del Foglio (Monte Palon). Nel limitrofo Foglio 080 Riva del Garda è divisa in quattro membri con abbondanti depositi gravitativi provenienti dalle coeve piattaforme (Gruppo dei Calcari Grigi e Oolite di S. Vigilio). Di essi, uno solo è presente in zona.

4.9.3.1. - *Membro di Bocchetta Slavazi (TOF₄)*

La notevole discontinuità degli affioramenti e l'esiguità degli spessori di tale unità non ne rendono possibile un'adeguata rappresentazione cartografica, si è pertanto deciso di comprenderlo nell'Oolite di San Vigilio evidenziandone con questa nota la presenza nel settore del Monte Bondone.

Affiora sul fianco settentrionale del Monte Palon, a quota 1760 metri lungo il tracciato della pista da sci "Rocce rosse". Altri affioramenti, sebbene meno significativi sono visibili sul Montesel, sul Monte Vason e lungo la strada Garniga - Viotte.

Si tratta di calcari micritici grigi e giallastri a spicole di spugna e Radiolari in strati medio-sottili alternati a marne giallastre cui sono intercalate calcitorbiditi a brachiopodi e crinoidi con corpi lenticolari di lamellibranchi pelagici (*Bositra*). Lo spessore è inferiore a 5 metri. Il limite inferiore è netto paraconcordante su RTZ.

L'unità basale del membro della Bocchetta Slavazi della formazione del Tofino potrebbe rappresentare, con i suoi livelli argillosi potenti fino a 40 cm, uno degli orizzonti principali di scollamento della grande frana in roccia del Monte Palon (LARGAIOLLI, 1992). Età: Toarciano-Bajociano inf.

4.10. - *UNITÀ DI BACINO DEL BAJOCIANO-CRETACICO INFERIORE E DEL PALEOCENE*

Le successioni sovrastanti il Gruppo dei Calcari Grigi, soprattutto quelle del Rosso Ammonitico Veronese e della Maiolica (Giurassico sup. e Cretacico inf.) segnano l'arresto della tettonica estensionale del *rifting* e dell'attività delle faglie dirette, notevole riduzione della produzione di sedimenti e progressivo approfondimento generalizzato (WINTERER & BOSELLINI, 1981; BERTOTTI *et alii*, 1993).

Nelle zone bacinali l'approfondimento è segnato dalla successione a nannomicriti della Maiolica, di solito fortemente selcifera, della Scaglia Variegata alpina e della sovrastante Scaglia Rossa.

Con la fine del Cretacico inferiore il regime dinamico si modifica. Si ha così

l'inizio della convergenza dei margini continentali e la nascita della catena precollisionale (eo-alpina) durante il Cretacico superiore e di quella collisionale (meso-alpina) durante l'Eocene inferiore e medio. Di questa evoluzione compressiva non sono presenti documentazioni strutturali, ma esistono indicazioni nelle successioni stratigrafiche del settore SO del Foglio. Esempi significativi sono quelli della zona di Trento dove sono preservate tracce dei depositi *fyschoidi* connessi al sollevamento dell'edificio alpino a nord delle Giudicarie (formazione di Val d'Agola).

L'intensa condensazione stratigrafica delle successioni del Cretacico sup. - Eocene inf. e degli *hardgrounds* associati sono in buon accordo con la presenza di un altotondo rialzato in questo settore della piattaforma.

4.10.1. - Rosso Ammonitico Veronese (ARV)

Affiora in prossimità della cima del Monte Vason e del Montesel, lungo la dorsale che scende in direzione NNW-SSE sino a Vaneze e sul Monte Bondone (Fig. 35). Affioramenti sono visibili ad E di Vaneze e a S di Sardagna. Lungo la strada gardesana occidentale il Rosso Ammonitico Veronese affiora ad W del Doss Trento e, in serie rovesciata in corrispondenza del bivio per Sardagna. Isolati affioramenti sono presenti anche a Garniga Terme. Affiora estesamente anche sul versante meridionale del Monte Calisio, nella zona di Oltrecastello, a N della conca di Terlago, sul gruppo montuoso della Paganella (Doss Negro) e in prossimità di Andalo.

E' 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, talora giallastro o verdastro (Verdello), talora dolomitizzati (Fig. 36). Nella parte superiore gli strati diventano maggiormente nodulari, si ha un aumento della frazione terrigena e risultano evidenti superfici stilolitiche fortemente arrossate.

Questo intervallo (Bajociano-Bathoniano) è separato dalle unità dell'Aaleniano inf. sottostanti (Oolite di S. Vigilio), da un orizzonte di *hardground* decimetrico, con noduli (3 - 8 cm) in prevalenza ferriferi e caratteristici livelli di stromatoliti cupoliformi.

L'unità intermedia è costituita da calcari rosati a piccoli noduli nei quali sono diffusi piccoli arnioni immaturi di selce rossa. Per tale struttura caratteristica l'unità era conosciuta e cavata con il nome di "Ziresol".

L'unità superiore è costituita da calcari rossi lastriformi ad Ammoniti con la tipica struttura nodulare.

Sono riconoscibili Belemniti ed Aptici. Alla sommità la stratificazione, mar-

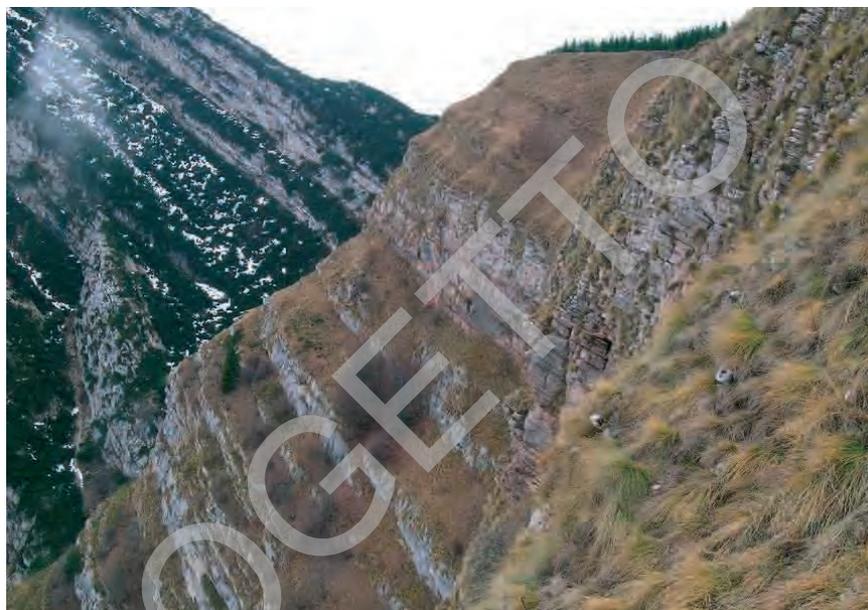


Fig. 35 - *Rosso Ammonitico Veronese nella zona del Monte Bondone.*

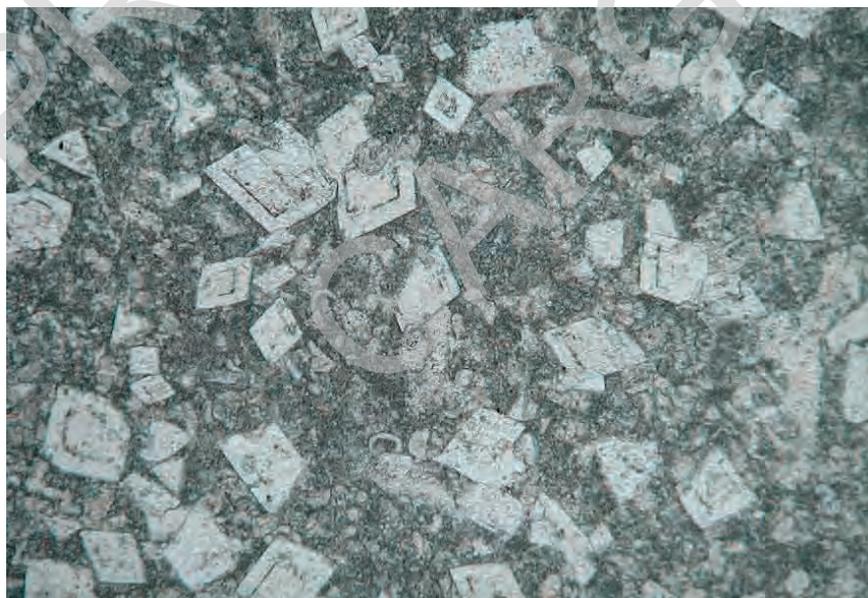


Fig. 36 - *Litofacies tipicamente dolomitizzata del Rosso Ammonitico Veronese nei dintorni di Trento.*

cata da contatti stilolitici verdastri, evolve in litotipi micritici sempre più chiari. Macroscopicamente appare marcatamente cristallina per la presenza di articoli e piastrine di *Saccocoma*. Il suo spessore varia tra 25-50 metri ed il suo limite inferiore è netto su RTZ, su OOM o su OSV. Età: Bajociano sup. - Titoniano sup.

4.10.2. - *Maiolica* (MAI)

Gli affioramenti più significativi si localizzano alle pendici meridionali del Monte Vason dove la successione appare più potente della norma (tettonica sinsedimentaria) e dove tutta l'unità risulta intensamente deformata plasticamente.

Si tratta di caratteristici calcari micritici lastriformi, selciferi di colore rosato (Biancone varietà rosa *sensu* BOSELLINI *et alii*, 1978) che come evidenziato da TRENER (1933) sono stati a lungo accorpati alla Scaglia Rossa per la loro sostanziale uniformità litologica.

Lo spessore è solitamente inferiore ai 5 metri (2,8 metri nella sezione di Monte Cornetto) ma localmente (Monte Vason) può raggiungere i 30 metri per effetto di una intensa tettonica sinsedimentaria che ne ha fortemente condizionato la deposizione. Il limite inferiore è graduale rapido su ARV.

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 che danno una età Berriasiano-Valanginiano. Verso l'alto scompaiono i Tintinnidi e rimangono solo i radiolari della Zona a *Caucasella gr. haute-rivica* di età Hauteriviano-Barremiano. Età: Titoniano sup. - Barremiano sup.

4.10.3. - *Scaglia Variegata Alpina* (VAA)

Affiora ad W del Doss Trento (Ca dei Gai) e nei dintorni di Vaneze. E' ben rappresentata, fortemente deformata plasticamente sul versante meridionale del Monte Vason e nella conca di Terlago fino a Vezzano (Fig. 37). Un orizzonte metrico è stato riconosciuto a est di Oltrecastello.

E' formata da calcari micritici grigi, verdini e biancastri ma anche rossi (Vason) di solito bioturbati (*Chondrites*) a Radiolari e Foraminiferi, ben stratificati (5-15 cm) e a volte selciferi (noduli e letti di selci nere) alternati a marne grigio-verdastre nere e rossastre, talora bituminose fogliettate.

Limite inferiore transizionale rapido su MAI o su ARV. Localmente (Monte Cornetto) è netto tramite uno o più *hardgrounds* separati da qualche centimetro (6-9) di *mudstones* a radiolari con clasti calcarei.

Lo spessore varia da 1 a 70 metri a causa della subsidenza differenziale di vari



Fig. 37 - *Scaglia Variegata Alpina* a Vezzano.

settori dell'area rappresentata in carta.

Alla base sono presenti calcari lastriformi grigio scuri con interstrati di argilliti nerastre che contengono associazioni a Radiolari, tra i quali, verso l'alto *Heidelbergella* (*H. sigali*) e *Ticinella* (*T. roberti*). A questo intervallo seguono calcari lastriformi chiari fino a bianchi con intercalazioni di argilliti scure a *Rotalipora* e *Praeglobotruncana* (*R. cushmani*, *R. apenninica*, *P. stephani*). Età: Hauteriviano-Cenomaniano.

4.10.4. - *Scaglia Rossa* (SAA)

Affiora diffusamente sul versante settentrionale del Monte Bondone (fig. 38) fino alla conca di Terlago, dove assorbe plasticamente in una ampie serie di pieghe cilindriche gli sforzi della compressione alpina. Ampi affioramenti caratterizzano la collina di Trento nel settore compreso tra Sardagna, il Monte Calisio e Oltrecastello. È costituita da una successione di calcari micritici a "Globotruncana" e talora *Inoceramus* ben stratificati (5-25 cm) per lo più lastriformi e talora selciferi, soprattutto nell'intervallo inferiore. L'unità comprende alla base un intervallo



Fig. 38 - *Limite Scaglia Rossa - Formazione di Chiusole sul Monte Bondone (Cima Verde).*

potente qualche metro di calcari micritici lastriformi nodulari rossi (“lastame”) mentre al tetto è sempre riconoscibile una unità plurimetrica fogliettata (“bancone maastrichtiano” *Auct.*) localmente con *hardground* apicale (Sardagna, Sopramonte). Gli spessori sono molto regolari e si aggirano attorno ai 70 metri.

Il limite inferiore è graduale concordante su VAA. L’ambiente di sedimentazione è di tipo emipelagico con forti apporti terrigeni da aree settentrionali in emersione. Età: Cretacico superiore (Turoniano)- ?Paleocene.

4.10.5. - *Formazione di Val d’Agola (VAG)*

La Formazione di Val d’Agola affiora in limitatissimi affioramenti sul versante settentrionale del Palon, nei pressi di S. Antonio (Piedicastello) e a sud del Calisio.

Si tratta di una successione prevalentemente terrigena che rappresenta l’equivalente nordorientale del *flysch* Lombardo. Quest’unità, è stata anche indicata in passato come *flysch* Insubrico (CASTELLARIN, 1977) e costituisce il deposito sinorogenico di avanfossa della catena eoalpina. Nella località classica di affio-

ramento (Foglio 059 Tione di Trento), tale unità viene divisa in tre membri (CASTELLARIN, 1972, 1982b; PICOTTI, 2003); di essi solo il secondo affiora nell'area di Trento.

4.10.5.1. - Membro delle Coste di Gual (VAG₂)

L'unità è formata da calcari micritici rossi (con subordinate intercalazioni di marne) in *facies* di Scaglia Rossa a "Globo truncana" ben stratificati (5 - 30 cm). E' presente una consistente frazione terrigena fine costituita soprattutto da quarzo e muscovite. In subordinate sono presenti foraminiferi e rare piccole *Discocycline*.

Lo spessore varia tra 0 e 5 metri. Il limite inferiore è graduale rapido su SAA. Alcuni grandi blocchi di VAG₂ sono inclusi nelle breccie di esplosione dei basalti della Val Lagarina. Alcuni campioni prelevati alla base hanno dato una età Campaniano inferiore (*Globo truncana elevata*, *Rosita fornicata*, *Globo truncana arca*, *Pseudotextularia* sp., *Heterohelix* sp.).

L'ambiente di sedimentazione è di tipo emipelagico con apporti clastici da aree di piattaforma carbonatica e/o in emersione. Età: Campaniano - Eocene medio.

4.11. - PASSAGGIO CRETACICO - PALEOGENE

In tutta la zona meridionale del Foglio esiste una lacuna stratigrafica segnata da un orizzonte (centimetrico-decimetrico) di *hardgrounds* ferrifero che comprende il Paleocene e, per vaste estensioni anche l'Eocene inferiore (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966). Con l'Eocene inferiore inizia una ripresa della sedimentazione carbonatica di tipo pelagico bacinale (calcere di Chiusole) e solo con l'inizio dell'Eocene medio fanno la loro comparsa i depositi carbonatici di bassa profondità a Nummuliti, *Discocycline* e Melobesie che si attestano costruendo una nuova piattaforma carbonatica di cui è espressione il calcare di Malcesine.

Una simile evoluzione va riferita alla funzione di alto strutturale esplicito dal margine W della Piattaforma veneto - trentina in concomitanza con gli eventi eoe-meso-alpini del Cretacico superiore e dell'Eocene durante i quali esso costituisce probabilmente l'area di *peripheral bulge* della catena alpina precoce.

L'intervento della tettonica distensiva durante l'Eocene inferiore e medio ha inoltre determinato una ripresa della subsidenza creando gli spazi per la sedimentazione eocenica e preparando le condizioni strutturali per le manifestazioni vulcaniche concomitanti e susseguenti.

4.12. - UNITÀ DI BACINO DELL'EOCENE INFERIORE-SUPERIORE

Ad ovest del Monte Bondone (conca di Terlago) e localmente nei pressi di Trento (Cognola) la Formazione di Ponte Pià testimonia la persistenza di condizioni bacinali. Il Calcare di Chiusole, che caratterizza il fianco settentrionale del Monte Bondone è invece espressione di una graduale transizione da un ambiente di altofondo pelagico in condizioni di condensazione stratigrafica nel Paleocene, alla ripresa della sedimentazione essenzialmente carbonatica in condizioni marine pelagiche di una certa profondità.

La ripresa della sedimentazione e lo sviluppo delle varie sequenze sono avvenuti sotto il controllo di una intensa attività tettonica estensiva.

4.12.1. - *Formazione di Chiusole (CHI)*

Affiora lungo il fianco settentrionale del Monte Bondone tra Sardagna e Sopramonte.

È costituito da calcari micritici più o meno glauconitici a Radiolari e Foraminiferi planctonici con stratificazione sottile (10-30 cm), talora lastriformi con noduli e letti di selce (da grigia a brunicia) e con sottili interstrati marnoso-argillosi. La transizione al sovrastante calcare di Malcesine è graduale ed è segnata dal progressivo incremento di calcareniti bioclastiche per lo più nummulitiche.

Sono distinguibili due litofacies parzialmente eteropiche: (i) calcari micritici in strati centimetrici con selce in noduli e liste, (ii) calcari e calcareniti bioclastiche in strati decimetrici con intercalazioni di marne grigie di spessore variabile (Sopramonte) che diminuiscono di frequenza verso l'alto dell'unità.

Lo spessore è di 80-90 metri. Il limite inferiore con la Scaglia Rossa è marcato da un orizzonte (cm) di *hardground* ferrifero fosfatico, è discordante su VUB, paraconcordante su VAG2.

Croste centimetrico-decimetriche, polimetalliche in prevalenza ferrifero fosfatiche di colore giallastro ocre e brunicio talora policrome si trovano direttamente saldate al tetto della Scaglia Rossa, a "*Globotruncana*" generalmente maastrichtiana, intensamente alterata dai processi di sostituzione (*hardgrounds*).
Età: Eocene inferiore.

4.12.2. - *Formazione di Ponte Pià (FPP)*

Si tratta di una successione sedimentaria bacinale che affiora nella Conca di Terlago, nella parte settentrionale della Valle del Sarca, alla base del Doss Calmuz, nei pressi del Maso Curaziale, poco a nord di Cognola e sul Doss Castion.

In Valle del Sarca e nei pressi del Calmuz e Cognola affiora la *facies* più basale della formazione, costituita da calcari micritici lastriformi di colore grigio con intercalazioni marnose nella parte alta.

Nella zona di Doss Castion affiora una *facies* più legata ad un ambiente di transizione tra la rampa delle piattaforme terziarie e il bacino. Si tratta di *grainstone* bioclastici con all'interno frammenti di margine biocostruito. Si possono osservare anche delle sequenze torbiditiche con alla base spessi livelli di calcareniti e di calciruditi costituite essenzialmente da Foraminiferi bentonici. Seguono delle calcareniti più fini e dei livelli pelitici finemente laminati; la serie torbiditica si chiude con calcari bioclastici a stratificazione irregolare con Foraminiferi e frammenti di Lamellibranchi.

Lo spessore varia da 20 a 250 metri (Valle del Fiume Sarca).

L'unità è eteropica con la Formazione di Chiusole, ed il calcare di Malcesine. Il limite inferiore è graduale con SAA, quello superiore è graduale con il calcare di Malcesine.

La formazione di Ponte Pià è rappresentativa di un paleoambiente limitrofo alle piattaforme eoceniche e ne rappresenta lo *slope* con i relativi scarichi di materiale di piattaforma verso il bacino. Età: Eocene inferiore - Eocene medio superiore.

4.13. - MAGMATISMO ALPINO

Labili tracce di vulcanismo (filoni nell'alta Valsugana) attestano le prime fasi di instabilità connesse agli eventi eo- e meso-alpini del Cretacico superiore. L'attività vulcanica più diffusa è invece strettamente collegata alla tettonica sinsedimentaria distensiva dell'Eocene.

I prodotti delle manifestazioni vulcaniche derivano generalmente dalle esplosioni delle lave basaltiche in ambiente sottomarino con manifestazioni prevalentemente freato-magmatiche e colate laviche in parte subaeree che costituiscono gli eventi più tardi. Età: Cretacico superiore - Eocene.

4.14. - BASALTO DELLA VAL LAGARINA (VUB)

Sono raggruppati in questa formazione, istituita nel Foglio geologico 1:50.000 Trento, tutti i prodotti vulcanici basici ospitati all'interno della successione sedimentaria.

L'attività vulcanica è strettamente collegata alla tettonica sinsedimentaria distensiva dell'Eocene.

I prodotti delle manifestazioni vulcaniche derivano generalmente dalle esplo-

sioni delle lave basaltiche in ambiente sottomarino con manifestazioni prevalentemente freato-magmatiche.

Gli affioramenti sono localizzati in zona Osservatorio (Monte Vason), nella zona di S. Antonio (Piedicastello) e a sud del monte Calisio nei pressi di Cognola. Livelli vulcanoclastici di esiguo spessore sono interposti alle unità carbonatiche eoceniche del Doss Trento. Età: Eocene inferiore.

4.14.1. - *Membro di Lenzima (VUB₁)*

Affiora nei pressi dell'ex cava Angelini di Gardolo e alla base del Doss Trento. Sono prodotti di colata rappresentati da corpi massicci passanti a lave bollose e scoriacee e a breccie laviche di prodotti scoriacei. Si hanno rare lave a cuscini passanti a breccie di cuscini lavici. Lo spessore è tra 0-10 metri.

Contatto netto discordante su *hardground* di SAA, o su VAG₂. Età: Eocene inferiore.

4.14.2. - *Membro del Monte Biaena (VUB₂)*

Affiora nell'area del Calisio a sud del Calmuz (Maso Bergamini, Moià, Tavernaro), nei dintorni di Doss Castion (nei pressi di San Donà), a Oltrecastello e in destra Adige nella zona di Sopramonte-Piedicastello.

Si tratta di ialoclastiti costituite da arenarie e breccie con clasti di basalto vetroso e bolloso cementati da calcite spatica. Sono generalmente ben stratificate, cernite talora con qualche strato e banco gradato. Derivano dalla polverizzazione esplosiva delle lave basaltiche sottomarine. Includono talora frammenti maggiori di cuscini lavici. Si riconoscono anche (Maso S. Antonio) breccie di esplosione in accumuli disorganizzati con sabbie, lapilli e brandelli lavici basaltici associati a proietti fino a decimetrici e rari blocchi metrici di rocce sedimentarie derivate dalla frammentazione esplosiva dei condotti alimentatori (VAG₂). Costituiscono la porzione inferiore di accumuli piroclastici extradiatremici, adiacenti alle bocche eruttive. Alcune intrusioni vulcaniche affiorano anche a nord del Calmuz nei pressi di Maso Casagrande. E' ipotizzabile che i fenomeni eruttivi sottomarini siano derivati da un unico punto focale localizzato a sud del Calmuz.

Si distinguono:

Breccie di esplosione (VUB_{2a})

Accumuli disorganizzati con sabbie, lapilli e brandelli lavici basaltici associati a proietti (cm, dm) e rari blocchi metrici di rocce sedimentarie derivate dalla frammentazione esplosiva dei condotti alimentatori.

Costituiscono i riempimenti dei diatremi e la porzione inferiore degli accumu-

li piroclastici extradiatremici, adiacenti alle bocche eruttive.

Tufi e tuffiti (VUB_{2b})

Si tratta di brecciole, sabbie e ceneri piroclastiche ben organizzate e cernite all'interno di strati e lamine spesso fossiliferi in bancate da centimetriche a metriche che sono presenti nelle aree circostanti le bocche eruttive anche ad una certa distanza dai centri maggiori (intercalazioni da decimetrico a metriche nelle successioni della Formazione di Malcesine e nelle Argille di Ponte Pià). Visibili in tutta l'area a sud del Calisio, sul Doss Trento e alla base della parete di Sardagna.

Filoni e dicchi (VUB_{2d})

Corpi lavici a struttura microcristallina e aspetto massiccio (filoni e dicchi) incassati in modo discordante o paraconcordante (*sill*) nelle successioni sedimentarie. Ne è visibile un esempio nei pressi della cima del Monte Marzola compreso tra la formazione di Travenanzes e la sottostante formazione dello Sciliar.

Lo spessore è compreso tra 0-70 metri. Il contatto è netto discordante su *hardground* di SAA, o su PTA o VAG₂. Età: Eocene inferiore.

4.15. - UNITÀ DI PIATTAFORMA DEL CICLO EOCENE SUP.- OLIGOCENE INF.

Nel settore sudoccidentale del Foglio Trento alle vulcaniti basaltiche segue una successione carbonatica di piattaforma che documenta una ripresa della subsidenza in un ambiente marino di bassa profondità in cui la produzione di sedimenti biogenici tiene il passo della subsidenza locale. Si può supporre un controllo tettonico distensivo su scala regionale.

4.15.1. - *Calcare di Malcesine (MCE)*

Affiora alla base del Doss Trento, alla base della parete di Sardagna (Fig. 39) e nella zona del Calmuz a sud del Monte Calisio. Ampii affioramenti sono visibili lungo la strada Sardagna - Vaneze.

Il calcare di Malcesine è costituito da calcareniti generalmente nummulitiche grigio-nocciola e grigio-scuro a granulometria variabile generalmente fine, siltitico-arenitica, e di norma via via più grossolana verso l'alto. Si tratta di calcari mal stratificati con una struttura in prevalenza nodulare con noduli e globuli decimetrici di calcareniti ben cementate immersi in una matrice più marnosa o terrosa mal cementata. È sempre presente glauconite anche se in quantità variabile e talora minima. Sono presenti discontinui livelli decimetrici di argille bentonitiche vulcanoclastiche.

Sul Doss Trento la formazione è separata dalla sottostante Formazione di Chiusole da un livello spesso poco più di 50 centimetri di arenarie vulcanoclastiche.



Fig. 39 - *Litofacies pseudonodulare del calcare di Malcesine nella zona di Sardegna.*

Al tetto dell'unità è rappresentato localmente un secondo livello di arenarie vulcanoclastiche (orizzonte di Doss Trento) correlabile a livello regionale con le manifestazioni vulcaniche dell'Eocene inferiore e medio.

Lo spessore risulta relativamente costante attorno ai 70 metri. La base è costituita dalla Formazione di Chiusole con limite netto, o come detto, da sottili e discontinui livelli di vulcanoclastiti.

L'ambiente è riferibile ad una rampa di raccordo tra alti strutturali e bacini. Età: Eocene medio.

4.15.2. - *Calcare di Nago (NAG)*

Affiora sulla Sommità del Doss Trento, costituisce il limite in roccia del terrazzo di Sardegna e la sommità del Calmuz a sud del Monte Calisio.

Si tratta di una alternanza di calcari marnosi e marne scure laminate, di calcareniti micritiche grigie stratificate (10-30 cm) e di calcari a rodoliti, coralli e briozoi in spesse bancate (3-10 metri) con sempre abbondanti nummuliti e *Discocyclina*. Il calcare di Nago risulta costituito da più cicli negativi (*thickening-*

coarsening upward) riconducibili a due cicli maggiori a grande scala (sequenza deposizionale) separate da un livello di arenarie quarzose (affioranti presso Sardegna) già segnalate da FABIANI (1922) nella zona del Calisio.

I cicli di base sono costituiti da calcari marnosi o marne alla base che passano a calcareniti bioclastiche alla sommità. Si riconoscono quattro facies principali che si alternano verticalmente con una certa regolarità all'interno delle parasequenze: i) calcari marnosi (*wackestone*) e marne a *Melobesie* e/o *Discocyclina* in strati spessi alcune decine di centimetri per uno spessore totale di circa 5-6 metri, tra i Macroforaminiferi è presente *Nummulites fabianii* e *Discocyclina* sp.; ii) biomicriti (*wackestone* e *packstone*) a *Melobesie* e rari coralli. Gli strati sono generalmente spessi 10-20 cm delimitati da giunti ondulati e talora intercalati a interstrati marnosi dello spessore di qualche centimetro; iii) biocalcareniti, generalmente bioturbate, a rodoliti, macroforaminiferi e frammenti di *Melobesie*. Gli strati delimitati solitamente da giunti ondulati, hanno spessori variabili da 20-30 cm ad 1 metro circa e non mostrano strutture interne a causa dell'intensa bioturbazione; ivi) calcari organogeni a coralli e altri biocostruttori in bancate massicce (*boundstone*).

Il limite inferiore è graduale rapido o netto se marcato da un livello vulcanoclastico su MCE. Il tetto è marcato da una superficie di esposizione subaerea cui si sovrappongono le argille di PTA.

Lo spessore risulta relativamente costante in destra e sinistra Adige ed è stimabile in circa 100 metri.

L'ambiente è da mettere in relazione a quello di una piattaforma carbonatica a bassa profondità progradante da ovest ad est. Età: Eocene medio - superiore.

4.15.3. - Argille di Ponte Arche (PTA)

Affiorano nella conca di Sardegna dove la formazione è stata a lungo oggetto di estrazione per la produzione di cemento (Cava Italcementi). La successione è qui costituita da marne argillose e argille marnose di colore grigio scuro mal stratificate con rare e sottili intercalazioni siltose per lo più in lamine. È ricca di Foraminiferi planctonici e corrisponde alle marne di Bolognana degli AA.

Lo spessore non è determinabile ma comunque non superiore a 20 m. Il limite inferiore è netto inconforme su NAG marcato da una superficie incarsita e con ciottoli carbonatici. L'ambiente è di tipo bacinale fortemente inquinato da apporti terrigeni. La geometria dell'unità viene considerata in *onlap* sul margine della piattaforma eocenica e l'età del limite inferiore varia dall'Eocene sup. (base Priaboniano), all'Oligocene inf. (LUCIANI, 1989). Età: Eocene superiore - Oligocene inferiore.

PROGETTO
CARGO

V - QUATERNARIO

(a cura di A. Borsato)

1. - LA SUCCESSIONE CONTINENTALE QUATERNARIA

Nella cartografia dei depositi quaternari si sono utilizzate le Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU) mutate dai fogli contigui e con aggiunte derivanti dai nuovi elementi stratigrafici acquisiti. In mancanza di discontinuità evidenti si sono inoltre utilizzate le unità litostratigrafiche definite in base alle proprie caratteristiche interne (cfr. BINI *et alii*, 2004).

I depositi riferibili all'ultimo episodio glaciale, culminato nel *Last Glacial Maximum* (LGM), sono stati cartografati all'interno del sistema del Garda (SGD), riconosciuto, oltre che nei bacini del Sarca e dell'Adige (CASTELLARIN *et alii*, 2005; DAL PIAZ *et alii.*, 2005), anche in quelli adiacenti del Chiese e del Brenta (BARBIERI & GRANDESSO, 2007), sulla base della ricostruzione delle diramazioni che per trasfluenza interessavano il ghiacciaio atesino.

A livello cartografico si è utilizzato il sistema del Garda indistinto per tutte le fasi di crescita e massimo sviluppo del ghiacciaio atesino, nonché per le brevi avanzate durante la prima fase di deglaciazione ("tardoglaciale" *Auct.*) fintantoché la calotta glaciale è rimasta sostanzialmente unitaria. Si sono invece distinte tre unità, il subsistema di Lisignago (SGD₁₂) in Val d'Adige e Val di Cembra, il subsistema del Monte Gian (SGD₁₃) in l'Alta Valsugana e il subsistema della Val Mana (SGD₁₆) in Bondone, nel momento in cui il ghiacciaio atesino si andava frammentando in bacini locali ad evoluzione indipendente.

Per la datazione dell'episodio LGM, due nuove analisi C-14 di una succes-

sione glaciolacustre a Spormaggiore, poco a Nord di Cavedago nel vicino foglio 043 Mezzolombardo, hanno restituito età di 23.000 ± 140 anni BP e di 24.100 ± 150 anni BP (BORSATO, 2008) che descrivono la formazione del ghiacciaio vallivo della Valle di Non quando questo raggiunse la gola della Rocchetta. Questa età conferma quella ottenuta da Fliri (1988, 1989) ad Albes/Albeins, nella media Val d'Isarco (24.000 ± 210 anni BP), che cade nella fase in cui le grandi colate vallive si stavano formando.

I depositi più antichi dell'evento sedimentario definito dal LGM sono stati riconosciuti in molte aree del foglio, in molti casi in situazioni mai documentate in precedenza. Trattandosi nella maggior parte dei casi di affioramenti di limitata estensione e di difficile correlazione e/o inquadramento cronologico, non sono state distinte unità per bacino di appartenenza ma si sono utilizzate unità ubiquitarie.

I depositi precedenti al LGM sono rappresentati soprattutto da depositi di versante s.l., inseriti nel Gruppo di Valsorda (Pleistocene medio e superiore p.p.) per quelli in equilibrio con la situazione morfologica attuale o caratterizzati da limitata erosione laterale o a valle. Viceversa, i depositi caratterizzati da forte disequilibrio rispetto alla situazione morfologica attuale, con erosione laterale, a valle e talora a monte sono stati riuniti nel gruppo di Forte Casara (Pleistocene inferiore - medio) e distinti in unità in base alle caratteristiche sedimentologiche e morfologiche.

I limitati depositi alluvionali pre-LGM, sovente cementati e più o meno alterati, sono stati riuniti nel supersistema di Nogarè riconosciuto soprattutto lungo le incisioni della Val di Cembra e della Valle di Fornace.

Grazie all'accurata ricostruzione del limite superiore del LGM e alla descrizione del grado di alterazione dei depositi, per la prima volta si sono riconosciuti depositi glaciali precedenti il LGM che, in mancanza di elementi di datazione o correlazione, sono stati raggruppati nel supersistema della Paganella.

Tutti i terreni di copertura posteriori al sistema del Garda sono cartografati all'interno del sistema Postglaciale Alpino (PTG), corrispondente all'unità Postglaciale in BINI *et alii* (2004). I sedimenti che lo compongono si sono formati dopo l'estinzione (locale) dei processi glaciali e fluvio-glaciali, nell'intervallo cronologicamente compreso tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'attuale. Il limite inferiore del sistema postglaciale alpino è chiaramente diacrono.

La dettagliata cartografia dei depositi e l'analisi delle facies sedimentarie hanno consentito di ricostruire l'evoluzione dei paleoambienti, pure con numerosi spunti a livello regionale, resi possibili anche da numerose nuove datazioni C-14 e U/Th che costituiscono un ulteriore importante elemento di novità.

I rapporti di sovrapposizione delle varie unità riconosciute sono esemplificati nello schema dei rapporti stratigrafici (Fig. 40) in cui si è tentata una rappresentazione che tiene conto anche dell'effettiva distribuzione delle unità nei vari bacini e sottobacini.

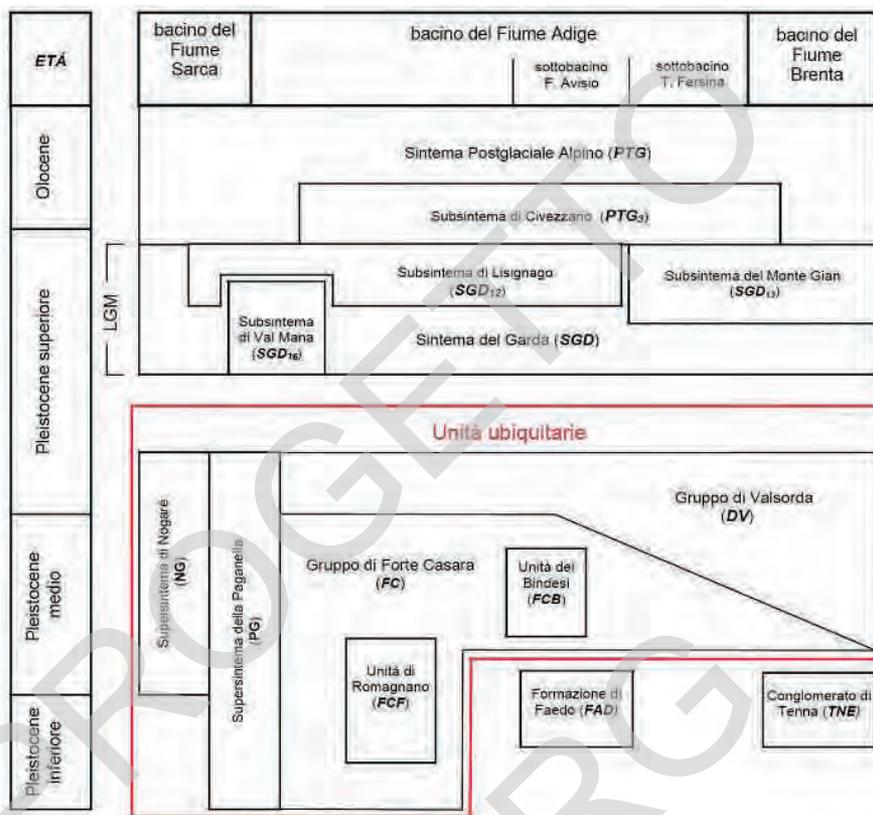


Fig. 40 - Schema dei rapporti stratigrafici della successione quaternaria. L'inquadramento cronologico a lato è indicativo.

1.1. - UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE

1.1.1. - Formazione di Faedo (FAD)

Si tratta di un esteso corpo cementato affiorante tra Faedo, San Michele all'Adige e Cadino (sul confinante foglio "Mezzolombardo"), descritto come "conoide interglaciale" da Trener (1933). A Faedo affiora entro alcune vallette incise, mentre verso San Michele si dispone con morfologia ad ampia conoide erosa, senza affioramenti significativi anche a causa del forte rimodellamento antropico.

Il deposito è costituito da breccie a supporto di clasti con matrice siltoso-sabbiosa di tipico colore rosso. I clasti, con dimensioni medie tra 4 e 20 cm da subangolari ad angolari e più raramente subarrotondati, sono costituiti in prevalenza da siltiti della Formazione di Werfen e dolomie (dolomia del Serla inferiore) affioranti nel versante a monte, oltre a rare riodaciti porfiriche subarrotondate. Il deposito appare vistosamente stratificato con modesta inclinazione (5-10°) verso NW e localmente si rinvencono intercalazioni lentiformi siltoso arenacee rossastre spesse fino a 20 cm.

Nei lavori precedenti questi depositi sono stati definiti come “conoide interglaciale” da Trener (1933) e come “frane rimaneggiate” da VENZO G.A. (1962) e depositi di frana (foglio 1:100.000 “Trento”).

Lo spessore complessivo della formazione nel vicino foglio “Mezzolombardo” è valutabile in oltre 60 metri. Il limite inferiore non esposto è presumibilmente in contatto erosivo sul substrato, il limite superiore è invece inconforme con i depositi glaciali del SGD, con SGD₁₂ o con PTG.

Il deposito si può interpretare come un’ampia conoide di *debris flow* alimentata dalla valle a nord di Faedo attualmente catturata dal Rio di Cadino (Foglio Mezzolombardo). Sebbene non vi siano elementi certi per la datazione in base alla storia evolutiva, alla cementazione non pervasiva e alla limitata alterazione di clasti si è attribuito il deposito al Pleistocene inferiore (?) - medio.

1.1.2. - Conglomerato di Tenna (TEN)

Affiora nel settore meridionale del Colle di Tenna, su entrambi i versanti che scendono al Lago di Caldonazzo e a quello di Levico. Si compone di conglomerati e ghiaie a matrice sabbiosa con ciottoli eterometrici (dimensioni da 0,5 a 20 cm, con moda a 3-6 cm composti in media da un 85% di carbonati che mostrano talora un *cortex* di alterazione di circa 2 mm, un 10% di metamorfiti mediamente alterate, e un 5% di porfiriti. L’arrotondamento dei ciottoli varia in base alla litologia: buono per i clasti porfirici solitamente di forma subsferica, medio per i metamorfici, variabile da subangoloso a ben arrotondato per i carbonati. La cementazione da scarsa a buona con cemento costituito da una patina submillimetrica di calcite che riveste i clasti con geometria a menisco. La stratificazione è suborizzontale, da evidente a indistinta, e delimita corpi tabulari o lenticolari. Lo spessore è stimato in almeno 50 metri, il limite inferiore, non esposto, è presumibilmente in contatto erosivo sul substrato porfirico, il limite superiore è invece inconforme con i depositi glaciali del SGD, con SGD₁₃ o con PTG.

E’ interpretato come un deposito alluvionale di provenienza dalla Valle del Fersina con apporti di *debris-flow* da parte delle conoidi del Centa e del Mandola in una situazione paleogeografica dove la valle era occlusa da sedimenti fino alla

quota del paese di Tenna (ca. 550 metri s.l.m.) riferibile, tentativamente, al Pleistocene inferiore - medio.

1.1.3. - Gruppo di Forte Casara (FC)

Raggruppa depositi di versante s.l. con locali inclusioni di depositi di conoide, spesso cementati e caratterizzati da superficie limite superiore poligenica e polifasica, con morfologie erose verso valle, lateralmente e talora verso monte. Affiora in maniera discontinua in tutto il foglio ma gli affioramenti principali sono localizzati in tre aree all'interno delle quali si sono istituite due unità: il versante Nord del Calisio, il versante Est del Monte Bondone (unità di Romagnano), i versanti Ovest e Sud della Marzola (unità dei Bindesi).

Una ristretta area di affioramento è localizzata sul versante settentrionale del Monte Calisio immediatamente a SE di Montevaccino, nei pressi di Malga Pedrolli e dell'ex Forte Casara; ridotti lembi interessano il settore tra il Monte Corno e il Monte della Gallina e una piccola area prossima al fondovalle dell'Adige a nord di Gardolo di Mezzo. Gli affioramenti più estesi e significativi si rinvencono a Forte Casara (Fig. 41) e presso Malga Pedrolli dove si osservano dei depositi di breccie di versante potenti oltre 10-15 metri che giacciono in contatto erosivo sulla Formazione a Bellerophon e quella di Werfen. I clasti sono costituiti al 95% da Dolomia Principale (proveniente dal Monte Calisio) da angolare a subangolare con dimensioni medie di 2-10 cm e massime intorno ai 30 cm, solitamente poco alterati o con patina di decarbonatazione inferiore al mm. Il restante 5% è dato da arenarie gialle e peliti rosse provenienti dalla Formazione di Werfen con dimensioni simili ai precedenti da subangolari a subarrotondati ma tendenzialmente più alterati e in alcuni casi si notano cavità secondarie all'interno del deposito legate all'asportazione parziale o completa dei clasti pelitici.

Presso l'ex Forte Casara, la cui parte ipogea è stata scavata interamente all'interno del deposito, è possibile osservarne la struttura interna che varia da supporto di clasti a parzialmente aperta. La matrice è costituita da materiale silteo rossastro proveniente dalla disgregazione della Formazione di Werfen, e in alcune porzioni intraclastiche appare laminato, probabilmente legato ad infiltrazione post-deposizionale. Tutto il deposito appare tenacemente cementato (cemento di matrice) e in alcune parti litificato. In queste parti, come presso Forte Casara, si notano sia fratture subverticali sia indizi di carsificazione dell'intero deposito.

Complessivamente questo deposito, attualmente privo di morfologia propria ed eroso sia verso monte sia verso valle, può essere interpretato come ciò che resta di un ampio corpo di depositi di versante s.l., alimentato dall'erosione della parete dolomitica settentrionale del M. Calisio e della dorsale siltitico-arenacea tra Monte Corno e Monte della Gallina.



Fig. 41 - Breccie di versante litificate (gruppo di Forte Casara) presso Forte Casara alle pendici Nord del Monte Calisio.

Piccoli lembi di depositi che presentano caratteristiche simili a quelle descritte sopra, ma con minor percentuale di clasti dolomitici a spese di quelli arenaceo-siltosi e con dimensioni dei clasti inferiori, si rinvennero nel settore tra il Monte Corno (versante Est) e il Monte della Gallina, ed in affioramenti isolati presso il fondovalle dell'Adige a nord di Gardolo di Mezzo.

Un'ulteriore area è presente a Sud di Villazzano in località S. Antonio dove affiorano depositi di *debris flow* potenti fino a 10-15 metri con clasti costituiti in prevalenza da dolomie grigio-biancastre, riferibile alle unità triassiche affioranti a monte, con dimensioni medie tra 2 e 15 cm prevalentemente subangolari, poco alterati.

Subordinatamente si rinvennero clasti di vulcaniti permiane, arenarie gialle e peliti rosse provenienti dalla Formazione di Werfen con dimensioni simili ai precedenti da subangolari a subarrotondati ma tendenzialmente più alterati. La struttura del deposito varia da supporto di clasti a parzialmente aperta e la matrice è costituita in prevalenza da materiale siltoso rossastro proveniente dalla disgregazione della Formazione di Werfen. Tutto il deposito appare tenacemente cementato da cemento di matrice.

Il deposito, attualmente privo di morfologia propria ed eroso verso valle e lateralmente, può essere interpretato come il residuo di un'ampia conoide di *debris flow* alimentata dall'erosione del versante W della Marzola (S. Rocco).

Sebbene non siano stati rinvenuti clasti di origine glaciale nei depositi studiati, considerata la moderata alterazione, le condizioni morfologiche degli affioramenti e la loro estensione si ipotizza un'età tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio in analogia a quanto osservato per la Formazione di Faedo.

1.1.3.1. - Unità di Romagnano (FCF)

Affiora sul versante destro della Val d'Adige a monte di Romagnano tra il fondovalle e la piana delle Viotte. Gli affioramenti più significativi sono localizzati in località Fontanell, tra quota 1450 e 1500 metri, lungo la S.P. 25 di Garniga dove il deposito potente oltre 15 metri è organizzato secondo una successione di banchi di breccie a geometria tabulare e lentiforme, a diverso grado di cementazione (Figura 42 e 43). Gli spessori dei singoli orizzonti sono generalmente inferiori al metro e localmente mostrano repentine chiusure e variazioni laterali. Si rico-



Fig. 42 - Corpo di breccie stratificate (gruppo di Forte Casara - unità di Romagnano, FCF) a monte di Dos Brun, Romagnano



Fig. 43 - Corpo di breccie stratificate (gruppo di Forte Casara - unità di Romagnano, FCF) lungo la strada Garniga-Viotte del Bondone, con le tre unità distinte.

noscono accenni di strutture canalizzate e a truogolo. Nel complesso l'accumulo è costituito da depositi di versante s.l., con alternanza di episodi di *debris flow* e falde detritiche. La giacitura è a franappoggio mediamente immergente verso S-SW con inclinazione di 30-35 gradi. Il deposito è costituito da ghiaie a clasti carbonatici (Gruppo dei Calcari Grigi) con dimensioni medie tra 2 e 20 cm da angolosi a subangolosi, con locali porzioni dove la porosità primaria è obliterata da cemento calcitico cristallino, da matrice siltosa rossastra, o da entrambi. I clasti sono generalmente poco alterati, con una patina di decarbonatazione inferiore a 1-2 mm.

Alla scala dell'affioramento si riconosce un corpo massivo caotico, potente un paio di metri, a clasti angolosi inferiori a 10 cm, che caratterizza la porzione basale del corpo (Unità A) con cementazione pervasiva caratterizzata da patine millimetriche di cemento isopaco calcitico che riveste la superficie interna delle cavità e da cemento di matrice siltoso-argillosa giallo-rossiccio che in alcuni casi ha riempito i vuoti rimanenti. Sovrapposto a questo segue una successione di corpi lentiformi a diverso grado di cementazione che contraddistinguono la parte centrale dell'accumulo (Unità B). La tessitura è prevalentemente aperta e la cementazione si presenta più discontinua, soprattutto in superficie. L'affioramento si chiude con una successione di 3-4 metri di banconi tabulari potenti in media tra i 20-40 cm (Unità C) fortemente cementati. I cementi sono abbondanti e prevalentemente rappresentati da calcite a palizzata con cristalli della dimensione di alcuni mm. La cementazione pur essendo ubiquitaria non ha obliterato completamente le cavità tra i clasti.

Oltre a placche isolate lungo il versante (Valle Magna), caratterizzate da morfologie erose lateralmente e verso valle, depositi simili per genesi e rapporti stratigrafici sono ben rappresentati a monte di Romagnano (Maso del Grillo, Doss Brun, fig. 44) dove le ghiaie appaiono maggiormente stratificate a volte con gra-

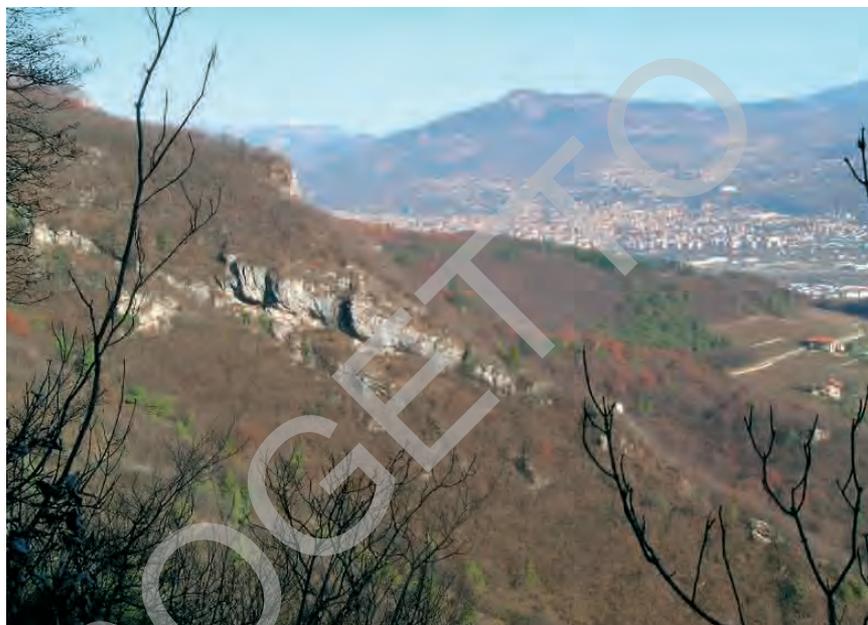


Fig. 44 - *Corpo di breccie stratificate (gruppo di Forte Casara - unità di Romagnano, FCF) a monte di Dos Bruni, Romagnano.*

dazione diretta e con intercalazioni di livelli sabbiosi. In questo settore è visibile in più punti il limite superiore dell'unità con i depositi glaciali del sistema del Garda (SGD). Il limite inferiore, dove visibile risulta discordante con il substrato roccioso, quello superiore è inconforme con SGD e con PTG (sistema postglaciale alpino). Lo spessore massimo è valutabile in oltre 50 metri.

La datazione U/Th di due campioni di cementi provenienti dal corpo affiorante a quota 1470 metri s.l.m. hanno dato età di 572,4 \pm 87 ka e 620,8 \pm 110 ka, cioè più antiche di 485 e 510 ka rispettivamente (BORSATO & TOMASONI, 2008). Queste date e le condizioni attuali di affioramento permettono di inquadrare i depositi nel Pleistocene inferiore e medio.

1.1.3.2. - Unità dei Bindesi (FCB)

Si tratta di corpi di frana e subordinatamente di versante che occupano i fianchi occidentale e meridionale della Marzola. Affiorano estesamente nella zona dei Bindesi, presso Molini di Villazzano e in minor misura a valle di Valsorda lungo il rio omonimo, a Est di Vigolo Vattaro, lungo la SS 349 della Fricca e presso Maso Grezzi. Gli affioramenti più significativi si trovano nella zona del rifugio

Bindesi a quota 600 m dove è presente un corpo più o meno continuo interessato da profonde trincee di rilascio tensionale che separano diedri e blocchi di alcune decine di metri di sviluppo laterale. Le trincee principali sono orientate sia NNE-SSW, circa parallelamente al versante, sia NE-SW e interessano un ampio settore che, dalle pareti aggettanti che si affacciano sulla valle a monte di San Rocco, si estende verso ovest per alcune centinaia di metri. La loro apertura in superficie è dell'ordine di alcuni metri, mentre la lunghezza supera le decine di metri.

Il deposito è costituito da *diamicton* a supporto clastico con clasti con dimensioni medie comprese tra 5-15 cm e massime superiori al metro fino a megablocchi di diverse decine di m³. I clasti, da angolosi a subangolosi sono costituiti da dolomie subtidali grigio-biancastre, riferibile alle unità triassiche affioranti subito a monte. In maniera decisamente occasionale (percentuale <0,1%) si rinvengono ciottoli da subarrotondati a arrotondati di quarziti, ignimbriti (presenti nei depositi glaciali del sistema del Garda) e vulcaniti andesitico basaltiche (sporadicamente affioranti sul sovrastante versante). La matrice è siltoso-sabbiosa bruno-rossastra, talora mista a abbondante frazione ghiaiosa fine. In aree limitate si rinvengono zone con clasti dolomitici da subangolosi a subarrotondati fino ad arrotondati a struttura da aperta a parzialmente aperta. I clasti in genere appaiono poco o nulla alterati, con patina di decarbonatazione inferiore al mm. La cementazione è pervasiva e caratterizza sia i punti di contatto tra i clasti che gli interstizi tra gli stessi. A volte, anziché da cemento interstiziale, i vuoti sono riempiti da clasti millimetrici spigolosi bianchi, immersi in matrice micritica rosata.

La sostanziale omogeneità delle tessiture descritte e l'assenza di superfici di discontinuità, paleosuoli, o un'organizzazione interna del deposito testimoniano il ridotto trasporto subito, ed indicano che le breccie dei Bindesi siano il risultato di un unico importante evento di frana a cui fece seguito una precoce cementazione. Un secondo evento di cementazione risale all'Olocene inferiore, come indicato dalla datazione di un campione di cemento cristallino proveniente da un velo stalattitico lungo la parete verticale di una trincea che ha restituito un'età di $10,7 \pm 0,18$ ka (BORSATO & TOMASONI, 2008). Questa età si riferisce ad un momento in cui i blocchi non erano ancora completamente disarticolati e la trincea di distensione (che ora è larga più di 4 metri) doveva essere socchiusa in modo da consentire la formazione di speleotemi di ambiente ipogeo. Il progressivo ampliamento delle trincee di distensione ha determinato il locale arresto di questa seconda fase di cementazione e la progressiva disarticolazione del corpo di breccie in megablocchi variamente basculati e ruotati.

Le breccie dei Bindesi si inseriscono nell'articolato contesto del versante occidentale del Monte Marzola, caratterizzato anche dalla presenza di estesi corpi di frana di età Pleistocene superiore e Olocene.

Il limite inferiore, visibile solo in pochi punti al Pian dei Bindesi, è discordante con il substrato roccioso, quello superiore è discordante con i depositi glaciali del

SGD e con i depositi di frana del PTG. Lo spessore complessivo è valutabile in oltre 50 metri. In base alla storia evolutiva, alle diverse fasi di cementazione e alla limitata alterazione di clasti si è attribuito il deposito al Pleistocene medio.

1.1.4. - *Supersintema della Paganella (PG)*

Questa unità riunisce i depositi glaciali precedenti l'ultima glaciazione appartenenti al Sistema del Garda (SGD) ed è stata rilevata in affioramenti spesso esigui al di sopra del limite del LGM (al di sopra dei 1600 metri s.l.m. circa) in tre distinte località: Viotte del Bondone, crinale Paganella - Canfedin e Dosso di Costalta.

Sulla piana delle Viotte si rinviene al di sopra delle morene LGM del Sistema del Garda, tra le quote 1580 metri e 1700 metri circa. Sul versante sud del Palone sono inoltre evidenti due morene a quota 1670 e 1620 metri che testimoniano la coalescenza tra il ghiacciaio atesino e quello della valle dei laghi in una fase antecedente l'LGM. Plaghe più limitate si osservano anche sul fianco occidentale della Rosta mentre glaciale scheletrico sparso si trova lungo la valle che dalle Viotte sale alla Bocca di Vaiona.

Un ampio affioramento potente oltre 4 metri è presente lungo un taglio stradale a q. 1593 metri sul fianco S del Palon. Si tratta di *diamicton* massivo a supporto di clasti (till di ablazione) con clasti metamorfici, porfirici e carbonatici (prevalenti Gruppo dei Calcari Grigi subarrotondati e una percentuale limitata di Rosso Ammonitico Veronese, Scaglia Rossa, Maiolica e formazione di Ponte Pià) da poco a molto alterati. I clasti di Scaglia Rossa sono da angolosi a subangolosi; la matrice limosa-argilloso-sabbiosa ha colore 7.5 YR 3/4 e il fronte di decarbonazione è profondo intorno ai 0,5 metri.

Sulla Paganella si è cartografato un unico corpo a q. 2060 metri subito a SW della cima, sebbene affioramenti di esigua estensione si rinvengano in forma di depositi scheletrici sparsi, in alcune depressioni tra la cima e il Passo S. Antonio. E' costituito da un *diamicton* massivo a supporto di matrice con clasti di dimensioni inferiori ai 10 cm da poco a molto alterati di metamorfici, porfidi, quarziti e carbonati. La matrice limosa-argilloso-sabbiosa è color ocre (7.5 YR), e contiene al suo interno, ma più spesso nella parte superficiale, una importante percentuale di loess colluviato.

Sul Canfedin, nelle depressioni glaciocarsiche a Nord del Dosso Negro (depressione di quota 1891,5 metri) si rinvengono, talora all'interno dei depositi glaciali dei piccoli circhi locali, clasti esotici di filladi e micascisti con diametro fino a 5 cm completamente alterati, che testimoniano lo smantellamento di antiche coltri glaciali del ghiacciaio atesino.

Nella zona del Passo del Redebus si rinvengono delle placche discontinue di

depositi glaciali con spessori fino a qualche metro al di sopra della morena LGM di Malga Pez (q. 1585 metri), lungo il crinale che sale al ripiano di Malga Cambroncoi (quota 1724 metri) fino alla quota di 1750 metri. Si tratta di *diamicton* massivi a supporto di clasti a litologia prevalentemente porfirica e una piccola percentuale di filladi e micascisti (1-5%) da poco a molto alterati. I clasti porfirici, con dimensioni da 1 a 20 cm e rari blocchi di oltre 1 metro, hanno grado di arrotondamento vario da subangolare a subarrotondato fino a molto arrotondato. La matrice sabbioso-siltosa è arrossata (5 YR 3/3).

Un piccolo affioramento (non cartografato) è stato osservato presso Montevaccino dove è costituito da un *diamicton* massivo a supporto di matrice, addensato (till di alloggiamento) con clasti poligenici da arrotondati a subarrotondati potente 0,4 metri. Questo livello è ricoperto in contatto erosivo da 0,8 metri di ghiaie e ghiaie sabbiose, molto ricche in matrice limosa, attribuibili al supersintema di Nogarè. Nei clasti prevalgono i carbonati da subarrotondati a subangolosi, quindi elementi della Formazione di Werfen e una piccola percentuale di porfidi e metamorfiti (Fig. 45).

L'unità è stata inoltre riscontrata in affioramento effimero esposto durante i lavori di realizzazione di un sottopasso stradale nei pressi di Cadine. Qui si è rinvenuto un till di alloggiamento spesso oltre 5 m di un *diamicton* massivo a supporto di clasti con ciottoli e blocchi poligenici, da subsferici e subarrotondati a sferici, del diametro massimo di 70 cm, con litologie a prevalenti tonaliti alterate (60%), un 30% di carbonati e subordinati (10%) metamorfiti e siltiti rossicciocraee. La matrice prevalentemente sabbioso-ghiaiosa da scarsa (sacche *clast-supported* probabilmente dovute al dilavamento della matrice) a molto abbondante. In alcune zone si osserva inoltre una cementazione sebbene non molto tenace.

Affiora inoltre, sebbene limitatamente, nella zona delle piramidi di Segonzano, tra i depositi del subsintema di Lisignago (SGD₁₂) e il substrato roccioso. Qui si presenta sotto forma di un *diamicton* massivo a supporto di matrice limoso-sabbiosa (matrice 70%) con clasti equidimensionali e arrotondati di vulcaniti prevalenti e subordinate metamorfiti e carbonati (calcari e dolomie) talora striati e con cortex di alterazione, interpretabile come un till di alloggiamento,

In tutti gli affioramenti descritti il limite inferiore dell'unità è erosivo sul substrato o non affiorante, mentre quello superiore è erosivo e inconforme con NG, SDG, SGD₁₂ o PTG.

E' probabile che i depositi descritti siano il risultato di diverse fasi glaciali ma, non essendo al momento disponibili datazioni, si è preferito riunirli all'interno di un unico supersintema il cui orizzonte temporale copre tutto il Quaternario precedentemente al sintema del Garda dal Pleistocene inferiore al Pleistocene superiore p.p.



Fig. 45 - Contatto stratigrafico tra ghiaie cementate (supersistema di Nogarè, NG) e till di alloggiamento del supersistema della Paganella (PG) presso Montevaccino.

1.1.5. - Supersistema di Nogarè (NG)

Si tratta di depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi con limitate inclusioni di episodi di debris-flow e di versante, a cementazione discontinua. Affiorano alla base del terrazzo di Cembra, lungo la valle del Rio Silla a sud di Nogarè, allo sbocco della Val Fersina (base del Monte Gian), a Pressano, a Ponte Alto e a nord di Civezzano presso Orzano.

Alla confluenza del Rio Scorzai (Val Buona) con il Torrente Avisio il supersistema di Nogarè costituisce la base della sequenza quaternaria del terrazzo di Cembra. Qui affiorano dei conglomerati grossolani costituiti da ghiaie e blocchi di dimensione media di 30-50 cm e massima fino a 1 m³, da ben arrotondati a subarrotondati con alcuni clasti piatti e a bastone isorientati con asse maggiore suborizzontale indicanti una direzione di trasporto parallela all'asse della Val di Cembra. A luoghi si notano accenni di stratificazione inclinata (fino a 35°). I clasti sono di prevalente natura porfirica (80%) e subordinata dolomitica (10%) con restante 10% di calcari, graniti e basalti, scarsi o assenti gli elementi del basamento. L'alterazione è diffusa nei clasti dolomitici e calcarei, con superfici carsificate

e patina di decarbonatazione di qualche millimetrico, mentre nei porfidi l'alterazione è scarsa e poco evidente. La cementazione è diffusa ma non pervasiva, con cementi a menisco nelle porzioni a tessitura parzialmente aperta, mentre è di matrice limosa nelle parti meno porose.

Presso Nogarè, lungo il versante sinistro della valle del Silla, è presente una sezione costituita alla base da 10 metri di ghiaie massive grossolane a tessitura da aperta a parzialmente aperta con matrice sabbioso-ghiaiosa, localmente cementate. I clasti variano da ben arrotondati a subarrotondati, da equidimensionali a tabulari, e sono costituiti in prevalenza da porfidi (95%) e subordinatamente da carbonati talvolta blandamente alterati, in qualche caso rotti (deposito sottoposto a pressione). Al di sopra seguono 4 metri di ghiaie più fini e organizzate, poi un livello di 1 metro di grossi blocchi (con diametro anche di 2 metri) seguito da 3 metri di ghiaie massive grossolane passanti a 4 metri di sabbie fini marroni con livelli millimetrico-centimetrici di argille grigio verdi consolidate. Al di sopra, con un contatto erosivo si rinviene un *diamicton* massivo consolidato a supporto di matrice sabbioso-limosa con clasti di porfido (70%) e dolomie (in alcuni casi striate) arrotondati e subarrotondati, equidimensionali e tabulari. Quest'ultimo livello è stato attribuito al SGD. Sul versante opposto della valle del Silla sono presenti depositi terrazzati con superficie deposizionale erosa e rimodellata che, in base a considerazioni altimetriche e morfologiche, sono stati assimilati a questo supersistema. In questo caso il limite superiore dell'unità è direttamente con il subsistema del Monte Gian SGD₁₃.

Alla base del Monte Gian, alla base delle ghiaie del Subsistema del Monte Gian, è presente un livello potente una decina di metri di ghiaie massive cementate a tessitura parzialmente aperta in matrice ghiaioso-sabbiosa. I clasti, di dimensioni centimetriche e decimetriche, da arrotondati e subarrotondati, sono costituiti da vulcaniti (95%) e dolomie che resentano talvolta una patina di alterazione superficiale.

A Pressano, a quota di 230 metri s.l.m. circa lungo la scarpata che scende verso la valle dell'Adige si rinvengono due affioramenti di sabbie e ghiaie a stratificazione suborizzontale e cementazione blanda e discontinua con clasti a litologia prevalentemente porfirica.

A Civezzano presso Orzano, in destra del Rio Farinella, una piccola sezione (non cartografata) espone ghiaie massive, a supporto di clasti nella porzione inferiore dell'affioramento, di matrice superiormente. Il deposito presenta organizzazione caotica, con lenti e strati irregolari, cementazione discontinua a cemento di matrice con patine limitate ai soli bordi dei ciottoli più grossi, che non interessa la matrice, costituita da sabbia grossolana-ghiaia fine, con litologia che rispecchia quella dei clasti e che pervade tutti i vuoti. I clasti sono subarrotondati, di dimensioni da 1 cm fino a 30 cm, con rari blocchi tabulari a spigoli smussati fino a 100 cm, costituiti prevalentemente da vulcaniti (85%), in minor misura da carbonati

(15 %) e da qualche clasto di siltite alterata. I clasti carbonatici più piccoli sono decarbonatati per almeno 5 mm.

A Ponte Alto si rinviene una successione di ghiaie a matrice sabbiosa con clasti di dimensione medie tra 5 e 15 cm, da ben arrotondati a subarrotondati con alcuni clasti piatti isorientati indicanti una direzione di trasporto parallela all'asse della valle del Fersina. I clasti sono di prevalente natura porfirica, con subordinate dolomie, calcari e elementi metamorfici. L'alterazione è blanda, diffusa soprattutto nei clasti dolomitici e calcarei, che manifestano una patina di decarbonatazione di pochi millimetri. Le ghiaie sono organizzate in strati suborizzontali dello spessore di 0,3 - 0,8 metri alternati a livelli da centimetrici a decimetrici di ghiaietto e di sabbie da medie a grossolane aventi le stesse caratteristiche litologiche. La cementazione è diffusa ma non pervasiva, con cementi a menisco nelle porzioni a tessitura parzialmente aperta. Lo spessore affiorante complessivo è stimabile intorno ai 20 metri, il limite inferiore, non visibile, è presumibilmente con il substrato (Scaglia Rossa) mentre quello superiore è con la superficie topografica. Questo deposito rappresenta un riempimento pre-LGM di un possibile paleoalveo del Fersina. E' probabile che l'ostruzione dell'alveo originale del Fersina da parte di sedimenti glaciali e/o alluvionali, si sia ripetuta durante le fasi di ritiro dell'ultima glaciazione, costringendo il Fersina a scavare un solco epigenetico in corrispondenza dell'attuale forra di Ponte Alto.

Un affioramento isolato di un conglomerato caotico appoggiante sul substrato porfirico si rinviene nei pressi del fondovalle dell'Avisio a nord del Castello di Segonzano, a quota 550 metri circa. Il deposito è costituito da ghiaie a supporto di clasti con dimensioni medie di 30 cm e massime superiori al metro costituiti per l'80% da porfidi, 15% da carbonati e per il 5% da rocce intrusive. I porfidi sono poco alterati, alcuni hanno un *cortex* di 2 - 3 mm, i carbonati mostrano una patina di decarbonatazione appena accennata o assente. La matrice è ghiaioso-sabbiosa e sono presenti rari livelli di limi rossastri. Presenza di cemento di matrice.

Nell'insieme, la genesi dei diversi depositi è riconducibile ad un ambiente fluviale - torrentizio con limitati apporti dai versanti. Il limite inferiore dell'unità non è affiorante, il limite superiore è erosivo discordante con le ghiaie del subsistema di Lisignago (SGD₁₂) e/o con i depositi glaciali del SGD. Lo spessore affiorante raggiunge i 30 metri.

Sebbene non esistano indicazioni di età, le condizioni morfologiche, la cementazione discontinua e la blanda alterazione suggeriscono un'età compresa tra il Pleistocene medio e il Pleistocene superiore p.p.

1.1.6. - Gruppo di Valsorda (DV)

Sono riuniti in questa unità depositi di frana e di versante, con locali inclusioni

di depositi di *debris flow*, caratterizzati da cementazione discontinua con superficie limite superiore poligenica e polifasica, con morfologie erose verso valle e/o lateralmente. Affiorano estesamente sulle pendici meridionali della Marzola, nella valle del Rio del Carpine, nei dintorni di Montevaccino e sulla sponda occidentale del Lago di Levico.

Sul versante meridionale della Marzola costituisce l'accumulo di frana principale (Frana di Valsorda), la cui area di provenienza con le pendici sud-occidentali della Marzola, è confinato tra la dorsale in roccia dell'ex Forte Brusaferrò e quella di Maso Zlinzi e affiora con grande evidenza lungo la SS. 349 della Val d'Assa. Si tratta di un *diamicton* a supporto di clasti con dimensioni medie comprese tra 5-15 cm e massime superiori al metro fino a blocchi di diversi m³. I clasti, da angolosi a subangolosi, sono costituiti da dolomie riferibili alle unità triassiche affioranti a monte e in genere appaiono poco o nulla alterati, con patina di decarbonatazione inferiore al mm. La matrice è da sabbiosa-ghiaiosa chiara a sabbiosa-ghiaiosa-siltosa rosata da scarsa (struttura parzialmente aperta) a localmente assente. La cementazione è discontinua e caratterizza in prevalenza i punti di contatto tra i clasti.

Nella parte inferiore l'accumulo di frana, ha perso gran parte dell'originale evidenza morfologica, in quanto inciso da numerose valleciole profonde anche alcune decine di metri (Valsorda, Maso del Conte) e rimodellato in falde detritiche e stretti corpi di *debris flow*. Più a monte, il deposito di frana passa localmente a lembi isolati di detrito di falda parzialmente cementato, legato alla precoce smantellamento del corpo principale.

A Montevaccino è costituito da brecce con blandi accenni di stratificazione e supporto di matrice, con clasti centimetrici da subarrotondati a subangolari di vulcaniti, carlcari, dolomie, marne e siltiti, litologie che testimoniano una provenienza prevalentemente locale, dalle formazioni di Werfen e Bellerophon e dalla successione vulcanica, mentre sono rari i clasti alloctoni. Le vulcaniti e i carbonati presentano talvolta una blanda alterazione superficiale. Il deposito nel suo insieme definisce un ambiente ad alta energia associato ad eventi di *debris flow*.

Sul versante orientale del Colle di Tenna si presenta come detrito di falda cementato, dato da brecce a supporto di clasti, talora con accenni di stratificazione con andamento suborizzontale, costituite da elementi da centimetrici a decimetrici (max 40 cm), da angolosi a subangolosi costituiti quasi esclusivamente da metamorfiti affioranti a monte. La matrice è sabbioso-siltosa scarsa o assente, diffusamente cementata, con zone a cemento di cemento alternate ad altre con cemento isopaco calcareo. L'esiguità dell'affioramento non consente una valutazione dello spessore.

Lo spessore complessivo dei depositi descritti è di oltre 30 metri ed il limite superiore inconforme è con i depositi glaciali del sintema del Garda o con quelli di versante del PTG, mentre quello inferiore, spesso non affiorante, è in prevalenza erosivo sul substrato.

Sebbene non esistano indicazioni cronologiche, le condizioni morfologiche e la cementazione discontinua suggeriscono un'età Pleistocene medio - superiore p.p.

1.2. - UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE ("LAST GLACIAL MAXIMUM")

Nel sistema del Garda (SGD) si sono raggruppati tutti i corpi sedimentari depositi nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo e di esaurimento corrispondenti all'ultimo grande evento glaciale (LGM = *Last Glacial Maximum*) a scala regionale, con estensione negli interi bacini dell'Adige, Avisio, Sarca e Brenta. Sono presenti sia i depositi direttamente connessi alla presenza del ghiacciaio sia quelli formati nelle fasi di deglaciazione. Lo spessore visibile dei sedimenti attribuiti a queste unità varia da alcuni metri a parecchie decine di metri.

Il limite inferiore è quasi sempre erosivo con il substrato roccioso o con sedimenti quaternari precedenti l'ultima grande espansione glaciale (pre-LGM); il limite superiore con il sistema postglaciale alpino (PTG), è inconforme. Il *top* deposizionale, ove conservato nell'attuale superficie topografica, lascia vedere un suolo sviluppatosi nel corso dell'Olocene con caratteristico colore 10YR - 7.5YR e spessore solitamente inferiore al metro.

La quota più alta raggiunta dal ghiacciaio atesino durante il LGM si aggira intorno ai 1600 metri e solo i crinali più elevati (Paganella - Canfedin, Monte Bondone, Marzola, Dosso di Costalta e Panarotta) emergevano come *nunatak* dal ghiacciaio (Fig. 46). I dati rilevati, e le ricostruzioni effettuate anche con l'ausilio del modello digitale del terreno, hanno permesso di ricostruire nelle zone della piana delle Viotte (Monte Bondone) e sopra il Passo del Redebus il livello massimo raggiunto dal ghiacciaio atesino. Alle Viotte il livello massimo LGM si riconosce in una morena insinuata dalla Valle dei Laghi a q. 1590 metri, e in una corrispondente insinuata dalla Val d'Adige a q. 1580 metri. I due apparati frontali, che forse arrivarono a contatto l'uno con l'altro durante la fase di acme, furono divisi da un lago proglaciale durante la fase immediatamente successiva, testimoniata da un secondo ordine di morene a q. 1560 e 1540 metri sul lato della Valle dei Laghi e a quota 1535 metri verso la Val d'Adige. Gli apparati del ghiacciaio atesino sono sormontati dal piccolo anfiteatro della Val Mana (attribuito dagli autori precedenti ad una fase stadiale, cfr. TREVISAN, 1941) che entra nella piana al di sopra della morena insinuata dalla Val d'Adige con una fronte a 1560 metri. Analogamente, sul versante NW de La Rosta, immediatamente a Nord della piana delle Viotte è evidente una prima morena a q. 1590 metri e altre due minori a q. 1570 metri. Nella zona del Passo del Redebus le morene LGM più alte sono state riconosciute su versante Est del Dosso di Costalta presso Malga Pez, a quota 1585 metri.

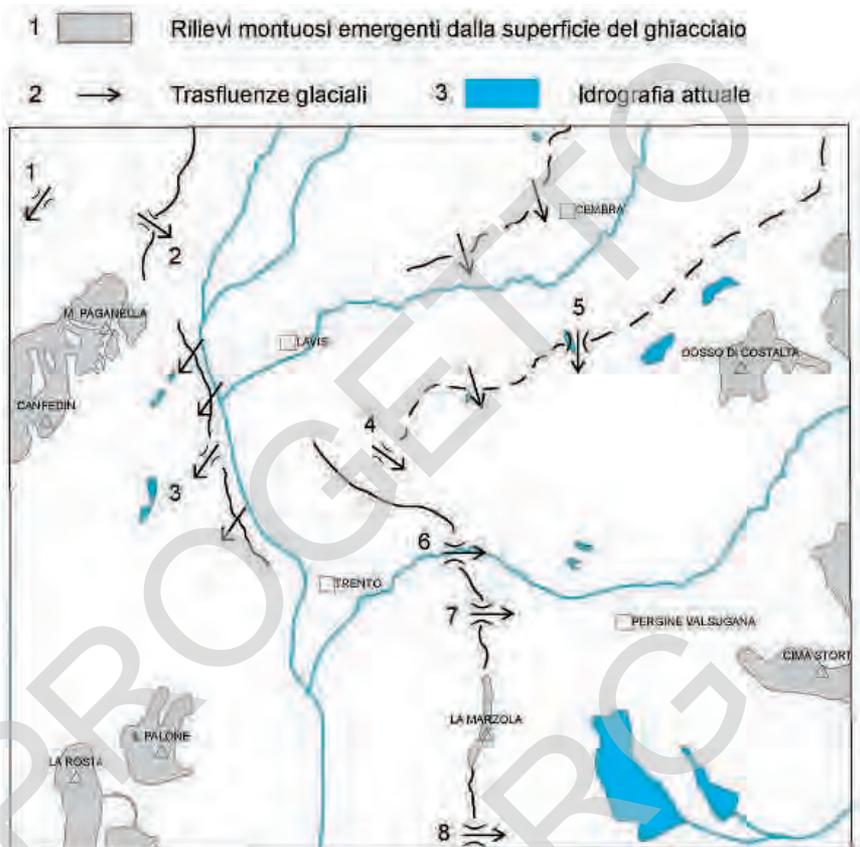


Fig. 46 - Ricostruzione dell'ultimo massimo glaciale locale (LGM) in base alla posizione delle morene laterali e terminali e alla distribuzione dei depositi glaciali. Le frecce definiscono le trasfluenze glaciali principali: 1: sella di Andalo; 2: Passo del Santel; 3: sella di Terlago; 4: sella di Montevaccino; 5: sella del Lago di Lases; 6: Forra del Fersina; 7: Passo del Cimirlo; 8: sella di Vigolo Vattaro.

Le verifiche eseguite nelle aree immediatamente limitrofe (Fogli Tione di Trento, Rovereto e Borgo Valsugana) hanno confermato la quota massima raggiunta del ghiacciaio durante il LGM: alla Bocca di S. Giovanni, sul versante Est Monte Gazza (foglio Tione) il massimo LGM è espresso da una bella morena in leggera discesa tra le quote 1620 e 1605 m. A Nord di Malga Gazza (foglio Tione) il massimo LGM si riconosce sul versante W in una morena a q. 1615 metri, e sul versante E in un'analogha a q. 1605 metri¹. Sul versante W del Becco di Filadonna

¹ Sul Foglio 1:50.000 "Tione" queste morene non sono segnalate e i depositi glaciali del Sintema del Garda sono ipoteticamente cartografati fino sulla cima del Monte Ranzo (1835 m s.l.m.: cfr. CASTELLARIN *et alii*, 2007)

(foglio Rovereto) a Malga Palazzo e Malga Imprec il massimo LGM è testimoniato da un'evidente morena doppia in leggera discesa tra q. 1580 e 1560 metri. Sopra Palù del Fersina (S. Maddalena), sul versante S del Monte Lemperperch (Foglio Borgo): il massimo LGM è espresso da una bella morena a q. 1615 metri.

Questi nuovi dati ritoccano verso il basso le diverse ricostruzioni di PENK & BRUCKNER (1909), KLEBELSBERG (1935), CASTIGLIONI (1940) e VAN HUSEN (1987) che mostravano la superficie del ghiacciaio atesino a quote intorno a 1750 metri nella parte settentrionale del foglio e di 1650 metri s.l.m. in corrispondenza della sella del Bondone alle Viotte.

Lo sgonfiamento del ghiacciaio atesino a seguito del massimo LGM è segnato da alcune fasi di avanzate testimoniate da una serie di morene evidenti soprattutto nella parte SE del foglio.

La prima fase, corrispondente alla disattivazione della trasfluenza al Passo di Redebus, è testimoniata da alcune morene sui versanti NE e SW del Dosso di Segonzano alle quote 1345 e 1310 metri, e sul versante Sud del Dosso di Costalta (Monte Calvo) a quota 1295 metri. La seconda fase è documentata sui versanti NW e W del dosso di Costalta tra le quote 1170 metri e 1140 metri. Durante questa fase si sviluppano estesamente i depositi di contatto glaciale con piane marginoglaciali e conoidi sospese in tutta l'area tra Bedollo (tra 1160 e 1115 metri) e il Lago delle Piazze (tra 1145 e 1105 metri). La terza fase è documentata da evidenti morene sempre sui versanti W e S del Dosso di Costalta presso Canè (1115 metri) e Agneletti (1080 metri), nonché numerosi terrazzi di contatto glaciale sul versante NE del Lago delle Piazze (Cialini) tra 1060 metri e 1020 metri.

La quarta ed ultima fase è testimoniata da diverse piccole morene sull'altipiano tra Baselga di Pinè e Montagnaga tra le quote 980 e 850 metri circa e sull'altipiano del Calisio nell'intorno del lago di S. Colomba tra le quote 950 e 850 metri. Questa fase, testimoniata anche da campi di *drumlin* nella parte centrale dell'altipiano di Pinè e nella zona orientale di quello del Calisio, segna la progressiva disattivazione della trasfluenza del ghiacciaio atesino in Alta Valsugana attraverso la sella del Calisio e anticipa di breve tempo le fasi di deglaciazione riunite nei subsintemi del Monte Gian e di Lisignago.

Il sintema del Garda indistinto è stato pertanto utilizzato per tutte le fasi di crescita e di massima espansione del ghiacciaio atesino e per le brevi avanzate durante la prima fase di deglaciazione ("tardoglaciale" *Auct.*) fintantoché la calotta glaciale è rimasta sostanzialmente unitaria, mentre si sono distinti tre subsintemi nel momento in cui il ghiacciaio si andava frammentando in bacini locali con evoluzione indipendente. Il subsintema di Lisignago è stato distinto a partire dal momento della disattivazione delle trasfluenze tra Valle di Cembra e Alta Valsugana (Valle di Fornace), il subsintema del Monte Gian è stato definito nel momento in cui si andavano disattivando progressivamente le trasfluenze tra Valle dell'Adige e Alta Valsugana (Fig. 47), mentre il subsintema della Val Mana



Fig. 47 - Cavedago Maso Tomas (quota 890 m). Diamicton massivo a supporto di matrice (till di alloggiamento del sintema del Garda) ricoperto da un deposito di debris-flow evoluto a spese del till sottostante.

in realtà è stato sempre diviso dal ghiacciaio atesino, sebbene durante la fase di acme del LGM venisse in contatto con quello della Val dell'Adige.

1.2.1. - Sintema del Garda (SGD)

Il sintema del Garda “indistinto” è rappresentato prevalentemente da depositi glaciali e, subordinatamente, di contatto glaciale - tra i quali depositi torrentizi marginoglaciali e conoidi di *debris-flow*, che affiorano estesamente nella parte alta della valle del Fersina, e nella valle tra Bedollo e Baselga di Pinè - glaciolacustri ed eolici.

La composizione litologica dei clasti permette di riconoscere le principali aree di alimentazione degli stessi. Ubiquitaria è la presenza di elementi porfirici (vulcaniti permiane), dominanti nel settore orientale (da 40 al 90%) ma presenti in percentuale sensibile (>10%) anche sull'altipiano della Paganella e nella Valle dei Laghi. Solamente in queste due zone si rinvencono inoltre clasti di tonaliti (percentuale <10%) spesso alterate con *cortex* di alterazione di alcuni cm. La percentuale di metamorfiti (paragneiss, micascisti, filladi quarzifere) è varia ma

solitamente inferiore al 20%. I litotipi della successione sedimentaria permo-meozoica, ed in particolare le dolomie triassiche e il Gruppo dei Calcari Grigi, sono il secondo gruppo maggiormente rappresentato, distribuiti su entrambi i fianchi della Val d'Adige in percentuali tra il 40 e il 90%. Sull'Altipiano della Paganella dominano fino ad essere quasi esclusive (Valle del Torrente Sporeggio), mentre sono molto rari o assenti nella parte orientale del foglio, sull'Altipiano di Pinè e in Valle del Fersina. Arenarie e siltiti della Formazione di Werfen sono comuni soprattutto sottoflusso rispetto alle aree sorgenti in tutto il versante in sinistra Adige, mentre litotipi peculiari quali i graniti del Monte Croce, il Rosso Ammonitico Veronese, o i basalti della Val Lagarina, possono essere utilizzati quali "marker" per tracciare le aree di provenienza.

Nella maggior parte dei casi i depositi del sistema del Garda si presentano poco o nulla alterati ad esclusione delle litologie più tenere ed alterabili (tonaliti, marne della Formazione di Ponte Pià, arenarie e siltiti della formazione di Werfen) che presentano un cortex o una patina di decarbonatazione di diversi mm. I suoli che si sviluppano su questi depositi alle quote meno elevate hanno spessori solitamente inferiori al metro, ma con orizzonti pedologici ben differenziati e colore *Munsell* dell'orizzonte B, per i suoli non litocromici, tra 10YR e 7.5YR. I depositi sono solo occasionalmente cementati, sempre in modo blando e non pervasivo, e presentano solitamente morfologie ben conservate.

Di seguito si riportano le descrizioni dei depositi cartografati.

Depositi glaciali, *till* indifferenziato

Rappresentano la tipologia di depositi glaciali più diffusa in quanto scarseggiano generalmente i buoni affioramenti. In questa facies si sono cartografati anche i *till di ablazione* il cui spessore è solitamente inferiore al metro e con affioramento discontinuo. Si tratta di *diamicton* massivi a supporto di clasti e/o di matrice da limosa a sabbiosa di colore solitamente chiaro variabile da bruno a ocre a rosato (7.5 - 10YR). Le dimensioni dei ciottoli variano dalle ghiaie ai blocchi plurimetrici con spigoli spesso smussati e talora striati.

Nella parte orientale del foglio sono frequenti, con spessori solitamente inferiori a 2 metri, ma che possono superare i 5 metri, su entrambi i lati della Val di Cembra e nella zona di Faedo e Nave S.Felice con litotipi costituiti prevalentemente da porfidi non alterati con dimensione media intorno ai 5-15 cm e rari blocchi sparsi anche di dimensioni metrica.

Estesi affioramenti si osservano sugli altipiani di S. Colomba e Baselga di Pinè e sul lato sinistro della Val di Cembra. Sul Dosso di Segonzano estese plaghe di depositi glaciali con morfologie tipo *hummocky-moraine* caratterizzati dalla diffusa presenza di clasti arrotondati e subarrotondati a litologia prevalentemente vulcanica con rari carbonati striati, si accompagnano ad una serie di morene laterali sui versanti NE (alle quote 1290 e 1310 metri) e SE alle quote 1345 e 1310 metri.

In Alta Valsugana sul lato destro (Civezzano, Susà) si rinvencono *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa con prevalenti clasti carbonatici (dolomie, Gruppo dei Calcari Grigi, Scaglia Rossa, Rosso Ammonitico Veronese, Formazione di Werfen) da subangolosi a subarrotondati, con una minore percentuale di clasti porfirici ben arrotondati e rari metamorfici.

Sotto Falesina a quota 700 metri circa (Maso Angelini) si osserva un *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbioso-limosa con ghiaietta e/o di clasti di dimensioni medie di 2-3 cm fino a 30 cm costituiti per l'80% da filladi quarzifere e metavulcaniti subangolosi, e raramente subarrotondati (di provenienza locale), quindi per il 5% da porfidi ben arrotondati, e per il 15% da metamorfiti ben arrotondati.

Sul colle di Tenna i depositi glaciali sono costituiti da *diamicton* massivi a supporto di clasti e/o matrice limoso-sabbiosa con clasti di dimensioni medie di 2-5 cm, con punte di 10-15 cm, prevalentemente metamorfici con vario grado di arrotondamento (qualche blocco di metamorfite angoloso raggiunge i 50 cm) e subordinati clasti vulcanici arrotondati.

Nella zona di Pergine si incontrano clasti di natura porfirica ben arrotondati molto abbondanti (90%), assieme a clasti di metamorfiti e di quarzo (10%), mentre i carbonati sono molto rari o assenti. L'arrotondamento varia da scarso (per i clasti più piccoli) fino a buono; dimensioni medie da 3 a 5 cm, massime fino a 30-40 cm.

In sinistra Adige estesi affioramenti si hanno nella zona di Pressano; sul ripiano morfologico di Villazzano, i *till* ricoprono ampi settori con spessori variabili da pochi decimetri alla decina di metri.

Un affioramento significativo ora coperto da un muro di contenimento, si trovava a monte di Ponte Lodovico messo in luce durante i lavori per la realizzazione del nuovo ponte. Il deposito è rappresentato da *diamicton* a supporto clastico con abbondante frazione fine sabbioso-limosa (a tratti prevalente) bruno rossiccia debolmente addensata. Le dimensioni dei clasti variano dalla ghiaia fine alla ghiaia grossolana ai blocchi pluridecimetrici. I clasti, da molto arrotondati a sub arrotondati, sono rappresentati in prevalenza da ignimbriti e carbonati ed in misura minore da metamorfiti.

Sul versante W della Marzola presso Malga Nova (quota 1200 metri) dove gli scarsi affioramenti sono dati da *diamicton* massivo a supporto di matrice e più raramente clastico con netta prevalenza dei ciottoli carbonatici subangolosi - subarrotondati, rispetto a quelli porfirici e metamorfici da arrotondati a ben arrotondati, di dimensioni estremamente eterogenee fino al metro. Sul versante SW della Marzola (Mattarello, Laste di Mattarello) si osservano affioramenti di alcuni metri di spessore di *diamicton* massivo a supporto clastico con ciottoli subarrotondati-arrotondati di dolomie e subordinati clasti porfirici e metamorfiti arrotondati. La matrice è da sabbioso-ghiaiosa fine a limoso-sabbiosa grigia, in alcuni casi molto abbondante.

Sul versante occidentale del Foglio gli affioramenti più potenti (oltre 10 metri) si rinvencono lungo il Torrente Sporeggio, dove sono costituiti da *diamicton* massivi a supporto clastico con elementi esclusivamente carbonatici (Gruppo dei Calcari Grigi e in minor percentuale Dolomia Principale) da subarrotondati a subangolosi con matrice limosa-sabbiosa. Plaghe isolate di spessori modesti si rinvencono sul Fausior e nella zona di Andalo. A Cavedago presso Maso Tomas a quota 890 metri (Fig. 47) uno scavo effimero per la costruzione di un nuovo edificio ha messo alla luce una successione costituita alla base da 4-5 m di *diamicton* massivo a supporto di matrice limosa bruna sovraconsolidato (*till* di alloggiamento) con clasti subangolosi esclusivamente carbonatici con dimensioni fino a 15 cm (media 3-5 cm). Al di sopra, con limite netto ondulato vi è un livello di limi sabbiosi potenti 30 cm, quindi 2 metri di ghiaie a elementi carbonatici smussati e ben classificati (dimensioni medie 3-4 cm) in matrice sabbiosa. Quest'ultimo livello è interpretabile come un deposito di *debris flow* evoluto a spese del *till* di alloggiamento sottostante.

Altre plaghe di *till* sono presenti sui versanti Nord della Paganella e Canfedin fino alle quote 1650-1700 m (Malga Zambana) e nell'area di Terlago tra Monte Terlago e Baselga di Vezzano. Nella zona del Bondone sono frequenti plaghe di *till* nella zona tra Sopramonte e Vanezze, su tutto il versante che da Vezzano sale alla Rosta, e alle Viotte. Sul versante W della Rosta una serie di morene tra le quote 1550 e 1600 m marca il limite superiore del LGM evidenziato anche nel complesso sistema di morene insinuate in corrispondenza del Rif. Viotte (quote 1550 - 1590 m) dove i depositi glaciali sono costituiti in prevalenza da carbonati con numerosi blocchi talora poco arrotondati di Rosso Ammonitico Veronese in facies tipica della Valle dei Laghi. Sul versante orientale della piana delle Viotte (Fontanelle, Garniga) il Rosso Ammonitico Veronese è praticamente assente, a conferma della mancata transfluenza durante il LGM attraverso la sella delle Viotte.

Depositi glaciali, *till* di alloggiamento

Si presentano come *diamicton* massivi a supporto di matrice (percentuale di matrice da 50 a 70%), localmente mal stratificati, con clasti eterometrici spesso striati, a spigoli smussati, sfaccettati o rotti, con matrice limoso-sabbiosa sovraconsolidata. Sono stati cartografati soprattutto nella parte orientale del Foglio.

Nell'area di Ville di Giovo e sul versante a NW del Monte Corona si sono osservati in piccoli scassi *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbiosa con ciottoli prevalentemente tabulari e equidimensionali, da arrotondati a subarrotondati costituiti in prevalenza da carbonati (80%, la maggior parte dei quali dolomie, talora striate), vulcaniti (18%), e metamorfite (2%).

In Val di Cembra presso Scancio-Saletto è stato osservato un *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbiosa con ciottoli prevalentemente tabulari e equidimensionali di vulcaniti (95%) e subordinati carbonati - in prevalenza

dolomie - arrotondati e talora striati. Gli spessori maggiori, stimati in oltre 50 metri sono stati rilevati alla base del terrazzo di Cembra e lungo il versante occidentale di Doss Caslir, dove ai depositi glaciali si sovrappongono in contatto erosivo sabbie e ghiaie fluvioglaciali del subsistema di Lisignago. In generale sono costituiti da *diamicton* massivo a supporto di matrice, sovraconsolidato (*till* di alloggiamento), con matrice limoso-sabbiosa, debolmente argillosa, di colore da arancione a marrone chiaro in percentuali comprese tra 60-70%. I clasti sono prevalentemente vulcaniti (70%) con subordinate dolomie spesso striate (25%) ed il rimanente 5% costituito da graniti, basalti, filladi e calcari. La dimensione dei clasti è bimodale con vulcaniti tra 2-20 cm e dolomie da 1-5 cm, di forma da subangolare a subarrotondata.

Sull'Altopiano di Pinè presso Faida è stato osservato un *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbiosa con ciottoli prevalentemente equidimensionali, da subarrotondati ad angolari di ignimbriti e lave completamente alterate; sono inoltre presenti inclusi decimetrici di limi massivi di probabile ambiente sottoglaciale o marginoglaciale ripresi in carico dal ghiacciaio in una successiva avanzata.

A Civezzano sono costituiti da *diamicton* massivi a supporto di matrice silto-sabbiosa (70%) di colore variabile da bruno-rossiccio (10 YR 4/3) a biancorosato, generalmente sovraconsolidato. La componente clastica è costituita per il 35% da litologie tipiche della Val d'Adige (porfidi, Gruppo dei Calcari Grigi, Formazione di Werfen) e per il rimanente 65% da litologie locali (Gruppo dei Calcari Grigi, dolomie, Scaglia Rossa, Rosso Ammonitico Veronese, frammenti di selce). I porfidi sono ben arrotondati, non alterati, con dimensioni da 5 a 20 cm. I carbonati, in gran parte angolosi o subangolosi con dimensioni medie di 1-5 cm, contengono qualche elemento ben arrotondato di dimensioni da 3 a 40 cm spesso striati, sfaccettati o a "ferro da stiro".

In Val Fersina tra la Predocchia e Mezzadri (quota 900 metri circa) affiora un *diamicton* massivo a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti quasi esclusivamente di vulcaniti (98%) e rari carbonati (2%) a prevalenti dolomie.

In Val d'Adige a Sud di Trento sono stati cartografati nell'area poco a monte di Ravina (Case Nuove, Maso Coser, Margon), dove sono costituiti da *diamicton* massivi a supporto di matrice silto-sabbiosa di colore bianco-rosato. I clasti sono costituiti in prevalenza da vulcaniti permiane e in subordine da litologie locali (Gruppo dei Calcari Grigi, dolomie, Scaglia Rossa, Rosso Ammonitico Veronese). I porfidi sono arrotondati spesso alterati, con dimensioni da 5 a 20 cm. I carbonati contengono qualche elemento striato, sfaccettato e a "ferro da stiro". Inoltre, sul versante SW della Marzola, a monte dell'abitato di Valsorda (Maso Diler, Maso del Conte) dove affiorano in sottili dorsali allungate lungo il pendio oppure sul ciglio delle ripide sponde delle vallecole che incidono il versante. Si tratta di *diamicton* massivi a supporto di matrice (60 - 80%) e di colore variabile da bruno-rossiccio a bianco-rosato. I clasti sono prevalentemente carbonatici

(80-95%), da subangolosi a subarrotondati, in alcuni casi striati, con dimensioni media di 3-7 cm e massime fino a 1 metro. Il rimanente 20-5% è dato da ciottoli ben arrotondati di vulcaniti e metamorfite con diametro medio di 5-10 cm e massimo di 40 cm. Il deposito, potente fino ad una decina di metri, è generalmente sovraconsolidato.

Affiora inoltre, sebbene limitatamente, nella zona delle piramidi di Segonzano, sotto i depositi del subsistema di Lisignago, dove si presenta sotto forma di depositi glaciali con clasti poligenici prevalentemente alterati.

Depositi di contatto glaciale e depositi di *debris-flow*

I depositi di contatto glaciale e di *debris flow* pertinenti al Sintema del Garda sono molto comuni sull'altipiano di S. Colomba, su quello di Baselga di Pinè e in Valle dei Mocheni, mentre sono quasi assenti a W della Val d'Adige. I depositi di contatto glaciale sono costituiti da ghiaie, sabbie e limi talora laminati, spesso in strati discontinui, con geometrie lentiformi e corpi canalizzati, e talvolta deformati. Quelli di *debris flow* da ghiaie con matrice da sabbiosa a limosa e intercalazioni di lenti di sabbia. Spesso, causa la scarsità degli affioramenti, non è stato possibile distinguere tra queste due facies: in questi casi sono cartografati come depositi di contatto glaciale.

Sull'altipiano del lago di S. Colomba si osservano numerose forme a terrazzo tra le quote 750 metri e 830 metri a Bosco, S. Agnese e Mazzanigo. A S. Stefano sopra Fornace sono presenti terrazzi di *kame* ubicati a diversi livelli tra 750 e 900 metri circa. I terrazzi sono associati ad uno sciame di piccole morene, frequenti soprattutto sui fianchi del Dos de le Grave (991 metri) e del crinale tra il Doss del Cuz (937 metri) e La Gorsa (1041 metri) che testimoniano l'ultima fase di avanzata del ghiacciaio che dalla Val d'Adige e Val di Cembra si spingeva verso l'alta Valsugana. Nella valletta a sud del Dosso de le Grave a quota 850 metri sono costituiti da ghiaie blandamente cementate con clasti di porfido e carbonati prevalentemente arrotondati ma anche spigolosi (dolomie) con matrice sabbiosa, e stratificazione immergente verso SW che testimonia un ambiente di tipo torrentizio e/o di *debris flow*.

Analogamente, sull'Altopiano di Baselga di Pinè si osservano nella valle tra Brusago a Pinè diverse conoidi sospese e terrazzi di *kame* a Montepeloso e Brusago, conoidi di *debris flow* sospese a Bedollo-Centrale e Regnana, un ampio terrazzo a Zalini-Piazze (quota 1050 metri), dei terrazzi a Campolongo, una conoide a Castellani, alcune conoidi sospese in località Prestalla (a est del Lago di Serraia), e numerosi terrazzi nel tratto tra Miola e Faida - Grill. I depositi di Campolongo risultano terrazzati.

Nella zona a nord del Dosso della Clinga sono presenti due livelli di terrazzi alle quote 960 metri e 940 metri, sfruttati in passato da una cava di ghiaia. A sud del Dosso ha inizio la valle del Rio Negro che presenta sul lato destro (Gril, quota 970 metri) un terrazzo di *kame*, mentre in sinistra, alla stessa quota, è presente un

conoide da *debris flow* sospeso sul quale sorge l'abitato di Faida che occludendo la valle ha costretto il Rio Negro a scavarsi un solco epigenetico in forra contro la parete E del Dosso della Clinga. Verso Sud presso Montagnaga, lungo il versante destro del Rio Negro, si osservano dei terrazzi alle quote 920 metri e 860 metri.

Estesi affioramenti si osservano sugli altipiani di S. Colomba e Baselga di Pinè e sul lato sinistro della Val di Cembra. Sul Dosso di Segonzano estese plaghe di depositi glaciali con morfologie tipo *hummocky-moraine* caratterizzati dalla diffusa presenza di clasti arrotondati e subarrotondati a litologia prevalentemente vulcanica con rari carbonati striati, si accompagnano ad una serie di morene laterali sui versanti NE (alle quote 1290 e 1310 metri) e SE alle quote 1345 e 1310 metri.

Nella zona del colle di S. Mauro a quota 740 metri e 815 metri sono presenti alternanze di ghiaie massive e ghiaie organizzate con intercalazioni di sabbie che negli affioramenti meridionali appaiono cementate.

Poco a est dell'abitato di S. Mauro, lungo la S. P. sono visibili piccoli terrazzi di *kame* alle quote 870 e 890 metri. Nella valle a est di Nogarè si osservano dei terrazzi ubicati alle quote 900 metri e 850 metri e intorno alla quota 800 metri un piana di contatto glaciale responsabile della probabile deviazione verso Nord (tratto epigenetico) del ruscello che scende dal Laghestel di Pinè. A Magnago e Seregnano sono presenti dei conoidi sospese da *debris flow*. Nella zona più a S (Buss, Guarda, Santa Caterina), sul versante che dà sulla Valsugana, sono presenti una serie di terrazzi isolati posizionati su due livelli alle quote 870 metri e 740 metri circa.

In tutta l'altipiano tra Pinè e Nogarè i depositi di contatto glaciale sono associati a piccole morene, frequenti tra le quote 980 metri (Miola) e 850 metri (Bernardi) che testimoniano le ultime pulsazioni del ghiacciaio atesino che dalla Valle di Lases e Fornace si spingeva sull'altipiano di Pinè quando la Valle di Pinè era probabilmente occupata da ghiaccio morto nelle depressioni dei laghi di Serraia e Le Piazze.

Verso sud il ghiacciaio stazionava lungo il bordo meridionale dell'altipiano, insinuandosi nella valle del Rio Negro, determinando così la messa in posto dei depositi di Faida (970 metri) e Fregoletti (920 metri). I depositi alle quote inferiori testimoniano la successiva fase di ritiro del ghiacciaio che precede il successivo importante stazionamento definito in loco dal subsistema del Monte Gian.

Pertanto, nella Valle di Pinè tra Brusago e Nogarè, è ben documentata un'ultima breve avanzata glaciale che precede le fasi di stazionamento registrate dai successivi subsistemi del Monte Gian (Alta Valsugana) e Lisignago (Val di Cembra). In questa fase si realizza probabilmente la cattura del Rio Regnana che scorreva verso il lago delle Piazze nella valle delle Piramidi di Segonzano, innescando l'erosione alla base del deposito.

In Valle dei Mocheni conoidi di *debris flow* sospese si rinvengono soprattutto

sul versante destro sopra S. Orsola (Borai, quota 1100 metri circa) e Andreotti (quota 860 metri circa). Presso Falesina (quota 930 metri circa) sono presenti dei depositi di contatto glaciale costituiti da alternanze di sabbie a matrice sabbiosa, livelli di sabbie medie limose (20% di limo) e livelli più nettamente limosi con clasti filladici da subangolosi a angolosi, e di porfidi da ben arrotondati a subarrotondati con dimensioni medie tra 2 a 10 cm. Verso l'alto passano a ghiaie sabbiose che sfumano verso sabbie limose con ghiaia. A Frassilongo (quota 870 metri circa) lo scavo per il nuovo centro della Protezione Civile ha inciso per oltre 8 m un deposito di contatto glaciale costituito da *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa con clasti prevalentemente filladici subangolari e angolari (80%) e porfirici arrotondati (20%) di dimensioni medie di 1-10 cm, con rari blocchi fino a 50 cm. Nel deposito si individuano dei corpi canalizzati lenti-formi potenti fino a 2 metri e allungati di 5-10 metri trasversalmente al versante, costituiti da ghiaie con matrice sabbiosa grossolanamente stratificate e chiusi verso l'alto da livelli centimetrici di sabbie limose a stratificazione convoluta e livelli di ghiaie pulite (Fig. 48).

In Val di Cembra i depositi di contatto glaciale riferibili al Sintema del Garda si rinvengono lungo il versante sinistro a Segonzano-Stedro, Sevignano, Lona (quota 690 metri) e Piazzole (quota 695 metri).

A W della Val d'Adige si rinvengono in un piccolo terrazzo situato in sinistra Valle Magna, sul versante meridionale del Palon, attorno a quota 1050 m dove sono costituiti da alternanze di ghiaie carbonatiche (da centimetriche a decimetriche) spigolose o subangolari e livelli di sabbie medie limose.

Depositi eolici (loess)

Affiorano in maniera discontinua sul crinale tra la Cima Paganella e il Canfedin, a Nord del Lago di Terlago e alle Viotte sul Monte Bondone. Affioramenti cartografabili sono stati identificati in prossimità della vetta del Canfedin (quota 2020 metri), presso il Passo di S. Antonio (quota 1920 metri), in alcune depressioni carsiche a Nord del lago di Terlago e alla base dell'anfiteatro morenico della Val Mana alla Viotte (quota 1550 metri). Si tratta di depositi con granulometrie che vanno dalle sabbie fini al limo di colore giallastro - bruno chiaro particolarmente ricche in miche chiare, con spessori compresi tra poche decine di centimetri e poco più di un metro.

Depositi di loess con spessori da 0,7 metri ad oltre 1 m sono segnalati anche poco sotto la cima della Paganella e lungo la strada per Malga Terlago Alta dove sono ricoperti da un deposito di versante tipo *grezes-litees* prodottosi in condizioni periglaciali (BINI *et alii* 1991). Inoltre, in diversi scavi archeologici nel bacino della Val d'Adige reperti del Paleolitico superiore finale (*Final Italic Epigravettian*) sono associati a coltri loessiche tardoglaciali nelle località di Andalo e Fai della Paganella (CREMASCHI & LANZINGER, 1984), alle Viotte sul Monte Bondone (BAGOLINI & GUERRESCHI, 1978; BLEICH, 1980; SARTORI & CHERSICH, 2007) e



Fig. 48 - Frassilongo (quota 870 m). Deposito di contatto glaciale (sintema del Garda), costituito da diamicton massivo a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa. Nella parte centrale si individua un corpo canalizzato costituito da ghiaie con matrice sabbiosa chiuso verso l'alto da livelli centimetrici di sabbie limose.

nell'area del Lago di Terlago dove il *loess* è spesso ricoperto da sedimenti colluviali consistenti in sedimenti eolici frammisti a piccoli clasti calcarei (CREMASCHI & LANZINGER, 1987).

Rientra in questo sintema, infine, un piccolo *rock-glacier* a Est del Rif. Panarotta.

I depositi del sintema del Garda ricoprono indistintamente con contatto erosivo o limite inconforme il substrato pre-Quaternario o le formazioni pre-LGM. Il limite superiore può essere conforme o inconforme con SGD₁₂, SGD₁₃, con PTG o PTG₃. Il sintema è inquadrato nel Pleistocene superiore p.p.

1.2.1.1. - Subsintema di Val Mana² (SGD₁₆)

Contrariamente a quanto affermato da tutti gli autori precedenti, ed in parti-

² Essendo la Val Mana presente solo in piccola parte nel foglio 1:50.000 "Trento" non è segnalata da alcun toponimo. Il toponimo Val Mana è preso pertanto dal limitrofo foglio "Rovereto" attualmente in fase di rilevamento.

colare da TREVISAN (1941), il ghiacciaio della Val Mana alloggiato tra il Monte Cornetto e il Doss d'Abramo (fuori carta, a sud) durante il LGM non si è unito a quello atesino, ma è solo entrato in contatto con i due rami insinuanti dalla Valle dei Laghi (quota 1590 metri) e del versante W della Val d'Adige (quota 1580 metri), senza però praticamente confluire entro questi. Solamente durante la fase di acme è probabile che un lobo del ghiacciaio della Val Mana rompesse la sua cerchia morenica terminale nel suo tratto più orientale andando a confluire con il lobo atesino, mentre una serie di blocchi e clasti porfirici e rari ciottoli metamorfici allineati all'interno della depressione intermorenica più esterna della Val Mana testimonierebbe il sormontamento da parte della lingua glaciale atesina.

L'apparato morenico terminale consiste in un complesso semicerchio dovuto alla giustapposizione di quattro o cinque singoli archi morenici che segnano la massima espansione durante il LGM. E' possibile che l'arco più esterno rappresenti un'avanzata precedente il LGM. Nella parte centrale si osserva un cordone bilobato pesantemente rimodellato, come altre forme a terrazzo di incerta genesi. Ancora più internamente, in corrispondenza dello sbocco della valle sulla piana delle Viotte si notano due archi morenici più netti e a monte di questi ancora una doppia morena laterale sinistra.

I depositi glaciali connessi al piccolo apparato della Val Mana sono costituiti essenzialmente da *diamicton* massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa, con clasti carbonatici da subangolosi a subarrotondati (successione compresa tra il Gruppo dei Calcari Grigi e la formazione di Chiusole), con dimensioni fino a 50 cm, da addensati a molto addensati (*till* d'alloggiamento). In corrispondenza degli archi morenici si rinvencono invece *diamicton* massivi a supporto di clasti carbonatici e/o di matrice sabbioso-limosa, tendenzialmente sciolti o poco addensati (*till* di ablazione). All'interno del solco vallivo la copertura di materiali glaciali è limitata a piccole porzioni centrali di scarsa entità e spessore, mentre sono prevalenti i depositi di versante e di frana del PTG.

Lo spessore complessivo supera la decina di metri nella parte frontale dell'apparato. Il limite inferiore del subsistema è erosivo sul substrato roccioso o su SGD, il limite superiore coincidente con la superficie topografica o inconforme con PTG. Il subsistema è inquadrato nel Pleistocene superiore p. p.

1.2.1.2. - Subsistema del Monte Gian (SGD₁₃)

Il Subsistema del Monte Gian, che raggruppa soprattutto depositi di contatto glaciale, con subordinati e/o intercalati episodi di *debris flow*, *mud flow* e glaciali, è stato definito nei bacini del Torrente Fersina e del Fiume Brenta a partire dal momento in cui si andavano disattivando progressivamente le trasfluenze tra Valle dell'Adige e Alta Valsugana.

I depositi di contatto glaciale più alti (fase “Fornace”) testimoniano un livello del ghiacciaio in Val d’Adige presso Lavis di poco inferiore ai 800 metri, con sbarramento della Val di Cembra e disattivazione (ghiaccio morto) nella Valle di Fornace. In questa fase si disattiva la larga transfluenza dell’altipiano del Calisio, e le transfluenze del ghiacciaio atesino verso l’alta Valsugana si realizzano alla stretta forra del Fersina a Civezzano (ca. 550 metri), alla sella del Cimirlo (635 metri) e a quella di Vigolo Vattaro (680 metri). In questa fase era ancora presente una stretta lingua glaciale in valle del Fersina, responsabile della formazione della serie di terrazzi sul fianco settentrionale della valle che da S. Orsola (950 m) si raccorda ai terrazzi di Mala (740 metri circa) passando per Stefani (800 metri), definendo quindi un livello del ghiaccio in alta Valsugana intorno ai 740-720 metri. La successiva fase “Monte Gian”, corrispondente ad un livello del ghiacciaio in Val d’Adige presso Lavis di 750 metri, ed un livello del ghiaccio in alta Valsugana attorno ai 680-650 metri, è quella maggiormente rappresentata nell’area, testimoniata dai terrazzi del Monte Gian (tra 680 e 650 metri), di Villa Moretta di sopra (650 metri), di Zava (Castello di Pergine, 640 metri), sopra Zivignago (635 metri) e dal terrazzo principale di Tenna-Alberè (630 metri). In questa fase la transfluenza di Vigolo Vattaro era disattivata e il ghiacciaio atesino si affacciava alla sella costruendo una piana fluvio-glaciale sotto Bosentino (quota 670 metri).

La successiva fase “Serso” corrispondente ad un livello del ghiaccio in alta Valsugana attorno ai 560-550 m, è definita dai terrazzi di Garzano (550 metri), Canzonino (550 metri), Villa Moretta di sotto (560 metri), Madrano (550 metri), Serso (560 e 545 metri) e Tenna paese (560 metri). L’ultima fase “Madrano” è testimoniata, infine, dai terrazzi di Madrano (500 metri) e Civezzano (460 metri) e dalla conoide di Roncogno (470 metri) sospesa di circa 30 metri sull’attuale piana del Fersina (440 metri).

Le aree dove il subsistema è maggiormente rappresentato sono pertanto la Valle di Mocheni, la Valle di Fornace e la zona tra Civezzano e Costasavina, la sella di Vigolo Vattaro e il colle di Tenna.

Altipiano di Pinè e piana di Civezzano

La prima fase relativa a questo subsistema, quando il ghiacciaio aveva ormai abbandonato del tutto l’altipiano di Pinè, è testimoniata dai terrazzi di *kame* tra la Rupe del Preuner e Santa Caterina a quota 740 metri. Nella valle percorsa dal Torrente Silla è presente una situazione morfologica assai complessa: lungo il versante destro si può osservare un sistema di terrazzi a partire dal ciglio della cava di Fornace (S. Stefano) sino alla Val del Parol: il primo sistema di terrazzi è compreso tra le quote 730 metri e 715 metri, il secondo a 700 metri circa, il terzo a 660 metri. A sud del Molino Roccabruna scompaiono le morfologie a terrazzo a parte un unico terrazzo a quota 630 metri. A monte di questi terrazzi sono presenti depositi glaciali e depositi da *debris flow* osservati in corrispondenza dello scasso a S. Rocco, Fornace, a quota 720 metri, dove sono costituiti da qualche metro di

sabbie da medie a grosse con clasti di vulcaniti e di dolomia con patina di decarbonatazione di 3-4 mm, interpretate come un deposito glaciale rimobilizzato da un evento di colata in massa. Il versante sinistro non presenta morfologie particolari ma depositi alluvionali sono documentati in scassi e sondaggi eseguiti a sud di Nogarè tra il fondovalle e la S.P. e sino allo sbocco della Val Grande dove sono si rinvengono alternanze di ghiaie, sabbie e limi. Presso Nogarè, a quota 660 metri circa si osservano alcuni metri di sabbie grosse laminate al di sopra delle quali vi è un livello di sabbia medio grossa e ghiaietto seguito da ghiaie a gradazione normale con clasti subarrotondati di vulcaniti, quarzo e rare dolomie alterate; al di sopra affiorano due metri di ghiaie meno organizzate con più matrice e un livello di 30 cm di sabbie medie pulite.

Presso Civezzano, nei dintorni di Madrano e a Casalino, piccoli affioramenti mettono in evidenza delle alternanze di ghiaie e sabbie. A monte di Civezzano livelli decimetrici di ghiaie e sabbie sono intercalati a *diamicton* a supporto di matrice limosa di colore oca-rossastro, con sparsi clasti poligenici (dolomie, ignimbriti e metamorfiti) di dimensioni centimetriche, interpretati come episodi di colata in contesto di contatto glaciale.

Presso Roncogno si presentano come alternanze di livelli decimetrici limoso-argillosi e sequenze gradate con base costituita da ghiaia a matrice argillosa, a clasti di dolomia (50%) e siltiti parzialmente alterate (50%) di dimensioni massime di 4 cm e medie di 1 cm. Seguono al di sopra con limite erosionale netto sabbie laminate con intercalazioni di limo argilloso rossastro. Questo deposito è stato interpretato come probabile contatto glaciale dato da eventi di decantazione ripetutamente interrotti da episodi di maggiore energia.

Valle del Fersina

Nel settore della Val Fersina l'unità è rappresentata soprattutto da depositi e ampie conoidi da *debris flow* il cui orlo in erosione risulta sospeso di diverse decine di metri dall'attuale fondovalle. Sono presenti su entrambi i versanti, ma sono rappresentati soprattutto lungo quello NW a S. Orsola, Tasini, Stefani, Mala, Agnolotti, Viarago e Serso. Coni da *debris flow* sospesi sono evidenti a Stefani (800 metri) e a Franchini (750 metri) seguiti, nella zona tra Drazzeri e Viarago, da una serie di coni sospesi e terrazzi di *kame* ubicati tra le quote 700 e 645 metri circa.

Presso Tasini (quota 850 metri circa) affiorano *diamicton* massivi a supporto di matrice ghiaioso sabbiosa con clasti equidimensionali da arrotondati a spigolosi di vulcaniti, quarzo e dolomie, con frequenti intercalazioni di sabbie stratificate con ciottoli sparsi. Presso Toffolazzi, a quota 650 metri circa, il terrazzo di *kame* è costituito da ghiaie massive cementate con tessitura a supporto di clasti e subordinata matrice sabbioso-ghiaiosa con clasti equidimensionali e tabulari di prevalenti vulcaniti, filladi e dolomie alterate.

Sul versante sinistro della valle depositi da trasporto in massa si intercalano a

depositi di contatto glaciale e/o lacustri s.l. In loc. Molini, lungo la S.P. N. 136 a est di Canezza, è possibile osservare sabbie medie blandamente laminate ad andamento suborizzontale con intercalazioni di limi argillosi rossi (colore 5YR 4/3) con abbondanti frammenti di filladi e lamine di miche. Verso l'alto si passa a limi argillosi massivi e *diamicton* a supporto di clasti filladici e quarzosi da 1 a 10 cm di diametro da angolosi a subangolosi e subordinati clasti subarrotondati di calcari (da pochi mm fino a 2-3 cm). Anche lateralmente si osserva il passaggio a un *diamicton* massivo a supporto di clasti da angolosi a subangolosi con dimensioni medie di 5 cm di filladi, gneiss e quarzo con matrice da ghiaia fine a limo.

Allo sbocco della Val Fersina si osserva l'ampio terrazzo del Monte Gian (sommità quota 680 m) costituito da depositi sciolti che in origine hanno ostruito completamente il tratto di valle obbligando il Fersina a scavarsi un solco epigenetico contro il versante SE. Alla base del rilievo, all'apice dell'ampia conoide alluvionale di Pergine, si osservano delle ghiaie massive cementate (Supersintema di Nogarè) sormontate in contatto erosivo da un'alternanza di sabbie medie e grossolane e limi argillosi con strutture da carico passanti verso l'alto a ghiaie grossolane con tessitura parzialmente aperta e matrice sabbiosa, con clasti arrotondati prevalentemente equidimensionali e tabulari quasi esclusivamente (95%) da vulcaniti. Nel complesso la successione raggiunge lo spessore di cento metri ed è caratterizzata da una evidente gradazione inversa: essa definisce un ambiente marginoglaciale, con iniziale formazione di una piana di contatto glaciale prevalentemente sabbiosa, con probabile presenza di piccoli specchi d'acqua che evolve in un ambiente torrentizio ad elevata energia.

Sul versante sinistro della valle, presso Maso Sedelle (a monte di Zivignago quota 642 metri), sono presenti depositi alluvionali marginoglaciali costituiti da prevalenti ghiaie, ghiaie sabbiose che inglobano clasti di dimensioni medie 0,5-3 cm (massime 10 cm) e sabbie da medio grossolane a limose. I clasti sono di porfidi, filladi e quarzo metamorfico. Sono presenti talora blocchi di porfido arrotondati con dimensioni fino a 30 cm.

Nei porfidi l'arrotondamento è bimodale, con una parte subangolosa e un'altra arrotondata - subarrotondata, mentre nelle altre litologie prevalgono gli elementi subarrotondati. La matrice è costituita varia da ghiaia fine a sabbia media, fino a limo.

Altri affioramenti di depositi alluvionali a ghiaie e sabbie si rinvencono sui rilievi a Est di Zivignago (terrazzo di *kame* a quota 635 metri), a Nord del Castello di Pergine (Zava, quota 640 metri), allo sbocco della Valle dei Mocheni, presso Serse e Canezza.

Presso Vigolo Vattaro è evidente il terrazzo di contatto glaciale alla Madonna del Feles (744 metri) che marca il limite superiore del subsistema, mentre diversi affioramenti si sono rilevati nel tratto di valle che da Bosentino scende a Calcevanica. A Bosentino (quota 670 metri) uno scasso effimero ha messo alla luce

un deposito potente un paio di metri di ghiaie grossolane a prevalenti elementi dolomitici subangolari e subarrotondati con dimensioni medie intorno ai 5 cm interpretabile come il resto di una piana fluvio-glaciale alimentata dal ghiacciaio che si affacciava dalla Val d'Adige sulla sella di Vigolo Vattaro.

Sul Colle di Tenna il forte rimodellamento antropico ha mascherato la maggior parte degli affioramenti nei terrazzi che si affacciano verso il Lago di Levico (terrazzo principale a quota 630 metri) e quello di Caldonazzo presso Tenna paese (quota 560 metri). In piccoli scassi e subaffioramenti vengono alla luce ghiaie e sabbie alternate a livelli di *diamicton* con prevalenti elementi porfirici e metamorfici e una percentuale variabile di carbonati (dolomie).

Lo spessore complessivo del subsistema supera i 30 metri. Il limite inferiore del subsistema è erosivo sul substrato roccioso o su SGD, il limite superiore coincidente con la superficie topografica o inconforme con PTG. Il subsistema è inquadrato nella parte finale del Pleistocene superiore p. p. ("Tardoglaciale" *Auct.*).

1.2.1.3. - Subsistema di Lisignago (SGD₁₂)

Il subsistema di Lisignago, costituito principalmente da depositi fluvio-glaciali, alluvionali, glaciolacustri e di contatto glaciale, è stato rilevato su entrambi i fianchi della Val d'Adige, in Valle dei Laghi (conca di Terlago) e in Valle di Cembra. È stato distinto a partire dal momento della disattivazione della trasfluenza tra Val di Cembra e alta Valsugana in corrispondenza della valle di Fornace, con conseguente formazione di ghiaccio morto in Val di Cembra.

Nella parte iniziale (fase "Cembra") il livello del ghiacciaio in Val d'Adige presso Lavis raggiungeva i 600 m, creando una lingua insinuata in Val di Cembra fino a Lisignago. I terrazzi relativi a questa fase formano il livello principale della Val di Cembra, seguibile con molta evidenza su entrambi i fianchi della valle tra Segonzano (725 metri s.l.m.), Faver (675 metri s.l.m.), Cembra (655-665 metri s.l.m.), Sevigiano (645 metri s.l.m.), Lases (637 metri s.l.m.), Albiano (635 metri s.l.m.) fino a Lisignago (630 metri s.l.m.) (fig. 49). In questo momento si verifica la disattivazione della trasfluenza del ghiacciaio atesino in Valle del Sarca attraverso la sella di Terlago (quota 590 metri) con la formazione di piane fluvio-glaciali tra Covelò e Vezzano. Durante la successiva fase "Vigo Meano" il livello del ghiacciaio a Lavis raggiungeva i 540 metri, con una lingua insinuata in Val di Cembra fino all'altezza di Verla. In questa fase si assiste allo smantellamento del primo ordine di terrazzi e alla formazione di un ordine inferiore ben testimoniato tra Lisignago (580 metri s.l.m.), Ceola (570 metri s.l.m.) e Vigo Meano (520 metri s.l.m.). In questa fase si ha la formazione della piana alluvionale di Cadine con due ordini di terrazzi tra 490 e 450 metri. Stazionamenti a quote inferiori sono

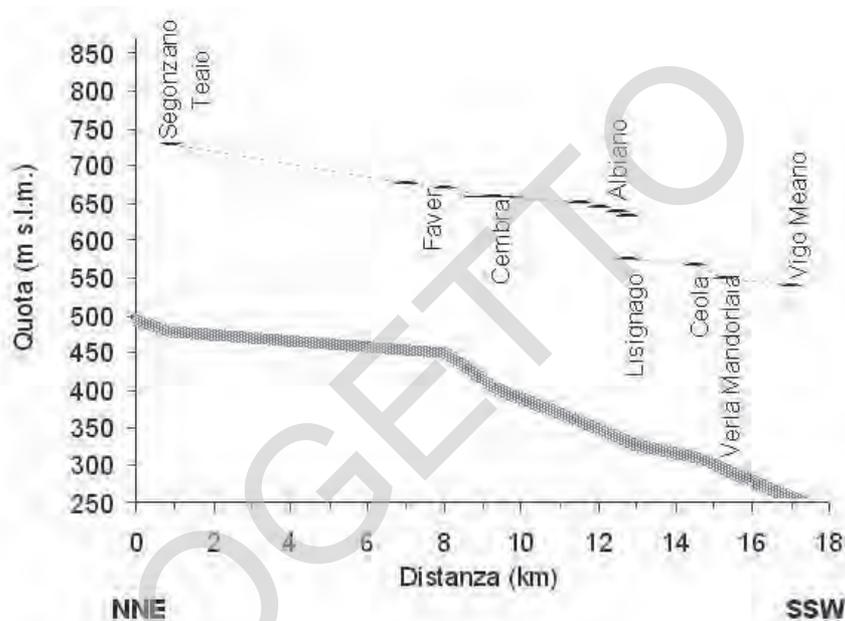


Fig. 49 - Profilo longitudinale della Val di Cembra fino al suo sbocco in Val d'Adige (SSW) con l'ubicazione dei due sistemi di terrazzi principali relativi alle fasi "Cembra" e "Vigo Meano".

documentati inoltre nei pressi di Gazzadina (fase "Gazzadina") a 400 metri, a Meano: a 340 metri (fase "Meano") mentre il terrazzo più basso con morfologia conservata si rinviene a S. Lazzaro a 280 metri (fase "S. Lazzaro").

Depositi glacialacustri e alluvionali (contatto glaciale s.l.) della Val di Cembra

Il subsistema di Lisignago ha la sua maggiore espressione in Val di Cembra ed affiora estesamente con spessori di diverse decine di metri lungo le scarpate sottostanti i maggiori terrazzi della valle.

In sponda destra della Valle di Cembra i corpi sedimentari dei terrazzi sui quali sorgono la maggior parte dei centri abitati, presentano, a tetto dei depositi glaciali del SGD o poggiati direttamente sul substrato roccioso, banchi di limi sabbiosi sovraconsolidati, a stratificazione suborizzontale, spesso laminati, con locali lenti sabbiose. Nonostante le difficili condizioni di affioramento - spesso sono visibili solo in prossimità di scavi temporanei - sono stati riconosciuti alle seguenti quote: 600 metri a Cembra, 550 metri a Lisignago, 500 metri a Ceola, 480 metri a Verla e 420 metri a Mosana (Fig. 50). Sembrano pertanto costituire un orizzonte continuo sull'intero sviluppo del lato destro della valle con spessori solitamente compresi tra 2 e 10 metri.

A tetto dei limi sabbiosi seguono in concordanza stratigrafica sabbie e ghiaie



Fig. 50 - Sabbie a laminazioni convolute e strutture di carico presso Lisignago (subsistema di Lisignago, SGD₁₂).

poligeniche che costituiscono la porzione superiore dei terrazzi e rappresentano un deposito continuo da Faver (675 metri) attraverso Cembra (655 metri) e Lisignago (630 metri). Un secondo livello si individua a partire del terrazzo basso di Lisignago (580 metri) quindi a Ceola (570 metri) fino a Verla - Mandolaia (550 metri) per raccordarsi quindi con il terrazzo di Vigo Meano (540 metri) allo sbocco con la Val d'Adige. In sinistra valle si riconosce solo il primo sistema di terrazzi a Segonzano (725 metri), Sevignano (645 metri), Lases (637 metri) e Albiano (635 metri). Gli spessori stimati - che variano da oltre 50 metri presso Cembra a 40 metri a Ceola (Dosso di Spedenal) per diminuire ulteriormente a circa 20 metri a Mosana - definiscono una morfologia a cuneo, con diminuzione dello spessore e della granulometria da est verso ovest (fig. 51).

Litologicamente si tratta di sabbie ben cernite, passanti verso l'alto in modo graduale a ghiaie e ghiaie grossolane sabbiose, sciolte. I clasti hanno dimensioni variabili fra 2 e 20 cm, generalmente da arrotondati a ben arrotondati, con composizione prevalentemente porfirica (60%), abbondanti dolomie (30%) e in minor percentuale tutti i litotipi appartenenti all'intero bacino dell'Avisio (graniti, carbonati, basalti, metamorfiti). I clasti non presentano patine di alterazione né strie glaciali, mentre la matrice è costituita da sabbie medie marroni.

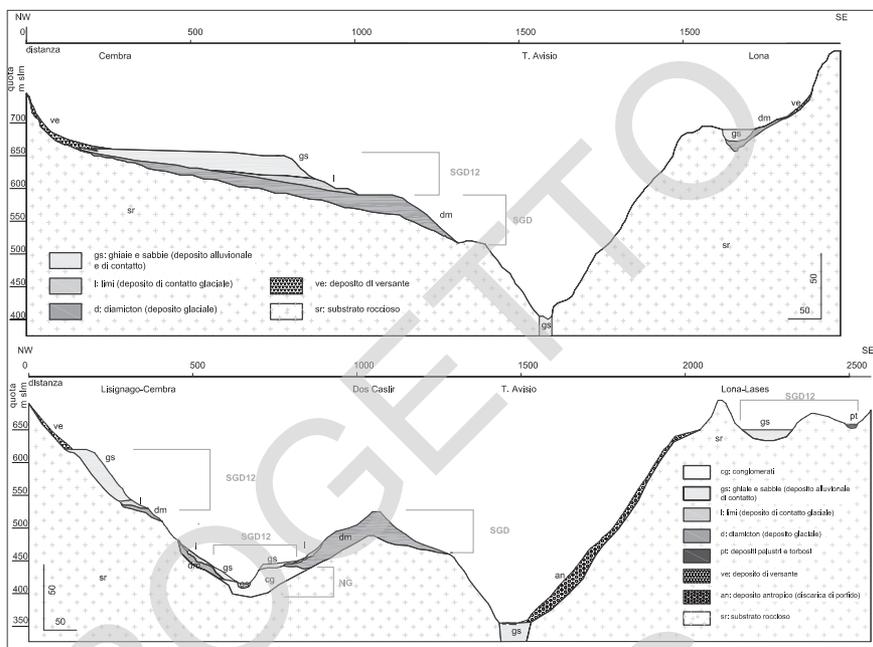


Fig. 51 - Sezioni trasversale della Val di Cembra all'altezza di Cembra (in alto) e tra Lisignago e Lona-Lases (in basso) con rappresentazione dei depositi quaternari. SGD: sistema del Garda; SGD₁₂: subsistema di Lisignago; NG: supersistema di Nogarè.

Nel tratto tra Verla (500 metri s.l.m.) e Mosana (420 metri s.l.m.) affiora una sequenza che presenta alla base dei limi sabbiosi, quindi del *till* di alloggiamento, al quale seguono verso l'alto sabbie da medie a fini ben cernite (assenti in corrispondenza del terrazzo di Mosana), per uno spessore complessivo variabile tra 20 metri (Verla) e 10 metri (Mosana). L'unità è inoltre presente nella zona di Piazza, sotto forma di depositi alluvionali e di conoide.

Nei dintorni di Segonzano (Scancio) sono stati rinvenuti due affioramenti caratterizzati da ghiaie alternate a livelli sabbioso-argillosi blandamente immergenti verso SW e interpretabili come un deposito di contatto glaciale successivamente collassato.

Nella zona di Albiano depositi alluvionali costituiti da un'alternanza di ghiaie, sabbie e limi con spessori fino oltre i 30 m sono stati rinvenuti in numerosi sterri e sondaggi effettuati per la costruzione della circonvallazione del paese.

In sinistra Avisio, a quota 350 metri circa sulla cava di Camparta e a 400 metri circa a NE di Valalta, all'interno dei depositi alluvionali è stato riconosciuto un livello pressoché continuo di sabbie, limi, argille con sottili intercalazioni ghiaiose dello spessore complessivo di quasi 10 metri. Le litologie delle ghiaie riflettono

quelle affioranti nel bacino dell'Avisio con prevalenti vulcaniti, e carbonati.

Un secondo livello di sedimenti ghiaioso-sabbiosi, che mancano però della morfologia deposizionale a terrazzo, si rinviene alla confluenza del Rio Scorzai (Val Buona) con il Torrente Avisio tra le quote 420 e 450 m, in contatto erosivo al di sopra dei conglomerati del Supersistema di Nogarè. Il deposito presenta stratificazione suborizzontale ed uno spessore stimato di circa 20 metri, e risulta costituito da prevalenti ghiaie nella parte inferiore con progressivo aumento di livelli sabbiosi decimetrici che divengono predominati verso l'alto. I clasti presentano buon arrotondamento, dimensioni medie di 2-3 cm e litotipi appartenenti a graniti e basalti (60%), porfidi (30%), dolomie (10%), mentre sono quasi assenti elementi metamorfici. I carbonati presentano debole alterazione superficiale e il deposito appare debolmente cementato a tratti, con sottili cementi a menisco. Al di sopra delle sabbie, con limite discordante si rinvergono limi sabbiosi, localmente deformati. In località Costalta presentano spessore di circa 20 metri e sono costituiti da limi sabbiosi e sabbie limose ben cernite, laminate, marcatamente deformate (strati inclinati con immersione verso monte fino a 30°).

L'insieme di questa successione stratigrafica viene interpretata come legata ad una fase di avanzata deglaciazione con frammentazione del ghiacciaio proveniente dalla Val di Fiemme e condizioni di ghiaccio morto in Val di Cembra. Il ghiaccio residuo fondeva più rapidamente sul lato esposto a meridione permettendo prima la formazione di aree lacustri al contatto con la massa in fusione, quindi la successiva piana alluvionale marginoglaciale. Questa interpretazione spiegherebbe l'asimmetria dei sedimenti sui due fianchi della valle e la diminuzione dello spessore verso valle. La successiva diminuzione del livello del ghiaccio in Val d'Adige ha quindi comportato l'erosione dei terrazzi alle quote più elevate e la formazione di nuovi terrazzi a quote via via decrescenti.

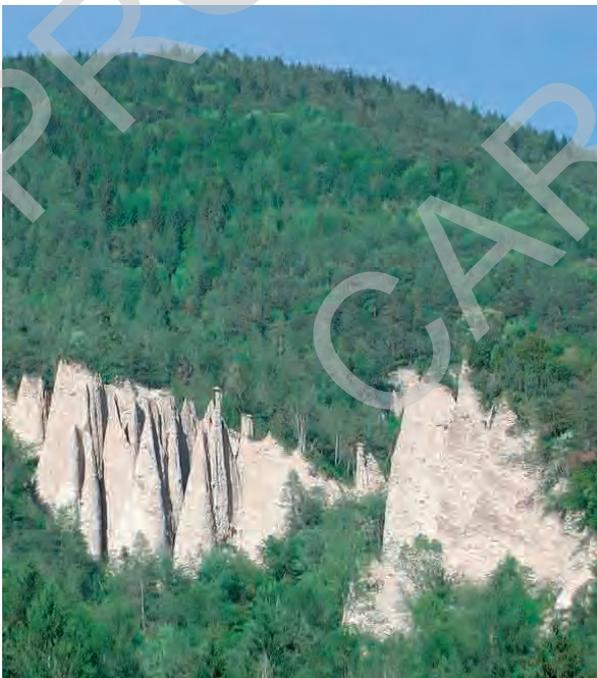
Unità di Segonzano

È costituita da depositi di origine mista e lacustri affioranti lungo l'intero versante destro della Val Regnana e presso la confluenza con la Val di Cembra. I depositi affioranti alla confluenza tra le due valli sono modellati in caratteristiche forme a piramide ("piramidi di Segonzano") disposte in tre gruppi distinti: il primo più occidentale (detto "La Lama"), quello centrale più esteso (meta del percorso turistico) ed uno più orientale (Figure 52 a) b)). In bibliografia veniva indicato come "morena di fondo" o "deposito morenico" e successivamente come depositi torrentizi del Regnana (depositi del "glacis di Segonzano": cfr. PANIZZA *et alii*, 1984).

In corrispondenza del primo gruppo di piramidi si può osservare il deposito nella sua interezza costituito da due corpi distinti: nella parte alta è presente un diamicton massivo a supporto di matrice sabbioso - limosa con spessore variabile, da 30 a 50 metri; presenta un'incerta stratificazione data dall'orientazione preferenziale di grossi blocchi tabulari (che diventano il "cappello" delle piramidi)



a)



b)

Fig. 52 a) b) - *Panoramica delle Piramidi di Segonzano (subsistema di Lisignago, SGD₁₂).*

inclinati verso valle e da alcuni livelli di ghiaie grossolane. Le litologie sono date da prevalenti vulcaniti a granulometria da centimetrica sino a metrica associate a subordinati clasti di dolomia e di calcare talora molto alterati (fantasmi) a granulometria minore; i clasti sono in massima parte subarrotondati e in misura minore spigolosi; rari i ciottoli arrotondati. Al di sotto, con limite ondulato ma chiaro, si passa a un deposito fittamente stratificato dato da alternanze di ghiaie, sabbie e limi con strati orientati immergenti in media di 20° verso SSW (parallelamente al versante). La granulometria delle ghiaie è centimetrico - decimetrica; i clasti sono in parte arrotondati e prevalentemente subarrotondati. Le litologie prevalenti sono le vulcaniti mentre più rare sono i carbonati spesso con evidente patina di decarbonatazione. Questo corpo, ha una forma a cuneo con spessore massimo di 30 metri verso valle e chiusura verso l'alto, dove al di sotto del corpo massivo si osserva la presenza di un till d'alloggiamento riferibile al Sintema del Garda.

La tipica erosione nelle forme a piramide e a lama è il prodotto dell'erosione selettiva del deposito parzialmente consolidato a causa dei processi di decarbonatazione dei clasti calcarei in esso contenuti che ha provocato la successiva blanda cementazione del deposito.

Un altro importante affioramento è ubicato lungo il versante destro della Val Regnana, presso la cava di sabbia posta a sud - ovest di Quaras. Lungo uno spacato di almeno cento metri di spessore (Fig. 53) affiora una successione data alla base da 20 metri di alternanze di sabbie fini e medie, ben pulite, con sottili intercalazioni di ghiaie sabbiose e presenza di qualche clasto isolato, in strati centimetrico - decimetrici contenenti a loro volta evidenti laminazioni. In alcuni punti dell'affioramento sono presenti laminazioni incrociate mentre verso il tetto sono state osservate delle strutture da carico; i clasti, prevalenza subarrotondati, sono costituiti al 90% da vulcaniti e al 10% da dolomie e calcari; l'alterazione è presente ma non molto diffusa. Al tetto delle sabbie e, nel lato orientale dell'affioramento in eteropia con queste ultime, affiora una alternanza di sabbie, ghiaie e *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbiosa organizzata in strati decimetrico - metrici con immersione all'incirca verso SSW, litologie e arrotondamento ana-



Fig. 53 - Fronte di cava sul versante destro della Val Regnana con il livello a sabbie prevalenti alla base a cui si sovrappone un corpo data da una alternanza di sabbie, ghiaie e *diamicton* (subsintema di Lisignago, SGD₁₂).

loghi al deposito sottostante. Le ghiaie hanno granulometria variabile, con ciottoli da centimetrici a metrici; è stata osservata una gradazione inversa nel deposito, con aumento della frazione ghiaiosa verso l'alto. La parte alta dell'affioramento è stata rimodellata durante l'attività di cava e non sono quindi più riconoscibili le strutture e i rapporti tra corpi sedimentari: fa eccezione la zona del ciglio dove si riconoscono ancora dei depositi analoghi a quelli ghiaiosi ma con immersione degli strati parallela al versante.

La successione di cava definisce un ambiente di tipo lacustre su cui progreda, con direzione da est verso ovest e da nord verso sud un delta di ambiente torrentizio ad alta energia.

Dal complesso dei depositi dell'unità di Segonzano si può ipotizzare una situazione di ambiente di tipo marginoglaciale, con presenza del ghiacciaio in Val di Cembra e in parte insinuato lungo il versante sinistro della Val Regnana, a sostenere un lago di contatto glaciale all'interno del quale si riversavano depositi di tipo torrentizio e da *debris flow* provenienti sia dal drenaggio dei versanti soprastanti, ricoperti di grandi quantità di till, sia da torrenti proglaciali provenienti da una fronte che molto probabilmente si affacciava sul ciglio della Val Regnana, tra Bedollo e Piazze. La presenza di un bacino lacustre alla confluenza delle due valli è confermata dalle sabbie presenti a Stedro e presso la chiesa di Segonzano, posizionate alla quota dei depositi sabbiosi in cava (760 metri).

Depositi di contatto glaciale della Valle dell'Adige

Allo sbocco della Val di Cembra in Val d'Adige sono presenti diversi sistemi di terrazzi con morfologie fresche ma talora parzialmente rimaneggiate. I terrazzo più alti riconosciuto sono a Maso delle Pontare, Vigo Meano, Cortesano e Monticello (540-530 metri s.l.m.), quindi un piccolo terrazzo a Gazzadina (440 metri s.l.m.), una serie pressoché continua di terrazzi tra Camparta Bassa e Meano (340 metri s.l.m.), mentre il terrazzo più basso con morfologia conservata si rinviene tra S. Lazzaro e Lamar a 280 metri s.l.m. Questa fascia altitudinale corrisponde al ripiano di Pressano che si sviluppa tra i 300 e i 280 metri dove affiorano ghiaie a prevalenti elementi porfirici e dolomitici ma dove l'originale morfologia deposizionale non è conservata.

Nonostante la scarsità di affioramenti dovuti al rimaneggiamento antropico, in alcuni scassi si sono osservate *facies* in prevalenza alluvionali con ghiaie con matrice sabbiosa e litologie che riflettono quelle affioranti nel bacino dell'Avisio con vulcaniti prevalenti e subordinati carbonati e rocce intrusive.

Sempre in sinistra Adige si rinvencono isolati terrazzi distribuiti tra 600 metri e il fondovalle come sul versante NW del Monte Corona e allo sbocco della Val Sorda sopra Matterello. Nella porzione superiore della Valsorda al limite occidentale della conca di Vigolo Vattaro, in località Bridi (circa 540 metri s.l.m.) si rinvencono delle conoidi di *debris flow* sospese sul fondovalle e depositi di contatto glaciale costituiti da *diamicton* a supporto di matrice limosa di colore da ocre a rosso-bruno, con sparsi clasti poligenici (carbonati, ignimbriti e metamorfiti) di

dimensioni centimetriche. In un paio di affioramenti questi sedimenti sono coperti a tetto dai depositi di *debris flow* provenienti dal versante nord della Vigolana.

Depositi alluvionali e fluvioglaciali dell'alta Valle dei Laghi

Plaghe di depositi alluvionali e fluvioglaciali con limitata inclusione di eventi di *debris-flow* caratterizzano alcune depressioni nella parte alta della Valle dei Laghi nei pressi degli abitati di Cadine, Terlago e Vezzano.

Un affioramento di depositi alluvionali costituiti da ciottoli eterometrici prevalentemente carbonatici (90%) in matrice sabbioso-limosa sono esposti in una piccola scarpata che delimita a sud il terrazzo di località "Coltura", presso Cadine. I ciottoli sono da arrotondati a subarrotondati di forma subsferica, e presentano una blanda stratificazione data da intercalazioni di livelli *clast-supported* caratterizzati da scarsissima matrice. Nella porzione inferiore dell'affioramento sono presenti anche livelli da centimetrici a decimetrici di sabbie. La base dell'affioramento, infine, mostra circa 2 metri di limi-argillosi di colore dal grigio al nocciola-ocraceo, probabilmente connessi a lenta decantazione all'interno di una piana di esondazione o in uno specchio d'acqua laterale. Questi depositi nel complesso potrebbero essere ricondotti al Torrente Vela, così come quelli affioranti in un lembo isolato lungo la S.S. Gardesana, poco a valle di località Bus de Vela, costituiti in questo caso da sabbie e ciottoli arrotondati prevalentemente calcarei e subordinatamente vulcanici (graniti alcalini e lave andesitiche). I clasti sono in questo caso embricati ed il deposito è ben stratificato.

Presso Vezzano a quota 400 m, lo scavo effettuato per il nuovo svincolo della statale 45b ha messo alla luce un deposito potente alcuni metri di ghiaie grossolane con clasti quasi esclusivamente carbonatici (in prevalenza calcari) da subangolari a subarrotondati con dimensioni medie tra 4 e 10 cm interpretabile come un deposito fluvioglaciale alimentato dal ghiacciaio che si affacciava dalla Val d'Adige sulla sella di Terlago.

Nell'area di Terlago una conoide di *debris-flow* sospesa è presente all'estremità meridionale della depressione del Lago di Terlago, presso il km 145 della SS 45bis a quota 470 m (CREMASCHI & LANZINGER, 1987).

Il deposito, interessato in passato da una cava di inerti, formava verso la piana una scarpata gradonata di 30 m, mentre ora rimane una scarpata di circa 5 m e lunga oltre 50 m lungo la quale affiorano alla base da 4 a 5 m di ghiaie ben classate con intercalazioni di lenti sabbiose a stratificazione inclinata 25°N/30°. I clasti delle ghiaie, prevalentemente carbonatici, hanno dimensioni medie tra 3 e 5 cm. Al di sopra, in discordanza angolare e troncatura erosiva si rinvencono da 2 a 3 metri di ghiaie con abbondante matrice sabbioso-limosa con clasti di dimensioni medie tra 4 e 8 cm quasi esclusivamente carbonatici da subangolosi a subarrotondati con rari porfidi e metamorfiti ben arrotondati e abbondante matrice sabbiosa. Il deposito appare stratificato con giacitura 30°N/10°. La parte inferiore del deposito è stato interpretato come il foreset di un delta-conoide formatosi in ambiente subacqueo (CREMASCHI & LANZINGER, 1987), mentre il corpo superiore

rappresenta una conoide di *debris flow*. Entrambi i corpi si sarebbero formati in un contesto di deglaciazione quando la depressione di Terlago era parzialmente occupata da ghiaccio morto ed ora presente un ampio bacino lacustre che arrivava fino alla quota dei *foreset* (circa 470 m).

Il deposito di frana dei Crozzi d'Agola

L'accumulo dei Crozzi d'Agola è quello ubicato alle quote meno elevate dei numerosi corpi di frana che interessano la Marzola. Subito a monte dell'accumulo è visibile la nicchia di frana articolata in due semicerchi distinti e sovrapposti. La morfologia dell'accumulo è caratterizzata da dossi e profonde depressioni talora occupate da specchi d'acqua effimeri (Lago Turchino, Lago delle Cannelle) e da una marcata scarpata alta un centinaio di metri e attualmente in erosione che divide la parte sommitale da quella inferiore a dossi e depressioni. Questa morfologia può essere legata ad un franamento al di sopra di un corpo glaciale la cui successiva fusione abbia causato l'assessamento e il collasso del deposito di frana, come la sua peculiare morfologia a dossi e depressioni. In quest'ottica è pertanto possibile inquadrare la frana dei Crozzi d'Agola nel subsistema di Lisignago durante una fase in livello del ghiaccio raggiungeva i 400 metri all'altezza di Matterello.

L'accumulo, il cui spessore massimo è valutabile in oltre 40 metri, è costituito da *diamicton* massivi, clastosostenuti, con clasti dolomitici da angolosi a subangolosi di dimensioni variabili dai ciottoli di pochi cm ai massi di alcuni m³. In superficie i clasti possono presentare una sottile patina di alteazione. Abbondante matrice bianco-giallastra data da ghiaie-sabbie con variabile contenuto limoso-argilloso, che in taluni casi può diventare preponderante. È interessante notare che la parte dell'accumulo di frana a sud del Dosso S. Rocco, comprendente il vivaio forestale della PAT, il centro faunistico dell'associazione cacciatori e la cava stessa, è caratterizzato in buona parte da blocchi di Dolomia Principale, litologia attualmente non più affiorante sulla Marzola.

1.3. - UNITÀ PERTINENTI AL POSTGLACIALE

1.3.1. - *Sistema Postglaciale Alpino (PTG)*

Quest'unità comprende tutti i depositi che si sono formati dopo l'esaurimento dei processi glaciali in un intervallo di tempo compreso tra la parte terminale del Pleistocene superiore e i giorni nostri. È presente su tutta l'area della sezione con spessori massimi in valle dell'Adige, in Valsugana e nella Valle del Fersina. I depositi vengono descritti separatamente, distinguendo i principali bacini idrografici e le differenti facies riscontrate.

1.3.1.1. - Depositi del fondovalle atesino

Importanti spessori di depositi alluvionali, lacustri - palustri e subordinatamente di conoide costituiscono il riempimento del fondovalle dell'Adige. Data la morfologia molto blanda sono stati osservati in affioramenti artificiali spesso effimeri. I dati di terreno sono stati integrati attraverso le stratigrafie dei sondaggi disponibili presso il Servizio Geologico, e il Comune di Trento: sono state analizzate le stratigrafie relative a 645 sondaggi geognostici, alcuni dei quali profondi più di 30 m, sulla base delle quali è stata realizzata una sezione geologica assiale della Val d'Adige tra la conoide dell'Avisio e Matterello (fig. 54).

Dal profilo risultano evidenti i corpi granulometricamente più grossolani relativi alle conoidi dell'Avisio e del Fersina. La conoide dell'Avisio risulta più ampia, più profonda (35-40 metri) e granulometricamente più grossolana, generalmente ciottolosa. La conoide del Fersina, è profonda una ventina di metri e prevalentemente ghiaiosa ad eccezione di due "canali", probabili antichi alvei abbandonati, caratterizzati prevalentemente da ciottoli. Al di sotto dei depositi ghiaiosi della conoide sono stati attraversati depositi sabbioso-limosi: tale passaggio testimonia l'instaurarsi della conoide del Fersina nella Val d'Adige e coincide, probabilmente, con l'inizio dell'incisione dei depositi alluvionali nella piana del Fersina al Cirè. Tra le due conoidi, disassata verso la sinistra idrografica della valle Adige tra Gardolo e Trento nord, è presente una "zona d'ombra di energia" che ha caratterizzato l'area durante tutto l'Olocene. Qui sono diffusi

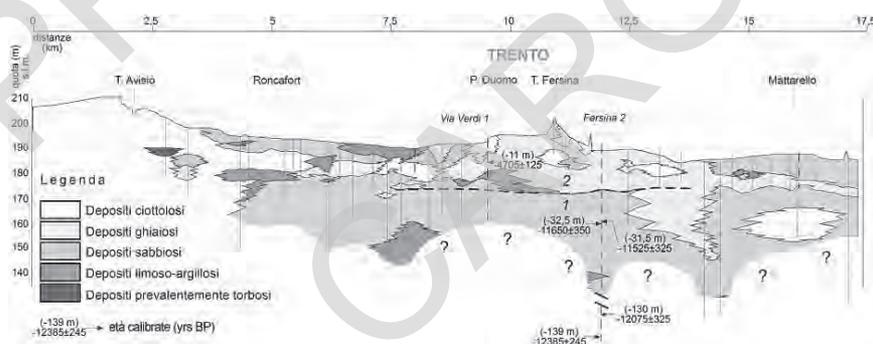


Fig. 54 - Profilo attraverso i depositi del fondovalle della Val d'Adige tra la T. Avisio e Matterello realizzato sulla base delle stratigrafie dei sondaggi geognostici in possesso del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento. E' stata riportata la traccia dei soli sondaggi giacenti sulla traccia della sezione o proiettati entro una distanza inferiore a 30m dalla stessa e ritenuti utili a vincolare le geometrie. L'esagerazione verticale è di 17,5x. Le datazioni ^{14}C indicate sui sondaggi Via Verdi-1 e Fersina-2 sono quelle calibrate riportate in Tabella 1. I numeri si riferiscono alle unità stratigrafiche riconosciute: 1) Sequenza lacustre "tardoglaciale" costituita prevalentemente di limi e limi sabbiosi con livelli di sabbie e argille (SGD₁₂); 2) Depositi olocenici della conoide alluvionale del Fersina rappresentati da ghiaie sabbiose e sabbie (PTG).

sia in superficie che in profondità, depositi limoso-argillosi e talvolta torbosi. I livelli prevalentemente torbosi risultano tuttavia poco abbondanti e generalmente potenti non più di pochi metri. In destra idrografica, come nella zona a sud della conoide del Fersina, sono presenti i tipici depositi d'esondazione del fiume Adige rappresentati da sabbie fini limose e limi sabbiosi alternati secondo sequenze "fining upward". Il profilo geologico ha inoltre evidenziato a sud di Mattarello la presenza, ad una profondità di circa 10 metri dal piano campagna di un orizzonte di 5-10 metri di ghiaie sabbiose che rappresenterebbe una fase deposizione caratterizzata da maggiore energia. Al di sotto di esso i sondaggi hanno nuovamente attraversato sabbie fini/limose omogenee. Verso nord, al di fuori dei settori rappresentati dalle conoidi di Lavis e di Gardolo e i sondaggi hanno evidenziato la natura essenzialmente sabbioso e sabbioso limosa dei depositi più superficiali. All'interno delle anse abbandonate i dati dei sondaggi ed i carotaggi effettuati hanno evidenziato la presenza di spessori di almeno 2-3 metri di limi e limi sabbiosi, contenenti piccoli gasteropodi dulcicoli (*Planorbis* sp.) e resti vegetali, la cui deposizione è connessa ad eventi di esondazione. Poco a nord del paese di Zambana Vecchia si rinvencono, sotto qualche decimetro di limi sabbiosi, sabbie e ghiaia fine per lo spessore di almeno 2-3 metri. Tale corpo sedimentario ha un'estensione E-W di circa 300-400 metri mentre attraverso una sequenza di sondaggi è stato possibile valutarne un'estensione NE-SW di circa 1,8 km. Per la presenza di questo deposito di energia medio-alta in una posizione così laterale della valle è stata ipotizzata la presenza di un paleoalveo molto presumibilmente dell'Adige, in quanto le litologie dei clasti maggiori hanno un'origine atesina. Attorno a maso Pradazzo è invece stata individuata un'area con presenza nei primi metri del sottosuolo di argille e limi grigi. Anche in questo caso il tracciato della viabilità attuale sembra seguire il corso di un paleoalveo ormai non più conservato nelle forme d'origine. Un ulteriore paleoalveo è stato evidenziato nella zona Ischie poche centinaia di metri a SW del paese di Grumo. Il tracciato dell'alveo è stato ricostruito dai disegni della carta di Novack di inizio '900.

1.3.1.2. - Dati del sottosuolo profondo in Val d'Adige

Le conoscenze del sottosuolo profondo in Val d'Adige derivano soprattutto da alcuni sondaggi profondi e prospezioni geofisiche effettuate alla fine degli anni 1990 (FUGANTI *et alii* 1998, FELBER *et alii*, 2000, VERONESE *et alii*, 2000). Nei lavori di FELBER *et alii* (2000) e VERONESE *et alii* (2000) l'interpretazione dei profili sismico e gravimetrico effettuati in Val d'Adige tra Trento e Matteredlo ha rivelato uno spessore di sedimenti di oltre 620 metri, con il contatto con il substrato roccioso a -435 m s.l.m. Nella stessa area le datazioni effettuate da FUGANTI *et alii* (1998) su una serie di frammenti lignei rinvenuti in sondaggi tra 11 metri

(4705 ± 125 cal anni ^{14}C BP) e 139 metri di profondità (12.385 ± 245 anni ^{14}C BP) definiscono per il periodo del *Dryas* Recente tra 12,5 e 11,5 ka un tasso di sedimentazione compreso tra 0,08 e 0,22 metri all'anno, mentre nella successiva fase olocenica il tasso medio di sedimentazione è stato di soli 0,016 m/anno. L'interpretazione della sezione sismica integrata dalla stratigrafie e dalle datazioni ^{14}C è riportata nella fig. 55 dove vengono sintetizzate le informazioni disponibili a tutt'oggi.

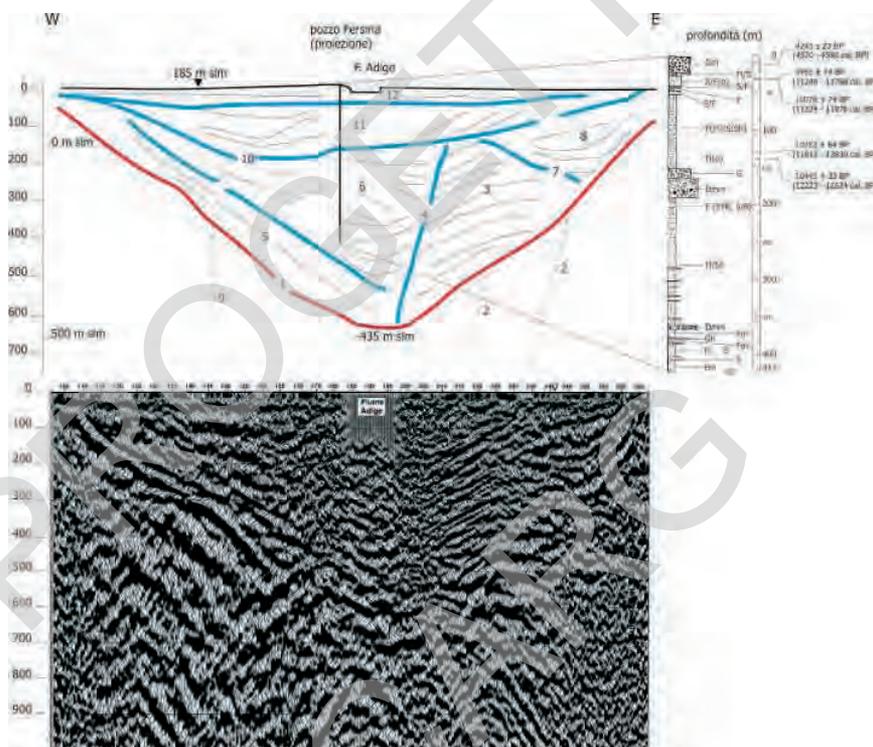


Fig. 55 - Profilo sismico tra Trento e Mattarello e sua interpretazione geologica (ridisegnato da FELBER et alii, 2000). A destra è riportata la stratigrafia schematica del pozzo "Fersina 1" (FUGANTI et alii, 1998) ubicato 1 km a Nord del profilo sismico con le datazioni ^{14}C relative all'adiacente pozzo "Fersina 2" e "Via Verdi" (in corsivo) (cfr. Tabella 1). I numeri si riferiscono ai corpi sedimentari e alle maggiori discontinuità riconosciute: la 1 rappresenta l'andamento del substrato roccioso, e la 10 la supposta discontinuità LGM rappresentata nel sondaggio da un livello a tra -160 e -180 m dal p.c. L'unità 11, costituita prevalentemente da argille con livelli di limi e sabbie, rappresenta la sequenza fluviale e lacustre tardoglaciale (SGD₁₂), mentre l'unità 12, costituita da sabbie e ghiaie sabbiose, i sedimenti della conoide alluvionale olocenica del Fersina (PTG). Il corpo 8 è stato interpretato come i sedimenti pre-LGM del Fersina (NG) e il 6 come quelli corrispettivi dell'Adige (NG). Il corpo 3 sarebbe relativo ad un antico corpo di frana della Marzola (FC), mentre il 5 a depositi di versante s.l. del Bondone (FCF).

Tabella 1 - Risultati analitici delle datazioni AMS C-14 effettuate su campioni del Foglio Trento. Le età sono state calibrate in età calendariali utilizzando il software OxCal Ver. 3.10 basato sui dati atmosferici (REIMER PJ et alii, 2004). Sono riportati anche i campioni dei sondaggi Fersina e Via Verdi (FUGANTI, 1998).

Campione	Analisi	Località	Quota	Profondità	Facies	Materiale	Età ¹⁴ C	Età calibrata
			m s.l.m.	m da p.c.			anni BP ±1σ	cal anni BP ±1σ
LM136-C2	LTL2478A	Susà di Pergine	515	2.5	debris-flow	carboni	5104 ±65	5825 ±165
LM062_c6	UTC-13366	Canale di Susà	505	3.1	debris-flow	carboni	6611 ±35	7500 ±70
LM062_c8	UTC-13367	Canale di Susà	505	2.0	debris-flow	carboni	5821 ±33	6635 ±105
LM073-C2	LTL2478A	Canale loc. Paludi	455	2.7	palustre	torba	1218 ±50	1165 ±115
SC1-8.10	LTL938	S. Cristoforo	455	8.1	palustre	legno	5613 ±55	6395 ±105
SC1-19.20	LTL2481A	S. Cristoforo	455	19.2	palustre	carboni	9161 ±100	10375 ±215
SC1-23.55	LTL940A	S. Cristoforo	455	23.6	palustre	mat. org.	9431 ±65	10675 ±225
SC1-28.95	LTL941A	S. Cristoforo	455	29.0	palustre	mat. org.	9392 ±55	10625 ±135
Civ_FOR-02	LTL2485A	Civezzano Fornaci	420	2.0	lacustre	pigna	9510 ±80	10850 ±300
Civezzano-12	KI-3639	Civezzano Fornaci	420	2.0	lacustre	legno	9490 ±90	10825 ±325
RT-54	LTL2804A	Valsorda-Sonai	695	0.5	debris-flow	carboni	2964 ±50	3120 ±150
Matterello-1	LTL2805A	Mattarello	190	2.5	debris-flow	carboni	9880 ±65	11400 ±210
Zambana-166	UTC-10687	Zambana Vecchia	204	166.0	alluvionale	carboni	12220 ±80	14125 ±325
Zambana-217	UTC-10688	Zambana Vecchia	204	217.0	alluvionale	legno	11840 ±90	13675 ±225
Via Verdi1	---	Trento, Via Verdi		11.0	alluvionale	legno	4145 ±23	4705 ±125
Fersina1	---	Trento, Fersina		33.0	alluvionale	legno	10004 ±28	11470 ±160
Fersina2-1	---	Trento, Fersina		31.5	alluvionale	legno	9993 ±74	11525 ±325
Fersina2-2	---	Trento, Fersina		32.5	alluvionale	legno	10078 ±74	11650 ±350
Fersina2-3	---	Trento, Fersina		130.0	alluvionale	legno	10282 ±64	12075 ±325
Fersina2-4	---	Trento, Fersina		139.0	alluvionale	legno	10445 ±33	12385 ±245

Forti tassi di sedimentazione nella parte terminale del “Tardoglaciale” sono testimoniati anche dal sondaggio profondo eseguito sull’argine del Noce presso Zambana Vecchia dove due datazioni AMS C-14 hanno restituito età calibrate di 14125±325 cal yrs BP (-166 m) e 13675±225 cal yrs BP (-217 m) (cfr. Tabella 1)

1.3.1.3. - Depositi del fondovalle del Torrente Fersina e dell'alta Valsugana

Le alluvioni del Torrente Fersina occupano tutto l'abitato di Pergine, dando luogo ad una conoide con pendenza molto blanda alla base della quale si sviluppa la piana alluvionale del Cirè. Prevalgono ghiaie massive a supporto di clasti e matrice, a luoghi livelli di ghiaia lavata, entrambe organizzate in livelli suborizzontale, con matrice rappresentata da sabbia media e grossa fino a ghiaia fina. I clasti sono costituiti da 55-65% di rocce metamorfiche da angolose a subarrotondate, 30-35% di porfidi da subarrotondati fino a ben arrotondati, 5-10% di graniti e granitoidi da subarrotondati ad arrotondati e frequenti clasti di Conglomerato di Ponte Gardena. Le dimensioni prevalenti vanno da 2 a 5 cm, con numerosi blocchi con asse maggiore di oltre 50 cm, fino a 100 cm.

Verso la zona distale del conoide e quindi nella piana alluvionale del Fersina, pur mantenendosi costante la componente litologica, si osserva un sensibile aumento della matrice sabbioso-limosa. Verso ovest il corso del Fersina attuale sta incidendo la sua piana alluvionale e si può osservare una scarpata che dal Ponte Regio cresce in altezza fino a raggiungere i 20-25 metri al Cirè, dove entra in unione con i depositi alluvionali del Torrente Silla, anch'esso in fase erosiva rispetto alla piana principale (vedi PTG₃).

Le alluvioni del Silla sono prevalenti ghiaie massive a clasti decimetrici in matrice sabbiosa alternati a livelli con clasti centimetrici e lenti di sabbia da molto grossa a fine, con tracce di stratificazione incrociata. La composizione vede il 60% di clasti arrotondati di porfido con dimensioni da 1 a 40 cm, il 35% di metamorfiti con clasti appiattiti e poco arrotondati da 0,5 a 30 cm, il 2% di granito, il 2% di quarzo, l'1% di clasti di dolomia bianchi, ben arrotondati, con dimensioni da 3 a 20 cm e sottile patina di decarbonatazione di aspetto polverulento.

Depositi alluvionali sono presenti anche sul fondo della forra del Fersina, ed in particolare nei pressi di Ponte Alto e ad est di Maso Cantanghel. Si tratta di depositi a clasti subarrotondati-arrotondati con granulometria variabile e di diversa natura litologica (calcari, rocce metamorfiche e porfiriche) che rispecchiano la natura geologica del bacino d'alimentazione del torrente.

Il Torrente Centa ha creato un'imponente conoide alluvionale che si spinge dalla periferia di Calceranica fino alla zona di Levico. Nella Piana di Caldonazzo a q. 458 metri, circa 500 metri a S del Lido di Caldonazzo (Fig. 56), uno scasso effimero ha evidenziato la presenza di un livello di 0,8 m di limo massivo leggermente argilloso (colore 10 YR 4/4). A questo si sovrappone con limite netto erosivo un corpo di 2,5 metri di ghiaie a stratificazione suborizzontale con corpi a geometria lenticolare e clasti con dimensioni prevalenti tra 0,4 e 2 cm, quindi tra 3 e 5 cm, e scarsi elementi tra 5 e 10 cm. La litologia è a carbonati prevalenti (95%) non alterati, quindi filladi (4 %) poco alterate, e porfidi (1%). L'arrotondamento



Fig. 56 - Piana di Caldonazzo, quota 458 metri. Depositi alluvionali del Torrente Centa. A circa 2,5 metri dalla superficie si nota un orizzonte pedogenizzato parzialmente eroso.



Fig. 57 - Panoramica da SW dei laghi di Caldonazzo (in primo piano) e Levico separati dalla dorsale di Tenna. A sinistra si osservano la grande conoide di Susà e la conoide alluvionale del Torrente Fersina allo sbocco della Valle dei Mocheni; al centro la piccola conoide del Torrente Mandola che entra nel lago di Caldonazzo; a destra l'ampia piana alluvionale del Torrente Centa che delimita il lago di Caldonazzo a Sud e la conoide del Rio Maggiore su cui si sviluppa l'abitato di Levico.

dei clasti varia da subangolare a subarrotondato con subordinati clasti arrotondati. La matrice è assente nella parte superiore mentre verso il basso si osservano lenti di limo ghiaioso o sabbia, con spessore da 5 fino a 40 cm. Presenza sporadica e discontinua di cemento a menisco. All'interno di questo livello ghiaioso è presente un livello pedogenizzato discontinuo e parzialmente eroso potente fino a 20 cm nel quale è riconoscibile l'orizzonte di alterazione (colore 10YR 3/1).

A Calceranica si osserva il piccolo conoide alluvionale del Torrente Mandola con tessiture ghiaiose, mentre il fiume Brenta, ha depositato notevoli quantità di materiali fini sul fondo valle della Valsugana nel settore sud-orientale del Foglio (Fig. 57).

Alcuni sondaggi effettuati per il nuovo svicolo sulla S.S. 47 subito a Nord di S. Cistoforo hanno permesso di descrivere e datare i depositi che caratterizzano i primi 30 m della piana palustre bonificata di S. Cristoforo (Fig. 58).

La successione è composta da un'alternanza di livelli metrici-decimetrici di ghiaie sabbiose, sabbie e limi sabbiosi, con frequenti intercalazioni centimetriche



Fig. 58 - Stratigrafia e datazioni C-14 del sondaggio SC1 a S. Cristoforo (quota 455 m s.l.m.). La data a 2.70 metri dal p.c. si riferisce ad un livello di torba campionato a Canale di Susà in loc. Paludi.

di limi, limi argillosi e torbe. I clasti sono costituiti in prevalenza da filladi quarzifere (30-85%) subangolose, angolose e subarrotondati, quindi da dolomie subangolose (15-65%) e da limitati contributi di porfiriti e siltiti della Formazione di Werfen da subarrotondati ad arrotondati. 4 datazioni AMS ^{14}C hanno restituito età calibrate tra 6395 ± 105 cal yrs BP (-8,10 metri) e 10625 ± 135 cal yrs BP (-28,95) (cfr. Tabella 1). Sebbene la parte sommitale del sondaggio non si stata datata, a causa della presenza di terreno di riporto, è stato possibile inquadrare cronologicamente il tetto della sequenza utilizzando la datazione effettuata su un campione di torba alla profondità di -2,7 metri p.c. nella località Paludi a Canale di Susà (455 metri s.l.m.) che si riferisce alla stessa unità morfologica della piana palustre - lacustre di S. Cristoforo, la cui età è di 1165 ± 115 cal yrs BP. Nell'insieme questa sequenza descrive ancora facies di conoide di *debris-flow* con interdigitazioni di livelli lacustri-palustri.

1.3.1.4. - Depositi alluvionali

Al di fuori dei fondovalle principali sopra descritti depositi alluvionali si rinvengono lungo il corso attuale del Fiume Avisio e del Torrente Fersina e di aste torrentizie secondarie. Sono costituiti da ghiaie a ciottoli eterometrici e poligenici mediamente arrotondati in matrice prevalentemente ghiaioso-sabbioso-limoso alternati a livelli sabbiosi o sabbioso-limosi. La litologia dei clasti rispecchia quella del bacino di alimentazione dei rispettivi corsi d'acqua.

1.3.1.5. - Depositi di origine mista (torrentizi e/o da *debris flow*)

Numerose conoidi di origine mista e/o da *debris flow* caratterizzano il fondovalle atesino, l'alta Valsugana e la Valle dei Laghi. Questi depositi sono dati da *diamicton* clasto-sostenuti, non addensati, costituiti da ciottoli di provenienza locale, angolosi, subangolosi e subarrotondati, di dimensioni variabili dalle ghiaie ai massi superiori al metro, in matrice da sabbioso-ghiaiosa a limoso-sabbiosa con variazioni laterali di tessitura e granulometria molto frequenti. Talvolta sono presenti intercalazioni ghiaioso-sabbiose stratificate.

In alta Valsugana le più imponenti conoidi sono quelle di Levico e di Susà (fig. 58). La conoide di Levico è caratterizzata da prevalenti clasti metamorfici subangolari e una piccola percentuale di porfidi subarrotondati. Sulla conoide di Susà due scavi effimeri presso Susà paese (quota 515 metri) e Canale (quota 505 metri) hanno messo in luce una successione di 4 metri costituita da ghiaie massive con blanda organizzazione evidenziata da alternanza di livelli di ghiaia fine pulita e livelli di ghiaia grossolana con supporto misto di clasti e matrice. All'interno

si rinvengono sottili livelli suborizzontali a geometria lentiforme con matrice limosa nera molto abbondante e di limo debolmente argilloso colore 10YR 5/4. La litologia dei clasti rispecchia le unità affioranti a monte con il 99% pertinenti alla serie triassica (in prevalenza dolomie e subordinati calcari con rare siltiti) mentre il restante 1% è di metamorfiti. I clasti sono da angolosi a subarrotondati, di dimensioni medie fra 3 e 5 cm, con occasionali blocchi di 0,3 - 1 metro. L'alterazione è significativa solo per i clasti siltitici della Formazione di Werfen. Nell'affioramento di Susà paese una datazione su carboni a 2,5 metri di profondità ha dato un'età di 5825 ± 165 cal anni BP, mentre a Canale carboncini a 3,1 e 2,0 metri di profondità hanno restituito età di 7500 ± 70 e 6635 ± 105 cal anni BP rispettivamente.

In Val d'Adige le maggiori conoidi sono ubicate ai Sorni, Zambana Vecchia, Gardolo, alla Vela, Ravina, Romagnano, e Matterello, mentre alcune conoidi minori non conservano più l'originale morfologia deposizionale. Ciò è evidente in particolare alla Novaline, nei pressi di Maso Diler, Maso del Conte e di Molini di Valsorda, dove questi depositi sono interessati da una morfologia a carattere erosivo. Si tratta di lembi residui dei vecchi cono di *debris flow* che in passato drenavano gli enormi volumi di detrito proveniente dai versanti del Monte Marzola. Presso Sonai in Valsorda alla quota 695 m il si rinviene un *diamicton* clasto-sostenuto addensato, costituito da ciottoli da angolosi a subarrotondati di dimensioni delle ghiaie medio-grossolane con presenza di massi superiori al metro, in matrice sabbioso-limosa. I clasti sono per circa il 90% di natura carbonatica di provenienza locale e per il restante 10% rappresentati da ignimbriti e metamorfiti con pronunciato cortex di alterazione. un livello a carboni a 0,5 m di profondità ha dato un'età di 3120 ± 150 cal anni BP.

Nella parte distale della conoide di Matterello a quota 290 metri una datazione su carboni a 2,5 m di profondità ha dato un'età di $11,400 \pm 210$ cal anni BP.

Al margine delle conoidi maggiormente sviluppate (Romagnano, Ravina, Mattarello) sono presenti sedimenti costituiti da sabbie, talora debolmente ghiaiose, passanti a limi e argille, organizzati in strati a gradazione normale, di spessore variabile dai 10 ai 50 cm, con base debolmente erosiva. Si tratta di sedimenti dovuti a flussi non incanalati provenienti dalle conoidi, che formano una fascia di transizione più o meno estesa che si raccorda con la circostante piana alluvionale dell'Adige, spesso costituita da sedimenti lacustri e palustre.

Al di fuori dei fondovalle principali depositi da *debris flow* con limitati episodi torrentizi sono diffusi un po' ovunque per lo più dando luogo a morfologie a conoide. Tra le forme più interessanti si segnalano le conoidi di Vigolo Vattaro, quelle in Valle di Pinè tra Brusago, Baselga di Pinè e Faida, la piccola conoide di San Mauro che ha determinato la formazione del lago di Valle, le conoidi di Regnana e nella valle del Fersina, quelle presso Canzolino e presso Assizzi. Nel settore di Villazzano-Povo, la fascia di raccordo tra il versante ovest della Marzola

la, interessato da depositi di frana e la piana di Villazzano coperta da *till*, è caratterizzata da depositi di *mud flow* che hanno coinvolto le coltri superficiali alterate delle vulcaniti permiane e delle successioni calcareo-siltose del permo-trias, in particolare della Formazione di Werfen qui subaffiorante.

Nella valle dei Laghi le conoidi alla base della Paganella a clasti dolomitici e calcarei sono ancora soggette a colate detritiche, mentre quelle della conca di Terlago sono praticamente quiescenti, come quella sul margine Nord del Lago di Andalo.

Residui di vecchi corpi di conoide sono anche i depositi incastrati in serie in Valle delle Gole. Questi depositi sono costituito da *diamicton* clasto-sostenuto con ciottoli angolosi, subangolosi e subarrotondati, di dimensioni variabili dalle ghiaie ai massi superiori al metro; matrice sabbioso-ghaiosa biancastra. I clasti sono per il 95% di natura carbonatica, il rimanente 5% è dato da vulcaniti e metamorfiti. Variazioni laterali di tessitura e granulometria sono molto frequenti; si osserva il passaggio da depositi caotici massivi a lenti di sabbie e ghiaie, a volte parzialmente cementate e stratificate.

1.3.1.6. - Detrito di versante e detrito di falda

Si tratta di ghiaie, o ghiaie e blocchi, a tessitura da parzialmente aperta ad aperta solitamente non cementate. La granulometria è variabile, dalla ghiaia grossolana al masso, con elementi da angolosi a subangolosi di provenienza locale. Generalmente la matrice è presente in detriti originatisi da depositi glaciali o facilmente disgregabili quali le siltiti della Formazione di Werfen o le argille della Formazione di Ponte Pià, mentre è scarsa o assente negli altri casi.

Per effetto di fenomeni gravitativi i “detriti di falda” si distribuiscono ampiamente ai piedi di versanti molto inclinati e alla base delle pareti rocciose formando talora coltri continue molto estese come alla base delle pareti in destra Adige tra la Rupe e la Vela. Solo nei casi più estesi si sono cartografati *coni detritici*, attestati allo sbocco di canali che intagliano le pareti più importanti. In casi non rari, alla semplice caduta per gravità si associano fenomeni di ruscellamento concentrato e di rimaneggiamento dei detriti, fenomeni che possono assumere la forma di colate di trasporto in massa (*debris flow*), anche dove non specificamente indicati.

Fascie più o meno continue di detrito di falda con spessore anche di alcune decine di metri interessano i versanti orientali del Monte Fausior (Dosso Alto), della Paganella (Val Manara, Costoni Bedole, Cornetto di Prà Grande) e del Candedin. Potenti depositi di falda e di versante stratificati e talora con cementazione incipiente si rinvengono anche sul versante orientale del Monte Bondone (Val Gola, Margon, Val Magna e sopra Garniga Vecchia).

Nella parte orientale del foglio ampie falde detritiche sono diffuse un po' ovun-

que: sui versanti del Monte Corona e quelli della Val di Cembra (Monte Rosà, Rio di Valalta), in Val Fersina, ai piedi delle pareti di ignimbriti della formazione di Gargazzone (Crozi Grandi, La Brada), nei dintorni della Cima di Mezzodì, lungo il versante occidentale di Cima d'Orno, lungo il versante meridionale della Panarotta, in Val di Pinè (versante SE del Dosso di Ceramonte e del Dosso di Segonzano) e ai piedi del versante meridionale dell'altopiano di Pinè, tra Viarago e Croce della Rocca, dove costituiscono una fascia quasi continua. In sponda destra della Valle di Cembra costituiscono ampie fasce non vegetate alla base delle pareti ignibritiche principali a Cembra, Lisignago, Ceola, Mosana e San Giorgio.

Interessano anche tutta l'area del Monte Calisio, ma raggiungono spessori significativi soprattutto alla base dei versanti o alla base delle pareti del Calmuz.

Sui versanti della Marzola questi depositi costituiscono le falde alla base delle pareti rocciose. Fasce detritiche si trovano anche a valle degli estesi accumuli di frana e rappresentando delle variazioni laterali o il risultato del disgregamento dei precedenti accumuli. Ciò è facilmente osservabile nel versante SW della Marzola, nel settore che va dai Casotti di Povo fino alla Cava di inerti di Mattarello, dove ampie superfici sono ricoperte da una coltre di detrito spessa al massimo alcuni metri. Si tratta di ghiaie e blocchi con elementi carbonatici angolosi e subangolosi (in prevalenza dolomie) di dimensioni medie tra i 3-15 cm e massime anche superiori al metro, con matrice sabbioso-ghiaiosa scarsa o assente.

Detrito di versante affiora anche lungo le sponde del Lago di Caldonazzo e di quello di Levico dove si distinguono due tipologie principali, dipendenti dal tipo di roccia da cui si originano. Nelle aree di affioramento delle filladi, tali depositi sono normalmente ricchi di matrice fine e tendono a coprire con continuità i versanti, addolcendone la morfologia. Dove affiorano gli gneiss, invece, si trovano principalmente ai piedi di pareti subverticali, formando falde o piccoli conii detritici caratterizzati da tessitura aperta con matrice scarsa o nulla.

1.3.1.7. - Depositi palustri e torbiere

Si tratta di depositi organici a torbe con intercalazioni di argille e limi spesso laminati di color grigio scuro fino a nero quando molto ricche in sostanza organica.

A seguito della bonifica e dell'estrazione di molti depositi, allo stato attuale non sono molte le paludi della quali permangono tracce consistenti.

Da segnalare sono quella di Palinegra (ad est del Lago di Lagolo) e, pur ampiamente rielaborata per l'estrazione della torba, quella delle Viotte di Monte Bondone, che rappresenta l'ultimo lembo di una ben più ampia palude. I sedimenti palustri sono dati da: torbe, torbe con intercalazioni limose o argillose e limi di colore bruno grigiastro scuro laminati. Le torbe sono feltrose, di colore dal bruno

al bruno scuro-nerastro, formate da filamenti erbacei e/o apparati radicali e cuticole di piante palustri, talora con steli di *Phragmites*, *Carex*, raramente con legni di *Betula*, ecc. Localmente si riconoscono torbe feltrose a *Sphagnum*. Comune è la presenza di gusci di piccoli gasteropodi dulcicoli. Analisi palinologiche relativi all'area palustre delle Viotte di Bondone hanno evidenziato una successione che risale al Tardoglaciale e all'Olocene antico (BLEICH, 1980).

Nel quadrante NE i depositi con maggiore estensione sono ubicati soprattutto in corrispondenza dell'altopiano del Calisio (Monte Piano) e su quello di Pinè (Laghestel), sul dossone di Cembra e nell'area Maderlina-Masen. Piccole torbiere si trovano un po' ovunque a riempire modeste depressioni nelle zone dei dossi della parte settentrionale dell'altopiano di Pinè (Segonzano, Baselga) e del versante destro della Val di Cembra.

Una piccola torbiera si trova vicino a Zivignago. Ad ENE della Cima di Mezzodi sono presenti dei sottili depositi palustri poco estesi legati alla presenza di un forte addolcimento nella pendenza del versante. Sono circondati da depositi glaciali da cui deriva buona parte del materiale dilavato e accumulato nella piccola depressione. Va segnalata inoltre un piccolo deposito a NW di Campagnaga.

Per quanto riguarda la Marzola le uniche aree palustri sono localizzate sul fondo della conca di Vigolo, in una fascia ristretta e relativamente depressa delimitata dalle terminazioni di una serie di conoidi di *debris flow* e da un accumulo di frana. Nella porzione SE del foglio piccole paludi e torbiere attuali si trovano lungo le sponde dei laghi di Levico e Caldonazzo.

1.3.1.8. - Depositi lacustri-palustri

Depositi lacustri recenti ed attuali sono presenti in gran parte della conca di Terlago fino all'altezza di Vigolo Baselga. In loc. S. Pantaleone, in prossimità del depuratore di Terlago, uno scavo ha esposto un fronte di circa 2 metri di limi argillosi e marne con diffusi noduli carbonatici, all'interno dei quali sono stati rinvenuti gasteropodi dulcicoli (*Limnea sp.*, *Planorbis sp.*) ed abbondanti resti vegetali.

In Val d'Adige sono presenti tra Romagnano e Matterello nella parte interna dei meandri del paleoalveo dell'Adige.

Nella piana tra San Cristoforo e Pergine, a breve profondità da piano campagna, laddove non ricoperti da materiale di riporto anche a seguito delle bonifiche della fine del 1700, si rinvengono limi, limi sabbiosi, limi argillosi e livelli di torba nera, come documentato in diversi sondaggi realizzati per il nuovo svincolo sulla S.S. 47 subito a Nord di S. Cristoforo (fig. 58).

Areali significativi si rinvengono lungo la sponda Sud del lago di Levico e in sinistra idrografica del fiume Brenta a Est di Selva. Qui, in alcuni sondaggi a

mano realizzati fino alla profondità di 4 metri, si sono osservate successioni *coarsening upward* date da sabbia fine limosa passante verso il basso a limo sabbioso, limo argilloso, fino ad argilla limosa alla base, cui si alternano livelli di torba a macrofite di canneto, con intercalazioni di argille limose. Questa successione è interpretabile come un alternarsi di episodi alluvionali del Brenta ad una deposizione di carattere palustre lungo il fondovalle.

1.3.1.9. - Depositi colluviali

Sono diffusi soprattutto ai piedi di alcune conoidi e in corrispondenza di aree depresse in prossimità di affioramenti ricchi in materiale silteso-argilloso quali depositi glaciali, filladi del basamento, marne e argilliti (Scaglia Rossa, formazione di Ponte Pià), siltiti della Formazione di Werfen.

Si rinvencono in diverse depressioni carsiche nella zona di Terlagio e Monte Terlagio sotto forma di limi argillosi bruno-rossastri con una percentuale variabile (2-20%) di clasti carbonatici centimetrici subangolosi e subarrotondati evoluti a spese dei depositi glaciali e delle formazioni marnose cretaco-terziarie (Scaglia Rossa, formazione di Ponte Pià). Sono stati riscontrati anche in Val di Cembra e tra San Michele e Sorni evoluti a spese dei depositi glaciali e delle siltiti Formazione di Werfen. Sono molto diffusi anche nell'area di Povo-Villazzano sotto forma di depositi limoso-argillosi rossicci massivi evoluti a spese delle filladi e delle componenti terrigene della successione permo-triassica. Sono presenti anche sul versante SW della Marzola con spessori massimi di 4-5 metri, in Val Fersina (Viarago) e presso Bampi (a nord di Civezzano). In quest'ultima località derivano dall'alterazione delle vulcaniti permiane e sono costituiti da limi e limi argillosi massivi con rari clasti. Alla base della conoide di Susà (località Fornaci) sono costituiti da limi e limi argillosi massivi color rosso mattone potenti alcuni metri. A Sud di Zivignago, infine, colmano una depressione nella paleovalle di Asizzi.

1.3.1.10. - Depositi di frana

I principali accumuli di frana nell'area del foglio sono evoluti principalmente a spese delle formazioni carbonatiche mesozoiche (dolomie triassiche e Gruppo dei Calcarei Grigi), spesso innescati dalla presenza di interstrati argillo-marnosi (Gruppo dei Calcarei Grigi) o formazioni poco coerenti (formazione del Serla).

Si trattano di seguito le frane caratterizzate da estesi accumuli, ed in particolare quelle della Paganella, del Bondone e della Marzola, mentre gli accumuli minori e gli apetti legati alla stabilità dei versanti sono trattati in un successivo capitolo.

Frana di Gazza Alta (Paganella)

Ampio accumulo di frana largo oltre 800 metri e con uno sviluppo planimetrico di 1250 metri ubicato sul versante settentrionale della Paganella tra le quote 1575 e 1200 metri all'interno della avvallamento che scende verso il Passo del Santel. La zona di distacco è caratterizzata da una superficie di scivolamento monoclinalo lungo i giunti di strato della formazione di Rotzo. L'accumulo di frana è costituito da blocchi eterometrici con dimensioni fino oltre 5 metri di calcari della Formazione di Rotzo. Lo spessore complessivo dell'accumulo è di difficile valutazione dato che il deposito, confinato all'interno della valle, non è in erosione, ma si può stimare in alcune decine di metri.

Frane del Monte Palon

Il maggior corpo di frana nell'area del Monte Bondone, è quello che caratterizza il fianco settentrionale del Monte Palon. Descritta nei suoi caratteri geotecnici da LARGAIOLLI (1992), esso rappresenta un'ampia *rock avalanche* la cui lunghezza planimetrica complessiva si estende per oltre 4400 metri, da quota 1900 metri s.l.m. fino a quota 700 metri sopra l'abitato di Sopramonte. La zona di distacco copre un'area di 1,0 km² ed è dominata dalla superficie di scivolamento monoclinalo lungo i giunti di strato dei calcari della formazione di Rotzo. Il livello di scollamento principale è probabilmente rappresentato dai livelli argillosi della formazione del Tofino, di spessore talmente esiguo da non poter essere rappresentati in carta, e identificati per la prima volta nell'area in occasione del presente rilevamento. L'accumulo di frana, la cui estensione è pari a circa 1,6 km², è costituito da un *diamicton* massivo a supporto di clasti con blocchi eterometrici con dimensione fino ad alcuni metri della formazione di Rotzo e Rosso Ammonitico Veronese che in superficie mostrano evidenti tracce di dissoluzione carsica. La matrice è ghiaioso-sabbiosa fino a siltosa nella parte più profonda dell'accumulo. Lo spessore dell'accumulo si aggira attorno a 15-20 metri, consentendo di stimarne la volumetria in circa 25.000.000 di m³. L'accumulo ricopre e tronca i depositi glaciali del SGD, ed è suturato a sua volta da una piccola conoide di *debris flow* presso la Malga di Baselga.

Due piccole frane di scivolamento in roccia che coinvolgono le varie formazioni del Gruppo dei Calcari Grigi (principalmente la formazione di Monte Zugna) si rinvengono anche sul fianco Sud del Palon, con una zona di accumulo che si spinge fino alla torbiera della Viotte.

Frana del Lago di Lagolo

Sul versante orientale del crinale La Rosta - Col di Castion che digrada verso la Valle del Sarca è degna di menzione la frana del Lago di Lagolo descritta da CALDERONI & PERNA (1995). Si tratta di una frana di scivolamento di roccia, lungo giunti di strato inclinati a franappoggio (formazione di Rotzo). Il deposito di frana, costituito da un *diamicton* massivo a supporto di clasti con blocchi eterometrici con dimensione fino ad alcuni metri della formazione di Rotzo e

formazione di Loppio ha parzialmente ostruito la valle di Lagolo dando origine al lago omonimo.

Frane minori legate allo stesso meccanismo e che coinvolgono le stesse litologie si rinvennero sotto il Doss Qualon e il Doss della Rocchetta.

Frane della Marzola

Gran parte del versante occidentale e meridionale della Marzola (Fig. 59) e parte di quelli settentrionale e orientale, sono dominati dalla presenza di estesi accumuli di frana. I depositi di più vaste proporzioni sono quelli del versante occidentale del monte, che si estendono fin sul fondovalle dell'Adige e quelli presenti sul settore meridionale in corrispondenza di Valsorda.

Una parte di questi corpi di frana sono stati descritti nelle precedenti unità in quanto la loro messa in posto è anteriore all'Olocene. In particolare il deposito di frana più antico documentato è quello dei Bindesi inserito nel gruppo di Forte Casara (FCB), quindi la frana di Valsorda descritta nel gruppo di Valsorda (DV) incisa da numerose vallecole che alimentano corpi di *debris flow*. La frana dei Crozzi d'Agola, messa in posto a contatto della lingua glaciale dell'Adige in rapida fusione, è stata inserita nel subsistema di Lisignago (SGD₁₂).

L'accumulo di frana dei Crozzi dell'Altar, suturato da un'ampia fascia di detrito di versante, è stato invece inserito nel subsistema di Civezzano. In questo capitolo sono pertanto descritti gli accumuli più recenti pertinenti al PTG, mentre la parte relativa alle deformazioni gravitative profonde responsabili dei distacchi verrà trattata in un capitolo successivo.

Sul versante W della Marzola il corpo di frana principale è quello dei Prati di Prà Gioan, la cui nicchia di distacco di forma arcuata si può individuare subito a Ovest del crinale tra l'Omenet e lo Spiazzo Grande.

L'accumulo di frana costituito da *diamicton* massivo a supporto di clasti con blocchi di dolomia eterometrici di dimensione fino ad alcuni metri e matrice ghiaioso-sabbiosa mostra spessori massimi fino a oltre 40 metri lungo la valle che dal Dosso dei Corvi scende verso la frazione Grotta. Il deposito è inciso da profonde



Fig. 59 - Panoramica del versante occidentale della Marzola. Sono ben evidenti le discontinuità nel pendio date dai coronamenti delle principali nicchie di frana.

vallette ad andamento E-W e spesso rimobilizzato in depositi di *debris flow*. Nella porzione più meridionale presso i Prati di Prà Gioan, invece, il deposito appare più pellicolare e a zone di accumulo si alternano aree ove il substrato appare disarticolato in megablocchi isolati da trincee e fratture aperte. In molti casi diviene pertanto estremamente difficile delimitare le aree di accumulo da quelle interessate da intensa deformazione gravitativa.

Il versante meridionale della Marzola è caratterizzato dalla presenza della grande frana sopra Maso Grezzi (Pian della Taola) il cui accumulo giunge fin quasi al fondovalle. Una parte del deposito di frana sul settore Ovest è stato successivamente rimobilizzato da un evento gravitativo complesso, originatosi a partire da quota 1050 metri circa. Un crollo staccatosi dal Croz de le Ore, sebbene di più limitate volumetrie ha di recente interessato il medesimo versante.

Sul versante orientale si osservano tre principali accumuli gravitativi: la frana di Terra Rossa (Grave del Larice), staccatasi dal crinale tra Cima Marzola e Terra Rossa, la frana del versante Est del Doss dei Corvi e quella nella zona di Malga Tomba. L'accumulo di frana di Malga Tomba è costituito in superficie da megablocchi di dolomia, mentre la sua nicchia di distacco appare fortemente rimodellata tanto da suggerire una possibile età pre-LGM sebbene non esistano validi elementi di datazione.

Nel complesso si può osservare che il Monte Marzola è soggetto da lunghissimo tempo ad una dinamica di versante molto complessa che trova le sue origini nel suo particolare assetto stratigrafico-strutturale che verrà descritto nel capitolo relativo alla stabilità dei versanti.

1.3.1.11. - Depositi di origine antropica

In più luoghi, come ad esempio lungo tutto il terrazzo di Margon, o in quota, nell'area del Monte Palon, l'originaria superficie topografica è stata fortemente rimodellata da opere di bonifica agricola o per la realizzazione di impianti sciistici. Uno degli esempi più significativi è quello rappresentato dalle ampie superfici spianate nella zona di Maso Coser, a monte di Ravina. Qui i *till* del SGD sono stati sbancati per spessori fino a 3-4 metri per realizzare impianti agricoli. Anche nella zona del Casteller ed intorno al Lago delle Cannelle l'originaria superficie topografica è stata fortemente rimodellata da opere di bonifica agraria. In Paganella, in tutta l'area tra il Passo di S. Antonio e il Passo del Santel, la sistemazione delle piste da sci e infrastrutture connesse ha comportato riporti di materiale estraneo (depositi glaciali, detrito di Scaglia Rossa, ecc.) con spessori fino a 2-3 metri.

In diverse località inoltre il territorio è stata fortemente rimodellato dall'attività estrattiva legata a cave, miniere e relative discariche. A questo aspetto vengono dedicati i due paragrafi a seguire.

Il limite superiore del PTG coincide con la superficie topografica, e lo spessore complessivo può superare i 50 metri.

Cronologicamente il sintema Postglaciale si inquadra tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Attuale.

1.3.2. - *Subsintema di Civezzano (PTG₃)*

Comprende depositi alluvionali, di *debris flow* e di frana che non conservano più l'originale morfologia deposizionale. Si tratta per lo più di lembi di vecchi conoidi da *debris flow* e tratti di piane alluvionali attualmente in erosione, comuni soprattutto nella parte orientale del foglio.

A Vigolo Vattaro la grande conoide di *debris flow* su cui è sviluppato il paese appare fortemente incisa all'apice, come pure due "testimoni" più a monte lungo il versante destro della valle del Torrente Rombonos.

Verso Valsorda, al km 10 della S.S. 349 e più a valle si osservano altre conoidi di *debris flow* il cui piede è inciso dal Torrente Salzano. I depositi sono *diamicton* clasto-sostenuti con ciottoli angolosi, subangolosi e subarrotondati, di dimensioni variabili dalle ghiaie ai massi superiori al metro con matrice sabbioso-ghaiosa biancastra. I clasti sono per il 95% di natura carbonatica, il rimanente 5% è dato da ignimbriti e metamorfiti. Variazioni laterali di tessitura e granulometria sono molto frequenti; si osserva il passaggio da depositi caotici massivi a lenti di sabbie e ghiaie, a volte stratificate e parzialmente cementate.

Deposit analoghi sono presenti lungo il fondovalle della Val di Cembra, a nord di Verla, nei pressi di Gazzadina e nella valle tra Bedollo e Brusago, dove prevalgono i clasti a litologia ignimbritica.

Presso Civezzano, nella valle del Rio Farinella a quota 530 metri circa affiorano livelli di ghiaie grossolane cementate con clasti da subangolari a subarrotondati di calcari, dolomie e porfidi alternati a livelli di ghiaie a clasti arrotondati più fini e sabbie, che nel complesso definiscono un ambiente torrentizio ad alta energia.

Altri depositi da *debris flow* antichi sono stati osservati all'interno di uno scavo realizzato in un cantiere nell'abitato di Terlagò. I depositi sono ben stratificati e costituiti essenzialmente da ciottoli, esclusivamente calcarea da angolosi a subangolosi, in matrice sabbiosa. Il Torrente Silla, allo sbocco sulla piana del Fersina (quota 430 m), incide la sua piana alluvionale analogamente al Fersina che inizia a incidere le proprie alluvioni poco a valle del Ponte Regio (quota 463 metri). Tutta questa piana alluvionale è pertanto terrazzata, con scarpate complesse alte sino a 20-25 m evidenti soprattutto nel tratto tra il Cirè la località "Mochena" alla confluenza del Rio Farinella con il Torrente Fersina. L'unità morfologica di questa piana alluvionale è costituita soprattutto dalle ghiaie del Fersina e del Silla

(descritte più avanti nel Sintema PTG) ma anche, nella sua porzione più occidentale, da depositi di *debris flow* pertinenti al Rio Farinella e al Rio Orzano e limitate aree di depositi palustri e lacustri. Alla base di questa sequenza in località Fornaci, in prossimità della confluenza del Rio Farinella con il Torrente Fersina a quota 410 m si rinvennero delle argille plastiche laminate color ceruleo contenenti numerosi reperti ossei. Questi depositi furono studiati già all'inizio del 1900 (CRAVERI, 1911) proprio per il loro abbondante contenuto in resti organici macroscopici la maggior parte dei quali è riferibile a pesci tra i quali i più frequenti risultano *Perca fluviatilis* ed *Esox lucius* (D'ERASMO, 1927). Ad essi si associano resti vegetali (*Pinus montana*, *Pinus excelsa*, *Quercus robur*, *Alnus glutinosa*, *Tilia*, *Fagus sylvatica*) e invertebrati di acqua dolce (*Anodonta*, *Unio*). Due datazioni ^{14}C effettuate su tali reperti hanno restituito età calibrate di 10850 ± 300 cal yrs BP e 10825 ± 325 cal yrs BP (cfr. Tabella 1). Queste date documentano pertanto il momento in cui il Fersina ha iniziato ad incidere la propria piana alluvionale tagliando la forra in roccia al Cantanghel a sud del Doss Castion (profonda circa 25 metri), quella successiva di Ponte Alto (top dell'incisione a quota 336 metri) e causando un forte aumento nel trasporto grossolano del Fersina al suo sbocco in Val d'Adige, come documentato dai sondaggi effettuati a Sud di Trento (vedi capitolo successivo). Questa fase di incisione del Fersina è testimoniata anche dalla presenza un paleoalveo in roccia (Scaglia Rossa) perfettamente conservato sul fianco sinistro a quota 375 metri poco a monte di Ponte Alto. I dati attuali non permettono di affermare se precedentemente a questa data il Fersina scorresse in direzione del Lago di Caldonazzo, come suggerirebbero le datazioni effettuate a S. Cristoforo (vedi poi) che testimoniano che la piana tra Pergine e S. Cristoforo intorno a 10650 ± 115 cal anni BP doveva trovarsi ad una quota di circa 420 metri. Rientrano infine in questo Subsintema alcuni corpi di frana della Marzola, dei quali si tratterà diffusamente più avanti.

Rientra infine in questo Subsintema il corpo di frana dei Crozzi dell'Altar, situato nella porzione più elevata del versante Ovest della Marzola e la cui nicchia di distacco di forma arcuata si può individuare subito a Ovest del crinale tra l'Omenet, la Cima Marzola e la sua anticima Sud (quota 1735 metri). L'accumulo di frana, il cui spessore nella sua parte più settentrionale è valutabile in oltre 30 metri, è costituito da *diamicton* massivo a supporto di clasti con blocchi di dolomia (SCI e CTR) eterometrici di dimensione fino ad alcuni metri e matrice ghiaioso-sabbiosa. Il deposito è inciso da alcune vallette ad andamento E-W che alimentano depositi di *debris flow* ed è separato dalla nicchia di distacco da una fascia continua di detrito di versante (PTG). Nella porzione centrale il deposito è interessato da un serie di trincee di deformazione gravitativa ad andamento N-S fittamente spaziate: in quest'area è pertanto possibile che il substrato roccioso sia subaffiorante ma disarticolato in megablocchi isolati da trincee e fratture aperte che ne rendono estremamente difficile il riconoscimento e la delimitazione areale.

VI - ASSETTO STRUTTURALE

(a cura di L. Selli, G. Piccin, M. Avanzini)

L'area del capoluogo trentino è sempre stata considerata strutturalmente complessa. Le principali direzioni tettoniche sono state ereditate da situazioni antiche, tardo - paleozoiche e mesozoiche. L'evento deformativo neogenico si è evoluto in più fasi che si sono espresse con grado variabile nelle diverse zone e spesso le deformazioni associate alle fasi più antiche sono state obliterate da quelle più recenti. La zona di Trento è, inoltre, esemplare per le modalità con cui i campi di forza dell'orogenesi alpina interferiscono con irregolarità morfologiche del basamento e discontinuità meccaniche prodotte da strutture tensionali precedenti generando un insieme geometricamente complesso di strutture.

1. - TETTONICA NEL BASAMENTO METAMORFICO

Il basamento metamorfico affiorante nel Foglio Trento può essere suddiviso, dal punto di vista strutturale, in tre settori:

- quello di Calceranica e Madrano, limitato ad est della Linea del Calisio, ove affiorano esclusivamente filladi;
- quello di Levico, compreso tra la Linea del Calisio ad ovest e la Linea di Vignola a nord-est, costituito solo da metavulcaniti e metavulcanoclastiti acide;
- quello di Panarotta - Val Fersina, posto a nord-est della Linea di Vignola e limitato a nord-ovest dalla Linea della Val Fersina, in cui affiora l'intera successione con tutte le intercalazioni.

Tutte queste linee erano originariamente faglie distensive sin-vulcaniche di

età permiana e sono state ampiamente invertite durante l'orogenesi Alpina. In questo contesto il settore di Levico costituirebbe una sorta di *pop-up*, sollevato rispetto ai due settori orientale ed occidentale lungo le linee del Calisio e di Vignola (quest'ultima costituirebbe una faglia antitetica della linea del Calisio, con medesima cinematica transpressiva destra). Questa interpretazione, in cui il settore di Levico rappresenterebbe il blocco di basamento più profondo, sarebbe corroborata da almeno tre fattori:

- l'assenza di filladi al tetto delle metavulcaniti;
- la presenza di metavulcaniti a grossi occhi di K-feldspato (forse originari laccoliti) solo in questo settore;
- la diffusa cristallizzazione di biotite nei livelli più pelitici intercalati alle metavulcaniti (la biotite è molto più rara nel settore Panarotta-Val Fersina), testimonianza del grado metamorfico più alto in quest'area della Valsugana.

Il settore della Panarotta - Val Fersina è invece limitato a ENE dalla linea della Val Fersina che lo solleva portandolo a contatto con le vulcaniti permiane. All'interno di questo settore sono presenti inoltre numerose faglie ad alto angolo, originariamente permiane distensive, con direzione prevalente NNE e ENE, che sono state riattivate come trascorrenti o transpressive.

2. - EVOLUZIONE PALEOSTRUTTURALE PERMIANA

Le successioni permiane affioranti nelle Alpi Meridionali, costituite da unità plutoniche, vulcaniche e sedimentarie di ambiente prevalentemente continentale, si estendono dal Canavese al Comelico. I corpi plutonici a composizione granodioritica - granitica sono intrusi nel basamento metamorfico lungo la linea del Canavese, lungo il tratto centro-orientale del lineamento periadriatico e lungo la linea della Valsugana; le successioni continentali, distinte in due cicli sedimentari (ITALIAN IGCP GROUP, 1986, CASSINIS *et alii*, 1988) sono invece localizzate all'interno di bacini intagliati nel basamento ercinico.

Il primo ciclo comprende nel settore lombardo e atesino la serie continentale, vulcanico - terrigena del gruppo vulcanico atesino mentre in Comelico e in Carnia comprende la serie paralica permo-carbonifera di Pontebba. Il secondo ciclo è separato dal primo da una marcata discontinuità ed è caratterizzato da un *trend* trasgressivo proveniente da oriente: esso è composto alla base da *red-beds* continentali (Verrucano Lombardo, Arenaria di Val Gardena) seguiti dalle evaporiti dolomie e calcari della Formazione a Bellerophon.

Questo assetto stratigrafico-strutturale è stato studiato da diversi autori (DAL PIAZ, 1992; DAL PIAZ, 1993; BRODIE & RUTTER, 1987; LARDEAUX & SPALLA, 1991) soprattutto nella Zona Ivrea Verbano e nella Serie dei Laghi; la geodinamica permiana viene identificata con un processo di assottigliamento crostale as-

sociato a risalita di astenosfera calda in contesto di *rift* continentale asimmetrico (DAL PIAZ, 1992). Il conseguente apporto addizionale di calore avrebbe causato estese trasformazioni metamorfiche a bassa pressione e fenomeni di anatessi a spese del mantello e della crosta. La tettonica distensiva avrebbe permesso inoltre la risalita dei magmi e il loro accumulo in bacini superficiali formatisi mediante il basculamento dei blocchi crostali lungo faglie listriche. Questi autori asseriscono che i modelli ivi sviluppati possono essere ragionevolmente applicati anche nel settore centro-orientale delle Alpi Meridionali.

Il gruppo vulcanico atesino costituisce un grande bacino quadrangolare con un'area superiore a 2.500 km² con spessori sino a 2000 metri di prodotti effusivi e localmente terrigeni. I suoi margini sono chiaramente tettonici: quello sud è costituito dalla Paleolinea della Valsugana, a sud della quale non sono presenti vulcaniti permiane, quello est dall'allineamento Calisio-Trento-Cles, quello nord dalla Linea di Funes od altre faglie a sud del plutone di Bressanone, quello est dall'allineamento del Cordevole, oltre cui scompaiono le vulcaniti permiane (SELLI, 1998). Il fatto interessante è come questi lineamenti continuino ad essere attivi durante il Triassico ed il Lias, durante le fasi ripetute di *rifting* continentale che precedono la creazione del ramo oceanico ligure-piemontese. La forma del bacino permiano è infatti confermata (tranne per il limite nord che interferisce con la linea della Pusteria ed il tratto a NO delle Giudicarie Nord troppo modificato dalla tettonica neoalpina) dalla forma dell'alto strutturale triassico-giurassico i cui margini seguono perfettamente i bordi del bacino permiano. Si ha infatti in questo periodo, l'inversione delle faglie normali permiane, sempre in regime di *rifting*, nel senso che la maggiore subsidenza si sposta nelle zone esterne all'antico bacino permiano (vedi anche Par. 2), con spessori molto maggiori delle unità di piattaforma. Ciò comprova indirettamente che la linea Trento - Cles fosse nel Permiano inferiore il margine tettonico occidentale del bacino vulcanico, in quanto il Gruppo di Brenta rappresenta un settore fortemente subsidente nel Norico-Lias e probabilmente, di conseguenza, un settore di alto strutturale nel Permiano (in Val di Non, ad est della linea Trento-Cles, le vulcaniti permiane sono state raggiunte dal Pozzo Agip Coredo 1 alla profondità di 1950 metri). Inoltre dal settore delle Giudicarie Nord è presente un fascio di faglie dirette sinvulcaniche che apre il bacino verso SE (vedi Foglio Appiano).

I bacini del Sudalpino centrale ed orientale sono stati studiati da numerosi autori (CASSINIS, 1964; CASSINIS *et alii*, 1982; CASSINIS *et alii*, 1998; CASSINIS & NERI, 1992; CASSINIS *et alii*, 1993; VENTURINI, 1990) che evidenziano una genesi tettonica secondo faglie distensive e/o transtensive generate dal *megashear* destro nel Permiano tra la placca del Gondwana e quella di Laurasia (ARTHAUD & MATTE, 1977; MASSARI, 1988; VAI, 1991).

SELLI (1998) evidenzia come questo modello, applicato all'intero Sudalpino, comporti delle incongruenze notevoli, prima tra tutte l'assenza di strutture com-



Fig. 60 - Ricostruzione schematica del bacino vulcanico atesino meridionale nel Permiano inferiore e la sua prosecuzione verso NE. Sono evidenziate le faglie normali principali che ne hanno guidato l'evoluzione. C, Paleolinea del Calisio; PP, Paleolinea di Pinè, PF; Paleolinea del Fersina; PV, Paleolinea della Valsugana; R, Paleolinea del Rolle; RM, Linea del Montalon; VM, Linea di Val Moena; V, Linea della Val di Sella; VS, Linea della Sella; B, Linea di Belluno. I trattini lungo le faglie indicano i settori ribassati. Lo schema non è palinspastico (da SELLI, 1998).

pressive/transpressive cospicue che solitamente sono presenti nei settori caratterizzati da tettonica trascorrente e movimenti opposti (destri e sinistri) del lineamento periadriatico, necessari per spiegare i bacini lombardi (Collio) e trentini; l'autore, riprendendo le ricostruzioni del settore delle Alpi Occidentali, propone una genesi dei bacini vulcanici regolata da meccanismi puramente distensivi. Questi meccanismi costituirebbero il prodromo del ciclo distensivo mesozoico che prosegue negli eventi estensivi anisico-carnici, sino al *rifting* continentale norico-liassico.

L'assetto permiano del settore meridionale del gruppo vulcanico atesino compreso nel Foglio, può essere ragionevolmente inserito in un contesto geodinamico di questo tipo, nel quale il bacino vulcanico si forma in un settore crostale sottoposto ad uno sforzo distensivo lungo faglie maestre orientate ENE-WSW e WNW-ESE (figg. 60 e 61).

La principale di queste faglie è la linea della Valsugana (fuori Foglio) già riconosciuta da diversi Autori come lineamento permiano (BARTOLOMEI *et alii*, 1969, CASTELLARIN & GATTO, 1981); essa rappresentava il bordo meridionale del bacino vulcanico (paleolinea della Valsugana) mantenendo un alto strutturale a meridione privo di vulcaniti (Val di Sella, Altopiano di Asiago, Recoaro); verso occidente essa terminava in un sistema di faglie listriche est vergenti cioè ad alto angolo in superficie ma che tendono a diventare a basso angolo in profondità,

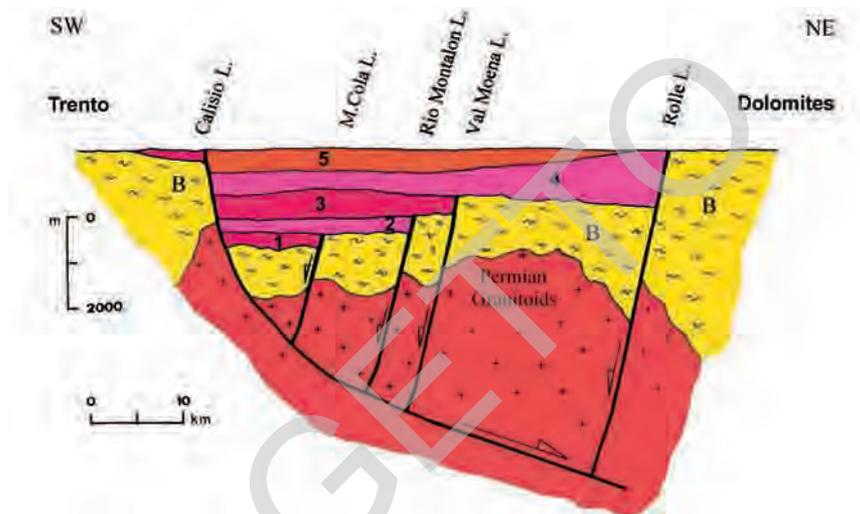


Fig. 61 - Sezione schematica del bacino vulcanico atesino tra la Linea del Calisio e la Linea del Rolle (la traccia della sezione è indicata nella figura precedente). I numeri nella successione vulcanica indicano: 1, andesiti inferiori e trachirioliti; 2, ignimbriti riodacitiche inferiori; 3, andesiti superiori; 4, ignimbriti riodacitiche superiori; 5, ignimbriti riolitiche. B, basamento cristallino pre-Permiano. (da SELLI, 1998).

dirette circa NW- SE denominato paleolinea del Calisio. Questo sistema attualmente è costituito, partendo da SE, dal lineamento linea di Vignola - linea del Calisio e dalla linea Trento-Cles, tutti compresi nel settore centrale ed orientale del Foglio.

Linea del Calisio

Questo lineamento, riconosciuto da diversi autori come permiano (GATTO & SEMENZA, 1969; CANTELLI & CASTELLARIN, 1994; SELLI *et alii*, 1996) costituiva il bordo orientale del bacino vulcanico, una soglia morfologica che impedendo l'espandimento dei prodotti piroclastici verso ovest come testimoniato dalla grande differenza di spessore ed estensione che c'è tra la serie vulcanica condensata affiorante nel settore a W del lineamento da Gocciadoro verso est, e al Passo Cimirlo, (BARGOSI *et alii*, 1983b) la quale raggiunge uno spessore complessivo massimo di 200 metri fino ad annullarsi verso il Passo Cimirlo, mentre la serie ad oriente (Val di Cembra, Altopiano di Pinè, Val Fersina), ha spessore complessivo che raggiunge i 1400 metri.

Verso il bordo sud orientale del Foglio l'attività magmatica permiana è testimoniata dalla presenza dei corpi intrusi a chimismo granodioritico del Rio Rigolor e di Roncegno (fuori Foglio) la cui messa in posto è avvenuta lungo la prosecuzione sud-orientale della Paleolinea del Calisio (Linea di Vignola e faglie ad essa associate).

Il basculamento dei blocchi crostali associato all'attività di questa faglia listrica creava poi una serie di alti e bassi strutturali di forma romboidale o rettangolare, limitati da faglie prevalentemente normali, sub-parallele alle faglie maestre, ma anche con direzioni diverse, ovest vergenti o sud vergenti che producevano la progressiva crescita del bacino vulcanico e ne guidavano inoltre la sua migrazione a grande scala verso oriente (SELLI, 1998).

All'interno di questi blocchi crostali poteva esserci inoltre la neoformazione o la riattivazione di faglie dovuta a processi di sprofondamento calderico.

Queste faglie permiane sono ben documentate in quanto limitano nell'ambito del bacino l'espandimento dei diversi corpi vulcanici che divengono sempre più recenti in direzione NE, fino al presunto bordo orientale dato dalla paleolinea del Passo Rolle (SELLI, 1998). In questo modo il GA meridionale assumerebbe la forma di un *semigraben* guidato dalla paleolinea del Calisio intesa come *master fault* (fig. 61).

All'interno del Foglio sono state riconosciute alcune di queste faglie permiane. Tra le più importanti citiamo la linea del Fersina, la linea di Pinè e la linea del Redebus.

Linea del Fersina

Si snoda da Pergine Valsugana, prima lungo il fondo e poi lungo il fianco destro della Valle del Fersina. Durante il Permiano inferiore agiva come faglia diretta (paleolinea del Fersina), abbassando il settore sud orientale fin dalla deposizione del Conglomerato Basale, guidando il trasporto terrigeno da una zona di alto strutturale a NW (Pinè) ad una di basso, identificata nella zona del Fravort-Gronlait; questo fatto è testimoniato dall'aumento di spessore del Conglomerato Basale in direzione SE passando dal settore di Civezzano (dove la potenza raggiunge valori di qualche decina di metri), in sinistra Fersina (Cima di Mezzodi) dove raggiunge i 150 metri di potenza.

Durante l'attività magmatica la linea del Fersina regolava la deposizione della formazione del Castelliere i cui spessori seguono lo stesso trend di quelli del Conglomerato Basale, passando da valori di qualche decina di metri nel settore di Marcotti sino a 300 metri nel settore del Gronlait (fuori Foglio). Con molta probabilità la paleolinea del Fersina agiva come via preferenziale di salita dei magmi durante la deposizione delle lave di Pinè e di Cembra. La formazione del Castelliere mostra anche un aumento degli spessori andando dal settore della media Val Fersina (Marcotti) verso SE (Serso, Buss) probabilmente causato da uno sprofondamento del settore sud-orientale, guidato da un sistema di faglie circa perpendicolari alla paleolinea del Fersina.

Linea di Pinè

Decorre attualmente dall'abitato di Civezzano verso NE; passa lungo la valle del Rio Silla e raggiunge l'abitato di Brusago passando per i laghi di Serraia e delle Piazze.

Durante il Permiano era una faglia diretta (paleolinea di Pinè), che ribassava il settore sud-orientale.

Questo fatto è testimoniato dai bruschi cambiamenti di spessore che si osservano a livello delle unità ignimbritiche della formazione di Castelliere e di Gargazzone, che tendono a diminuire spostandosi verso NW.

Linea del Redebus

Decorre con andamento NW-SE nel settore orientale del Foglio, in alta Val Fersina; passa per l'omonimo Passo sino a Centrale e poi sino in Val di Cembra all'altezza dell'abitato di Faver.

L'attività permiana di questa faglia è ricostruibile sulla base di rapporti stratigrafici osservati in Val di Cembra. Le ignimbriti della formazione di Gargazzone ricoprivano in *onlap* i fianchi del grande edificio vulcanico di Cembra, confinate entro due sistemi di faglie: ad occidente dal sistema denominato "Faedo-Gril-Rigolor" mentre ad oriente dalla linea del Redebus; ne risulta un blocco abbassato in corrispondenza dell'edificio vulcanico.

3. - TETTONICA SINSEDIMENTARIA MESOZOICA

3.1. - TETTONICA DEL TRIASSICO MEDIO

Il complesso calcareo-dolomitico datato all'Anisico - Ladinico p.p. che testimonia nel settore in sinistra Adige (da Faedo al Monte Marzola) processi di sedimentazione carbonatica peritidale su estesi e bassi fondali, è invece rappresentato nel settore compreso tra Mattarello e il Monte Palon, da unità a spiccata affinità bacinale che suggeriscono una complessa articolazione ambientale controllata dalla tettonica distensiva per lunga parte del Triassico medio. Dal punto di vista paleostrutturale, il lavoro di DE ZANCHE & MIETTO (1986) mette in evidenza la presenza nei dintorni di Trento di una serie di piccoli bacini mediotriassici limitati da alti strutturali carbonatici. L'alto strutturale carbonatico di età anisica (Formazione del Contrin, Formazione dello Sciliar) cui corrisponde il settore centrale della Vigolana-Marzola risulta eteropico, tramite un reticolo di faglie distensive sinsedimentarie, con successioni bacinali (calcari Scuri di Margon, marne della Val di Centa, calcari di Val Gola) ai margini occidentale (Val d'Adige) e orientale (Val Centa) ricoperte in modo disconforme dal Gruppo di Raibl di età carnica.

Questa tettonica estensionale rappresenta un *trait- d'union* tra gli eventi permiani e quelli successivi norico-liassici. Il *rifting* è ancora in fase embrionale con una tettonica distensiva diffusa, che crea un reticolo complesso di piccole strutture orientate in modo differente e quasi casuale, ma che ancora non è in grado di creare i grandi domini caratteristici del periodo successivo.

3.2. - TETTONICA DEL TRIASSICO SUPERIORE - GIURASSICO

L'areale dell'alto di Trento nel Mesozoico ricalca fedelmente quello occupato dal distretto vulcanico atesino nel Permiano. Nel Norico- Giurassico inferiore avviene la completa inversione dei movimenti relativi dei blocchi crostali e in prossimità delle antiche faglie normali permiane che bordavano il bacino vulcanico, si attivano discontinuità a vergenza opposta, sempre di tipo estensionale, che controllano tassi di subsidenza maggiori all'esterno dell'alto di Trento. Questa inversione di comportamento è stata messa in relazione (SELLI, 1998) ad una maggior rigidità acquisita dalla crosta superiore, in seguito alle imponenti emissioni vulcaniche permiane e soprattutto ai grandi plutoni granodioritici le cui masse sono radicate nel settore dell'Alto di Trento.

Nel Norico si assiste ad un incremento della componente estensionale regionale, legata all'inizio della fase più importante del *rifting* continentale che perdurerà sino al Lias e che sarà il prodromo dell'apertura della fascia di bacini oceanici del sistema tetideo verso occidente (Bacino Ligure - Piemontese) che avverrà nel Dogger inferiore, quando il dominio delle Alpi Meridionali diventerà parte del margine passivo della microplacca adriatica, in migrazione laterale passiva (*drifting*) ed in progressiva subsidenza entro la zona afotica (WINTERER & BOSELLINI, 1981; BERTOTTI *et alii*, 1993, con rif. bibl.). La lunga fase di *drifting* (50 Ma), che induce l'affondamento termico del margine continentale, è registrata dalle successioni condensate di *plateau* rappresentate dal Rosso Ammonitico Veronese, che indica un progressivo aumento delle batimetrie.

La storia evolutiva del *rifting* norico-liassico si è articolata in due fasi principali: i) durante il Norico, mentre si attenuava l'anomalia termica associata al magmatismo medio-triassico, si sviluppano faglie distensive in un regime generale di subsidenza termica (BERTOTTI *et alii*, 1993, con rif. bibl.), con formazione di locali bacini all'interno della piattaforma (calcarea di Zorzino in Lombardia, non presente nel Foglio Trento); ii) tra il Retico ed il Toarciano, la subsidenza differenziale è guidata da impulsi tettonici e la deformazione si concentra lungo le faglie principali, con prevalente direzione trasversale (circa nord-sud) alla futura catena alpina (fig. 62).

Tale fase distensiva produsse una gradinata tettonica orientata NNE-SSW vergente ad ovest che costituiva la transizione tra la Piattaforma di Trento a facies condensata con le potenti successioni bacinali che caratterizzavano il Bacino Lombardo, tra cui la più importante è la linea Ballino-Garda (vedi Fogli Tione di Trento e Malè).

L'area del Foglio Trento comprende la porzione occidentale della Piattaforma di Trento, dove sono giunti solo marginalmente i sedimenti pelagici tipici della zona trentina occidentale (fm. del M. Tofino) e non è presente il Calcarea di Zu, tipico delle zone più subsidenti occidentali (gruppo di Brenta). I depositi



Fig. 62 - Assetto paleostrutturale non palinspastico dell'Alto di Trento alla fine del Triassico superiore dopo la deposizione della Dolomia Principale. I numeri si riferiscono agli spessori della Dolomia Principale. TC, linea Trento Cles; MT, linea Mezzolombardo Taio; C, paleolinea del Calisio, PVS, paleolinea della Val di Sella, OT, linea Ospedaletto Val Tolva. I trattini lungo le faglie indicano la parte ribassata (da SELLI, 1998 mod).

liassici sono qui rappresentati solo da calcari di piattaforma tidale (Gruppo dei Calcari Grigi) che però presentano notevoli ispessimenti spostandoci verso ovest. La Piattaforma presenta perciò anch'essa una forte subsidenza tettonica, tipica delle zone di margine, ma le faglie normali ovestvergenti, che controllavano questo meccanismo, non erano in grado di far annegare la piattaforma, che riuscì a mantenere un tasso di produttività sufficiente a rimanere in condizioni tidali. La tettonica sinsedimentaria infatti non aveva una espressione evidente in superficie né un risalto morfologico capace di produrre megabrecce; l'attività delle faglie è evidenziata infatti solo dalle differenze di spessore delle successioni prodotte dalla subsidenza differenziale ed è visibile solo in profondità.

Questo assetto portò a notevoli variazioni laterali delle successioni sedimentarie giurassiche. Il Gruppo dei Calcari Grigi, potente 150 metri circa alle pendici sud-orientali del Monte Calisio si ispessisce verso W fino a superare i 300 metri nella forra del Buco de Vela, alle pendici orientali del Monte Bondone e in Paganella. La maggior differenza di spessori sembra registrata a partire dal Calcare Oolitico di Loppio, e quindi dall'approfondimento generalizzato che, nel Sinemuriano, colpisce diversi settori del Sudalpino (fig. 63).

Inoltre, analogamente a quanto è visibile in Val d'Adige in corrispondenza di Mezzocorona, ad est della Linea Mezzolombardo-Taio, dove il Gruppo dei Calcari Grigi non si è mai depositato (si ha qui il contatto diretto del Rosso Ammonitico sulla Dolomia Principale retica con *Triasina hantkeni*), si può ipotizzare

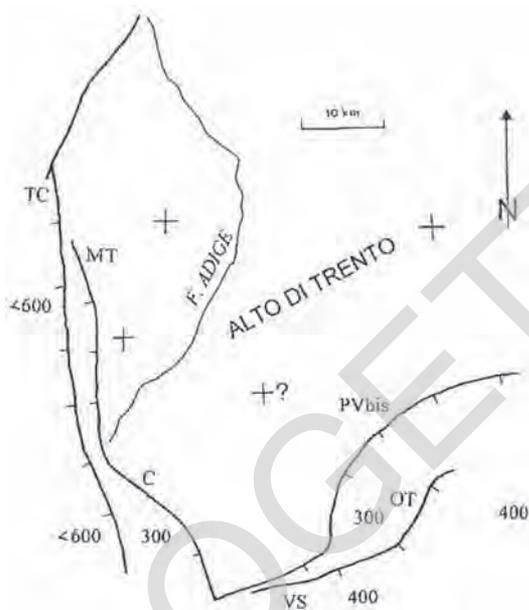


Fig. 63 - Assetto paleostrutturale non palinspastico dell'Alto di Trento alla fine del Giurassico inferiore dopo la deposizione dei Calcari Grigi. I numeri si riferiscono agli spessori dei Calcari Grigi. TC, linea Trento Cles; MT, linea Mezzolombardo Taio; C, paleolinea del Calisio, VS, paleolinea della val di Sella, OT, linea Ospedaletto Val Tolvà; PVbis paleolinea della Valsugana. I trattini lungo le faglie indicano la parte ribassata, le crocette le aree dove i Calcari Grigi non si sono depositati o sono estremamente condensati (da SELLI, 1998 mod).

che sopra al bacino permiano si verifichi uno scenario simile e che la Linea del Calisio possa essere stata riattivata come faglia diretta giurassica ovest vergente. In questo modo la zona a successione maggiormente condensata, senza Calcari Grigi e con una Dolomia Principale ridotta a 300-400 metri, sarebbe limitata verso ovest dall'allineamento Mezzolombardo-Taio-Calisio e comprenderebbe tutte le Dolomiti Occidentali (come è visibile nel Gruppo del Sella), mentre nelle Dolomiti Ampezzane gli spessori di queste unità ritornano notevolmente superiori (fino a 1500 metri). In questo modo si assiste ad una inversione del bacino vulcanico permiano che soprattutto nel Norico-Lias diviene un alto strutturale: le faglie normali che delimitavano il gruppo vulcanico atesino invertono il loro movimento e permettono una maggiore subsidenza nei settori esterni all'antico bacino vulcanico. Si tratta di una inversione anomala nel senso che l'ambiente geodinamico resta distensivo e l'inversione vera e propria, con raccorciamento crostale avverrà nel Cenozoico.

3.3. - TETTONICA DEL CRETACICO SUPERIORE

Una importante fase tettonica distensiva si esplica anche nel Cretacico superiore.

Il fatto che i depositi cretaci del Trentino centrale mostrassero eteropie late-

rali e risultassero fortemente diacronici è stato messo in evidenza già da FUGANTI & MOSNA (1963).

Sulla base di queste evidenze e di ulteriori precisazioni, BOSELLINI *et alii* (1978) proposero un modello batimetrico per le facies medio - cretamiche del Trentino secondo il quale la Scaglia Rossa doveva essersi depositata al di sopra della zona a minimo di ossigeno e la Scaglia Variegata Alpina al di sotto della stessa. Più in basso, se il fondale marino fosse stato aperto e in contatto con acque più fredde ed ossigenate le facies tipo Scaglia Variegata sarebbero state sostituite dalla Maiolica, o se fosse stato invece costretto in bacini limitati e a scarsa ossigenazione si sarebbero depositati sedimenti fortemente asfittici (scisti neri). Sulla base di tali considerazioni e sulla distribuzione delle litofacies venne ricostruita la presenza di una serie di bacini allungati in direzione NNE-SSW che sarebbero perdurati fino almeno al Turoniano. Uno di questi bacini si collocherebbe proprio nella zona di Trento e sarebbe stato attivo dal Berriasiano fino a tutto il Turoniano.

L'analisi delle successioni al tetto del Rosso Ammonitico Veronese condotta durante il rilevamento del foglio ha di fatto confermato la forte discontinuità fisica dei depositi e la loro eteropia anche su distanze relativamente ridotte giustificabili solo con la presenza di faglie sinsedimentarie a forte componente distensiva.

Testimonianze ne sono, ad esempio, il complesso di faglie estensionali (successivamente riattivate ed invertite) che caratterizzano il settore compreso tra il Monte Vason e Montesel sul fianco orientale del Monte Palon. Qui, messo a nudo dall'incisione della Val delle Gole, è visibile un grande piano immergente verso E-NE cui si appoggia un prisma sedimentario del Cretacico medio - superiore fortemente ispessito. Ad est, tale prisma è delimitato da una anticlinale da *rollover* la cui cerniera è tagliata da una linea alpina. Una seconda importante linea distensiva è sepolta dai sedimenti quaternari della Val Mana (Monte Cornetto - Dos d'Abramo) e continua a sud, fuori carta. Anche in questo caso si tratta di un piano immergente verso est che condiziona fortemente gli spessori della Scaglia Rossa (da 70 a 130 metri) e in parte del sovrastante calcare di Chiusole.

La correlazione di alcune successioni stratigrafiche lungo un transetto circa est-ovest che va dal Monte Bondone alla conca di Trento ha confermato che in questo settore del Sudalpino la tettonica distensiva si attiva nel Berriasiano - Valanginiano secondo linee orientate in senso meridiano ribassando un vasto settore compreso tra Sopramonte e Trento (fig. 64). Nel Berriasiano, la zona a maggior subsidenza risulta essere quella compresa tra Covelo e Sardegna dove, in condizioni di apertura verso aree marine a circolazione normale, sedimentano calcari lastroidi biancastri (Maiolica in facies classica) mentre nelle limitrofe aree del Monte Bondone e di Ponte Alto (ad Est di Trento) si depositano facies fortemente ossidate da mettere in relazione ad aree di alto strutturale relativo (Maiolica rosa *sensu* Trener). Tra Hauteriviano e Barremiano mentre la zona del Bondone e di Trento rimangono sollevate e si deposita ancora Maiolica rosata, il depocentro

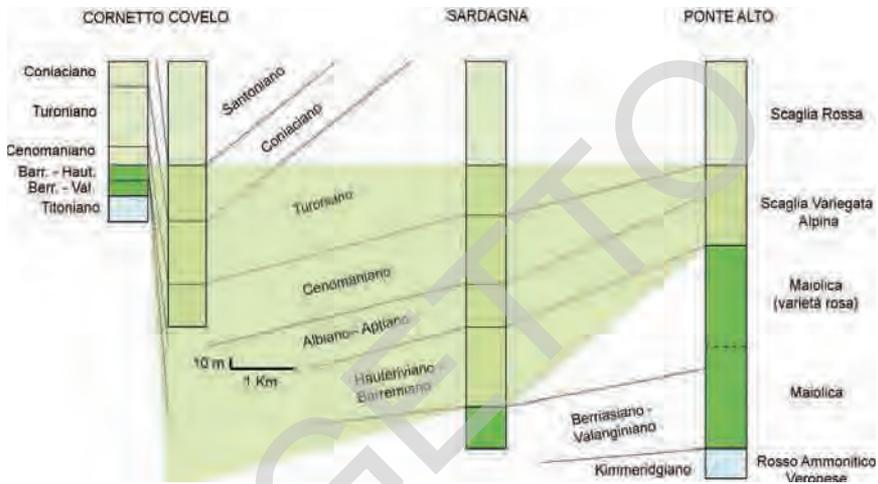


Fig. 64 - Sezioni stratigrafiche tra il Monte Cornetto (Bondone) e Ponte Alto (Trento) nella quale si evidenzia la diacronicità delle formazioni sedimentarie del Cretaceo dell'area di Trento.

del bacino perde la connessione con l'“oceano” e passa a condizioni euxiniche: si innesca la sedimentazione di Scaglia Variegata. Nell'Aptiano collassa l'alto di Trento e il bacino della Scaglia Variegata si espande verso est mentre il settore del Bondone continua a rimanere in condizioni di alto configurandosi come una soglia verso il mare aperto; qui si riconoscono lacune ed *hardground*. Il bacino della Scaglia Variegata continua ad espandersi nel corso del Cenomaniano ad esclusione del Bondone dove, alla Maiolica in *facies rosata* e molto condensata, si sovrappongono direttamente i sedimenti emipelagici della Scaglia Rossa. Tra Turoniano e Santoniano il Bacino della Scaglia Variegata si restringe al settore di Covelo e sia ad est (monte Bondone) che ad ovest (Trento - Sardagna) viene sigillato dalla Scaglia Rossa. Nel Campaniano la Scaglia Rossa occupa tutto il settore trentino chiudendo definitivamente il bacino di Covelo.

3.4. - TETTONICA TRA PALEOCENE ED EOCENE

La fase distensiva (DOGLIONI & BOSELLINI 1987, LUCIANI, 1989) che agì sulla morfologia dei bacini cretacei generando lungo la catena Baldo-Bondone, rilievi e bacini sottomarini stretti ed allungati perdurò fino all'Eocene superiore. Il complesso calcareo-marnoso eocenico dei dintorni di Trento si inserisce in questo contesto fornendo un quadro paleogeografico di relativamente agevole comprensione.

Si possono distinguere nei dintorni del capoluogo unità di affinità bacinale (formazione di Ponte Pià) e di peripiattoforma (calcare di Chiusole esteso crono-

logicamente dall'Eocene inferiore fino alla base dell'Eocene medio), unità torbidiche di raccordo bacino-scarpata con le associate *facies* di scarpata (calcare di Malcesine dell'Eocene medio) e unità di piattaforma carbonatica (calcare di Nago dell'Eocene medio-superiore).

La distribuzione delle *litofacies* attribuibili al calcare di Chiusole e alla formazione di Ponte Pià suggerisce la presenza nell'Eocene inferiore-medio di un'area a subsidenza elevata in corrispondenza della sinclinale di Trento. Tale settore prosegue di fatto il *trend* di approfondimento che era già stato registrato, nella stessa area nel Cretacico superiore e che evidentemente dopo una breve fase di stabilità torna ad essere soggetto a sforzi estensionali.

A tale settore si affianca verso ovest (dorsale del Monte Bondone) un'area più stabile nella quale attecchisce precocemente la Piattaforma carbonatica del calcare di Nago che si connette tramite la rampa del calcare di Malcesine ai due bacini della Valle dell'Adige e del Sarca. I fianchi dell'alto strutturale mostrano segni di instabilità con frequenti e ripetuti distacchi di materiale neritico che si risedimentano nelle unità di peripiattaforma e di bacino dell'Adige e del Sarca (torbiditi di San Donà di Cognola) (fig. 65).

Nel corso dell'Eocene medio superiore, in seguito ad un diminuito tasso di subsidenza la piattaforma del calcare di Nago progreda velocemente sulla sua rampa verso est e chiude il bacino dell'Adige mentre verso la Valle del Sarca dove la subsidenza continua fino a tutto l'Eocene superiore, si attesta all'altezza di Covelo - Sopramonte.

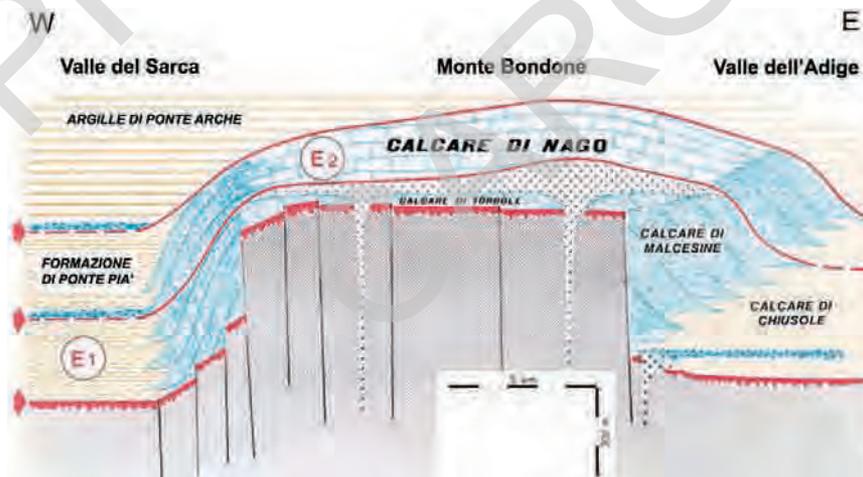


Fig. 65 - Sezione stratigrafica trasversale (Est-Ovest) tra la Valle del Sarca ad ovest e la Valle dell'Adige ad est, in cui sono indicate le sequenze deposizionali individuate (E1, E2) e le unità litostratigrafiche che le costituiscono. Le frecce indicano i limiti di sequenza (da LUCIANI, 1989 mod.)

4. - EVOLUZIONE COMPRESSIVA NEOGENICA

La strutturazione tettonica principale nell'area del Foglio Trento 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 indizi di sollevamenti indicati da tracce di fissione in apatite a tetto della linea della Valsugana (MASSIRONI *et alii*, in stampa). 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, sporadici nel nostro Foglio (area a sud del Calisio), sono molto più abbondanti nei quadranti meridionali (Roveretano e Lessinia), per non parlare del batolite

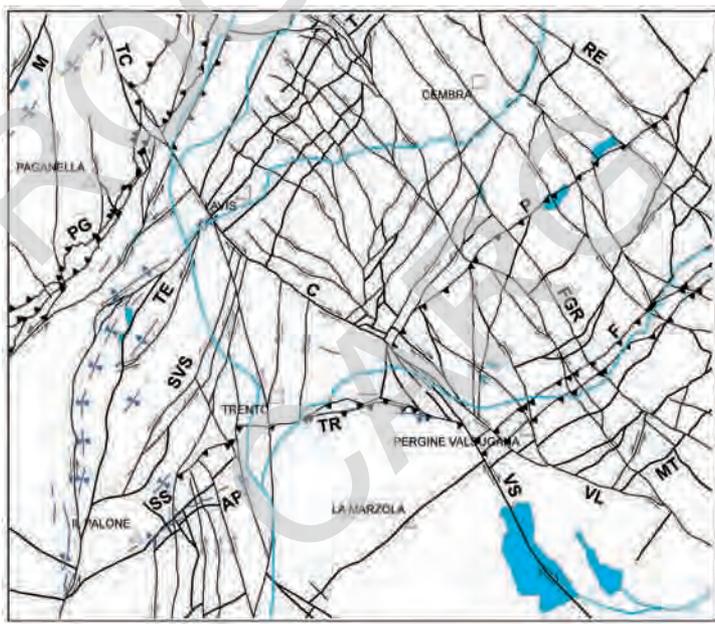


Fig. 66 - Schema dei principali elementi tettonici del Foglio Trento. Le strutture descritte nel testo sono indicate con lettere: AP, anticlinale del Palon; C, linea del Calisio; F, linea del Fersina; FGR, linea Faedo - Grill - Rigolor; M, linea di Molveno; MT, linea Cima di Mezzodi - Tingherla; P, linea di Pinè; PG, fascio della Paganella; RE, linea del Redebus; SS, sinclinale di Sardagna; SVS, sistema Vela - Sardagna; T, linea di Trodena; TC, linea Trento - Cles; TE, linea di Terlago; TR, linea Trento - Roncogo; VL, linea di Vignola; VS, linea della Valsugana.

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 strutturali 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. 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 ampie verso sud (PICOTTI *et alii*, 1995; PROSSER, 1998) sino alla zona di Trento. Questo trend procede sino ad oggi nelle fasce pedemontane prospicienti la Pianura Veneta, attive soprattutto verso est nella zona friulana (fig. 66).

4.1. - CRONOLOGIA DEGLI EVENTI TETTONICI

La convergenza post-collisionale neoalpina miocenica si può dividere in tre passi principali (CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1998):

Evento gonfolitico o insubrico (Chattiano sup. - Burdigaliano inf.)

Costituisce l'evento più antico rilevabile nelle Alpi Meridionali ed è rappresentato da strutture compressive orientate NO - SE (*trend* dinarico, simile a quello presente nelle Alpi Giulie sino alle Dolomiti Orientali in DOGLIONI, 1987, attivo però nell'Eocene) con asse di paleostress σ_1 tra N20° - 30°. Durante questa fase si ha la probabile riattivazione della linea del Calisio come faglia inversa (CASTELLARIN *et alii*, 1988) e, più a sud (fuori foglio) la possibile attivazione del *klippe* del M. Stivo (vedi Foglio Riva del Garda). Nelle zone adiacenti questo evento dovrebbe essere rappresentato dai sovrascorrimenti di Mezzocorona-Mendola (Foglio Mezzolombardo) e dai sovrascorrimenti del Sabion e Cima Tosa (Foglio Tione di Trento), che rappresentano le strutture più arretrate della catena sudalpina sud-est-vergente e possono essere inquadrati in questo evento, anche se mostrano assi di convergenza orientati NO-SE e N-S (PICOTTI *et alii*, 1995, SELLI, 1998).

Evento della Valsugana (Serravalliano - Tortoniano) Produce strutture compressive (pieghe ed associazioni di thrust) orientate ENE - OSO ed E - O 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 dominano anche l'assetto dell'area in oggetto, che si trova a cavallo tra la zona della Valsugana e quella delle Giudicarie, dove gli assi strutturali subiscono una torsione da direzione ENE a NNE.

La parte orientale del foglio fa parte infatti del tetto del grande sovrascor-

rimento sud - vergente rappresentato dalla linea della Valsugana (SELLI, 1998), lungo il quale il basamento cristallino e le sue coperture ricoprono i depositi miocenici nella zona di Borgo (Foglio Borgo Valsugana). La linea del Calisio, riattivata in questa fase, ne rappresenta la rampa laterale trascorrente destra (SELLI & VITALE, 1991).

Evento Adriatico o Scledense (Messiniano - Plio-pleistocene)

Forma essenzialmente delle faglie trascorrenti sinistre orientate circa NO - SE parallele alla Linea Schio - Vicenza, con asse di paleostress σ_1 compreso tra N130° e N150°. Rappresenta un sistema di svincolo cinematico (*transfer faulting*) 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 questa fase non sono chiaramente riconoscibili nel Foglio in esame, se non per poche faglie trascorrenti orientate NO - SE alla base del Foglio in sinistra Adige. E' possibile che le grandi anticlinali a direttrice giudicariense subiscano in questa fase un'accentuazione, analogamente a quanto avviene nel Foglio Riva del Garda.

4.2. - INQUADRAMENTO STRUTTURALE

L'area occupata dal Foglio Trento si può dividere in due principali aree caratterizzate da una diversa evoluzione stratigrafica e strutturale.

La strutturazione tettonica principale è riconducibile all'evento compressivo del Serravalliano-Tortoniano (evento Valsugana), che si manifesta con orientamenti diversi dovuti ad eredità paleotettoniche permiane e mesozoiche. Da orientamenti ENE-OSO nella parte orientale, tipici della Valsugana, si passa a direzioni NNE-SSO, tipici delle Giudicarie, nella parte occidentale. La torsione degli elementi avviene a cavallo del Fascio Trento - Cles - Calisio - Schio - Vicenza, a cinematica trascorrente, ereditato dal *rifting* permo-mesozoico, che in corrispondenza di Trento si biforca, con un ramo che dirige N-S lungo la Val d'Adige. Tale torsione che si può definire "giunzione di Trento" (GATTO & SEMENZA, 1972) deriva dal fatto che in corrispondenza circa dell'Adige, procedendo verso ovest si passa, da successioni più condensate tipiche della Piattaforma di Trento, alle successioni più potenti del suo paleomargine in concomitanza di un fascio di faglie normali orientate circa N-S ed immergenti ad ovest, che facevano transizione tra la Piattaforma di Trento ed il Bacino Lombardo. Il Foglio Trento si trova nella fascia di passaggio tra i due domini, sul margine occidentale della Piattaforma di Trento, evidenziato da un regolare aumento dello spessore delle successioni mesozoiche carbonatiche tidali verso ovest, dovuto ad un concomitante aumento del tasso di subsidenza. E' da ricordare che in queste zone non sono presenti i depositi

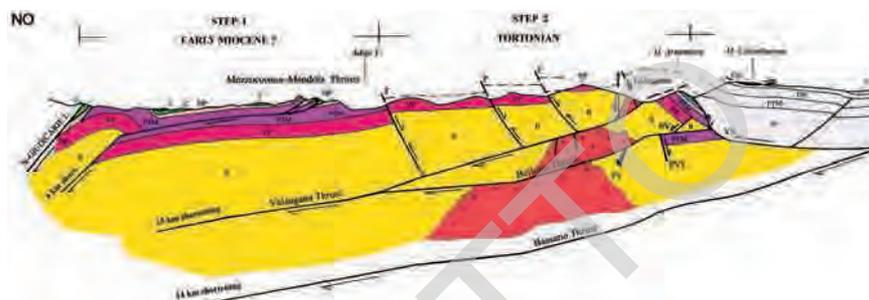


Fig. 67 - Sezione schematica tra la Linea delle Giudicarie e il Sistema della Valsugana (da SELLI, 1998 mod).

bacinali *sinrift* norico-liassici, se non in minimi spessori (3 metri di TOF4 nella zona del Palon); le differenze nel tasso di subsidenza e negli spessori delle piattaforme non inducevano perciò mutamenti ambientali significativi, ma si restava sempre in un ambiente di piattaforma tidale con prevalenza di facies subtidali nei settori più subsidenti e di quelle sopratidali nei settori di alto, anche se con marcate differenze di spessore.

Queste due aree si differenziano non solo per le associazioni strutturali ma anche per la differente successione stratigrafica presente, che induce una diversa 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 (fig. 67).

In particolare la zona orientale è occupata dagli espandimenti vulcanici di GA (gruppo vulcanico atesino), associati ai corpi plutonici granodioritici di Cima d'Asta e di Roncegno (ad est, nel Foglio Borgo Valsugana), che insieme 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 NO - SE a movimento trascorrente destro e NE - SO come inverse-sinistre.

Ad occidentale invece dominano le coperture sedimentarie mesozoiche costituite in prevalenza da un nucleo rigido di piattaforme carbonatiche norico-liassiche (Dolomia Principale e Calcarei Grigi) spesso sino a oltre 1,5 km, con una sottile copertura di sedimenti pelagici (Rosso Ammonitico Veronese, Maiolica, Scaglia Rossa e formazione di Ponte Pià) che mostrano un comportamento più plastico con fitti piegamenti anche a piccola scala e PSC penetrativi. In corrispondenza dei nuclei di piattaforma, denudati dall'erosione, s'impostano ampie anticlinali (Paganella, Terlago, Bondone) mentre i sedimenti pelagici divengono sede di sinclinali a volte con il fianco NO rovesciato (M. Terlago, Baselga, Sardagna).

Possiamo perciò dividere l'area del Foglio in due zone, caratterizzate da un

diverso orientamento degli assi tettonici prevalenti: i) quella orientale ad orientamenti valsuganesi, dove è presente il bacino vulcanico permiano con i suoi sistemi di faglie normali sinvulcaniche; ii) quella occidentale ad orientamenti giudicariensi, dove si propagavano le strutture distensive legate al *rifting* mesozoico. Queste due aree sono separate da una fascia di svincolo regionale nota come linea Trento - Cles, che all'altezza di Trento si biforca nella linea del Calisio ed in una linea N-S lungo la Val d'Adige che si riunisce più a sud nella linea Schio-Vicenza.

4.3. - LINEA TRENTO - CLES

Già definita come “faglia di Zambana-Cavedago” da GATTO & SEMENZA, 1969, rappresenta, insieme alla Linea del Calisio, la struttura principale del Foglio. Nella sua lunga storia ha avuto almeno tre movimenti diversi: faglia normale permiana est-vergente, faglia normale mesozoica ovest-vergente, faglia di svincolo trascorrente nel Miocene superiore, senza escludere possibili riattivazioni a carattere inverso nella fase scledense. Si tratta di una faglia subverticale a direzione circa N-S, che da Zambana prosegue verso nord tagliando il versante destro della Val di Non fino ai dintorni di Cles per congiungersi infine alla linea delle Giudicarie Nord (vedi Foglio Mezzolombardo). Si tratta di una classica *transfer fault* che controlla la propagazione dei sovrascorrimenti a direzione giudicariense sul lembo ovest (Paganella, Molveno) e valsuganesi sul lembo est (Fai della Paganella e Mezzocorona più ad est), che infatti a cavallo di questo lineamento subiscono la torsione descritta in precedenza, anche se qui la torsione è limitata e più evidente verso sud. In tal modo lungo questa struttura si producono movimenti di tipo sia destro che sinistro a seconda dei sovrascorrimenti che si attivano sui due lembi in tempi diversi. Nel Foglio è stata indicata come sinistra per il suo cinematismo prevalente. Nel Foglio Trento è presente solo un piccolo tratto tra Zambana e la sinclinale di Cavedago. Qui la deformazione tettonica diviene molto intensa con la formazione di una scaglia tettonica sigmoidale principale (*megalithon*) al cui interno si formano scaglie di ordine minore che coinvolgono il gruppo de Calcarì Grigi e le successioni bacinali sovrastanti sino alla Scaglia Rossa. In questa fascia la Dolomia Principale ed i Calcarì Grigi si presentano estremamente fratturati con formazione di estese fasce cataclastiche, che hanno dato problemi per la franosità indotta nella zona.

Verso sud 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 senso N-S. Quest'ultima faglia trascorrente sinistra deve esistere perché la successione anisica ad est della Val d'Adige, a sud di Trento, risulta sollevata rispetto a quella ad ovest di diverse centinaia di metri.

4.4. - LINEA DEL CALISIO

È la struttura più evidente ed importante del Foglio. La sua lunga storia inizia nel Permiano come faglia normale listrica est-vergente che apriva il bacino vulcanico atesino, come un *semigraben* controllato dalla migrazione nel tempo di faglie antitetiche ovest-vergenti sino alla Linea del Passo Rolle (SELLI, 1998). Verso SO la struttura costituiva una barriera morfologica mantenendo una zona di alto strutturale con scarsissimi depositi vulcanici. Nel Mesozoico subisce una prima inversione: pur restando sempre una faglia normale, diviene ovest-vergente, controllando un settore più subsidente nei quadranti occidentali (area più esterna della Piattaforma di Trento). Nel Neogene infine, prima come faglia inversa nell'evento insubrico poi nel prevalente evento valsuganese, assume il carattere principale che possiamo osservare oggi, quello cioè di traspressione destra come rampa obliqua legata all'enucleazione del sovrascorrimento della Valsugana nel Serravalliano-Tortoniano.

Attraversa buona parte del Foglio con direzione circa N300°. Verso nord continua attraverso l'Adige, congiungendosi con la linea Trento-Cles; in corrispondenza del Monte Calisio fino a Civezzano, è costituita da una sola faglia molto netta ad alto angolo immergente verso NE. Qui sono a contatto la Dolomia Principale a letto con le successioni permo-triassiche inferiori di tetto (fig. 68). La Dolomia è arrangiata in una grande sinclinale con il fianco nord rovesciato e con estese fasce cataclastiche disposte lungo il contatto. La piega continua poi verso sud con tutta la successione sovrastante immergente a meridione, sino ai calcari eocenici



Fig. 68 - La linea del Calisio affiorante in uno scasso per la realizzazione di alcune abitazioni presso Civezzano. A sinistra Dolomia Principale fortemente cataclastata, a destra la Formazione di Werfen deformata in ampie pieghe (foto T. BAMPÌ).

(formazioni di Nago e di Ponte Pià) del Calmuz che divengono orizzontali costituendo il nucleo della sinclinale, il cui asse decorre parallelamente alla faglia principale. Il fianco nord della piega presenta pieghe parassite di second'ordine a Z con alternanza di strati diritti e rovesci. La zona sinclinale di Trento si trova dunque racchiusa tra la linea del Calisio e la linea Trento-Roncogno (TREVISAN, 1941); in quest'area si formano faglie trascorrenti orientate N-S che sollevano un cuneo di Calcari Grigi nella zona di Trento. Numerose faglie di questo tipo, associate a sistemi di pieghe, sono state trovate nel tunnel per la S.S. della Valsugana all'interno della Scaglia Rossa (PAT Servizio Geologico).

Nella zona di tetto in questa area si formano un gran numero di strutture, in prevalenza faglie destre parallele alla linea principale, associate a faglie sinistre orientate NE-SO che vanno a costituire un complesso reticolo a volte inestricabile, anche per la presenza di una successione vulcanica permiana particolarmente ridotta.

Da Civezzano verso SE la Linea si sfrangia in numerose strutture interferendo anche con la linea Trento-Roncogno. Si formano perciò fittissime scaglie tettoniche allungate che coinvolgono la successione permo-triassica che si ripete più volte a contatto con le daciti della fm. di Pinè e le andesiti di Buss.

Oltre Pergine la linea corre sotto la Val Brenta ed il Lago di Caldonazzo, ma è ancora ricostruibile in quanto le metavulcaniti di Levico sono sollevate rispetto alle filladi alla base della Marzola.

E' possibile che, durante l'evento scledense, la linea del Calisio sia riattivata come trascorrente sinistra (ZAMPIERI *et alii*, 2003); tali movimenti sono comunque presenti anche durante l'evento valsuganese quando si attivano i retroscorriimenti del Fersina, Pinè e Trodena.

Del fascio del Calisio fa parte anche la linea di Vignola che rappresenta la struttura più importante della zona di Levico Terme; si tratta di una faglia destra inversa che rialza il settore meridionale mettendo a contatto le metavulcaniti con le filladi; si stacca dalla linea del Calisio andando a isolare un settore in forte sollevamento (*flower* positiva). La si osserva come lineamento evidentissimo dentro la valle del Rio Vignola e alla sella di Compet, dove si osservano le metavulcaniti della Busa Grande sul versante sinistro alla stessa quota delle filladi affioranti su quello destro. La faglia poi scende verso SE in direzione Frisanchi dopodiché vengono a mancare le evidenze geologiche. La sua continuazione viene ipotizzata in corrispondenza di un evidentissimo lineamento osservato in foto aerea a NE di Selva.

4.5. - AREA AD EST DELLA VAL D'ADIGE - SISTEMA DELLA VALSUGANA

Appartengono a questo sistema le strutture orientate circa ENE-OSO (tra N50

e N90) legate geneticamente alla *thrust* della Valsugana, che nella nostra zona è evidenziato dalla presenza della sua rampa laterale destrorsa, la linea del Calisio.

Lineamento della Valsugana

Il Lineamento 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 Trento in quanto ne lambisce solo l'angolo SE, sepolta dalle alluvioni del Brenta. Nel Foglio sono presenti però le successioni a tetto della struttura, costituite dalle unità metamorfiche varisiche (filladi e metavulcaniti) che costituiscono il rilievo compreso tra la Valsugana e la Valle del Fersina e le successive coperture vulcaniche e sedimentarie permo-mesozoiche che proseguono sino alla Val d'Adige. In questa area, compresa tra la linea del Calisio, la Valsugana e la Val d'Adige s'impongono tre retroscorrimenti nordvergenti ad alto angolo che segmentano il lembo di tetto della *thrust* della Valsugana: le linee del Fersina, di Pinè e di Trodena. Le faglie del Fersina, di Pinè e probabilmente anche di Trodena rappresentano la riattivazione/inversione neogenica di faglie normali del Permiano inferiore attivate durante il ciclo vulcanico atesino (vedi cap. VI - 2. - Evoluzione paleostrutturale permiana).

Linea del Fersina

Orientata N50° immerge verso SE con inclinazione di circa 50° ed ha il carattere di faglia inversa con leggera componente sinistra. Risulta sollevato il lembo SE di circa 800 metri. E' limitata verso SO dalla linea del Calisio. Dalla zona di Pergine Valsugana corre lungo il versante sinistro della Val Fersina e si divide in due rami principali con diverse scaglie tettoniche associate e locali retroscorrimenti: lungo il ramo principale, posto a SE (L. del Fersina s.s.), le metavulcaniti sovrascorrono le filladi e verso NE le filladi ricoprono la formazione di Pinè; nel tratto a NO (L. Viarago-Roncà) la formazione di Buss è a contatto con la formazione di Cembra e la formazione del Castelliere è a contatto con la formazione di Pinè. In particolare presso Roncà, in un *lithon* di formazione del Castelliere, limitato da piani di taglio sia a NO che SE, sono presenti mesostrutture che hanno permesso di definire con certezza il carattere compressivo di questa faglia (MODENA, 1996; SELLI *et alii*, 1996), che in precedenza era stata definita come una faglia normale immergente a NO (GATTO & SEMENZA, 1969).

Associate alla faglia principale sono varie strutture inverse che tagliano il basamento a tetto e le vulcaniti permiane a letto, sia NO- che SE-vergenti, ma con rigetti minori.

Linea di Pinè

Anch'essa rappresenta una faglia normale permiana ereditata, che nel Miocene viene invertita in faglia inversa con componente sinistra. E' parallela, sia in direzione che inclinazione, alla linea del Fersina con un rigetto verticale di oltre 1000 m e termina contro la linea del Calisio, presso Civezzano. Si sviluppa dall'abitato di Barbaniga verso NE, passa lungo il versante destro della valle del

Rio Silla e raggiunge l'abitato di Brusago passando per i laghi di Serrai e delle Piazze. Qui la faglia presenta il rigetto maggiore sollevando le lave andesitiche di Cembra e portandole a contatto della formazione di Ora, mentre verso Civezzano le lave andesitiche di Buss sovrascorrono le andesiti di Cembra. Altre faglie sinistre-inverse, immergenti verso NO, a letto della linea di Pinè, le sono associate come antitetiche e con la medesima orientazione, e ne aumentano il rigetto complessivo sollevando il lembo NO; si diramano ad alto angolo dal Lago di Lases segmentando la serie permiana ridotta e sollevando i membri basali del Werfen al di sopra delle ignimbriti riolitiche della Fm. di Ora.

Linea di Trodena

Rappresenta la struttura più occidentale del sistema di retroscorrimenti che segmentano le vulcaniti permiane del Gruppo Atesino. Vergente a NO come le due precedenti, mostra un rigetto minimo di oltre 800 metri, sollevando le ignimbriti della Fm. di Ora sulle dolomie anisiche della Fm. del Contrin, con associate faglie inverse di minore entità, nel versante sinistro della Val d'Adige nei pressi di Faedo. Qui la deformazione principale viene trasferita lungo la linea Faedo - Gril che assume un movimento trascorrente destro. Verso SO, tra il M. Corona e Lavis, il rigetto infatti diminuisce notevolmente e si disperde in numerose faglie inverse, simili a quella principale, interrotte da numerosi svincoli destri, che coinvolgono la successione compresa tra la Formazione di Ora e la Formazione del Serla inferiore. La faglia più importante è in questa zona la linea di Roncador che nei pressi dell'omonima località mette a contatto la formazione di Werfen con la Formazione del Contrin. E' stato perciò ipotizzato il proseguimento della linea di Trodena sotto i depositi dell'Adige, spostata verso NO lungo la *transfer fault* di Faedo - Gril.

Nel gruppo vulcanico atesino prevalgono faglie coniugate trascorrenti destre a direzione NO - SE e sinistre a direzione N-S e NE - SO; queste ultime, come visto in precedenza, assumono nelle strutture maggiori un prevalente carattere inverso. Il sistema NO è chiaramente in accordo con il movimento principale che si attua lungo la Linea del Calisio. L'insieme delle strutture indica un asse di convergenza orientato NNO - SSE.

Le faglie destre più cospicue ad orientamento NO - SE sono la Linea Faedo - Gril - Rigolor sopraccennata, anch'essa di origine permiana fungendo da soglia per le ignimbriti riodacitiche di Gargazzone, le quali non riuscivano a raggiungere il settore di Lavis, e la Linea del Redebus nell'angolo NE del Foglio; quest'ultima è composta da due importanti faglie normali permiane, poi invertite come trascorrenti, che dalla zona del Passo Redebus decorrono parallelamente l'una rispetto all'altra sino in Val di Cembra all'altezza di Segonzano. Nella zona di Centrale mettono a contatto le andesiti della formazione di Cembra con le riodaciti della formazione di Regnana. Tra le faglie sinistre ricordiamo la Linea Cima di Mezzodi - Tingherla - Si tratta di una linea trascorrente sinistra con una componente

inversa, di direzione NNE-SSO, con un elevato rilievo morfologico. Solleva il settore posto a ovest: presso la forcella ad est di Cima di Mezzodi inclina verso ovest il conglomerato basale sollevandolo sopra le ignimbriti della formazione del Castelliere; presso Tingherla alza le metavulcaniti a livello delle filladi poste nel settore orientale. Da un punto di vista generale tutto il blocco del GA con le coperture sedimentarie sovrastanti, mostra giaciture caratterizzate da una immersione media verso NO e inclinazione media sui 10 - 20 gradi. 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).

Linea Trento - Roncogno

Si tratta di una faglia inversa immergente ad alto angolo verso sud, ma con un rigetto notevole, dell'ordine di 3 km. E' compresa tra la linea del Calisio e la Val d'Adige, tra il Ponte Carnicchio (Trento sud) e il Passo del Cimirlo. Rappresenta un retroscorrimento orientato circa E-O, che porta la successione permo-triassica, caratteristica della zona di Villazzano e del versante nord della Marzola, a contatto con la Dolomia Principale e i Calcari Grigi del Dosso Sant'Agata, dove affiorano con giacitura rovesciata, e del Monte Celva, dove l'intenso piegamento riscontrabile nei Calcari Grigi è dovuto all'interferenza tra le traspressioni destre associate alla linea del Calisio con la terminazione est della faglia. Qui inoltre si formano, a letto della linea, estese fasce cataclastiche a carico della Dolomia dello Sciliar. In particolare l'intera struttura è costituita da due faglie, che isolano al loro interno la Dolomia Principale fortemente cataclastica ed i Calcari Grigi rovesciati; il rigetto principale si attua perciò tra il basamento cristallino con le sue esili coperture permo-triassiche inferiori che sovrascorre le dolomie e i calcari norico-liassici, e la Scaglia Rossa di letto facente parte della sinclinale di Trento. Al Passo del Cimirlo le filladi del basamento metamorfico rappresentano il nucleo dell'anticlinale di rampa del retroscorrimento, che affiorano qui non essendosi depositate in questo settore le vulcaniti pemiane. Al Ponte Carnicchio il la Fm. di Werfen sovrascorre la Dolomia Principale che a sua volta va a contatto della Scaglia Rossa. Tale Linea si raccorda verso ovest con l'anticlinale del Monte Palon sul versante destro dell'Adige, che infatti assume una direzione NE - SO, dovuta alla torsione degli elementi valsuganesi a cavallo della Val d'Adige ("Giunzione di Trento"). Da questa prosecuzione si deduce che l'asse dell'anticlinale di rampa immerge blandamente verso ovest, in quanto il basamento, sede del livello di scollamento, è probabilmente abbassato dalle distensioni mesozoiche.

Linea Trento - Roncogno

Anche la linea Trento - Roncogno presenta la stessa cinematica della linea della Valsugana e può essere ricondotta allo stesso sistema. Si può ricordare qui che questo assetto evidenzia come il sistema della Valsugana non termini in corrispondenza della rampa laterale del Calisio che si attiva in una prima fase, ma



Fig. 69 - Assetto strutturale della zona immediatamente a sud di Trento e dell'alta Valsugana così come ricostruita da ZAMPIERI et alii, (1998).

prosegue verso ovest (poco a sud nel Foglio Rovereto), legata alla risalita del cuneo di basamento della Val di Centa, che in una seconda fase incorpora nella deformazione tutto il settore Marzola - Vigolana, che diviene così il tetto della struttura. In tal modo la linea della Valsugana o meglio la linea di Belluno (*sensu* SELLI, 1998) raggiunge l'Adige che viene così a coincidere con la separazione tra i due sistemi valsuganese e giudicariense (SELLI in stampa) (Fig. 69).

4.6. - AREA AD OVEST DELLA VAL D'ADIGE - SISTEMA DELLE GIUDICARIE

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 Periadiatico. 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 NO 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, 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 - OSO.

Linea di Molveno

Presente solo nell'angolo NO del Foglio, mette a contatto la fm. di Rotzo con l'oolite di Massone. Le è associata una sinclinale orientata NE-SO a nucleo di Scaglia Rossa e fm. di Ponte Pià.

Fascio della Paganella

E' la struttura più cospicua in destra Adige con duplicazioni di Dolomia Principale e Calcari Grigi a tetto, con strette sinclinali allungate in direzione NNE-SSO come la linea stessa. E' formata da due strutture: una scaglia tettonica più alta con la Dolomia che sormonta i Calcari Grigi ed una più bassa con i Calcari Grigi che sovrascorrono le successioni pelagiche giurassico-cenozoiche. Verso Zambana le scaglie tettoniche divengono molto fitte e complesse. La sinclinale verso SE è tagliata da un retroscorrimento ovest-vergente con ancora i Calcari Grigi a costituirne il tetto. Il raccorciamento totale è di almeno 4 km.

Una coppia di faglie sinistre a direzione N-S funge da svincolo tra la linea di Molveno e la linea della Paganella, contro il cui fronte terminano tali strutture (bordo ovest del Foglio). 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, 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 Dolomia dello Sciliar-Dolomia Principale, dove sono presenti locali bacini ladinici e la formazione di Travenanzes, attraversati dal tunnel stradale di Mezzolombardo (vedi Foglio Mezzolombardo).

In questo caso non si ha una netta torsione degli assi giudicariensi che sembrano continuare anche ad est dello svincolo operato dalla linea Trento-Cles. Una più netta virgazione si ha nel Foglio Mezzolombardo oltre la linea Mezzolombardo-Taio, ad est della quale i sovrascorrimenti tra Mezzocorona ed il Passo della Mendola mostrano direzioni più simili a quelle tipiche valsuganesi.

Alla luce di queste geometrie la separazione tra i due sistemi giudicariense e valsuganese ("giunzione di Trento") sembra correre, nel Foglio in esame, in corrispondenza della Val d'Adige.

Linea di Terlago

Analogamente alla struttura precedente, i Calcari Grigi, arrangiati in una anticlinale a direzione NE - SO, sormontano i terreni giurassico-cretacei-cenozoici disposti in una sinclinale allungata, che assume la forma di un *megalithon* sigmoidale essendo limitata ad est da un retroscorrimento ovest-vergente. Verso meridione la direzione della Linea da NE diviene N-S. Qui a tetto della struttura si forma un'anticlinale a direzione N-S dislocata da faglie destre e sinistre orientate ONO - ESE, forse riconducibili all'evento scledense.

Sistema Vela-Sardagna

Elemento nel fianco destro della Valle dell'Adige: si compone di diverse strutture di cui la principale ha andamento circa NNE - SSO fino a Sardagna per poi continuare con direzione N45E verso meridione. A nord di Vela entra in Dolomia Principale con piano verticale ed indicazioni di movimento trascorrente sinistro. In realtà si tratta di un sistema in più lineamenti paralleli caratterizzati da piani ad alto angolo tutti sinistri, con inclinazioni comprese tra 60° e 80°. Collegate ai piani principali esistono altre faglie di direzione compresa tra N20 e N45 con rigetti orizzontali e verticali dell'ordine del centinaio di metri e piccole strutture a fiore. Verso sud queste linee si dispongono N-S e tagliano anche come svincoli la struttura del Palon.

Sinclinale di Sardagna

Immediatamente a sud del sistema di Val Vela si ha un motivo sinclinalico con asse a direzione N45.

La piega è asimmetrica, con il piano assiale immergente a S ed al nucleo le marne oligoceniche inferiori. Verso N "distende" il suo fianco settentrionale passando lateralmente ad una blanda monoclinale deformata da un complesso di pieghe parassite cilindriche.

Anticlinale del Palon

È una vasta piega anticlinale asimmetrica nordvergente con lunghezza d'onda di più di 4 km, al nucleo è costituita da terreni triassici affioranti lungo l'incisione del Rio Gola. Sul fianco settentrionale la serie stratigrafica è continua fino ai terreni dell'Eocene inferiore. Questa struttura plicativa ha un'asse di direzione N45° con immersione di circa 15° verso SO e vergenza a nord (fig. 70). Al nucleo è fortemente fratturato mentre i terreni sovrastanti, più sottilmente stratificati, sono deformati plasticamente con un ampio raggio di curvatura. Il fianco settentrionale è verticalizzato e fagliato all'altezza di Sardagna entro i terreni eocenici. Una faglia sinistra che corre ad ovest del Doss Trento, svincola verso nord la continuazione verso est del fianco rovescio dell'anticlinale che è riconducibile a meccanismi di *fault propagation folding*. Come visto in precedenza, questa struttura si collega alla linea Trento-Ronco mediante un brusco cambiamento di direzione da NE-SO a E-O che si attua appunto a cavallo della trascorrente sinistra del Doss Trento.



Fig. 70 - L'anticlinale del Palon (Monte Bondone) vista da Trento.

PROGETTO
CARGO

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - SISMICITÀ

(a cura di M. Avanzini, O. Groaz, A. Viganò)

25 Gennaio 1348

“... di sera fuvvi un piccolo terremoto, al quale senza quasi alcun intervallo tenne dietro un secondo di tanta veemenza che il campanile di S. Maria vacillò talmente da far suonare le proprie campane; l'acqua dei battisteri traboccò, molti camini delle case rovinarono e perfino molte case. Un siffatto terremoto durò tanto che lentamente io avrei potuto recitare tre Padrenostri e tre Ave Maria”
(GIOVANNI DA PARMA, 1348).

Si tratta del tristemente famoso terremoto di Villach, forse il primo documentato in maniera sufficientemente accurata per consentire una visione geografica del fenomeno e della sua intensità. Il terremoto colpì principalmente Friuli, Trevigiano e Bellunese e fu avvertito in maniera molto forte anche in Trentino oltre che in Lombardia e Toscana. L'attività sismica durò nella zona epicentrale per circa 40 giorni.

Nonostante la relativa abbondanza nelle cronache storiche di eventi sismici attribuiti al capoluogo trentino, i dati strumentali evidenziano solo una sporadica presenza di eventi ipocentrali, tutti con magnitudo inferiore a 3. La sovraestimazione storica della sismicità nei dintorni di Trento potrebbe essere messa in relazione al fatto che al centro urbano di riferimento venissero in passato riferiti eventi occorsi anche in zone geograficamente lontane ma da esso dipendenti dal punto di vista amministrativo.

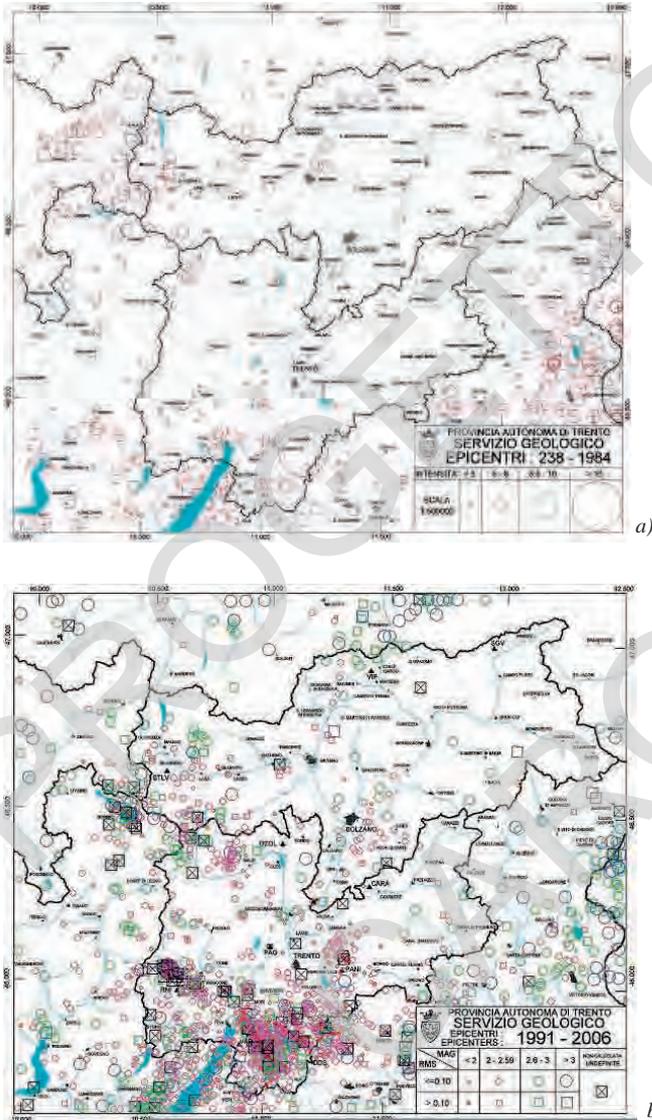


Fig. 71 - a) Distribuzione degli epicentri degli eventi sismici avvenuti tra il 1982 e il 1990 (a cura del Servizio Geologico di Trento); b) Ubicazione degli eventi sismici. Epicentri strumentali dell'area di Trento e zone circostanti tra il 1991 ed il 2006. E' evidente che la sismicità si concentra nel settore meridionale della Provincia e nella zona di Trento non sono registrati eventi con magnitudo superiore a 3. La serie di eventi sismici evidenziati nel settore compreso tra il Monte Panarotta e la Val di Cembra sono da mettere in relazione all'intensa attività estrattiva di questo settore i cui effetti sono registrati dalla Rete Sismometrica Provinciale.

Il Trentino si localizza nell'unità sismogenetica dell'area gardesana e lessinea, in una zona marginale a bassa sismicità (VIGANÒ, 2009). Secondo SLEJKO *et alii* (1987, 1989) il capoluogo trentino si colloca all'interno del "Settore meridionale del Sudalpino", l'unità contraddistinta dall'attività sismotettonica più elevata delle Alpi meridionali. L'area di Trento in particolare, si collocherebbe in una fascia di rapido approfondimento della Moho (SCARASCIA & CASSINIS, 1997), alla confluenza di aree sismotettoniche differenti contraddistinte da predominanti lineamenti strutturali con cinematica diversa: i) ad ovest dell'Adige l'"area benacense" estesa geograficamente fino alla sella di Terlago e contraddistinta da Moho relativamente profonda (ca. 40 km), che risulta essere tettonicamente attiva lungo faglie transpressive a direzione prevalente NNE-SSW, ii) a SE, l'"area lessinea", caratterizzata da una Moho piuttosto superficiale (ca. 30 km) e da attività sismica di grado medio-basso lungo faglie ad alto angolo, che lambisce il fianco meridionale della Marzola e costituisce l'area di svincolo scledense nell'alta Valsugana, iii) verso nord, l'"area alpina settentrionale", dove la Moho raggiunge profondità superiori ai 45-50 km.

Sebbene la zona d'interferenza di queste tre aree sismotettoniche sia caratterizzata alla scala crostale da una tettonica complessa non sembra, per contro, essere sede di attività sismica significativa.

Come evidenziato da Viganò (2009) tutto il comparto giudicario-lessineo è caratterizzato da una sismicità moderata ($M_W < 5$), eccetto per alcuni sismi ($M_W = 5$) registrati nel periodo 1981-2002 (CHIARABBA *et alii*, 2005).

La maggior parte dell'attività sismica strumentale di questo settore è concentrata lungo direttrici tettoniche NNE-SSW, appartenenti al sistema tettonico delle Giudicarie (area Terlago-Molveno) e corrispondenti a un regime cinematico di tipo compressivo/transpressivo con *stress* massimo orientato in senso NW all'incirca perpendicolare al fronte della catena delle giudicarie. La sismicità, che si concentra soprattutto in corrispondenza della giunzione tra questo sistema strutturale e quello della faglia Schio-Vicenza decresce rapidamente in frequenza e magnitudo spostandosi lateralmente. La maggior parte dei terremoti si localizzano nella crosta superiore (<20 km; SCARASCIA & CASSINIS, 1997; CASSINIS & SOLARINO, 2006).

La serie di eventi sismici evidenziati in figura nel settore compreso tra il Monte Panarotta e la Val di Cembra (fig. 71a, b) sono da mettere in relazione all'intensa attività estrattiva di questo settore (estrazione delle vulcaniti permiane) i cui effetti sono appunto registrati dalla Rete Sismometrica Provinciale, attiva a partire dal 1976 e gestita dal Servizio Geologico Provinciale.

In base all'O.P.C.M. n°3274, l'intero territorio provinciale 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 scavalco delle due zone.

La delibera della Giunta Provinciale n°2813 in data 28/10/2003, 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 06/11/2003 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.

2. - FRANE, STABILITÀ DEI VERSANTI, SUBSIDENZA

(a cura di P. Campedel, A. Borsato)

L’elevata diversificazione litologica, le eterogenee condizioni strutturali e le condizioni morfologiche assai differenziate, riscontrabili sull’area compresa entro il foglio, hanno determinato su questo stesso territorio, lo sviluppo nel tempo di una elevata variabilità tipologica di fenomeni gravitativi, andando a determinare la quasi completa copertura dello spettro relativo alle differenti categorie di frana contemplate nelle moderne classificazioni esistenti su tali fenomeni.

Crolli rocciosi di varia volumetria sono peraltro presenti in modo piuttosto diffuso, su tutto il territorio del foglio, a testimonianza dell’esteso sviluppo di pareti rocciose in grado di rilasciare materiale per crollo.

Restando nel contesto dei fenomeni a sviluppo diffuso, vanno certamente menzionati i molteplici fenomeni di mobilitazione rapida rilevabili con maggior frequenza sui versanti con coperture quaternarie sciolte ricche in frazioni granulometriche limo-argillose (frequenti su substrati metamorfici o di natura terrigena siltitico-arenacea). Si tratta di instabilizzazioni che interessano i depositi sciolti per spessori piuttosto modesti, con superfici di scivolamento per lo più planari, coincidenti spesso con l’interfaccia coltre superficiale - *bedrock (soil sleep)*. Tali

fenomeni si sviluppano in prevalenza su pendii ad acclività mediamente compresa tra 30 e 45°, in punti ove, in occasione di intense precipitazioni, sono favorite concentrazioni di flussi idrici superficiali e/o sotterranei. Spesso questi dissesti, in presenza di sufficienti quantità di acqua in grado di saturare il materiale mobilizzato, possono evolvere in colate detritiche (*debris flow*) in grado di fluire per ampi tratti lungo impluvi sino a giungere ai sottostanti *talweg*.

Settore centro-occidentale del foglio

Frana di Romagnano

Una frana complessa è quella di Romagnano, manifestatasi nell'autunno del 2000; la sua principale area di distacco, sviluppata attraverso un meccanismo di scivolamento rotazionale, è ubicata in corrispondenza del margine esterno di un terrazzo morfologico posto sul versante destro della Valle dell'Adige, tra Maso del Gril e Maso Maset. Il dissesto ha mobilizzato depositi glaciali e di origine mista, evolvendosi nel rapido susseguirsi degli eventi lungo il ripido impluvio sottostante, in una colata detritica che ha invaso parte delle strade del paese sino a giungere sulla chiesa principale. Tutto il versante a valle di Maso Maset, seppur non coinvolto negli eventi del 2000, mostra evidenti segni di deformazione. Trincee di trazione e contropendenze, suggeriscono lenti movimenti di scivolamento, favoriti da una serie di venute idriche localizzate proprio in prossimità di Maso Maset. A monte della scuola di Romagnano, un piccolo dosso in materiale detritico sciolto (q. 267 metri) è stato interpretato come il resto di un antico corpo di frana in parte eroso alla base dal movimento recente.

Frane minori

Prevalentemente di crollo, sono diffuse sull'intero piccolo bacino del Rio Gola, posto poco a sud della città di Trento i cui relativi accumuli alimentano i molteplici eventi di *debris flow* che discendono lungo l'asta valliva fino all'abitato di Ravina.

Crolli di blocchi isolati, anche di grandi dimensioni si generano dal distacco di blocchi che compongono le brecce cementate affioranti tra Dos Brun e Romagnano.

Movimenti gravitativi superficiali interessano il versante sotto Maso Coser, allo sbocco del Rio Gola a Ravina. Qui la coltre detritica, spesso fino a 15 metri, mostra evidenti e diffusi fenomeni di movimento superficiale e localmente piccole nicchie di distacco lunate con i relativi depositi posti pochi metri a valle. È interessante notare che tutto il versante è caratterizzato da diffusi lavori di consolidamento e regimazione delle acque superficiali (muri a secco, argini e canali pavimentati) che risalgono certamente ai primi anni del '900.

Deformazioni gravitative della Marzola

La complessa situazione degli accumuli di frana che caratterizzano tutti i versanti della Marzola sono stati discussi ampiamente nel capitolo relativo ai depositi quaternari. Di seguito si riportano invece le informazioni relative alle defor-



Fig. 72 - Versante sudoccidentale del Monte Marzola. Sono visibili nella parte alta il coronamento della grande nicchia di frana e a valle dello stesso l'accumulo principale articolato in scarpate minori e trincee. Alla base del versante la zona di Madonna Bianca e il Dozzo di San Rocco.

mazioni gravitative profonde in atto responsabili di alcuni dei principali fenomeni di crollo (fig. 72).

La situazione strutturale è contraddistinta da un rilievo monoclinale con giacitura a franapoggio che si sviluppa nelle formazioni di Giovo (GIV), Contrin (CTR) e Sciliar (SCI) mentre gli orizzonti di scollamento sono probabilmente ubicati in corrispondenza degli orizzonti evaporitici della formazione a Gracilis e delle sottostanti unità del Triassico inferiore e medio (dolomia del Serla Inferiore e Formazione di Werfen).

L'intero versante occidentale della Marzola è interessato da deformazioni gravitative profonde che hanno smembrato in varie unità il rilievo, determinando relative traslazioni verso valle. Partendo dalla Cima della Marzola si identifica, poco a valle del crinale una pronunciata e continua rottura di pendio con andamento arcuato e generale direzione N-S, che rappresenta l'emersione della principale superficie di scivolamento profondo e che corrisponde alla nicchia di distacco della frana del Crozz dell'Altar.

A valle di tale settore di versante è presente il ripiano di Malga Nova, delimitato ad ovest da una soglia in roccia e caratterizzato da dossi in roccia disarticolati e allungati in direzione N-S, separati da stretti avvallamenti. Quasi area, parzialmente occupate da depositi di frana a blocchi e da discontinui affioramenti di depositi glaciali, presenta numerosissime trincee gravitative ad andamento N-S e NNE-SSW con lunghezze di qualche decina fino a qualche centinaia di metri.

Deformazioni gravitative con le stesse direzioni interessano anche il ripiano sottostante tra i Prati di Prà Gioan dove affiorano le dolomie della formazione di Giovo - membro del Monte Ozol (GIV₃) e i Bindesi, interessando anche il corpo di brecce dei Bindesi (FCB). Le pareti che si affacciano su S. Rocco, sono infatti interessate da profonde trincee di trazione larghe fino a 10-15 metri e che

si sviluppano in lunghezza per decine di metri, con numerosi diedri basculati e ruotati.

La terminazione settentrionale del crinale Doss dei Corvi-Spiazzo Grande-Busa del Vent, delimita verso Nord il movimento gravitativo profondo, contornando l'ampio settore che scende fino a Negano caratterizzato da estesi accumuli di frana in cui si alternano depositi caotici massivi a megablocchi disarticolati, apparentemente isolati. Degni di nota, per l'esplicito significato cinematico espresso, sono i numerosi avvallamenti disposti con struttura "en-echelon" presenti alla base della scarpata del crinale Castelletto-Spiazzo Grande, in corrispondenza del tracciato della strada forestale che conduce alla Fontana dei Gai. Si tratta di molteplici vallette subparallele molto serrate a direzione media N 15 W, di lunghezza mediamente attorno a 100-150 metri e profondità attorno a 5-7 metri, la cui orientazione risulta perfettamente compatibile con un campo di stress locale dominato da sforzi di taglio destro e dove quindi è ipotizzabile sia attualmente collocato il margine destro (settentrionale) della deformazione gravitativa profonda.

Numerose vallecole hanno eroso i sedimenti di frana interessati dalla deformazione gravitativa di versante, alimentando le coltri di depositi di trasporto in massa e detrito che ricoprono la porzione di versante a ridosso di Casotti di Povo e Grotta.

Settore nord-orientale del foglio

Nel settore nord-orientale del foglio le litologie prevalenti che caratterizzano il substrato appartengono al complesso effusivo permiano. La tipologia dei dissesti più comune coinvolgente questo tipo di unità prequaternarie è senza dubbio il crollo; ciò appare giustificato sia dalla capacità delle unità vulcaniche di generare pareti rocciose con significativo sviluppo verticale ed elevata pendenza, sia per l'intenso stato fessurativo che esse possiedono. Una tipologia di deformazione gravitativa assai particolare che coinvolge queste unità e che si rinviene con una certa frequenza lungo i versanti in cui esse sono esposte è il *fexural toppling*, si tratta di un movimento che in genere coinvolge la porzione più superficiale dell'ammasso roccioso portando ad una pronunciata uncinatura dei piani di discontinuità quando questi possiedono giacitura ad elevata pendenza e direzione subparallela al versante.

Altopiano di Pinè

Si segnalano due grosse frane presenti sull'altopiano di Pinè a sud di Castellani, staccatesi dalle pareti di ignimbrite riodacitica; un altro evento significativo è rilevabile poco a ovest del Dosso dei Pini dove è presente un grande accumulo di blocchi di ignimbrite riodacitica (450 metri di lunghezza per 150 metri di larghezza).

Frana di Lases

Molte sono inoltre le frane che possono essere poste in relazione con l'attività estrattiva delle ignimbriti riolitiche ed in particolare con i grandi fronti di cava

da essa generata. Tra quelle caratterizzate dalle dimensioni maggiori ricordiamo la frana di Lases (poco a nord di Croce di Doss del Vento, sul bordo settentrionale della cava di Fornace), coinvolgente oltre alle ignimbriti riolitiche, anche i sovrastanti depositi glaciali. Si tratta di una frana caratterizzata da un movimento prevalente per scivolamento rotazionale, sviluppatosi lungo le numerose diaclasi che interessano le ignimbriti. La frana è stata recentemente oggetto di sistemazione a causa dell'elevato grado di rischio derivato dalla sua collocazione al di sopra di un lago (lago di Lases) e di una via di comunicazione importante (Strada Provinciale n. 71).

Frana di Monte Gorsa

Una seconda frana che ha interessato fronti di cava è quella sviluppatasi sul versante settentrionale del Monte Gorsa, poche centinaia di metri a nord rispetto alla frana di Lases. Si tratta anche in questo caso di un evento deformativo coinvolgente prevalentemente le unità ignimbritiche riolitiche, caratterizzato da velocità di spostamento del materiale coinvolto piuttosto lento e di tipo complesso; in questo caso un pronunciato fenomeno di *flexural toppling* ha interessato la parte più superficiale dell'ammasso roccioso per uno spessore di alcuni metri, sovrapponendosi ad un movimento per scivolamento traslativo lungo piani di fratturazione preesistenti.

Frana di Graon

Un fenomeno franoso che ha coinvolto il materiale di una vecchia discarica della lavorazione del porfido è presente nel tratto di valle compreso tra gli abitati di Lona e Lases (loc. Graon). Si tratta di una frana rotazionale che successivamente è evoluta in colata di blocchi, oggi stabilizzata artificialmente mediante interventi di consolidamento al piede realizzati in corrispondenza dell'alveo del Torrente Avisio.

Lisignago

In sponda sinistra della Valle di Cembra un accumulo di frana in roccia ha interessato la formazione di Gargazzone nei pressi di Lisignago; la genesi è in parte riconducibile a fenomeni di scalzamento al piede del versante da parte dell'Avisio; anche in questo caso sono state realizzate opere di difesa e consolidamento al piede.

Settore sud orientale del foglio

Si ricordano i fenomeni gravitativi sviluppatasi su substrato costituito da filladi, litologia affiorante nel settore sud orientale del foglio. Quest'area presenta una densità di frane piuttosto elevata, con fenomeni sia di limitate dimensioni (frequenti sono i processi di mobilizzazione della fascia più superficiale del substrato con fenomeni di *soil sleep* e scivolamenti rotazionali), sia soprattutto di frane che coinvolgono od hanno coinvolto estese superfici. Per questi ultimi casi si tratta prevalentemente di movimenti gravitativi lenti o lentissimi, cinematicamente descrivibili come scivolamenti rotazionali o più raramente traslativi, con superfici di

rottura piuttosto profondi sull'ordine delle diverse decine di metri, sino a giungere per alcuni di essi al centinaio di metri sconfinando in vere e proprie deformazioni gravitative profonde di versante. Tipico inoltre è la presenza all'interno di questi vasti movimenti, di innumerevoli corpi di frana di minori dimensioni, spesso tra loro contigui o comunque molto serrati, cinematicamente indipendenti.

Monte Panarotta (Cima Storta)

L'area soggetta a dissesti gravitativi più nota è senza dubbio quella presente lungo il versante meridionale del Monte Panarotta, tra l'abitato di Vetriolo e il margine orientale del Foglio, dove sono presenti molteplici fenomeni franosi che in passato hanno spesso interferito con le diverse strutture antropiche presenti (strade, edifici, reti sotterranee), ed a tutt'oggi evidenziano la loro attività. L'intera area è inclusa all'interno di una vasta DGPV, ben riconoscibile dalle numerose trincee e contropendenze presenti in prossimità della cresta a direzione est-ovest. DGPV di minor estensione sono state cartografate anche sul versante Nord di Cima Storta, dove si accompagnano ad accumuli di frana di modesta estensione, sul versante Sud del Dosso di Galline e sul versante Ovest di Cima d'Orno tra Vignola e Falesia.

Cima di Mezzodi

Un ampio settore in dissesto riguarda la quasi totalità del versante nord occidentale della Cima di Mezzodi, in cui è posto anche l'abitato di Frassilongo. Si tratta di un'area che si estende sino al fondovalle per una larghezza complessiva di circa 2700 m, dove sono rilevabili numerosissime frane, in parte attive ed in parte quiescenti o stabilizzate, quasi tutte di scivolamento rotazionale. Anche in questo caso la zona in dissesto è inclusa interamente in due ampie DGPV di cui sono visibili, in corrispondenza della Cima di Mezzodi, trincee di deformazione e uno sdoppiamento di cresta. Le deformazioni coinvolgono principalmente le filladi del basamento (VFS), le metavulcaniti (VMM) e le coperture quaternarie (SDG, PTG).

Santa Caterina

Un'altra vasta area in cui sono ben evidenti i caratteri morfologici associati a movimenti gravitativi, riguarda il versante orientale della cresta che dal Monte di Bosentino si estende in direzione NNW sino in prossimità di Malga di Susà. Qui quasi tutto il versante, dal coronamento di cresta fino alla sponda del Lago di Caldonazzo, è coinvolto in una complessa DGPV, sebbene non siano presenti accumuli di frana di estensione cartografabile.

Frane minori

Frane importanti seppur di dimensioni minori compaiono inoltre sul versante occidentale del Monte Fravort (in loc. Campivo de Stoana - Ploach ed a valle di Maso Stoana).

3. - IDROGEOLOGIA (a cura di G. Bazzoli)

L'idrogeologia delle masse rocciose del foglio Trento rispecchia la configurazione litostrutturale del territorio compreso nel foglio, e ne risulta la possibilità di riconoscere una preminenza areale dei vari complessi idrogeologici rispetto alla posizione dell'asse vallivo principale. Nei versanti in destra Adige prevalgono in affioramento complessi acquiferi legati a formazioni calcaree di piattaforma carbonatica, mentre nei versanti in sinistra Adige dominano complessi acquicludi ed acquitardi corrispondenti a rocce sedimentarie clastiche di mare poco profondo (successioni permo-triassiche) o associati alle rocce del Distretto Vulcanico Atesino e del substrato cristallino.

Si possono distinguere i seguenti complessi idrogeologici:

- complessi a conduttività idraulica generalmente elevata associati ai depositi gravitativi e ai depositi sedimentari alluvionali;
- complessi a conduttività idraulica prevalentemente da molto bassa a bassa per porosità, corrispondenti a terreni palustri e di deposizione glaciale;
- un complesso acquicludo eocenico, corrispondente a calcare di Nago e alle vulcaniti eoceniche, con permeabilità da bassa a molto bassa per fratturazione.
- un complesso acquifero eocenico, corrispondente al calcare di Malcesine e di estensione areale limitata, con permeabilità media per fratturazione e localmente per porosità.
- un complesso acquicludo cretacico-terziario, avente come termine superiore la formazione di Chiusole e come termine inferiore la Scaglia Rossa; questo complesso ha permeabilità molto bassa o nulla.
- un complesso acquifero principale, triassico-giurassico, comprendente le formazioni dalla Maiolica sino alla Dolomia Principale, con elevata permeabilità per carsismo e fratturazione.
- un complesso permotriassico con caratteristiche di acquicludo regionale, includente al suo interno formazioni acquitarde, a bassa permeabilità per fratturazione, che possono dar luogo a circolazioni idriche localizzate. Ha come termine superiore la formazione di Travenanzes e come termine inferiore la Formazione a Bellerophon;
- un complesso acquitardo permiano, comprendente l'Arenaria di Val Gardena e le rocce del distretto vulcanico atesino, con permeabilità bassa per porosità e fratturazione;
- un complesso acquicludo pre-permiano corrispondente alle metamorfiti del basamento cristallino, con permeabilità molto bassa o nulla.

La distribuzione in affioramento dei diversi complessi idrogeologici influisce in misura determinante sulla distribuzione dei coefficienti di infiltrazione efficace e dei coefficienti di deflusso: i primi risultano maggiori nei versanti in destra Adige e minori ad Est del fiume, mentre i deflussi maggiori si hanno in sinistra

Adige.

La circolazione idrica sotterranea nell'ambito del foglio Trento è governata, oltre che dalle caratteristiche litostratigrafiche, dalle caratteristiche delle discontinuità delle masse rocciose e dal livello di base locale. Il livello di base principale corrisponde al profilo longitudinale del fiume Adige, le cui variazioni condizionano fortemente la piezometrica dell'acquifero di fondovalle e degli acquiferi di conoide in esso affluenti. L'asta valliva della Valsugana, nelle parte orientale del foglio, rappresenta un livello di base secondario.

Dominio idrogeologico in destra Adige.

In destra Adige, fra Trento e Mezzolombardo, le strutture tettono-carsiche collegate alla Linea della Paganella drenano le acque del complesso acquifero principale verso l'asse vallivo atesino: cospicue emergenze idriche di questo tipo sono la sorgente Trementina a Zambana vecchia (BORSATO, 2000) e le sorgenti in località Ischia Podetti, la cui connessione idrogeologica con i laghi di Terlago fu evidenziata con prove con traccianti (ioduro di potassio) già nel 1897 da TRENER & BATTISTI (1898). Fra Trento e Romagnano lo sversamento verso l'asta atesina delle acque del complesso acquifero principale (massiccio carbonatico del gruppo del Bondone) è invece ostacolato dalla copertura degli acquicludi del Cretacico e del Terziario e dall'antiforme dell'acquicludo permo-triassico di Ravina (fig. 73) che, in sinergia con le dislocazioni tettoniche, compartimentano l'acquifero principale in serbatoi semi-indipendenti. L'acquifero, in questo settore del massiccio, recapita principalmente verso il versante occidentale (Valle di Cavedine e dei Laghi).

Solo a Sud di Romagnano si ripropongono nel versante condizioni strutturali che favoriscono il recapito nell'asta valliva dell'acquifero principale.

In quota, le sorgenti esistenti sono l'espressione di un sistema di flusso sub-superficiale, controllato principalmente dalla topografia ed in alcuni casi dalla tettonica. Qui i serbatoi idrici più rilevanti sono costituiti dagli accumuli di frana, fra cui spicca per dimensioni la frana del Palon, che alimenta le sorgenti Molini e Sant'Anna di Sopramonte, con portate da 20 a 50 l/s.

Dominio idrogeologico in sinistra Adige

Nei versanti in sinistra Adige 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. Il tetto del complesso acquicludo permo-triassico costituisce il recapito di numerose sorgenti, con acque ad elevato tenore in solfati per il contatto con le formazioni gessifere. Nelle formazioni acquitarde del complesso permo-triassico (Formazione di Contrin, dolomia dello Sciliar, formazione a Gracilis, dolomia del Serla inferiore, Formazione a Bellero-phon) si può a luoghi riscontrare una circolazione idrica, generalmente in pressione per il confinamento esercitato dalle formazioni acquicludi al tetto ed al letto.

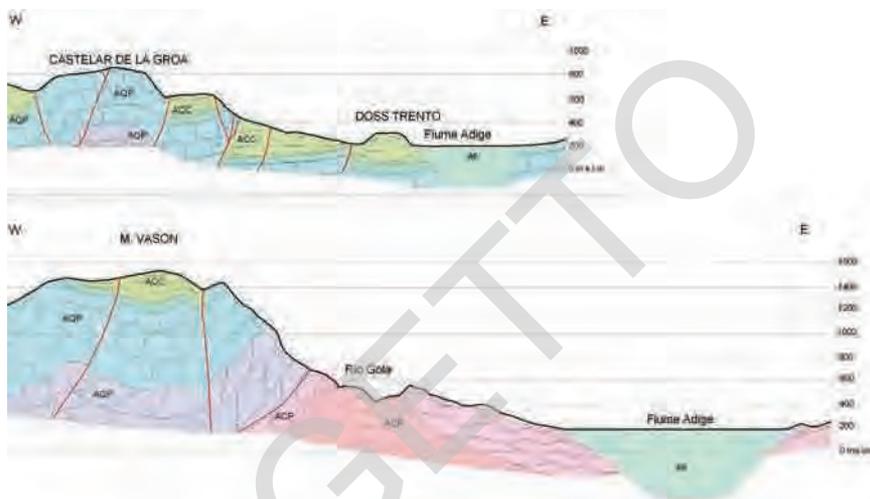


Fig. 73 - Sezioni schematiche che illustrano come gli acquicludi cretaceo-terziari (ACC) e l'acquicludo permo-triassico (ACP) ostacolano a sud di Trento lo sversamento verso l'asta valliva atesina dell'acquifero principale (AQP) del versante destro, compartimentato dalla tettonica.

Sorgenti con elevate concentrazioni di solfati, ferro ed arsenico, con un trascorso di acque termali, sono legate alla presenza di zone mineralizzate, alcune delle quali anticamente sfruttate: di rilievo le sorgenti presso i giacimenti a solfuri misti delle aree di Roncegno, di Levico (Vetriolo), della Val dei Mocheni (Sant'Orsola) e dell'altopiano di Piné (Costalta).

I laghi di sbarramento di questo settore del foglio costituiscono un livello di base locale. Vi sono indizi di sorgenti sublacuali nel lago di Serrai (ROSSO & PELLIZZATO, 1977).

Per sopperire, ai fini acquedottistici, alla diminuzione periodica di risorsa in corrispondenza delle fasi di esaurimento stagionale delle sorgenti, nel secolo scorso vennero realizzati, a Trento sul torrente Fersina e a Lavis sul torrente Avisio, degli sbarramenti fluviali, per sfruttare come serbatoi idrici gli accumuli di alluvioni che si venivano a formare a tergo degli sbarramenti stessi. Le acque superficiali si infiltrano in questi materassi alluvionali artificiali, e vengono captate con drenaggi suborizzontali o cunicoli realizzati alla base dell'accumulo. Queste tipologie di captazione sono tuttora attive.

Acquifero alluvionale di fondovalle

I depositi alluvionali del fondovalle atesino costituiscono la più rilevante e sfruttata risorsa idrica del territorio compreso nel foglio Trento. Da essi dipende per circa il 60% l'approvvigionamento idrico della città capoluogo.

L'acquifero è costituito dalle alluvioni del fiume Adige, lateralmente interdigitate alle estese alluvioni di conoide dei suoi affluenti principali: il torrente

Noce, i cui depositi distali sono cartografati nella parte settentrionale del foglio, e i torrenti Avisio e Fersina.

Le alluvioni atesine sono costituite da numerosi livelli a diversa granulometria, prevalentemente sabbioso-limosi, fra loro eteropici e con una limitata continuità spaziale nel piano orizzontale. L'acquifero è del tipo multistrato, con livelli a diversa conducibilità idraulica e trasmissività, in connessione idraulica con gli acquiferi delle alluvioni di conoide.

Lo spessore dell'acquifero atesino di fondovalle è imponente, superando solitamente il centinaio di metri: a Nord di Trento, pozzi perforati in località Spini di Gardolo hanno raggiunto profondità di 180 metri in sabbie; a Sud della città sono stati raggiunti i 430 metri di profondità senza incontrare il substrato roccioso (FUGANTI *et alii*, 1998); a Ravina, il substrato è stato intercettato a 226 metri di profondità. La successione stratigrafica che viene osservata con maggior frequenza nell'acquifero atesino di fondovalle, nelle aree non interditate con alluvioni di conoide, è, nelle grandi linee, la seguente:

- un orizzonte superficiale limoso-sabbioso, discontinuo, dello spessore variabile da 3 a 12 metri circa, che impartisce, laddove presente, un carattere di semiconfinamento all'acquifero;
- un orizzonte sabbioso, talora sabbioso - ghiaioso, di spessore variabile da pochi metri ad una trentina di metri, che costituisce l'acquifero sfruttato dalle diverse centinaia di pozzi presenti nel territorio. La conduttività idraulica orizzontale di questo acquifero, desunta in base a prove di pompaggio, è piuttosto variabile, a seconda delle località, variando fra $k = 2.5 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ a $k = 2.5 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ (TRENTINO SERVIZI, 2004).
- una potente successione dello spessore di varie decine di metri, di sedimenti alluvionali di bassa energia, con granulometria dalle sabbie limose alle argille, interrotta localmente in profondità da relativamente deboli spessori di ghiaie e sabbie.

Nelle aree di sovrapposizione fra alluvioni di conoide e alluvioni di fondovalle la stratigrafia risulta molto diversa da quella sopra schematizzata. Le alluvioni del torrente Avisio caratteristicamente si sovrappongono, nella parte media ed apicale del conoide, alle alluvioni atesine con uno spessore di una cinquantina di metri di ghiaie molto grossolane con blocchi metrici di ignimbriti. Questo orizzonte ospita un acquifero freatico sovrapposto a quello atesino e interdigitato con lo stesso nella parte distale del conoide. Le alluvioni di conoide del torrente Fersina sono date da ghiaie grossolane con sabbie, ed ospitano un analogo acquifero. La conduttività idraulica orizzontale delle alluvioni di conoide dei due torrenti, desunta da prove di pompaggio, va da $k = 1.65 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ (Avisio, OSTAN A., 1995) a $k = 3.2 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ (Fersina, Trentino Servizi, (2004). Indagini idrogeochimiche (BAZZOLI *et alii*, 2008; FUGANTI *et alii* 2005), hanno dimostrato che gli orizzonti più profondi dell'acquifero di fondovalle corrispondenti a sedimenti di bassa energia sono spesso caratterizzati da condizioni redox riducenti, che determinano

il rilascio di arsenico per dissoluzione di idrossidi di Fe e Mn; gli Autori sconsigliano l'attivazione di ricerche idriche per consumo umano nella parte profonda delle alluvioni atesine. In fig. 74 si riporta la configurazione piezometrica nel fondovalle atesino rilevata nell'ottobre 2008. Si osserva una direzione di flusso con asse drenante corrispondente all'asta atesina e, a luoghi, ai paleoalvei dell'Adige. Sono evidenti gli afflussi laterali degli acquiferi di conoide, e si osservano pronunciate depressioni piezometriche in corrispondenza dei campi pozzi idropotabili e delle aree industriali fra Trento e Lavis.

4. - RISORSE DEL SOTTOSUOLO E SFRUTTAMENTO ANTROPICO (a cura di P. Ferretti, G. Zampedri)

Fin dalla preistoria il territorio attorno a Trento ha rappresentato un centro di grande attrattiva grazie alle ricchezze del sottosuolo. Poche altre località possono vantare una storia mineraria così articolata.

Le prime testimonianze locali di lavorazione di minerali cupriferi sono documentate nei siti archeologici risalenti all'età del Bronzo di Romagnano e soprat-

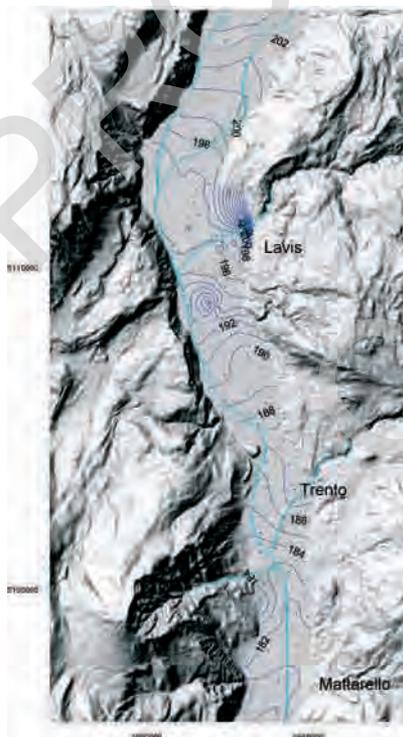


Fig. 74 - Freatimetria dell'acquifero di fondovalle atesino nell'ottobre 2008. Equidistanza delle isopiezies: 1 m. I punti blu corrispondono ai punti di misura del livello di falda.

tutto di Passo Redebus, famoso per i resti di forni fusori oppure presso i Montesei di Serso (Pergine), dove sono documentati altri forni fusori e accumuli di scorie prodotti da popolazioni retiche e risalenti al periodo tra il 2000 e il 100 a.C.

Le mineralizzazioni piombo-argentifere del Monte Calisio furono oggetto di ricerca mineraria probabilmente fin dall'epoca romana ma sono medievali (secoli XI-XII) le prime testimonianze dirette di attività mineraria organizzata. Il *Codex Wangianus* elaborato tra il 1208 e il 1214 dal Principe Vescovo di Trento Federico Wang, rappresenta il più antico regolamento minerario d'Europa e comprova la rilevanza di questo distretto minerario per l'economia e la società del tempo. Nel XIII secolo, di pari passo con l'esaurimento delle miniere del Calisio, l'attività estrattiva iniziò a svilupparsi anche in Val dei Mocheni e Valsugana, sfruttando le abbondanti mineralizzazioni idrotermali a solfuri misti. La coltivazione di minerali metallici proseguì con alterne fortune e periodiche chiusure fino al dopoguerra, quando si presero ad estrarre barite e fluorite, precedentemente considerate come sterile. Anche questa attività cessò definitivamente sul finire degli anni '60 del secolo scorso a causa del crollo del prezzo del minerale.

Attualmente le uniche coltivazioni in attività nel foglio Trento riguardano materiali da costruzione, pietre ornamentali e inerti.

Il settore del porfido proveniente per la quasi totalità dalla Valle di Cembra rappresenta il comparto estrattivo di gran lunga più importante del Trentino, nel quale sono impiegati direttamente circa 1500 addetti.

In passato anche le pietre ornamentali come i rinomati marmi rossi di Trento e della Valle dei Laghi hanno conosciuto fasi molto produttive. Sebbene fossero stati utilizzati diffusamente già dai romani per edificare l'antica *Tridentum*, vennero coltivati con maggiore continuità a partire dal rinnovo rinascimentale del capoluogo trentino e impiegati come apparati decorativi e spesso anche nella lavorazione scultorea dei più prestigiosi edifici storici della città di Trento (Duomo, Castello del Buonconsiglio, Chiesa di Santa Maria Maggiore, ecc.).

A partire dall'inizio del secolo scorso questa attività estrattiva si è molto contratta e oggi si limita a piccole coltivazioni circoscritte al versante meridionale del Calisio (Pila) e alla zona di Terlago.

4.1. - ACQUE MINERALI

Le uniche concessioni minerarie ricadenti nel foglio Trento ancora valide riguardano lo sfruttamento di alcune sorgenti minerali situate in Val dei Mocheni e in sinistra Valsugana, al margine orientale del foglio.

La miniera di S. Orsola, vecchia ricerca di solfuri ed arsenopirite, ubicata a q. 1030 m s.l.m. in Val dei Borti, sul versante destro della Val Fersina, viene attualmente utilizzata come sorgente arseniacale-ferruginosa dal vicino centro termale

(concessione per acqua minerale “Bagni di S. Orsola”). Analogamente, le acque minerali solfatico-arseniacali ferruginose che alimentano lo stabilimento “Bagni di Vetriolo” derivano dalla lisciviazione di un banco a solfuri ad opera di acque di percolazione e di condensazione dell’umidità presenti nella vecchia galleria di miniera denominata Acqua Forte (q. 1582 m s.l.m.) e nella vicina galleria da cui sgorga l’acqua debole, a minor contenuto di sali disciolti.

Le sorgenti di acque minerali che servono gli stabilimenti di Roncegno e Levico terme, identificate rispettivamente dalle concessioni “Le Pozze” e “Levico Casara”, presentano le medesime caratteristiche chimico-fisiche e anch’esse sono associate a filoni idrotermali mineralizzati a solfuri misti.

4.2. - UTILIZZAZIONE DELLE SOSTANZE MINERALI

Marmi, pietre ornamentali, pietre da costruzione

Nel foglio Trento i materiali legati a questa categoria provengono da rocce carbonatiche della successione giurassica relativa all’Alto di Trento e alle vulcaniti permiane costituenti il gruppo vulcanico atesino.

Le pietre ornamentali più caratteristiche della zona di Trento sono i cosiddetti “marmi”, le cui varietà, di colorazione variabile dal bianco-verdastro al rosso, rientrano nella formazione del Rosso Ammonitico Veronese (fig. 75).

La più nota varietà commerciale è il “Rosso Trento”, calcare nodulare rosso ricco di ammoniti e con intercalazioni argillose, di età kimmeridgiana. Relativi alla porzione inferiore e media del Rosso Ammonitico Veronese sono invece le varietà “Verdello”, calcari verdastri chiari bajociani, e “Ziresol”, corrispondente ad un calcare selcifero marnoso di colore rosa particolarmente resistente e caratteristico del membro medio del Rosso Ammonitico Veronese, riferibile all’Oxfordiano.

In base all’effetto cromatico spesso tipico della cava di estrazione si distinguono ulteriori varietà come il “Rosso Moro”, compatto, rosso mattone con sfumature marrone, il “Broccato”, di un rosso più vivo, con aspetto nodulare più marcato o il “Bianco Pila”, proveniente dall’omonima cava, un calcare compatto, a sfondo bianco latte con sfumature verdastre, proveniente dagli strati sommitali del Rosso Ammonitico Veronese di età titoniana.

Cave di Rosso Ammonitico Veronese erano diffuse lungo le pendici occidentali (Gardolo, loc. Melta) e meridionali del Monte Calisio (Cognola, loc. Coste; Villamontagna, loc. Pila (fig. 76), fino all’attuale centro città: via S. Martino, Port’Aquila, via dei Cappuccini, alla Spalliera, via Venezia sulla strada della Val sugana e via Giardini.

La varietà “Rosa di Terlago”, che presenta le caratteristiche del “Ziresol”, proviene invece dalle cave della zona di Terlago (Cava dei Redi) e Cadine. È sta-



Fig. 75 - Cava di Rosso Ammonitico Veronese aperta in località San Martino, a ridosso della città di Trento. Immagine dei primi anni del 1900. Foto Archivio fotografico storico Soprintendenza per i Beni storico-Artistici della Provincia Autonoma di Trento.

to coltivato ma solo come materiale da costruzione anche ad Andalo, in località Laghet. Una cava abbandonata di Rosso Ammonitico Veronese si trova inoltre in località Orli presso Fai della Paganella.

In alcune cave nei dintorni di Trento (Cadine, Sardagna, e loc. Cantaghet presso Civezzano) erano segnalate cave di “Pessatella” (MURARI, 1903), una pietra ornamentale di grande effetto decorativo e cromatico, costituita da un calcare grigio con abbondanti gusci di grossi lamellibranchi, utilizzata negli arredi sacri. Proviene dai banchi a Lithiotis, *facies* caratteristica della parte superiore della formazione di Rotzo.

L’impiego locale del “Porfido Trentino Lastrificato”, soprattutto per la copertura dei tetti, vanta una tradizione secolare ma lo sfruttamento a scopo economico è iniziata solo agli inizi degli anni ’20 del secolo scorso e si è consolidato nel secondo dopoguerra. Con produzioni annue dell’ordine del milione di tonnellate (1,3 t nel 2002) il porfido costituisce la voce preponderante dell’attività estrattiva trentina. Il territorio di provenienza, ubicato per gran parte in Val di Cembra (fig. 77 e fig. 78) e sull’Altipiano di Piné, nei comuni di Albiano, Baselga di Piné, Capriana, Cembra, Fornace, Giovo, Lisignago, Lona-Lases e Trento si presenta fortemente rimodellato dalle cave e da discariche di inerti legate alla pluridecennale attività estrattiva.

Il materiale cavato è costituito da un ignimbrite riolitica compatta e massiccia di colore da grigio-verdastro a rossastro proveniente dalla formazione di Ora. Presenta ottime caratteristiche geotecniche: resistenza all’alterazione chimico-fisica, alle variazioni di temperatura e all’azione del gelo e disgelo, elevatissima resistenza a compressione (180-260 MPa), elevata resistenza a flessione 19-27



Fig. 76 - Cava di Rosso Ammonitico Veronese in località Pila, a ridosso della città di Trento.

(MPa) e una superficie ruvida e poco scivolosa. Viene pertanto utilizzato per tutte le applicazioni edilizie, in ambienti interni e soprattutto esterni: lastre e i famosi “cubetti” utilizzati negli arredi urbani. La coltivazione e la successiva lavorazione sono notevolmente facilitate dall’intensa fessurazione sub-verticale degli ammassi rocciosi in sistemi tra loro ortogonali, interpretata come strutture risultanti dalla contrazione dei prodotti vulcanici e da sforzi tettonici.

4.3. - ATTIVITÀ MINERARIE

Le mineralizzazioni coltivate in passato nell’area del foglio Trento sono riconducibili essenzialmente alle seguenti tipologie di giacimenti minerali:

Giacimenti nelle metamorfite del Basamento Cristallino

Si tratta di giacimenti lenticolari concordanti con la scistosità costituiti da piritite, marcasite, arsenopirite, calcopirite, sfalerite, galena e solfosali, con tracce di rame, oro e antimonio alternati a livelli di scisti a quarzo e clorite. La loro origine dovrebbe essere esalativo-sedimentaria e l’età di deposizione contemporanea a quella dei protoliti delle filladi, quindi tra l’Ordoviciano superiore e il Siluriano



Fig. 77 - *Cave di Albiano in Val di Cembra.*



Fig. 78 - *Cave aperte nelle vulcaniti permiane in località Lases (Lavinac).*

inferiore. FRIZZO & FERRARA (1994) definiscono la mineralizzazione coeva con il complesso di Monteneve-Fleres. I principali giacimenti nel foglio Trento sono quelli di Vetriolo e Calceranica.

Quello di Vetriolo è situato a q. 1600 metri circa, poco a monte dell'abitato. Il banco mineralizzato, di potenza variabile da 1 a 2 metri, affiora poco sopra la Galleria dell'Acqua Forte. Qui l'attività di ricerca mineraria è nota sin dalla preistoria ma si concentrò tra i secoli XVII e XVIII per ricavare vetriolo dalla pirite. Fu abbandonata nel 1780.

L'analogo giacimento di Calceranica, rappresenta il più grande giacimento metallifero dell'Alta Valsugana. Affiora circa a q. 500 m sulla sponda sud-occidentale del Lago di Caldono, tra Calceranica e Vattaro. La mineralizzazione, lenticolare e di forma ellittica, con diametri di 1800 m e 600 m circa e spessore da 4 metri nella zona centrale a meno di uno ai margini, è allungata da SE a NW, presenta direzione mediamente N-S e immersione verso W di 25°-35°. Anch'essa era conosciuta e sfruttata per il rame fin dalla preistoria ma la coltivazione è documentata almeno dal 1595 e proseguì con alti e bassi fino al XX secolo. La vera coltivazione industriale fu compiuta dalla Montecatini S.p.A. tra la fine della seconda guerra mondiale e il 1964.

Giacimenti filoniani discordanti nelle metamorfiti del Basamento Cristallino

Nel Perginese sono presenti numerosissime mineralizzazioni filoniane a solfuri misti, fluorite, barite, quarzo che tagliano il basamento metamorfico. Si tratta di filoni idrotermali formati in seguito alla circolazione di fluidi idrotermali legati all'intrusione permiana di Cima d'Asta (VUILLERMIN, 1964; PERNA, 2000) che presentano generalmente un andamento SW-NE.

La miniera di Vignola (fig. 79) organizzata su otto livelli, tra q. 1064 m e 1333 m, con uno sviluppo di circa 3 km di gallerie, seguiva una serie di filoni idrotermali a quarzo, fluorite, galena, blenda che si sarebbero intrusi lungo dei disturbi tettonici che mettono in contatto le filladi con gli gneiss feldspatici. Ebbe come periodo di maggiore sviluppo il XV secolo. L'estrazione di minerali piombo-zincheri riprese nel primo dopoguerra ma la fase più intensa, cui si deve l'attuale assetto della miniera, si ebbe a partire dal 1953, per l'estrazione di fluorite e successivamente barite, fino alla chiusura verso la metà degli anni '70 (CAMPOSTRINI *et alii*, 2006). Attualmente sono ancora visibili numerosi imbocchi, coltivazioni a cielo aperto e discariche.

Degno di nota è anche il complesso di miniere di Cima d'Orno che segue un filone spesso al massimo 60 m, immergente verso SE con una inclinazione di 60°-80°, che taglia l'intero rilievo appena a ovest della cima e si sviluppa poi tra Pergine e Roveda. Dati bibliografici indicano la presenza di una faglia sulla direttrice Cima d'Orno-Rio Echer lungo la quale si sarebbe impostato il filone. La mineralizzazione è filoniana a quarzo, pirite, fluorite, clorite, calcite e barite (fig. 80).

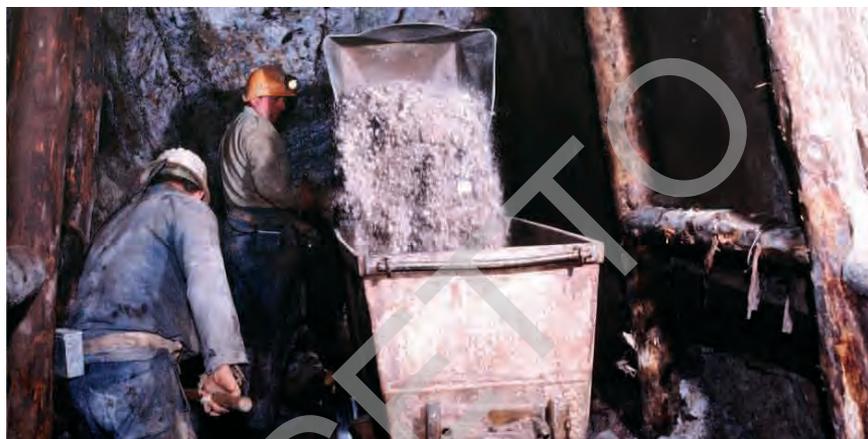


Fig. 79 - Miniera di Vignola in Valsugana. L'immagine documenta gli ultimi lavori in questa miniera chiusa alla fine degli anni 70 del secolo scorso.

Altre piccole miniere abbandonate, che sfruttavano le mineralizzazioni a solfuri, fluorite e barite, sono presenti nel basamento in tutto il versante a nord della cresta Panarotta-Cima D'Orno e in tutta la zona della sinistra Fersina.

Tra queste va segnalata la miniera di S. Orsola descritta nel paragrafo sulle acque minerali e la miniera di Erdemolo (*Grua va Hardömbel*), antico giacimento cuprifero e argentifero ora adibito a miniera-museo.

Giacimenti nelle vulcaniti permiane

Si tratta di giacimenti costituiti da reticoli di vene a solfuri in ganga quarzosa incassati alla base del gruppo vulcanico atesino. La stretta connessione tra vulcanismo e mineralizzazioni è dimostrata dall'intensa propilitizzazione della roccia incassante.

Il giacimento di Quadrate è ubicato sul versante sinistro della valle del Silla a SE di Fornace ed è stato sfruttato sino agli anni '60 del secolo scorso.

Si tratta di una mineralizzazione filoniana e in parte di impregnazione a galena argentifera, blenda, calcopirite e pirite; interessa le daciti di Pinè e ha sfruttato un filone subverticale o fortemente inclinato orientato NNE-SSW, di spessore variabile da 0.40 a 3 metri, che verso sud si divide in due rami.

Il giacimento di Nogarè, sfruttato sino agli '50 del '900, è ubicato a NE del paese, tra la Val Brutta e la località Quadrate. Sul versante a NE del paese, intorno a q. 850 metri, si trovano degli scavi a cielo aperto nelle riodaciti di Gargazzone. La mineralizzazione è filoniana e di impregnazione ad arsenopirite, galena, blenda, pirite, calcopirite, tetraedrite, antimonite, quarzo ed interessa le daciti di Pinè e le andesiti di Cembra. OMENETTO & DETOMASO (1970) ricostruiscono lo schema dei filoni del distretto minerario e definiscono il processo metallizzante legato a



Fig. 80 - *Miniera di Monte Fronte in Valsugana.*

tre eventi tettonici, indicando inoltre una zonazione verticale con diminuzione verso il basso dell'arsenopirite a favore dei solfuri di Pb e Zn e una zonazione orizzontale con aumento della calcopirite da sud verso nord.

Le miniere di Viarago, sfruttate dall'inizio del XIV secolo sino al 1940, sono ubicate sui versanti a monte e a valle dell'omonimo abitato. Dati bibliografici indicano la presenza in zona di almeno 40 miniere, generalmente ad estensione limitata. Sul versante meridionale della Predoccia, il rilievo a monte di Viarago, sono osservabili diversi ingressi, alcuni scavi antichi e altri ingressi di attività più recenti, sempre associati a discariche.

Delle quattro gallerie principali (S. Barbara q. 695 metri, Paolo q. 721 metri, Scaz q. 770 metri e Fontanelle q. 640 metri) è visibile solo l'ultima, associata ad una discarica e attualmente chiusa ad uso sorgente.

Il lavoro di OMENETTO & DETOMASO (1970) descrive la galleria Fontanelle che si sviluppa per 400 m, prima in conglomerati quaternari, poi quindi nelle filladi e nelle lave andesitiche, quindi segue un filone dello spessore di un metro ad andamento NE-SW, immergente verso NW e interrotto da una faglia E-W immergente verso S.

La mineralizzazione è filoniana a pirite, blenda, calcopirite, tetraedrite, magnetite in ganga quarzosa e carbonatica ed interessa le lave andesitiche della for-

mazione di Cembra. Complessivamente nelle miniere di Viarago aumenta il tenore in rame della mineralizzazione rispetto ai giacimenti di Nogarè-Quadrata.

Il giacimento di Gril-Faida è ubicato sui due versanti della Valle del Rio Negro a SE di Gril ed è stato sfruttato sino agli anni '30 del secolo scorso.

La mineralizzazione sul versante destro è filoniana a galena, blenda, calcopirite, pirite, tetraedrite in ganga quarzosa ed interessa le riocaciti del Castelliere e le daciti di Pinè, mentre quella sul versante sinistro è filoniana a pirolusite, rodonite, rodocrosite e quarzo.

Sono infine da segnalare le miniere di Aubis, ubicate presso il greto del Fersina, sul versante sinistro della valle. La mineralizzazione è filoniana e di impregnazione a pirite, Cu e As, nelle lave dacitiche di Pinè.

Giacimenti nei sedimenti della Formazione di Werfen.

Si tratta di banchi mineralizzati strato-concordanti e lenticolari a galena argentifera, barite e associati solfuri misti, potenti pochi metri, localizzati entro il membro di Tesero della Formazione di Werfen. Tracce della frenetica coltivazione medievale sono ancora ben leggibili ovunque affiori il livello stratigrafico mineralizzato: in particolare sull'Altipiano del Calisio, a Civezzano e nei dintorni di Faedo, lungo la dorsale Masen-Mondagiò.

Si tratta di un inestricabile reticolo di stretti cunicoli, detti "canope" (fig. 81) e di numerosissimi pozzi, detti "cadini", oltre 20.000 secondo G.B. TRENER (1899).

Nella zona di Masen-Faedo l'orizzonte mineralizzato, oltre che nel Membro di Tesero della Formazione di Werfen, è presente anche all'interno delle ignimbriti riolitiche intensamente fratturate affioranti immediatamente a nord-est di Mondagiò, lungo un sistema tettonico di svincolo della linea di Trodena (sistema Faedo-Gril-Viarago).

Tra le zone più intensamente coltivate vanno ricordate le miniere a sud e a est del Lago di S. Colomba (Dosso dei Brusadi), nella zona della dorsale M. Piano-Fotina, di Doss del Cuc e del Doss de Le Grave. Qui è nota anche una coltivazione per lo sfruttamento della barite risalente agli anni '50 del secolo scorso.

Va segnalato come le discariche prodotte nel corso dell'attività mineraria, sebbene abbandonate da decenni se non da secoli, presentano tuttora un forte impatto ambientale in relazione al loro potenziale inquinante legato al rilascio di elementi chimici pericolosi, in particolar modo metalli pesanti (As, Pb, Zn). Esempi importanti si incontrano nelle aree della miniera di Viarago, di Vignola e delle Quadrate.

Materiali a prevalente uso industriale

Questo gruppo di materiali comprende rocce di varia composizione, origine e età. Nel foglio Trento sono presenti giacimenti di calcari marnosi, marne ed argille, prevalentemente di età cretacico-paleogenica e quaternaria utilizzati in passato per la produzione di cemento e laterizi.

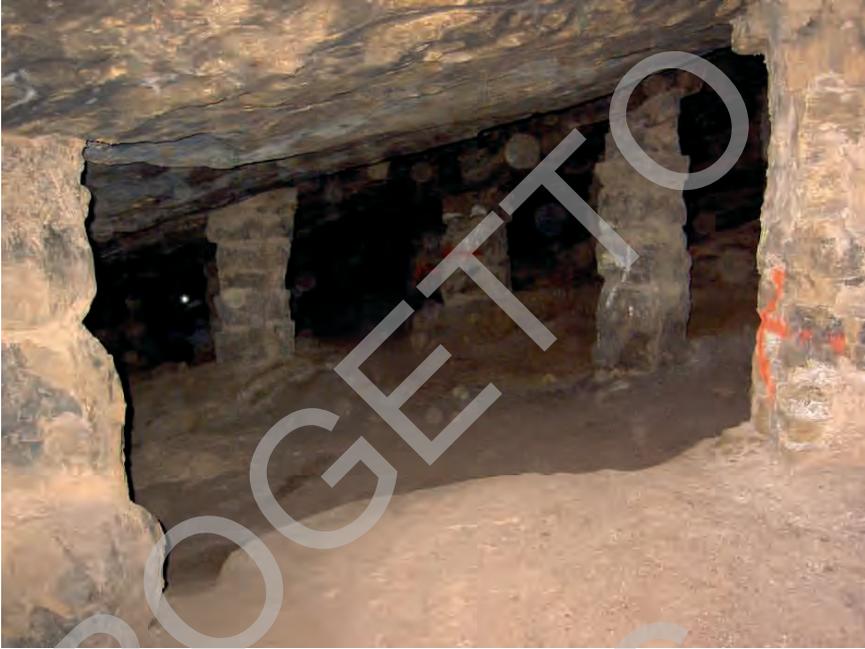


Fig. 81 - *Canopa del Pomar, Monte Calisio. E' una testimonianza dell'intensa attività mineraria volta alla ricerca di galena argentifera, attuata in questo territorio tra 1200 e 1500.*

L'estrazione di materiale destinato alla produzione di laterizi era legato a locali giacimenti di argille lacustri quaternarie, spesso negativamente condizionate dalla discontinuità dei depositi e dalla composizione irregolare delle argille stesse.

A Cadine e successivamente a Sardagna venivano estratte argille marnose dell'Eocene inferiore (formazione di Ponte Pià) utilizzate nel vicino stabilimento di Piedicastello (Trento) come correttivo per la produzione di cemento artificiale. Il calcare veniva estratto sul posto intaccando gli strati del calcare di Malcesine (Eocene medio). Il cementificio, attivo fin dal 1909, chiuse circa trent'anni fa per l'esaurimento delle cave di calcare di Piedicastello e a causa delle problematiche ambientali legate all'estrazione della marna a Sardagna.

Fino agli anni '60 del secolo scorso, in loc. Solteri, a nord di Trento, erano attive cave di calcari marnosi eocenici (formazione di Chiusole) utilizzati dalle vicine formaci per calce idraulica e calce idrata.

In passato fu oggetto di coltivazione il piccolo giacimento di gesso localizzato nella Dolomia del Serla inferiore affiorante in loc. Belvedere presso Ravina, utilizzato come correttivo per cementi.

Torba veniva estratta in varie località (Baselga di Piné, Cembra, Fornace, Viole del Bondone) e utilizzata come combustibile. Chiusa di recente, la torbiera di

Lago Pudro a Madrano forniva materiale utilizzato come fertilizzante in floricoltura ed orticoltura. Il Piano provinciale di utilizzazione delle sostanze minerali non individua giacimenti di torba, pertanto da alcuni anni l'estrazione è sospesa.

Depositi sciolti per produzione di inerti (sabbie, ghiaie e pietrisco)

Fino agli anni '50 questi materiali venivano prelevati prevalentemente dall'alveo dei corsi d'acqua, dai terrazzi alluvionali e solo in minor misura da conoidi e falde detritiche.

Per motivi di sicurezza idraulica oltre che in considerazione dell'evoluzione tecnologica degli impianti di lavorazione degli aggregati e in quanto non più oggetto del Piano Provinciale di utilizzazione delle sostanze minerali da quasi trent'anni (L.P. 4 marzo 1980), le escavazioni in alveo sono state sostituite da quelle a spese di falde detritiche e conoidi.

Inoltre, in base al decreto Ronchi, una consistente percentuale del materiale utilizzato per la produzione di ghiaia e sabbia (circa il 45% secondo i dati del piano) viene ricavato da scavi occasionali e dal riciclaggio.

Negli ultimi decenni si è comunque assistito ad una costante crescita della produzione di inerti in relazione allo sviluppo dell'edilizia privata e dei lavori pubblici, con la conseguente apertura di cave di prestito in prossimità delle opere in costruzione. In destra Adige sono ancora evidenti i numerosi punti di prelievo legati alla realizzazione dell'autostrada del Brennero.

Attualmente sono in attività numerose cave di inerti che sfruttano le falde detritiche a ridosso delle pareti dolomitiche della destra Adige nella zona a sud di Romagnano e presso Zambana. Nel comune di Mezzolombardo (cava Nogarolle), all'attuale estrazione a cielo aperto è in previsione una futura coltivazione in sotterraneo.

Tra Pergine e Civezzano, in loc. Ciré vengono estratte sabbie e ghiaie dai depositi terrazzati del Silla appartenenti al subsistema di Susà (PTG1). La cava di inerti di Ronchi (Matterello) interessa invece i depositi di frana della Marzola.

PROGETTO
CARGO

VIII - ABSTRACT

The geological map of the 060 Trento Sheet, here presented at the scale 1:50.000, belongs for all of his surface to the Autonomous Province of Trento (P.A.T.). The north-eastern sector of the Sheet covers the southern part of the Cembra Valley, the Mocheni Valley and the Pinè Highland, while the north-western sector is characterized by the meridional side of the Paganella Mt. (q. 2105 meters) that slopes down to the Terlago saddle; an ample basin connecting with the Sarca Valley. The Adige Valley crosses N-S the whole Sheet separating, nearby the city of Trento, the Bondone Mt. (Palon to q. 2080,90 meters) from the Marzola Mt. (q. 1737,53 meters). The city of Trento is located at centre of a wide syncline extending between the Calisio Mt. and the Marzola Mt; easternward the structure opens into the Valsugana Valley.

The variety of landscapes that passes from elevated culminations (Paganella Mt.) to ample valleys with characters of highland (Terlago area) and then to the Adige furrow, is manly the result of the erosional and depositional processes connected to the last glacial expansions (LGM). The surface hydrography is strictly related to lithology and tectonics resulting in narrow and deep valleys, as well as asymmetrical and wide alluvial valleys. The Adige River represents the main watercourse of the territory and crosses north to south the whole Sheet.

The rocks of the Sheet 060 "Trento" exclusively belong to the Southern Alps structural domain. The oldest rocks are represented by the Pre-Permian Variscan crystalline Basement (Valsugana Unit), mainly composed by sericite-chlorite quartz-phyllites. The crystalline basement is crossed by a series of Lower Permian sub-volcanic bodies of various composition (Masserella Tonalitico-Quarzo-

dioritica di Canezza and Granodiorite del Rio Rigolor).

The overlying volcanic rocks are represented by a sequence of lava and ignimbrites, with varying chemical composition (from andesitic to rhyolitic), deposited in subaerial environment. In the central sector (Valley of Cembra), their estimated thickness is of about 2000m. The Adige volcanic district is related to an important extensional synvolcanic tectonics that took place in the Early Permian and develops a semi-graben structure migrating toward NE. The master fault is the Calisio Paleoline, an E verging listric fault leading the evolution of the volcanic basin with several antithetic W-verging normal faults (Linea del Fersina, Linea di Pinè). In this framework the volcanic products invade step by step more western areas over the exhumated Hercynian crystalline basement in continental environment. These antithetic normal faults bound the effusion area of different volcanic bodies which become more recent toward NE. Several volcanic events linked to the extensional tectonics are recognisable in space and time: the final event (rhyolitic ignimbrites of the Formazione di Ora) is probably connected to a general calderic sinking. The Valsugana Line (paleoline) represent the tectonic southern border of the volcanic district acting as the dextral transfer of the semi-graben structure. The southern sector (Monte Marzola) is lacking in Permian volcanics because in this time was a structural high.

The sedimentary formations mainly crop out in the southern and western sector of the Sheet and include units spanning from the Upper Permian to the Lower Oligocene; important and continuative tectonics is recorded in their dramatic variations of facies and thickness.

Permian formations are represented by alluvial (Arenaria di Val Gardena) and marginal marine deposits (Bellerophon Formation) outcropping near Trento and in the Valsugana. Terrigenous and carbonate shelf sediments of Early and Middle Triassic age are well exposed in the Marzola Mt. sector (i.e. Werfen Fm., Contrin Fm., Giovo Fm., Zwischenbildungen Group, Sciliar Fm.).

During the Mesozoic rifting the Adige volcanic district turns into a structural high (Trento Platform). The stratigraphic evolution of the Trento Platform during the Jurassic is characterized by its inundation at the end of the Early Jurassic. Two main stages may be thus recognized, each one represented by a typical sedimentary package: the thick Calcarei Grigi Group corresponds to the first phase of shallow-water sedimentation, during the Early Jurassic (Hattangian to Pliensbachian); the second phase, corresponding to the pelagic "condensed" sedimentation on the top of the drowned Trento platform, is epitomized by the Rosso Ammonitico Veronese Formation (Upper Bajocian to Tithonian). Cretaceous to Paleocene pelagic and/or hemipelagic sediments follows in the eastern flank of the Adige Valley (Maiolica Fm. Scaglia Variegata alpina Fm., Scaglia Rossa Fm.). In the Eocene the inherited structural arrangement originating a new Carbonate Platform generation (Calcare di Torbole, Calcare di Malcesine, Calcare di Nago)

and a basic volcanic activity took place (Basalto della Vallagarina).

The Quaternary is mainly represented by Pleistocene deposits left by the Adige glacier (LGM), by Late glacial deposits related to the withdrawal phases (fluvioglacial deposits, glacial contact) and by slope and alluvial deposits.

The tectonic structure is dominated by a complex network of NE-SW, NW-SE and N-S oriented faults. Such structures originated during the Lower Permian extensional phase and have been active for the whole Mesozoic. From the Late Oligocene to the Miocene the inherited structural arrangement is involved and reactivated in the convergence between Adriatic and European plates originating the South verging Eastern Southern Alpine Chain.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1992) - *Carta Geologica d'Italia, 1:50.000, Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni serie III, **1**, 203.
- ACCORDI B. (1959) - *Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica*. Estudios geológicos, **15**: 1-17, Madrid.
- 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. **XXVI**: 172-178.
- ANDREATTA C. (1960) - *Carta geologica e petrografica dell'altipiano di Pinè (Trentino)*. Scala 1:25.000. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Centro di Studio per la Petrotettonica.
- ANDREATTA C. (1962) - *Successione delle attività magmatiche nella grande piattaforma porfirica atesina con particolare riferimento all'altipiano di Pinè (Trento)*. Acta Geol. Alpina, **8**: 25-79, carta geologica 1:25.000, Bologna.
- ARTHABER G. (1916) - *Die Fossilführung der anisichen Stufe in der Umgebung von Trient*. Jahrb. K.k. Geol. R. Anst., **65** (1915): 239-391, Stoccarda.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) - *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. Soc. America Bull., **88**: 1305-1320.
- ASSERETO R. (1969) - *Sul significato stratigrafico della "Zona ad Avisianus" del Trias medio delle Alpi*. Boll. Soc. geol. Ita., **88**:123-145, ROMA.
- ASSERETO R., DESIO A., DI CODALBERTO D. & PASSERI L. (1968) - Note illustrative della Carta geologica d'Italia. Foglio 14a Tarvisio. Serv. Geol. d'Italia: 1-70.
- 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*. Provincia Autonoma di Trento, Provincia Autonoma di Bolzano. SystemCart, Roma.
- AVANZINI M. & BROGLIO LORIGA C. (1996) - *Chaetetid facies from the uppermost Calcari Grigi of the southern Alps (gruppo del Pasubio, lower jurassic; Trento, Italy)*. Memorie di scienze geologiche, **48**, pp. 55-64.
- BAGOLINI B. & GUARESCHI A. (1978) - *Notizie preliminari sulle ricerche 1977-78 nell'insediamento paleolitico delle Viotte di Bondone (Trento)*. - Preistoria Alpina, **14**: 40-64, Trento.
- BARBIERI G. & GRANDESSO P. (2007) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 082 Asiago*. Regione Veneto. Ed. S.EL.CA., Firenze.
- BLEICH K.E. (1980) - *Viotte - Monte Bondone Bericht zur unter suchung äeolischer Sedimentation*. Preistoria Alpina, **16**: 113-115, Trento.
- BARGOSSO G.M. (1982) - *La formazione delle ignimbriti riocacitiche inferiori nell'area meridionale del sistema vulcanico atesino (Valsugana, Trentino)*. Min. Petr. Acta, **26**: 91-107, Bologna.
- BARGOSSO G.M., BONDI M., LANDINI F. & MORTEN L. (1981) - *Il Granodiorite di Monte Croce (Alto Adige, Nord Italia)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **38** (1): 155-162.
- BARGOSSO G.M. & CALANCHI N. (1984) - *Le andesiti di Dosso di Costalta nel settore meridionale del sistema vulcanico atesino (Trentino)*. Miner. Petrogr. Acta. **28**: 193-213.
- BARGOSSO G.M., CALANCHI N. & LANDINI F. (1979b) - *Felsiti e porfidi granitici in masserelle e filoni del M. Panarotta (Trentino)*. Studio petrografico-geochimico. Miner. Petrogr. Acta. **23**: 265-278.
- BARGOSSO G.M. & D'AMICO C. (1989) - *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**(1988): 131-157.
- BARGOSSO G.M., D'AMICO C. & SCIPIONI P. (1983a) - *Posizione degli Strati di Tregiovo nella successione vulcanica atesina del Trentino - Alto Adige*. Rend. Soc. Geol. It., **5** (1982): 31-137.
- BARGOSSO G.M., D'AMICO C. & SEGATTA G. (1983b) - *Vulcaniti atesine in serie ridotta ad est di Trento*. Miner. Petrogr. Acta, **27**: 207-219.

- BARGOSSÌ G.M., D'AMICO C. & VISONÀ D. (1979a) - *Hercynian plutonism in the Southern Alps. A brief report*. In SASSI ed., IGCP n. 5 Newsletter, **1**: 7-32.
- 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*. Mitteilungen Der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft. MinPet 2007. Merano. 16-21/09/2007. **153**: 34.
- 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.
- 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 - F. n. 21 (Trento)*, Ed. Serv. Geol. d'Italia, Roma : 7-79.
- 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*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica **82** (2005): 31-42.
- 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, n. **113**, pp. 11-19.
- BECCARELLI BAUCK L. (1988) - *Unteren -bis mittelmurassische Karbonatformationen am Westrand der Trento Platform (Sudalpen, Norditalien)*. Münchener Geowissenschaft Abhandlung, **13**.
- BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. (1971) - *Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Prager und Orlanger Dolomiten, Südtirol)*. Festband Geologisches Institut 300-Jahr-Feier Universität Innsbruck: 9-103, Innsbruck.
- BERTOLDI L. (2007) - *Il bordo meridionale del gruppo vulcanico atesino (GA) (Catena del Lagorai - Trentino orientale)*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- 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.
- BINI A., BORSATO A. & ISCHIA N. (1991) - *Morfologia ed evoluzione della Grotta Cesare Battisti (La Paganella, Trento)*. Atti IX Convegno regionale di Speleologia del Trentino - Alto Adige, Lavis 1989. Natura Alpina, **42** (2-3): 41-77.
- BINI A., STRINI A., VIOLANTI D. & ZUCCOLI L. (2004) - *Geologia di sottosuolo nell'alta pianura a NE di Milano*. Il Quaternario, **17**: 343-354.
- BLEICH K.E. (1980) - *Viotte - Monte Bondone Bericht zur unter suchung äeolischer Sedimentation*. Preistoria Alpina, **16**: 113-115, Trento.
- BONIN B., BRANDLEY P., BUSSY F., DESMONS J., EGGEMBERGER U., FINGER F., GRAF K., MARRO C., MERCOLLI I., OBERRHANSI R., PLOQUIN A., QUADT von A., RAUMER von J., SCHALTEGGER U., STRYER H.P., VISONÀ D. & VIVIER G. (1993) - *Late variscan Magmatic evolution of the Alpine basement*. In: RAUMER von J., NEUBAUER F. (Eds). *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 169-199. Springer Verlag, Berlin.
- BORSATO A. (2000) - *Acquiferi carsici in Trentino: caratteristiche chimico-fisiche, idrogeologia, vulnerabilità e inquinamento*. Museo Tridentino di Scienze Naturali. Rapporto inedito per Provincia Autonoma di Trento.
- BORSATO A. (2008) - *Datazioni C-14 tramite acceleratore in spettrometria di massa di campioni di interesse stratigrafico in ambito alla realizzazione dei Fogli geologici "Mezzolombardo", "Trento" e "Bagolino" della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000*. Report tecnico Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento: 70 pp.

- 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.
- BOSELLINI A. (1964) - *Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permiano-Trias nelle Dolomiti Occidentali*. Mem. Mus. St. Nat.Ven. Trid., 27-28, Vol. **15**, (2): 59-160, Trento.
- BOSELLINI A. (1968) - *Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali*. Mem. Acc. Naz. Lincei, s. **8**, **9**: 3-32.
- BOSELLINI A. (1973) - *Relazione sul tema: "Modello geodinamico e paleotettonico delle alpi meridionali durante il Giurassico-cretacico. Sue possibile applicazioni agli appennini"*. Quad. n. Acc. Naz. Lincei, 183. Atti Conv. sul tema: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino; Roma 16-18 febbraio 1972: 163-205, Roma.
- BOSELLINI A. (1978) - *Tettonica delle placche e geologia*. Ed. Italo Bovolenta, 143, Ferrara.
- BOSELLINI A., BROGLIO LORIGA C. & BUSETTO C. (1978) - *I bacini cretacei del Trentino*. Riv. It. Paleont. Strat., v. **84/4**, pp. 897-946.
- BOSELLINI A., NERI C. & STEFANI M. (1996) - *Introduzione alla geologia delle Dolomiti*. Soc. Geol. Ital., 78° Riun. estiva, S.Cassiano (BZ) 16-18/9/1996.
- BRANDNER R. (1991) - *Geological Setting and Stratigraphy of the Schlern-Rosengarten Buildup and Seiser Alm Basin*. In: R BRANDNER, E. FLÜGEL, R. KOCH & L.A. YOSE (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
- BRODIE K.H. & RUTTER E.H. (1987) - *Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of northern Italy*. Tectonophysics, vol. **140**, pp. 179-188.
- BROGLIO LORIGA C., GOCCAN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., ORAVECZ SCHEFFER A., POSENATO R., SZABO I. & TOTH MARR 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.
- CALANCHI N. (1981) - *Le K Andesiti superiori dell'alta Val Fersina (Trento)*. Miner. Petrogr. Acta, **25**: 127-144, Bologna.
- CALDERONI G. & PERNA G. (1995) - *Itinerari geologici: il Lago di Lagolo (Trentino meridionale): origine ed età radiometrica*. Estr. da: Economia Trentina, Trento. A 44 (1995) n. **4**.
- CAMPOSTRINI I., DEMARTIN F. & APPIANI R. (2006) - *Miniera di Vignola (TN). Recenti ritrovamenti di fluorite e barite*. Rivista mineralogica italiana, **3** (2006): 142-151.
- CANTELLI L. (1988) - *Rilevamento geologico e analisi mesostrutturale nel dominio fragile tra Molveno, S.Lorenzo in Banale e la Val d'Adige*. Tesi di laurea, Università di Bologna.
- CANTELLI L. & CASTELLARIN A. (1994) - *Analisi Strutturale e inquadramento del sistema "Schio-Vicenza"*. Atti Tic.Sc.Terra (Special issue), **1**: 231-245.
- CASSINIS G. (1964) - *Una faglia saaliana nelle Prealpi bresciane e la sua importanza nei riguardi della stratigrafia permiana*. Boll. Soc. Geol. Ital., **83**: 273-283.
- CASSINIS G., AVANZINI M., CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNA G., DI STEFANO P., GAGGERO L., GULLO M., MASSARI F., NERI C., RONCHI A., SENO S., VANOSSI M. & VENTURINI C. (1998) - *Synthetic Upper Paleozoic correlation charts of selected italian areas*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**: 65-120.
- 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., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C. (1988) - *The continental Permian in the Southern Alps (Italy): a review*. Z. Geol. Wiss., **16**: 1117-1126.
- 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.
- CASSINIS G., NERI C. & PEROTTI C.R. (1993) - *The Permian and the Permian-Triassic boundary in eastern Lombardy and western Trentino (Southern Alps, Italy)*. In: *The Nonmarine Triassic* (S.G. LUCAS & M. MORALES, Eds.): New Mexico Museum of Natural History & Science Bull. **3**: 51-63.
- CASSINIS G. & PEROTTI C.R. (1994) - *Interazione strutturale permiana tra la linea delle Giudicarie ed i Bacini di Collio e Tregiovo (Sudalpino centrale - N Italia)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **112**: 1021-1036.
- CASSINIS R. & SOLARINO S. (2006) - *Seismicity and crustal structure in the Italian region: a new review using a synthesis of DSS results and updated catalogues of earthquakes*. Boll. Geof. Teor. Appl. **47**: 481-496.
- CASTELLARIN A. (1982) (a cura di) - *Carta Tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica.
- CASTELLARIN A. (1982a) - *Lineamenti ancestrali Sudalpini*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (curatori): *"Guida alla geologia del Sudalpino Centro Orientale"*, Guide Geologiche Regionali, 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. Soc. Geol. It., pp. 67-77.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neoalpine evolution of the Southern Alps*. Journal of Geodynamics, **30**: 251-274, Pergamon Press.
- 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. (2005b) - *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. (coll. FERRARI A.) (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma veneta" "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol. ser. 2°, **38**: 11-212, Bologna.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R. (1988) - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Min. Petr. Acta, v. **30**: 287-310, Bologna.
- CASTELLARIN A. & GATTO G.O. (1981) - *Foglio 20 Adamello, F. 9 Cevedale (pro-parte)*. In: A. CASTELLARIN (a cura di). *Carta tettonica delle Alpi meridionali alla scala 1:200.000*. Prog. Fin. Geodinamica (S.P.5) CNR, Tecnoprint, 441: 135-147, Bologna.
- CASTELLARIN A., PICOTTI V., CANTELLI L., CLAPS M., TROMBETTA L., SELLI L., CARTON A., BORSATO A., DAMINATO F., NARDIN M., SANTULIANA E., VERONESE L. & BOLLETTINARI G. (2005a) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 080 Riva del Garda*. Provincia Autonoma di Trento. L.A.C., Firenze.
- CASTIGLIONI B. (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria*. In: G. DAINELLI, *Atlante Fisico-economico d'Italia*, Tav. 3, Consociazione Turistica Italiana, Milano.
- CAVAZZINI G., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1991) - *New data on the radiometric age of the Southalpine basement of the Eastern Alps*. In: *Geologia del Basamento Italiano. Convegno in memoria di Alessandro Cocozza* (Siena, 21-22 marzo 1991). Abstr. Vol., Siena: 30.
- CHIARABBA C., JOVANE L. & DI STEFANO R. (2005) - *A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings*. Tectonophysics **395**: 251-268.
- CLARI P. (1975) - *Caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche di alcune sezioni di Calcari Grigi del Veneto*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **31**: 1-64, Padova.
- CLARI P. & MARELLI C. (1983) - *I calcari oolitici di San Vigilio nei Lessini settentrionali (Provincia Verona)*. Riv. Ital. Paleont. Strat. **88** (3): 443-476.
- COLE J.W., MILNER D.M. & SPINKS K.D. (2005) - *Calderas and caldera structures: a review*. Earth Science Reviews, **69**: 1-26.

- COUSIN M. (1972) - *Esquisse géologique des confins italo-yougoslaves: leur place dans les Dinarides et les Alpes méridionales*. Bull. Soc. géol. France, ser. 7^a, **12**: 103-1047, Parigi.
- CRAVERI M. (1911) - *Avanzi Fossili di animali e vegetali di Divezzano alle Fornaci nel Trentino*. Bollettino Soc. Geol. Italiana, **30**: 877-894.
- CREMASCHI M. & LANZINGHER M. (1984) - *La successione stratigrafica e le fasi pedogenetiche del sito epigravettiano di Andalo, i loess tardiglaciali della Val d'Adige*. Preistoria Alpina, **19**: 179-188, Trento.
- CREMASCHI M. & LANZINGHER M. (1987) - *Studio pedostratigrafico e geomorfologico dell'area circostante il sito tardo paleolitico-mesolitico di Terlago (Trento)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **64**: 99-120, Trento.
- CUCATO M. (1988) - *Geologia e stratigrafia della Vigolana nord orientale e dei dintorni di Caldanzazo (Alta Valsugana - Trento)*. Tesi di Laurea inedita Università di Padova, A.A. 1987/88, 236p.
- 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.V. (1992) - *Guide geologiche regionali della Società Geologica Italiana: Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. BEMA editrice.
- DAL PIAZ G.V. (1993) - *Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension*. In: J. von RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 327-344. Springer Verlag, Berlin.
- D'AMICO C. (1964) - *Relazioni comagmatiche tra vulcanesimo atesino e plutonismo di Cima d'Asta. La provincia magmatica tarso ercinica tridentina*. Mineral. Et Petr., Acta, **10**: 157-176, Bologna.
- D'AMICO C. (1967) - *Notizie geologiche e petrografiche sul cristallino di Cima d'Asta*. Natura alpina, **18** (4): 119-153, Trento.
- D'AMICO C. (1979) - *General picture of Hercynian magmatism in the Alps, Calabria-peloritani and Sardinia-Corsica*. In: F.P. SASSI (a cura di), IGCP n. 5, Newsletter, **1**: 33-68.
- 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 A. (1963) - *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. Miner. Petrogr. Acta, **9**: 279-360.
- D'ERASMO G. (1927) - *Su alcuni ittioliti del Museo Civico di storia Naturale di Trento*. Trento. Arti Grafiche Scotoni, 13 pp.
- DEL MORO A. & VISONÀ D. (1982) - *The epiplutonic Hercynian Complex of Bressanone (Brixen, Eastern Alps, Italy). Petrologic and radiometric data*. N. Jb. Miner. Abh., **145** (1): 66-85.
- 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 Helvetiae, **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. Sc. Geol., **45**: 1-27.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P. & ROGHI G. (2000) - *Carnian stratigraphy in the raibl/cave del predil area (Julian Alps, Italy)*. Eclogae Geologicae Helvetiae **93**: 331-347.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1983) - *Precisazioni sulle "Zwischenbildungen" (Triassico) dell'Alta Valsugana*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 11-12.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1986) - *Stratigrafia delle Zwischenbildungen (Triassico medio) nei dintorni di Trento*. Mem. Sc. 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. Sc. Geol., **41**: 163-189.
- DI BATTISTINI G., BARGOSSO G.M., SPOTTI G. & TOSCANI L. (1988) - *Andesites of the Late Hercynian volcanic sequence in Trentino-Alto Adige (northern Italy)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **43**: 1087-1100

- DI COLBERTALDO D. & NARDIN M. (1964) - *Le manifestazioni piombifere del Doss le Grave*. L'industria mineraria nel Trentino Alto Adige, Trento.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundschau, **76**: 735-754.
- FABIANI R. (1915) - *Il Paleogene veneto*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **3**: 1-336.
- FABIANI R. (1922) - *Il Terziario del Trentino*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **6**: 1-60.
- FABIANI R. (1925) - *Carta geologica del Foglio 38 (Schio) della Carta d'Italia al 100.000 dell'Istituto Geografico Militare*. Uff. idrogr. R. magistrato alle acque, Venezia.
- FABIANI R. (1928) - *Rilevamenti geologici dei Fogli Trento e Bolzano*. Boll. Ass. Miner.Sic., **4** (1): 8-18, Palermo.
- 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.
- 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.
- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.U. (1984) - *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag.
- FLIRI F. (1978) - *Die Stellung der Bänder-tonvorkommens von Schabs (Sudtirol) in der alpinen Würm-chronologie*. Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol., **14**: 115-118.
- FLIRI F. (1988) - *An outline of the Middle and Main Wurm 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 Sudtirol*. Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol., **24**: 137-142.
- FRIZZO P. & FERRARA E. (1994) - *I giacimenti a solfuri massivi del distretto agordino-valsuganese (Basamento Sudalpino)*. Alpi Orientali. Giornata studio in ricordo del Prof. S. Zucchetti, Torino, 12/5/94; pp.147-156.
- 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., **73**: 93-97.
- FUGANTI A., MORTEANI G., BAZZOLI GF., 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. Rov. Agiati, a.225, vol. **5**, pp. 59-94, Rovereto.
- FUGANTI A. & MOSNA S. (1963) - *Il Cretaceo nel Trentino Centrale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **4**: 81-116.
- GHETTI S. & NERI C. (1983) - *La Formazione di Werfen (Trias inferiore) della Valsugana (Trento)*. Studi Trentini Sc. Nat. (Acta Geol.), **60**: 135-164, Trento.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & ROGHI G. (2003) - *An Upper Tivalian (Triassic) Platform-Basin System in the Julian Alps: the Start-up of the Dolomia Principale (Southern Alps, Italy)*. Facies **49**: 135-150
- GUEMBEL C.W. (1896) - *Ueber die Grünerde von Monte Baldo. (Grünerde von Verona, Terra verde di Brentonico, Seladonite)*. Sitzungsber. Ak. D. Wiss., **26**: 545-604, Monaco.
- HAMMERSCHMIDT K. & STÖCKHERT B. (1987) - *A K-Ar and 40Ar/39Ar study on white micas from the Brixen Quartzphyllite, Southern Alps. Evidence for argon loss at low temperatures.* - Contrib. Mineral. Petrol., **95**: 393-406
- HAUER F.R.V. (1855) - *Allgemeiner Bericht über die geologischen Arbeiten der Sektion IV der R.A.* Jhbr k.k. geol. R. Anst.: 741-749, Vienna
- HOERNES R. (1876) - *Vorlage von Petrefacten des Bellerophonkalkes des Süd-östlichen Tirol*. Verhdl.k. k. Geol. R. A., **2**.

- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971) - *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canadian Journal of Earth Sciences, **8**: 523-548.
- ITALIAN IGCP 203 GROUP (ed.) (1986) - *Permian and Permian/Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys*. Field Guide Book. Field Conf. SGI-IGCP 203 Project, July 1986, Pavia, 180 pp.
- KEIM L. & BRANDNER R. (2001) - *Facies interfingering and synsedimentary tectonics on late Ladinian - early Carnian carbonate platforms (Dolomites, Italy)*. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.) **90**: 813-830.
- KLEBERSBERG V. R. (1935) - *Geologie von Tirol*. Bornträger, Berlin, 872 pp.
- LARDEAUX J.M. & SPALLA M.I. (1991) - *From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean*. Journal of Metamorphic Geology, **9**: 35-59.
- LARGAIOLLI T. (1969) - *Il Carnico carbonatico-bituminoso dell'alta Valsugana (Trentino)*. St. Trent. Sci. Nat., sez. A, **46** (2):397-412, Trento.
- LARGAIOLLI T. (1992) - *La frana del Palon (Trento), analisi geomeccanica*. St. Trent. di Sc. Nat., Acta Geol., vol. **67** (1990), pp. 117-124.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. Journal of Petrology **27**: 745-750.
- LE MAITRE R.W. (1989) - *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of igneous rocks*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- LEONARDI P. (1967) - *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*, **1** (1967): 151-153, CNR, Roma-Provincia Autonoma, Trento
- LEONARDI P. & ROSSI D. (1959) - *I porfidi permiani della conca di Cavalese nelle Dolomiti occidentali*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., **XXII**, f. I: 1-55.
- LUCIANI V. (1989) - *Stratigrafia sequenziale del Terziario nella catena del Monte Baldo (Province di Verona e Trento)*. Mem. Sc. Geol., vol. **41**, pp. 263-351.
- MAROCCHI M., MORELLI C., MAIR V., KLÖTZLI U. & BARGOSI 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.
- 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**, pp. 139-183.
- MASSARI F. (1988) - *Some thoughts on the Permo-Triassic evolution of the South-Alpine Area (Italy)*. In: G. CASSINIS (Ed.) "Permian and Permian-Triassic Boundary in the South Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports". Mem. Soc. Geol. It., **34**: 179-188.
- 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. Scienze Geologiche, Padova, **46**: 119-243.
- MELI S. (2004) - *Rb-Sr and 40Ar/39Ar age constraints on the Variscan metamorphism recorded by Ordovician acidic metavolcanic rocks in the Eastern Southalpine basement*. Rend. Fis. Acc. Lincei, s. 9, **15**: 205-223.
- MERLA G. (1930) - *La fauna del Calcarea a Bellerophon della regione dolomitica*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **9**: 3-221, Padova.
- MIETTO P. (1982) - *A Ladinian Conodont-cluster of Metapolygnatus mungoensis (DIEBEL) from Trento area (NE Italy)*. N. Jb. Geol. Paleont. Mh., **10**: 600-606.
- MITTEMPERGER M. (1958) - *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. C.N.R.N. St. e Ric. Div. Geomin., **1**(1): 61-146.
- MODENA B. (1996) - *Studio geologico dei rilievi attorno alla Val Fersina (Trentino centro-orientale)*. Tesi di laurea, Università di Bologna.

- MULAS F. (1989) - *Analisi tettonica dell'area di Trento*. Tesi di laurea. Università di Ferrara, A.A. 1988-1983, Ferrara pag. 98.
- MURARI E. (1903) - *I marmi del Trentino e la loro industria*. Tip. U. Grandi, Rovereto.
- NERI C. (1991) - *Sequence stratigraphy of the early Triassic Werfen Formation (Dolomites, northern Italy)*. In: A. BOSELLINI, R. BRANDNER, E. FLÜGEL, B. PURSER, W. SHLAGER, M. TUCKER & D. ZENGER (eds.) *Dolomieu conference on Carbonate Platforms and Dolomitization*: 194-195.
- NERI C., GIANOLLA P., FURLANIS S., CAPUTO R. & BOSELLINI A. (2007) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 029 Cortina d'Ampezzo*. Regione Veneto. System-Cart, Roma.
- NERI C. & POSENATO R. (1988) - *New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of Western Dolomites (Trento, Italy)*. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14/3** (1985): 83-107.
- OGILVIE GORDON M.M. (1927) - *Das Grödener- Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten*. I. und II Teil, pp. 376, III Teil, pp. 89. *Abh. Geol. Bundesanstalt, Wien*.
- OGNIBEN L. (1986) - *Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti*. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geologica*, **63**: 1-165.
- OMENETTO P. & DETOMASO G. (1970) - *Le mineralizzazioni filoniane a solfuri misti della zona di Pinè (Trento)*. *L'ind. Min. nel Trentino - Alto Adige, Economia Trentina*, **19** (2-3): 143-163, Trento.
- OSTAN A. (1995) - *Vulnerabilità e strategie di controllo dell'acquifero del conoide del torrente Avisio*. Università di Trento. Tesi di laurea inedita.
- PANIZZA M. (1963) - *Sezione stratigrafica permo-werfeniana della "Terra Rossa" (Monte Marzola, Trento)*. *St. Trent. Sci. Nat.*, **40** (3): 329-361, Trento.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*. V. III - Leipzig, 1909.
- PERNA G. (2000) - *I giacimenti minerali del Trentino*. *Natura Alpina*, **51**: 35-43.
- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. 248 pp., Selbstverlag, Wien.
- PICCIN G., MORELLI C., BERGOSSI G.M., BERTOLDI L., MAIR V., MAROCCHI M. & MORETTI A. (2009) - *Evolution of a magmatic continental megasystem in the Lower Permian*. 10.1474/Epitome.03.1195. *Geitalia* 2009, p.322.
- PICCOLI G., CETTO G. & BROSEGHINI E. (1971) - *Le formazioni vulcaniche terziarie del Trentino Centrale e occidentale*. *St. Trent. Sci. Nat., Sez. A.*, **48**: 166-182, Trento.
- PICHLER H. (1959) - *Neue ergebnisse zur Gliederung der unterpermischen Eruptivfolgeder Bozener Porphy-Platte*. *Geol. Rundschau*, **48**: 112-131.
- PICOTTI V. (2003) - *Note Illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento scala 1:25.000, Tavola 80 IV - Roncone*. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico, S.EL.CA., Firenze.
- 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. Padova*, **47**: 95-109.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1978) - *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.
- PISA G., MARINELLI M. & VIEL G. (1980) - *Infraraibl Group: a proposal (Southern Calcareus Alps, Italy)*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **85** (3-4): 983-1002, Milano.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1991a) - *La zona di taglio duttile della seconda fase Ercinica nel cristallino di Agordo*. *Atti Ticinesi Sc. Terra*, **34**: 51-63.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1991b) - *Eventi placativi nel cristallino di Agordo*. *Atti Ticinesi Sc. Terra*, **34**: 64-72.
- POZZI R. & VILLA F. (1959) - *Contributo allo studio stratigrafico della serie permo-triassica del Monte Marzola (Trento)*. *Studio micrografico. Riv. Ital. Pal. e Strat.*, pt. I, **65** (2): 97-130, Milano.
- 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. (1990) - *Evoluzione e significato delle strutture tettoniche appartenenti al Sistema della*

- Linea delle Giudicarie Nord*. Tesi di Dottorato, Università di Padova.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the North Giudicarie Line (Insubric Line, northern Italy)*. *Tectonics*, **17**: 6: 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicaria fault zone (Insubric Line, Northern Italy)*. *Journal of Geodyn.* **30**: 229-250, Pergamon Press.
- PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Thrusts of the Mezzocorona-Mendola Pass area (southern Alps, Italy): structural analysis and kinematic reconstruction*. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. **110** (1991), pp. 805-825.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G. & BUCK C.E. (2004) - *IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP*. *Radiocarbon*, **46**: 1029-1058.
- RESCH W. (1979) - *Zur Fazies-Abhängigkeit alpiner trias-Foraminiferen*. *Jahrb. Geol. B.-A.*, **122** (1): 181-249, Vienna.
- RICHTHOFEN F. VON (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisseralpen in Südtirol*. Ed. Perthes: XII-327, Gotha.
- RICHTHOFEN F. VON (1874) - *Über Mendola- und Schlern Dolomite*. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell.*, **26**: 225-256.
- RING U. & RICHTER C. (1994) - *The Variscan structural and metamorphic evolution of the Eastern Southalpine basement*. *J. Geol. Science*, London, **151**: 755-766.
- ROSSO A. & PELLIZZATO M. (1977) - *Contributo alla conoscenza sedimentologica e biologica e rilevamento batimetrico del Lago di Serraiia (Altopiano di Piné, Trento)*. *Lavori - Soc. Ven. Sci. Nat.*, **2**: 62-77.
- ROTTURA A., 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.
- SANTORU M. (1992) - *Rilevamento geologico e analisi tettonica del Monte Bondone e rilievi circostanti*. Tesi di laurea, Università di Bologna.
- SARTORI G. & CHERSIC S. (2007) - *I suoli della Piana delle Viote. Paesaggi, suoli e forme di humus*. Report n. 39, Centro di Ecologia Alpina, 112 pp.
- SASSI F.P. & SPIESS R. (1993) - *The South-alpine metamorphic basement in the Eastern Alps*. In *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. J. F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (eds), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*: 279-295, Springer Verlag, Berlin.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1989) - *Interpretative lithostratigraphic sequence in the austridic pre-permian basement of the eastern Alps*. *Rendiconti della Società geologica Italiana*, **12**, 2: 403-409
- SCARASCIA S. & CASSINIS R. (1997) - *Crustal structures in the central-eastern Alpine sector: a revision of the available DSS data*. *Tectonophysics*, **271**: 157-188.
- SCHALTEGGER U. & BRACK P. (2007) - *Crustal-scale magmatic systems during intracontinental strike-slip tectonics: U, Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the Southern Alps*. *Int. J. Earth Sci.* **96**: 1131-1151.
- SCHUBERT R.J. (1900) - *Über Oligocän Bildungen aus dem Südlichen Tirol*. *Verh. K.K. geol. Reichs- sandst.*, 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.
- SELLI L. & VITALE F. (1991) - *Neogene poliphase compressional tectonics in the Trento area. Southern Alps*. *Terra Abstracts*, **3** (1): 227.
- 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.

- SLEJKO D., CARULLI G.B., CARRARO F., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILICETO V., NICOLICH R., REBEZ R., SEMENZA E., ZANFERRARI A. & ZANOLLA C. (1987) - *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. CNR, GNDT, Rend. I: 1-82, Trieste.
- TRENER G.B. (1899) - *Le antiche miniere del Monte Calisio*. XX Annuario della società alpinisti Tridentin, Tip.Scotoni e Vitti: 27-90.
- TRENER G.B. (1904) - *Über die Gliederung der Quarz-porphyrtafel im Lagorai-gebirge*. Studi Tr. Sci. Nat., **XXXIV**, II: 417-590.
- TRENER G.B. (1929) - *Carta geologica delle Tre Venezie, 1:100.000, F° 22, Trento, settore "d"*. Mag. Acque Venezia.
- TRENER G.B. (1933) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio Trento*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol., Padova.
- TRENER G.B. & BATTISTI C. (1898) - *Il lago di Terlago e i fenomeni carsici delle valli della Fricca, del Dess e dei Laghi*. Tridentum, **1**, f.2, pp. 37-63.
- TRENTINO SERVIZI S.P.A. (2004) - *Studio per la delimitazione preliminare di aree di rispetto di pozzi d'acqua per il comune di Trento*. Rapporto inedito per Comune di Trento.
- TREVISAN L. (1941) - *La struttura geologica dei dintorni di Trento*. St. Trent. di Sc. Nat., Anno XXII, n. **3**, pp. 127-148.
- VACEK M. (1895) - *Über die Geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient*. Verhandl. k.k. geol. R. Anst., 467-484, Vienna.
- VACEK M. (1896) - *Über die Geologischen Verhältnisse des obersten Valsugana*. Verhandl. k.k. geol. R. Anst., 459-473, Vienna.
- 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. & HAMMER W. (1911) - *Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichischen Monarchie*. Blatt: Cles 1:75.000. Verh. K. k. Geol. Reichs Anst., **79**: 1-104.
- VAI G.B. (1991) - *Palaeozoic strike-slip pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm*. Pal. Pal. Pal., **87**: 223-252.
- VAN HUSEN D. (1987) - *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, **4** pp., 1 carta.
- 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.
- VENTURINI C. (1990) - *Geologia delle Alpi carniche centro orientali*. Pubblicazione 36. Museo Friulano di Storia Naturale, 220 pp. Udine.
- VENTURINI C. (2000) - *La successione Permo-Anisica*. In: G.B. CARULLI (Ed): "Guida alle escursioni", 80a riunione estiva Soc. Geol. It., 14-18, Trieste.
- VENZO G.A. (1961) - *La struttura geologica dell'Altipiano di Lavarone e dei dintorni di Vigolo Vattaro (Trentino)*. St. Trent. Sci. Nat., **38** (3): 133-140; Trento.
- VENZO G.A., PRINCIVALLE F. & PUGLIESE N. (1985) - *L'Eocene inferiore con pesci, crostacei e falliti ai Salteri di Trento*. St. Trent. Sci. Nat., **62** Acta Geol.: 71-89; Trento.
- VIGANÒ A. (2009) - *Crustal deformation of a sector of the Southern Alps adjacent to the po plain (Northern Italy): an integrated study*. PHD thesis, dottorato di ricerca in Scienze ambientali XXI ciclo Università degli studi dell'Insubria, Como: p.222.
- 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.
- VITALE M.F. (1991) - *Rilevamento geologico e analisi strutturale del Monte Calisio e dell'area attorno a Borgo Valsugana*. Tesi di Laurea, Università di Bologna.

- VUILLERMIN F. (1964) - *Nota preliminare su alcuni filoni quarzoso fluoritici in Trentino-Alto Adige*. L'Industria mineraria nel Trentino-Alto Adige, Economia Trentina, **13** (1-2,4-5): 305-321, Trento.
- 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.