



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 046

LONGARONE

a cura di:

P. Gianolla¹, M. Caggiati¹, A. Riva¹

Con contributi di:

G. Piccin², A. Zanferrari³, M.E. Poli³, T. Abbà⁴, B. Monopoli⁵

¹ Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università degli Studi di Ferrara

² Dolomiti Project Srl

³ Dipartimento di Scienze Agroalimentari, Ambientali e Animali, Università di Udine

⁴ Libero professionista

⁵ LTS - Land Technology & Services

Ente realizzatore



REGIONE DEL VENETO

Direttore ad interim Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

M. Siclari

Responsabile del Progetto CARG - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

M. Lettieri

Responsabile del Progetto CARG per la Regione del Veneto:

A. Galuppo

DIPARTIMENTO PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

D. Berti, M. D'Orefice, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni

Coordinamento cartografico:

S. Falcetti, T. Schvarcz

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

R. Carta, L. Battaglini

Coordinamento amministrativo:

S. Macchia

REGIONE DEL VENETO:

Coordinatore scientifico:

Piero Gianolla Università degli Studi di Ferrara

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

A. Galuppo (Regione del Veneto)

Informatizzazione dei dati geologici:

B. Monopoli (LTS)

Allestimento cartografico e stampa:

a cura di **Land Technology & Service S.r.L.**

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

INDICE

I	INTRODUZIONE	Pag. 9
II	GEOMORFOLOGIA	13
1.	IDROGRAFIA E MORFOLOGIE VALLIVE	19
2.	CARSISMO	26
III	INQUADRAMENTO GEOLOGICO	27
IV	STUDI PRECEDENTI	31
V	STRATIGRAFIA	35
1.	ALPI MERIDIONALI	35
1.1.	BASAMENTO METAMORFICO: NUCLEO AGORDO- CEREDA	35
1.1.1.	<i>Inquadramento</i>	35
1.1.2.	<i>Metapeliti e metapsammiti a solfuri e grafite (AMP)</i>	38
1.1.3.	<i>Metarioliti e metariodaciti (AVV)</i>	40
1.1.4.	<i>Metavulcanoclastiti acide e metapsammiti (AAF)</i>	42
1.1.5.	<i>Metabasalti e metavulcanoclastiti basiche (ABV)</i>	44
1.1.6.	<i>Filladi, metapsammiti e quarziti (AFQ)</i>	46
1.1.7.	<i>Miloniti di D₁ (AOM)</i>	46
1.2.	SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-CENOZOICA	47
1.2.1.	<i>Arenaria di Val Gardena (GAR)</i>	47
1.2.2.	<i>Formazione a Bellerophon (BEL)</i>	48
1.2.3.	<i>Formazione di Werfen (WER)</i>	49
1.2.3.1.	Membro di Tesero, membro di Mazzin (WER_{1,2})	50
1.2.3.2.	Membro di Andraz, membro di Siusi (WER_{3,4}).....	50
1.2.3.3.	Oolite a Gasteropodi e membro di Campil (WER_{5,6}).....	51
1.2.3.4.	Membro di Val Badia (WER₇)	52
1.2.3.5.	Membri di Cencenighe e di S. Lucano (WER_{8,9})	52
1.2.4.	<i>Dolomia del Serla inferiore (SLI)</i>	54
1.2.5.	<i>Conglomerato del Piz da Peres (PPS)</i>	54
1.2.6.	<i>Calcari scuri del Coll'Alto (FCL)</i>	56
1.2.7.	<i>Formazione del M. Rite (NTR)</i>	57
1.2.8.	<i>Conglomerato di Voltago (VTG)</i>	59
1.2.9.	<i>Formazione di Dont (DON)</i>	60
1.2.10.	<i>Formazione del Serla superiore (SLS)</i>	62
1.2.11.	<i>Conglomerato di Richthofen (RIC)</i>	63
1.2.12.	<i>Formazione di Morbiac (MRB)</i>	64
1.2.13.	<i>Formazione del Contrin (CTR)</i>	65

2.2.14.	<i>Formazione del Bivera (BIV)</i>	Pag. 66
1.2.15.	<i>Formazione dell'Ambata (MBT)</i>	67
1.2.16.	<i>Formazione di Buchenstein (BUC)</i>	68
1.2.17.	<i>Formazione dello Sciliar (SCI)</i>	70
	<i>Membro di Punta Santner (SCI₁)</i>	73
	<i>Litofacies di piattaforma interna (SCI_{1b})</i>	74
	<i>Litofacies di margine e scarpata (SCI_{1a})</i>	74
	<i>Litofacies di bacino intra-piattaforma (SCI_{1c})</i>	75
1.2.18.	<i>Arenarie di Zoppè (ADZ)</i>	75
1.2.19.	<i>Formazione dell'Acquatona (ACQ)</i>	77
1.2.20.	<i>Formazione del Fernazza (IMF)</i>	78
1.2.21.	<i>Formazione di Wengen (WEN)</i>	79
1.2.22.	<i>Formazione di San Cassiano (SCS)</i>	80
1.2.23.	<i>Dolomia Cassiana (DCS)</i>	82
	<i>Litofacies di piattaforma interna (DCS_a)</i>	82
	<i>Litofacies di margine e scarpata (DCS_b)</i>	82
1.2.24.	<i>Formazione di Heiligkreuz (HKS)</i>	83
1.2.25.	<i>Formazione di Travenanzes (TVZ)</i>	85
	<i>Litofacies evaporitica (TVZ_a)</i>	88
1.2.26.	<i>Dolomia Principale (DPR)</i>	88
	<i>Membro del Monticello (DPR₆)</i>	91
1.2.27.	<i>Gruppo dei Calcari Grigi (CG)</i>	92
1.2.28.	<i>Encrinite di Fanes Piccola (FAS)</i>	94
1.2.29.	<i>Formazione di Soverzene (SOV)</i>	95
	<i>Membro di Soffranco (SOV₁)</i>	97
	<i>Litofacies a dolomie non selcifere (SOV_a)</i>	98
1.2.30.	<i>Formazione di Igne (IGN)</i>	100
	<i>Litofacies della calcarenite del Val degli Erbandoli (IGN_a)</i>	103
1.2.31.	<i>Calcare del Vajont (OOV)</i>	104
1.2.32.	<i>Formazione di Fonzaso (FOZ)</i>	107
1.2.33.	<i>Rosso Ammonitico Veronese (ARV₃)</i>	108
1.2.34.	<i>Maiolica (MAI)</i>	109
1.2.35.	<i>Formazione di Soccher (SOC)</i>	110
1.2.36.	<i>Scaglia Rossa (SAA)</i>	113
2.	STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI	114
2.1.	CRITERI DI SUDDIVISIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI QUATERNARI	114
2.2.	UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE..	116
2.2.1.	<i>Supersintema di Cadola (DC)</i>	116
2.2.2.	<i>Gruppo del Crep di Pecol (RP)</i>	120
2.3.	UNITÀ STRATIGRAFICHE PERTINENTI ALL'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE	124
2.3.1.	<i>Aspetti generali</i>	124
2.3.2.	<i>Sintema del Piave (PVI)</i>	131

2.3.2.1. Subsintema di Frassenè (PVI ₉)	Pag. 137
2.3.2.2. Subsintema del Vajont (PVI ₁₁)	137
2.3.2.3. Subsintema della Caiada (PVI ₁₀).....	140
2.3.2.4. Subsintema del Cordevole (PVI ₈).....	141
2.3.2.5. Subsintema del Maè (PVI ₇)	145
2.3.2.6. Subsintema di Cancia (PVI ₁).....	159
2.3.3. <i>Sintema Postglaciale Alpino (PTG)</i>	160
2.3.3.1. Aspetti generali	160
2.3.3.2. Subsintema di Ponte nelle Alpi (PTG ₄).....	160
2.3.3.3. Subsintema di Pragrande (PTG ₅).....	163
2.3.3.4. Subsintema dell'Amola (PTG ₁).....	170
2.3.3.5. <i>Sintema Postglaciale Alpino (PTG)</i> :	
depositi indistinti.....	173
Depositi alluvionali e torrentizi	173
Depositi palustri e lacustri, paludi attuali e torbiere	174
Depositi di origine mista.....	174
Depositi di versante e detriti di falda, localmente a grandi blocchi	176
Frane	178
Frana di Alleghe	179
Frana della Roa de Listolade (Taibon Agordino)	180
Frane di Sotto Framont (Agordo)	180
Frane di Val Rova (Agordo)	180
Frane di La Valle Agordina	181
Frane di Coi de Duran (Passo Duran).....	183
Frane di Malga Caleda (Passo Duran)	183
Frana di Ru de le Roe (Passo Duran).....	183
Rock Avalanche di Palafavera e Mareson (Val di Zoldo)	184
Sackung di Soramaè (Val di Zoldo)	186
Rock Avalanche di Viza de Tamaril (Valle del T. Cervegana).....	186
Sackung di Costa Guda (Cibiana).....	188
Frana di Forcella Cibiana.....	188
Frana del Monte Castellin (Val di Zoldo).....	189
Sackung di Pontesei (Val di Zoldo).....	189
Frana di Fagarè-Pontesei (Val di Zoldo).....	191
Frana di Faè (Longarone).....	192
Frana del Vajont.....	193
Depositi colluviali.....	198
Depositi antropici	198

VI	ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO	Pag. 199
1.	BASAMENTO METAMORFICO:	
	NUCLEO AGORDO-CEREDA	199
1.1.	EVOLUZIONE METAMORFICA E ASSETTO STRUTTURALE VARISICI	199
1.2.	ASSETTO STRUTTURALE ALPINO	203
2.	SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA	205
2.1.	L' EVOLUZIONE TETTONICA PRE-ALPINA	205
2.1.1.	<i>La tettonica permiana</i>	205
2.1.2.	<i>La tettonica medio-triassica</i>	206
2.1.3.	<i>La tettonica del Triassico Superiore</i>	208
2.1.4.	<i>Fase estensionale norico-hettangiana</i>	208
2.1.5.	<i>L'inversione cretacea</i>	209
2.2.	L'OROGENESI ALPINA	210
2.2.1.	<i>La tettonica compressiva paleogenica</i>	210
2.2.2.	<i>La tettonica compressiva neogenica</i>	211
2.3.	LE PRINCIPALI STRUTTURE TETTONICHE	211
2.3.1.	<i>Il Sistema della Valsugana</i>	211
2.3.2.	<i>Sistema Valsuganese Esterno</i>	214
2.3.3.	<i>Linea di Ospitale</i>	215
2.3.4.	<i>Unità delle Dolomiti Orientali p.p.</i>	216
	<i>Linea di Casamatta</i>	216
	<i>Linea del Civetta</i>	216
	<i>Sovrascorrimenti di vetta del Civetta</i>	216
	<i>Strutture dinariche ripiegate dello Spiz Agnelessa</i> <i>e del Monte Rite</i>	217
2.3.5.	<i>Unità di Cibiana - S. Sebastiano</i>	218
2.3.6.	<i>Unità degli Sforzoi</i>	218
	<i>Raddoppio della serie della Dolomia Principale</i>	218
	<i>Strutture di interferenza tra trend valsuganese</i> <i>e friulano</i>	219
2.3.7.	<i>Unità delle Dolomiti Bellunesi</i>	219
	<i>Sovrascorrimento del Campedel</i>	219
	<i>Duplex della Costa del Dou</i>	220
	<i>Linea della Calada e Linea del Vescovà</i>	220
	<i>Linea della Val Pegolera</i>	221
	<i>Linea delle Forcelle</i>	221
	<i>Linea del Forcellon</i>	222
	<i>Linea del Medone</i>	222
	<i>Linea del Marmol</i>	222
	<i>Sovrascorrimento del Burel</i>	222
	<i>Linea del Col delle Tosatte</i>	223
	<i>Linea di Villanova</i>	224

	<i>Anticlinali Coppolo - Pelfe della Val Gallina e Linea di Belluno</i>	Pag. 224
3.	CENNI DI NEOTETTONICA	225
VII	ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA	227
1.	SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA	227
1.1.	CARATTERIZZAZIONE SISMICA DELL'AREA E SISMICITÀ STORICA RILEVANTE	227
1.2.	SORGENTI SISMOGENETICHE	228
1.3.	RISENTIMENTO E PERICOLOSITÀ SISMICA	229
2.	STABILITÀ DEI VERSANTI, FRANE ED EVENTI ALLUVIONALI	232
3.	IDROGEOLOGIA	236
3.1.	PROVINCIA DI BASAMENTO	237
3.2.	PROVINCIA DOLOMITICA	238
3.2.1.	<i>Monte Pelmo - Monte Rite</i>	238
3.2.2.	<i>Civetta - Moiazza</i>	238
3.2.3.	<i>Tamer - San Sebastiano</i>	239
3.2.4.	<i>Agner - Croda Granda</i>	240
3.3.	PROVINCIA PREALPINA	240
3.3.1.	<i>Monti del Sole</i>	240
3.3.2.	<i>Schiara</i>	241
3.3.3.	<i>Pelf - Serva</i>	241
3.3.4.	<i>Talvena</i>	241
3.3.5.	<i>Pramper - Mezzodi</i>	242
3.3.6.	<i>Bosconero</i>	242
4.	CAVE E MINIERE	243
4.1.	CAVE	243
4.2.	MINIERE	244
4.3.	ATTIVITÀ DI RICERCA DI IDROCARBURI	244
5.	BANCA DATI GEOLOGICA	246
VIII	ABSTRACT	249
	LEGEND OF GEOLOGICAL MAP	253
	QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION	253
	BIBLIOGRAFIA	267

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

Il territorio del Foglio 046 “Longarone” della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 ricade quasi interamente nella Provincia di Belluno (Regione Veneto), fatta eccezione per una piccola area (circa 2 km²) situata sul bordo orientale del Foglio, che ricade nella Provincia di Pordenone (Regione Autonoma del Friuli-Venezia Giulia). Il territorio della Provincia di Belluno rappresentato in carta rientra nei comuni di Rocca Pietore, S. Tommaso Agordino, Alleghe, Cencenighe Agordino, Taibon Agordino, Agordo, La Valle Agordina, Voltago Agordino, Rivamonte Agordino, Gosaldo, Sospirolo, Sedico, Val di Zoldo, Zoppè di Cadore, Vodo Cadore, Cibiana di Cadore, Valle di Cadore, Perarolo di Cadore, Ospitale di Cadore, Belluno, Longarone, Ponte nelle Alpi, Soverzene, mentre il territorio della Provincia di Pordenone coinvolto nel Foglio è limitato ad una piccola porzione del comune di Erto e Casso.

All'interno del Foglio sono compresi due bacini idrografici di importanza regionale, facenti parte del più grande bacino idrografico del F. Piave, di importanza nazionale, rientrando anch'esso parzialmente nel territorio rappresentato in carta (Fig. 1). Nella porzione occidentale del Foglio, il Torrente Cordevole scorre da Listolade verso Agordo, attraversando l'omonima valle che è dapprima bordata da alte pareti e poi si apre in prossimità di Taibon Agordino; da qui all'abitato di Ponte Alto riceve in destra idrografica le acque del T. Tegnass, alla confluenza con la valle di S. Lucano, e quelle del T. Sarzana, mentre sulla sponda sinistra confluiscono i torrenti Rova, Missiaga e Bordina. Più a sud la valle del Cordevole si restringe nuovamente a formare un canyon, dove affluiscono, tra gli altri, i torrenti Clusa, Pegolera (nei pressi di La Muda) e le acque della Val del Vescovà. Più a sud, al di fuori del Foglio, il Cordevole riceve le acque del torrente Mis e si immette nel F. Piave, nei pressi di Mel.

Lo spartiacque del P.sso Duran (1601 m) segna il passaggio verso est al bacino idrografico del Torrente Maè, che da Pecol scende lungo la Val di Zoldo, racco-

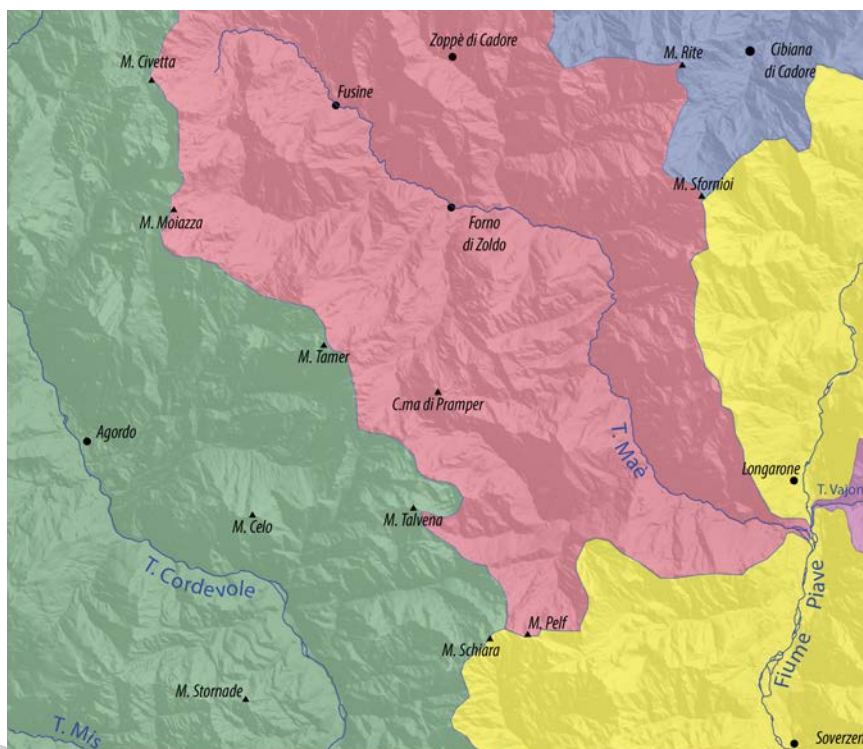


Fig. 1 - Assetto idrografico del Foglio Longarone con evidenziati i bacini idrografici del Cordevole (verde) del Maè (rosso), del Boite (azzurro), del Piave s.s. (giallo) e del Vajont (viola)

gliando le affluenze dei torrenti Duran, Pramper e Ru Torto, per poi formare poco più a valle di Forno di Zoldo il lago artificiale di Pontesei; da qui, la valle del Maè si restringe tra alte pareti carbonatiche, ricevendo ancora le acque del Grisol ed altri affluenti minori, fino a confluire nel F. Piave poco più a sud di Longarone.

Ancora più a est, lo spartiacque di F.lla Cibiana (1530 m) separa il bacino del Maè da quello del Boite, cui appartiene l'asta torrentizia minore del T. Cibiana. La porzione più orientale del Foglio è attraversata dalla Valle del Piave, che tra Ospitale di Cadore e Soverzene riceve, tra gli altri, le aste torrentizie della Valbona, della Val Tovanelle e della Val di Zoldo in destra idrografica e le valli dei torrenti Vajont e Gallina sulla sponda sinistra.

Infine, l'estremità sudoccidentale del Foglio è interessata da un tratto del bacino del Torrente Mis, anch'esso affluente del Piave presso Sospirolo.

Tutte le unità geologiche presenti nell'area del Foglio appartengono al dominio Sudalpino.

Dal punto di vista geografico, l'area del Foglio rientra nella sezione delle Dolomiti, Alpi sudorientali, comprendendo buona parte delle Dolomiti di Zoldo ed una

parte minore delle Dolomiti di Feltre e delle Pale di S. Martino. Solo una piccola porzione al limite orientale del Foglio ricade nelle Dolomiti Friulane (Dolomiti d'Oltre Piave *Auct.*; Prealpi Carniche) e nelle Prealpi Bellunesi, comprendendo le estremità occidentali del Gruppo del Duranno (M. Sterpezza) e del Gruppo Col Nudo-Cavallo (Spiz Gallina).

Nelle Dolomiti di Zoldo, che si estendono dalla valle del Cordevole ad est fino alla valle del Piave, sono inclusi il Gruppo del Civetta, nel quale si trova la vetta più alta del Foglio (M. Civetta, 3220 m), il Gruppo della Moiazza, la dorsale Saas de Formedal-Punta, la catena Penna-Col Duro-Collalto (cui appartiene il M. Rite, 2183 m), il Gruppo del Bosconero, il Gruppo San Sebastiano-Tamer, il Gruppo Mezzodi-Prampèr e il Gruppo della Schiara (in cui rientrano le cime del M. Talvena, 2542 m, e dello Schiara, 2565 m).

Nelle Dolomiti di Feltre rientrano invece il Gruppo dei Feruc, con i Monti del Sole (tra cui svetta il Piz di Mezzodi, 2271 m) e il nodo del M. Pizzon.

Buona parte delle Dolomiti di Zoldo e di Feltre a sud dell'asse Agordo-Forno di Zoldo è inclusa nel Parco Nazionale delle Dolomiti Bellunesi, istituito il 12 luglio 1993. Una porzione consistente di territorio coperta dal Foglio è anche inclusa nel bene seriale Dolomiti UNESCO, riconosciute Patrimonio dell'Umanità nel 2009 (GIANOLLA *et alii*, 2009); in particolare, sono presenti il sistema 3 (Pale di San Martino-San Lucano-Dolomiti Bellunesi-Vette Feltrine) e alcuni lembi dei sistemi 1 (Pelmo-Croda da Lago) e 4 (Dolomiti Friulane e d'Oltre Piave).

Il territorio dell'Agordino, abitato sin dall'epoca imperiale romana, nel corso dei secoli ha costituito una meta per diversi popoli, anche grazie alla presenza di numerose miniere, rimanendo dopo l'epoca medioevale stabilmente sotto la dominazione veneziana fino al secolo XIX. Lo Zoldano rimase lontano dai traffici commerciali fino al Medioevo, quando si registrano i primi insediamenti stabili, ma dal XV secolo, sotto la Repubblica di Venezia, le vallate conobbero prosperità grazie all'attività siderurgica che riforniva l'Arsenale di Venezia. A causa del declino dell'attività fabbrile legata all'industria moderna, la Val di Zoldo fu maggiormente soggetta ad una significativa emigrazione, sebbene a partire dagli anni '80 del XX secolo, lo Zoldano e l'Agordino conobbero un notevole incremento del turismo per via del comprensorio sciistico del Civetta, che costituisce tuttora un noto polo turistico. La valle del Piave costituisce un'importante via di comunicazione già dall'epoca romana, ospitando la nota strada d'Alemagna e la ferrovia Belluno-Calalzo. La zona industriale di Longarone, situata a sud di Castellavazzo dove si apre la piana intravalliva del Piave, rappresenta insieme al distretto di Agordo uno dei centri industriali più importanti della regione.

Il Foglio geologico è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 305/89): Responsabile di Progetto A. Galuppo (F. Toffoletto fino al 2009, E. Schiavon dal 2010 al 2014). Il Coordinamento scientifico è stato a cura di P. Gianolla (A. Bosellini fino al 2014); la Direzione di rilevamento per la Successione sedimentaria è stata a cura di P. Gianolla, per il Basamento metamorfico di A. Zanferrari, per il Quaternario di E. Schiavon (fino al 2014); M. Caggiati e A. Riva hanno curato la supervisione della Successione sedimentaria e G. Piccin quella

del Quaternario durante la fase finale di allestimento del Foglio e delle presenti Note Illustrative.

I rilievi geologici sono stati eseguiti nel periodo 2003-2009 da F. Tagliavini, E. Oddone, S. Furlanis, A. Pontin, C. Pasa, A. Riva, S. Cavicchi, A. Moretti, E.M. Poli. Revisioni ed ulteriori rilievi sono stati eseguiti dal 2018 al 2020 da P. Gianolla, A. Riva, M. Caggiati, T. Abbà, G. Piccin, T. Trentini.

Il rilevamento è stato effettuato utilizzando, come base topografica, le sezioni a scala 1:10.000 della Carta Tecnica Regionale della Regione del Veneto. L'interpretazione dei rilievi di terreno è stata armonizzata con lo studio delle foto aeree, delle ortofoto digitali e dei modelli digitali del terreno (DTM) realizzati dalla Regione del Veneto e dal Ministero per la Transizione Ecologica (precedentemente MATTM) da immagini LIDAR a partire dal 2010.

L'informatizzazione dei dati, per la quale il responsabile sino al 2009 è stato R. Campana, è stata curata da B. Monopoli con contributi di A. Riva, M. Caggiati, G. Piccin e P. Gianolla. La semplificazione al 50.000 e l'allestimento dei dati per la stampa (legenda, profili e schemi a contorno) sono stati curati da B. Monopoli con contributi di M. Caggiati e A. Riva e la supervisione di P. Gianolla.

Al nuovo rilevamento del Foglio sono serviti di base le edizioni dei precedenti Fogli alla scala 1:100.000 n. 12 (Cortina d'Ampezzo) del 1940 e n. 23 (Belluno) del 1941, entrambi coordinati e curati da G. Dal Piaz.

I criteri di rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali previste dal Servizio Geologico d'Italia (ISPRA) e codificate nei vari Quaderni della serie III.

I rilievi geologici condotti sul territorio hanno precisato l'assetto tettonico regionale, come anche la stratigrafia della successione permo-triassica e dei depositi quaternari.

La cartografia del basamento metamorfico è stata impostata individuando differenti unità tettono-metamorfiche separate tra loro da evidenti zone di taglio. Per ciascuna unità sono state distinte le diverse litologie, le fasi deformative presenti e le relative paragenesi mineralogiche. Ogni unità rappresenta quindi una porzione di basamento che ha avuto una storia metamorfica e deformativa omogenea.

Per quanto riguarda la successione sedimentaria del Sudalpino il nuovo rilevamento geologico ha permesso di affinare la suddivisione in membri e/o formazioni delle diverse unità cartografate in precedenza, di applicare con approccio critico gli schemi stratigrafici proposti da vari autori negli anni e di presentare, per alcune unità, modelli di nuova concezione. Per quanto possibile la nomenclatura delle successioni permo-mesozoiche del Foglio si rifà a quella già istituita ed ampiamente utilizzata nei Fogli già editati per il territorio del Sudalpino centro-orientale.

Per le coperture quaternarie sono state impiegate le "Unità stratigrafiche a limiti inconformi" (UBSU), in parte mutuata dall'adiacente Foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007) ed in parte definite *ad hoc* per questo Foglio. Questo riguarda soprattutto le unità utilizzate per la cartografia dei depositi tardo-glaciali, dove sono state riviste alcune interpretazioni presentate nel Foglio sopra citato e ridefinite alcune delle unità in esso adottate.

II - GEOMORFOLOGIA

(G. Piccin, A. Riva)

Il territorio del Foglio Longarone può essere suddiviso in diverse unità geomorfologiche, intese come terreni formati da un processo naturale, che ha una composizione definita ed un insieme di caratteristiche fisiche e visuali sostanzialmente omogenee (Fig. 2).

Esso presenta un assetto morfologico, orografico e idrologico fortemente condizionati dalla stratigrafia ma soprattutto dall'assetto tettonico generale. Tale assetto è stato fortemente condizionato nel tempo da fenomeni di erosione, trasporto e sedimentazione ad opera principalmente dell'azione del ghiacciaio del Piave, di età pleistocenica, nelle sue fasi di espansione e ritiro e dall'azione gravitativa, esplicitasi in numerosi dissesti di versante, alcuni dei quali di grandi dimensioni.

L'elemento tettonico più importante è senz'altro il Sistema della Valsugana, insieme di faglie di importanza regionale che decorre in direzione SO-NE dalla Val Imperina, passando per il Passo Duran sino a Cibiana di Cadore. Questo elemento strutturale divide il territorio del Foglio in due unità geomorfologiche principali.

A nord del Sistema della Valsugana è presente una principale unità geomorfologica costituita da una sequenza di terreni paleozoico-mesozoici che vanno dal Cambriano al Carnico, suddivisibile in più sotto-unità (Fig. 2): la prima che comprende i terreni di basamento a sud-ovest di Agordo (*sotto-unità di Rivamonte Agordino*), la seconda che comprende i terreni permo-triassici a occidente della Linea del Civetta (*sotto-unità Civetta-Moiazza*) e la terza che comprende quelli ad oriente della stessa (*sotto-unità di Forno di Zoldo*).

La *sotto-unità di Rivamonte Agordino* comprende la cresta di origine strutturale allungata in senso NE-SW del Monte Armarolo, compresa tra la Val Imperina e la Valle del Torrente Sarzana; la morfologia è dolce, con energia del rilievo relativamente bassa, fortemente condizionata dalla scarsa competenza dei lito-

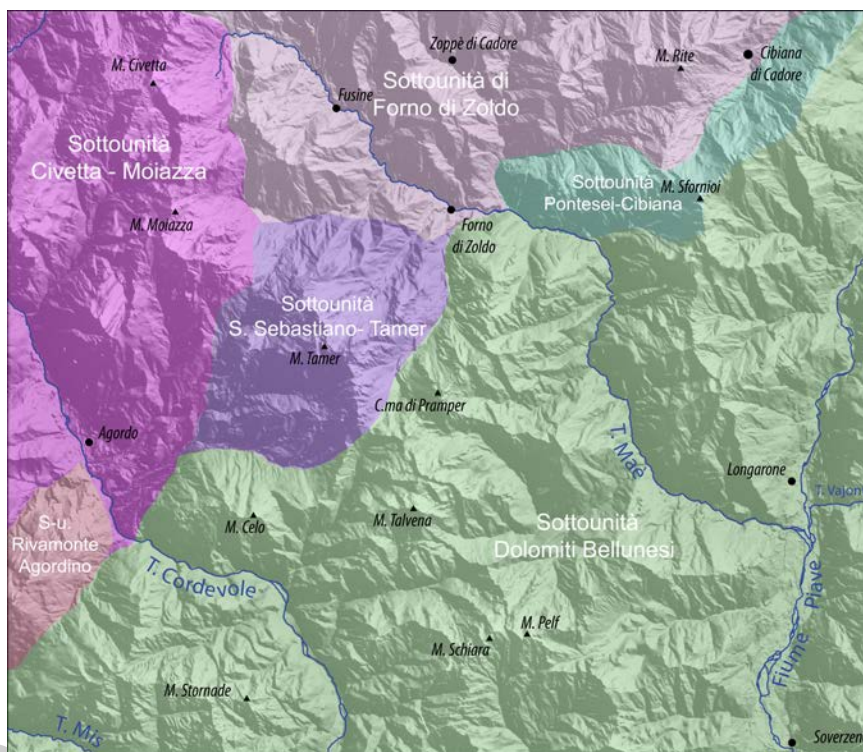


Fig. 2 - Schema delle Unità Geomorfologiche del Foglio Longarone

tipi metamorfici; sono presenti forme di esarazione glaciale, forme di accumulo legate allo scioglimento dei ghiacci e numerose forme di origine gravitativa, prevalentemente concentrate lungo il fianco sinistro della Val Imperina, alcune delle quali che coinvolgono porzioni di versante molto grandi.

La sotto-unità *Civetta-Moiazza* comprende i terreni affioranti a ovest della Linea del Civetta, faglia di importanza regionale che decorre in senso meridiano dal Passo Duran sino alla zona di Pecol; tali terreni costituiscono la conca di Agordo, la zona di La Valle Agordina e i gruppi dolomitici del Framont, del Monte Pelsa e del Civetta-Moiazza. Questa unità mostra il caratteristico paesaggio dolomitico, definito nelle sue linee essenziali nel dossier di candidatura delle Dolomiti a Patrimonio dell'Umanità e sintesi della peculiarità geomorfologica delle Dolomiti (PANIZZA, 2009), formato dal contrasto tra le parti altimetricamente più basse, costituite da morfologie dolci, prati, boschi, pascoli e insediamenti antropici e quelle più elevate, costituite da imponenti pareti verticali, guglie, pinnacoli ecc. talvolta interrotte da evidenti cenge sub-orizzontali e da canali (Fig. 3).

Tale paesaggio è il riflesso della storia evolutiva di questa regione nel corso

del Mesozoico e della successiva evoluzione tettonica che ha sovente preservato le relazioni geometriche tra i vari corpi sedimentari (GIANOLLA *et alii*, 2009); in particolare la morfoselezione è determinata dalla stratigrafia, con i terreni permiani, del Triassico Inferiore e dell'Anisico poco competenti e quindi più facilmente erodibili e quelli ladinico-giurassici caratterizzati per lo più da piattaforme carbonatiche ad alto rilievo, cui si inframezzano livelli maggiormente erodibili; fondamentale è anche il ruolo dell'assetto strutturale, con la presenza di numerose faglie e fratture che hanno assunto un ruolo decisivo per il modellamento delle rocce più competenti. La *sotto-unità Civetta-Moiazza* è la zona del Foglio con le quote altimetriche più elevate: la culminazione è data dal Monte Civetta a q. 3220 s.l.m. Le zone attorno ad Agordo (Brugnach, Col de Diegol, Val Framont) e a nord di La Valle Agordina sono caratterizzate da creste e valli di origine strutturale modellate in tenere formazioni permo-triassiche, orientate NE-SW, sub-parallele al Sistema della Valsugana e agli assi di piega ettometrici e chilometrici ad essa associati; talvolta, come a ovest di Agordo, sono presenti dei rilievi monoclinali (Colle di Piaich, Colle delle Solane). Questo sistema è interrotto solamente in corrispondenza della Val di Framont, incisione orientata invece in senso N-S.

L'evoluzione morfologica di questi versanti è influenzata principalmente da fenomeni di tipo gravitativo, specie in Val Framont e a sud-ovest e nord-ovest del Passo Duran, con grandi frane impostate in sedimenti bacinali triassici e subordinatamente in depositi glaciali.

Le quote altimetricamente elevate sono invece caratterizzate da imponenti pa-



Fig. 3 - Paesaggio dolomitico con il versante meridionale della Moiazza nella sotto-unità Civetta-Moiazza (Pra di Val, La Valle Agordina)

reti verticali di dolomia e calcare che si elevano dai pendii dolci nella zona di Agordo, della Val Framont, del Passo Duran, caratterizzate quindi da una energia del rilievo molto elevata.

Nel settore nord-occidentale i versanti sono formati quasi esclusivamente dalle formazioni di piattaforma ladinico-carniche che danno luogo a pareti verticali lungo le principali incisioni vallive, come la Val Cordevole e la Val Corpassa.

Nelle zone sommitali del Monte Alto di Pelsa e del Monte Framont l'assetto morfologico è di chiara origine strutturale, con la formazione di due piccoli altipiani associati ad una stratificazione all'incirca sub-orizzontale o comunque poco inclinata; questi altipiani fanno parte di una evidente cengia che inizia a Col Rean e termina al Monte Framont, data dall'interposizione di unità ladinico-carniche poco competenti tra le dolomie e i calcari di piattaforma carbonatica.

Nella zona sommitale del gruppo del Civetta-Moiazza sono invece presenti numerosi circhi glaciali sospesi sulle vallate sottostanti e delimitati da creste ripide e ben delineate. L'evoluzione di questa parte dell'unità morfologica del Civetta-Moiazza è sostanzialmente associata a processi gravitativi legati a fenomeni di crollo e da *debris flow*, che drappeggiano la base delle pareti verticali, a fenomeni di scivolamento lungo strato (ad esempio la grande frana di Monte Forca che ha dato origine al lago di Alleghe) e a fenomeni di origine glaciale e periglaciale tipici dell'ambiente di alta quota, con presenza di cordoni morenici, *sandur*, till di ablazione con morfologie ad *hummocky*, *rock glaciers*, *protalus rampart* e forme di modellamento glaciale come le conche di sovraescavazione (Van de le Sasse). In questo settore si concentra la maggior parte dei *rock glaciers* cartografati nel Foglio (9 su un numero totale di 36), tra cui alcuni già catalogati nel Catasto dei *Rock Glaciers* della Regione Veneto (progetto PermaNET), nel gruppo montuoso della Moiazza, nel Van della Moiazza (non attivo) e al Sass Duran (attivo).

La *sotto-unità di Forno di Zoldo* comprende i terreni affioranti a est della Linea del Civetta e a nord del Sistema della Valsugana.

La morfologia è fortemente influenzata dall'assetto tettonico, ma soprattutto litostratigrafico: in questo settore affiora una successione triassica caratterizzata da formazioni per lo più poco competenti; le successioni di piattaforma carbonatica affioranti sono poche e sempre di limitato spessore, fatta eccezione per alcune zone come il Monte Rite. L'erosione ha modellato cime con morfologie dolci, altimetricamente poco elevate, con presenza di un reticolo idrografico diffuso ed energia del rilievo moderata.

L'evoluzione morfologica è controllata principalmente da fenomeni di tipo gravitativo e subordinatamente da fenomeni di origine glaciale.

I versanti sono caratterizzati da numerosissime frane, principalmente di scivolamento, rotazionali o complesse a volte di grandi dimensioni. Talvolta i fenomeni si estendono fino a coinvolgere interi versanti dando luogo a estese DGPV o *sackung*, come in alta Val di Zoldo o a Forcella Cibiana. Tra i fenomeni gravitativi presenti nell'unità vanno evidenziati i *rock avalanches* di Pecol e di Mareson; tali eventi sono legati a estesi crolli avvenuti dal versante meridionale del Monte Pelmo, nell'adiacente Foglio 029-“Cortina d'Ampezzo” (NERI *et alii*, 2007).

I processi glaciali sono per lo più associati a fenomeni di riempimento di conche e assi vallivi, legati ai processi di ritiro del ghiacciaio plavense e alle avanzate dei ghiacciai locali nel Tardiglaciale, come nelle zone di Dont e Forno di Zoldo che hanno dato luogo a terrazzi e conoidi sospesi sul fondovalle attuale.

L'unità geomorfologica a sud del Sistema della Valsugana (Fig. 2) è modellata in una sequenza di terreni prevalentemente carbonatici, di piattaforma o bacino, con età che vanno dal Carnico al Cretaceo. Nella zona a ridosso del Sistema della Valsugana possono essere distinte due sotto-unità: sotto-unità di San Sebastiano-Tamer e sotto-unità di Pontesei-Cibiana.

La *sotto-unità di San Sebastiano-Tamer* comprende la zona che circonda a nord e a sud l'omonimo gruppo dolomitico, a est di La Valle Agordina (Val di Larderon, Malga Moschesin, Malga La Rova) e la zona posta a nord e nord-est del Monte Tamer (Val Malisia, Val Pramper) dove alla base della Dolomia Principale affiora una serie triassica bacinale del tutto simile a quella affiorante nell'unità di Forno di Zoldo. Quest'area assume di conseguenza caratteristiche più simili a quelle del paesaggio dolomitico, con presenza di morfologie dolci nelle zone dove affiora la serie bacinale triassica contrapposte alle tipiche morfologie assunte dalla sovrastante e competente Dolomia Principale, dominate dalla verticalità delle pareti (Fig. 4).

Le quote altimetricamente più basse di questa unità sono caratterizzate da solchi vallivi che separano creste con morfologie dolci; nel settore a sud del Monte Tamer queste valli sono orientate in senso est-ovest, con una evoluzione morfologica in gran parte legata a processi gravitativi a spese delle formazioni bacinali triassiche che affiorano sui fianchi; i processi gravitativi sono dati per lo più da frane di scivolamento rotazionale o di scivolamento traslativo lungo strato (Frana di Col Fauzei), ma talvolta raggiungono grandi dimensioni come nel caso del *Sackung* di Cima Moschesin, fenomeno di *lateral spreading* di Dolomia Principale, associato al dissesto a spese della sottostante Formazione di Travenanzes; le



Fig. 4 - Paesaggio dolomitico della sotto-unità di San Sebastiano-Tamer (La Valle Agordina)

morfologie glaciali sono secondarie, presenti per lo più nella zona di confluenza con il Torrente Missiaga sotto forma di depositi di contatto glaciale. Nel settore a nord del Tamer, le valli Malisia e Pramper sono invece orientate in senso NE-SW e sono caratterizzate da grandi circhi glaciali alla testata, modellati prevalentemente nella Dolomia Principale.

A nord delle Cime di San Sebastiano e sul versante sinistro della Val Pramper l'evoluzione morfologica è fortemente condizionata da fenomeni gravitativi a spese delle formazioni bacinali triassiche, fenomeni che talvolta raggiungono grandi dimensioni (frana di Ru delle Roe).

Le morfologie glaciali sono invece assai diffuse nelle porzioni mediane e basse della Val Malisia e della Val Pramper, prevalentemente sotto forma di cordoni morenici associati alle pulsazioni tardoglaciali; alla testata di quest'ultima sono presenti anche morfologie periglaciali sotto forma di grandi *rock glaciers*.

Le quote altimetricamente più elevate sono caratterizzate da morfologie di tipo gravitativo, date in gran parte da falde, coni detritici e da *debris flow* che drappeggiano le pareti di Dolomia Principale.

La *sotto-unità Pontesei-Cibiana* presenta una morfologia influenzata principalmente dall'assetto stratigrafico, dato dalla presenza di formazioni poco competenti sovrastate dalla massiccia Dolomia Principale. La presenza di gessi nella Formazione di Travenanzes, ne accentua la già scarsa competenza, specie nel settore di Cibiana; l'evoluzione morfologica è quindi principalmente dovuta a processi gravitativi impostati in quest'ultima unità litostratigrafica, con formazione di *sackung* anche di grandi dimensioni (Pontesei, Monte Castellin, Casera Ronchie) e *rock avalanches* presumibilmente associati a evoluzione di *lateral spreading* della Dolomia Principale (Cornigian).

Nella *sotto-unità delle Dolomiti Bellunesi*, l'elevata competenza dei litotipi rocciosi conferisce caratteristiche morfologiche sostanzialmente uniformi, con presenza di valli strette e profondamente incise, con pareti verticali (Fig. 5). Il controllo strutturale risulta marcato, con la maggior parte delle valli orientate all'incirca parallele all'andamento del Sistema della Valsugana, come ad esempio la Val Pegolera, la Val de Piero, La Val Ru de Molin e la Val Vescovà.

La Val Vescovà e la Val de Piero sono due esempi di valli susseguenti, percorse da corsi d'acqua con andamento ortogonale all'immersione degli strati, ubicati sul fianco settentrionale dell'anticlinale del Coppolo-Pelf, la cui erosione è favorita anche dalla presenza di faglie. Solo in qualche caso, alla testata delle valli si osserva la presenza di circhi che contengono scarse evidenze di forme e depositi di origine glaciale e periglaciale (Valle del Cavoran, Val del Grisol, Bosconero, Valbona, Caiada).

L'evoluzione morfologica è in gran parte legata a processi di tipo gravitativo (degradazione di versante, frane di crollo, *debris flow*) con depositi per lo più concentrati alla base delle pareti. La frana più grande presente in questa unità è la frana del Vajont del 9 ottobre 1963, evoluzione in tempi storici di un grande *sackung* presente sul versante settentrionale del Monte Toc (Val Vajont).



Fig. 5 - *Morfologia della sotto-unità delle Dolomiti Bellunesi nella Valle del Cordevole, a Pinei*

1. - IDROGRAFIA E MORFOLOGIE VALLIVE

La rete idrografica del Foglio è ubicata interamente nel bacino del Fiume Piave ed è suddivisa in sottobacini di rango inferiore: in ordine di grandezza il bacino del Torrente Cordevole, principale affluente del Fiume Piave, il bacino del Torrente Maè, il bacino del Torrente Boite e il bacino del Torrente Vajont (Fig. 1). Si tratta di solchi vallivi plio-pleistocenici in gran parte di origine fluviale, fortemente condizionati dall'assetto strutturale; il contributo delle incisioni vallive di questa parte della catena alpina fornito dalla caduta del livello del mare durante la Crisi di Salinità del Messiniano, contrariamente a quanto ritenuto in passato, può essere considerato trascurabile, così come osservato nel caso della sovraescavazione della Valle dell'Adige, mentre sarebbe stato importante quello fornito dai ghiacciai pleistocenici.

Il contributo alla formazione della rete idrografica e alla morfologia valliva dato dall'azione del ghiacciaio plavense würmiano è presente sotto forma di modellamento per esarazione lungo i fianchi delle valli principali e in qualche valle laterale delle valli principali stesse, dove la morfologia glaciale è associata all'azione di ghiacciai locali, come ad esempio la Val Pramper e la Val Malisia.

La morfologia valliva è stata per lo più condizionata localmente da episodi di sedimentazione, legati alle fasi di scioglimento del ghiacciaio o successive alla sua definitiva scomparsa dal territorio del Foglio e da fenomeni franosi di grandi dimensioni; questi episodi hanno determinato in corrispondenza di tratti degli assi vallivi la formazione di piane alluvionali, terrazzi e conoidi sospesi.

La valle del Torrente Rite, nel bacino del Boite presenta una morfologia fortemente condizionata da grandi eventi franosi (frana lungo la S.S. - 347, *Sackung* di Casera Ronchie) e dall'assetto strutturale.

Da segnalare il sistema di terrazzi e coni sospesi in località Scarpita, al limite settentrionale del Foglio, legati alla presenza di un ramo del ghiacciaio plavense che stazionava in Val del Boite all'altezza di Venas di Cadore.

La valle del Torrente Cordevole ha un andamento NW-SE e la morfologia valliva riflette l'assetto strutturale regionale; nel tratto a nord della Linea della Valsugana, tra Listolade e Taibon il Cordevole, incidendo le successioni triasiche di piattaforma, ha scavato una valle profonda e relativamente larga, il cui fondo è stato in gran parte occupato da depositi provenienti sia dal versante delle Pale di San Lucano sia da quello del Framont, oltre che da grossi conoidi da *debris flow*; tra Taibon e Agordo la valle si allarga notevolmente sino alla formazione di una vera e propria conca riempita di sedimenti alluvionali e lacustri che il Cordevole ha poi inciso e terrazzato. Tra Listolade e Taibon sono visibili due ordini di terrazzi: il primo a che si eleva di 1-2 m rispetto all'alveo attuale ed è oggetto di periodiche inondazioni in occasione delle piene, il secondo di circa 10 m. Nella zona a ovest di Agordo il terrazzo di primo ordine è protetto dalle alluvioni tramite opere di arginatura, mentre compare un terzo ordine di terrazzi che si eleva di circa 20 m rispetto all'alveo attuale ed è associato alla grande conoide di Agordo sopra la quale sorge l'omonimo abitato. Questo assetto si mantiene, ed è particolarmente ben visibile, a sud della stretta di Ponte Alto dove il terzo ordine di terrazzi è dato dalla grande conoide di Noach-La Valle Agordina e dove l'incisione complessiva del Cordevole raggiunge i 50 m di profondità. Passato il Sistema della Valsugana, la valle si restringe, assumendo per un tratto i caratteri di grande forra in roccia sino al Ponte della Muda, per poi allargarsi nuovamente, con il fondo pianeggiante occupato dai depositi alluvionali del Torrente Cordevole, ma mantenendo costantemente i fianchi delimitati da ripide pareti verticali. Terrazzi di secondo ordine sono visibili in destra Cordevole poco prima dell'inizio della forra dei Castei, subito dopo il Ponte della Muda e allo sbocco della Val Pegolera, dove è presente anche un terzo ordine associato alla conoide sospesa di Pra de Val. A sud di questa zona scompaiono i terrazzi di secondo e terzo ordine e il fondovalle è caratterizzato da una vasta piana alluvionale con piccoli conoidi misti appoggiati alle retrostanti pareti verticali, situati allo sbocco di canali e colatoi che incidono e percorrono le pareti stesse; nella zona di Candaten si osserva come i sedimenti alluvionali del Cordevole tendano a ricoprire in *onlap* il piede di questi conoidi.

Nella zona a nord del Sistema della Valsugana le valli laterali hanno un andamento sub-parallelo a quest'ultima; il solco vallivo in sinistra Cordevole più importante è quello della Val Corpassa, che da Listolade sale verso NE incuneandosi nel gruppo montuoso del Civetta-Moiazza (Fig. 6).

In destra Cordevole invece la valle più importante è la Val Imperina, impostata proprio lungo la stessa struttura tettonica principale.

Nel settore a sud del Sistema della Valsugana, le valli laterali mostrano il mag-



Fig. 6 - Panorama sulla Val Corpassa vista da Forno di Val (Taibon Agordino)

gior controllo di carattere tettonico, essendo per lo più rettilinee, parallele tra loro e orientate NNE-SSW.

La valle del Torrente Maè ha un andamento e caratteristiche molto simili a quella del Cordevole; anche in questo bacino l'influenza dell'assetto strutturale risulta determinante. A nord del Sistema della Valsugana, la valle si presenta quasi sempre molto stretta, ma con fianchi vallivi raramente verticali a causa della scarsa competenza delle rocce affioranti; sono presenti tratti in forra solo localmente, come a nord di Dont, dove la valle incide rocce più competenti. Nel tratto tra Pecol e Fornesighe la morfologia valliva è stata fortemente condizionata dall'accumulo di grandi depositi da frana, che il Torrente Maè ha successivamente inciso, formando ripide scarpate in depositi sciolti, mentre nella zona di Dont e Forno di Zoldo e nella val Goima, valle tributaria percorsa dal Torrente Duran, sono presenti grossi accumuli di sedimenti per lo più di contatto glaciale, misti e alluvionali, successivamente incisi e terrazzati dal torrente. In Val Goima, tra le frazioni di Chiesa e Cordelle, sono presenti conoidi misti sospesi ed incisi per 20-30 m rispetto all'alveo attuale; un conoide sospeso 50-60 m sopra il fondovalle è visibile immediatamente a nord-est del Col Asinara. Un conoide sospeso del tutto analogo è presente presso la frazione di Pradel: si differenzia da quello del Col Asinara perché è presente un secondo conoide incastrato più basso, con una superficie sospesa 30 m sopra l'alveo attuale. Nella zona a est della conca di Dont sono presenti presso Villa, ma anche in destra Maè, delle superfici associate a conoidi sospesi e incisi per 40-50 m; immediatamente a sud di Dont è presente un piccolo terrazzo sospeso 20 m sopra l'alveo attuale. Il tratto vallivo tra Pralongo e la confluenza tra i torrenti Mareson e Maè è caratterizzato dal grande conoide sospeso di Astragal-Campo, associato al corso d'acqua presente in Val di Visia e sospeso tra i 50 e i 60 m sopra l'alveo del Torrente Maè. Il conoide sospeso di Astragal-Campo si unisce con il conoide di Villanova, di

cui resta conservato un lembo in destra del Torrente Mareson visibile sino alla frazione di Villanova. Il conoide di Villanova è sospeso per 30 m sopra l'alveo attuale del Torrente Mareson.

Il fondovalle è invece caratterizzato da due ordini di terrazzi alluvionali, il primo di 1-2 m di altezza rispetto all'alveo del Maè, il secondo, di altezza di 10 m che si ritrova in lembi su cui sorgono l'abitato di Forno di Zoldo e le frazioni di Borgo Rocchette e Soccampo e presso la confluenza con il Torrente Mareson. Nel settore di Baron i terrazzi di secondo ordine sono collegati con un conoide sospeso legato all'azione del Torrente Pramper. Lembi di terrazzi di secondo ordine si possono vedere in destra Maè a valle a monte della stretta di San Giovanni.

Passato il Sistema della Valsugana, dalla stretta di San Giovanni la valle assume più i caratteri di forra incisa con pareti a picco (Fig. 7); con l'eccezione della località di Ospitale di Zoldo dove il fondovalle è più largo ed è presente un piccolo lembo di terrazzo di secondo ordine. La valle ha direzione complessiva NW-SE, variando la direzione di scorrimento in senso circa N-S per un tratto tra Pontesei e Soffranco.

La forra del Maè è incisa mediamente per circa 30 m nel tratto tra Pontesei e Soffranco nel tratto finale si approfondisce sino a raggiungere una profondità di 60-70 m presso Igne. Nel tratto terminale, tra Soffranco e Longarone, la valle modifica in modo significativo la sua morfologia a causa della presenza di sedimenti carbonatici bacinali stratificati ed inclinati verso nord; qui il Torrente Maè assume i caratteri di un corso d'acqua ortoclinale che incide la struttura monoclinale Monte Cimon-Col Torondol. Nel settore nei dintorni dell'abitato di Igne la valle



Fig. 7 - La forra del T. Maè a valle della diga di Pontesei

si allarga formando una conca dove la morfologia indica la presenza di una valle epigenetica che isola un dosso in roccia allungato parallelamente all'asse vallivo. Tale solco epigenetico sembra essere riempito dai depositi di un conoide generato dal torrente della Val di Diane, in parte smantellato e sospeso sulla valle principale. Immediatamente a sud-ovest del paese di Igne è presente un secondo conoide incastrato circa 30 m sotto il precedente.

Da segnalare, infine, nel settore tra Igne e la confluenza con la Valle del Piave, la presenza di lembi di superfici terrazzate a q. 510 e q. 470 s.l.m.

Le valli tributarie, analogamente al settore meridionale della Val Cordevole, hanno per lo più andamento rettilineo e sono orientate in senso NNE-SSW.

La porzione di valle del Fiume Piave presente nel territorio del Foglio ha un andamento meridiano, piuttosto stretta e con ripide pareti verticali tra Ospitale di Cadore e Castellavazzo, ma con il fondovalle costantemente riempito di sedimenti alluvionali.

È presente un sistema di terrazzi di primo ordine che si eleva per 1-2 m dall'alveo attuale, soggetti ad inondazioni in momenti di piena.

In destra idrografica si riconoscono lembi di conoidi sospesi per circa 60 m sopra l'alveo attuale nei quali si incastrano dei conoidi più recenti e a quote più basse. Queste morfologie si osservano a Rivalgo, dove il conoide incastrato si collega alla piana alluvionale del Piave e a Ospitale di Cadore, dove i conoidi incastrati sono due e presentano una scarpata alta circa 10 m sopra il Torrente Valbona e il Torrente Tovanello. Complessivamente in questo tratto di valle si riconoscono quindi tre ordini di terrazzamenti. Sempre nella zona di Ospitale i conoidi sospesi giacciono sopra un livello di conglomerati affioranti tra la ferrovia e la vecchia strada Statale, del tutto analoghi a quelli affioranti nell'adiacente Foglio Claut tra Perarolo di Cadore e Macchietto. Un piccolo lembo di terrazzo che giace sopra uno sperone roccioso è presente in sinistra idrografica 30 m circa sopra il livello dell'alveo attuale poco a sud di Davestra, mentre a sud di Termine di Cadore, sempre in sinistra, è presente un secondo lembo di terrazzo, probabilmente ciò che resta di due piccoli conoidi sospesi, che si eleva per 50 m dal fondovalle.

Da Castellavazzo la valle si ingrandisce sino ad oltre 1 km di larghezza, con il fondovalle pianeggiante riempito da sedimenti alluvionali olocenici terrazzati (terrazzi di secondo ordine) e dai depositi attuali del fiume Piave. I terrazzi di secondo ordine mostrano scarpate di altezza variabile da 20 a 30 m sopra l'alveo attuale e su di essi sono ubicati diversi centri abitati (Longarone, Codissago, Dogna, Provagna, Fortogna, Soverzene); in alcuni casi i terrazzi sono collegati a conoidi sospesi delle valli tributarie come la Val Gallina e la Valle del Torrente Desedan; in questi due casi sono presenti anche i conoidi incastrati attuali che dallo sbocco delle valli tributarie si collegano con il Fiume Piave (Fig. 8). Altri conoidi sospesi sono quelli di Castellavazzo e di Provagna, collegati a corsi d'acqua minori. Da segnalare l'evidente accumulo di frana di crollo presente sul fondovalle tra Fortogna e Faè e scesa dal sovrastante Col della Sparlonga.



Fig. 8 - Panorama della valle del Piave a Sud di Longarone da Nord (Monte Salta)

I fianchi vallivi sono nettamente asimmetrici nella zona di Castellavazzo, con il lato occidentale poco inclinato mentre quello orientale risulta pressoché verticale; da Longarone e verso sud la valle acquisisce simmetria, con i due fianchi pressoché verticali. Le valli tributarie mostrano sempre andamento all'incirca rettilineo e diretto NNE-SSW tra Rivalgo e Castellavazzo, sino ad E-W nel settore compreso tra Longarone e Soverzene.

La valle tributaria con la morfologia più caratteristica, che alla testata presenta un ampio circo glaciale, è senz'altro quella del T. Desedan, che, a tre chilometri dalla confluenza con il Piave, si eleva per 450 m sopra l'alveo del torrente, per poi allargarsi in modo notevole, dar luogo al cosiddetto Pian de Caiada (Fig. 9). Il circo glaciale è caratterizzato da una serie di dossi (Col de Broli, Col d'Igoi) alternati a depressioni, tra cui la più importante è quella di Malga Palughet, ed è inciso nel mezzo dal Rui de Caneva che forma una vallecola che va via via approfondendosi verso est; tutta la soglia del circo è impostata in Dolomia Principale stratificata e molto degradata, da cui si formano imponenti coni detritici e da *debris flow*. Le peculiarità morfologiche del Pian de Caiada hanno indotto nel passato a ritenere che fosse una gigantesca paleofrana pre-LGM, caduta dalle Cime di Caiada (PELLEGRINI, 2018).

Il rilevamento ha mostrato che questa ipotesi non è percorribile: tutta la soglia del circo è impostata su Dolomia Principale stratificata e compatta (Fig. 9) e solo la parte frontale del lembo più settentrionale mostra evidenze di ribaltamenti e crolli lungo discontinuità di origine tettonica; sono stati osservati dei blocchi



Fig. 9 -A sinistra: panorama della testata della valle del T. Desedan, con il Pian de Caiada. A destra: dettaglio sulla Dolomia Principale stratificata e compatta al Col d'Igoi.

squadri di dolomia di dimensioni metriche e plurimetriche sparsi lungo la vallecchia a sud-ovest del Pian de Caiada, ma sono stati interpretati come materiali scalzati dal ghiacciaio würmiano, che erodeva un substrato roccioso fortemente fratturato e degradato; infine il limite con la sovrastante Formazione di Soverzene è stato individuato a q. 1150 m s.l.m. a sud-ovest di Casera Caiada. L'insieme di questi fattori fa ritenere che il Pian di Caiada non possa avere origini di tipo gravitativo, ma sia una morfologia prevalentemente di tipo strutturale, legata ad una serie di faglie transpressive ad andamento NNE-SSW che formano delle strutture a fiore positivo nella Dolomia Principale.

La profondità del substrato roccioso della Val del Piave varia tra i 25 m a Castellavazzo, 40 m a Fortogna (pozzo AGIP Belluno-1) fino a profondità superiori ai 100 m presso lo sbarramento di Soverzene. Considerando il fatto che 2, 5 km a sud di Soverzene, il Fiume Piave scava la roccia presso la stretta di Ponte nelle Alpi, si può presumere che tra questa località e Castellavazzo la valle del Piave abbia la forma di una conca di sovraescavazione di origine glaciale, riempita di sedimenti alluvionali a seguito del ritiro del ghiacciaio plavense.

Tra le morfologie vallive importanti del Foglio Longarone, è da segnalare quella del Torrente Vajont, profonda forra ad andamento E-W, legata ai tragici eventi del 1963 riguardanti l'omonima frana. La profondità raggiunge i 200 m ed è la maggiore nell'intero territorio del Foglio. Per la genesi e l'evoluzione delle morfologie sin qui descritte si rimanda ai capitoli dedicati alle unità sintemiche.

2. - CARSISMO

All'interno del Foglio vi sono numerose unità stratigrafiche in grado di sviluppare morfologie carsiche superficiali ed ipogee, quali il Gruppo dei Calcari Grigi, il Calcare del Vajont e subordinatamente la Formazione di Soverzene e la Dolomia Principale. Forme carsiche di alta montagna, quali doline, campi solcati, crepacci e varie forme glacio-carsiche sono evidenti sul massiccio del Civetta, nel Van delle Sasse e nel Van della Moiazza (zona carsica CT 03 BL di MIETTO & SAURO, 2000) e sono stati descritti nella tesi di DE FANTI (1967). In quest'area vi sono anche una serie di cavità a sviluppo verticale, solitamente riempite di neve, che raggiungono poche decine di metri di profondità. Altre zone caratterizzate da forme carsiche superficiali di alta montagna si possono identificare nelle Dolomiti Bellunesi e più precisamente nei Van di Città (Van de Zità) (zona carsica CT 02), nella conca ad est del Burel e sul pendio meridionale del Monte Cervoi (zona carsica CT 01).

Nella valle di Cibiana, in destra idrografica (zona carsica PM 03 BL), in corrispondenza degli affioramenti dei gessi triassici della Formazione di Travenanzes sono presenti numerose doline, anche di alcune decine di metri di diametro e una piccola cavità sorgente, legate alla dissoluzione delle evaporiti. Altro carsismo epigeo legato ad evaporiti, in questo caso permiane, è presente nella conca di Agordo e nel comune di Voltago, dove ha dato luogo in passato anche allo sviluppo improvviso di *sinkholes* (ARZILIERO, *et alii*, 2004).

Il carsismo ipogeo è sviluppato solo in alcune aree e le cavità più rilevanti sono la Grotta Guernica (3715 V BL), risorgenza carsica nella Val del Grisol, con 425 m di sviluppo, La Pissa o Grotta Sara (1829 V BL), grotta-risorgenza temporanea nei pressi della Stanga, e la Risorgiva della Stua (3634 V BL) in val del Mis, grotta sorgente considerata come il principale esutore del vicino complesso carsico dei Piani Eterni (zona carsico LV 02).

Una menzione particolare va fatta per il Bus de le Neole (2800 V BL), sui Monti del Sole, trattandosi di un pozzo carsico sfondato di un centinaio di metri di sviluppo che sbuca in Val Pegolera, caratterizzato da un effetto scenico molto spettacolare.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(P. Gianolla, M. Caggiati, A. Riva)

Il territorio rappresentato nel Foglio 046 “Longarone” alla scala 1:50.000 è interamente compreso nella catena alpina e in particolare nel Dominio Sudalpino (Fig. 10). Quest'ultimo è caratterizzato da una struttura deformativa polifasica a *fold-and-thrust*, con prevalenti sovrascorrimenti primari a vergenza meridionale (Africa vergenti) che vanno a deformare una copertura rocciosa contraddistinta da una spiccata variabilità litostratigrafica sia laterale che verticale. All'interno del Foglio, il sistema di faglie noto in letteratura come “Linea della Valsugana”, per il quale si preferisce qui utilizzare il termine “Sistema della Valsugana”, separa il settore delle Dolomiti a nordovest dal restante Sudalpino orientale: grazie a una struttura a *pop-up* (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000; CASTELLARIN *et alii*, 2006), le successioni settentrionali risultano meno deformate ed emergono le unità basali metamorfiche, caratterizzate in prevalenza da metapeliti e metapsammiti con intercalate metavulcaniti acide e miloniti nelle zone di taglio, appartenenti al nucleo metamorfico Agordo-Cereda. Il metamorfismo è da relegarsi esclusivamente all'orogenesi varisica, mentre durante quella alpina non si hanno avute ulteriori trasformazioni metamorfiche o sviluppo di nuove foliazioni, ma si sono originate solo strutture di deformazione fragile e duttile. La successione sedimentaria permo-mesozoica giace in discordanza erosiva sul basamento metamorfico e risulta raggiungere uno spessore complessivo variabile tra circa 2800 m e 4300 m nell'area dolomitica, mentre nella restante area, la sequenza meso-cenozoica presenta spessori variabili tra circa 2000 m e 2800 m.

La successione sedimentaria più antica è costituita alla base da depositi continentali permiani (Arenarie della Val Gardena) cui si intercalano gradualmente facies marine marginali (Fm. a Bellerophon), che passano nel Triassico inferiore a facies di rampa terrigeno-carbonatica (Fm. di Werfen) e infine a depositi peritidali carbonatici nell'Anisico basale. Le successioni anisiche sono caratterizzate

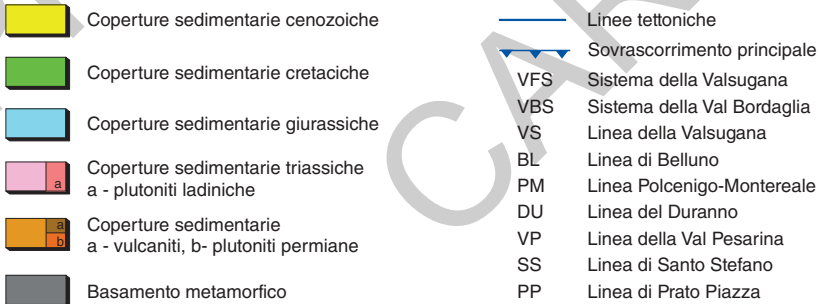
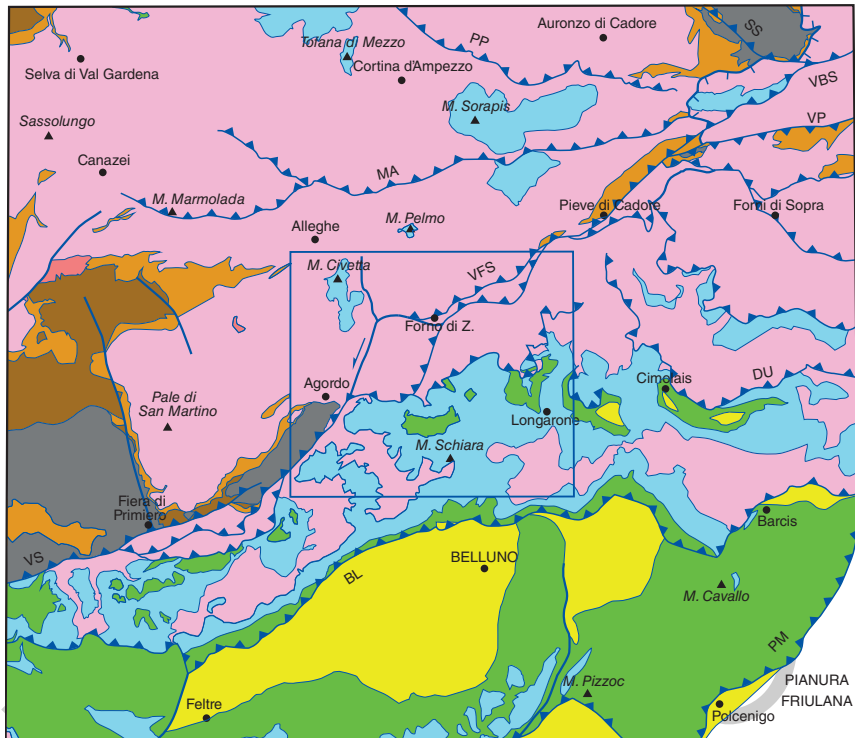


Fig. 10 - *Inquadramento geologico del Foglio Longarone*

da una grande variabilità verticale e laterale, legata ad un'articolata paleogeografia connessa con una costante tettonica sin-sedimentaria: facies di piattaforma carbonatica possono passare lateralmente a facies bacinali o in taluni casi ad aree di alto dove si sviluppano importanti superfici di *unconformity* e depositi continentali spesso al limite della rappresentazione cartografica alla scala 1:50.000.

Anche la successione dell'intervallo Anisico superiore-Carnico inferiore mostra un'elevata variabilità, essendo legata all'impostazione locale di importanti sistemi di piattaforma carbonatica (la Fm. dello Sciliar raggiunge localmente una potenza di 1000 m) che si affacciano su aree bacinali, dapprima profonde e con potenti accumuli di depositi torbiditici, poi progressivamente in via di riempimento. La complessità paleogeografica anisica, ladinica e carnica *p.p.*, si esaurisce con la chiusura dei bacini e la regolarizzazione della topografia ad opera dei sedimenti misti terrigeno-carbonatici della Formazione di Heiligkreuz. Su una paleotopografia ormai appiattita, si va poi a depositare la successione carnico-norica, caratterizzata da depositi continentali e marino-marginali (Fm. di Travenanzes) che gradualmente sfumano verso l'alto ai carbonati di piana tidale della Dolomia Principale. In Dolomiti e a sud della Linea della Valsugana, nel settore posto a occidente di un allineamento NNW-SSE (a oriente del M. Coro), le potenti sequenze di piattaforma carbonatica post-retiche (Gruppo dei Calcarì Grigi) seguono un'evoluzione e mostrano caratteri del tutto simili alla successione della piattaforma di Trento; nel settore orientale invece, la successione è coinvolta nella frammentazione e nell'annegamento precoce degli ambienti di piattaforma e prevalgono già dall'Hettangiano facies bacinali (Fm. di Soverzene), organizzate in una successione che segue l'evoluzione tipica del Bacino di Belluno. Solo nel Giurassico Superiore l'ambiente deposizionale si uniforma su tutta l'area coperta dal Foglio, con la definitiva pelagizzazione. Le successioni cretache, affioranti prevalentemente nel settore sudorientale del Foglio, mostrano spessori considerevoli e riflettono l'apporto in bacino di sedimenti carbonatici dalla Piattaforma Friulana, prevalendo sulle facies flyschoidi fino al Cretaceo superiore, quando la sedimentazione si uniforma sull'intera area con la deposizione delle facies calcareo-marnose della Scaglia Rossa.

I corpi carbonatici mesozoici risultano frammentati secondo un fitto reticolo di allineamenti subverticali ad andamento principale NNW-SSE. Questi dissecano, seppur con modesti dislocamenti, anche i sovrascorrimenti di vetta presenti a ovest della Linea del Civetta. Ad oriente, la serie triassica è fortemente deformata in piccole scaglie e strutturata in duomi e bacini tettonici originati dall'interazione della tettonica meso- e nealpina (fasi dinarica e valsuganese). Il Sistema della Valsugana, costituito da un unico ramo principale fino ad Agordo, si biforca in più strutture a delimitare una serie di litoni ad andamento SSW-NNE, per poi ridursi ad un paio di elementi principali nella zona di Cibiana. A sud di questo sistema dipartono una serie di sovrascorrimenti principali sud-vergenti (es. Linea di F.lla Moschesin) che vanno in genere a sovrapporre la successione triassica su quella giurassico-cretacea, delimitando zone caratterizzate da scollamenti minori che interessano per lo più la copertura del Triassico Superiore. L'area meridionale del Foglio è caratterizzata, oltre che dal suddetto reticolo di faglie ad alto angolo NNW-SSE, da una serie di piani subverticali orientati WSW-ENE.

La copertura quaternaria è caratterizzata da depositi continentali cronologicamente inquadrabili tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. I depositi più antichi distinti in carta sono quelli precedenti l'ultima fase di espansione glaciale, orga-

nizzati in unità stratigrafiche di diverso rango. Buona parte del Quaternario è rappresentato dai depositi riconducibili all'ultimo evento glaciale culminato nel *Last Glacial Maximum* (LGM) e alle successive fasi di ritiro, di pertinenza prevalente del bacino del Piave (sintema del Piave). Una serie di depositi, concentrati prevalentemente nel quadrante nordoccidentale del Foglio, è invece riferibile ad un glacialismo più recente, ormai esaurito (Piccola Età Glaciale). Molto estesi sono i depositi relativi alla fase Postglaciale, sia di tipo alluvionale e torrentizio, ma anche legati a processi di trasporto di massa o valanghivi. Tra i depositi alluvionali meglio sviluppati si ricordano i terrazzamenti del Cordevole e quelli del Piave. Sono anche presenti depositi lacustri, tra i quali vanno segnalati quelli situati nella conca di Agordo. Il territorio rappresentato nel Foglio è inoltre caratterizzato da un significativo numero di depositi legati a processi franosi, tra i quali diversi casi di deformazioni gravitative profonde di versante e alcune importanti frane come quella che ha dato origine al Lago di Alleghe, la più recente frana di Pontese e la ben nota frana del Vajont. Non mancano infine depositi con evidenze di continuità nei processi di messa in posto dal Postglaciale ad oggi.

IV - STUDI PRECEDENTI

(A. Riva)

Il territorio del Foglio 046 “Longarone” è stato oggetto di studi fin dai primordi delle scienze geologiche, con un interesse focalizzato inizialmente sull'attività mineraria (ARDUINO, 1786, CORNIANI DEGLI ALGAROTTI, 1823). Le prime descrizioni geologiche più generali si hanno con il lavoro di TOMMASO ANTONIO CATULLO (1818, 1827, 1847, 1851) e la prima carta geologica disponibile è la *Generalkarte des Lombardische-Venetianischen Königreiches* (1838), seguita da quella di WILHELM FUCHS (1844).

I geologi di lingua tedesca, specialmente austriaci, cominciarono quindi a studiare in maniera sistematica queste zone, a partire dal FOETTERLE (1856), LORETZ (1874), STACHE (1874), culminata con la pubblicazione della “*Geologische Übersichtskarte des tirolisch-venetianischen Hochlandes zwischen Etsch und Piave*” nel 1878, poi ripresa dal MOJSISOVICS (1878, 1879). Lo stesso MOJSISOVICS (1882) continuò le ricerche sui cefalopodi triassici anche nell'area di pertinenza del Foglio.

I primi lavori sistematici da parte dei geologi italiani furono di TORQUATO TARAMELLI (1879, 1880, 1883), con lo studio del Giurassico Inferiore e la pubblicazione della prima carta geologica della Provincia di Belluno.

Le successioni anisiche del Monte Rite divennero quindi area di interesse paleontologico con i lavori di AIRAGHI (1905) e DE TONI (1912).

Con l'inizio del XX secolo, l'interesse su quest'area riprese con i lavori regionali di DAL PIAZ (1912) e quelli di dettaglio sull'area di Longarone (Fig. 11) da parte di GEORGES BOYER (1913); studi ripresi peraltro nei successivi fogli al 100.000. Dopo l'interruzione delle ricerche geologiche legate alle Prima guerra mondiale che vide queste aree fortemente interessate dagli accadimenti bellici, i rilevamenti geologici ripresero con le monografie e relative carte geologiche di BRUNO CASTIGLIONI sul Civetta (1931, 1939) e sulle Pale di San Martino

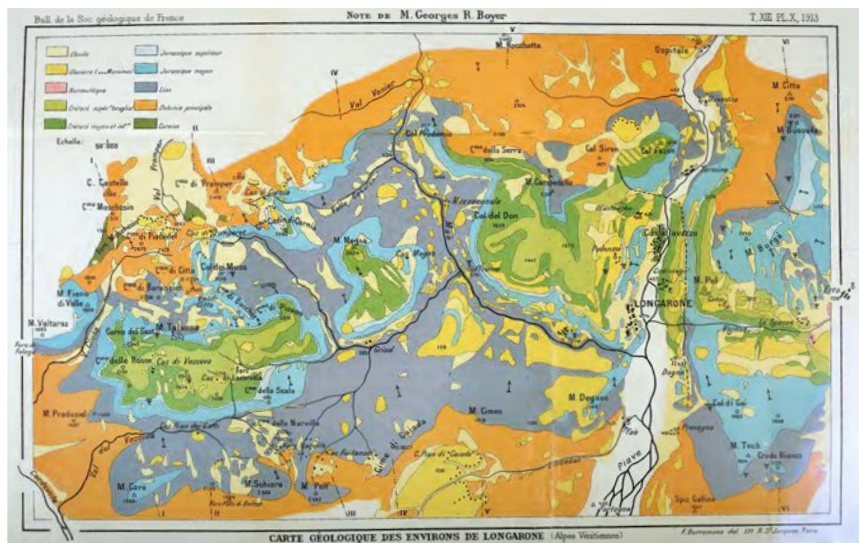


Fig. 11 - La carta geologica di GEORGES BOYER (1913) riguardante i dintorni di Longarone.

(1939b), nell'area cadorina con MARIA OGILVIE GORDON (1934) e con PIERO LEONARDI (1937, 1938) sui monti di Zoldo (Fig. 12).

I fogli geologici ufficiali alla scala 1:100.000 Pieve di Cadore e Belluno, vengono pubblicati rispettivamente nel 1940 e nel 1941, dopo circa 30 anni di rilevamenti sul terreno; questi fogli mancano tuttavia delle note illustrative a parte qualche pubblicazione su aspetti principalmente legati all'assetto strutturale (ZENARI, 1937, 1938; VENZO, 1939).

Il dopoguerra vede una ripresa delle ricerche geologiche all'interno dell'area del Foglio, con rilevamenti aggiornati, e da segnalare è il primo lavoro sistematico sul basamento della zona di Agordo (D'AMICO, 1962).

La frana del Vajont del 1963, presente in minima parte nel Foglio, ha generato una corposissima letteratura geologica e numerose carte: da segnalare a scopo cartografico sono quelle di pre- e post-frana di EDOARDO SEMENZA (1965, aggiornata nel 2001), di ROSSI & SEMENZA (1965) e di CARLONI & MAZZANTI (1964a, b). La denudazione portata dall'onda consente anche dettagliati studi stratigrafici nell'area del Vajont, da parte della scuola milanese, con i lavori di GNACCOLINI (1968) sul calcare di Soccher e di MARTINIS & FONTANA (1968) sul calcare del Vajont. Nello stesso periodo CASATI & TOMAI (1969) pubblicano la loro monografia stratigrafica sulle Dolomiti Bellunesi, utilizzando moderni termini litostratigrafici.

BIANCHIN & SEMENZA (1965) pubblicano uno studio, con carta geologica allegata, sullo Zoldano meridionale che aggiorna l'interpretazione tettonica del Foglio Belluno alla scala 1:100.000, introducendo numerosi sovrascorrimenti.

Alla fine degli anni '70, lo studio della stratigrafia triassica del Sudalpine, in-

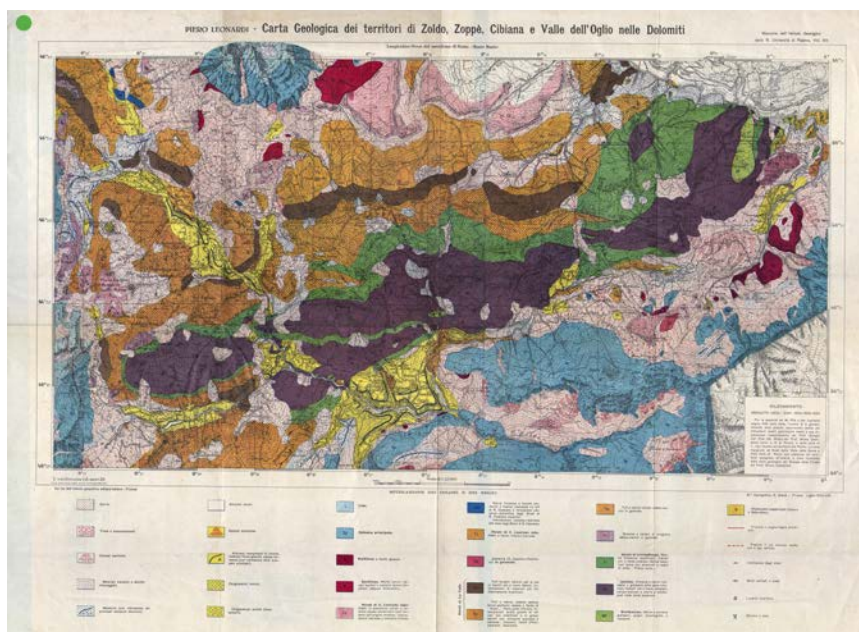


Fig. 12 - La carta geologica di P. LEONARDI (1938) riguardante l'alta Val di Zoldo

cluso l'Agordino e lo Zoldano, subisce una notevole accelerazione dietro la spinta di RICCARDO ASSERETO e GIULIO PISA e continua "anche dopo la loro tragica scomparsa" ad opera delle scuole bolognese e milanese, (FARABEGOLI *et alii*, 1976; ROSSI *et alii*, 1977; ASSERETO *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1978; VIEL, 1979; OTT *et alii*, 1980; Pisa *et alii*, 1980; FARABEGOLI & GUASTI, 1980; BRUSCA *et alii*, 1981; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982; FARABEGOLI *et alii*, 1982) e in particolare con la revisione delle successioni anisiche ad opera di PISA *et alii* (1978) e di quelle ladiniche a nome di GIOVANNI VIEL (1979).

Una spinta notevole alla conoscenza del Giurassico delle Dolomiti Bellunesi arriva dalle ricerche condotte da ALFONSO BOSELLINI e collaboratori negli anni '70, con le prime visioni stratigrafiche d'insieme nel 1981 (BOSELLINI *et alii*, 1981; WINTERER & BOSELLINI, 1981) e con la pubblicazione della Carta Geologica della Schiara (MASETTI & BIANCHIN, 1987) che fa finalmente luce sulla presenza del margine giurassico della Piattaforma di Trento.

L'ultima carta degna di menzione è quella di RIVA *et alii* (1990) che affronta la complessa geologia ad est del Piave, inclusa in piccola parte anche nel Foglio.

Dagli anni '90 in poi riprendono le pubblicazioni della cartografia geologica ufficiale alla scala 1:50.000 nell'area dolomitica, con la pubblicazione dei Fogli 063 Belluno (COSTA *et alii*, 1996), il 029 Cortina d'Ampezzo (NERI *et alii*, 2007), 016 Dobbiaco (GIANOLLA *et alii*, 2018).

PROGETTO

CARG

V - STRATIGRAFIA

1. - ALPI MERIDIONALI

1.1. - BASAMENTO METAMORFICO: NUCLEO AGORDO-CEREDA (M.E. Poli, A. Zanferrari)

Le rocce metamorfiche affiorano in un'area relativamente limitata, che si estende in direzione NE-SO dai dintorni di Agordo fin quasi a Passo Cereda; è delimitata sul bordo meridionale dalla faglia della Valsugana e sul resto dalle successioni permiane, con contatti basali sempre tettonizzati. Il termine "nucleo", presente nella letteratura storica sul basamento delle Alpi Meridionali orientali, è usato anche qui in senso geografico cioè "area di affioramento di una porzione di basamento cristallino in seguito ad erosione della copertura permo-mesozoica".

Nel Foglio 046 "Longarone" è compresa la metà nord-orientale del nucleo Agordo-Cereda; quella sud-occidentale rientra nel Foglio 045 "San Martino di Castrozza", ad eccezione di un piccolo settore a sud che fa parte del Foglio 062 "Feltre".

Per i ritrovamenti fossiliferi paleozoici, unici in tutto il Basamento Sudalpino delle Alpi Orientali, la peculiare zoneografia metamorfica e la prima individuazione di due unità tettono-metamorfiche nel Sudalpino orientale, nonché per le ridotte dimensioni dell'area di affioramento delle metamorfiti nel Foglio 046 Longarone, si ritiene necessario fare riferimento, per gli aspetti più significativi, anche al settore occidentale che ricade nel Foglio 045 "San Martino di Castrozza".

1.1.1. - *Inquadramento*

I protoliti delle metamorfiti (Fig. 13) sono rappresentati da successioni pelitico-psammitiche in cui sono intercalati corpi vulcanici con relative vulcanoclastiti: uno molto potente e continuo riolitico-riodacitico, il secondo più discontinuo,

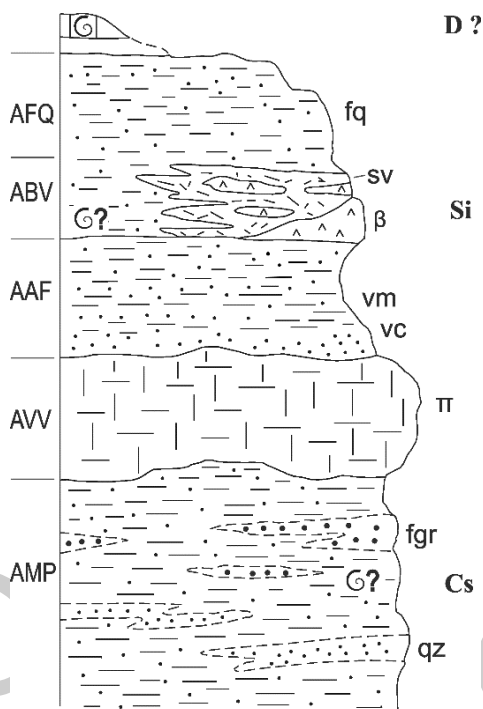


Fig. 13 - Schema dei rapporti stratigrafici. Legenda: qz-quarziti prevalenti; fgr-filladi grafitiche; π -metavulcaniti acide; vc-metavulcanoclastiti acide; vm-metavulcanoclastiti acide, metapsammiti e metapeliti; β -metabasalti; sv-scisti verdi; fq-filladi quarzifere. Datazioni biocronologiche: Cs: acritarchi del Cambriano superiore (posizione indicativa nell'unità AMP); Si: graptoliti del Siluriano inferiore (posizione indicativa nella colonna stratigrafica); D?: coralli, probabile Devoniano

di composizione basaltica. Relitti di una successione carbonatica, probabile ultimo termine dell'intera successione, sono presenti come litoni nella zona di taglio duttile della fase tettonico-metamorfica principale (di seguito D_1). L'età delle rocce documentata paleontologicamente va dal Cambriano superiore (KALVACHEVA *et alii*, 1986) a un probabile Devoniano (DIENI *et alii*, 2005).

Le metamorfiti del nucleo Agordo-Cereda sono il prodotto dell'evento varisico, sviluppatosi in due fasi datate attorno a 350 Ma (D_1) e attorno a 330 Ma (D_2) con varie età di raffreddamento tra 326 e 312 Ma. Nel nucleo Agordo-Cereda entrambe le fasi si sono sviluppate nella facies degli scisti verdi: la prima D_1 (Fig. 14a) fino alla subfacies quarzo-albite-epidoto-granato (settore occidentale), la seconda D_2 (Fig. 14b) nella subfacies clorite-biotite in tutto il nucleo, ma con la biotite presente in un settore limitato.

Le rocce sono attraversate da una potente zona di taglio duttile di D_1 , formata da miloniti (POLI & ZANFERRARI, 1991a, c), che individua due unità tettono-meta-

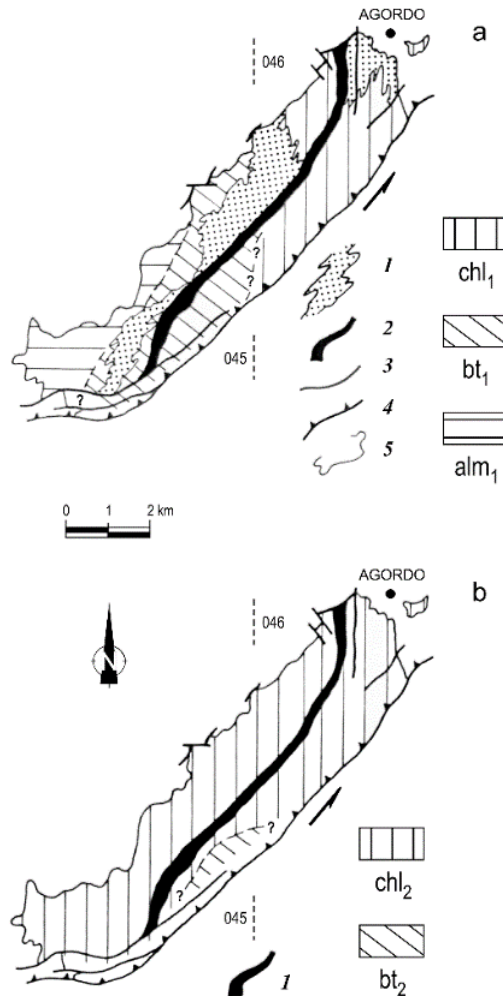


Fig. 14 - Schema tettonico-metamorfico del basamento Agordo-Cereda. a: zoneografia metamorfica di D_1 (chl_1 , bt_1 , alm_1); 1- zona di taglio duttile di D_1 ; 2- zona di taglio duttile di D_2 ; 3- maggiori faglie alpine; 4- faglia della Valsugana; 5- limite copertura-basamento. b: zoneografia di D_2 (chl_2 , bt_2); 1- zona di taglio duttile di D_2 (da POLI & ZANFERRARI, 1992, modificato)

morfiche (Fig. 14a). I processi di *stretching* e di trasposizione sono tuttavia diffusi in gran parte del nucleo, anche se con variabile intensità. In D_2 l'edificio di D_1 è stato dislocato da una seconda zona di taglio duttile (Fig. 14b), con effetti milonitici meno intensi e inoltre sostanzialmente concentrati in una fascia di spessore assai più ridotto (POLI & ZANFERRARI, 1991a, c).

La diffusione e l'intensità dei processi di *stretching* e di trasposizione avvenuti nella fase D_1 e subordinatamente in quella D_2 , hanno comportato l'impossibilità di attribuire a una determinata fase tettonico-metamorfica i relitti microstrutturali (microliti e porfiroblasti con scie di inclusioni trasversali) che sono interpretati tradizionalmente come prodotti di due fasi distinte.

Pertanto, la peculiarità delle metamorfite affioranti nel Foglio ha portato POLI & ZANFERRARI (1991a; b; c; 1992) a distinguere una foliazione S_1 (principale), con le relative pieghe F_1 , strutture legate all'evento tettonico-metamorfico progrado della prima fase varisica D_1 , e una S_2 con F_2 , formatesi nella seconda fase D_2 (Fig. 15). Le rispettive *ductile shear zones* SZ_1 e SZ_2 sono caratterizzate dalle foliazioni milonitiche S_{1m} e S_{2m} .

1.1.2. - Metapeliti e metapsammiti a solfuri e grafite (AMP)

L'unità affiora con discreta continuità da Col di Foglia fino al limite occidentale del Foglio (Le Case-Paganin) in una fascia NE-SO sui versanti meridionali delle valli Imperina e Paganin. Per la vicinanza con la faglia della Valsugana, dove vengono a contatto con la Dolomia Principale, le metamorfite sono spesso tettonizzate da modeste bande di taglio cataclastico a basso angolo o di scollamento di solito decimetrico-metriche, *kink band* e mesopieghe alpine. La litologia è piuttosto varia, formata da filladi, con subordinate intercalazioni metapsammitiche, e da corpi decametrico-ettometrici di metapsammiti e quarziti con livelli metapelitici intercalati irregolarmente.

AMP è formata in prevalenza da filladi nere, grigio chiare e grigio-verdastre, colori in relazione al prevalere di grafite, di muscovite o di clorite. La paragenesi

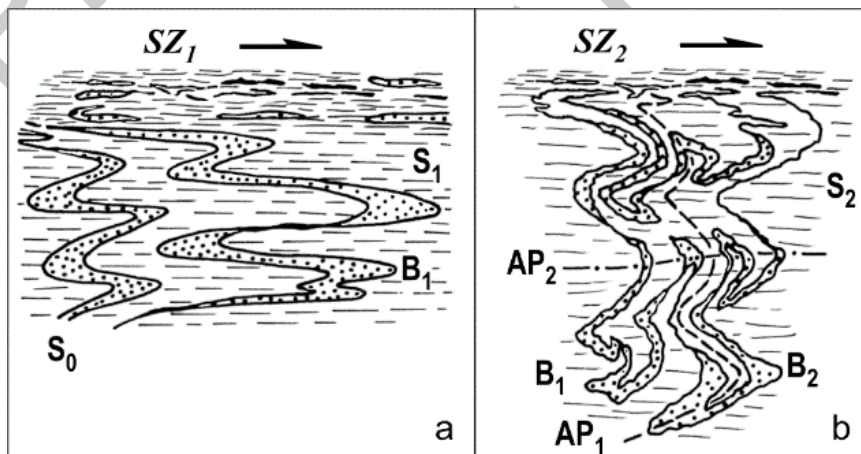


Fig. 15 - Strutture tettonico-metamorfiche di D_1 e D_2 . Foliazioni milonitiche caratterizzano le due ductile shear zones, rispettivamente S_{1m} e S_{2m} .

di D_1 è a quarzo, muscovite, sericite, clorite, albite \pm biotite \pm grafite. Accessori: tormalina, solfuri di Fe, ilmenite. La pirite, in granuli e cristallini fino a 2-3 mm, è comune specie nei litotipi grafitici e di regola più o meno alterata. La grana è sempre fine o anche finissima nelle zone interessate da *stretching* e trasposizione più intensi. La foliazione principale è S_2 , di piano assiale nelle pieghe F_2 di regola isoclinali ed è evidenziata dalla blastesi di sericite e clorite. Frequenti le mesopieghe alpine non penetrative F_3 , di regola aperte e con un clivaggio S_3 piuttosto discontinuo. La litofacies era stata denominata “Formazione di Col di Foglia” in POLI & ZANFERRARI (1991a, b; 1992).

Nelle filladi si intercalano ripetutamente livelli decimetrico-metrici di metapsammiti, che nei dintorni di Miotte, Mottes, Saret, Tos e di Valchesina-Casera formano corpi relativamente massicci da pluridecametrici a pluriettometrici. Si tratta di metapsammiti a quarzo, mica chiara, clorite, di colore grigio chiaro, verde-argenteo, localmente grigio scuro, grana variabile fino a grossolana; rari i livelli nerastrati a grafite, comuni le intercalazioni metapelitiche sericitico-muscovitiche di colore grigio chiaro. Le metapsammiti sono spesso mineralizzate a solfuri di Fe, con cristalli fino a 4-5 mm; talora è presente malachite. La paragenesi di D_1 è a quarzo, muscovite, sericite, clorite, albite; nella maggior parte dei casi si rileva una forte metablastesi albitica post-cinematica di seconda fase. La foliazione principale in campagna è S_2 , corrispondente a un sistema di superfici di taglio spaziate 2-3 mm, con neoblastesi di sericite e/o clorite, che traspongono la precedente S_1 di piano assiale, obliterandola quasi completamente. Relitti di F_1 sono spesso osservabili sotto forma di *rods* e lenti di quarzo. Questa seconda litofacies era stata denominata “Formazione di Rivamonte” in POLI & ZANFERRARI (1991a, b; 1992).

Quarziti grafitiche fini con intercalati sparsi livelli metapsammitici grafitici, entrambi di colore nero e fortemente mineralizzati a solfuri di Fe (Fig. 16), rappresentano la terza litofacies dell'unità AMP. Gli affioramenti maggiori sono situati nel settore nord-orientale tra Zenich e Conedera, mentre altri minori sono distribuiti verso SO fino al margine del Foglio. Sono rocce massicce, alla scala mesoscopica con una foliazione (S_2) grossolana e spaziata, che al microscopio appare come un



Fig. 16 - Metapsammiti grafitiche. A NE di Zenich

fittissimo sistema di taglio con clorite e sericite, talora muscovite, sincinematiche di D_2 . Come per la litofacies precedente, S_1 risulta pressoché obliterata. Le paragenesi delle due fasi sono simili sia nelle quarziti che nelle metapeliti intercalate: quarzo, albite, clorite, mica chiara; accessori cloritoide, zircone e abbondanti grafite, solfuri di Fe e Cu, ilmenite e tormalina. Alla litofacies ora descritta era stato attribuito il nome di “Formazione di Eores” in POLI & ZANFERRARI (1991a, b; 1992).

I protoliti di AMP corrispondono a successioni psammitico-pelitiche di ambiente marino con una articolata successione di ambienti e di differenti apporti silicoclastici, evidenziati dalle differenze litologiche e dei minerali accessori, nonché dai vari rapporti sia verticali che laterali tra le litofacies.

A Col di Foglia, presso Agordo, SASSI *et alii* (1984) e KALVACHEVA *et alii* (1986) hanno segnalato il rinvenimento di una ricca associazione di palinomorfi (acritarchi) che data al Cambriano superiore le metapeliti nere fini di Col di Foglia appartenenti all'unità litostratigrafica AMP. Rocce provenienti dal medesimo sito hanno inoltre fornito un'età di 347 ± 17 Ma ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ roccia totale), corrispondente al limite Tournaisiano-Viscaio (INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY, 2014), nonché alla prima fase tettonico-metamorfica varisica (CAVAZZINI *et alii*, 1991).

1.1.3. - *Metarioliti e metariodaciti (AVV)*

Nella letteratura del Sudalpino orientale e della *Nördliche Grauwachenzone* (Austroalpino superiore) viene usato correntemente il termine di porfiroidi per queste rocce, che formano un potente orizzonte largamente diffuso nelle successioni del Paleozoico antico delle Alpi orientali in Italia e in Austria. Corrispondono ai *Porfiroidi del Comelico*, per i quali sono stati definiti la sezione-tipo lungo la cresta sud del M. Cavallino/*Großer Kinigat* e i caratteri petrografici e geochimici (SASSI *et alii*, 1979).

Nell'Agordino le metavulcaniti affiorano in gran parte della dorsale Col Alt-Colle Armarolo-Colle Pianezze e da qui scendono fino a Giove e al fondo della Valle del T. Cordevole. Si tratta di rocce massicce o debolmente foliate (Fig. 17), spesso con struttura occhiadina prodotta dai numerosi fenocristalli di quarzo, K-feldspato e talora albite fino a 10 mm di diametro (Fig. 18), a quarzo, feldspati, mica chiara; il colore va da bianco-grigiastro o verdastro a bruno e a rosa chiaro. Sono talora intercalati sottili livelli metapelitico-metapsammitici centimetrico-decimetrici. La paragenesi di D_1 è a quarzo, k-feldspato, albite, sericite, muscovite \pm clorite \pm biotite; accessori: apatite, epidoto, ilmenite, zircone, siderite, solfuri. La clorite è molto scarsa e sostituisce la biotite in D_2 ; assieme a sericite forma la scarsa componente scistogena della massa di fondo. La foliazione principale è S_1 , marcata e continua, mentre S_2 è spesso appena visibile e discontinua e accompagna pieghe blande o aperte F_2 (Fig. 17).

Processi deformativi di D_1 e di D_2 , passanti da intenso *stretching* fino a miloniti nelle zone di *shear* duttile, sono presenti non solo nelle rispettive *ductile shear zones*, ma interessano un'ampia parte dei porfiroidi affioranti.



Fig. 17 - Porfiroidi massicci con piega blanda F_2 , asse $315^\circ/45^\circ$. Digoman

Tipica è la struttura a micro-*flaser*, rappresentati da nuclei mm-cm quarzoso-feldspatici lentiformi variamente allungati su S_{1m} , che all'interno conservano le caratteristiche strutturali originarie, e risultano avvolti da una sottile pellicola di materiale quarzoso-feldspatico fine che ha subito una ricristallizzazione orientata.

I protoliti erano vulcaniti riolitiche e riodacitiche (ignimbriti, lave) e relativi prodotti piroclastici, con rare e sottili intercalazioni di materiale pelitico-psammittico. I porfiroidi dei nuclei metamorfici del Sudalpino orientale sono stati studiati dal punto di vista petrografico e geochimico da MELI (1998), ma quelli del nucleo Agordo-Cereda solo parzialmente, in quanto hanno subito un'ampia mobilizzazione chimica (effetto dei processi milonitici?) che li rende inadatti ad analisi geochemiche di dettaglio. Essi non sono stati presi in considerazione per determinazioni geocronologiche su zirconi, effettuate invece per quelli del Comelico (MELI & KLÖTZLI, 2001) e quelli a sud della Val di Funes nel nucleo di Bressanone (ARBOIT *et alii*, 2019).



Fig. 18 - Porfiroide occhiadino. Col de la Cros

In precedenza, l'età dei porfiroidi del Sudalpino orientale era considerata ordoviciana superiore (Katian-Hirnantian) per analogia con i *Blasseneck Porphyroid* della *Nördliche Grauwachenzone*, la cui età deriva dalle determinazioni paleontologiche delle formazioni al letto e al tetto (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976). MELI & KLÖTZLI (2001) hanno datato (metodi U/Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ su zirconi) i due corpi di porfiroidi del Comelico, rispettivamente a 485 ± 8 Ma quello del M. Elmo e a 479 ± 8 Ma quello del M. Cavallino cioè all'Ordoviciano inferiore (Tremadoc). Per i porfiroidi a sud della Val di Funes anche ad ARBOIT *et alii* (2019) risultano due età (metodo U/Pb su zirconi), ma una ordoviciana inferiore: $472,0 \pm 3,0$ Ma (Floian), l'altra ordoviciana superiore: $451,5 \pm 6,1$ Ma (Katian). Pertanto, se da un lato si può considerare confermata l'età ordoviciana dei porfiroidi di Agordo-Cereda, dall'altro non ci sono elementi per precisare se si tratta dell'Ordoviciano inferiore o superiore.

1.1.4. - *Metavulcanoclastiti acide e metapsammiti (AAF)*

Le rocce dell'unità AAF affiorano, regolarmente associate ai porfiroidi, lungo la dorsale Col Alt-Colle Armarolo fino a Giove. Descritte assieme ai "Porfiroidi del Comelico" nella sezione del M. Cavallino (SASSI *et alii*, 1979) e denominate "Quarzite del Monte Cavallino", furono ridefinite "Formazione del M. Cavallino" in successione stratigrafica sui Porfiroidi da cui in parte derivano (ZANFERRARI, 1985; POLI & ZANFERRARI, 1991a; 1992). Nel Foglio 045 S. Martino di Castrozza le rocce di AAF affiorano largamente all'estremità occidentale del nucleo, nella subfacies a biotite e granato e quindi con maggiore rielaborazione tettonico-metamorfica. Si tratta di paragneiss bianco-verdastri o grigiastri, con associati micascisti minuti di colore grigio-argento, a quarzo, albite, muscovite, clorite, biotite \pm alm, corrispondenti alla "formazione Mis-Sagron" di D'AMICO (1962) e agli *Albit-Muskowit Schiefer* di FELLERER (1971).

In Comelico (SASSI *et alii*, 1979; POLI & ZANFERRARI, 1995) e nel settore del nucleo Agordo-Cereda che rientra nel Foglio, la modesta rielaborazione tettonico-metamorfica dei protoliti nella subfacies a Qz + Ab + Ms + Chl sia in D₁ che in D₂ (Fig. 14), ha solo in parte modificato la composizione litologica, le strutture interne e i rapporti sedimentari originari. È così possibile cartografare separatamente le due unità AAV e AAF e, nel caso del Comelico, ricostruire la successione deposizionale, che corrisponde a una sequenza in parte ritmica *fining-upward*.

A contatto con i porfiroidi compaiono gneiss chiari a clorite, sericite e muscovite, micro-occhiadini per la presenza di porfiroclasti angolosi di quarzo e di feldspati, originari fenocristalli (Fig. 19). Questi litotipi microruditici, in livelli decimetrico-metrici, sono massicci e di colore bianco-grigiastro, bianco-rosato o verdastro disposto a bande o anche a fiamme e possono rappresentare metavulcanoclastiti. Sono intercalati da livelli centimetrico-decimetrici di metapsammiti ricche in quarzo oppure in fillosilicati; in questo secondo caso i livelli sono più sottili e di colore grigiastro.



Fig. 19 - Parte basale dell'unità AAF: metavulcanoclastite acida micro-occhidina massiccia, ricca in quarzo e feldspati, con intercalati sottili livelli metapsammitici grigiastri. Piegia aperta F_2 con spaziatto clivaggio di crenulazione S_2 . Col Alt

Il resto della successione è formato da metapsammiti a grana progressivamente più fine associate a metapeliti sia nello stesso banco, a volte con evidente gradazione (Fig. 19), sia con alternanze di livelli metapsammitici e metapelitici a clorite, sericite e muscovite, che verso l'alto della successione passano senza un limite netto, a prevalenti filladi grigio-argentee o plumbee, appartenenti all'unità ABV.

I minerali fondamentali sono: quarzo, albite, k-feldspato, clorite, mica chiara e carbonato (ankerite e siderite, che, quando abbondanti, impartiscono una colorazione brunastra alla roccia). Accessori: zircone, tormalina, apatite, ilmenite, solfuri ed epidoti.

S_1 è la foliazione fondamentale in rapporto alla cristallizzazione e si è sviluppata come foliazione di piano assiale per le pieghe isoclinali F_1 nelle litologie con sufficiente materiale fillosilicatico. S_2 è di solito ben sviluppata come sistema di taglio con cristallizzazione sincinemica di quarzo, sericite \pm clorite e accompagna le pieghe F_2 , da serrate ad aperte.

Zone di taglio duttile di varia ampiezza sia di D_1 che di D_2 hanno prodotto anche nelle rocce metapsetitiche e metapsammitiche gli effetti descritti rispettivamente per AVV e per AMP nelle porzioni con metapeliti prevalenti.

Nella parte inferiore dell'unità i protoliti corrispondono a prevalenti prodotti piroclastici accompagnati da sedimenti terrigeni, i quali diventano progressivamente prevalenti nelle parti mediana e superiore di AAF. Caratteri tessiturali indicherebbero una sedimentazione in ambiente marino e/o lacustre.

L'età è indeterminata, comunque pre-carbonifera.



Fig. 20 - Parte mediana dell'unità AAF: a sinistra un livello metavulcanoclastico chiaro a grana medio-grossolana, che sfuma in metapsammiti grigiastre a grana media; queste a loro volta passano a destra a un livello a sottili alternanze metapsammitico-metapelitiche, fortemente deformate in pieghe F_1 isoclinali in parte lacerate. Si intravede appena una S_2 suborizzontale di piano assiale, spaziata e discontinua

1.1.5. - Metabasalti e metavulcanoclastiti basiche (ABV)

L'unità affiora in modo discontinuo e con litologie variabili in tutto il nucleo metamorfico; nel Foglio Longarone l'affioramento più esteso è situato in Val Sarzana presso Giove, con un centinaio di metri di spessore e a contatto con AAF; altri si trovano sul versante occidentale del Colle Armarolo e sul Col Alt. L'unità corrisponde alla formazione di Gudon (VISONÀ & ZANFERRARI, 1985; POLI & ZANFERRARI, 1991a; VISONÀ *et alii*, 2018 *cum lit.*).

Nel Foglio Longarone affiorano solo anfiboliti cloritico-anfiboliche verde-brunastro che passano a prevalenti cloritoscisti verde-grigiastri fittamente foliati (Fig. 21), a filladi cloritico-carbonatiche grigio-verdastre con livelli o chiazze bruno-chiare per alterazione di ankerite e siderite e infine alle filladi fini plumbee dell'unità AFQ, che avvolgono gli scisti verdi.

Nel Foglio 045, a breve distanza dal limite con il Foglio Longarone (Forcella Aurine ed ex-cava del Cristo delle Traversade) sono meglio osservabili le litologie e i rapporti laterali e verticali tra anfiboliti massicce e scisti verdi, nonché tra le rocce che formano l'unità ABV e le filladi di quella AFQ. Qui affiora una grande massa di anfiboliti massicce a grana grossolana di colore verde scuro a clorite, anfiboli, carbonati di Fe e solfuri di Fe sia in plaghe che in singoli cristalli idiomorfi. Le anfiboliti sono avvolte da cloritoscisti e filladi cloritiche, alle quali a Forcella Aurine sono associati anche calcescisti fortemente mineralizzati a solfuri, ankerite e siderite (Fig. 21). Gli scisti verdi passano lateralmente e verticalmente in modo graduale con ripetute alternanze alle filladi plumbee e grigio-argento dell'unità AFQ, formando anche corpi isolati di ridotte dimensioni.



Fig. 21 - Tre litologie dell'unità ABV in un sistema di pieghe plurimetriche isoclinali F_1 verticali, talvolta lacerate e con nuclei sradicati intrafoliari. A destra anfiboliti cloritico-anfiboliche verdi-brunastre più massicce, al centro calcescisti biancastri in livelli sottili in parte alternati a cloritoscisti fittamente foliati, i quali formano la quasi totalità della parte sinistra. Numerose chiazze brunastre e cariatature evidenziano l'alterazione di ankerite e siderite. Forcella Aurine. I protoliti sono basalti di colata e relative vulcanoclastiti alternate e a contatto laterale con sedimenti silicoclastici fini, depositi in ambiente sottomarino (VISONÀ et alii, 2018). Ciò è evidenziato dalla composizione e dalle strutture primarie relitte dei diversi litotipi, dalla loro associazione e dai rapporti geometrici con la successione filladica AFQ.

La paragenesi, percentualmente variabile nei diversi litotipi, presenta: tremolite/attinolite, cloriti, plagioclasti, epidoti, carbonati, quarzo, ossidi di Fe, apatite, pirite. Nelle facies più massicce sono appena percettibili le foliazioni, che diventano nette negli scisti verdi, con S_1 in pieghe F_1 isoclinali spesso tagliate da una fitta S_2 che accompagna le pieghe F_2 da chiuse a serrate.

All'attività vulcanica sottomarina sono collegati i giacimenti tipo *Kieslager* (FRIZZO, 1983, 2004), depositi stratiformi a prevalente pirite e subordinate blenda, galena, calcopirite, arsenopirite, tetraedrite e tracce di Au e Ag. Tra questi, il giacimento di Valle Imperina ha rivestito una particolare importanza non solo dal punto di vista minerario ed economico, ma anche storico e sociale.

L'età è indeterminata; un'età siluriana viene ipotizzata per le forti analogie con le successioni affioranti nelle Eisenerzer Alpen (*Nördliche Grauwachenzone*: SCHLÄGEL-BLAUT, 1990) datate biostratigraficamente al limite Llandovery-Wenlock (SCHÖNLAUB, 1982).

1.1.6. - *Filladi, metapsammiti e quarziti (AFQ)*

Gli affioramenti di questa unità sono scarsi nel settore del Foglio Longarone, mentre sono più diffusi nel contiguo Foglio 045, dove sono associati ai paragneiss di AAF con le caratteristiche di micascisti minuti grigio-argento a muscovite, clorite, quarzo, albite, biotite \pm granato.

Si tratta di filladi sericitico-cloritiche-muscovitiche grigio-verdastre o plumbee, a grana fine, con subordinate metapsammiti e quarziti. Le metapeliti sono inferiormente a contatto con le metapsammiti AAF e lateralmente e superiormente con gli scisti verdi ABV (Fig. 13), sempre con limiti transizionali.

La paragenesi è a quarzo, clorite, mica chiara, albite, k-feldspato \pm biotite, quest'ultima solo in alcune località al limite occidentale del Foglio. Accessori: tormalina, zircone, minerali opachi, grafite. Rare le filladi grafitiche in tutta la successione, scarsi i solfuri nella porzione superiore dell'unità. Oltre che sulla scarsità di filladi grafitiche, la distinzione tra le filladi AFQ e le metapeliti dell'unità AMP si basa sulla netta scarsità di metapsammiti e quarziti.

Il sistema plicativo principale è quello isoclinale F_2 con la relativa foliazione di piano assiale S_2 .

I protoliti corrispondono a una successione silicoclastica pelitica con subordinati livelli psammitici.

L'età è indeterminata, comunque pre-carbonifera. Se fossero riferibili a questa unità i relitti di metapeliti nere a graptoliti del Siluriano inferiore (v. AOM), almeno una parte delle filladi AFQ potrebbe essere siluriana.

1.1.7. - *Miloniti di D_1 (AOM)*

In ciascuna delle due fasi varisiche si è sviluppata nelle metamorfiti una importante zona di taglio duttile (Fig. 14). Oltre che in queste zone di massimo accumulo di deformazione i processi di *stretching* e intensa trasposizione sono largamente diffusi anche in buona parte delle rocce circostanti.

La *ductile shear zone* di D_1 è la più spessa e con gli effetti milonitici più intensi. A spese delle facies filladiche si sono formate "nuove" rocce: cioè metapeliti finissime, di colore da nero a grigio-verdastro, formate da una matrice estremamente fine quarzoso-feldspatica e cloritico-sericitica a tessitura fluidale; comunemente è presente una blastesi post-cinematica di albite \pm muscovite. Solo queste miloniti sono state cartografate come rocce costituenti l'unità AOM, in quanto si differenziano totalmente dalle altre rocce del basamento agordino. Invece metapsammiti,

metavulcanoclastiti acide e ancor più porfiroidi e metabasalti, sono ancora riconoscibili nonostante l'impronta milonitica (ad es.: Fig. 13 e Fig. 14) e sono stati cartografati a grande scala con un sovrassegno. Nel Foglio Longarone, a causa della scala troppo piccola, sono rappresentati nelle rispettive unità senza indicazioni.

OGNIBEN (1967), nella Nota di sintesi delle sue ricerche sulla zona mineraria di Valle Imperina, rileva la presenza di “*metascisti sericitici a quarzo, sericite, carbonati e solfuri, privi di clorite*” e precisa che: “*Una delle più estese masse di metascisti sericitici, poco visibile all'esterno, avvolge il giacimento di pirite di Valle Imperina.*” Inoltre: “*... metascisti cloritici...a quarzo, clorite, carbonati e solfuri...costituiscono sempre ristrette zone di passaggio, in genere di pochi metri, tra metascisti sericitici e giacimento a solfuri.*” Dalla descrizione di OGNIBEN sembra essere probabile che le rocce incassanti il giacimento siano le miloniti D₁.

Un altro elemento particolarmente importante legato all'unità AOM è rappresentato dai fossili del Siluriano inferiore e di un probabile Devoniano ritrovati nelle miloniti di D₁ a Ponte Alto presso Agordo (DIENI *et alii*, 2005). In una alternanza di metapeliti verdastre ricche in clorite e di metapeliti nere a pirite e grafite, un livello di appena 1,50 m contiene: 1) numerosi *boudins* (non più lunghi di 70 mm) con una ricca associazione a graptoliti della biozona a “*Demirastrites*” *triangulatus* (HARKNESS) indicante l'Aeroniano inferiore (Llandovery medio, Siluriano inferiore); 2) alcuni sottili litoni di metacalcari lunghi fino a 0,65 m, formati da gruppi di coralli rugosi fortemente ricristallizzati e quindi indeterminabili, ai quali viene assegnata una probabile età devoniana.

Tutti gli elementi elencati per le miloniti di D₁ evidenziano il significato e l'importanza della *ductile shear zone* di D₁, che individua due unità tettono-metamorfiche varisiche, una superiore “*settentrionale*” a più alto grado metamorfico che si appila su una “*meridionale*”, a grado inferiore.

1.2. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-CENOZOICA (P. GIANOLLA, M. CAGGIATI, A. RIVA, T. ABBÀ)

1.2.1. - Arenaria di Val Gardena (GAR)

La formazione dell'Arenaria di Val Gardena affiora limitatamente all'area di Agordo (Col di Foglia), Voltago (Val del Saldame, DAL PIAZ, 1912) e La Valle Agordina.

Quest'unità stratigrafica storica prende il nome dalla Val Gardena ed è stata rivisitata dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico da MASSARI *et alii* (1988, 1994), MASSARI & NERI (1997) e da ultimo formalizzata da NERI (2007a). Si tratta di una successione continentale di *red beds* che si estendono dalla Lombardia alla Slovenia che fa da base al ciclo trasgressivo permo-triassico.

Nel settore ad est della Val d'Adige, l'Arenaria di Val Gardena si interdigita con la Formazione a Bellerophon, costituita da evaporiti e carbonati di acque basse.

Si tratta di litareniti feldspatiche ed arcose litiche da rosse a rosso brune, da

grossolane a fini, e siltiti di colore da beige a grigio. In alcuni casi è possibile osservare alla base degli strati dei microconglomerati mentre, spostandosi verso il tetto, le granulometrie più fini risultano prevalenti: il colore rosso è dominante. La stratificazione è solitamente spessa e presenta laminazioni parallele mal definite, più sovente incrociate e/o a festoni. Nella parte più alta dell'unità si possono osservare anche paleosuoli calcarei.

Lo spessore totale della formazione risulta difficile da stimare a causa della elevata deformazione che condiziona questa unità e si attesta tra 150 e 200 metri.

Il limite inferiore è paraconcordante con il basamento metamorfico.

L'ambiente deposizionale si può riferire ad una piana alluvionale continentale con canali intrecciati che evolvono in un sistema meandriforme (NERI, 2007a; NERI *et alii*, 2007).

L'età di questa formazione è stata attribuita al Permiano superiore *p.p.*

1.2.2. - *Formazione a Bellerophon* (BEL)

Questa unità venne introdotta originariamente come “*Bellerophonkalke*” (HÖRNES, 1876), con riferimento all'unità a calcari scuri che costituisce la parte superiore della formazione (in italiano, Calcari a *Bellerophon*, MERLA, 1930); citata come Formazione a *Bellerophon* da ACCORDI (1959), che vi comprende anche l'unità inferiore evaporitica, è stata formalizzata da NERI (2007b).

Nell'area del Foglio Longarone, la Formazione a Bellerophon affiora in poche aree, nelle vicinanze di Agordo (DAL PIAZ, 1912), Voltago e La Valle Agordina; un affioramento minore è inoltre presente a nord-est del paese di Cibiana. La successione è spesso deformata e poco affiorante, specialmente per quanto riguarda l'intervallo inferiore evaporitico.

Come per altre aree delle Dolomiti orientali, la Formazione può essere suddivisa in due unità, una inferiore, evaporitica ed una superiore, più carbonatica. L'unità evaporitica è caratterizzata da un'alternanza di dolomie marnose grigie, marne e argilliti nere con intercalazioni di gesso laminato, organizzata in cicli di pochi metri di spessore. Sono presenti spesso anche dolomie cariate come risultato della dissoluzione delle evaporiti. Quest'intervallo rappresenta solitamente un orizzonte di scollamento tettonico a scala regionale e si presenta per questo fortemente deformato. Inoltre, l'intervallo evaporitico è spesso sede di importante dissoluzione carsica, che localmente portano alla formazione di *sinkholes* (ARZILIERO, *et alii*, 2004) soprattutto nell'area di Voltago e Agordo.

L'unità carbonatica è rappresentata da calcari scuri, talvolta fetidi, fossiliferi, alternati a marne; la parte alta dell'unità consiste in calcari micritici scuri e biocalcareni ricche di alghe calcaree, foraminiferi, ostracodi e problematica (ACCORDI, 1956; NOÈ, 1987; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1988). I macrofossili sono rappresentati da bivalvi, gasteropodi (tra cui *Bellerophon vaceki* BITTNER) e livelli a brachiopodi (*Comelicania* spp.).

Il contenuto fossilifero della Fm. a Bellerophon consente di attribuire quest'unità al Changhsingiano superiore (POSENATO, 2019).

L'ambiente deposizionale della Formazione a Bellerophon è indicativo di ambienti costieri e marini marginali. L'unità inferiore, evaporitica, si è deposta in un'ampia laguna ipersalina bordata da soglie controllate da tettonica sinsedimentaria (MASSARI *et alii*, 1994; MASSARI & NERI, 1997). La circolazione ristretta avrebbe indotto la sovrasaturazione delle acque, permettendo la precipitazione di solfato di calcio. L'unità superiore, invece, documenta la scomparsa delle soglie che delimitavano la laguna, evolvendo in un'ambiente di rampa carbonatica con gradienti di subsidenza che aumentano da ovest verso est.

Il limite inferiore dell'unità non affiora mai in maniera chiara, mentre il limite superiore con la Formazione di Werfen è sempre netto.

1.2.3. - *Formazione di Werfen* (WER)

La Formazione di Werfen (PHILLIPP, 1904; WITTEMBERG, 1908; BOSELLINI, 1964, 1968; LEONARDI, 1967; FARABEGOLI *et alii*, 1976; PISA *et alii*, 1978; CASATI *et alii*, 1982; FARABEGOLI & VIEL, 1982; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983; 1990; NERI & POSENATO, 1988; NERI, 2007c; NERI *et alii*, 2007; HOFMANN *et alii*, 2015; POSENATO, 2019) affiora in una ampia area del Foglio “Longarone” a Nord della Linea della Valsugana. Gli affioramenti più importanti sono nell'Agordino, nelle valli del Missiaga e Bordina, in gran parte della Val di Zoldo tra Forno di Zoldo e Dont e nelle valli Cervegana e di Cibiana.

La Formazione costituisce un variegato litosoma terrigeno-carbonatico con uno spessore totale di circa 600 metri che è classicamente suddivisa in nove unità di rango inferiore:

- 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; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983);
- Membro di Campil (BOSELLINI, 1968);
- Membro di Val Badia (BOSELLINI, 1968);
- Membro di Cencenighe (FARABEGOLI *et alii*, 1976; PISA *et alii*, 1978);
- Membro di San Lucano (FARABEGOLI *et alii*, 1976; PISA *et alii*, 1978; originariamente attribuito alla “Formazione del Serla inferiore” dagli autori citati; ridefinito e attribuito alla Fm. di Werfen da NERI & POSENATO, 1988).

La Formazione ha un'età che va dal Permiano superiore *p.p.* (Changhsingiano *p.p.*) al Triassico inferiore *p.p.* (Olenekiano *p.p.*)

Nell'area del Foglio, la Formazione di Werfen è stata suddivisa in 9 membri, raggruppati al 50.000 per questioni di rappresentazione cartografica, in 4 unità informali come nel contiguo Foglio 029 “Cortina d'Ampezzo” (NERI *et alii*, 2007).

1.2.3.1. - Membro di Tesero, membro di Mazzin (WER_{1,2})

Questa unità è caratterizzata alla base da un intervallo plurimetrico di *grainstone* oolitici, *grainstone-packstone* oolitici a bioclastici alternati a livelli centrimetrici di *mudstone* e talora marne, in strati decimetrici, tabulari o lenticolari (membro di Tesero, WER₁). Localmente questo litosoma è parzialmente dolomitizzato.

Lo spessore del membro di Tesero è attorno ai 3-4 metri.

Questo intervallo passa con transizione rapida al membro di Mazzin (WER₂) che è dato da *mudstone* marnosi grigi, intensamente bioturbati, con debole frazione siltosa quarzoso-micacea, in strati amalgamati che talora si presentano nodulari; *mudstone* marnosi a laminazione parallela, con sottili intercalazioni siltose più grossolane che talora presentano concentrazioni di bioclasti e livelli biocalcarenitici, spesso gradati, con bivalvi e ostracodi. Verso l'alto sono presenti calcari siltosi grigi intensamente bioturbati. Il limite con il sovrastante membro di Andraz è sempre netto e paraconcordante.

Lo spessore del membro di Mazzin è attorno ai 50-60 metri.

Fossili diagnostici: *Lingula* sp., *Claraia* gr. *wangi-griesbachi*.

1.2.3.2. - Membro di Andraz, membro di Siusi (WER_{3,4})

Il membro di Andraz (WER₃) è caratterizzato da un intervallo plurimetrico, costituito da alternanze di siltiti, marne e dolomie siltose laminate varicolori con dolomie vucolari di colore giallastro; viste le litologie spesso è poco affiorante. Lo spessore di questo intervallo non supera i 10 metri e l'unità è sterile dal punto di vista fossilifero.

Superiormente si passa rapidamente al membro di Siusi (WER₄), che è costituito da calcari marnosi grigi e rossastri, talvolta bioturbati, alternati a biocalcarenitici oolitiche, a marne da grigie a rossastre con livelli centimetrici di calcareniti bioclastiche con microgasteropodi e siltiti ricche in muscovite. Verso l'alto sono presenti anche arenarie di colore rosso e grigio in strati amalgamati, con *hummocky cross-lamination* e evidenti *burrows* (*Diplocraterion*) alternate a siltiti sovente rossastre con presenza frequente di *ripples* da onda ad indicare il passaggio a facies peritidali; al tetto è presente un intervallo plurimetrico ad arenarie, dolomie arenacee e siltiti rosse.

Il contenuto fossilifero del membro di Siusi è dato da ostracodi e lamellibranchi, tra cui *Claraia clarai* EMMRICH nella porzione basale, *Claraia aurita* HAUER in quella mediana e *Eumorphotis multiformis* BITTNER in quella superiore.

L'ambiente corrisponde ad una piattaforma con fondali mediamente al di sotto della base d'onda normale, ma frequentemente raggiunti e rimaneggiati dalle onde di tempesta, passante nella parte alta ad ambienti di piana inter-sopratidale.

Lo spessore è attorno agli 80 metri, il limite superiore è netto con le facies subtidali dell'Oolite a Gasteropodi.

1.2.3.3. - Oolite a Gasteropodi e membro di Campil (WER₅₋₆)

Questo intervallo è costituito nella parte inferiore dal membro dell'Oolite a Gasteropodi (WER₅). Esso forma una caratteristica paretina di quasi 30 metri di spessore ed è caratterizzato da una fitta alternanza di marne calcaree grigiastre bioturbate, calcareniti oolitico-biostatiche rossastre (*packstone-grainstone*) a ooliti e microgasteropodi (*Gastropodenoolith Auct.*), calcareniti e arenarie calcaree grigio-rossastre con presenza di livelli di breccie intraformazionali (Conglomerato di Koken *Auct.*).

Verso l'alto si assiste ad un aumento netto della componente terrigena e si passa transizionalmente al membro di Campil (WER₆). Questo è caratterizzato alla base da peliti e siltiti rosse organizzate in set metrici, passanti ad arenarie e siltiti micacee di colore rosso bruno in strati da decimetrici fino a metrici, a laminazione parallela e/o incrociata (*hummocky cross-lamination*), alternate a marne siltose rosse con rare intercalazioni di calcareniti bioclastiche grigie gradate e laminate (Fig. 22). La parte sommitale è data da peliti e siltiti varicolori, talora dolomie con *mud-cracks* e piccoli *tepee* associabili ad ambienti inter-sopratidali. Lo spessore del membro è di circa 120 metri.

I fossili sono rari e in genere mal conservati, ma sono stati riconosciuti *Eumorphotis hinnitidea* BITTNER e, a tetto, *Costatoria subrotunda* BITTNER.

L'ambiente può essere riferito ad una rampa marina di piattaforma sopra la base d'onda e con possibili emersioni nella parte sommitale.



Fig. 22 - Formazione di Werfen, membro di Campil: intervallo a prevalenti marne siltose con intercalazioni di calcareniti bioclastiche, arenarie e siltiti micacee di colore rosso bruno (Listolade)

1.2.3.4. - Membro di Val Badia (WER₇)

Il membro di Val Badia (WER₇) è caratterizzato da alternanze di calcareniti bioclastiche grigie laminate, calcari micritici e calcari marnosi varicolori (grigi, giallastri, rosacei), marne e peliti scagliose rossastre, violacee o azzurrognole, banchi decimetrici di *grainstone* oolitici giallastri (che segnano talora la base dell'unità) e, verso l'alto, dolomie vacuolari, livelli di breccie a clasti piatti e peliti rossastre.

Lo spessore del membro è di circa 30 metri.

Il limite inferiore con il membro di Campil è netto e posto alla comparsa dei primi strati calcarei e calcarenitici è in corrispondenza a un vistoso cambio di colorazione degli strati da rosso a grigio o beige.

Il membro, non particolarmente fossilifero nell'area del Foglio, è caratterizzato dalla presenza di ammonoidi del genere *Dinarites*, da *Tirolites cassianus* QUENSTEDT e dal bivalve *Eumorphotis kittli* BITTNER.

L'ambiente è quello di piattaforma da esterna ad interna sopra la base d'onda fino a facies tidali e di emersione.

1.2.3.5. - Membri di Cencenighe e S. Lucano (WER_{8,9})

Questa unità è caratterizzata alla base dal membro di Cencenighe che rappresenta in molte aree del Foglio la litozona più diffusa e caratteristica della Formazione di Werfen. Proprio nell'Agordino FARABEGOLI *et alii* (1976) e PISA *et alii* (1978) individuarono questo peculiare intervallo stratigrafico caratterizzante la parte alta della formazione.

Le litologie sono date da areniti fini e siltiti carbonatico-terrigene, micacee, di colore rosso vinaccia, gli strati arenacei sono di spessore decimetrico, con laminazione piano-parallela o incrociata concava (*ripple* da onda). A questi si alternano *grainstone/packstone* a composizione carbonatico-terrigena a grana da molto fine a media di colore variabile da grigio-verde chiaro a grigio scuro, organizzati in livelli decimetrici e pluri-decimetrici alternati a sottili livelli marnosi grigi. Dove mancano le intercalazioni marnose, gli strati calcarenitici formano banchi compatti che possono raggiungere 2,5-3 m di spessore e spesso sono caratterizzati da laminazione incrociata a scala pluri-decimetica (barre), talvolta si osservano piccoli corpi canalizzati a base erosiva. Sono frequenti anche calcareniti oolitiche, in strati di spessore da 10 a 50 cm piuttosto massivi o con laminazioni poco evidenti. Le ooliti sono solitamente rosse, raramente grigio-scure, talvolta parzialmente dolomitizzate e di piccolo diametro. Gli strati oolitici si rinvengono in banchi potenti alcuni metri; possono essere separati da livelli sub-decimetrici di siltiti marnose molto micacee e finemente laminate di colore grigio chiaro o grigio-verde, talvolta rosso vinaccia. Nella valle del Rutorto (nei pressi della confluenza con il Ru del Pissolotto) nella parte alta del membro di Cencenighe compaiono lenti di conglomerato o paraconglomerato a clasti prevalentemente intraformazionali ben arrotondati; le lenti conglomeratiche presentano base erosiva e un limite superiore

netto, possono raggiungere uno spessore di 15-30 cm e una continuità laterale da pochi metri ad alcune decine di metri, questi livelli clastici passano verso l'alto ai litotipi terrigeno-evaporitici del membro di San Lucano (WER₉). Lo spessore del membro è di 200 m circa.

Il membro di San Lucano, individuato e descritto per la prima volta in prossimità del margine nordoccidentale del Foglio (FARABEGOLI *et alii*, 1976; PISA *et alii*, 1978) è costituito da una fitta alternanza di dolomie marnose, siltose e arenacee di colore rosso scuro, siltiti e arenarie violente, marne violente, biancastre o verdastre, siltiti violente alternate a dolomie giallastre e dolomie gialle vacuolari (Fig. 23); localmente (Val di Zoldo) sono presenti intervalli potenti pochi metri costituiti da marne e calcari siltosi grigio scuri, fittamente stratificati, debolmente fetidi, contenenti piccoli frustoli e plaghe carboniose indistinte di 2-3 cm, con saltuarie lamine organiche. Lo spessore stimato è di 40 m circa.

Il membro di Cencenighe è caratterizzato nella parte inferiore dalla presenza di *Dinarites dalmatinus* HAUER, e da bivalvi quali *Eumorphotis telleri* BITTNER, *Natiria costata* MUNSTER, *Costatoria costata* ZENKER e *Neoschizodus*. Nel membro di San Lucano è presente *Costatoria costata*.

L'ambiente deposizionale del membro di Cencenighe è quello di piattaforma interna, sopra la base d'onda, con corpi arenitici litorali prevalentemente oolitici riferibili a complessi di spiaggia, delta tidali e canali tidali. Con limite netto e talvolta erosivo si sovrappongono alle facies di *shelf* (*offshore-transition*) corpi depositati in lagune marginali e piane fangose inter-sopratidali documentando possibili regressioni forzate (membro di San Lucano).



Fig. 23 - Passaggio transizionale tra il membro di San Lucano (WER₉) e la Dolomia del Serla inferiore. Versante orientale del Monte Rite

1.2.4. - Dolomia del Serla inferiore (SLI)

Questa formazione, istituita da PIA (1937) con il nome di *Unterer Sarldolomit* nell'area delle Dolomiti di Braies, e successivamente revisionata da vari autori (FARABEGOLI *et alii*, 1976; PISA *et alii*, 1978; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982; DE ZANCHE *et alii*, 1992), è costituita da dolomie di colore da bianco a grigio chiaro, ben stratificate. Affiora diffusamente nella parte intermedia dei versanti meridionali del Monte Punta, dello Spitz Agnellessa, della dorsale Col Duro-Monte Rite e nell'Agordino, nei dintorni di La Valle Agordina.

Le litologie dominanti consistono di dolomie afanitiche e minori *packstone-wackestone* dolomitici a peloidi ed oncoidi, più raramente a bioclasti. Sono frequenti i livelli a stromatoliti, talora con *mud-cracks* sovraimpressi, e *fenestrae* con riempimenti geopetali e cementi vadosi; più rari i livelli a paleosuoli carbonatici e *tepee*. La successione può così essere suddivisa in cicli peritidali *shallowing-upward* di spessore metrico-plurimetrico, con una porzione subtidale costituita da dolomie fini e una inter-sopratidale loferitica. Occasionalmente sono presenti a base ciclo breccie a clasti dolomitici spigolosi derivanti dall'erosione e rimaneggiamento dei livelli sopratidali del ciclo sottostante. Naturalmente questa tematica deposizionale non è sempre evidente e la formazione può presentarsi come un'anonima successione di dolomie chiare stratificate.

Il limite inferiore con la Fm. di Werfen è graduale, anche se piuttosto rapido. Il limite superiore è di solito rappresentato da una disconformità, sulla quale giacciono depositi delle sequenze anisiche (Conglomerato di Piz da Peres o Conglomerato di Voltago).

Lo spessore è variabile, in relazione alla profondità dell'erosione subita, da 0 fino ad un massimo di circa 70 m.

I fossili sono piuttosto rari, nella parte bassa si rinvengono rare *Natiria costata* mentre la microbiofacies è data da foraminiferi dei generi *Glomospirella* e *Meandrospira* (PISA *et alii*, 1978).

L'attribuzione cronologica è stabilita per inquadramento stratigrafico all'Olekniano sup.-Anisico inferiore (Spathiano *p.p.*- Egeico *p.p.*).

1.2.5. - Conglomerato del Piz da Peres (PPS)

Questa unità è stata istituita da DE ZANCHE *et alii* (1992) e corrisponde agli *Untere Pereschichten* di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970); il Conglomerato di Voltago di PISA *et alii* (1978) è in parte attribuibile a questa unità.

Il Conglomerato del Piz da Peres è un corpo di sedimenti terrigeni interposto tra la Dolomia del Serla inferiore e i Calcari Scuri di Collalto, corrispondente all'intervallo trasgressivo della sequenza deposizionale An 2 di DE ZANCHE *et alii*, (1993).

È costituito da conglomerati e paraconglomerati a clasti prevalentemente dolomitici, secondariamente calcareo-marnosi; meno frequentemente compaiono areniti e siltiti rossastre.

I livelli conglomeratici sono organizzati o in banchi di spessore da 70-80 cm a 1-2 m oppure in singoli livelli isolati di 10-30 cm separati da intervalli siltoso-arenacei. I banchi sono composti da strati grossolani di spessore decimetrico a geometria tabulare, solitamente ben definiti, con base erosiva a gradazione normale o inversa; talora si riconosce l'embricatura o l'isorientazione dei clasti. In alcuni casi i livelli a gradazione normale passano verso l'alto ad areniti. I livelli isolati si presentano piuttosto massivi e con base erosiva, talora gradati normalmente o inversamente, con clasti embricati.

La matrice è sempre presente, con abbondanza variabile, e i conglomerati possono presentarsi a supporto clastico o a supporto di matrice, fino a livelli paraconglomeratici con clasti centimetrici flottanti in una matrice arenacea medio-fine.

I ciottoli sono generalmente da ben a poco arrotondati, talvolta sub-angolosi, e provenienti in gran parte dalla Dolomia del Serla inferiore; subordinati, anche se localmente abbondanti, sono i clasti erosi Membri di Cencenighe e San Lucano della Formazione di Werfen (sono spesso ben riconoscibili ciottoli di calcari oolitici erosi dal membro di Cencenighe) (Fig. 24). La dimensione dei clasti varia da 1-2 cm a 10-15 cm, con massimi intorno a 20 cm o poco più. Dalla base dell'unità verso l'alto si riscontra una generale tendenza alla diminuzione della granulometria e all'aumento del grado di arrotondamento; nella parte alta sono presenti quasi esclusivamente clasti piccoli e ben arrotondati.

I livelli arenacei e siltosi costituiscono generalmente straterelli di pochi centimetri di spessore interposti fra i livelli conglomeratici. Nella parte intermedia della successione si osservano banchi di qualche metro (fino a 4 m) di areniti rosse e nella parte sommitale vi sono livelli di spessore analogo costituiti prevalentemente da siltiti. Le condizioni di affioramento o di accessibilità non consentono di distinguere strutture sedimentarie, salvo una fitta laminazione piano-parallela nei livelli siltosi.

Il colore generale della roccia varia da bianco a rosso. I livelli conglomeratici sono solitamente molto chiari grazie all'abbondanza di detriti provenienti dalla SLI; talvolta anche la matrice è biancastra. I livelli paraconglomeratici ricchi di matrice e soprattutto i livelli siltoso-arenacei hanno colorazione rossastra più o meno scura (localmente rosacea), spesso con plaghe verdastre; non sono rari livelli di paraconglomerato con piccoli clasti bianchi e matrice rossa. Le tinte rossastre sono imputabili verosimilmente all'alterazione pedogenetica.

Lo spessore del Conglomerato del Piz da Peres è variabile da 0 a più di 30 metri. Nell'area fra il Monte Rite e la valle del Ru Torto, di fatto, l'unità mantiene uno spessore piuttosto costante e sempre notevole, intorno ai valori massimi; lungo la Valle del Ru Torto probabilmente arriva a 35-40 metri. Si riduce a 5-10 m lungo la Valle Inferna, ma sembra di nuovo elevato nel versante sud-occidentale del Monte Rite. Lo spessore sembra invece trascurabile nel versante orientale del Monte Rite.

Il limite basale è debolmente erosivo sulla Dolomia del Serla inferiore, quello superiore è transizionale con i Calcari Scuri di Collalto. Il passaggio all'unità superiore è graduale ma rapido, con la progressiva scomparsa di terrigeno; localmente è stato osservato un passaggio netto tra livelli conglomeratici e calcari scuri ad alghe e crinoidi.



Fig. 24 - Conglomerati a ciottoli subarrotondati costituiti da prevalenti clasti provenienti dall'erosione della Dolomia del Serla inferiore (DSI) e dai termini più alti della Formazione di Werfen. Conglomerato di Piz da Peres, SP7 a Sud di Piöl basso.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad un sistema fluviale *braided* di lunghezza estremamente limitata, che passa verso l'alto ad un ambiente costiero marino/marginale (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARY-DARIAN *et alii*, 1993). Il grado di erosione della serie sottostante è molto limitato. Nell'area fra Zoldo e Cibiana la successione non presenta lacune, nemmeno in corrispondenza degli spessori maggiori del Conglomerato del Piz da Peres (non imputabili a valli incise); è necessario supporre quindi la presenza di aree a diversa subsidenza.

All'interno di questa formazione non sono stati rinvenuti fossili significativi. Si segnalano solo alcuni frammenti vegetali decimetrici all'interno di un livello siltiti nerastre nella Valle del Ru Torto. In base ai rapporti stratigrafici con le unità inferiore e superiore, la formazione può essere riferita all'Anisico inferiore (Egeico?-Bitinico *p.p.*)

1.2.6. - Calcarei scuri del Coll'Alto (FCL)

In PISA *et alii* (1978) questa unità era considerata un membro della Formazione di Agordo (DELFRATI *et alii*, 2000), attribuita al Pelsonico e pertanto inseribile nella sequenza deposizionale An 3 di DE ZANCHE *et alii* (1993). In NERI *et alii* (2007), in seguito ad una più precisa collocazione cronostatigrafica che inquadra i Calcarei Scuri del Coll'Alto nella sequenza deposizionale An 2, l'unità fu attribuita al Bitinico *p.p.* ed elevata a rango di formazione (cf. GIANOLLA *et alii*, 2018).

L'unità è costituita prevalentemente da calcarei scuri, quasi neri, debolmente fetidi o fetidi, generalmente ben stratificati con giunti ondulati, con frequenti piccole incrostazioni algali, frammenti di crinoidi e di molluschi; è quasi sempre presente una debole frazione terrigena (interstrati marnosi, granuli quarzosi nei livelli granulari). Gli strati hanno spessore variabile da centimetrico a pluri-decimetrico, con granulometria variabile (da *wackestone* a *grainstone/packstone*),

piuttosto massivi, con laminazioni evidenti solo localmente, talvolta gradati normalmente o inversamente; in alcuni casi è presente un *lag* basale conglomeratico. Sono piuttosto abbondanti livelli molto nodulari, con noduli da qualche centimetro a decimetrici avvolti in matrice arenaceo-siltosa giallastra. Frequenti sono anche intervalli metrici o pluri-metrici ricchi di strati ben definiti (talora separati da sottili interstrati marnosi) a intraclasti spigolosi di dimensioni da centimetriche a pluri-decimetriche in matrice nera o giallastra; gli intraclasti sono costituiti quasi sempre da calcari scuri, talvolta da marne giallastre (in questo caso sono più arrotondati). Subordinatamente sono presenti sottili livelli di marne grigie o grigio-giallastre, localmente grigio scure, con lamine organiche. Dove mancano gli interstrati fini, i livelli calcarei possono formare banchi metrici piuttosto massicci con stratificazione mal definita. Nella parte bassa della formazione vi sono frequenti livelli di 10-20 cm costituiti da areniti grossolane, talvolta microconglomerati, con base erosiva, composti da clasti carbonatici chiari e matrice scura; nei microconglomerati i clasti sono sempre molto arrotondati.

Nella parte alta dell'unità la frazione terrigena si riduce e diventano abbondanti livelli ricchi di bioclasti e talvolta a granuli rivestiti, che segnano la transizione alla Formazione del Monte Rite.

I Calcari Scuri del Coll'Alto affiorano frequentemente tra Forno di Zoldo e il Monte Rite, formando solitamente versanti ripidi con frequenti piccoli salti in roccia.

Il limite inferiore è generalmente netto e da posizionare alla comparsa dei primi calcari scuri. Il limite superiore e laterale è transizionale rapido con la formazione del Monte Rite mentre è netto con la Formazione di Dont. Lo spessore varia da 40-50 m nei dintorni di Zoppè e sul Monte Rite, a più di 150 m nell'area del Col Duro (PISA *et alii*, 1978), dove lo spessore sembra amplificato da estesi ripiegamenti.

L'ambiente deposizionale è costituito da lagune che diventano più aperte verso l'alto. L'apporto terrigeno, pur diminuendo verso l'alto la taglia del materiale, si mantiene mediamente elevato e mostra una forte dispersione verticale e areale (PISA *et alii*, 1978).

Le associazioni di fossili sono costituite da alghe *Dasycladacee* (*Physoporella pauciforata* GÜMBEL, *Macroporella alpina* PIA, *Diplopora* sp., *Aciculella* sp.), foraminiferi, ostracodi, bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, frammenti di echinodermi. L'età, per confronto con altre aree e per inquadramento stratigrafico, è riferita all'Anisico e in particolare al Bitinico *p.p.*

1.2.7. - Formazione del M. Rite (NTR)

L'unità è stata introdotta formalmente nelle Note Illustrative del Foglio 026 "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007) per distinguere quei corpi di piattaforma biocostruiti già noti in letteratura come "Calcari del M. Rite" (AIRAGHI, 1905) e successivamente erroneamente ascritti alla Dolomia del Serla superiore (ASSERETO *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1978; FARABEGOLI & GUASTI, 1980), dalla

quale mantengono caratteristiche distintive proprie. L'unità coincide inoltre con il calcare dello Spiz dell'Agnelessa in PISA *et alii* (1978) descritto per l'omonimo monte e Crep di Dont, e con la “*not yet defined carbonate platform*” di DE ZANCHE *et alii* (1993; 1995) e GIANOLLA *et alii* (1998). L'area tipo ricade nella parte nordorientale del Foglio (Monte Rite), dove i carbonati, prevalentemente microbiali, sviluppano una vera e propria piattaforma ad alghe, foraminiferi e *Tubiphytes*. Altrove, risulta costituire *mound* di spessore relativamente ridotto, ma sempre rilevati rispetto ai fondali coevi. Questi edifici carbonatici documentano per la prima volta la ripresa degli organismi biocostruttori, dopo la crisi biologica al limite Permiano/Triassico, (BOSELLINI *et alii*, 2003; NERI *et alii*, 2007; STEFANI *et alii*, 2010; GIANOLLA *et alii*, 2018). Oltre che al M. Rite, dove le geometrie deposizionali risultano per lo più ben riconoscibili e preservate, l'unità è presente anche allo Spiz Agnelessa e Crep di Dont, dove risulta deformata da una serie di strutture plicative, nonché all'interno dei piccoli litoni connessi al sistema di taglio della Valsugana a nord di La Valle Agordina (versante sudoccidentale del Col Fauzei, Val di Lazzarone, Cima del Castello, Fienili Calleda).

L'unità è costituita da dolomie e calcari dolomitici, da grigio chiari a biancastri, calcareniti e calciruditi, organizzati in banchi da metrici a pluridecametrici, spesso amalgamati e ad aspetto massiccio. Il contenuto è caratterizzato frequentemente da alghe e brachiopodi, foraminiferi, intraclasti e talvolta grani rivestiti (FARABEGOLI & GUASTI, 1980). La porzione inferiore dell'unità può essere caratterizzata da calcareniti bioclastiche nodulari a stratificazione centimetrica, con talvolta piccoli ciottoli e frequentemente con veli siltosi quarzoso-micacei a marcare le superfici di strato (PISA *et alii*, 1978). Nella parte alta dell'unità sono localmente presenti banchi metrici di *boundstone* ad organismi incrostanti, *Tubiphytes* e alghe, con abbondanti cementi vadosi e marini, lateralmente eteropici a brecce intraclastiche.

Tra il M. Rite e il Coll'Alto, il corpo di piattaforma è caratterizzato a tetto da *paleokarst* con riempimenti polifasici e mineralizzazioni a Pb/Zn (ASSERETO *et alii*, 1977; FARABEGOLI & GUASTI, 1980; BRUSCA *et alii*, 2010) ed anche dalla presenza di filoni sedimentari con riempimento a brecce intraclastiche e successivi sedimenti pelagici della Fm. di Dont. Ad eccezione delle zone di paleo-alto strutturale, quest'ultima unità pelagica ricopre sempre la formazione del M. Rite, a testimoniare l'annegamento.

Lo spessore varia da alcuni metri nei dintorni di La Valle Agordina a circa 200 metri presso la località tipo.

Il limite inferiore è transizionale rapido con i Calcari scuri del Coll'Alto. Superiormente, l'unità passa generalmente ai livelli pelagici della Fm. di Dont, più raramente, a facies marino marginali associabili al Conglomerato di Voltago. Nel primo caso, il limite è caratterizzato da una superficie di condensazione ad ammonioidi (*Balatonites pragensis* LORETZ, *Achrocordiceras* sp., *Balatonites* spp.) e brachiopodi (GAETANI & MANTOVANI, 2015). Lateralmente, la formazione del M. Rite è eteropica con i Calcari scuri del Coll'Alto. La porzione superiore dell'unità mostra invece rapporti di eteropia con Fm. di Dont, nella quale si depositano gli olistoliti franati dalle zone di scarpata e margine della piattaforma (PISA *et alii*, 1978; BRUSCA *et alii*, 2010).

I fossili sono dati da alghe *Dasycladaceae* (*Physoporella pauciforata*, *Macroporella alpina*, *Diplopora* sp., *Aciculella* sp.), foraminiferi, frammenti di echinodermi, ostracodi, crinoidi, gasteropodi e brachiopodi.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad una piattaforma carbonatica aperta a basso rilievo, con sviluppo e crescita di margini biocostruiti alternati a margini sabbiosi (*shoal* bioclastici).

Anisico inferiore (Bitinico *p.p.*).

1.2.8. - Conglomerato di Voltago (VTG)

L'unità è stata per la prima volta introdotta da PISA *et alii* (1978) riferendosi ad una serie clastica, affiorante tra Forcella Aurine e la Valle del Boite, distinta dagli *Untere Peresschichten* (Conglomerato di Piz da Peres) e dal Conglomerato di Richthofen, con i quali in passato è stato spesso confuso. Corrisponde ai *Mittlere Peresschichten* di BECHSTADT & BRANDNER (1970) e in parte alle "siltiti, marne siltose e marne a frustoli carboniosi" di FARABEGOLI *et alii* (1976).

Affiora in una serie di scaglie tettoniche distinte, a nord di Toccol e sul versante destro della Val di Frela (a sud del Col Martinel), in una struttura plicativa a duomo a sud di Dont e poco più a est, nei pressi dell'abitato di Sotto le Rive.

La formazione è costituita alla base da conglomerati a clasti poligenici arrotondati, alternati ad arenarie e siltiti rosse, talvolta con intercalazioni di dolomie arenacee rossastre e *mudstone* grigi laminati. I banchi conglomeratici, di spessore variabile da alcuni decimetri ad alcuni metri, sono frequentemente lenticolari e caratterizzati da base erosiva. Talvolta i depositi risultano ad aspetto massivo, talora sono invece presenti laminazioni incrociate. I clasti derivano dalle unità stratigrafiche sottostanti, fino ai membri superiori della Fm. di Werfen; in particolare, sono abbondanti i ciottoli carbonatici di fm. del M. Rite, dei Calcari scuri del Coll'Alto e della Dolomia del Serla inferiore. Caratteristica peculiare che favorisce la distinzione rispetto al Conglomerato di Piz da Peres è la presenza di clasti carbonatici contenenti alghe *dasycladacee*. Verso l'alto, l'unità è caratterizzata da un andamento *fining-upward*, con areniti fini, siltiti quarzoso micacee policrome e calcari arenaceo-siltosi grigi che diventano sempre più abbondanti. I litotipi calcarei sono caratterizzati verso l'alto da giunti ondulati che riflettono una comune bioturbazione. I termini arenacei contengono frequentemente resti di piante fluitate.

Rispetto ad aree vicine il Conglomerato di Voltago è poco diffuso nel Foglio "Longarone", inoltre, non è stato rilevato il classico passaggio a facies carbonatiche e miste attribuibili al Calcare di Recoaro come nel vicino Foglio "Cortina". Tale differenziazione può essere spiegata dal protrarsi della tettonica anisica distensiva in un contesto generalmente trasgressivo, con i blocchi più subsidenti soggetti a rapido anegamento, e zone di alto strutturale dove permanevano ambienti marino-marginali, che avrebbero favorito successivamente l'impostazione di piattaforme carbonatiche.

Lo spessore varia da alcuni metri fino ad un massimo di una decina di metri nell'alta Val di Frela.

Il limite inferiore è sempre netto ed erosivo con la Dolomia del Serla inferiore e in località Sotto le Rive anche con la Fm. di Werfen (membro di Cencenighe). Superiormente, l'andamento trasgressivo dell'unità culmina quasi sempre con il passaggio alla Fm. di Dont, ad eccezione di Sotto le Rive dove è invece presente una graduale passaggio a litotipi carbonatici bioclastici attribuiti alla Fm. del Serla superiore (FARABEGOLI *et alii*, 1984).

I fossili sono dati per lo più da resti di piante a fusto sottile, ostracodi e foraminiferi di scarso valore cronostratigrafico nella parte alta.

Il Conglomerato di Voltago riflette un ambiente deposizionale continentale, per lo più di piana alluvionale solcata da canali intrecciati (PISA *et alii*, 1978), che passa verso l'alto a facies di piana inondabile soggetta possibili incursioni marine, fino a facies marine marginali.

Anisico inferiore-superiore (Bitinico-Pelsonico basale).

1.2.9. - *Formazione di Dont (DON)*

Il termine è stato introdotto da MOJSISOVICS (1882) come *Dontkalk*, per definire l'intervallo terrigeno-carbonatico bacinale sottostante ai *Trinodosus Schichten* con area-tipo proprio nell'alta Val di Zoldo, dove si trova la località di Dont quindi all'interno del Foglio "Longarone". L'unità è stata revisionata da vari Autori (ASERETO *et alii*, 1977; FARABEGOLI *et alii*, 1976; PISA *et alii*, 1978; BALINI 1993; BALINI & NICORA, 1998) e formalizzata in DELFRATI *et alii* (2000).

Nell'area tra Forno di Zoldo e il Monte Rite affiora diffusamente nella parte medio-alta dei versanti meridionali del Monte Punta, del Col Duro e del Coll'Alto e nella parte sommitale del Monte Rite, dove ricopre la piattaforma omonima. Gli affioramenti più estesi e accessibili si trovano lungo la SP7 tra Forno di Zoldo e Zoppè e nel tratto finale della strada militare del Monte Rite. Numerosi affioramenti si trovano anche lungo l'alveo del Ru Torto, nella parte medio-bassa del versante meridionale della dorsale Col Duro-Monte Rite e nell'Agordino, nei dintorni di La Valle Agordina.

La parte inferiore della Formazione è costituita da prevalenti areniti e areniti ibride grigio-giallastre a grana da fine a media, con grani rappresentati da mica, quarzo metamorfico e intraclasti carbonatici, intercalate a marne siltose grige e calcisiltiti. Gli strati sono nodulari e pseudonodulari, di spessore da centimetrico a decimetrico. Presente laminazione incrociata da onda nella parte inferiore mentre salendo nella serie sono osservabili strutture da corrente (laminazione piano-parallela, *ripples* asimmetrici). La parte intermedia è caratterizzata dalla riduzione del contenuto terrigeno e dalla comparsa di calcari pelagici nodulari grigi e grigio-verdastri, alternati a calcareniti e biocalcareniti brune a grana grossolana, gradate, ricche in crinoidi, lamellibranchi e brachiopodi (PISA *et alii*, 1978; FARABEGOLI & GUASTI, 1980). Nei dintorni del Monte Rite e in genere nell'Alto Zoldano sono presenti accumuli ingenti di olistoliti, costituiti da calcari grigi ad alghe e incrostanti, derivanti dalla piattaforma carbonatica del Monte Rite in smantellamento (Fig. 25).



Fig. 25 - Sciame di olistoliti della Formazione del Monte Rite imballati all'interno della Formazione di Dont (Mt. Rite).

Nella parte sommitale dell'unità si riscontra un aumento significativo della frazione terrigena, seguito da una nuova riduzione in vicinanza del limite superiore con la Formazione del Monte Bivera, inoltre, all'interno dell'intervallo calcareo-marnoso, si rinvencono alcuni livelli di tufiti grigio-verdi (cineriti e *crystal-tuffs*) di spessore centimetrico, prime testimonianze di un vulcanismo medio-triassico nell'area dolomitica.

Il limite inferiore è graduale con i Calcari Scuri di Coll'Alto o netto con la Formazione del Monte Rite. In generale la base della Formazione di Dont coincide con un netto aumento della frazione terrigena; quest'ultima è rilevante se l'unità è in contatto con i Calcari Scuri di Coll'Alto, meno marcata al limite con la Formazione del Monte Rite. Il limite superiore è graduale rapido con la formazione del Monte Bivera. Lateralmente l'unità è eteropica alla Formazione del Serla superiore.

Lo spessore varia da 15-20 m (Col Duro) a un centinaio di metri nel settore Monte Rite-Coll'Alto-Ru Torto e nell'Agordino.

Nella Formazione di Dont si rinvencono abbondanti faune ad ammonoidi, tra cui *Beyrichites*, *Balatonites*, *Semyornites*, *Bulogites*, *Judicarites*, *Megaceratites*, *Paraceratites*, *Lanceoptychites*, in particolare dalle storiche sezioni di Dont, Nosgiedà, Monte Rite e Col di Salera (HAUER, 1851; MOJSISOVICS, 1882;

AIRAGHI, 1905; DE TONI, 1912; LEONARDI, 1938; RIEDEL, 1949; ASSERETO, 1971; BALINI, 1993; MIETTO & MANFRIN, 1995a; BALINI & NICORA, 1998) conodonti (*Paragondolella bulgarica* BUDUROV & STEFANOV, *P. bifurcata* BUDUROV & STEFANOV, *P. hanbulogi* SUDAR & BUDUROV, *P. praeszabói* KOVACS, PASOVAI & PERRI, *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE, *Nicoraella* sp.) e brachiopodi (*Mentzelia mentzeli* DUNKER e “*Rhynchonella*” *tommasi* BITTNER), che permettono di attribuire l'unità all'Anisico superiore: Pelsonico *p.p.*- Illirico basale

1.2.10. - *Formazione del Serla superiore (SLS)*

L'unità è stata introdotta nella stratigrafia del Sudalpino da PIA (1937) come *Oberer Sarldolomit* per indicare una successione di termini dolomitici, da massicci a stratificati in banchi, laterali o sovrastanti gli “Strati di Braies” e non riferibili alla “Dolomia della Mendola”. Successivamente l'unità è stata revisionata da ASSERETO *et alii* (1977) e da PISA *et alii* (1978). Tuttavia, buona parte della Formazione del Serla superiore descritta da questi ultimi autori per le aree ricadenti nel Foglio è stata rivista come Fm. del M. Rite, mentre solo i banchi carbonatici affioranti in località Sotto le Rive (calcare dello Spiz Agnelessa in PISA *et alii*, 1978) e nell'area del Framont possono essere attribuiti all'unità in questione.

Si tratta di calcari dolomitici e calcareniti bioclastiche, da grigio scure a grigio chiare, organizzati in strati di spessore variabile, generalmente da pochi centimetri a poco più di un decimetro, a giunti ondulati, separati da sottili patine siltose. Meno frequentemente, sono presenti *boundstone* a costituire banchi potenti alcuni metri. Insieme ai bioclasti, abbondano gli intraclasti e i *pellets*. La base dell'unità è caratterizzata da alcuni livelli di *grainstone* oolitico-bioclastici contenenti anche piccoli ciottoli. Nella parte medio-superiore, l'unità è tagliata da una serie di filoni sedimentari con riempimenti a micriti pelagiche siltose rossastre, contenenti radiolari, associabili alla Fm. del M. Bivera; più raramente, i riempimenti sono costituiti da siltiti calcaree giallastre, associate all'eteropica Fm. di Dont (FARABEGOLI & PERRI, 1998).

Lo spessore raggiunge i 20 m.

Il limite inferiore è transizionale rapido con le facies distali del Conglomerato di Voltago. Superiormente, è netto con la Fm. del M. Bivera.

I fossili più comuni sono molluschi, crinoidi, alghe dasycladacee e foraminiferi, mentre alla base sono anche presenti brachiopodi e lamellibranchi. Gli strati sommitali dell'unità contengono una fauna a conodonti contenente, tra gli altri, *Neogondolella constricta cornuta* BUDUROV & STEFANOV (FARABEGOLI & PERRI, 1998).

L'ambiente deposizionale è riferibile ad una piattaforma carbonatica a basso rilievo, ad energia da moderata ad alta, con debole inquinamento terrigeno legato ad apporti da aree emerse verosimilmente meridionali.

Anisico superiore (Pelsonico-Illirico *p.p.*).

1.2.11. - Conglomerato di Richthofen (RIC)

Per via dell'esiguo spessore e la conseguente difficoltà di rappresentazione in carta, l'unità è stata accorpata al sovrastante Calcere di Morbiac.

Il Conglomerato di Richthofen è stato introdotto da WITTENBURG nel 1908 (*Richthofen Konglomerat*) e riportato come tale nella letteratura successiva (LEONARDI, 1967; DAL CIN, 1967; BOSELLINI, 1968; FARABEGOLI *et alii*, 1976; PISA *et alii*, 1978; DE ZANCHE *et alii*, 1993; AVANZINI *et alii*, 2007a).

Affiora esclusivamente nel quadrante nordoccidentale del Foglio, ad ovest della Linea del Civetta e a nord della Linea di Taibon, lungo la Val Cordevole, tra Masarè e Avoscan e più a sud, in Val Corpassa e tra Listolade e Taibon Agordino.

L'unità è caratterizzata da una successione *fining-upward*, con un intervallo basale costituito prevalentemente da conglomerati poligenici in banchi metrici lenticolari, comunemente a base erosiva, con ciottoli da angolosi a subarrotondati, in dimensione fino a 75 cm (PISA *et alii*, 1978) e matrice arenacea. La disposizione dei clasti varia da caotica ad organizzata secondo una laminazione incrociata. I ciottoli provengono dalle formazioni sottostanti, prevalentemente Fm. di Werfen e Dolomia del Serla inferiore. La colorazione prevalente è rossa mattone, raramente sono presenti intervalli con sfumature verdastre.

Superiormente, abbondano le intercalazioni di arenarie rosse e grigie, fino a prevalere, con strati di spessore decametrico, e con i conglomerati limitati a intervalli metrici fortemente lenticolari. La successione prosegue verso l'alto con termini a granulometria sempre più fine e stratificazione variabile da decimetrica a centimetrica: arenarie grigie e rossastre a grana medio-fine, talora con frustoli carboniosi, e siltiti da rossastre a scure, talvolta con intercalazioni micritiche e con frequenti laminazioni incrociate, *ripple* da corrente e da onda. Verso l'alto sono anche presenti facies tidali, con arenarie fini e siltiti organizzate secondo sottili stratificazioni *flaser* e lenticolari.

L'erosione della successione sottostante, che forma talvolta valli incise, rende lo spessore dell'unità fortemente variabile, da alcuni metri fino ad una quarantina di metri (Cencenighe, poco più a ovest del limite occidentale del Foglio) (PISA *et alii*, 1978). Talvolta, la porzione inferiore a prevalenti conglomerati può mancare (Roa de Listolade).

Il limite inferiore, sempre netto ed erosivo, talora in discordanza angolare, è con la Fm. di Werfen, per lo più con il membro di Cencenighe. L'evoluzione nel complesso trasgressiva dell'unità, porta superiormente al passaggio transizionale con il Calcere di Morbiac (LST e TST della sequenza deposizionale An 4).

Il Conglomerato di Richthofen riflette un ambiente deposizionale continentale nella sua porzione inferiore, per lo più di piana alluvionale a canali *braided*, ad ambienti distali di piana costiera, fino a marino-marginali.

Anisico superiore (Illirico *p.p.*).

1.2.12. - Formazione di Morbiac (MRB)

Corrisponde agli “strati a *Dadocrinus gracilis*” di LEONARDI (1967) e ai “Calcari scuri di Morbiac” di FARABEGOLI *et alii* (1976) e PISA *et alii* (1978). Alla stessa unità sono attribuibili anche le “Calcareniti di Listolade” riportate da PISA *et alii* (1978) in sinistra Cordevole, sotto la Fm. di Contrin.

Le zone di affioramento corrispondono a quelle del Conglomerato di Richthofen, con il quale l'unità è stata accorpata in carta.

L'unità, la cui sezione-tipo è localizzata poco più ad ovest del limite occidentale del Foglio, è caratterizzata da prevalenti calcari micritici bioclastici a peloidi, marnosi e talora moderatamente arenacei, spesso debolmente dolomitizzati, alternati a marne siltose e subordinate arenarie grigie medio-fini. Il colore varia da grigio a nerastro. I litotipi silicoclastici dominano nella parte inferiore, dove possono frequentemente presentare laminazioni parallele, *ripple* da onda o strutture ad *hummocky*. La stratificazione è generalmente regolare, con potenza degli strati dai 10 ai 20 cm e giunti ondulati, fatta eccezione per la parte basale dove i termini terrigeni più grossolani possono costituire strati amalgamati di spessore metrico. È inoltre presente una discreta variazione laterale in senso più terrigeno o più carbonatico. Verso Listolade, sono più frequenti fin dalla parte inferiore facies marine ad alta energia, quali calcareniti bioclastiche medio-grossolane, di colore grigio, spesso oolitiche, con abbondanti clasti, prevalentemente arenacei, in misura minore conglomeratici (PISA *et alii*, 1978). Tali litologie presentano frequentemente giunti ondulati, stratificazione e laminazione incrociata, a scala piccola (*wave ripples*) e medio-grande (ad *herringbone*).

A tetto, è quasi sempre presente un intervallo transizionale caratterizzato da dolomie marnose scure sottilmente stratificate.

Il contenuto fossilifero è abbondante, costituito da ostracodi, foraminiferi (*Glo-mospirella* sp., *Endothyra* sp.) e meno frequentemente gasteropodi (“*Polygyrina gracilior*” SCHAUROTH), lamellibranchi (*Neoschizodus laevigatus* GOLDFUSS, *Hornesua* sp.) e alghe dasicladali. Abbondano i frustoli carboniosi, soprattutto nella porzione basale, dove sono state rinvenute anche piante in posizione di crescita (PISA *et alii*, 1978). Sono presenti associazioni di tracce fossili dominate da *Thalassinoides* e *Planolites*, frequentemente con *Rhizocorallium*.

Lo spessore del Calcare di Morbiac si attesta sui 15- 20 m, e raggiunge la trentina nella località tipo, poco a N del margine NW del Foglio.

Il limite inferiore è transizionale con il Conglomerato di Richthofen. In alcuni casi, quest'ultimo può mancare e può essere presente un sottile orizzonte arenaceo o a microconglomerati (TROMBETTA & MASETTI, 2021) difficilmente identificabile, sovrastante la Fm. di Werfen. Verso l'alto si assiste generalmente ad una graduale transizione alle facies di piattaforma della Fm. di Contrin, mentre poco più ad ovest del limite occidentale del Foglio, l'unità può fare transizione ai depositi bacinali della formazione di Moena (MASETTI & TROMBETTA, 1998).

L'ambiente deposizionale è riferibile a contesti marini costieri, con bassi fondali soggetti saltuariamente a tempeste, vicino a sorgenti di materiale terrigeno.

Le variazioni laterali verso facies a più alta energia, indicano una probabile complessa morfologia dei fondali e zone maggiormente esposte all'azione delle onde di mare aperto, nonché a correnti tidali significative. L'unità mostra verso l'alto un trend trasgressivo (TST sequenza deposizionale AN 4), cui corrisponde una progressiva diminuzione degli apporti terrigeni grossolani ed un aumento dei fanghi carbonatici, provenienti verosimilmente da un'eteropica piattaforma.

Anisico superiore (Illirico *p.p.*).

1.2.13. - *Formazione del Contrin (CTR)*

L'unità è stata formalizzata in DELFRATI *et alii* (2000) e in maniera del tutto simile al Conglomerato di Richthofen ed al Calcare di Morbiac, con i quali costituisce una completa sequenza deposizionale di III ordine (DE ZANCHE *et alii*, 1993; GIANOLLA *et alii*, 1998; 2018; NERI *et alii*, 2007); affiora limitatamente al settore nordoccidentale del Foglio. Costituisce le prime pareti subverticali dei versanti che fiancheggiano la bassa Val Corpassa e la Val Cordevole, dove a sud di Alleghe (Masarè) è anche raddoppiata e spicca sovrapposta alle formazioni vulcanoclastiche tardo-ladiniche. L'estensione meridionale è limitata dalla Linea di Taibon, oltre la quale le serie anisiche sono prive dell'unità.

Si tratta prevalentemente di calcari dolomitici e dolomie stratificate grigio chiare o giallastre, più raramente calcari grigio chiari, in alcuni casi anche dolomie massive biancastre dove la dolomitizzazione ha obliterato le strutture primarie. Quando identificabili, le associazioni di facies sono comunque tutte inquadrabili in un contesto di piattaforma carbonatica a basso rilievo. La porzione basale presenta sottili intercalazioni argillose millimetriche a separare dolomie micritiche, che vanno via via ad esaurirsi verso l'alto della successione. Buona parte della restante unità è caratterizzata da banchi, da decimetrici (10-50 cm) a metrici, di dolomie cristalline con frequenti diplopore (spesso ridotte a fantasmi), comunemente concentrate in lenti, cavità con cementi e talvolta strutture geopetalì. La tessitura varia da *wackestone* a *packstone* peloidali bioclastico-intraclastici, spesso con lamine stromatolitiche e organismi incrostanti a stabilizzare i carbonati. Sono anche presenti livelli intraclastici con frammenti di *boundstone* microbialitici e *grainstone* a diplopore, a testimoniare la rielaborazione dei sedimenti dovuta ad eventi ad alta energia.

I fossili sono costituiti da frammenti di alghe dasicladacee, bivalvi e piccoli gasteropodi, nonché foraminiferi ed altri organismi incrostanti, tra cui *Tubiphytes*.

Lo spessore medio si aggira sui 120 m, ma ad ovest di Taibon Agordino aumenta fino a sfiorare i 200 m.

Il limite inferiore è transizionale con il Calcare di Morbiac. Lateralmente, la Fm. di Contrin è eteropica con la Fm. dell'Ambata (DELFRAITI *et alii*, 2006), sebbene nel Foglio la transizione alle serie anisiche bacinali avvenga attraverso facies massive, verosimilmente marginali, bordate da un sistema di faglie allineate grosso modo lungo la direttrice Taibon Agordino-Col Martinel, probabilmente già attivo dal Peloni-

co (ASSERETO *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1978). Il limite superiore è con la Fm. dello Sciliar nell'*hangingwall* del sovrascorrimento di Casamatta, mentre nel *footwall* passa bruscamente a facies di annegamento e alla Formazione di Buchenstein.

L'unità riflette generalmente una sedimentazione di piattaforma carbonatica aperta tipo biostroma, prevalentemente in ambienti interni relativamente protetti, fatta eccezione per la facies più massive che possono essere dubitativamente associate ad aree più marginali del sistema deposizionale.

Anisico superiore (Illirico *p.p.*).

2.2.14. - Formazione del Bivera (BIV)

L'unità litostratigrafica, non distinta in carta ma accorpata alla Formazione dell'Ambata (MBT) per motivi di rappresentazione cartografica, è stata introdotta da METZELTIN (1973) per indicare un'unità calcareo-marnosa nodulare, policroma, affiorante al Monte Tersadia (Alpi Carniche). L'unità era stata già stata identificata da PISA (1972, 1974) in Carnia come parte degli "*Rother, eisenschussiger, mergeliger Thon mit festen Kalkknollen und Banken*" di HARADA (1883). Corrisponde agli "*Rote und grüne Mergel und Kalken = Trinodosus Lagen Auct.*" di ASSERETO (1971) nell'area di Dont e nel Monte Rite. Il nome è successivamente entrato a far parte della terminologia stratigrafica del Sudalpino orientale (ASSERETO *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1978; FARABEGOLI & GUASTI, 1980; CASATI *et alii*, 1982; FARABEGOLI *et alii*, 1984; DE ZANCHE *et alii*, 1993; BRACK *et alii*, 2007; NERI *et alii*, 2007; GIANOLLA *et alii*, 1998; 2018).

La litofacies è rappresentata da calcari nodulari più o meno marnosi alternati a marne siltoso-argillose di colore rosso, verde e grigio, in strati dello spessore di 1-10 cm. I calcari sono dati da *mudstone* bioturbati e *mudstone/wackestone* a peloidi, fossiliferi con radiolari, bivalvi pelagici a guscio sottile, foraminiferi, ostracodi, articoli di crinoidi. Sono dispersi in tutta l'unità fini strati di tuffiti grigio-verdi (cineriti e *crystal-tuffs*) dello spessore centimetrico. Nella parte alta possono essere presenti sequenze *coarsening upward-fining upward* di *packstones* grigi scuri spesse alcuni metri. In talune località, come a Sotto le Rive, è caratterizzata alla base da un livello nodulare, ricco in ammoniti, al tetto della Formazione del Serla superiore (FARABEGOLI *et alii*, 1984).

La formazione giace stratigraficamente tra due unità bacinali pelagiche: la Formazione di Dont al letto e la Formazione dell'Ambata al tetto; il limite è graduale con la prima e transizionale rapido con la seconda. In alcune aree la Formazione del Monte Bivera si può rinvenire al tetto della Formazione del Serla superiore, in questo caso, è un indicatore dell'annegamento della piattaforma.

Lo spessore può raggiungere i 20 m circa, anche se in qualche caso è ridotto a pochi metri. L'ambiente di deposizione era di tipo pelagico, con profondità variabile: la deposizione su altofondi *starved* o spazzati da correnti è documentata dalle sezioni più condensate o ridotte al solo *hard ground*. Dal punto di vista sequenziale costituisce il TST della sequenza An 4.

L'unità definisce una caratteristica e peculiare facies che si riconosce in tutta le successioni bacinali dell'Anisico della Valle di Zoldo e dell'Agordino) nonostante lo spessore esiguo (al limite della cartografabilità). Fossili ed età: in base al contenuto ad ammonoidi (*Paraceratites trinodosus* MOJSISOVICS, *P. elegans* BÖCKH, *Flexoptychites* spp., *Bulogites* sp., *Proarcestes* sp., *Ptychites* sp.; *Reitziites reitzi* BÖCKH) e conodonti (*Gladigondolella tethydis*, *Neogondolella constricta cornuta*), l'unità è attribuibile all'Illirico; sottozona ad ammonoidi *Trinodosus* e *Reitzi* (MIETTO & MANFRIN, 1995a).

1.2.15. - Formazione dell'Ambata (MBT)

La Formazione dell'Ambata (ASSERETO *et alii*, 1977; ASSERETO & PISA, 1978; CASATI, 1979; CASATI *et alii*, 1982; DE ZANCHE *et alii*, 1993; DELFRATI *et alii*, 2006; NERI *et alii*, 2007; DAL CORSO *et alii*, 2015b) costituisce un intervallo ter-rigeno-carbonatico, di mare relativamente profondo, in parte laterale ed eteropico alla piattaforma carbonatica del Contrin. Nell'area del Foglio corrisponde alle "Arenarie, siltiti, marne e calcari bioturbati" e alle "Marne siltose e siltiti marnose con daonelle" di PISA *et alii* (1978) e FARABEGOLI & GUASTI (1980).

L'unità affiora in numerose località dell'area zoldana ed è interamente esposta lungo la SP7 tra Forno di Zoldo e Zoppè, nei dintorni di Forcella Deona tra il Monte Rite e il Coll'Alto e nei dintorni di La Valle Agordina.

La formazione è caratterizzata da due distinte litofacies sovrapposte, non separate in carta.

La litofacies inferiore è costituita da una alternanza di biomicriti siltose scure, ben stratificate, con lamellibranchi pelagici e radiolari e marne grigie in strati centimetrici. Sono presenti localmente subordinati biocalcareni fini. Gli strati (1-15 cm) presentano giunti per lo più piano-paralleli e molto regolari, talvolta debolmente nodulari, sono spesso bioturbati localmente sono preservate lamina-zione piano-parallela o incrociata a piccola scala per *ripples* da corrente. Questa unità corrisponde alla Formazione dell'Ambata s.s. di ASSERETO *et alii* (1977) e presenta uno spessore di circa 20-40 m.

La litofacies superiore è costituita da siltiti marnose e calcisiltiti grigie, mica-cee, in strati da millimetrici a centimetrici, con giunti piano-paralleli, separati da livelli millimetrici di argilliti siltose nerastre e rari intervalli di calcari nodulari. Nello Zoldano sono presenti intercalazioni centimetriche di tufti fini verdastre, spesso completamente argillificate. Nell'area tra La Valle Agordina, Col del Die-gol, Val Cassolana e Passo Duran, la litofacies superiore è caratterizzata da un intervallo plurimetrico di arenarie vulcanoclastiche chiare, da fini a grossolane, in strati decimetrici e arenarie e siltiti micacee.

Lo spessore è di 20-30 metri nell'Alto Zoldano, attorno ai 50 metri tra La Valle Agordina e il Passo Duran.

Il limite inferiore è transizionale con la formazione del Monte Bivera (BIV) e va posto alla scomparsa della nodularità; lateralmente, la litofacies inferiore si

interdigita con la Fm. del Contrin, mentre la litofacies superiore giace in *onlap* sopra la suddetta unità. Il limite superiore è netto con la Formazione di Buchenstein e va posto alla comparsa delle calciliti silicee dei *Plattenkalke*.

L'ambiente di deposizione è bacinale, in approfondimento verso l'alto. La prima litofacies è caratterizzata da apporti torbiditici sottili provenienti sia da piattaforme carbonatiche coeve (Fm. del Contrin), sia da una linea di costa terrigena (HST della sequenza deposizionale AN 4) mentre la seconda (LST della sequenza deposizionale An 5), marcata da un incremento della componente terrigena e da una drastica riduzione della componente carbonatica, indica un ambiente più ristretto e poco ossigenato caratterizzato da deposizione di torbiditi distali nell'area di Zoldo, più prossimali nell'Agordino.

Fossili ed età: la litofacies a calcisiltiti contiene abbondanti frustoli carboniosi e delicate impronte di daonelle (*D. fascicostata* RIEBER, *D. pseudomoussoni* RIEBER), nonché ammonoidi dei generi *Flexoptychites* (*F. flexuosus* MOJSISOVIC, *F. angustumbelicatus* BOCKH, *F. acutus* MOJSISOVIC), *Lanceoptychites* (*L. indistinctus* MOJSISOVIC), *Ptychites*, *Aplococeras* (*A. avisianum* MOJSISOVIC), *Hungarites*, *Proarcestes*, *Parakellnerites* e *Norites*. L'associazione permette di far ricadere l'unità nelle subzone a *Reitzi* ed *Avisianum* (MIETTO & MANFRIN, 1995a) e di riferirla all'Anisico superiore (Illirico *p.p.*).

1.2.16. - Formazione di Buchenstein (BUC) (Formazione di Livinallongo Auct.)

La Formazione di Buchenstein corrisponde ai *Buchensteiner Schichten* di RICHTHOFEN (1860) e PIA (1937), formalizzata da BALINI (2007) è conosciuta anche come Formazione di Livinallongo (BACCELLE SCUDELER & SACERDOTI, 1965; BACCELLE SCUDELER, 1972; VIEL, 1979; NERI *et alii*, 2007).

Affiora estesamente nel Foglio, alla base delle piattaforme carbonatiche ad alto rilievo (Formazione dello Sciliar) del Pelsa-Col di Rean, diffusamente a Nord di La Valle Agordina (Col del Diegol, Col Martinel, Col Fauzei), nella Val di Zoldo, dallo Spiz Agnellessa al Ru Sec, e lungo la dorsale che dal Monte Punta, attraverso il Col Duro-Coll'Alto arriva fino al Monte Rite.

Anche in quest'area è riconoscibile la tradizionale ripartizione nei tre membri informali *Plattenkalke*, *Knollenkalke* e *Bänderkalke* (non separati in carta), anche se la caratteristica peculiare dell'unità, soprattutto nella parte del cosiddetto truogolo cadorino (VIEL, 1979), è quella di essere caratterizzata da ingenti apporti vulcanoclastici ("Pietra Verde del Cadore"), sia epiclastici che piroclastici.

La formazione è caratterizzata alla base da un intervallo plurimetrico di calcari scuri finemente laminati, calcari micritici scuri, talvolta massicci, ma normalmente a laminazione fine e a giunti piano paralleli, separati da più o meno sottili livelli di peliti e arenarie vulcanoclastiche chiare. Sono presenti anche calcari dolomitici bituminosi, a giunti piano-paralleli, e dolosiltiti. In aree quali lo Zoldano i *Plattenkalke* sono costituiti anche da lamine microtorbiditiche silicoclastiche e carbo-

natiche. Normalmente nella parte inferiore è assente la bioturbazione mentre essa può essere sporadicamente presente nella parte superiore del membro. Frequenti le intercalazioni di “Pietra Verde del Cadore” sia piroclastica che epiclastica, che localmente (La Valle Agordina, Val di Zoldo) possono raggiungere spessori metrici. All'interno di un livello piroclastico, intercalato ai *Plattenkalke* in località Col Fauzei, sono stati rinvenuti abbondanti *core*-lapilli di diametro centimetrico, immersi in una matrice arenacea a quarzo, plagioclasio, sanidino e rara biotite.

Verso l'alto si passa a facies (*Knollenkalke*) a calcari nodulari o pseudonodulari di colore grigio, grigio-verde, a calcari micritici grigi, biocalcareni e, in prossimità delle piattaforme carbonatiche, calcareniti e ruditi carbonatiche. È spesso presente selce di colore nero o verde, in noduli o in listarelle. I *Knollenkalke* sono caratterizzati da una precoce diagenesi con conseguente obliterazione delle strutture tessiturali; ove possibile, si riconoscono peloidi, granuli rivestiti, bioclasti, radiolari e bivalvi pelagici. Importante è la componente vulcanica, che è caratterizzata da microliti di feldspato, *shard* vetrosi, biotite e quarzo. Localmente si rinvengono arenarie vulcaniche di spessore metrico, con all'interno dispersi noduli di *mudstone* e *wackestone* a bivalvi pelagici. Le microfacies più comuni dei *Knollenkalke* sono date da *mudstone* e *wackestone* con bivalvi pelagici, ostracodi, spicole di spugne e radiolari; *wackestone* e *packstone* che, oltre ai microfossili già descritti, possono contenere foraminiferi, incrostanti, frammenti di alghe e crinoidi.

Molto diffusa, e in certe aree prevalente, la presenza di piroclastiti, vulcanareniti e vulcano-torbiditi legate sia a vulcanismo coevo alla sedimentazione sia all'erosione di aree vulcaniche esterne all'area dolomitica (CALLEGARI & MONESE, 1964; CALLEGARI, 1965; BACCALLE & SACERDOTI, 1965; ASSERETO *et alii*, 1977; VIEL, 1979; CROS, 1980; BRUSCA *et alii*, 1981; CROS & HOUEL, 1983; OBENHOLZNER, 1991; OBENHOLZNER & PFEIFER, 1991; GIANOLLA, 1992; BRACK & RIEBER, 1993; BRACK *et alii*, 2007; BRACK & MUTTONI, 2000; WOTZLAW *et alii*, 2018). Questi depositi sono dati da arenarie anche grossolane, talora gradate, spesso in strati metrici amalgamati, costituite da prevalenti *crystal-tuffs* a sanidino, quarzo, plagioclasio (albite-oligoclasio), subordinata biotite e *shard* vetrosi; arenarie fini, cineriti a prevalenti *shard* vetrosi e livelli bentonitici centimetrici. I depositi vulcanoclastici sono di colore chiaro, spesso verde anche intenso (da cui il nome di “Pietra Verde del Cadore” o “Pietra Verde”) per la presenza di prodotti di alterazione dei vetri vulcanici quali clorite e celadonite. La tipologia eruttiva responsabile alla messa in posto di così grandi quantità di materiale piroclastico deve essere stata legata ad eruzioni idromagmatiche, caratterizzate da elevato grado di frammentazione dei magmi e grande dispersione areale dei livelli di caduta. Nelle vicinanze del paese di Dont è stato rinvenuto un livello a lapilli accrezionari in una posizione coerente con il livello a lapilli accrezionari che si rinviene in una precisa posizione stratigrafica dalla Lombardia alle Dolomiti Orientali nella parte medio alta della Formazione di Buchenstein (DIENI & SPAGNULO, 1964; GIANOLLA, 1991; BRACK & RIEBER, 1993; BRACK & MUTTONI, 2000; WOTZLAW *et alii*, 2018; STORCK *et alii*, 2019). L'associazione mineralogica e i dati petrochimici indicano per queste piroclastiti una derivazione da magmi acidi, riolitici e/o riodacitici.

La parte alta della Formazione di Buchenstein (*Bänderkalke*) è caratterizzata da alternanze di calcisiltiti e lutiti silicee, microtorbiditi gradate sia silicoclastiche che carbonatiche, tufti silicee verdi e arenarie vulcanoclastiche. Le torbiditi carbonatiche sembrano provenire da ambiente neritico per la presenza di granuli microbialitici e bioclasti, mentre quelle silicoclastiche sono prevalentemente costituite da clasti di vulcaniti acide. Possono anche essere presenti livelli arenacei e pelitici del tutto simili a quelli delle Arenarie di Zoppè, con clasti filladici, muscovite e granuli di quarzo metamorfico. La stratificazione dei *Bänderkalke* è normalmente piano-parallela con variazioni cromatiche (chiare le microfacies torbiditiche e scure quelle lutitiche) che danno il tipico aspetto a bande distintivo di questo membro. I *Bänderkalke* sono caratterizzati da un generale *trend coarsening upward* (CU) e da un aumento verso l'alto delle facies schiettamente torbiditiche (HST della sequenza deposizionale An 5).

Lo spessore della Formazione di Buchenstein varia da 0 ai 70 metri alla base delle piattaforme carbonatiche ad alto rilievo nel margine NW del Foglio, ai 260 metri in Val di Zoldo dove sono documentati spessori molto elevati rispetto alle classiche sezioni delle Dolomiti occidentali a causa della presenza di abbondanti apporti vulcanoclastici (VIEL, 1979; BRACK & MUTTONI, 2000).

Il limite inferiore è netto con la Formazione dell'Ambata, netto e paraconcordante con la Formazione di Contrin mentre lateralmente l'unità è eteropica con la Formazione dello Sciliar.

L'ambiente di deposizione era costituito da un bacino relativamente profondo, in rapido approfondimento, adiacente a piattaforme carbonatiche in crescita dalle quali provengono i contributi bioclastici; nel bacino arrivano anche apporti torbiditici terrigeni e vulcanoclastici.

Fossili ed età: il contenuto fossilifero è dato da rari ammonoidi (*Protrachyceras recubariense* MOJSISOVICS, *P. curioni* MOJSISOVICS, *P. margaritosum* MOJSISOVICS, *Arpadites* spp.) e lamellibranchi del genere *Daonella*.

Anisico superiore- Ladinico (Illirico *p.p.*- Longobardico *p.p.*).

1.2.17. - Formazione dello Sciliar (SCI)

È una delle unità più caratteristiche dell'area dolomitica ed è stata inizialmente descritta e chiamata *Schlern Dolomit* da RICHTHOFEN (1860) e separata in più unità da MOJSISOVICS (1879) in funzione delle formazioni bacinali con cui si interdigitava (*Buchensteiner*, *Wengener* e *Cassianer Dolomit*). Si riconoscono infatti diverse generazioni di piattaforme (BRANDER, 1991; DE ZANCHE *et alii*, 1993; BOSELLINI *et alii*, 2003; STEFANI *et alii*, 2010; GIANOLLA *et alii*, 1998; 2018, 2021; BRANDNER & GRUBER, 2019), spesso saldate tra loro e quindi difficilmente cartografabili separatamente, ma localmente marcate al tetto da superfici di annegamento, di emersione e/o dalla presenza di vulcaniti e in rapporto di interdigiazione o di *onlap* con differenti unità bacinali.

Nell'area di studio la Formazione dello Sciliar costituisce un grande corpo di piattaforma carbonatica ad alto rilievo a tetto piatto, che forma il massiccio montuoso che dal Monte Framont arriva fino al Coldai e assieme alla vicine Pale di San Lucano e Pale di San Martino rappresenta una delle più estese piattaforme isolate medio triassiche delle intere Dolomiti (ASSERETO *et alii*, 1977; LEONARDI, 1967; BOSELLINI & ROSSI, 1974; CROS, 1974; FOIS & GAETANI, 1981; BOSELLINI, 1984; ZAMPIERI, 1987; BLENDINGER *et alii*, 2004, 2007). Essa è suddivisibile in due distinti edifici carbonatici sovrapposti, separati tra loro da una marcata superficie di esposizione subaerea al tetto di una prima piattaforma e da una netta superficie lungo la scarpata deposizionale; in grossa parte questa suddivisione separa (ove cartografabile) un edificio carbonatico pre-vulcanismo basico da una fase di crescita sin- e post-vulcanica. In queste Note Illustrative si è mantenuta la scelta di denominare SCI la Formazione dello Sciliar nel suo complesso (cf. NERI *et alii*, 2007) e di distinguere, ove possibile, all'interno della Formazione dello Sciliar un membro per definire l'edificio superiore (membro di Punta Santner, SCI₁) con le sue litofacies di piattaforma interna (SCI_{1b}), di margine e scarpata (SCI_{1a}) e di bacino intrapiattaforma (SCI_{1c}) (Fig. 26).

Nell'edificio inferiore, volumetricamente molto più esteso, si possono distinguere due litofacies: una stratificata e caratterizzata da una successione di dolomie e calcari dolomitici in cicli subtidali e/o peritidali (facies di piattaforma interna) denominata SCI_b (corrispondente a SCI nei Fogli 016, 026, 043 e 060) e una facies massiccia con clinoformi di scarpata chiamata SCI_a.

SCI_b affiora in modo superbo al nucleo della piattaforma carbonatica e si può osservare in Val Corpassa nel versante meridionale del Monte Pighera, dove si sviluppa verticalmente per più di 800 m (oltre 900 se si considera che la piattaforma Sciliar nuclea sulla Formazione di Contrin). Si tratta di prevalenti dolomie ben stratificate, bianche o grigio chiare, a luoghi laminate, organizzate in cicli subtidali di spessore metrico nella parte inferiore e cicli peritidali con strutture stromatolitiche e *fenestrae* nella parte superiore. Localmente si rinvencono *grainstone* ad alghe *dasycladacee*, foraminiferi, ostracodi e *boundstone* microbialitici.

La litofacies di margine e scarpata (SCI_a) è caratterizzata da dolomie fortemente ricristallizzate, talora saccaroidi e calcari dolomitici bianchi o grigio chiari, calcareniti, calciruditi e megabrecce. Le litofacies associabili al margine sono date da dolomie massicce, con *boundstone* microbialitici e rappresentano volumetricamente spessori molto ridotti della piattaforma (qualche decina di metri di spessore). I depositi di scarpata occupano il maggior volume dell'edificio carbonatico e sono spesso fortemente dolomitizzati, per cui le tessiture sedimentarie sono completamente obliterate. Ove riconoscibili sono formati da *grainstone* e *grainstone-packstones* passanti a gradualmente a ruditi, breccie a clasti spigolosi e megabrecce. Il meccanismo deposizionale dominante è quello della messa in posto per flussi gravitativi. La stratificazione è generalmente assente (soprattutto nella parte prossima ai margini) o indistinta; quando presente essa coincide con le clinoformi che raccordano il margine biocostruito alle facies bacinali e mostrano inclinazioni comprese fra i 30° e i 35° gradi.

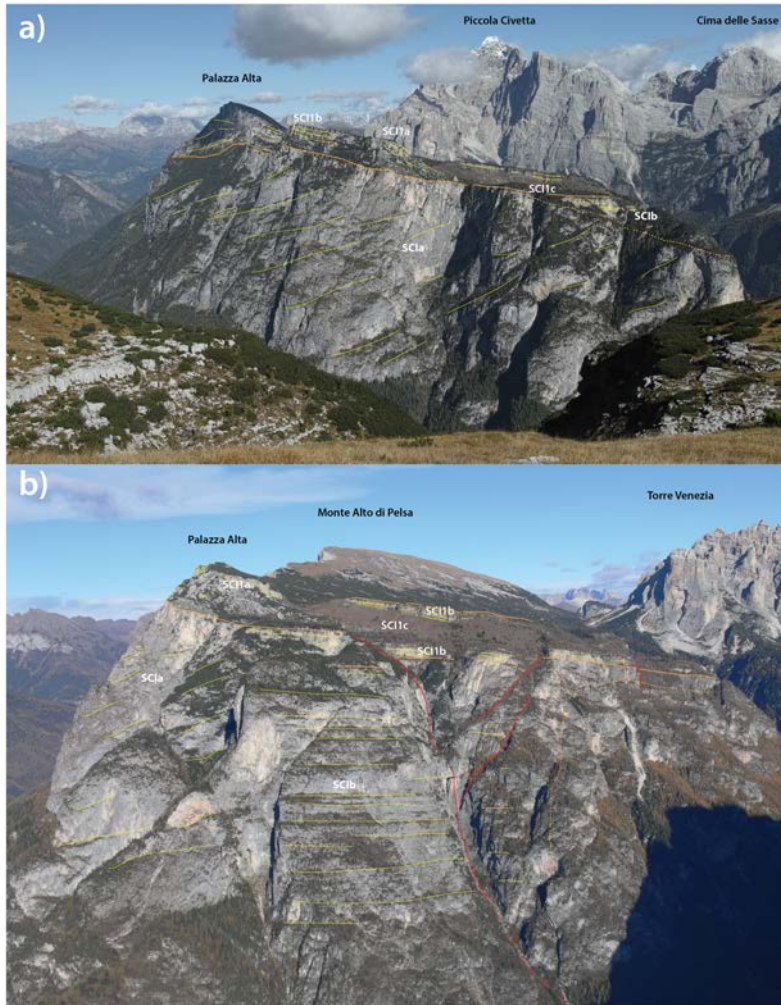


Fig. 26 - a) Vista del M. Pelsa dal Bivacco Bedin (Pale di San Lucano). Si distingue chiaramente un edificio inferiore caratterizzato prevalentemente da depositi clinostratificati (SCI_a) passanti a facies massicce e poi stratificate (litofacies di piattaforma interna SCI_b). Su questo edificio si imposta un'altra piattaforma progradante verso la Val Cordevole e verso un bacino intrapiattaforma (SCI_c). b) Vista della piattaforma carbonatica da Sud (versante verso la Val Corpassa): si riconosce la parte di piattaforma interna aggradante e poi progradante (SCI_b) passante lateralmente alle facies massicce e clinostratificate di scarpata (SCI_a). Con contatto netto, localmente evidenziato da una superficie di esposizione subaerea, si imposta un nuovo edificio che è caratterizzato da litofacies massicce e di scarpata (SCI_a) che si interdigita con facies di bacino intrapiattaforma a scarsa circolazione e dove si deposita una successione dominata da calcari laminati scuri (SCI_c). Verso l'alto SCI_c passa a calcari e calcari dolomitici stratificati di piattaforma interna (SCI_b).

Lo spessore della piattaforma carbonatica arriva ai 900 metri al nucleo (Val Corpassa), decresce fino a 600 metri nelle zone più avanzate sui bacini.

Il limite inferiore è netto con la Formazione di Contrin su cui nuclea, netto anche sulla Formazione di Buchenstein su cui progreda.

L'ambiente di deposizione è quello di piattaforma carbonatica microbialitica (BOSELLINI & ROSSI, 1984; BLENDINGER, 1986; 2001; MARANGON *et alii*, 2011; PRETO *et alii*, 2011, 2017), isolata, a tetto piatto (*microbial flat topped platform*), volumetricamente dominata da depositi di scarpata.

Fossili ed età: il contenuto fossilifero è molto scarso, sono presenti livelli ad alghe dasycladacee (*Diplopora*), piccoli bivalvi, gasteropodi e rari coralli.

Anisico superiore- Ladinico (Illirico *p.p.* - Longobardico *p.p.*).

Membro di Punta Santner (SCI₁)

Con questa unità si intende un corpo roccioso rappresentante una distinta fase di sviluppo della piattaforma carbonatica che nel suo complesso è denominata Formazione dello Sciliar. Il nome deriva da Punta Santner, una delle cime del Massiccio dello Sciliar/Schlern, dove questa unità è completamente esposta e dove sono evidenti le relazioni stratigrafiche e i rapporti con le unità litostratigrafiche adiacenti, ovvero quella di una piattaforma carbonatica ad alto rilievo, che si sviluppa prevalentemente durante o successivamente alla fase parossistica effusiva del vulcanismo basico ladinico, in relativa continuità fisica con la sottostante piattaforma pre-vulcanica. Corrisponde in parte alla *Wengener Dolomit* di MOJSISOVICS (1879), alla *Schlern Dolomit II* (SDII) e alla “dolomia della Rosetta” in BRANDNER (1991), a parte della formazione di *Rossezähne* di BRANDNER *et alii* (2007, 2016, 2019), BRANDNER & GRUBER (2019) e BRANDNER & KEIM (2011), alla Dolomia Sciliar 3 (DE ZANCHE *et alii*, 1993; DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995; GIANOLLA *et alii*, 1998), alla *syn-volcanic automicrite-rich platform* di STEFANI *et alii* (2010) e alla parte post-vulcanica della Formazione dello Sciliar (SCIPV) in GIANOLLA *et alii* (2021).

Questo membro documenta una piattaforma carbonatica arealmente diffusa nei settori poco, oppure precocemente interessati dal vulcanismo basico. Si tratta quindi di una piattaforma di età Ladinico superiore, eteropica con depositi della Fm. del Fernazza o della Fm. dell'Acquatona, in ogni caso precedente alla deposizione della Fm. di Wengen, quindi potenzialmente riconoscibile e cartografabile in tutte le aree del Sudalpino orientale dove le vulcaniti non hanno completamente coperto le piattaforme “Sciliar”. Si differenzia dalla piattaforma pre-vulcanica anche per una maggiore diversità delle comunità costruttrici (decremento degli incrostanti a favore di una comunità più differenziata, comparsa di margini a coralli), comparsa di calcareniti bio-intraclastiche sciolte ricche di grani rivestiti (tra cui ooidi) e di clasti automicritici (FOIS & GAETANI, 1981; FOIS, 1982; DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995; JADOUL *et alii*, 2002; STEFANI & CAPUTO, 2002; STEFANI *et alii*, 2010).

Nell'area di studio il membro è presente nel settore nordorientale del Foglio e in gran parte documenta l'impostazione di una piattaforma carbonatica in un contesto di tettonica estensionale attiva, che porta all'instaurarsi di un'area depressa delimitata da faglie all'interno della piattaforma e da una marcata instabilità della scarpata.

Il membro è suddivisibile in più litofacies cartografabili: litofacies di piattaforma interna (SCI_{1b}), di margine e scarpata (SCI_{1a}) e di bacino intra-piattaforma (SCI_{1c}).

Litofacies di piattaforma interna (SCI_{1b})

Affiora nell'area del Pelsa tra il Monte Pighera, il Col Nero e il Col Mandro. Si tratta di dolomie e calcari dolomitici stratificati e organizzati in cicli peritidali di spessore metrico, biocalcareni e dolomie, localmente si riconoscono calcari oolitici e calcareniti a granuli rivestiti in banchi submetrici e caratterizzati da stratificazione incrociate a basso angolo e localmente *herringbone*.

Lo spessore di questa litofacies carbonatica varia tra 0 e 40 metri.

Il limite inferiore è netto con SCI e SCI_a e corrisponde a una evidente cengia dove localmente si riconosce una marcata superficie di emersione con *paleokarst* e livelli brecciati; transizionale con SCI_{1b} con cui è eteropica lateralmente.

L'ambiente di deposizione è quello legato a facies protette (piattaforma interna) di una piattaforma carbonatica microbialitica a tetto piatto (*microbial flat topped platform*).

Fossili ed età: il contenuto fossilifero è molto scarso, sono presenti livelli ad alghe dasycladacee (*Diplopora*), gasteropodi e rari coralli in posizione di vita.

Ladinico (Longobardico *p.p.*).

Litofacies di margine e scarpata (SCI_{1a})

Affiora a ovest del Monte Alto di Pelsa fino a Col Mandro. Si tratta di dolomie massicce, talvolta con livelli a coralli in posizione di crescita (facies di margine) e bancate metriche e decimetriche, nettamente stratificate e talora organizzate in cicli asimmetrici di calcari, calcari dolomitici, dolomie, calcareniti talora dolomitizzate a grani rivestiti, breccie e megabreccie a grossolana stratificazione inclinata. Verso il margine occidentale, al Col Mandro, i corpi clinostratificati giacciono discordanti su una superficie inclinata della scarpata (SCI_a) rappresentante un probabile nicchia di distacco (*scalped margin*).

Lo spessore di questa litofacies carbonatica varia tra 0 e 100 metri.

Il limite inferiore è netto con SCI e SCI_a; lateralmente è transizionale con SCI_{1c} e con ACQ o IMF con cui è eteropica.

L'ambiente di deposizione è quello di un margine e della scarpata di una piattaforma carbonatica microbialitica con un margine recifale a metazoi.

Fossili ed età: il contenuto fossilifero è scarso, sono presenti livelli ad alghe dasycladacee (*Diplopora*) e coralli in posizione di vita e risedimentati.

Ladinico (Longobardico *p.p.*).

Litofacies di bacino intra-piattaforma (SCI_{1c})

Affiora nei dintorni di Malga Pelsa ed è caratterizzato da un intervallo di spessore decametrico di calcilutiti e micriti silicee color grigio scuro, calcari bituminosi scuri a laminazione piano parallela, talora convoluta e livelli centimetrici di biocalcareni gradate spesso con faune silicizzate. In tutta la successione sono intercalati a più livelli *ash-fall* e *crystal-tuff* di spessore centimetrico. Verso l'alto si passa ad alternanze di *mudstone* laminati e *packstone-grainstone* bioclastici di color grigio, calcari dolomitizzati in strati centimetrici e *rudstone* a clasti di piattaforma. Presenti *slump* nella parte inferiore della successione.

Lo spessore di questa litofacies carbonatica varia tra 0 e 100 metri.

Il limite inferiore è transizionale rapido con SCI_{1a}, lateralmente è eteropico con SCI_{1b}.

L'ambiente di deposizione è quello legato a un bacino isolato intra-piattaforma (mancano significativi apporti terrigeni se non i livelli centimetrici di tufiti e cineriti), controllato da faglie sinsedimentarie (presenza di sismiti, frequenti *slumping*, livelli brecciati), asfittico nella parte inferiore, più ossigenato verso l'alto, dove si assiste al suo graduale riempimento e chiusura da parte delle facies di scarpata e piattaforma interna.

Fossili ed età: il contenuto fossilifero è molto abbondante e recentemente oggetto di scavo sistematico (TINTORI, 2018; GIORDANO, 2019, 2020). Le litofacies laminate e le calcareniti bioclastiche a fauna silicizzata hanno restituito una abbondante fauna neotonica e bentonica, in parte risedimentata dalla vicina piattaforma carbonatica. Tra i fossili: lamellibranchi pelagici (*Daonella lommeli* WISSMANN, *Bositra wengensis* WISSMANN), rari ammonoidi (*Protrachyceras longobardicum* MOJSISOVICS, *P. archelaus* LAUBE; *P. pseudoarchelaus* MOJSISOVICS, *Megaphyllites* sp.), conodonti (*Pseudofurnishius murcianus murcianus*, VAN DEN BOOGARD), bivalvi, gasteropodi, coralli, resti di pesci (*Habroichthys* sp., *Marcopoloichthys* sp., *Thoracopterus wushaensis* TINTORI) e piante (*Ptilozamites sandbergeri* SCHENK, *Pelourdea vogesiaca* SCHIMPER & MOUGEOT, *Phlebopteris* sp.).

Ladinico (Longobardico *p.p.*).

1.2.18. - Arenarie di Zoppè (ADZ)

L'unità, ben sviluppata nei comparti bacinali medio triassici a nord della Linea della Valsugana (Alto Zoldano), è stata introdotta nella letteratura stratigrafica del Sudalpino orientale da ASSERETO *et alii* (1977) e da ROSSI *et alii* (1977) per definire un importante intervallo terrigeno al tetto della Formazione di Buchenstein (Formazione di Livinallongo *Auct.*); successivamente VIEL (1979) ne ha propo-

sto un'ampia revisione ed analisi nel suo fondamentale lavoro sulla stratigrafia del Ladinico delle Dolomiti, indicando nome, sezioni e area tipo dai dintorni di Zoppè di Cadore, un piccolo villaggio della alta valle del Rutorto. La Formazione è stata poi rivista da vari Autori che ne hanno ridefinito l'estensione laterale e il significato stratigrafico (CASATI *et alii*, 1982, DE ZANCHE *et alii*, 1993; GIANOLLA *et alii*, 1998; 2018; 2021; NERI *et alii*, 2007; STEFANI *et alii*, 2010).

Questa formazione affiora nella porzione settentrionali della Val di Zoldo, in una fascia più o meno continua che dalle pendici nordorientali del Monte Rite arriva al Col della Biscia a Nord dello Spiz Agnellessa; altri affioramenti significativi si rinvencono tra Col Martinel e la Val di Vie, nel Ru delle Roe e lungo il Torrente Duran.

Le Arenarie di Zoppè consistono principalmente di arenarie torbiditiche arcose grigie, alternate a subordinate calcilutiti, peliti e marne prevalentemente scure. Il rapporto arenaria-pelite è nettamente a favore dell'arenaria. Gli strati arenacei presentano stratificazione netta nelle facies fini con giunti piano-paralleli, a volte discontinua, fino a lenticolare, con giunti frequentemente erosivi nelle facies più grossolane e nei livelli canalizzati; possono essere presenti anche *flute cast*, impronte da carico, *clay chip* e abbondanti frustoli vegetali.

Nell'area tipo (alto-Zoldano) la parte inferiore della formazione è costituita da arenarie grossolane in strati amalgamati, paraconglomerati e depositi legati a *debris-flow* sottomarini. In questo intervallo sono presenti depositi di *slumping* (*pebblemud-sandstone*) che coinvolgono termini sia della sottostante Formazione di Buchenstein sia della parte inferiore delle stesse Arenarie di Zoppè (es. "Livello di Ru Sec" in VIEL, 1979). A questa facies basale segue un complesso caratterizzato prima da arenarie massive e poi, con un contatto netto, da torbiditi fini con intercalazioni di arenarie gradate passanti verso l'alto a un complesso CU/TU di torbiditi anche grossolane e canalizzate (VIEL, 1979; DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995). Nelle scaglie tettoniche poste al *footwall* della Linea della Valsugana, nell'area tra il P.so Duran-Ru delle Roe-Forno di Zoldo e (STORPAES & GIANOLLA, 1992), le Arenarie di Zoppè sono date da dominanti peliti scure e subordinate arenarie fini canalizzate, con frequenti *slump scar*, qui interpretate come prodotto di una sedimentazione in ambiente di scarpata.

Dal punto di vista compositivo le Arenarie di Zoppè sono caratterizzate prevalentemente da clasti vulcanici acidi ed intermedi e da un importante (fino al 10%) contenuto in litoclasti del basamento (prevalentemente filladi e quarziti), da muscovite e granuli arrotondati di quarzo metamorfico (VIEL, 1979).

La formazione, sulla base delle strutture sedimentarie, viene interpretata come una successione bacinale torbiditica in cui si riconoscono sia gli ambienti di scarpata e *by-pass*, sia quelli di conoide sottomarina. Le direzioni di apporto, definite in base allo studio delle paleocorrenti e ricostruzioni paleogeografiche (ASSERETO *et alii*, 1977; VIEL, 1979; BRUSCA *et alii*, 1981), sono prevalentemente dai quadranti meridionali (SSE). La sequenza torbiditica mostra alla base un intervallo dominato da depositi di *mud-flow* e *slumping*, passanti successivamente a un intervallo dominato da torbiditi ad alta densità (FSST della sequenza deposizionale La 1), seguiti poi da una successione torbiditica caratterizzata da una tendenza *coarsening upward/thickening upward* (CU/TU) verso l'alto stratigrafico (LST La 1).

Lo spessore si aggira attorno ai 200-250 metri, è superiore ai 400 metri nell'area di Zoppè di Cadore.

Il limite inferiore delle Arenarie di Zoppè è netto, talvolta erosivo, sulla Formazione di Buchenstein, e da porre in corrispondenza ad un deciso aumento della componente silicoclastica al di sopra dei *Bänderkalke*. Localmente e lateralmente le arenarie di Zoppè (Spiz Agnellessa, Framont) appoggiano in *onlap* sopra gli *slope* carbonatici della Formazione dello Sciliar.

Il contenuto fossilifero è dato da bivalvi quali *Bositra wengensis* e *Daonella lommeli* e rari ammonoidi (*Protrachyceras longobardicum*, *Protrachyceras* spp., *Monophyllites wengensis* KLIPSTEIN).

Ladinico superiore (Longobardico *p.p.*).

1.2.19. - Formazione dell'Acquatona (ACQ)

Questa formazione è stata istituita da VIEL (1979) con sezione-tipo lungo il Rio Acquatona, presso Sappada, ed è normalmente caratterizzata da litotipi simili a quelli della Fm. di Buchenstein ("Pseudo Buchenstein" o "Pseudolivinallongo" in ASSERETO *et alii*, 1977; ROSSI *et alii*, 1977). L'unità affiora nel settore a Nord della Linea della Valsugana, in Val di Vie, in Ru delle Roe, nei pressi di Cordelle e si segue dal Col della Biscia, fino a Fusine e a Costa verso il Col Nero e poi nella dorsale che da Col Grande arriva a Col di Vizza e Monte Pera.

L'unità è costituita da calcilutiti silicee di colore da grigio scuro a nerastro e calcari nodulari grigi, talora selciosi, in quantità subordinata sono presenti arenarie vulcanoclastiche e tufiti ialoclastiche canalizzate che aumentano di spessore e frequenza salendo nella serie. Queste ultime sono diffuse soprattutto nell'alta Val di Zoldo e sono legate all'inizio del vulcanismo basico (presenza tra i clasti di clinopirosseno, plagioclasio calcico e litoclasti femici). Localmente presenti *grainstone* bioclastici, soprattutto nelle aree vicine alle piattaforme carbonatiche della Formazione dello Sciliar (Agordino). La stratificazione è normalmente piano-parallela e sono frequenti le facies laminate.

Lo spessore varia da 0 a 70 metri nell'area zoldana (Viel, 1979).

Il limite inferiore è transizionale rapido con le Arenarie di Zoppè, ed è da porre al netto decremento di terrigeno e alla comparsa delle litofacies carbonatiche laminate.

L'ambiente di deposizione era costituito da un bacino profondo, adiacente a piattaforme carbonatiche in crescita dalle quali provengono i contributi bioclastici. L'unità registra inoltre le fasi iniziali del vulcanismo basico ladinico. Dal punto di vista dell'interpretazione sequenziale, la formazione rappresenta un importante momento trasgressivo e documenta il TST della sequenza La 1 (STEFANI *et alii*, 2010).

Il contenuto fossilifero della formazione dell'Acquatona è costituito da ammonoidi tra cui *Protrachyceras longobardicum*, *Protrachyceras* spp., *Meginoceras* sp. e lamellibranchi (*Daonella* spp.).

Ladinico superiore (Longobardico *p.p.*).

1.2.20. - Formazione del Fernazza (IMF)

La Formazione del Fernazza è l'espressione bacinale della fase parossistica del vulcanismo basico ladinicico delle Dolomiti e corrisponde in gran parte ai *Tuffen und Tuffsandstein* degli Autori di lingua tedesca e alle "Ialoclastiti del Monte Fernazza" di ASSERETO *et alii* (1977) e VIEL (1979), da CASATI *et alii* (1982) viene indicata come "Formazione del Monte Fernazza" (cf. DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995; NERI *et alii*, 2007; GIANOLLA *et alii*, 2018). L'unità affiora diffusamente nel settore a Nord della Linea della Valsugana, a Est di Masaré nel *footwall* della Linea di Casamatta, tra Col Martinel e Malga Framont, nei pressi di Gavaz e si segue, attraverso i versanti dal Col della Biscia, fino a Fusine, e poi nella dorsale che da Col Grande arriva a Col di Vizza e Monte Pera.

Si identificano due aree distinte, una a NW della piattaforma carbonatica del Pelsa-Coldai (Formazione dello Sciliar) dove sono presenti litofacies più prossime ai centri eruttivi e l'area a Sud della piattaforma e dello Zoldano dove affiorano termini più distali e mancano completamente i prodotti magmatici effusivi.

Nei dintorni di Masaré si hanno prevalenti ialoclastiti di color scuro, tufiti grossolane in strati metrici, spesso amalgamati e tufiti cineritiche silicee con intercalazioni di calcisiltiti e grigio scure. Nell'Agordino meridionale e nello Zoldano, i litotipi più frequenti sono costituiti da arenarie vulcanoclastiche massicce, omogenee o gradate, di colore da verde scuro a nerastro, a cui seguono tufiti cineritiche verdastre, tufiti silicee, rare ialoclastiti e calcisiltiti laminate. Alternate si trovano calcilutiti silicee laminate e marne, mentre la porzione stratigrafica più alta è costituita da calcilutiti scure e calcari marnosi. Sempre nella parte sommitale dell'unità, nello Zoldano, è presente un livello di accumulo di spessore metrico di parabreccie poligeniche (clasti carbonatici di piattaforma, clasti di calcari nodulari attribuibili alla Formazione di Buchenstein, clasti attribuibili alla Formazione di Werfen, etc.) immersi in una matrice arenacea vulcanoclastica ("Caotico eterogeneo" *Auct.*). Nell'area del Monte Framont sono presenti nella parte alta dell'unità calcari marnosi e biocalcareni.

Dal punto di vista compositivo le arenarie vulcaniche e i tufi sono caratterizzate da cristalli e/o frammenti di cristalli (plagioclasti calcici, rara olivina, clinopirosseni, biotite e rari anfiboli), clasti subangolosi di lava vetrosa a struttura porfirica, clasti lavici con fenocristalli di plagioclastio calcico, clinopirosseno e talvolta di olivina, quasi sempre completamente trasformata, oppure clasti con microliti di feldspati e frammenti di vetri scuri, verdi o rossastri.

La formazione del Fernazza ha un limite inferiore netto ed erosivo con la Formazione di Buchenstein nell'area a Nord Ovest del Foglio, transizionale rapido nel resto dell'Agordino e dello Zoldano con la formazione dell'Acquatona con cui è eteropica (VIEL, 1979). Localmente essa giace in *onlap* sulle paleoscarpate carbonatiche della Formazione dello Sciliar, come sul versante sudorientale del Col Martinel dove, nella parte alta, risulta anche in eteropia laterale.

Lo spessore totale risulta compreso tra 0 e 200 metri.

L'ambiente deposizionale può essere riferito a bacini relativamente profondi caratterizzati dalla progradazione di lobi torbiditici vulcanoclastici associati a vulca-

nismo basico da aree più o meno prossimali (ASSERETO *et alii*, 1977; VIEL, 1979).

Tra i fossili della formazione del Fernazza si riconoscono ammonoidi (cf. MIETTO & MANFRIN, 1995a, b; MIETTO *et alii*, 2008) come *Protrachyceras pseudoarchelaus*, *P. neumayri* MOJSISOVICS, *P. ladinum* MOJSISOVICS, *Monophyllites wengensis*, *Frankites*, *sp.*, *Maclearnoceras sp.* e lamellibranchi (*Bositra wengensis* e *Daonella lommeli*).

Ladinico superiore (Longobardico *p.p.*).

1.2.21. - *Formazione di Wengen (WEN)*

La Formazione è stata rivista e formalizzata da GIANOLLA & NERI (2007) che hanno ribadito la denominazione Wengen (nome derivante dalla località della Val Badia conosciuta come La Ila/La Valle/Wengen) come prioritaria sulla terminologia in lingua italiana ovvero formazione o strati di La Valle e hanno risolto l'impasse terminologico introdotto da VIEL (1979) che vedeva la formazione di La Valle come parte del Gruppo di Wengen (cf. ASSERETO *et alii*, 1977; ROSSI *et alii*, 1977; DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995; NERI *et alii*, 2007; GIANOLLA *et alii*, 2018).

Questa Formazione affiora diffusamente nell'Agordino tra Malga Framont e il Passo Duran e lungo la Valle Duran da Colcever fino a Pralongo, nell'Alto Zoldano, tra Pecol, Mareson e a N di Zoppé di Cadore.

Si riconoscono due associazioni di litofacies (non separate in carta): una dominata da paraconglomerati e conglomerati, e una, meno grossolana, a predominanti arenarie fini alternate a peliti e marne.

La prima corrisponde al “paraconglomerati del Civetta” di FOIS & GAETANI (1981) o alla facies dei “paraconglomerati ad elementi poligenici” del membro del Civetta di VIEL (1979). Si tratta prevalentemente paraconglomerati e conglomerati a ciottoli poligenici ben arrotondati di dimensioni comprese tra 1 e 5 cm, intercalati ad arenarie silicoclastiche, torbiditi vulcanoclastiche, *pebbly-sandstone*, calcareniti e breccioline bioclastiche e a molto subordinati calcari marnosi e calcilituti silicee. La stratificazione dei livelli paraconglomeratici e conglomeratici è ben definita, spesso con base erosiva. Le potenze degli strati sono variabili mediamente tra il decimetro e il metro; localmente si possono riconoscere episodi conglomeratici plurimetrici (Alta Val di Zoldo-Monte Pramper).

I ciottoli sono di provenienza eterogenea: si riconoscono calcari pelagici, areniti, tuffiti (tra cui abbondanti ciottoli di “pietra verde del Cadore”), vulcaniti da basiche fino ad intermedie ed acide, metamorfiti (quarziti e rari ciottoli di filladi) e clasti carbonatici di piattaforma. La matrice è arenacea, spesso vulcanoclastica, contiene cristalli di quarzo vulcanico e metamorfico; presenti, inoltre, bioclasti come bivalvi e gasteropodi. Le arenarie intercalate ai conglomerati possono essere riunite in banconi plurimetrici costituiti da più strati amalgamati. Gli interstrati sono siltosi, fittamente stratificati e a laminazione piano-parallela. Sono presenti anche livelli conglomeratici fini, associati ad areniti ibride a bioclasti, che frequentemente sono canalizzati e lenticolari. Le aree sorgenti di questi sedimenti sono

varie. Per i clasti metamorfici e di vulcaniti acide è presumibile una derivazione dai quadranti meridionali; per i clasti carbonatici, vulcanici e di piattaforma l'area sorgente potrebbe essere sempre meridionale ma localmente anche occidentale con un forte controllo sugli apporti dato dalla presenza della piattaforma carbonatica Coldai-Pelsa-Pale di San Lucano-Pale di San Martino che di fatto separa i bacini dell'Agordino e dello Zoldano dalle aree nord-occidentali a intenso vulcanismo.

La seconda litofacies è quella tipica della Formazione di Wengen ovvero è data da un'alternanza di areniti da fini a grossolane vulcanoclastiche, areniti ibride, marne, peliti e argilliti. Il colore dominante è scuro (da grigio scuro a nero) per l'abbondanza di grani di derivazione vulcanica basica (litici di composizione basaltica, minerali femici). La stratificazione è sempre sottile, da centimetrica a decimetrica, a giunti in genere piano paralleli, localmente si rinvengono livelli canalizzati. Gli strati arenitici presentano le tipiche sequenze di Bouma con gradazione diretta e una porzione laminata superiore, hanno talvolta base erosiva e nella parte inferiore-media una concentrazione di intraclasti pelitici.

Le due associazioni di facies sono sovrapposte nell'area zoldana dove alla base sono predominanti i depositi di *mud-flow* e torbiditi ad alta densità (FSST La 2) a cui seguono con contatto spesso netto le facies a torbiditi sottili (LST La 2). Nell'Agordino alla base sono presenti facies a torbiditi grossolane a cui seguono le facies a torbiditi sottili. Nelle scaglie tettoniche poste al *footwall* del sistema della Valsugana, nell'area tra il P.so Duran-Ru delle Roe-Forno di Zoldo, dominano le facies fini (alternanza di peliti scure e subordinate arenarie fini canalizzate, con frequenti *slump scar*) (Fig. 27). La Formazione, sulla base delle strutture sedimentarie, viene interpretata come una successione bacinale torbiditica in cui si riconoscono sia gli ambienti di scarpata e *by-pass*, sia quelli di conoide sottomarina.

La Formazione di Wengen ha un limite inferiore netto, spesso erosivo con la formazione del Fernazza, localmente ha limite netto (*onlap*) con le scarpate delle piattaforme carbonatiche della formazione dello Sciliar.

Lo spessore totale risulta compreso tra 0 e 400 metri.

Tra i fossili della formazione del Fernazza si riconoscono ammonoidi (cf. LEONARDI, 1967; MIETTO & MANFRIN, 1995b; MIETTO *et alii*, 2008) come *Protrachyceras spp.*, *Frankites regoledanus* MOJSISOVICS, *F. apertus* MOJSISOVICS, *Celtites epolensis* MOJSISOVICS, *Monophyllites wengensis*; lamellibranchi (*Bositra wengensis* e *Daonella lommeli*) e resti di piante continentali (*Cladophlebis*, *Ptilozamites*, *Voltzia*).

Ladinico superiore (Longobardico *p.p.*).

1.2.22. - Formazione di San Cassiano (SCS)

La Formazione di San Cassiano, recentemente formalizzata da KEIM & NERI (2007a), affiora principalmente nei dintorni di Malga Framont, a ovest del Passo Duran, al Monte della Grava e nei pressi del Sass di Formedal in alta Val di Zoldo.

Si tratta di un'alternanza di marne, calcari marnosi giallastri in alterazione e



Fig. 27 - *Alternanza di peliti scure e subordinate arenarie fini canalizzate, con frequenti slump scar: Formazione di Wengen, Sezione di Col d'Ortat (P.so Duran).*

peliti scure, a cui si intercalano a varie altezze biocalcareni e calcareniti oolitiche e/o oncolitiche grigie risedimentate provenienti dalle adiacenti aree di piattaforma carbonatica, areniti ibride e arenarie vulcanoclastiche scure.

La stratificazione è centimetrica nelle peliti e marne, mentre si presenta da decimetrica a pluridecimetrica nelle torbiditi calcaree e nelle areniti. In prossimità delle scarpate delle piattaforme carbonatiche coeve (Dolomia Cassiana) si rinvencono olistoliti di dimensione da decimetrica e metrica, spesso organizzati in sciami (Malga Framont).

Lo spessore dell'unità è compreso tra 0 e 110 metri.

Il limite inferiore è graduale con la Formazione di Wengen e viene posto alla comparsa delle calcareniti oolitiche e/o oncolitiche e le biocalcareni con granuli rivestiti (DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995; KEIM & NERI, 2007a).

L'ambiente è riferibile a un bacino profondo in colmamento in cui oltre alla sedimentazione bacinale si registrano apporti dalle adiacenti piattaforme biocostruite e apporti extrabacinali terrigeni e vulcanoclastici abbondanti soprattutto nei comparti più meridionali.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da faune ad ammonoidi della Zone ad ammonoidi *Aon* e *Aonoides* (MIETTO & MANFRIN, 1995b) e faune bentoniche in gran parte rimaneggiate dalle vicine piattaforme cassiane (FOIS & GAETANI, 1981; GAETANI *et alii*, 1981).

Ladinico superiore- Carnico inferiore (Longobardico *p.p.*- Julico *p.p.*).

1.2.23. - *Dolomia Cassiana* (DCS)

La Dolomia Cassiana (*Cassianer Dolomit*, MOJSISOVIC, 1879) indica una piattaforma carbonatica eteropica con la Formazione di San Cassiano ed è stata oggetto di recente revisione stratigrafica e nomenclaturale da parte di KEIM & NERI (2007b).

Nel Foglio Longarone, la Dolomia Cassiana è presente principalmente a Nord della Linea della Valsugana, nel settore occidentale, dove è saldata e si sviluppa principalmente lateralmente e sopra alla piattaforma isolata del Coldai-Pelsa-Framont, a sua volta parte del grande complesso carbonatico Coldai-Pelsa-Pale di San Lucano-Pale di San Martino. La Dolomia Cassiana è presente con due litofacies ben distinte: le litofacies ben stratificate di piattaforma interna (DCS_a) e i depositi di margine e scarpata (DCS_b).

Litofacies di piattaforma interna (DCS_a)

La litofacies di piattaforma interna (DCS_a) affiora diffusamente tra Col Rean-Crepe di Casamatta ed è costituita da dolomie da subtidali a peritidali: le prime sono formate da dolomicriti contenenti modelli interni di gasteropodi e lamelli-branchi e cespi di coralli coloniali sia in posizione di vita che abbattuti e strutture tipo *fenestrae*; le seconde sono dolomie stromatolitiche e pisolitiche con strutture a *tepee* e livelletti argillitici associabili a esposizioni subaeree. La stratificazione è sempre ben definita in strati da decimetrici a pluridecimetrici con giunti piani.

Lo spessore dell'unità è compreso tra 0 e 100 metri.

Il limite inferiore è netto con SCI, SCI₁, SCI_{1a} e SCI_b, limite transizionale con DCS_b, litofacies eteropica lateralmente.

L'ambiente è riferibile a una laguna di una piattaforma carbonatica a tetto piatto, isolata.

Il contenuto fossilifero è scarso, localmente si rinvencono coralli in posizione di vita, banchi ad alghe dasycladacee, bivalvi e gasteropodi a scarso valore biostratigrafico.

Ladinico superiore - Carnico inferiore (Longobardico *p.p.* - Julico *p.p.*).

Litofacies di margine e scarpata (DCS_b)

I depositi di scarpata affiorano splendidamente al Monte Corno dove è osservabile la terminazione meridionale della piattaforma Coldai-Pelsa-Framont e in Val Zioliere (margine nordoccidentale della piattaforma). Nell'alta Val di Zoldo affiora in Val della Grava, al Col Grande, al Col de la Besadora, al Crep de Pecol e al Sass de Formedal. Affiora inoltre nelle scaglie tettoniche formate dal Sistema Valsuganese, a Nord dell'allineamento Spitz S. Pietro-Cima di Copada-M. Sassolungo al Col della Meda, alla Punta di Copada e a nei dintorni di Cibiana di Cadore.

La porzione di scarpata è caratterizzata da una parte superiore massiccia, non clinostratificata che corrisponde alla parte a dominante microbialitica e da una parte clinostratificata a supporto granulare, dominata da brecce. Localmente si possono osservare litofacies di margine di esiguità di spessore caratterizzate dalla presenza di *reef* a coralli. La litologia più diffusa nelle facies di scarpata è costituita da megabrecce, ruditi e calcareniti a supporto granulare, spesso fortemente dolomitizzate. I clasti, quando riconoscibili, consistono di *bindstone*, *framestone* e *wackestone* provenienti dal margine e da *boundstone* microbialitici ricchi in cementi precoci. Possono essere presenti livelli di *slumping* e *debris flow* carbonatici che si depositano ai piedi della scarpata ma anche in bacino. La stratificazione è data dalle clinoforni progradanti mostrano angoli di 30-35° e, a base della scarpata, a luoghi si può osservare una riduzione d'inclinazione e un raccordo tangenziale tra clinoforni e depositi di bacino (N di Malga Framont).

Lo spessore di questa litofacies carbonatica varia tra 0 e 200 metri.

Il limite inferiore è netto con SCI e SCI₁, limite transizionale rapido con la Formazione di San Cassiano (SCS) con cui è eteropica lateralmente.

L'ambiente di deposizione è quello di un margine e della scarpata di una piattaforma carbonatica microbialitica con un margine recifale a metazoi.

Fossili ed età: il contenuto fossilifero è scarso a causa della forte dolomitizzazione; la datazione della Dolomia Cassiana è quindi solo indiretta e viene fatta attraverso la taratura dei depositi su cui le piattaforme progradano o da cui le piattaforme sono ricoperte.

Ladinico superiore - Carnico inferiore (Longobardico *p.p.* - Julico *p.p.*).

1.2.24. - Formazione di Heiligkreuz (HKS)

La Formazione di Heiligkreuz (KEIM *et alii*, 2001; NERI *et alii*, 2007; BREA *et alii*, 2009) è una complessa unità stratigrafica caratterizzata da una significativa eterogeneità litologica. Essa è stata recentemente reintrodotta nella nomenclatura stratigrafica del Sudalpino recuperando il termine introdotto da WISSMANN (WISSMANN & MÜNSTER, 1841) e successivamente ridefinito da KOKEN (1913). Corrisponde in grossa parte alla Formazione di Dürrenstein di PISA *et alii* (1980), di ZANCHE *et alii* (1993) e di PRETO & HINNOV (2003). Quest'unità litostratigrafica caratterizza una fase importante della storia sedimentaria triassica delle Dolomiti, quale quella del colmamento dei bacini e l'omogeneizzazione della paleotopografia e marca un cambio repentino nella sedimentazione carbonatica associato alla crisi delle piattaforme microbiali cassiane (STEFANI *et alii*, 2010; ROGHI *et alii*, 2010; DAL CORSO *et alii*, 2012, 2015a, 2018; GATTOLIN *et alii*, 2015; JIN *et alii*, 2020) dove giocano un ruolo significativo le variazioni climatiche in senso umido (DAL CORSO *et alii*, 2020) e i forti apporti sedimentari. È presente una marcata differenziazione litologica interna all'unità che ha portato al riconoscimento di più membri (vedi NERI *et alii*, 2007; ZANFERRARI *et alii*, 2013; GIANOLLA *et alii*, 2018), in questo Foglio, per opportunità cartografiche, non distinti separatamente.

La Formazione di Heiligkreuz affiora in diverse aree del Foglio, a Nord della Linea della Valsugana, al tetto della piattaforma Cassiana tra la Forcella di Col Rean e la Sella di Camp. Da qui va a sovrapporsi alle facies bacinali della Formazione di San Cassiano e forma una paretina che si segue dalla Sella di Camp al Crot di Casamatta. Si riconosce nei dintorni di Monte della Grava e al Sass de Formedal. Affiora anche nelle scaglie tettoniche a Sud della Linea della Valsugana vicino a Cibiana di Cadore.

Si riconoscono due associazioni di facies: una che si sviluppa verso il bacino e va a colmare e a omogeneizzare l'articolata paleogeografia carnica a piattaforme e bacini (corrispondente al membro di Borca, HKS₁ e in parte al membro dell'Alpe di Specie HKS₄) e una che si sovrappone a questi ed è diffusa al tetto delle piattaforme cassiane corrispondente al membro delle areniti del Dibona (HKS₂) e al membro del Lagazuoi (HKS₃).

La prima associazione di facies è caratterizzata da calcari dolomitici, dolomie arenacee, areniti ibride ben stratificate, biocalcareni a prevalente componente scheletale, a cui si intercalano livelli pelitici e marne; localmente sono presenti conglomerati, paraconglomerati e arenarie grossolane. Nella zona a Sud del Rifugio Carestiato (parte alta della Valle di Vie) sono presenti banconi metrici di calcareniti oolitico-bioclastiche a stratificazione incrociata a grande scala. Al Monte della Grava, alternati a una successione di calcareniti bioclastiche a stratificazione incrociata sono presenti alla base *patch-reef* a coralli, nella parte alta sono presenti livelli carboniosi ricchi di resti vegetali e paleosuoli con impronte di radici. La presenza di *boundstone* a coralli è documentata anche al Sass de Formedal, dove sono associati ad arenarie ibride caratterizzate da stratificazione incrociata (PISA *et alii*, 1980).

La seconda associazione di facies è anch'essa molto eterogenea: si riconoscono dolomie e calcari dolomitici con oncoliti, dolomie stromatolitiche con interstrati pelitici, arenarie ibride a stratificazione incrociata, peliti grigie e nerastre, arenarie bioclastiche e livelli carboniosi (localmente livelli a carbone di spessore decimetrico). Verso l'alto arenarie ibride e localmente calcari dolomitici e dolomie stratificate.

Lo spessore dell'unità è compreso tra 0 e 150 metri.

Il limite inferiore è netto con SCS e DCS_a, netto anche con le paleoscarpate di DCS con cui giace in rapporto di onlap.

L'ambiente è riferibile ad un sistema misto terrigeno-carbonatico, marino-marginale, che evolve da subtidale a peritidale e poi marino poco profondo che uniforma e sutura la paleogeografia preesistente.

Il contenuto fossilifero è abbondante: si rinvencono coralli in posizione di vita o risedimentati, spugne, echinodermi, bivalvi (*Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN), *Physocardia ogilviae* WÖHRMANN, *Cornucardia hoernigi* BITTNER, *Costatoria vestita* ALBERTI e *Megalodon triquetra* WULFEN), gasteropodi ed abbondanti resti di piante (*Sphenophyta* e *Coniferales*).

Carnico (Julico *p.p.*-Tuvalico *p.p.*).

1.2.25. - *Formazione di Travenanzes (TVZ)*

L'unità è stata formalizzata da NERI *et alii* (2007), in sostituzione dei precedenti termini “Strati di Raibl” (*Raibler Schichten*; FÖTTERLE, 1856; HAUER, 1857; RICHTHOFEN, 1860; HOFMANN, 1972; PISA *et alii*, 1980) o “Raibliano” (LEONARDI, 1967), cui l'unità corrisponde in parte.

Nel settore nordoccidentale del Foglio, forma insieme alla Fm. di Heiligkreuz una vistosa cengia che interrompe il profilo morfologico subverticale dato dai corpi carbonatici delle formazioni dello Sciliar-Dolomia Cassiana e della Dolomia Principale; risulta però per buona parte coperta dai depositi quaternari, fatta eccezione per limitati affioramenti nei dintorni di Forcella di Col Rean e alla base dei Cantoni di Pelsa, mentre è ben esposta sul versante meridionale della Torre Venezia. Limitati ma frequenti affioramenti sono presenti sui versanti meridionali del Gruppo della Moiazza e in piccole valli allungate in senso NE-SW nei pressi del M. Framont. Nelle piccole scaglie tettoniche formate dal Sistema Valsuganese, è presente in lembi a sud ed est di Passo Duran (Colle di Ortat). L'unità affiora frequentemente, ma in maniera discontinua, ai piedi delle pareti dolomitiche delle Cime di S. Sebastiano, del M. Tamer, del M. Castello e a nord di F.lla Moschesin, mentre in Val di Pramper è per lo più sepolta sotto i depositi di falda detritica, fatta eccezione per limitati affioramenti sotto il Rif. Sommariva, nei pressi dell'Acqua della Madonna e a Casera della Meda. È presente anche più a valle, a sud di Forno di Zoldo (Soccampo) e a Casera di Mezzodi (M. Sopra il Sasso), dove mette in evidenza un raddoppio tettonico, nonché ad est del paese, sul versante nordoccidentale del M. Castellin. Piccoli lembi emergono dalla coltre quaternaria nella valle del Rio Bosconero e alla base della parete occidentale dell'omonimo massiccio. Più a nord, chiude la successione carnica lungo i costoni esposti a sud di Quattro Tabia, nei pressi di F.lla Cibiana. Infine, affiora estesamente nel *footwall* della Linea di Pieve di Cadore (Rudine, Costa Guda, F.li di Col Cucco, F.li Duoghi), dove presenta una peculiare litofacies evaporitica (TVZ_a).

L'unità è caratterizzata da una variabilità laterale sia in termini di spessori che in termini di litofacies.

Sul versante nordoccidentale del Gruppo del Civetta, la Fm. di Travenanzes presenta un esiguo spessore ed è caratterizzata inferiormente da arenarie verdastre grossolane, a cemento carbonatico, organizzate in una serie di corpi discontinui (FOIS & GAETANI, 1981) intercalati a peliti rossastre. Nelle depressioni allungate tra il Col Valoriel e il M. Framont si rinvencono alla base banchi conglomeratici, da fini a grossolani, intercalati ad arenarie rossastre medio-fini e intervalli più pelitici, in cui compaiono anche rari livelli di dolomie afanitiche. In tutto il settore nordoccidentale del Foglio, oltre la Linea di Taibon, la serie è superiormente costituita da una fitta alternanza di dolomie grigio chiare, calcari marnosi grigi e verdastri, marne e peliti policrome, con colorazione rossastra prevalente. La parte sommitale è caratterizzata dalla graduale diminuzione della componente terrigena a favore di quella carbonatica, fino al prevalere di dolomie biancastre, comunemente stromatolitiche.

A sud di Passo Duran prevalgono facies a granulometria più grossolana: sono presenti uno o più banchi conglomeratici fluviali (Fig. 28), con base erosiva che taglia la precedente successione terrigeno-carbonatica, marino-marginale (GIANOLLA *et alii*, 1988; DE ZANCHE *et alii*, 1993; BREDA & PRETO, 2011). I ciottoli, ben arrotondati e assortiti, composti da vulcaniti, carbonati, quarzo metamorfico e più raramente areniti, mostrano un'organizzazione da caotica ad iso-orientata, con stratificazione da planare a incrociata (BREDA & PRETO, 2011). I banchi sono separati da livelli lenticolari di arenarie a grana media. In continuità stratigrafica si trovano arenarie fini, spesso di colorazione da verdastro a marron scuro e a stratificazione da planare a incrociata, alternate a peliti varicolori, con intercalazioni conglomeratiche che diminuiscono in potenza e frequenza verso l'alto, fino a scomparire (Fig. 29). Alcuni set di banchi conglomeratici, spessi fino a 6 m, intercalati ai sedimenti terrigeni fini presentano tipiche facies di accrescimento laterale legate a sistemi fluviali meandrici (BREDA & PRETO, 2011). Superiormente, i sedimenti fangosi aumentano in frequenza e potenza; nelle peliti rossastre, sono comuni i noduli carbonatici. Talora si possono trovare noduli di gesso rosato (GIANOLLA *et alii*, 1988). Più a est, sul versante settentrionale delle Cime di S. Sebastiano, in Val di Pramper (Casera della Meda) e verso il Castelin, la successione presenta caratteri simili, sebbene i banchi conglomeratici siano più rari e le marne e le



Fig. 28 - Sequenza di conglomerati a ciottoli ben arrotondati (3-5 cm) organizzati in più livelli che erodono una successione di marne e peliti della Formazione di Heiligkreuz, Formazione di Travenanzes, Sezione di Col d'Ortat (P.so Duran).

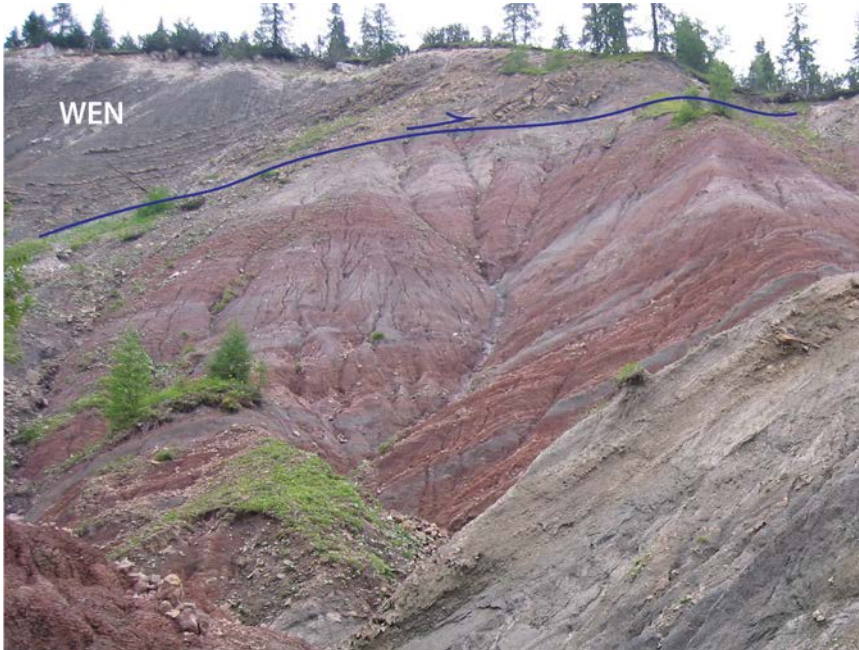


Fig. 29 - Alternanza di conglomerati, arenarie e peliti rossastre di ambiente continentale; locamente livelli caratterizzati da tipiche facies di accrescimento laterale. Formazione di Travenanzes (TVZ). Nella parte alta, per contatto tettonico, arenarie e peliti della Formazione di Wengen (WEN). Sezione di Col d'Ortat (P.so Duran).

arenarie possono assumere colorazioni grigiastre. La parte alta dell'unità è inoltre caratterizzata da alternanze di dolomie biancastre, dolomie afanitiche e stromatolitiche in strati decimetrici, marne e peliti, da verdastre a grigio scure, talvolta con intercalazioni gessose (SIORPAES & GIANOLLA, 1991), con lo spessore degli intervalli silicoclastici che diminuisce fino a ridursi a sottili patine di interstrato.

Il contenuto fossilifero è dato da foraminiferi, gasteropodi e megalodonti di scarsa risoluzione biostratigrafica.

Lo spessore è particolarmente variabile, influenzato dalla superficie di incisione subaerea su cui poggia e da una possibile tettonica carnica, con minimi di pochi metri al limite nordoccidentale del Foglio (Coldai), circa 30 m nell'area del Civetta sudoccidentale e del M. Framont, fino a circa 70 m nelle aree a sud e ad est di Passo Duran ed un massimo di un centinaio di metri nei dintorni di Forno di Zoldo.

Il limite inferiore è netto, talora erosivo con la Fm. di Heiligkreuz; nell'area del M. Civetta può essere erosivo direttamente sulla Dolomia Cassiana.

Il limite superiore è transizionale con la Dolomia Principale, marcato dalla graduale scomparsa dei sedimenti terrigeni fini.

Nel complesso l'unità riflette la transizione da un ambiente essenzialmente alluvionale a un contesto di piattaforma carbonatica epicontinentale (CAGGIATI *et alii*, 2018). La parte inferiore a granulometria più grossolana può essere riferita ad una pianura alluvionale semi-arida, soggetta a *debris flow* durante gli episodi di inondazione da parte di torrenti effimeri (BREDA & PRETO, 2011). Verso l'alto, la serie trasgressiva porta ad ambienti di piana alluvionale distale solcata da fiumi meandriformi e poi ad una piana fangosa costiera, con *terminal splay* che difficilmente riuscivano a giungere a mare, ma anche con saltuari episodi di inondazione marina (BREDA & PRETO, 2011). I frequenti livelli evaporitici che caratterizzano il settore nordorientale (TVZ_a) sono verosimilmente legati alla presenza di una *sabkha* costiera. La parte superiore dell'unità rispecchia ovunque la transizione a un ambiente di piana tidale carbonatica a debole inquinamento terrigeno.

Tuvalico *p.p.*

Litofacies evaporitica (TVZ_a)

A letto della Linea di Pieve di Cadore, dalla Valle di Cibiana fin quasi a Forno di Zoldo, è presente un intervallo caratterizzato da una facies gessosa, simile a quella dell'area carnico-friulana (*cf.* LARGAIOLLI & SEMENZA, 1965; PISA, 1972; VENTURINI, 2009).

Si tratta di gessi e anidriti intercalati a rare dolomie ed abbondanti argille e marne grigie e rosse, solitamente fortemente tettonizzate e deformate. Nell'area del Foglio, queste facies sono state segnalate da OGILVIE GORDON (1934), LEONARDI (1938) e BIANCHIN & SEMENZA (1965).

I fossili sono rari e lo spessore è estremamente variabile, a causa dell'intensa deformazione tettonica, da pochi metri sotto il Castelin (BIANCHIN & SEMENZA 1965), fino ad oltre 250 nel settore a nord del Sassolungo di Cibiana, per poi ridursi a meno di 80 m scendendo verso Valle di Cadore.

Il limite inferiore dell'unità è netto ed erosivo, spesso marcato da una superficie di esposizione subaerea, con la Fm. di Heiligkreuz.

1.2.26. - *Dolomia Principale (DPR)*

La Dolomia Principale (BERRA *et alii*, 2007) rappresenta la potente successione di dolomie di piattaforma del Triassico superiore e venne definita come Dolomia Principale (TARAMELLI, 1883) o *Hauptdolomit* dagli autori di lingua tedesca, a partire da LEPSIUS 1876, applicando la denominazione utilizzata da GÜMBEL (1857) nelle Alpi Bavaresi.

Quest'unità affiora estesamente a sud del Sistema della Valsugana, formando i rilievi principali delle Dolomiti Bellunesi ed è stata attraversata dal Pozzo AGIP Belluno-1. A nord del sistema della Valsugana, nel Foglio essa affiora solo nel settore del gruppo montuoso della Civetta-Moiazza.

Si tratta di una spessa successione di dolomie chiare subtidali microcristalline massicce a Megalodonti, alternate a dolomie stromatolitiche sopratidali, comunemente organizzate in cicli peritidali *shallowing upward*. Nella valle del Piave all'altezza di Soverzene e Fortogna, la Dolomia Principale assume un colore più scuro rispetto alle aree settentrionali del Foglio, assomigliando alle facies presenti anche nella bassa Val Cellina (CARULLI *et alii*, 1998, TROMBETTA *et alii*, 1997).

Nei cicli completi, la parte inferiore subtidale è costituita prevalentemente da micriti e *wackestone-packstone* intra-bioclastici bioturbati, mentre quella superiore (intertidale-sopratidale) è costituita da lamine stromatolitiche planari e ondulate (BOSELLINI & HARDIE, 1988); talora, a tetto ciclo, sono presenti marne verdi e breccioline a clasti neri e/o stromatolitici. Localmente sono presenti facies di più alta energia prevalentemente subtidali, talora con gasteropodi (*Worthenia*) e colonie in posizione di vita di Megalodontacei. Sono comuni livelli bioclastici dovuti a correnti trattive (tempestiti, canali di marea) spessi fino ad oltre un metro ma generalmente centimetrici contenenti tipicamente alghe Dasycladaceae, bivalvi, gasteropodi.

A sud del Sistema della Valsugana, la porzione superiore della Formazione è costituita da dolomie bituminose massicce grigie e nocciola, prevalentemente subtidali, evidenziate da una caratteristica alternanza di strati chiari e scuri, con rare plaghe calcaree, in cui comunque persistono dei livelli stromatolitici (MASETTI & BIANCHIN, 1987): questa porzione è ben esposta nella sezione della Cajada e sulla parete sud della Schiara, dove viene attraversata da tre vie ferrate. Nella sezione della Cajada sono presenti delle doloareniti nella parte alta (CARULLI *et alii*, 1998, TROMBETTA *et alii*, 1997; 1998), seguite da dolomie laminate bituminose di ambiente subtidale caratterizzate da una diminuzione della frequenza delle stromatoliti verso l'alto (175 m) e denominate informalmente "membro della Cajada" (ZAFFONI, 1997). Localmente in questa porzione vi possono essere impregnazioni di bitume secco, come a Forcella Oderz o presso Soverzene, in Val Marzola (ODDONE, 1998).

A Forcella Zana, sui Monti del Sole, il tetto dell'unità è rappresentato da dolomie bituminose, associate a breccie a blocchi decimetrici ("facies carpatica" Auct. DAL PIAZ, 1907, 1912).

Lo spessore della Dolomia Principale a nord del Sistema della Valsugana è di circa 500 m (Civetta, Moiazza), mentre a sud è di un migliaio di metri: non è tuttavia possibile però fare una stima precisa, a causa della mancanza di affioramenti del limite inferiore (RIVA *et alii*, 1990, COSTA *et alii*, 1996, TROMBETTA *et alii*, 1997). Lo spessore dell'unità bituminosa sommitale, ben affiorante ai Piani di Caiada, è circa di 150-200 m.

In corrispondenza del Pozzo AGIP Belluno-1, integrando i dati di superficie con quelli di sottosuolo, risulterebbero circa 2700 m di spessore apparente di Dolomia Principale al nucleo dell'anticlinale Coppolo-Pelf-Frugna: tale valore è poco probabile e suggerisce la presenza di un raddoppio tettonico della successione stratigrafica.

La base della Dolomia Principale, corrispondente al tetto della Formazione di Travenanzes, affiora poco a nord dell'area di studio e mostra delle arenarie e marne rossastre alternate a calcari e dolomie. Più a nord, nel Canale del Piave, la

base della Dolomia Principale è rappresentata dal membro del Monticello, come a Perarolo o a Cibiana di Cadore, a sud della Linea della Valsugana.

In corrispondenza del Bacino di Belluno, al di sopra della Dolomia Principale si trovano le dolomie bacinali scure, fetide, talora con intercalazioni bituminose attribuite al membro della Schiara, qui inclusa nella Formazione di Soverzene. Nell'area del Monte Pelf e nella zona della Cajada, si interpongono livelli di brecce talora selciferi che poggiano sulla Dolomia Principale con contatto erosivo. In corrispondenza del settore orientale della Piattaforma di Trento il limite superiore viene collocato in corrispondenza della scomparsa delle dolomie bituminose alla base delle dolomie saccaroidi del Gruppo dei Calcari Grigi.

A nord del sistema della Valsugana, il limite superiore della Dolomia Principale è dato al passaggio ai calcari retici del Calcare del Dachstein, qui non differenziati rispetto al Gruppo dei Calcari Grigi, con una netta diminuzione degli orizzonti sopratidali.

Questa Formazione, verso oriente viene parzialmente sostituita dalla formazione del Monticello e dalla dolomia di Forni *sensu* TROMBETTA *et alii* (1997).

I fossili tipici di questa Formazione sono i Megalodonti (*Megalodon* sp., *Neomegalodon* sp.). Vengono altresì segnalati *Worthenia contabulata* COSTA, *Avicula exilis* STOPPANI (MOJSISOVIC 1879), *Rhaetina gregaria* SUESS e *Chlamys parolinii* DEL CAMPANA.

I microfossili riconoscibili sono molto rari: è stata segnalata solamente *Gyroporella vesiculifera* LIGNIER da LEONARDI (1967), specie che è presente dal Carnico al Retico (GRANIER & GRGASOVIC, 2000).

L'ambiente deposizionale è quello di una vasta piana tidale: durante il Carnico sup.- Norico inf., le Alpi Venete erano occupate da una vasta piattaforma carbonatica peritidale (Dolomia Principale) delimitata dal Norico sommitale, a occidente e ad oriente, da rampe carbonatiche di raccordo alle aree ad evoluzione bacinale, più profonde e più subsidenti, corrispondenti rispettivamente al Bacino Lombardo e al Bacino Carnico-Bellunese. Rapide fluttuazioni del livello marino erano in grado di sommergere periodicamente le piane tidali, sviluppando i cicli subtidali e sopratidali, come già evidenziato da BOSELLINI (1967b) e BOSELLINI & HARDIE (1988).

L'età di questa formazione è sempre stata attribuita per inquadramento, mancando fossili di significato biostratigrafico. La deposizione di questa spessa pila di dolomie sembra essere avvenuta tra il Carnico superiore (DE ZANCHE *et alii*, 2000, Trombetta *et alii*, 1997; GIANOLLA *et alii*, 2003; 2018; CAGGIATI *et alii*, 2018) e il Retico (BOYER 1913, COSTA *et alii*, 1996). A nord della Linea della Valsugana, il tetto parrebbe essere Retico, vista la presenza di facies simili al Calcare di Dachstein (BERRA *et alii*, 2010), qui accorpato al Gruppo dei Calcari Grigi. A sud del Sistema della Valsugana, il limite Triassico-Giurassico viene solitamente posto al tetto della Formazione, anche se ciò non è suffragato da dati biostratigrafici a causa della forte dolomitizzazione presente.

Membro del Monticello (DPR₆)

Il membro del Monticello (ZANFERRARI *et alii*, 2013) affiora nel settore nord-orientale del Foglio, sul versante occidentale della Croda de Cuze, alla base della Dolomia Principale.

Istituito inizialmente come *Aupa Dolomit* da PISA (1974), venne definito come Dolomia del Monticello da CARULLI *et alii* (1987) nelle Prealpi Carniche, quindi rinominata in formazione del Monticello da CARULLI *et alii* (1998) e poi ripresa in VENTURINI (2009). Normalmente affiora nell'area carnica e gli affioramenti nell'area di Cibiana sono quelli situati più ad occidente.

Si tratta di alternanze di dolomie non laminate e prive di strutture sedimentarie, spesso bituminose, con intercalazioni cicliche di peliti e areniti verdastre fino ad un metro di spessore (Fig.30). Gli affioramenti migliori derivano dall'allargamento della strada forestale che da Cibiana di Cadore porta ai Piani di Dubiea.

Questo membro è fortemente tettonizzato e lo spessore è di circa 100 m. Il limite superiore con la Dolomia Principale non è affiorante, così come il limite inferiore con la Formazione di Travenanzes. Non sono stati osservati fossili in affioramento.

L'ambiente di deposizione è rappresentato da un ambiente marino poco profondo, talora con circolazione ristretta, ancora caratterizzato da *input* terrigeno dalle aree circostanti, transizionale dalla Formazione di Travenanzes alla piattaforma carbonatica della Dolomia Principale.

L'età del membro è Carnico Superiore (Tuvalico) - Norico Inferiore, per inquadramento stratigrafico e sulla base dei dati disponibili in letteratura (VENTURINI 2009; ROGHI & DALLA VECCHIA, 1997; ZANFERRARI *et alii*, 2013; CAGGIATI *et alii*, 2018).

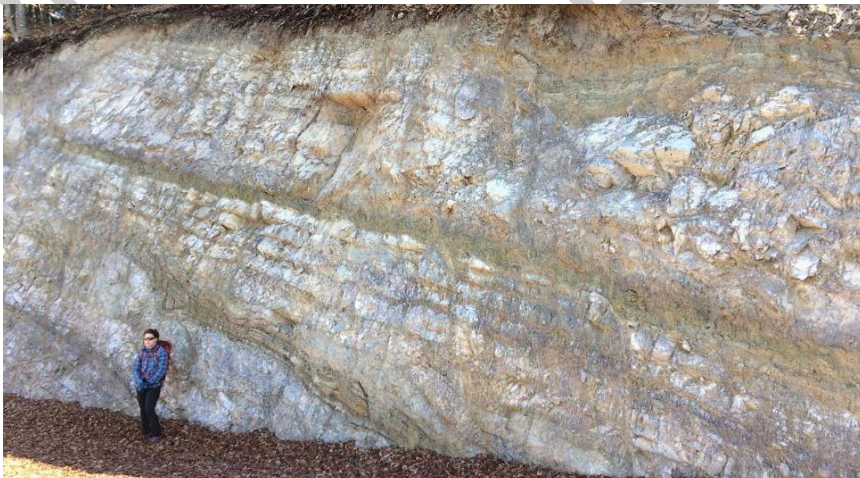


Fig. 30 - Il membro del Monticello, tettonizzato, affiorante lungo la strada che da Cibiana di Cadore conduce ai Piani di Dubiea

1.2.27. - Gruppo dei Calcari Grigi (CG)

Il Gruppo dei Calcari Grigi rappresenta la classica unità di piattaforma carbonatica del Sudalpino centro-orientale e la sua distribuzione è stata condizionata dalla tettonica estensionale del Giurassico Inferiore (MASETTI *et alii*, 1998, AVANZINI *et alii*, 2007b). Nel Foglio Longarone, gli affioramenti del Gruppo sono limitati al settore orientale, con una forte differenziazione tra il settore a nord e a sud della Linea della Valsugana.

A nord della Linea della Valsugana, i Calcari Grigi affiorano nel massiccio montuoso della Civetta-Moiazza e rappresentano l'intervallo Retico-Pliensbachiano, mentre a sud, nelle Dolomiti Bellunesi, rappresentano verosimilmente l'Hettangiano-Pliensbachiano e la porzione retica non è individuabile per la mancanza di *marker* bio e litostratigrafici.

Nella successione del Monte Civetta è infatti possibile bipartire questo intervallo e si può riconoscere una porzione inferiore caratterizzata da calcari chiari subtidali con *Triasina* sp. (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1968) e assimilabile al Calcare del Dachstein. L'intervallo superiore, invece, si può correlare per litologia alla Formazione del Monte Zugna (membro inferiore dei Calcari Grigi di BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971).

A sud della Linea della Valsugana, invece, il Gruppo dei Calcari Grigi è rappresentato da facies dissimili rispetto a quelle classiche della Piattaforma di Trento (Asiago, Lessini) e può essere bipartita: un'unità inferiore equivalente alla Formazione del Monte Zugna ed un'unità superiore calcarenitico-oolitica.

L'unità inferiore è sistematicamente caratterizzata dalla presenza di dolomie saccaroidi ("dolomie farinose grigio-giallastre" di DAL PIAZ (1907), "dolomia cristallina farinosa" in ZENARI (1938), "Dolomia del Nusieda" di CASATI & TOMAI (1969) con un fronte di dolomitizzazione assai ondulato, passante ad una successione di calcari prevalentemente subtidali con *packstones* a peloidi. L'intervallo dolomitizzato è costituito da prevalenti dolomie con grana da media a grossolana (saccaroidi), di colore nocciola o biancastro organizzate in cicli peritidali *shallowing-upward* a scala metrica. La parte basale, è invece caratterizzata da banchi subtidali di spessore metrico. Entro le dolomie possono essere frequenti sacche o livelli di argilliti verdi, con spessore massimo di 20-30 cm. Lo spessore di questa porzione dolomitizzata è estremamente variabile e legata alle ondulazioni del fronte di dolomitizzazione secondaria. La porzione non dolomitizzata è costituita invece da calcari micritici o bioclastici con ooliti, oncoliti, intraclasti e bioclasti, spesso fortemente bioturbati, organizzati in sequenze cicliche submetriche e metriche. Alcune volte possono essere presenti dei livelli stromatolitici a tetto ciclo. Questa successione è organizzata 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). Lo spessore di quest'unità nei Monti del Sole si aggira sui 400-500 m (GENORIA, 1995). A sud della Linea della Valsugana, il limite inferiore del Gruppo è stato posto al passaggio da dolomie fetide grigio-scure compatte a grana

fine e generalmente a stratificazione ben evidente (Dolomia Principale) a dolomie noccia e biancastre saccaroidi a stratificazione poco evidente o plurimetrica. Il passaggio tra il membro inferiore e quello superiore è graduale con la scomparsa degli indicatori di condizioni sopratidali ed un incremento della frazione oolitica.

Il contenuto fossilifero è abbastanza povero e sono state segnalate solo microfane. La sezione del Monte Celso (ARDIZZONI, 1978) registra la presenza di *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA, 1920) che indicherebbe genericamente un'età giurassica inferiore: per inquadramento regionale con la Formazione di Monte Zugna, si può ritenere ragionevole un'età hettangiano-sinemuriana.

L'ambiente di deposizione è di una piattaforma carbonatica prevalentemente subtidale, con episodi di emersione indicati dalla presenza di orizzonti stromatolici e *mud cracks*.

L'unità superiore, denominata informalmente “membro oolitico”, è caratterizzata da una prevalenza di calcareniti oolitiche e a peloidi e somigliante a quanto descritto nel settore delle Vette Feltrine da DALLA BRUNA & MARTIRE (1985), MASETTI & TREVISANI (1992) e KOLCKMANN (1992). Questo membro rappresenta una porzione particolarmente importante per spessore del Gruppo dei Calcari Grigi ad ovest della Valle del Cismon. Si tratta di *grainstones* ad ooidi, peloidi, intraclasti e bioclasti di colore chiaro, in strati solitamente di 1-2 m di spessore. Talora sono visibili anche laminazioni piano parallele o incrociate ed i macrofossili sono limitati a frammenti di spugne calcaree con rari molluschi. La dolomitizzazione è solitamente scarsa. Lo spessore di quest'intervallo nei Monti del Sole si aggira sui 350 m (GENORIA, 1995) e circa 480 m al Monte Celso (ARDIZZONI, 1978). Il limite superiore del Gruppo è netto e corrisponde alla comparsa delle encrinite nell'Encrinite di Fanes Piccola.

L'unità superiore presenta uno scarso contenuto in macrofossili con rari molluschi e frammenti di spugne calcaree. La presenza nella sezione del Monte Celso (ARDIZZONI, 1978) di *Agerella martana* (FARINACCI, 1959), *Involutina liassica* (JONES, 1853) con *Lenticulina* e *Frondicularia* fa presumere un'età pliensbachiana. Il ritrovamento di *Orbitopsella sp.* da parte di CASATI & TOMAI (1969) in una sezione appena fuori dal Foglio, permette la correlazione con l'intervallo comprendente l'Oolite di Loppio, la Formazione di Rotzo e verosimilmente l'Oolite di Massone delle zone tipo del Gruppo dei Calcari Grigi. La presenza, inoltre, dell'Encrinite di Fanes Piccola al tetto permette di limitare l'età al Pliensbachiano superiore.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad un complesso di barre e *shoals* bioclastici che degradano verso il Bacino di Belluno: risulta difficile quindi individuare esattamente un margine topografico della piattaforma, come fatto da MASETTI & BIANCHINI (1987): questo complesso calcarenitico è certamente bordato ad ovest, nell'area dei Piani Eterni, da un alto strutturale dove quest'unità si riduce ad una decina di metri (KOLCKMANN, 1992, RIVA *et alii*, 2008).

1.2.28. - *Encrinite di Fanes Piccola* (FAS)

A Monte Celso, la sommità del Gruppo dei Calcari Grigi è rappresentata dall'Encrinite di Fanes Piccola, unità solitamente caratteristica delle Dolomiti Ampezzane (MASETTI & BOTTONI, 1978; NERI *et alii*, 2007; GIANOLLA *et alii*, 2018) e presente anche nel settore delle Vette Feltrine (DALLA BRUNA & MARTIRE, 1985, MASETTI & TREVISANI, 1992).

Si tratta di calcarenite encrinittiche rosate e biancastre con frequenti stratificazioni incrociate e con rare micriti. Gli strati hanno una scarsa continuità laterale e variano tra 50 e 100 cm. Talora si possono osservare dei *lag* a brachiopodi in cui ARDIZZONI (1978) ha raccolto *Prionorhynchia quinqueplicata* Zieten e *Linguithyris linguata* Böckh. La microfacies è caratterizzata da *packstone/grainstone* a crinoidi, spicole di spugne, foraminiferi a guscio ialino (*Lenticulina sp.*), peloidi e microintraclasti (MASETTI & BIANCHIN, 1987).

I due metri sommitali dell'orizzonte encrinittico sono minutamente permeati da un reticolo di filoncelli sedimentari di spessore centimetrico generati dall'iniezione forzata di micriti rossastre e lamellibranchi pelagici e protoconche di Ammoniti, simili alla Lumachella a *Posidonia alpina* Auct. (CASATI & TOMAI, 1969, MASETTI & BIANCHIN, 1987).

Lo spessore è variabile e raggiunge un valore massimo di 25 m nella sezione del Celso.

Quest'unità si sovrappone al Gruppo dei Calcari Grigi con con contatto netto e al tetto passa altrettanto bruscamente al Calcare del Vajont. Nel Foglio Longarone, l'Encrinite di Fanes Piccola passa lateralmente nel Bacino di Belluno alla litofacies IGNa della Formazione di Igne (calcarenite di Val degli Erbandoli Auct.).

Le encrinittiti alla sommità della formazione sono state considerate da BOYER (1913) di età domeriana (Pliensbachiano superiore) sulla base della fauna a brachiopodi in esse contenuta. Tale attribuzione trova conferma dalla determinazione effettuata da M. Gaetani di alcuni esemplari di brachiopodi provenienti probabilmente dallo stesso livello studiato dall'autore francese (MASETTI & BIANCHIN, 1987). Analoghe attribuzioni che si riferiscono ad altre località delle Dolomiti Bellunesi sono contenute in CASATI & TOMAI (1969).

Come già sottolineato da DELLA BRUNA & MARTIRE (1985), la deposizione di queste unità registra un netto approfondimento ambientale che prelude alla deposizione delle sovrastanti formazioni bacinali (membro superiore del Rosso Ammonitico Veronese, Formazione di Fonzaso, Maiolica); questo settore della Piat-taforma di Trento si è rapidamente evoluto in *plateau* marginale al cui tetto mi-gravano gruppi di *sand waves* encrinittiche sotto la spinta delle correnti tidali che spazzavano il fondo e venivano esportate anche nell'antistante bacino bellunese.

1.2.29. - Formazione di Soverzene (SOV)

La Formazione di Soverzene compare informalmente per la prima volta in un *report* interno di BOSELLINI *et alii* (1973) ed è stata pubblicata per la prima volta da WINTERER & BOSELLINI (1981), descritta quindi da BOSELLINI *et alii* (1981) ed emendata da MASETTI & BIANCHIN (1987). Il primo utilizzo nella cartografia geologica nazionale è fatto da COSTA *et alii* (1996) nel Foglio 063 Belluno. Questa Formazione indica l'intera successione bacinale compresa tra la Dolomia Principale e la Formazione di Igne e riflette la nascita del Bacino di Belluno nel Giurassico Inferiore.

L'originaria definizione di BOSELLINI (1973a) includeva tutte le unità bacinali del Bacino di Belluno, quindi anche l'attuale Formazione di Igne. CASATI & TOMAI (1969) denominarono la parte alta della Formazione come Dolomia Selcifera del Pelf (da non confondere con la "Breccia del Pelf" di BOSELLINI *et alii*, 1981), confondendo la parte bassa dolomitizzata della Formazione di Soverzene come Dolomia Principale.

Lo stratotipo della Formazione è situato a Soverzene lungo la classica sezione di Socchér: l'unità è tuttavia formalizzata in maniera non corretta da DELFRATI *et alii* (2000) poiché la descrizione include anche la Formazione di Igne e lo stratotipo proposto è privo del contatto basale.

La Formazione affiora estesamente a sud della Linea della Valsugana ad est della Linea del Medone, nel dominio paleogeografico appartenente al Bacino Bellunese.

Secondo BOSELLINI (1973a), si tratta di *mudstones* e *wackestones* sottilmente stratificati e selciferi. La formazione è largamente rappresentata da facies euxiniche o di *starved basin*. La parte inferiore è spesso dolomitizzata e bituminosa, quella superiore è calcarea, contiene selce e interstrati marnosi. La Formazione di Soverzene è pure caratterizzata da *slumpings*, breccie, torbiditi carbonatiche e vari altri fenomeni di tipo gravitativo. La microfaccies è rappresentata prevalentemente da lamellibranchi pelagici e radiolari.

La Formazione di Soverzene è costituita da calcari grigi ben stratificati a frattura concoide con letti di selce nera e rossa alla base ed al tetto degli strati. Si tratta di mudstone la cui microfaccies presenta rari lamellibranchi pelagici, spicole di spugna e radiolari con tracce di bioturbazioni. Salendo progressivamente nell'unità, la quantità di marna negli interstrati aumenta fino a dare una facies alquanto caratteristica. Sono visibili, infatti, ritmiche intercalazioni di livelli centimetrici di marne giallastre con calcari bioturbati con associazioni di icniti dei generi *Planolites* e *Chondrites*. Si tratta di *mudstone-wackestone* bruni in strati di 20-40 cm di spessore associati a noduli o letti di selce nera o gialla. La microfaccies è dominata da radiolari e spicole di spugna; sono presenti anche frammenti di echinodermi e foraminiferi a guscio arenaceo.

All'interno della Formazione di Soverzene vi è frequentemente una litofaccies, denominata in passato "Breccie del Pelf" (BOSELLINI *et alii*, 1981), caratterizzata da breccie selciferi caotiche discordanti all'interno della successione, talora associate a depositi di *slumping* o filoni sedimentari, come ai Crep de le Piaie, sul

Pelf. Tali depositi testimoniano una forte instabilità dei pendii sottomarini, legata anche alla presenza di scarpate di faglia.

Lo spessore complessivo della Formazione di Soverzene si aggira sui 350-400 metri, in Val Zoldana (Mezzocanale), sui 250 metri in Val Tovanelle e oltre 800 m in sinistra Piave, evidenziando forti variazioni laterali legati a tettonica sinsedimentaria.

La Formazione di Soverzene poggia sulla Dolomia Principale con contatto transizionale. Nel settore della Schiara, tra la Linea del Medone e la Linea del Marmol, la base della Formazione corrisponde ad un marcato contatto erosivo al di sopra del quale vi è un corpo massivo clinostratificato (litofacies a doloareniti e breccie dolomitizzate; SOV_a). Nelle altre aree del Foglio, il limite inferiore è difficilmente riconoscibile in campagna a causa della cattiva esposizione. Il tetto della Formazione corrisponde al passaggio netto alle alternanze di calcari e marne pelagici della Formazione di Igne, solitamente ancor più evidente quando è presente il membro di Soffranco. Al Monte Coro è parzialmente in *onlap* sul Gruppo dei Calcari Grigi (Fig. 31).

La formazione, secondo MASETTI & BIANCHIN (1987), si chiude in alto con un caratteristico orizzonte, spesso 5 m, di calcari nodulari bianchi contenenti una ricca fauna di ammoniti e di *Aulacoceras*. Questo orizzonte non è sempre visibile per cui il tetto della Formazione è rappresentato dal tetto del membro di Soffranco (SOV₁).

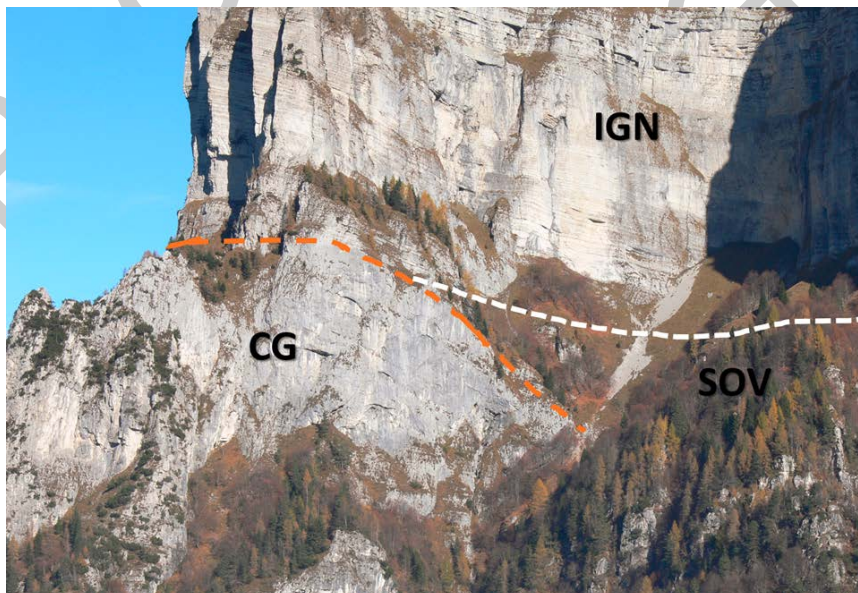


Fig. 31 - Contatto per *onlap* tra la Formazione di Soverzene (SOV) con la sovrastante Formazione di Igne (IGN) e la successione di piattaforma carbonatica dei Calcari Grigi (CG). Monte Coro.

I macrofossili sono abbastanza rari e rappresentati da ammoniti dell'orizzonte sommitale (MASETTI & BIANCHIN, 1987), nonché da ammoniti probabilmente sinemuriane (BOYER, 1913). La componente di microfossili è limitata a radiolari, spicole di spugne e rari bioclasti.

La Formazione di Soverzene è il prodotto dell'accumulo di fanghi di periplatforma sui fianchi e sul fondo del Bacino di Belluno, interposto tra le Piattaforme di Trento e del Friuli. La prima fase (nascita del bacino) corrisponde alla sedimentazione della litofacies a dolomie non selciferi della Formazione di Soverzene (SOV_a). La presenza di livelli bituminosi riflette la circolazione ristretta che aveva questo bacino nelle fasi iniziali. Nella Piattaforma di Trento, nel frattempo, si depositava il Gruppo dei Calcari Grigi, caratterizzato nella sua parte più orientale (Monti del Sole) da una successione calcarea organizzata in cicli subtidali con frequenti intercalazioni bioclastiche.

L'età della Formazione di Soverzene viene riferita all'Hettangiano-Pliensbachiano superiore (BOSELLINI *et alii*, 1981a). La base non è direttamente datata e viene attribuita all'Hettangiano per correlazione con altre aree del Sudalpino. Vicino Forcella Nerville, sul Gruppo della Schiara, al tetto della Formazione è presente un orizzonte ad ammoniti che appartiene alla Zona ad ammoniti a *margaritatus*, Sottozona *subnodosus* del Domeriano (JENKYNs *et alii*, 1985).

Membro di Soffranco (SOV₁)

In alcune aree del Foglio la parte più alta della Formazione di Soverzene è rappresentata dal membro di Soffranco. Inizialmente definito "Calcarenite del Van degli Erbandoli" in ARDIZZONI (1978), venne poi descritto come membro calcarenitico da MASETTI & BIANCHIN (1987).

La sezione tipo è presente nel Van degli Erbandoli, ma si preferisce far riferimento all'area dove vi sono gli affioramenti più continui, cioè nel Canale di Zoldo, a nord di Soffranco. Una sezione di riferimento può essere considerata quella ad est di Mezzocanale, lungo la traccia che sale da Mezzocanale al Campigol d'Endra.

Il membro di Soffranco affiora con continuità lungo il fianco sinistro della Valle del Maè, sino all'abitato di Igne, ove non è più possibile seguirlo a causa della copertura vegetazionale e l'esiguità degli spessori. Un piccolo affioramento di quest'unità, completamente dolomitizzata, è stato trovato anche lungo la carraiccia che risale da Termine di Cadore fino al Col delle Tosatte. La distribuzione di quest'unità sembra essere legata alla presenza di faglie sinsedimentarie che facevano convergere le sabbie oolitiche nelle aree più depresse.

Si differenzia dal soprastante Calcarea del Vajont per l'aspetto più massiccio e per il diverso contenuto micropaleontologico. Si tratta di *grainstones-packstones* bioclastici a frammenti di molluschi, echinidi, foraminiferi bentonici uniseriati, spugne silicee, radiolari e alghe verdi con stratificazione poco evidente di 30-40 cm con frequenti laminazioni piano-parallele. Gli ooidi e i peloidi si presentano abbastanza ben classati, facendo supporre che la selezione sia dovuta al trasporto. Contiene

frammenti di *wackestones* pelagici a radiolari, lamellibranchi pelagici e foraminiferi bentonici. All'interno sono talora presenti clasti poco arrotondati di *grainstone-packstone* oolitici e a peloidi con ooidi radiali (rari) e concentrici (più frequenti). La micritizzazione completa dei grani è frequente, mentre i *micrite envelopes* sono pressoché ubiquitari. Talora questo membro si può presentare completamente dolomitizzato: si tratta di dolomie a tessitura non planare (SIBLEY & GREGG, 1987) con cristalli di dimensione simile (distribuzione unimodale dei cristalli). Possono essere presenti noduli di selce grigia, nera e bianca. Lungo alcune pareti in cui è possibile vedere la stratificazione, è stato identificato un *trend thickening upward*.

Questo membro si presenta molto ricco di microfossili. Sono state osservati frammenti di dasicladacee, foraminiferi bentonici uni- e biseriati. Sono stati riconosciuti valvulinidi, *Agerina martana*, *Siphovalvulina variabilis*, *Ammobaculites sp.*, *Ophtalmidium sp.*, *Lenticulina sp.*, *Pseudocyclammina sp.* e *Spiraloconus sp.*

Un brusco aumento della subsidenza in questo settore del Sudalpino a partire dal Pliensbachiano medio, permise lo sviluppo di *shoals* oolitici sui margini della Piattaforma di Trento. In questo caso, la Piattaforma cominciò ad esportare ingenti quantità di bioclasti, risedimentandole nell'adiacente bacino. Si trattava di barre e *shoals* sabbiosi che si impostarono sui sottostanti fanghi di scarpata secondo una sequenza deposizionale *shallowing upward*. Questa successione è tempo-equivalente della porzione sinemuriano-pliensbachiana del Gruppo dei Calcari Grigi.

Il membro di Soffranco contiene pochi fossili utili alla determinazione biostratigrafica. Il microfossile più significativo è sicuramente *Agerina martana* Farinacci, la cui distribuzione è limitata al Pliensbachiano (FUGAGNOLI & LORIGA BROGLIO, 1998). Gli altri foraminiferi bentonici (e.g. *Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE) hanno una distribuzione troppo ampia per essere significativi. Per correlazione con la successione delle Vette Feltrine, è quindi possibile assegnare un'età pliensbachiana (Carixiano- Domeriano *p.p.*) (BROGLIO LORIGA *et alii*, 1991).

Lo spessore delle calcareniti si riduce da nordovest verso sudest, passando da circa 100 metri a Mezzocanale fino a circa 10 metri ad Igne: le maggiori variazioni sembrano essere collegate alla presenza di faglie sinsedimentarie lungo la Valle del Maè.

Litofacies a dolomie non selcifere (SOV_a)

(Dolomia della Schiara Auct.)

Nella parte orientale del Gruppo della Schiara, dalla Cima del Burel fino a quasi la Gusela del Vescovà, affiora un'unità caratterizzata da dolomie grigio scure e marrone scuro, sovente bioturbate, talora brecciate, prive di selce (Fig. 32). La parete meridionale della Schiara con la netta superficie erosiva che separa la Formazione di Soverzene dalla Dolomia Principale. Sono inoltre visibili anche delle clinoforni nella Formazione di Soverzene, qui solitamente costituita da breccie selcifere o non selcifere (SOV_a). Quest'unità è spesso brecciata e coinvolta in scivolamenti intraformazionali che denotano una batimetria complessa, controllata anche dalla pre-

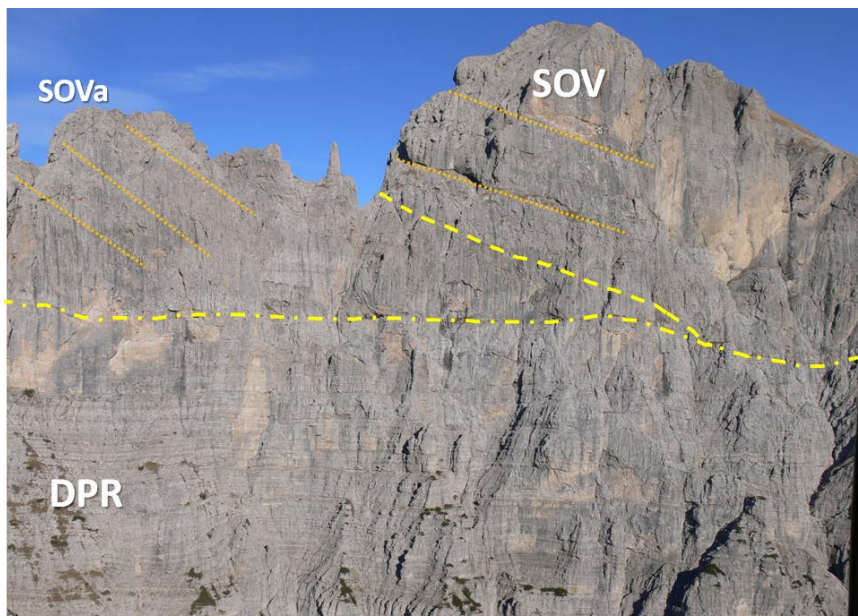


Fig. 32 - La parete meridionale della Schiara con la netta superficie erosiva che separa la formazione di Soverzene dalla Dolomia Principale. Sono inoltre visibili anche delle clinoforni nella Formazione di Soverzene, qui solitamente costituita da breccie selcifere o non selcifere (SOVa)

senza di scarpate di faglia. Nel Vaio (Van) della Schiara sono presenti anche alcuni olistoliti decametrici di dolomie in grossi banchi, verosimilmente derivanti dallo smantellamento della coeva piattaforma dei Calcari Grigi. Vicino alla Forcella Tissi, ad Est della Cima del Burel, è presente anche un blocco di dolomie saccaroidi chiare con evidenze di stratificazione incrociata, probabilmente derivante anch'esso dalla piattaforma dei Calcari Grigi. Non sono stati osservati macrofossili di sorta.

Tale unità, definita “Dolomia della Schiara” da MASETTI & BIANCHIN (1987), rappresenta una facies basale atipica della Formazione di Soverzene. Secondo la definizione di Costa *et alii* (1996), rappresenta il membro basale non selcifero interposto tra la Dolomia Principale e i calcari selciferi della Formazione di Soverzene.

Lo spessore di quest'unità è di poco superiore ai 200 m ed è confinata solo ad un settore specifico del gruppo montuoso della Schiara.

La base dell'unità è caratterizzata da un evidente contatto erosivo con le facies bituminose sommitali della Dolomia Principale ed è organizzata in clinoforni dirette verso NE. Il tetto è graduale con il passaggio alla Formazione di Soverzene s.s. in corrispondenza della comparsa di selce e di breccie a clasti selciferi.

L'età è Hettangiano-Sinemuriano per inquadramento stratigrafico.

L'ambiente deposizionale è riferibile a cunei clastici bacinali, vicino a faglie sinsedimentarie con alto rilievo morfologico.

1.2.30. - Formazione di Igne (IGN)

La Formazione di Igne è stata istituita da CASATI & TOMAI (1969) senza una sezione tipo, caratterizzandola come “*unità poco potente costituita da calcari marnosi grigio-giallastri, calcari selciferi grigi e marne grigio-plumbee a laminazione parallela, contenenti lenti di calcari marnosi nodulosi rossi in facies di Rosso Ammonitico*”. Originariamente, la definizione formazionale includeva anche buona parte della Formazione di Soverzene. Successivamente la definizione del limite inferiore è stata emendata da BOSELLINI *et alii* (1981) e da MASETTI & BIANCHIN (1987) e definitivamente sancita in DELFRATI *et alii* (2000). Storicamente questa formazione è sempre stata denominata come Lias superiore (CASTIGLIONI *et alii*, 1940) o Lias selcifero (BOSELLINI, 1973b).

La Formazione è poco evidente sul terreno a causa della sua elevata erodibilità e, frequentemente, dà origine a cenge in gran parte delle Dolomiti Bellunesi ad est della Linea del Medone e a sud della Linea della Valsugana. Infatti, questa Formazione sviluppa una caratteristica cengia presente sotto le ripide pareti del Calcare del Vajont, ben visibile lungo tutta la bassa Valle del Maè.

All'interno del Foglio, la Formazione di Igne è caratterizzata da una certa eterogeneità litologica, che ha come denominatore comune la presenza più o meno abbondante di marna. Questa formazione presenta una grande variabilità laterale come conseguenza sia di scivolamenti intraformazionali intervenuti nella sua porzione inferiore, sia di troncature erosive a vari livelli nella parte superiore, legata a tettonica sinsedimentaria giurassica.

La Formazione di Igne può essere suddivisa in cinque unità informali (MASETTI & BIANCHIN, 1987, GEYER, 1993):

- I Alternanza calcari-marne I: Alternanze cicliche con ritmi di circa 50 cm di marne e calcari marnosi grigi o giallastri talora selciferi per uno spessore di 35-50 m. Si tratta di micriti a spicole di spugna, radiolari e lamellibranchi pelagici. Affiora estesamente lungo la SS 251 vicino al paese di Igne e lungo la Valle del Maè.
- II Livello a *black shales*: peculiarità della Formazione di Igne è di avere al suo interno un livello discontinuo, ma molto evidente, di scisti neri o *black shales*. I migliori affioramenti sono quelli della sezione di Longarone, situata sulla strada statale dismessa che da Pirago porta verso la Val di Zoldo (JENKYNs *et alii*, 1985, CLAPS *et alii*, 1995, 1996, BELLANCA *et alii*, 1999) e dalla sezione situata nella Gola del Vajont (JENKYNs *et alii*, 1985, FARRIMOND *et alii*, 1994). Si tratta di *black shales* (“*marnes noires*” di BOYER, 1914) contenenti normalmente scaglie di pesci, con micrite e minerali argillosi come illite e smectite che dominano la frazione fine; il contenuto di carbonio organico varia tra l'uno ed il tre per cento (JENKYNs *et alii*, 1985). I *black shales* sono attribuibili ad un evento anossico a scala globale (JENKYNs & CLAYTON, 1986, JENKYNs, 1988) conosciuto come Early Jurassic Toarcian OAE (T-OAE; ~183 Ma). Sono presenti, inoltre, dei grani fosfatici, derivanti probabilmente da ossa di vertebrati. Lateralmente questo orizzonte può scomparire o cambiare litologia: sotto le

pareti del Calcare del Vajont del Col Pedona, lungo la Valle del Maè, il livello a *black shales* si presenta come un livello molto marnoso grigio scuro non stratificato dello spessore di circa un metro. Al Col d'Are, invece, i *black shales* si presentano sotto forma di calcari silicizzati marrone, grigio se freschi, ben laminati dello spessore di una cinquantina di centimetri;

- III Alternanza calcari-marne II: Si tratta di alternanze in cicli decimetrici (10-20 m) di marne e calcari marnosi grigi e rossastri talora selciferi. Questo aspetto bicolore era stato notato anche da MOJSISOVICS (1879) denominandolo "*Fleckenmergen-Facies*" ("facies a marne variegate"). Si tratta di micriti a spugna, radiolari e lamellibranchi pelagici che ricordano vagamente la facies della Maiolica. Lo spessore di questa unità sembra essere di circa un centinaio di metri. Questa unità è visibile lungo la vecchia SS 251, tra Pirago ed Igne, e lungo le cenge che cingono le pareti della Valle del Maè. Appena a sud del Col d'Are, nella Valle del Maè, in questa unità è stato identificato un livello di breccie spesso 1,5 metri con clasti debolmente arrotondati provenienti dal membro di Soffranco (SOV₁) immersi in una matrice calcareo-marnosa, verosimilmente connesso al denudamento di scarpate di faglia giurassiche nel Bacino di Belluno.
- IV "rosso ammonitico bellunese" *Auct.*: all'interno di questa Formazione, al di sopra delle alternanze cicliche di calcari e marne, è presente un caratteristico livello discontinuo di calcari nodulari marnosi rossi in facies di Rosso Ammonitico di pochi metri di spessore. Sul Col delle Tosatte, questa unità è grigia. La microfacies è caratterizzata da una grande abbondanza di lamellibranchi pelagici ("*Posidonia alpina*"). Questo orizzonte è stato definito "rosso ammonitico bellunese" da AUBOUIN (1964) e BENIGNI *et alii* (1982). Il livello ad ammoniti della Formazione di Igne è già stato segnalato da MOJSISOVICS lungo la strada della valle del Maè ancora nel 1879 e denominato come "Igne" da BOYER (1914). Questo orizzonte è stato datato ed esaminato nel dettaglio da JENKYNs *et alii* (1985), che gli hanno attribuito un'età toarciana inferiore (zona a *bifrons*, subzona a *sublevisoni*). Questo orizzonte è caratterizzato da abbondanti faune ad ammoniti, e in particolare di *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE, 1789, MOJSISOVICS, 1879, BOYER, 1914). Lo spessore del livello, quando presente, è di circa 1,5 metri. Questo si riduce di spessore (min. 20 cm) tra Igne e Soffranco per poi ritornare a circa 1,5 metri sopra Soffranco. A Soffranco, il livello nodulare si presenta molto meno marnoso e di colore grigio, tale da risultare difficilmente distinguibile nella successione. Nella parte settentrionale del Monte Serva, vicino a Casera Breghe, il livello di sfrangia in due orizzonti rossi molto vicini e debolmente nodulari.
- V Calcari a filamenti: ad Igne e lungo tutto il fianco sinistro della Valle del Maè, tra il "Rosso Ammonitico Bellunese" ed il Calcare del Vajont, è presente un intervallo spesso circa 40 metri di *mudstone* grigi e giallastri a frattura concoide con rari radiolari e lamellibranchi pelagici e/o di *packstone-wackestone* laminati a lamellibranchi pelagici con frequenti noduli di selce nera. La microfacies degli intervalli laminati è caratterizzata da una gran quantità di *Bositra buchi* Roemer, con i gusci isoorientati a formare intervalli laminati legati a correnti di fondo (MASETTI & BIANCHIN, 1987).

Non tutte queste unità possono essere presenti: la seconda e quarta unità possono essere, infatti, assenti o cambiare di facies.

All'interno delle unità più ricche di marne non sono rari gli *slump* e i filoni sinsedimentari. Gli *slump*, già segnalati da BOSELLINI (1967a) e da JENKYNs *et alii* (1985), si notano particolarmente lungo la strada statale nella Valle del Maè. I filoni, invece, sono ben evidenti a Soffranco e vicino Pirago (BOSELLINI 1967a, BOSELLINI *et alii*, 1981, DOGLIONI, 1990).

Lo spessore di questa Formazione è estremamente variabile ed è compreso tra 0 e 200 metri, 140 secondo CASATI & TOMAI (1969), 55 m a Soverzene, un centinaio di metri sulle Cime de Zita (ARDIZZONI, 1978), legato sia alla paleotopografia che alla profondità della troncatura erosiva al tetto. L'orizzonte a *black shales* può avere spessore variabile, massimo fino a 17 m, fino a scomparire, a causa delle asperità topografiche del fondo marino. Il cosiddetto "rosso ammonitico bellunese" può essere localmente assente. La mancanza di questi orizzonti è legata all'instabilità tettonica del Bacino di Belluno nel Lias superiore-Dogger inferiore testimoniata da numerosi filoni sinsedimentari.

La Formazione di Igne è limitata inferiormente dalla Formazione di Soverzene e superiormente dal Calcare del Vajont. La base della Formazione corrisponde alla rapida transizione dalle calcareniti bioclastiche del membro di Soffranco alle micriti marnose sottilmente stratificate (Fig. 33). Dove tale membro è assente, risulta molto più difficile la corretta identificazione del limite. Tale passaggio è infatti marcato da un aumento della marna e dalla presenza di evidenti lumachelle a *Bositra buchi*: la marna è presente anche nella parte alta della Formazione di Soverzene ed i lamellibranchi non sono sempre presenti neppure nella Formazione di Igne. L'applicazione del criterio descritto da DELFRATI *et alii* (2000), ovvero l'identificazione dell'orizzonte ad *Aulacoceras* al tetto della Formazione di Soverzene è di difficile applicazione nella maggior parte delle zone di affioramento, eccezion fatta per Forcella Nerville ed il Monte Cervoi, nel Gruppo della Schiara.

Nella sua parte superiore, invece, la Formazione di Igne è spesso troncata, anche profondamente, dall'arrivo delle prime torbiditi oolitiche del Calcare del Vajont.

La Formazione di Igne è presente in tutta l'area di studio con notevoli variazioni al suo interno. Verso occidente, la parte bassa di questa Formazione è coeva delle encriniti che ricoprono la Piattaforma di Trento (MASETTI & BIANCHIN, 1987). Alcuni livelli di *black shales* toarciiani sono stati identificati anche nel settore delle Vette Feltrine della Piattaforma di Trento (DAL PIAZ, 1907, JENKYNs *et alii*, 1985, D'ALBERTO *et alii*, 1995).

Il contenuto fossilifero è estremamente variabile ed è contraddistinto dall'abbondanza di lamellibranchi pelagici. Nella successione sono segnalate numerose ammoniti da BOYER (1914) e JENKYNs *et alii* (1985): *Dactyloceras* (*Eodactylites*) *polymorphum* CUVIER, *Dactyloceras* sp., *D. cf. anguiforme* BUCKMAN, *Harpoceras* sp. ind., *Hildoceratoides propeserpentinus* BUCKMAN, *Hildoceras orthus* BUCKMAN, *Hildoceras sublevisoni* FUCINI, *Noedicoeloceras* sp. ind., *Mercaticeras* sp., *Lytoceras* sp., *Calliphylloceras* sp.



Fig. 33 - Il passaggio tra il membro di Soffranco (SOV₁, in basso) e la Formazione di Igne (IGN) sulle pareti delle Pale Coleghe, Cima della Serra. La parete più alta è costituita dal Calcare del Vajont.

L'ambiente deposizionale della Formazione di Igne rappresenta la continuazione della sedimentazione bacinale già instaurata in tutta l'area bellunese con la Formazione di Soverzene. L'incremento della frazione marnosa si può spiegare con la riduzione dell'esportazione di fango carbonatico dalle vicine piattaforme; l'evento Toarciano provoca infatti il definitivo annegamento della vicina Piattaforma di Trento (MASETTI & BIANCHIN, 1987).

L'età della Formazione di Igne è compresa tra il Pliensbachiano superiore e si estende fino al Bajociano (COBIANCHI, 2002). Riferimenti biostratigrafici certi si hanno per la base della Formazione (MASETTI & BIANCHIN, 1987) e per il "rosso ammonitico bellunese" (BOYER, 1914, JENKYNs *et alii*, 1985). BOYER (1914) segnala di aver trovato ammoniti aaleniane appena al di fuori dell'area di studio (M. Buscada). Lo studio dei nannofossili calcarei ha permesso di meglio definire l'intervallo al Toarciano-Bajociano (COBIANCHI, 2002); nella zona di Pirago, dove il Calcare del Vajont ha eroso il tetto della Formazione di Igne, la sommità di quest'ultima è aaleniana.

Litofacies della calcarenite del Val degli Erbandoli (IGN_a)

La litofacies della calcarenite di Val degli Erbandoli è stata inizialmente distinta in ARDIZZONI (1978) e BOSELLINI *et alii* (1981), quindi emendata e descritta più estesamente da MASETTI & BIANCHIN (1987).

I migliori affioramenti sono situati nella Valle (o Van) degli Erbandoli, in cui affiorano sia i contatti di tetto che di letto e dove lo spessore dell'unità è massimo.

Si tratta di una successione di calcareniti encrinitiche, consistente in *grainstones-packstones* a crinoidi e peloidi organizzate in strati regolari di 30-40 cm. La selce è diffusa, spesso organizzata in letti, e talora la silicizzazione permea interi strati. Sono presenti laminazioni piano parallele e più raramente incrociate. La parte sommitale dell'unità si chiude con dei calcari rosati, leggermente nodulari, poco più marnosi della serie sottostante.

Questo corpo di calcareniti ha il massimo spessore (100 m) in corrispondenza dell'area tipo (Val degli Erbandoli), adiacente la terminazione orientale della Piattaforma di Trento, e decresce il proprio spessore fino a scomparire a circa 7 km dal margine.

L'abbondanza della frazione encrinitica consente di correlare verso ovest questa litofacies all'Encrinite di Fanes Piccola, depostasi al di sopra della Piattaforma di Trento, mentre verso est è correlabile con la parte basale della Formazione di Igne.

Il contenuto fossilifero è rappresentato prevalentemente da crinoidi, foraminiferi bentonici e spicole di spugna.

L'ambiente di sedimentazione è rappresentato dall'area marginale della Piattaforma di Trento: le *sand waves* dell'Encrinite di Fanes Piccola venivano risedimentate nell'antistante bacino di Belluno sotto forma di depositi torbiditici.

L'età di questo membro è attribuita alla parte sommitale del Pliensbachiano per inquadramento stratigrafico e correlazione con le formazioni eteropiche.

1.2.31. - *Calcarea del Vajont* (OOV)

Il Calcarea del Vajont è stato istituito da MARTINIS & FONTANA nel 1968 mentre precedentemente in letteratura era indicato genericamente come "Ooliti" (MOJSISOVICS, 1879, TARAMELLI, 1880) e "Calcari Oolitici" (CASTIGLIONI *et alii*, 1941), è stato poi formalizzato in DELFRATI *et alii* (2002).

Lo stratotipo è situato in corrispondenza della gola del Torrente Vajont, situato all'estremità orientale del Foglio (MARTINIS & FONTANA, 1968). Sezioni di riferimento possono essere considerate anche quelle di Soccher (MARTINIS & FONTANA, 1968) e della Valle dell'Ardo (CASATI & TOMAI, 1969), a cavallo tra i fogli Longarone e Belluno.

Il Calcarea del Vajont affiora a sud della Linea della Valsugana ed a est della valle del torrente Cordevole. Gli affioramenti più evidenti si trovano nella zona di Longarone e lungo il Canale del Maè, dove formano solitamente pareti verticali.

Si tratta di una potente e monotona successione di *grainstones* e *packstones* oolitici, in genere fossiliferi e ricchi di intraclasti. Le ooliti sono generalmente micritizzate e presentano una struttura concentrica. Il colore è grigio e grigio nocciola con una patina superficiale biancastra. La roccia è compatta ed a frattura irregolare, a stratificazione indistinta o in banchi potenti da uno a quattro metri. Presentano talora laminazioni parallele nella parte alta degli strati; molti strati

sono amalgamati (sabbie oolitiche su sabbie oolitiche) (BOSELLINI *et alii*, 1981b, MASETTI & BIANCHIN, 1987). Ad est della Valle del Piave è frequente osservare anche degli intraclasti costituiti da micriti scure (“*mud chips*”, BOSELLINI *et alii* 1981a, 1981b, RIVA *et alii*, 1990, ZEMPOLICH & HARDIE, 1991) e dei pisoidi in grado di raggiungere 1 cm di diametro.

Sono presenti delle masse lenticolari di dolomie secondarie saccaroidi, come a Pirago (TARAMELLI, 1880), a Igne e nella porzione terminale della valle del Vajont (ZEMPOLICH & HARDIE, 1997, BISTACCHI *et alii*, 2015, CORTINOVIS *et alii*, 2015). Nella parte inferiore della Formazione si trovano un certo numero di banchi molto brecciati con alcuni letti carboniosi interstratificati (BOYER, 1914). Questi banchi, più scuri e molto più compatti e tenaci, sono generalmente silicizzati (CASATI, 1970), e non contengono tracce di dolomite (CASATI & TOMAI, 1969). Associati ai banchi scuri sono stati trovati tronchi fossili (LEONARDI, 1953).

Nell'area del Foglio, lo spessore del Calcere del Vajont varia tra 0 e oltre 400 metri, fino a scomparire in corrispondenza del margine della Piattaforma di Trento. Gli spessori minimi sono stati riscontrati nel settore occidentale del Foglio, mentre quelli massimi sono presenti nella zona di Soverzene. La sezione tipo misura 370 m (MARTINIS & FONTANA, 1968).

La tendenza di questa Formazione sarebbe di operare un livellamento topografico dei fondali marini (MASETTI & BIANCHIN, 1987), in cui vi è tettonica sin-sedimentaria registrata dalla presenza di filoni sedimentari, scarpate di faglia (p. es. il “canale” di Pirago, ABBOTS, 1989) e di importanti discordanze (Monte Salta).

La base presenta un contatto da transizionale a paraconcordante da debolmente a fortemente erosivo (Fig. 34) al di sopra della Formazione di Igne del Bacino



Fig. 34 - Contatto fortemente erosivo del Calcere del Vajont sulla Formazione di Igne presso l'abitato di Igne.

di Belluno. In alcuni casi è possibile osservare delle canalizzazioni controllate dalla presenza di faglie nella sottostante Formazione di Igne (Pirago) oppure delle vere e proprie discordanze angolari (versante nord del Monte Salta).

Il contenuto fossilifero di questa formazione, caratterizzato da scarsi macrofossili (BOYER, 1914), risulta dal mescolamento di faune pelagiche con quelle di piattaforma e acqua bassa (KOLCKMANN, 1992). In letteratura vi è un po' di confusione circa il contenuto micropaleontologico, a causa dell'incorporazione degli intervalli calcarenitici della Formazione di Fonzaso nel Calcarea del Vajont. Nel pozzo Belluno 1 sono stati identificati *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautilocolina oolithica* MOHLER, *Trocholina* sp., *Lituolidae*, *Valvulinidae*, *Miliolidae*, *Verneuilidae*, *Textulariidae*, *Ophthalmidiidae*, *Pseudocyclamina* sp., echinidi, crinoidi, lamellibranchi, gasteropodi, briozoi, coralli, alghe calcaree e coproliti. Nella stessa descrizione compare anche *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, che appare però incompatibile per età con il Calcarea del Vajont (Oxfordiano secondo CHIOCCHINI *et alii*, 2019) e, verosimilmente, è legata alla porzione calcarenitica della Formazione di Fonzaso.

Una nota a parte è rappresentata dai ritrovamenti di tronchi fossili silicizzati (*Araucariopitys leonardiana* CHARRIER, *Dadoxylon*, *Cedroxylon* sp.), anche di considerevoli dimensioni, trovati nel corso di alcune ricerche condotte da Piero Leonardi nella zona della cava di Olangreghe, presso Castellavazzo (LEONARDI 1953, CHARRIER, 1959): tali fossili vegetali sono comuni in alcune aree al di fuori del Foglio, come in Val Cellina e nei Monti dell'Alpago.

Il Calcarea del Vajont è il prodotto della risedimentazione gravitativa di carbonati di piattaforma nel Bacino di Belluno mediante correnti di torbida ad alta densità (BOSELLINI & MASETTI, 1972, ABBOTS, 1989, BOSELLINI, 1989). Alla base della scarpata della Piattaforma Friulana, che rimase un'area poco profonda, un grande apron oolitico sottomarino aggradava nel Bacino di Belluno (ABBOTS, 1989, ZEMPOLICH & ERBA, 1999), raggiungendo localmente circa 1000 metri di spessore (WINTERER & BOSELLINI, 1981). Le ooliti così prodotte non hanno mai subito processi di diagenesi precoce in acque superficiali (ZEMPOLICH & HARDIE, 1997), permettendo così una fortissima compattazione dei depositi (KOLCKMANN, 1992).

Vari autori hanno proposto ipotesi sul controllo eustatico e paleoambientale sul Calcarea del Vajont. La quantità di ooliti prodotte ha fatto pensare che la Piattaforma Friulana si sia trasformata temporaneamente durante una trasgressione di età aaleniano-bajociana (ZEMPOLICH & ERBA, 1999) in una "Oolite Factory", dismessa da un brusco abbassamento del livello marino (BOSELLINI *et alii*, 1981). La produzione delle ooliti, infatti, era favorita nei periodi di *highstand* dalla abbondante circolazione marina sulla piattaforma: gli ooidi, per formarsi, richiedono acqua a salinità normale e caratterizzata da una buona energia idrodinamica (HANFORD & LOUCKS, 1993).

La datazione del Calcarea del Vajont è sempre stata problematica e legata alla rarità di fossili di alto valore biostratigrafico. Inizialmente, questa formazione è stata attribuita genericamente al Giurassico Medio ("Dogger") per posizione stratigrafica. Studi più recenti hanno utilizzato i nannofossili per attribuire l'età con maggiore accuratezza (COBIANCHI, 2002): il tempo di sedimentazione di questo

gigantesco corpo torbiditico è abbastanza breve, spaziando dal Bajociano superiore fino al Bathoniano medio (PICOTTI & COBIANCHI, 2017), intervallo in cui la progradazione ha permesso di ricoprire localmente anche il margine bellunese della Piattaforma di Trento.

1.2.32. - Formazione di Fonzaso (FOZ)

La Formazione di Fonzaso (BOSELLINI *et alii*, 1981) nasce come Calcere Selcifero di Fonzaso (BOSELLINI & DAL CIN, 1968) e viene usata per la prima volta nella cartografia nazionale nel Foglio 63 Belluno (COSTA *et alii*, 1996). Lo stratotipo della Formazione si trova fuori Foglio, a Ponte Serra, tra Sovramonte (BL) e Lamon (BL). Nell'area del Foglio Longarone, la Formazione di Fonzaso era originariamente inclusa nel Calcere di Soccher (Livelli 1-2 della sezione di Casso in GNACCOLINI, 1968) e le sezioni più rappresentative sono quelle di Casso e di Socchér. Quest'unità è considerata parzialmente equivalente al membro intermedio selcifero del Rosso Ammonitico Veronese (CLARI *et alii*, 1987, RAM in MARTIRE *et alii*, 2006, MARTIRE, 2007).

La Formazione di Fonzaso affiora in tutta l'area a sud della Linea della Valsugana, formando una caratteristica cengia sopra il Calcere del Vajont e al di sotto delle ripide paretine del Rosso Ammonitico Veronese (ARV).

Si tratta di *mudstones* e *wackestones* grigi, talora debolmente rosati (Val Vescovà), sottilmente stratificati a radiolari con frequenti liste e noduli di selce nera, gialla e rossa. La microfacies è caratterizzata da abbondanti spicole di spugna e radiolari. Si notano frequentemente delle sottili laminazioni, spesso silicizzate. Più raramente, nella successione sono stati invece osservati degli strati più spessi e chiari, interpretabili come torbiditi bioclastiche. All'interno della successione, inoltre, sono presenti dei caratteristici livelli bentonitici di spessore centimetrico, considerati da HENDRON & PATTON (1985; 1986) come i principali livelli di scollamento della frana del Vajont e identificati già in altre aree delle Alpi Venete (BERNOULLI & PETERS, 1970, PELLENARD *et alii*, 2013).

Nell'area del Foglio, lo spessore di questa Formazione è variabile e varia da 20 m a oltre 45 nella sezione di Casso (GNACCOLINI, 1968).

Si sovrappone con un contatto abbastanza netto sul Calcere del Vajont, con una repentina scomparsa delle torbiditi oolitiche. Superiormente, il limite con il Rosso Ammonitico Veronese è transizionale, ma rapido, e corrisponde alla comparsa di calcari più o meno nodulari grigi o rossi.

La Formazione di Fonzaso è abbastanza povera dal punto di vista macropaleontologico: sono stati osservati solo alcuni belemniti. In letteratura è segnalato il ritrovamento di *Belemnites hastatus* dell'Oxfordiano, di grossi aptici e di *Perisphinctes cf. luciae* (BOYER, 1914) ad Olanreghe. I microfossili più abbondanti sono sicuramente i radiolari, le *Caenosphaerae* e, subordinatamente, i foraminiferi bentonici a guscio arenaceo.

La Formazione di Fonzaso registra un radicale cambiamento nella sedimentazione del Bacino di Belluno. La produzione delle torbidite oolitiche del Calcare del Vajont viene bruscamente interrotta, generando una sottoalimentazione del bacino, profondo oltre 400 metri (WINTERER, 1998). La sedimentazione diventa pelagica con la deposizione di calcari e fanghi a radiolari, saltuariamente intercalati con qualche torbidite calcarenitica di spessore decimetrico. Divengono inoltre frequenti le laminazioni piano parallele legate a correnti di fondo.

Le torbidite presenti nella Formazione di Fonzaso hanno una composizione differente rispetto al Calcare del Vajont e questo riflette l'attivazione della nuova scogliera ad *Ellipsactiniae* sul margine della Piattaforma Friulana a Polcenigo e in Val Cellina (CUVILLIER *et alii*, 1968, SARTORIO, 1987, VENTURINI, 2009).

L'assenza di fragmoconi di ammoniti e la presenza di altri fossili a guscio calcitico (aptici, lamellibranchi e belemniti) suffragano l'ipotesi di un generale innalzamento della profondità di compensazione dell'aragonite (ACD) nei bacini tetidei, formulata per la prima volta da BOSELLINI & WINTERER (1975) e ripresa da WINTERER & BOSELLINI (1981).

L'età della Formazione è stata determinata mediante l'uso di radiolari (BAUMGARTNER *et alii*, 1995, BECCARO *et alii*, 2002) e nannofossili (COBIANCHI, 2002, PICOTTI & COBIANCHI, 2017). La base viene attribuita al Bathoniano superiore-Calloviano inferiore nella sezione della diga del Vajont (BAUMGARTNER *et alii*, 1995, 2002; PICOTTI & COBIANCHI, 2017). Il tetto invece viene attribuito al Kimmeridgiano (COBIANCHI, 2002).

1.2.33. - Rosso Ammonitico Veronese (ARV₃)

Il Rosso Ammonitico Veronese è un'unità stratigrafica storica delle Alpi Venete (MARTIRE *et alii*, 2006, MARTIRE, 2007), il cui membro superiore è stato riconosciuto solo tardivamente nell'area del Foglio Longarone e, più in generale, nel Bacino Bellunese. Originariamente venne incluso nel Calcare di Soccher nell'originaria definizione di GNACCOLINI (1968), corrispondente al livello 3 della sezione di Casso.

Nell'area del Foglio affiora prevalentemente il membro superiore (ARV₃), che si presenta in facies più o meno variabile rispetto a quella classica presente al di sopra del Plateau di Trento (p. es. MARTIRE *et alii*, 2006). Si tratta di *mudstone* e *wackestone* più o meno nodulari massicci ad ammoniti, di colore rosso, rosso violaceo, sovente grigio, in strati di 20-40 centimetri. La facies grigia, con venature verdastre, è stata osservata solo nei dintorni di Longarone, mentre la facies rossa è presente nel settore nordoccidentale del Foglio a ridosso del margine della Piattaforma di Trento. Questa formazione è completamente priva di risedimenti; la microfacies è costituita da micriti pelagiche a peloidi e Saccocoma.

La nodularità dei calcari è il prodotto dell'azione di numerosi fattori (MULLINS *et alii*, 1980): tipologia della sedimentazione pelagica, azione delle correnti di fondo, bioturbazione e cementazione sottomarina. Infatti, secondo OGG (1981),

l'aspetto nodulare sarebbe legato all'effetto combinato della bioturbazione seguita dalla dissoluzione per pressione (stiloliti), la presenza di gusci corrosi di ammoniti e la concentrazione di bioclasti delle dimensioni della sabbia nelle sacche di dissoluzione durante la litificazione per seppellimento.

Il Rosso Ammonitico Veronese affiora estesamente a sud della Linea della Valsugana e presenta una notevole continuità laterale nel Foglio, con uno spessore di circa una ventina di metri (MASETTI & BIANCHIN, 1987, COSTA *et alii*, 1996).

Il contatto con la sottostante Formazione di Fonzaso è transizionale, ma rapido, e corrisponde al passaggio da calcari selciferi ben stratificati a calcari nodulari massicci grigi o rossi con una contemporanea diminuzione della quantità di selce. Questo contatto, in base a quanto affermato da OGG (1981) non sembra essere isocrono nella Piattaforma di Trento.

Il contatto con la formazione di Soccher è netto ed è rappresentato dalla sovrapposizione al Rosso Ammonitico Veronese di un'encrinite a Saccocoma di colore chiaro.

Durante il rilevamento sono state osservate una grande quantità di ammoniti mal conservate. La microfacies si presenta alquanto caratteristica, data l'abbondante quantità di crinoidi pelagici (Saccocoma), di *Globochaete alpina* LOMBARD, con associati radiolari e lamellibranchi pelagici. MASOLI & ULCIGRAI (1970) hanno inoltre identificato anche *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH e *Tintinnopsella longa* COLOM.

La sedimentazione del Rosso Ammonitico Veronese si è sviluppata per l'azione combinata di forti correnti che spazzavano i fondali (OGG, 1981) e di una crisi di produttività delle piattaforme. L'assenza totale di risedimenti, presenti invece nella formazione sottostante, induce a pensare che la Piattaforma Friulana avesse ridotto l'esportazione di carbonati verso il bacino.

Le ammoniti presenti indicano un'età compresa tra il Kimmeridgiano medio-superiore e il Titoniano inferiore. La presenza di *Saccocoma* e *Globochaete alpina* (LOMBARD, 1937) non ha in questo caso particolare valenza biostratigrafica, dato che queste specie compaiono nell'Oxfordiano medio-superiore (CLARI *et alii*, 1987).

1.2.34. - *Maiolica* (MAI)

La Maiolica, chiamata anche in passato "Biancone" (DAL PIAZ & TREVISAN, 1956; PETTI & FALORNI, 2007), affiora esclusivamente nel settore del Monte Celo, vicino Agordo e nel massiccio della Talvena.

La Maiolica affiorante nel Foglio Longarone è costituita da calcari micritici selciferi biancastri e grigi a frattura concoide con rare intercalazioni di marna; si differenzia dalla formazione di Soccher per il colore più chiaro e per la minor quantità di marna. La marna aumenta solo nella porzione più alta, corrispondente alla Scaglia Variegata Alpina. La selce varia di colore dal rosato al grigio ed al nero. Nella zona in esame non sono stati osservati i classici livelli a *black shales* che caratterizzano la porzione medio alta di questa Formazione.

Lo spessore della Maiolica nel Foglio Longarone si aggira sui 150 m.

Il limite inferiore con il membro superiore del Rosso Ammonitico Veronese è abbastanza rapido ed è caratterizzato da un cambio di colore da rosato a bianco e dalla scomparsa della nodularità tipica della formazione sottostante. Il limite superiore è graduale con la formazione di Soccher ed è visibile solamente nel massiccio della Talvena. Lateralmente, la Maiolica è eteropica con la parte bassa della Formazione di Soccher e si assiste ad un incremento della frazione marnosa spostandosi verso oriente, con un cambio di colore.

Il contenuto paleontologico è rappresentato da associazioni di nannoplancton calcareo, radiolari e, nella parte bassa, calpionellidi. Non sono stati osservati macrofossili nella zona in questione.

L'ambiente deposizionale è di tipo pelagico, in un bacino profondo alcune centinaia di metri (WINTERER & BOSELLINI 1981, WEISSERT, 1981).

L'età della Maiolica è stata desunta dalla letteratura (PETTI & FALORNI, 2007) e la base è del Titoniano inferiore, mentre il tetto si può attribuire al Cretacico Superiore (Barremiano *p.p.*).

1.2.35. - *Formazione di Soccher (SOC)*

Tutta la successione compresa tra il Rosso Ammonitico Veronese e la Scaglia Rossa è stata attribuita alla formazione di Soccher; l'originaria definizione come "Calcere di Soccher" di GNACCOLINI (1968) è stata modificata a seguito dell'identificazione della Formazione di Fonzaso e del membro superiore del Rosso Ammonitico Veronese.

La formazione di Soccher viene considerata impropriamente talora in letteratura come sinonimo della Maiolica, pur rappresentando litologie ed intervalli temporali differenti, più estesi.

La sezione tipo della formazione (GNACCOLINI, 1968) è situata lungo la passerella ENEL tra Soverzene e Soccher, poco al di fuori del limite meridionale del Foglio; le serie presenti nel Foglio, tuttavia, differiscono dalla sezione tipo per litologie e spessori.

La successione rilevata della formazione di Soccher presenta infatti notevoli analogie con la sezione di Casso (GNACCOLINI, 1968, MARTINIS, 1978, COSTACURTA *et alii*, 1979), situata poco a monte della spalla destra della Diga del Vajont.

L'aspetto della formazione di Soccher è molteplice: si possono trovare marne e calcari marnosi verdi e rossi, calcari bianchi e nocciola, talora in facies di scaglia variegata alpina.

La base della formazione è rappresentata da un livello poco spesso (pochi metri) di encriniti a *Saccocoma*. Si tratta di calcari di colore nocciola a stratificazione decimetrica costituiti quasi esclusivamente da *Saccocoma* con rare calpionelle. Questo livello si sovrappone al Rosso Ammonitico Veronese con un cambio netto di colore e litologia.

Seguono dei *mudstone* grigi a stratificazione decimetrica con interstrati marnosi e frequenti letti o noduli di selce rossa o nera; il contenuto di marne aumenta salendo verso l'alto, così come la quantità di torbiditi fini. Questa facies differisce notevolmente dalla tipica Maiolica dell'area veneta, cui decisamente non può essere attribuita. Questa parte termina in alto con un caratteristico livello di marne e calcari marnosi rossi che forma cenge e che comunque è ben visibile sulle pareti. Le caratteristiche di questo ultimo livello variano dalla Valle del Maè alla Valle del Piave, anche a causa delle differenti quantità di marna.

Nell'ultimo terzo dell'unità le litologie cambiano radicalmente, a causa dell'arrivo di importanti torbiditi dalla Piattaforma Friulana legati anche ad eventi catastrofici che possono essere tracciate all'interno del bacino. Nella sezione di Casso sono presenti tre eventi torbiditici con *slump* e breccie con orbitoline (Albiano, Cenomaniano e Turoniano, PICOTTI *et alii*, 2019) che si riducono a due nei dintorni di Longarone (Albiano e Turoniano) e ad una nel canale di Zoldo sopra Soffranco (Turoniano). Queste torbiditi sono documentate anche altrove nel Bacino di Belluno sia verso est (GNACCOLINI & MARTINIS, 1974) che verso ovest (CASATI & TOMAI, 1969). La distribuzione di queste torbiditi sembra essere legata anche alla presenza di lacune stratigrafiche che spesso interessano l'intero Cenomaniano: tali lacune diventano estremamente importanti appena ad est del Foglio, dove l'intera serie della formazione di Soccher si presenta estremamente condensata (Val Zemola e Monte Cornetto, COSTACURTA *et alii*, 1979).

Al di sopra della seconda torbidite (Fig. 35) vi sono dei calcari nodulari o con



Fig. 35 - Contatto erosivo tra torbiditi e breccie bioclastiche sulle facies marnose della parte alta della Formazione di Soccher di fronte all'abitato di Castello Lavazzo (sin. idrografica del Fiume Piave).

giunti di stratificazione ondulati di colore rosato o rosso ascrivibili alla “Pietra di Castellavazzo” (detta anche “Marmo di Castellavazzo”). La “Pietra di Castellavazzo” è costituita da una ventina di metri di calcari nodulari rossi, violacei e grigi, di cui solo quattro metri vengono cavati come pietra ornamentale. Si tratta di *mudstone-packstone* marnosi a foraminiferi planctonici con strati di 20-40 cm circa.

Nella parte sommitale della formazione di Soccher è presente un caratteristico orizzonte di calcari grigi stratificati con noduli di selce bianca e arancio, situato poco sopra alla “Pietra di Castellavazzo”, con intercalazioni di torbiditi fini con laminazioni convolute.

Nella zona di studio, la formazione di Soccher ha uno spessore variabile, con un massimo di circa 200 metri. Al di fuori dell'area del Foglio, la formazione di Soccher è eteropica alla Maiolica, alla scaglia variegata alpina e a parte della Scaglia Rossa nella Piattaforma di Trento e nella parte più occidentale del Bacino di Belluno. Verso sudest, invece, viene sostituito da risedimenti di piattaforma più grossolani (calcare del Fadalto, COSTA *et alii*, 1996) e da depositi di piattaforma (Cansiglio, M. Cavallo).

Il limite inferiore della formazione di Soccher è posto in corrispondenza di un'encrinite a *Saccocoma* del Titoniano, che si sovrappone nettamente al Rosso Ammonitico Veronese. La comparsa dei calcari marnosi rosso-violacei della Scaglia Rossa indica il limite superiore dell'unità. Lateralmente, la Formazione di Soccher è eteropica alla Maiolica, cui può anche sovrapporsi (Val Vescovà), ed è eteropica anche alla scaglia variegata alpina, non cartografata separatamente nel Foglio.

Dal punto di vista paleontologico, nella parte più bassa della formazione di Soccher sono presenti dei solo piccoli aptici (descritti dettagliatamente da BOYER, 1914), calpionelle, radiolari e spicole di spugna. Più in alto nell'unità compaiono i foraminiferi planctonici, frammenti di echinodermi e bioclasti di piattaforma contenenti alghe verdi, orbitoline, foraminiferi bentonici e spugne calcaree. Un discorso a parte merita la ricca fauna fossile a vertebrati contenuta nella Pietra (“marmo”) di Castellavazzo: il vecchio metodo di estrazione della roccia, strato per strato, ha permesso il ritrovamento di due scheletri interi di selaci nella Cava di Marsoi (TARAMELLI, 1880, 1883; BASSANI, 1888) e l'esemplare più famoso è conservato al Museo di Pavia: si tratta di un'intera colonna spinale di *Cretoxyrhina mantelli* AGASSIZ lunga quasi cinque metri. Oltre a questi scheletri, sono state segnalate numerose specie di denti (HÖERNES, 1877; TARAMELLI, 1880; LEONARDI, 1967). Tra gli invertebrati vengono invece segnalati echinodermi e inoceramidi (TARAMELLI, 1883; BOYER, 1914).

La formazione di Soccher rappresenta un ambiente bacinale, localmente di altofondo, caratterizzato dalla presenza di eventi torbiditici più o meno grossolani provenienti dalla Piattaforma Friulana e di influssi terrigeni fini, inferiori a quelli delle Dolomiti Settentrionali.

La base della formazione di Soccher è attribuibile con sicurezza al Titoniano, data la presenza di calpionelle associate a *Saccocoma* e anche in base all'età della formazione sottostante. Il tetto, in base alle determinazioni micropaleontologiche, è di età santoniana. Il “Marmo” o “Pietra di Castellavazzo” è compreso tra

il Turoniano Superiore ed il Coniaciano, sulla base di foraminiferi planctonici. All'interno di questa successione sono state rilevate alcune lacune, tra cui una presente tra l'Albiano Superiore-Cenomaniano Inferiore e il Turoniano Inferiore, interpretata impropriamente da MASOLI & ULCIGRAI (1970) come uno *hiatus* che copre l'intero Cretacico inferiore.

1.2.36. - Scaglia Rossa (SAA)

La Scaglia Rossa è l'unità più giovane affiorante nel Foglio e presenta analogie con quella del vicino Foglio Belluno (COSTA *et alii*, 1996), mentre differisce dalle facies tradizionali del Veneto centro-occidentale per la netta prevalenza di marne rispetto ai calcari.

La Scaglia Rossa costituisce la parte sommitale della successione stratigrafica affiorante nel Foglio ed è localizzata a nord dell'Anticlinale Coppolo-Pelf-Frugna. Essa è ben visibile sotto le pendici del Monte Salta, sul Campedel, in Val del Grisol ed in Val Vescovà sul massiccio montuoso della Talvena.

Si tratta di una successione di marne e calcari marnosi rossi, privi di risedimenti gravitativi e di selce. Le marne calcaree sono di colore violaceo o grigio a grana fine e ricche di foraminiferi planctonici, di frammenti di *Inoceramus* e talvolta di bioturbazioni del genere *Zoophycos*. Gli strati hanno uno spessore dai 20 ai 40 centimetri e sono normalmente mascherati dall'intensa fratturazione e dall'elevato contenuto di marna della roccia. La parte superiore della Formazione è caratterizzata da marne grigie ed è stata denominata "Scaglia Bianca" da alcuni autori (BOYER, 1914; LEONARDI, 1967; MASSARI & MEDIZZA, 1973).

Lo spessore massimo della Formazione non sembra eccedere i 200-250 metri, ma non è determinabile con precisione, vista la mancanza di un contatto stratigrafico con unità più recenti.

La base della Scaglia Rossa viene posta alla comparsa di marne rossastre senza selce al di sopra delle ultime unità della formazione di Soccher. Tale cambio di sedimentazione nella parte orientale del Bacino di Belluno sembra essere avvenuto nel Santoniano basale. I termini più elevati della Scaglia nella zona di studio non sembrano arrivare al Paleocene; depositi più recenti si trovano ad occidente nella Valle del Vajont, al di fuori del Foglio.

La parte superiore della Formazione (Scaglia Bianca) si presenta decolorata, probabilmente a seguito dell'intensa tettonizzazione e della circolazione di fluidi in ambiente riducente. MASSARI & MEDIZZA (1973) hanno verificato che solo i termini superiori della Scaglia Rossa si presentano decolorati (biozone a *Globotruncana calcarata* e *G. arca* del loro studio): ciò fa pensare che la decolorazione sia controllata anche da caratteristiche petrofisiche della roccia (e.g. maggiore microporosità).

Il contenuto paleontologico è caratterizzato da una macrofauna pressoché assente, con rare tracce fossili, e microfossili dominati da foraminiferi planctonici.

Questa Formazione si è depositata in ambiente emipelagico, dopo il definitivo annegamento del settore nordoccidentale della Piattaforma Friulana. I bacini cir-

costanti, quindi, non ricevevano più fanghi di periplattaforma e torbiditi bioclastiche mentre l'influsso terrigeno distale diviene prevalente, dando luogo a queste caratteristiche marne calcaree e calcari di ambiente relativamente ben ossigenato.

La Scaglia Rossa si è depositata a partire dal Campaniano superiore al Maastrichtiano (BROGLIO LORIGA & MANTOVANI, 1965, COSTACURTA *et alii*, 1979).

2. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI

(G. Piccin)

Il territorio del Foglio è caratterizzato da una abbondante presenza di depositi continentali di origine gravitativa (frane e detriti di versante), glaciale (*till* di ablazione, *till* di alloggiamento, depositi di contatto glaciale, depositi fluvio-glaciali), periglaciale (*rock glaciers*, *proctalus ramparts*), alluvionale, di origine mista (*debris flow*, valanga) e subordinati depositi lacustri, torbosi, palustri e antropici.

Sono diffusi in modo discontinuo nelle medie e alte valli, mentre diventano particolarmente importanti nei principali fondivalle (Piave, Cordevole, Maè); a causa dell'abbondante copertura vegetale, gli affioramenti sono molto pochi rispetto all'estensione areale dei depositi stessi, ubicati per lo più lungo incisioni torrentizie o scassi di origine antropica.

2.1. - CRITERI DI SUDDIVISIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI QUATERNARI

Seguendo i criteri innovativi raccomandati dal Servizio Geologico Nazionale nella "Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia 1: 50.000"- Quaderno 1 serie III (SGN-1992) e successivi aggiornamenti ("Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale" SGN-2001 e "Sottocomitato Alpi-Gruppo di Lavoro del Quaternario"- 2003) sono state definite le relazioni cronologiche e stratigrafiche dei depositi quaternari continentali del Foglio Geologico 046 Longarone.

Le unità adottate sono Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU), di rango variabile dal supersintema al subsintema, in parte mutate da fogli contigui (Fig. 36). In mancanza di discontinuità evidenti sono state anche utilizzate le unità litostratigrafiche, definite sulla base delle loro caratteristiche interne.

Schematicamente sono state adottate le seguenti unità:

- Due unità pre-LGM, corrispondenti al supersintema di Cadola (DC) e al Gruppo del Crep di Pecol (RP), la prima unità è stata definita in modo informale in un lavoro di sintesi sui depositi pre-LGM (glacigenici e/o alluvionali) che sono presenti, talora con spessori ed estensioni ragguardevoli, in diverse zone del Bellunese a sud del Foglio (PELLEGRINI, 2018). I depositi presenti nel Foglio sono di natura alluvionale e affiorano in modo limitato solo nella zona di Agordo e nella zona della diga del Vajont. La seconda unità è riferita a depositi di tipo gravitativo presenti in Val di Zoldo, caratterizzati da un forte disequilibrio con la morfologia attuale. Sebbene di tipo ubiquitario, essi presentano

un'estensione molto limitata e sono di difficile correlazione, ma vengono comunque descritti in queste Note Illustrative.

- Un'unità riferibile all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*), corrispondente al Sintema del Piave (PVI), comprendente la maggior parte dei depositi glaciali presenti sul Foglio e parte dei depositi legati alle fasi di ritiro del ghiacciaio stesso. Il Sintema del Piave comprende sei subsintemi: il subsintema di Cancia (PVI₁), mutuato dall'adiacente Foglio "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007), il Subsintema del Maè (PVI₇), il Subsintema del Cordevole (PVI₈), il Subsintema della Caiada (PVI₁₀), il Subsintema del Vajont (PVI₁₁) e il Subsintema di Frassenè (PVI₉), legati ai depositi di ghiacciai o di contatto glaciale presenti nelle omonime valli o nelle tributarie delle stesse, completamente separati dal ghiacciaio plavense e con tracce di riavanzata o comunque in posizioni particolari.
- Un'unità riferibile al post-glaciale, chiamata Sintema Postglaciale Alpino (PTG), che comprende tre subsintemi: il Subsintema di Ponte nelle Alpi (PTG₄), che comprende depositi terrazzati e conoidi completamente formati,

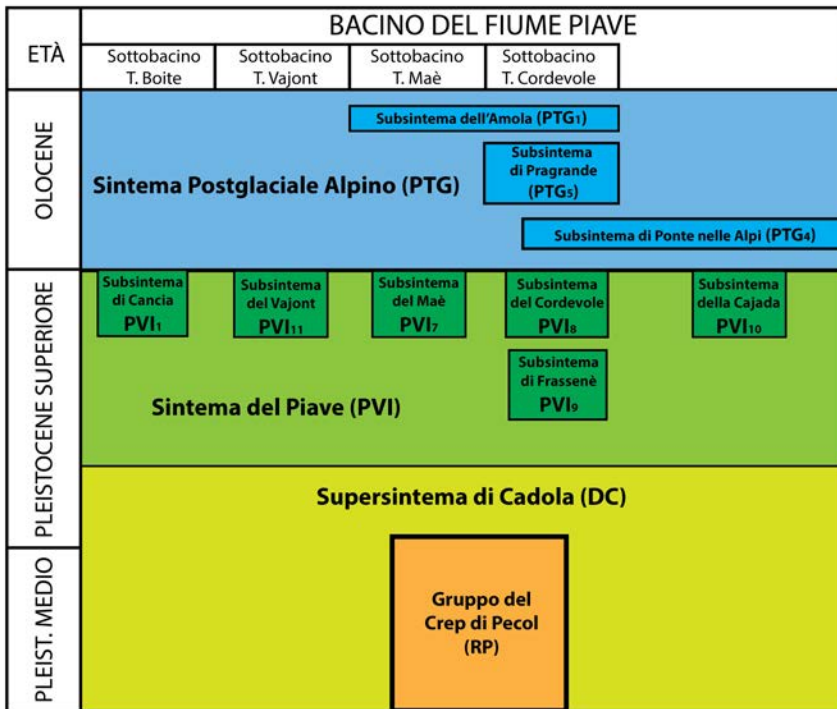


Fig. 36 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità della successione quaternaria descritte in queste Note Illustrative. L'inquadramento cronologico a lato è puramente indicativo essendo i limiti delle unità generalmente diacroni.

del tutto svincolati dai processi che li hanno generati, il Subsystema di Pragrando (PTG₅), che comprende depositi terrazzati alluvionali, misti e depositi lacustri ed infine il subsystema dell'Amola (PTG₁), che comprende i depositi glacialigenici legati alla fase di avanzata della Piccola Età Glaciale (abbrev. PEG).

2.2. - UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE

I depositi più antichi dell'evento sedimentario LGM sono sporadici, di limitata estensione e scarsamente affioranti, oltreché di difficile correlazione e inquadramento cronologico. L'insieme di questi fattori ha suggerito di non operare suddivisioni per bacino di appartenenza ma di utilizzare unità ubiquitarie.

Sono rappresentati da depositi di natura alluvionale, nello specifico di natura torrentizia o comunque di ambiente ad alta energia e da depositi di tipo gravitativo.

2.2.1. - *Supersistema di Cadola* (DC)

Il Supersistema di Cadola è stato informalmente definito da PELLEGRINI (2018) per raggruppare numerosi depositi simili per facies e con superfici limite in analogia tra loro ma privi di continuità fisica, affioranti nella Valle del Piave e nelle valli affluenti, depositi che al momento non forniscono dati sicuri per stabilire correlazioni tra le diverse valli o tra le parti di uno stesso bacino.

Si tratta per lo più di depositi di natura alluvionale, spesso cementati, e di depositi di natura glaciale.

Il Supersistema di Cadola è stato adottato nel presente Foglio inserendovi i depositi affioranti sul versante occidentale della conca di Agordo, lungo la strada (S.S. 347) che da Agordo porta a Voltago Agordino, in corrispondenza della Cappella di Pianizze a q. 680 m s.l.m. circa e i depositi affioranti allo sbocco della valle del Vajont a q. 760 m s.l.m. in corrispondenza del vecchio cantiere di costruzione della omonima diga, a nord della stessa.

I depositi di Agordo, precedentemente descritti da CASTIGLIONI (1939), sono suddivisibili in due litofacies: dall'alto si distinguono prima una breccia (*litofacies B*) a clasti terrigeno-carbonatici di provenienza locale con tessitura a supporto di clasti cementati e subordinati livelli, anche metrici, di sabbie in parte cementate. La granulometria dei clasti è variabile dalla ghiaia (30%), ai ciottoli (50%), fino ai blocchi (20%) e con un grado di arrotondamento che va da subangoloso a subarrotondato (Fig. 37).

La provenienza locale, probabilmente dalla valle di Voltago Agordino, è dimostrata dalla petrografia dei clasti che è solamente dolomitica e terrigeno-carbonatica. Nelle breccie sono comuni clasti embricati, la cui immersione è 150° N e l'inclinazione di circa 5°-10°. Questa litofacies affiora lungo la S.S. 347 nei pressi della Cappella di Pianizze. In basso, lungo il versante alla base della statale, affiora un corpo cementato (*litofacies A*), a tessitura grano-sostenuta con granu-



Fig. 37 - *Affioramento di breccia della litofacies B presso la Cappella di Pianizze (Voltago Agordino).*

lometria a ciottoli prevalenti e subordinate ghiaie e blocchi, con grado di arrotondamento molto elevato e una petrografia assai eterogenea; sono infatti presenti clasti dolomitici, terrigeno-carbonatici, ma anche ignei e metamorfici (Fig. 38).

Questi depositi poggiano direttamente sul substrato roccioso e raggiungono uno spessore complessivo di 25 m; sono delimitati superiormente o da depositi morenici ascrivibili ad unità pleniglaciali oppure direttamente dalla superficie topografica. Piccoli affioramenti della litofacies B sono presenti in sinistra del T. Sarzana a sud di Miana, tra Frassenè e Voltago Agordino.

La natura dei depositi suggerisce un ambiente di confluenza tra un torrente locale, proveniente dalla valle di Voltago Agordino e diretto verso la conca di Agordo ed un sistema torrentizio ascrivibile ad un paleo-Cordevole; la natura dei conglomerati alla base è infatti del tutto simile alle attuali alluvioni di fondovalle lasciate dal Cordevole e la presenza in questa litofacies di clasti derivanti da rocce magmatiche, conferma il fatto che essa sia stata depositata da un paleo-Cordevole, che incideva, come fa il corso d'acqua attuale, valli più a nord rispetto ad Agordo, valli in cui affiorano rocce di questo tipo.

L'età del deposito è sconosciuta; l'evoluzione pre-LGM della conca agordina è stata trattata da diversi autori che hanno messo in evidenza la presenza di un fondovalle a quota 1100 m (databile alla fine del Pliocene secondo CASTIGLIONI, 1931, 1939) ed uno a quota 750 m (PENCK & BRÜKNER, 1909; CASTIGLIONI, 1931, 1939; FRITZ & VILLI, 1991; DAI PRÀ & GIARDINI, 2001). La più vicina sezione stratigrafica che presenta analogie con i depositi di Agordo è quella di Sass Muss presso Roe, nell'adiacente Foglio "Belluno", presso la confluenza tra la Valle del Cordevole e il Vallone Bellunese. Qui a q. 330 lungo il fondovalle del Cordevole



Fig. 38 - *Affioramento di conglomerati cementati appartenenti alla litofacies A (Valtago Agordino).*

affiora un conglomerato alluvionale del tutto simile alla “*litofacies A*” di Agordo, poggiante sul substrato roccioso (Marna di Bolago) e ricoperto di depositi glaciali, a loro volta sepolti dal deposito di frana del Monte Peron. Il conglomerato presenta un paleosuolo al tetto datato con il metodo della Termoluminescenza che ha fornito una età di 107 ± 16 ka BP (Eemiano), mentre i depositi glaciali sono suddivisi in due gruppi, il primo datato 38000 ± 2000 e 42000 ± 3100 anni BP (48826-37031 anni cal BP), il secondo 19700 ± 3000 anni BP (PELLEGRINI, 2018).

I depositi della Val Vajont sono costituiti da due litofacies: partendo dall'alto, si osserva una breccia a tessitura da aperta a supporto di clasti (*litofacies A*), con ciottoli e blocchi immersi in una matrice ghiaiosa da media a fine, mostrandoti un grado di arrotondamento variabile da spigoli vivi sino a subangoloso e subordinato subarrotondato, con litologie locali dominanti di tipo carbonatico e rari clasti di Scaglia Rossa. La struttura è molto poco organizzata, indicante un ambiente ad elevata energia, caratterizzato da colate di detrito (*debris flow*); si presenta in bancate massive pseudostratificate inclinate di 30° circa verso sud (Fig. 39).

Alla base della *litofacies A*, in corrispondenza dei terrazzi artificiali del cantiere della diga, affiorano minuscoli lembi di conglomerati (*litofacies B*) con tessitura a supporto di matrice, costituiti da ciottoli e ghiaie con grado di arrotondamento che va da arrotondato a subarrotondato immersi in una matrice data prevalentemente da ghiaie fini, privi di strutture particolari; la petrografia dei clasti è prevalen-



Fig. 39 - Breccia cementata e pseudostratificata della litofacies A in banchi inclinati verso Sud (Moliesa, Val Vajont).

temente di tipo carbonatico, con subordinati ciottoli di provenienza dolomitica (Fig. 40). La scarsità di affioramenti, dovuta all'attività antropica e all'azione di dilavamento operata dall'onda causata dalla frana del 1963, rendono difficile l'interpretazione della genesi di questa litofacies, che in prima approssimazione può essere attribuita ad un ambiente torrentizio ad elevata energia. I depositi poggiano sul substrato roccioso (Formazione di Fonzaso) e sono limitati al tetto da un till di alloggiamento di età LGM di pertinenza plavense o dalla superficie topografica ed hanno uno spessore complessivo di 30 m.

Nel complesso sembrano definire un fondovalle percorso da un torrente (*litofacies B*) collegato lateralmente ad un conoide da *debris flow* (*litofacies A*).

L'età dei depositi è ignota; le uniche correlazioni possibili sono con i depositi affioranti in Val Zemola a q. 1000 m circa s.l.m., nell'adiacente Foglio Geologico "Claut", che occupano una posizione stratigrafica simile e sono caratterizzati dalla presenza di clasti di metamorfiti e porfidi permiani (qui assenti), mentre i conglomerati che affiorano a est del corpo di frana del 1963 e allo sbocco della Val Mesazzo sono ubicati ad una quota più bassa ed hanno una età probabilmente tardoglaciale.

Il limite inferiore del Supersintema di Cadola è erosivo con il substrato roccioso. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è erosivo con il Sintema del Piave.

Il Supersintema di Cadola può essere inquadrato dal punto di vista cronologico nel Pleistocene medio o superiore.



Fig. 40 - Conglomerati della litofacies B affioranti presso i resti del cantiere della diga del Vajont.

2.2.2. - Gruppo del Crep di Pecol (RP)

Raggruppa dei lembi piccoli ed isolati di depositi di versante *s.l.* cementati, poggianti sul substrato roccioso e limitati superiormente talora da depositi glaciali del sistema del Piave e talora dalla superficie topografica e comunque sempre fortemente non in stretta relazione con gli attuali versanti presenti nel settore superiore del bacino del T. Maè.

Il primo e più importante di questi lembi affiora presso il Crep di Pecol (Fig. 41), a sud dell'abitato di Pecol, in corrispondenza dell'arrivo del principale impianto di risalita del comprensorio sciistico del Civetta.

È costituito da una megabreccia fortemente cementata di circa 30 m di spessore, caratterizzata da famiglie di fratture pervasive che interessano il corpo sedimentario in tutto il suo spessore ed in contatto erosivo con il substrato roccioso (Fm. di Heiligkreuz, Fm. di Travenanzes).

All'interno del corpo sedimentario si possono distinguere, a partire dal basso, tre litofacies separate da superfici di erosione.

Litofacies A: affiora alla base per uno spessore di circa 4 metri, organizzata in strati decimetrici di breccie a tessitura da parzialmente aperta, a supporto di clasti, fortemente cementata, con clasti da subangolosi a subarrotondati e granulometria variabile da ghiaia grossolana a ciottoli; la petrografia dei clasti è esclusivamente carbonatica (Dolomia Principale, Calcari Grigi) ed è presente una gradazione diretta poco evidente (Fig. 41).



Fig. 41 - Versante Nord del Crep di Pecol (a sinistra) e Litofacies A (a destra).

La stratificazione mostra una marcata variazione di giacitura in poco spazio (da $230/20^\circ$, $60/20^\circ$ a $310/50^\circ$) interpretata come il prodotto del carico litostatico del corpo sovrastante; nel complesso le caratteristiche granulometriche e strutturali della litofacies A indicano che essa può essere considerata come un detrito di versante cementato.

Litofacies B: si tratta di un deposito ben cementato, con spessore di circa 21 metri, che compone quasi la totalità del Crep di Pecol. Il deposito si presenta con tessitura variabile da supporto di clasti a supporto di matrice ed è estremamente mal classato; la matrice è composta da silt carbonatico di color rosa-nocciola, mentre i clasti sono da subangolosi ad arrotondati e la granulometria varia enormemente: da ghiaia fine a blocchi plurimetrici; questi ultimi sono mediamente superiori ai 25 m^3 con elementi che superano i 125 m^3 . Il grado di arrotondamento è variabile in funzione delle dimensioni, con clasti centimetrici che presentano un'angolosità accentuata, di contro i megablocchi sono caratterizzati da un grado di arrotondamento elevato (Fig. 42).

Come per la litofacies A, anche in questa i clasti presentano una petrografia esclusivamente carbonatica (Dolomia Principale, Calcari Grigi).

La litofacies B può essere interpretata come lembo di un corpo di frana di crollo di grandi dimensioni.

Litofacies C: costituisce la parte sommitale del Crep di Pecol e ha uno spessore che si aggira intorno ai 6 metri. La litofacies è formata da una breccia con tessitura parzialmente aperta con porzioni a supporto di clasti, con clasti esclusivamente carbonatici (Dolomia Principale, Calcari Grigi) da subangolosi a subarrotondati, di dimensioni che variano dalla ghiaia grossolana ai blocchi decimetrici.

Il limite inferiore dell'unità è stato posto in coincidenza dell'affioramento di una serie di strati centimetrici a geometria approssimativamente planare con giacitura $140/15^\circ$.



Fig. 42 - Megablocco di dolomia nella litofacies B (parete Nord del Crep di Pecol).

Questa litofacies, similmente alla litofacies A, è stata interpretata come detrito di versante.

Sulla superficie sommitale del Crep di Pecol si incontrano blocchi metrici, tabulari, angolosi, isolati, probabilmente il relitto di un corpo simile alla litofacies B la cui matrice è stata completamente asportata. Alcuni di questi blocchi presentano forme di dissoluzione carsica.

Le caratteristiche della breccia del Crep di Pecol di essere formata interamente ed esclusivamente da clasti angolosi (poco trasporto) di Dolomia Principale e Calcari Grigi (costituenti la parete orientale del Monte Civetta), di presentare un *range* granulometrico estremamente ampio (scarsa selezione), di essere organizzata in un'alternanza di litofacies, a granulometrie più fini, immergenti a E-SE e con limiti inferiori non erosivi (Litofacies A- C) e di litofacies a blocchi ciclopici con limiti inferiori nettamente erosivi (Litofacies B), permettono di riconoscere in essa una tipica successione di corpi detritici complessi, del tutto simile a quelli che attualmente drappeggiano il piede delle pareti dolomitiche.

L'assenza di paleosuoli al passaggio tra un evento e l'altro, indica che le varie unità si sono depositate in un intervallo di tempo relativamente breve e/o in condizioni climatiche che non favorivano l'instaurarsi di processi pedogenetici.

L'analisi al microscopio ottico di sezioni sottili provenienti da tutte le litofacies mostra almeno due generazioni di cemento (la prima di tipo isopaco, la seconda con cristalli di calcite di tipo *blocky*) indicanti che la cementazione è avvenuta in ambiente diagenetico meteorico in cui cioè il sedimento sciolto era completamente immerso in acqua.

Queste condizioni fanno interpretare la presenza di una tavola d'acqua nel sedimento, sostenuta alla base dalle argille impermeabili della Fm. di Travenazes.

L'età della breccia del Col di Pecol è ignota; in passato è stato definito come un corpo sedimentario appartenente all'epoca Terziaria, in lavori riguardanti l'area zoldana e del Monte Civetta da CASTIGLIONI (1931), LEONARDI (1937), MOSCARIELLO & CALZAVARA (1992), MOSCARIELLO *et alii* (1993).

La relativa antichità del corpo è resa credibile sia dalla presenza di massi erratici extra-bacinali deposti durante l'ultima glaciazione (LGM) sia da un assetto completamente slegato dalla morfologia dell'attuale parete Est del Monte Civetta che ne rappresenta la sorgente sedimentaria originale. Pertanto si può interpretare che il Crep di Pecol rappresenti il relitto di un corpo detritico più esteso e spesso, per il cui smantellamento sono stati necessari tempi assai lunghi.

Questo deposito è affine ai Conglomerati dell'Antelao (ATL) definiti nell'adiacente Foglio "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007).

Altri lembi di detriti di versante sono stati trovati tra q. 1160 e q. 1060 poco a Sud-Est di Cencenà, vicino all'abitato di Dont e in misura assai ridotta lungo il versante settentrionale del Col Baion. Si tratta di una breccia con tessitura a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa di colore rossastro o giallo proveniente dalla disgregazione della Formazione di Werfen o della Formazione a Bellerophon, con clasti angolosi o subangolosi, più raramente subarrotondati, a granulometria variabile da ghiaie a ciottoli fino a blocchi in percentuale decrescente.

La petrografia dei clasti è di pertinenza locale; formazioni scitiche ed anisiche e subordinatamente da quelle ladiniche.

I clasti di dolomia sono poco o nulla alterati mentre le restanti litologie sono tendenzialmente più alterate e in alcuni casi si notano delle cavità secondarie nel deposito, causate dall'asportazione parziale o completa dei clasti pelitici.

Nel settore di Cencenà le breccie presentano una struttura massiva con un accenno di stratificazione immergente verso nord di una cinquantina di gradi e giacciono direttamente sopra il substrato roccioso e sotto i depositi glaciali LGM (*till* indifferenziato). Blocchi metrici di questa breccia sono stati osservati sul greto del T. Maè a nord di Dont.

I sedimenti appartenenti a questo Gruppo possono essere interpretati come depositi gravitativi e/o di *debris flow* con poco trasporto, del tutto scollegati dall'attuale assetto morfologico dei versanti su cui affiorano; l'età è sconosciuta; dubitativamente questi depositi possono essere inquadrati nel Pleistocene medio - superiore.

2.3. - UNITÀ STRATIGRAFICHE PERTINENTI ALL'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE ("LAST GLACIAL MAXIMUM")

2.3.1. - *Aspetti generali*

Il Sintema del Piave comprende tutti i corpi sedimentari depositi nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo e di scioglimento del ghiacciaio in questo settore della catena alpina durante l'ultima grande espansione glaciale definita con il termine *Last Glacial Maximum* (LGM). Per LGM si intende la fase di massimo volume glaciale globale (segnale isotopico) e di minimo livello del mare equivalente, raggiunti durante l'ultimo ciclo glaciale successivo all'Eemiano. In ambito alpino l'LGM si inserisce all'interno del Würm, piano cronostratigrafico di significato regionale e più precisamente nel Würm Superiore che ha inizio a 29 ka cal BP e termina con l'inizio dell'Olocene a 11700 anni b2k (*before the year 2000*), (OROMBELLI *et alii*, 2005; IUGS 2018; HEAD, 2019).

L'unità comprende un *range* di depositi formati per azione diretta del ghiacciaio, al contatto con il ghiacciaio stesso, ai margini o in posizione proglaciale.

Dal punto di vista cronologico, esistono numerosi dati in letteratura che descrivono l'acme dell'LGM del ghiacciaio plavense e le successive fasi di ritiro, tuttavia nessuno di questi è presente nel territorio del Foglio. Per questo motivo sono stati scelti dei dati bibliografici (essenzialmente datazioni al ^{14}C) di aree limitrofe ritenuti particolarmente significativi per ricostruire l'evoluzione del ghiacciaio nel territorio del Foglio; tali dati sono stati ricalibrati con il software CALIB 8.2 (STUIVER *et alii*, 2021). L'acme dell'LGM del ghiacciaio del Piave è stato individuato nell'anfiteatro morenico di Vittorio Veneto e corrisponde a 17670 ± 320 , 21417 cal BP, età della più esterna delle tre cerchie moreniche che lo compongono (BONDESAN, 1999).

La quota del limite delle nevi permanenti (acr. ELA, *Equilibrium Line Altitude*) del bacino del Piave durante l'LGM è stata stimata a 1600 m circa (PENCK & BRÜCKNER, 1909; PELLEGRINI, 2018). Più recentemente, per le Alpi Orientali è stata calcolata una depressione della ELA rispetto alla LIA ELA (*Little Ice Age Equilibrium Line Altitude*, limite delle nevi della Piccola Età Glaciale) di 1200-1500 m che pone il limite delle nevi permanenti dell'LGM tra 1600 e 1300 m s.l.m. (IVY-OCHS *et alii*, 2008); quest'ultimo dato è stato confermato per il settore prealpino delle Alpi Giulie a 1200 m circa anche se riferito a ghiacciai locali soggetti a ritmi di pulsazione diversi rispetto ai grandi ghiacciai vallivi (MONEGATO, 2012).

Le ricostruzioni paleogeografiche pubblicate (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI, 1940; VAN HUSEN, 1987) mostrano la posizione dell'acme del ghiacciaio plavense nel territorio del Foglio: nella Valle del Piave il ghiacciaio raggiungeva la quota di 1800 m s.l.m. circa a sud di Pieve di Cadore (Fig. 43) e si abbassava sino a q. 1200 m s.l.m. nella zona di Ponte nelle Alpi dove diminuiva nettamente la pendenza allargandosi verso la conca dell'Alpago verso est e nell'ampio Vallone Bellunese a ovest; un ramo si insinuava in Val Vajont a q. 1400 m s.l.m. sino a raggiungere la zona del Passo di S. Osvaldo a q. 800 m s.l. m. circa.



Fig. 43 - *Roccia montonata in località Piani di Dubiea, nell'angolo nordorientale del Foglio Longarone.*

In Val di Zoldo il ghiacciaio raggiungeva la quota di 2100 m s.l.m. alla Forcella Staulanza dove vi era una transfluenza con la Val Cordevole e si abbassava sino a q. 1500 m s.l.m. alla confluenza con la Valle del Piave presso Longarone; una piccola transfluenza con la Valle del Boite era presente a q. 2000 m s.l.m. presso il valico di Forcella Chiandolara, a Nord Est di Zoppè di Cadore.

In Val Cordevole il ghiacciaio raggiungeva i 1600 m s.l.m. a nord di Agordo e in Valle di San Lucano, per degradare a q. 1500 m s.l.m. nella conca agordina e quindi sino a q. 1200- 1100 m s.l.m. alla confluenza con la Valle del Mis e il Vallone Bellunese; una transfluenza era presente al Passo Duran dove un ramo glaciale proveniente dalla Val di Zoldo si insinuava a q. 1900 m s.l.m. per scendere verso la conca agordina ad unirsi con il ramo della Val Cordevole.

In Val del Mis il ghiacciaio raggiungeva i 1500 m s.l.m. in corrispondenza della testata valliva ma non era in connessione né con il ramo del Cordevole lungo la Val Imperina e la Valle del T. Sarzana, né con quello del Cismon attraverso il Passo Cereda.

Nel complesso la direzione dei flussi glaciali nell'area del Foglio era costantemente diretta verso sud, verso l'ampio bacino formato dalla conca dell'Alpago e dal Vallone Bellunese, con l'eccezione del ramo della val Vajont che invece fluiva verso oriente; il ghiacciaio plavense era connesso ed alimentato dal ghiacciaio gardesano attraverso i passi dolomitici Pordoi, Campolongo, Fedaia, Monte Croce Comelico e lungo la Val Boite e la Val Ansiei (NERI *et alii*, 2007: GIANOLLA *et alii* 2018).

Particolarmente interessante, come riferimento per il territorio del Foglio, è la zona a sud di Belluno (M. Pascolet, Nevegal) dove sono ben conservati gli apparati morenici LGM compresi tra q. 1150 e q. 950 m s.l.m. (COSTA *et alii*, 1996), ragionevolmente correlabili con le tre cerchie moreniche LGM dell'anfiteatro di Vittorio Veneto.

I dati bibliografici sono stati sostanzialmente confermati dal rilevamento del Foglio; forme e depositi legati all'acme della glaciazione würmiana sono presenti soprattutto in Valle del Piave, come le morene laterali di Casera Busnich (q. 1550 circa s.l.m.) a nord ovest di Castellavazzo, i depositi di q. 1180 m s.l.m. di Forcella Spiz, a est dello Spiz Gallina e le morene insinuate di Pian de Cajada (q. 1185 m s.l.m.), mentre ad Agordo è conservata una morena a q. 1500 m s.l.m. lungo il versante destro della Val Framont e resti di morene insinuate a q. 1400 m s.l.m. lungo quello destro; quest'ultima è anche la quota delle morene del versante occidentale del Colle di Menadar, che appartengono al ramo di ghiacciaio che dal Passo Duran confluiva nella conca agordina.

Fa eccezione la zona della Valle del T. Sarzana e della Val Imperina, dove la presenza di depositi glaciali a quote intorno ai 1450 m s.l.m. fa pensare ad un possibile collegamento con la Valle del Mis. Tale connessione, precedentemente esclusa da PENCK & BRÜCKNER, avveniva tramite un ramo glaciale che scendeva dalle pendici meridionali delle Pale di San Martino (dorsale Cima Feltraio-Croda Grande), dirigendosi verso occidente fino al Passo Cereda dove costruiva un apparato di morene laterali e frontali, mentre verso oriente si collegava al ghiacciaio della conca Agordina tramite i valichi di Forcella Aurine e Forcella Franche, per poi incanalarsi lungo la Valle del Mis. Questa tesi è sostenuta anche da CASTIGLIONI (1939) che indica nella zona di Forcella Franche la presenza di erratici provenienti dal bacino dell'Alto Cordevole.

Alla fase di massima avanzata, segue la deglaciazione, un complesso di eventi che caratterizzano la transizione climatica tra l'LGM e l'inizio dell'Olocene e definiti complessivamente con il termine "Tardoglaciale".

Il limite cronostratigrafico superiore del Tardoglaciale è definito in maniera univoca e precisa da un brusco evento di miglioramento climatico globale che marca l'inizio dell'Olocene; quello inferiore, al contrario, non è segnato da un episodio di aumento delle temperature altrettanto brusco ed è stato appurato che l'ultima deglaciazione non è avvenuta con modalità sincrone nelle diverse aree glacializzate della Terra (RAVAZZI *et alii*, 2007).

Per il ghiacciaio del Piave, la data di riferimento dell'inizio della deglaciazione è quella dei larici di Revine, nel settore pedemontano trevigiano, con età di 14735 ± 135 anni ^{14}C BP, (Età Calibrata 17540 - 18264 BP, *Median Probability*: 18019) (CASADORO, 1976; OROMBELLI *et alii*, 2005).

Nel territorio del Foglio i dati riguardanti la prima parte del Tardoglaciale sono poco numerosi, mentre aumentano di consistenza per quel che riguarda la parte finale della deglaciazione. Stante l'assenza di dati cronologici assoluti, si è guardato all'adiacente Vallone Bellunese, dove la deglaciazione è descritta in modo dettagliato e dove sono presenti utili dati cronologici (PELLEGRINI *et alii*, 2005a;

PELLEGRINI, 2018), allo scopo di cercare di fare delle correlazioni ed avere un quadro più dettagliato dell'evoluzione degli apparati glaciali.

Nel settore del versante sinistro del Vallone Bellunese compreso tra Mel e Ponte nelle Alpi sono presenti, tra il fondovalle e la dorsale M. Cesen-M. Visentin, 7 ordini di morene laterali compresi tra q. 1100 e q. 290 m s.l.m. ; di questi i primi due vengono attribuiti alla fase di massima espansione LGM e possono essere correlati con le morene del M. Pascolet a sud del Nevegal (massima quota raggiunta dal ghiacciaio in sinistra Piave) e quelle presenti nel territorio del Foglio descritte in precedenza, in particolar modo con le morene del Pian de Cajada; le morene restanti, separate le une dalle altre da diversi ordini di terrazzi di *kame*, possono essere correlate a fasi di interruzione dello scioglimento del ghiacciaio vallivo, cui seguiva un rigonfiamento dello stesso ed essere quindi attribuite al Tardoglaciale (PICCIN *et alii*, 2008).

Nel territorio del Foglio le prime fasi della deglaciazione sono marcate da morene laterali o insinuate a quote inferiori rispetto alle morene LGM; in Val di Zoldo, dove le condizioni morfologiche sono poco adatte alla conservazione degli apparati morenici sui versanti, sono state individuate solo a nord-ovest del M. Belvedere, lungo il versante destro della Val Pramper, a q. 1650 s.l.m., a est di Pontesei, a q. 1500 s.l.m. e sempre a q. 1500 a nord-est di Zoppè di Cadore.

Nella zona di Agordo, al contrario, sono stati individuati degli apparati morenici laterali abbastanza ben conservati tra Voltago e la Val Imperina: il più elevato a q. 880 m s.l.m., il secondo a q.760.

Sempre in questa zona la deglaciazione è testimoniata dai depositi di contatto glaciale e misti (conoidi sospesi) del Subsistema di Frassenè (PVI₉), il cui livello di base, ben visibile a Digoman, corrisponde a quello delle morene di q. 880.

Questi depositi di contatto glaciale si trovano anche a occidente, nell'adiacente Foglio "San Martino di Castrozza", a Villa di S. Andrea e a Sagron (CASTIGLIONI, 1938).

In Val Imperina i depositi del Subsistema di Frassenè sono presenti ad Angoletta ed anch'essi mostrano un livello di base corrispondente alle morene di q. 880.

Alla luce di questi dati, nella zona di Agordo assume particolare importanza lo stazionamento del ghiacciaio di q. 880, evidentemente piuttosto prolungato, che ha permesso il riempimento parziale della Valle del T. Sarzana e della val Imperina con sedimenti che avevano come livello di base il ghiacciaio vallivo presente nella conca di Agordo e in Val Cordevole.

Particolarmente interessanti al riguardo sono i dati cronologici del Vallone Bellunese e le ricostruzioni della deglaciazione (PELLEGRINI, 2005a, 2018) nella zona della confluenza tra il Fiume Piave e il Cordevole; si tratta di date ricavate dalle argille lacustri di Mezzaterra (Sedico) e dalla torbiera di Chiesurazza (Belluno) che permettono di fissare il momento della separazione del ghiacciaio del Piave da quello del Cordevole. Secondo PELLEGRINI *et alii* (2005a) in questa fase ("seconda fase" *Auct.*) il ghiacciaio plavense, formando il sistema di morene laterali e frontali che va da Chiesurazza a Villago, sostava a q. 350 m s.l.m. circa, mentre il ghiacciaio del Cordevole, ancora unito a quello del Mis, aveva la sua fronte alla stessa quota all'altezza dei paesi di Gravazze e Meano; tra i due appa-

rati glaciali era presente un lago che occupava all'incirca l'attuale piana di Sedico.

Le età ^{14}C ricavate dalle argille lacustri di Sedico (13160 ± 210 anni BP, 15697 cal BP) e di Chiesurazza (12490 ± 40 BP, 14684 cal BP) indicano che la presenza di questi bacini lacustri era collegata all'inizio della climatozona conosciuta come interstadio di *Bølling-Allerød* (RAVAZZI *et alii*, 2007; Fig. 44).

La pulsazione glaciale in ambito alpino che precede questo evento climatico caldo può essere inquadrata nella cosiddetta fase di *Gschnitz* (IVY-OCHS, 2008; RAVAZZI *et alii*, 2007) a sua volta collegata all'*Heinrich Event 1*, primo di eventi di raffreddamento climatico su scala millenaria registrati nei sedimenti dell'Atlantico Settentrionale (IVY-OCHS, 2008); in ambito alpino orientale questa fase è datata a 15.400 ± 1400 anni BP (^{10}Be surface exposure dating; IVY-OCHS, 2008).

La massima avanzata nel Vallone Bellunese legata a questa fase, a differenza di quella descritta da PELLEGRINI *et alii* (2005a), può essere quella testimoniata dagli apparati morenici di Mel-Bardies durante la quale probabilmente il ghiacciaio plavense e quello del Cordevole erano ancora uniti.

Alla luce di questi dati risulta chiaro come nel territorio del Foglio, all'inizio della fase climatica dell'*Heinrich Event 1*, le principali valli (Piave, Cordevole, Zoldo) erano ancora riempite di ghiaccio. Negli stadi successivi alla culminazione LGM ("Fase di collasso del primo Tardoglaciale", RAVAZZI *et alii*, 2007) i ghiac-

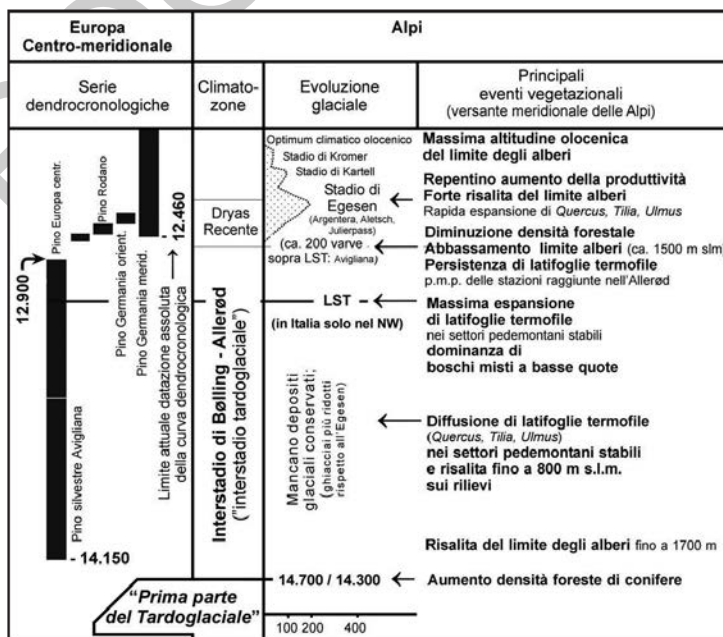


Fig. 44 - Schema della stratigrafia climatica del Tardoglaciale in Groenlandia e in Europa Centrale e dei principali vincoli cronologici disponibili e dei dati vegetazionali e glaciali documentati sul versante Sud delle Alpi (modificato da RAVAZZI *et alii*, 2007).

ciai vallivi erano probabilmente in fase di stagnazione e progressivo abbassamento di quota mentre avvenivano processi di separazione tra il ramo vallivo principale e quelli delle valli secondarie, come testimonia la situazione di Frassenè. La pulsazione della fase *Gschnitz*, probabilmente alimentata da circhi glaciali di grandi dimensioni posti più a nord (alto Agordino, Comelico) a quote superiori ai 2000 m s.l.m., in comunicazione diretta con le valli Cordevole e Piave, oppure, nel caso della Val di Zoldo, alimentata dai circhi del Gruppo del Civetta-Moiazza, che è il più elevato di quota nel territorio del Foglio, avrebbe interrotto la deglaciazione depositando apparati morenici laterali o depositi di contatto glaciale sui fianchi vallivi, riempito di sedimenti fluvioglaciali le valli secondarie svuotatisi dal ghiaccio in precedenza e avrebbe riattivato alcuni ghiacciai locali che a loro volta in precedenza si erano separati dal ghiacciaio vallivo; il limite delle nevi permanenti nelle Alpi Centro-Orientali associato a questa fase è stato calcolato in passato da vari autori (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1948; CASTIGLIONI, 1961; MASINI, 1998) valutando la sua depressione rispetto alla limite delle nevi della Piccola Età Glaciale (Δ ELA) a valori variabili tra -500 e -750 m. Più recentemente, è stata stimata una depressione di 1000 m per il settore delle Alpi orientali più vicino al Mar Adriatico, influenzato da una quantità di precipitazioni maggiore (TINTOR, 2005; IVY-OCHS, 2008) e calcolata la Δ ELA riferita all'areale dolomitico centro-settentrionale facendo riferimento al limite delle nevi della PEG della Marmolada (2757 m), dove gli autori fissano il limite delle nevi durante l' *Heinrich Event 1* a q. 2100 m (GHINOI & SOLDATI, 2017).

Sulla base dei dati bibliografici riportati, è ragionevole pensare che il valore della ELA nel territorio del Foglio durante l'*Heinrich Event 1* variava tra i 1800 e i 1700 m s.l.m., o addirittura a quote più basse (1500, 1400 m s.l.m., MONEGATO, 2012) il che rende plausibile lo scenario descritto in precedenza.

Alla luce di questi dati si può presumere che la fase di q. 880 della conca agordina e quindi i depositi del Subsistema di Frassenè possono essere associati a questo evento.

Sempre in Val Cordevole può essere associata a questa fase la piccola morena di q. 830 m s.l.m. sopra La Muda.

In Valle del Piave a questa fase possono essere associate la piccola morena di q. 770 di Casere Zucco, a Ovest di Pirago, che testimonia la confluenza del ghiacciaio della Val di Zoldo con quello del Piave e i depositi del Subsistema del Vajont (PVI₁), che testimoniano la presenza di un ghiacciaio vallivo che dalla Val Vajont confluiva nel ghiacciaio del Piave, invertendo il *trend* delle fasi LGM che vedeva il flusso del ghiaccio in direzione opposta.

In Val di Zoldo i depositi che possono essere associati a questa fase sono quelli della Val di Goima a monte di Sottorogno, attribuiti ad un riempimento della valle secondaria sostenuto dalla presenza del ghiacciaio vallivo principale a Dont e aventi come livello di base la quota 1030 m s.l.m. circa e il conoide sospeso di Casal, poco a Nord di Forno di Zoldo, avente come livello di base la quota di 1000 m s.l.m.

Anche i depositi di contatto glaciale osservati a q. 1050 m s.l.m. circa, in destra del T. Maè, presso Cercenà, possono essere attribuiti a questa fase (Fig. 45)



Fig. 45 - Depositi di contatto glaciale di Cerenà (Val di Zoldo).

così come i lembi di conoidi sospesi a q. 1090 m s.l.m. di Fienili Veda, a est di Fornesighe. In Val del Boite, lungo il versante destro, sono presenti dei cordoni morenici laterali a q. 1140 che potrebbero rappresentare l'acme della pulsazione del ghiacciaio vallivo in questa zona, mentre a quote più basse ci sono dei conoidi sospesi e dei depositi di contatto glaciale compresi nel Subsistema di Cancia (PVI₁) aventi come livello di base la quota 820 m s.l.m. che rappresentano una fase di regresso successiva alla pulsazione.

Da notare che una situazione analoga è presente nella Valle del Piave a Longarone, dove l'acme della pulsazione *Gschnitz* è posizionabile a q. 750 m s.l.m. circa (depositi del subsistema del Vajont, oppure la morena laterale di Casere Zucco), mentre i depositi di contatto glaciale di Igne e soprattutto quelli di Muda Maè a q. 500 circa, rappresentano una fase di sosta con una perdita di quota del tutto simile a quella della Val del Boite (200 m circa).

Dal punto di vista cartografico, essendo questi depositi di limitata estensione, scarsa o nulla continuità, sparsi in diversi bacini idrografici e mancando di dati cronologici che permettano delle correlazioni tra bacino e bacino, si è preferito inquadrarli all'interno del Sistema del Piave, con l'eccezione del Subsistema di Frassenè e del Subsistema del Vajont.

Altri processi glaciali legati alla pulsazione *Gschnitz* sono in parte documentati nel territorio del Foglio nei Subsistemi di Cancia (PVI₁), del Maè (PVI₇), del Cordevole (PVI₈) e della Caiada (PVI₁₀).

Si tratta di avanzamenti di ghiacciai locali nei rispettivi bacini idrografici che

hanno lasciato estesi apparati morenici laterali e frontali associati a *till* di ablazione e indifferenziati caratterizzati da litologie dei clasti quasi esclusivamente locali e per questo distinguibili dai depositi delle fasi precedenti.

Tuttavia, c'è da rimarcare che alcune di queste pulsazioni glaciali locali potrebbero essere attribuite a fasi diverse riconosciute in ambito alpino, successive alla pulsazione *Gschnitz*, (Clavadel/Sanders, Daun; IVY-OCHS, 2008).

Questo potrebbe essere il caso degli apparati glaciali a nord della conca di Agordo, a Forno di Zoldo e a monte di Dont che hanno raggiunto il fondovalle principale, evidentemente libero da ghiaccio.

Per quel che riguarda le fasi terminali della deglaciazione, nel territorio del Foglio non sono stati ritrovati depositi legati all'interstadio di *Bølling-Allerød*, mentre sono presenti nei Subsistemi Maè (PVI₇) e Cordevole (PVI₈) dei depositi associabili alla climatozona nota come *Younger Dryas* o *Dryas* Recente (RAVAZZI *et alii*, 2007).

Questo evento è ben documentato in ambito alpino ed è stato datato con i radionuclidi cosmogenici tra 12300±1500 e 11200±900 anni cal BP (Fase di *Egesen*, IVY-OCHS 2008).

La Δ ELA calcolata per questa fase è variabile tra i -450 e i -180 m (IVY-OCHS, 2008) con i valori minori presenti nelle parti più interne ed elevate della catena (MORAN, 2016); considerando gli aspetti paleoclimatici della zona della catena vicina all'Adriatico si può ragionevolmente presumere che la ELA in questa fase nel territorio del Foglio fosse posizionata a q. 2300 m s.l.m. circa.

Nel territorio del Foglio si riconoscono piccoli apparati glaciali in circhi a quote molto elevate, il cui limite delle nevi è incompatibile con le pulsazioni precedenti l'interstadio di *Bølling-Allerød*, né tantomeno possono essere associati al Subsistema dell'Amola (PEG, Olocene), in quanto non si trovano ai piedi di ghiacciai attuali.

Questi apparati glaciali sono per la maggior parte concentrati nei circhi del Gruppo del Civetta-Moiazza a quote variabili tra i 2300 e i 2500 m s.l.m.

Altri piccoli apparati glaciali sono presenti sulle Cime di San Sebastiano a q. 2100 m s.l.m. e allo Spigol del Palon a q. 2050 m s.l.m. circa.

2.3.2. - Sintema del Piave (PVI)

Corrisponde *pro parte* al “morenico” del Foglio n.12 “Pieve di Cadore” (CASTIGLIONI *et alii*, 1940), ai “depositi morenici generalmente del Würmiano” del Foglio n. 23 “Belluno” della Carta geologica d'Italia scala 1:100.000, al “Morenico dell'ultima glaciazione e degli stadi successivi” della Carta Geologica delle Pale di San Martino di CASTIGLIONI (1939), al “morenico rimaneggiato”, “morenico” e “alluvioni, riempimenti di conche, materiali fluvio-glaciali, spesso terrazzati” in LEONARDI (1938).

Il Sintema del Piave indistinto comprende depositi di natura glaciale e periglaciale cartografati per la maggior parte come *till* indifferenziati, mancando spesso affioramenti significativi che consentano di definire con precisione le facies ed estenderle su aree significative.

I depositi sono distribuiti in modo disomogeneo, fatto questo, dovuto alla morfologia valliva, dove si alternano aree favorevoli alla conservazione dei depositi a zone con energia del rilievo elevata che ne hanno permesso la conservazione solo in condizioni particolarmente favorevoli.

Sono diffusi con estensioni importanti nella conca agordina e nella testata della Val di Zoldo, mentre in Val Cordevole, Val del Piave, bassa Val di Zoldo sono distribuiti a macchia di leopardo.

Si tratta di *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa il cui colore varia a seconda della natura del substrato roccioso interessato dai processi di esarazione glaciale.

Su terreni metamorfici assume colore tendenzialmente grigio, su terreni carbonatici assume colori che vanno dal biancastro al bruno giallastro mentre su formazioni terrigene o vulcanoclastiche i colori variano dal rossastro al marrone scuro.

I *till* di alloggiamento presentano solitamente un rapporto clasti-matrice favorevole a quest'ultima, composta soprattutto da limi sabbiosi, sabbie limose e limi argillosi con clasti smussati, sovente striati se le litologie sono carbonatiche; in condizioni di affioramento favorevoli si osserva come i depositi sono sovraconsolidati.

I *till* di ablazione sono composti da *diamicton* massivi, a supporto di matrice sabbioso-limosa; il rapporto tra clasti e matrice è sostanzialmente paritetico, in rari casi favorevole ai clasti. La granulometria dei clasti varia dalle ghiaie ai blocchi, con un grado di arrotondamento da subarrotondato a subangoloso.

La composizione litologica dei clasti è assai variabile e riflette quella delle aree di alimentazione e delle zone di flusso del ghiacciaio; tra i clasti maggiormente riconoscibili ci sono le tufiti intercalate nei *Knollenkalke* e nei *Banderkalke* della Formazione di Buchenstein ("pietra verde") che nell'area del Foglio sono decisamente numerose e potenti, clasti esotici di basamento cristallino e di porfidi atesini mescolati con clasti di provenienza locale.

Il fenomeno è ben documentato nella Valle del Piave dove lungo il versante sinistro, all'imbocco della Val Vajont affiorano *till* di alloggiamento con clasti prevalentemente calcarei e dolomitici associati a rari clasti di pietra verde, che rispecchiano bene le litologie della valle a monte. Sul versante destro, e specificatamente nella zona della Caiada, la composizione litologica è molto diversa, con arricchimento importante in clasti di Scaglia Rossa e clasti provenienti dalle serie vulcanoclastiche triassiche (Fig. 46), a testimoniare il contributo delle unità formazionali del substrato roccioso lungo il fianco destro della Valle del Piave a monte della Caiada e del ramo glaciale proveniente dalla Val di Zoldo. Questa distribuzione delle diverse litologie nei *till* è dovuta al flusso di tipo laminare del ghiacciaio vallivo.

Lo stesso fenomeno è osservabile in Val di Zoldo, lungo diversi scassi che mettono in luce il *till* di alloggiamento alla base della serie sedimentaria quaternaria presente in zona. Nei pressi di Forno di Zoldo, in destra Maè, il *till* di alloggiamento è costituito da un *diamicton* sovraconsolidato a supporto di matrice limoso-sabbiosa grigio chiara-marroncina, con un rapporto clasti/matrice decisamente favorevole a quest'ultima; i clasti sono da arrotondati a subangolosi, con ciottoli carbonatici striati. La petrografia dei ciottoli rispecchia quella degli



Fig. 46 - Affioramento di till di alloggiamento di pertinenza plavense nella zona della Caiada (Valle del T. Desedan).

affioramenti a monte; spiccano i clasti di “Pietra Verde” e sono presenti rari ciottoli di basamento cristallino. Più a valle, presso la stretta di san Giovanni, il till di alloggiamento si presenta come un *diamicton* sovraconsolidato a supporto di matrice limoso argillosa rossa con piccoli clasti da arrotondati a subangolosi di “Pietra Verde” e della successione vulcanoclastica triassica, clasti subangolosi di dolomie e calcari, talvolta striati, e clasti spigolosi e frammentati della Formazione di Travenanzes, che affiora qualche centinaia di metri più a monte lungo il fondovalle ed è responsabile della colorazione rossastra assunta dalla matrice.

A valle della stretta di San Giovanni, presso una cava dismessa, nella porzione centrale della stessa, affiora un till di alloggiamento costituito da un *diamicton* sovraconsolidato a supporto di matrice di colore rosso-bruno, con clasti che presentano una netta bimodalità: piccoli, sporadici e subarrotondati della successione vulcanoclastica triassica e di “Pietra Verde”, mentre la maggior parte è formata da ciottoli da spigolosi a subarrotondati, talora striati, di dolomie con dimensioni non superiori ai 15 cm di diametro, indicanti un apporto locale importante (Fig. 47).

Piccole sezioni di till di alloggiamento sono state osservate nella zona di Agordo in Val Bissolaga e nella zona di Zedal (Fig. 48), dove è presente un *diamicton* sovraconsolidato a supporto di matrice limoso-argillosa rossastra o rosso-brunastra, nettamente preponderante rispetto ai clasti da arrotondati a subarrotondati, a granulometria variabile, ma in media centimetrica, con qualche raro ciottolo di dolomia decimetrico, talvolta striati e a “ferro da stiro”. La petrografia dei clasti è in prevalenza di natura terrigena, con subordinati clasti carbonatici. In questo caso le caratteristiche del till di alloggiamento sono fortemente influenzate dal substrato roccioso costituito dalla Formazione di Werfen.



Fig. 47 - *Affioramento di till di alloggiamento allo sbocco della Val Doa (Forno di Zoldo).*

All'interno del Sintema del Piave sono compresi anche depositi legati alla prima fase di deglaciazione in parte descritti in precedenza, ma non inquadrati in specifici subsistemi (“Fase di collasso del Primo Tardoglaciale”; RAVAZZI *et alii*, 2007).

I dati raccolti sono insufficienti per una descrizione completa dei processi avvenuti in questa fase nel territorio del Foglio; i settori più significativi sono i sistemi di morene del Monte Belvedere a sud di Forno di Zoldo e i depositi del Rifugio Carestiato, presso il passo Duran.

Nel primo caso le morene altimetricamente più elevate (q. 1650 s.l.m.), facendo riferimento alla quota massima raggiunta in zona dal ghiacciaio vallivo (1800 m s.l.m.; PENCK & BRÜCKNER, 1909) indicano una perdita di quota, seguita da uno stazionamento, di circa 150 m; tale perdita corrisponde all'incirca a quella stimata, rispetto alla massima altezza delle morene LGM, nel versante sinistro del Vallone Bellunese nella zona del Nevegal e del bacino del T. Terche (PICCIN *et alii*, 2008).

Nel secondo caso, nella zona del Rifugio Carestiato, ubicato a quota 1834 s.l.m. alla base della parete meridionale della Moiazza, sono presenti depositi di origine mista a clasti locali, caratterizzati da una curiosa morfologia a “budino”, appoggiata al versante e isolata sui restanti tre lati, troncata e riabbassata verso occidente di una trentina di metri circa rispetto alla superficie originaria che è quella dove attualmente sorge il rifugio (Fig. 49).

Questa morfologia è stata interpretata come un esempio di *kame plateau* (BRODZIKOWSKI & VAN LOON, 1991), formatasi al momento dell'inizio della deglaciazione del ghiacciaio vallivo LGM. In questa fase si sarebbe formata una depressione colmata da depositi provenienti dalla parete sovrastante o trasportati dalle acque

di fusione circolanti sulla superficie del ghiacciaio. Il successivo scioglimento della massa glaciale circostante avrebbe lasciato la caratteristica morfologia a colle isolato.

La depressione potrebbe essersi formata in seguito di una espansione laterale nella zona Le Stamene - Col di Pass, attualmente evolutasi in una serie di frane (Frane di Val Roiva), probabilmente favorita dalla litologia del substrato (Fm. di Travenanzes) e dall'abbondante circolazione delle acque di fusione; la deformazione gravitativa avrebbe poi coinvolto i depositi del *kame plateau*, troncandoli ed ribassandoli.

Per quel che riguarda i depositi legati alle fasi della pulsazione *Gschnitz* non inquadrati in specifici subsistemi, essi sono maggiormente rappresentati in Val di Zoldo sotto forma di depositi di contatto glaciale o di riempimenti ad opera di depositi fluvioglaciali e misti di conche e valli lasciate libere dai ghiacci; i depositi arealmente più estesi sono quelli della val di Goima, compresi tra Sottorogno e Molin.

Si tratta di depositi misti, in genere *diamicton* a supporto di clasti e/o di matrice, massivi o con intercalazioni di ghiaie e sabbie, con clasti per lo più di pertinenza locale, che danno luogo a conoidi fluvioglaciali sospesi attualmente da venti a cinquanta metri sopra il fondovalle attuale, indicanti un riempimento val-livo operato in prevalenza da corsi d'acqua laterali e secondariamente da torrenti alimentati da ghiacciai posti nei circhi del Civetta e verso il Passo Duran.

Altri depositi, interpretati di contatto glaciale, sono presenti a q. 1050 m s.l.m. circa, in destra del T. Maè, presso Cercenà; si tratta di ghiaie massive con tessitura a supporto di matrice ghiaioso-sabbiosa con intercalazioni di sabbie grigio verdastre laminate. I clasti, da arrotondati a subarrotondati, variano dalla ghiaia a subordinati blocchi di "Pietra Verde"; petrograficamente sono rappresentate tutte le litologie del bacino della Val di Zoldo.



Fig. 48 - Till di alloggiamento poggiate su siltiti rossastre della Formazione di Werfen (Zedal).

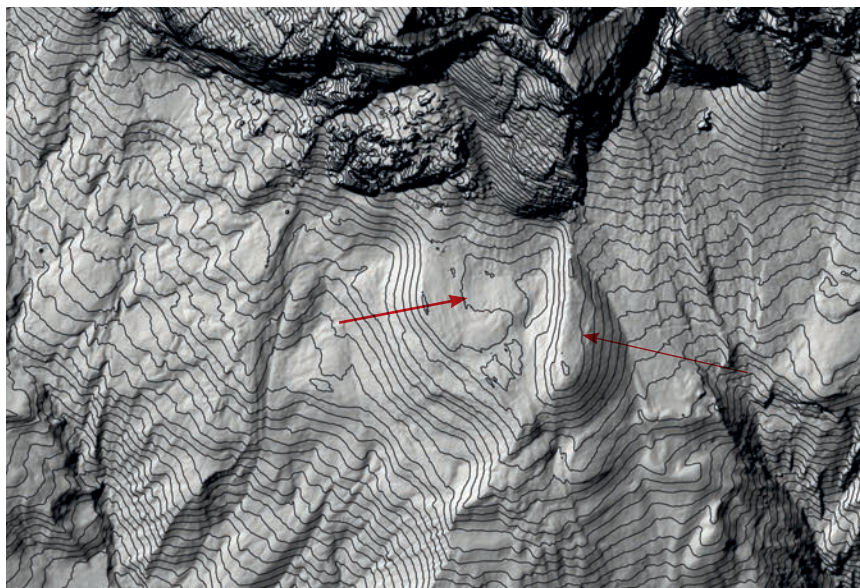


Fig. 49 - Estratto dal rilievo LIDAR che mostra la morfologia del Kame Plateau del Rifugio Carestiato (freccie rosse) e le deformazioni indotte dai movimenti del sackung.

Della stessa natura sono i depositi di q. 840 m s.l.m. presenti circa mezzo km a valle della galleria di San Giovanni, affioranti lungo la S.P. 251. Si tratta di ghiaie massive a supporto di clasti, localmente cementate e con lenti e tasche di sabbia; i ciottoli sono da arrotondati a subarrotondati e sono rappresentate tutte le litologie del bacino della Val di Zoldo. Data la sua quota e posizione isolata nel contesto della valle, il deposito è stato interpretato come legato alle ultime fasi di scioglimento del ghiacciaio vallivo successivamente alla pulsazione *Gschnitz*.

Nella valle del Ru Sech sono presenti resti di cordoni morenici che indicano, durante questa fase, una confluenza tra il ghiacciaio vallivo principale e un piccolo ghiacciaio locale.

Il limite inferiore del Sintema del Piave è erosivo con il substrato roccioso o inconforme con i sedimenti quaternari più antichi. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è erosivo con il Sintema Postglaciale Alpino; in alcune zone i sedimenti dei subsistemi inclusi nel Sintema del Piave poggiano, tramite contatto erosivo, sui depositi indistinti della stessa unità.

Per quanto riguarda l'inquadramento cronologico, il Sintema del Piave, correlato al *Last Glacial Maximum*, viene inserito nel Pleistocene superiore *p.p.*

2.3.2.1. - Subsintema di Frassenè (PVI₉)

I depositi cartografati nel Subsintema di Frassenè corrispondono pro parte alle “Morene rimaneggiate e depositi intermorenici” e alle “Alluvioni dei terrazzi stadiali postwürmiani” della Carta Geologica delle Pale di San Martino di CASTIGLIONI (1939).

Si tratta per lo più di ghiaie sabbiose stratificate (depositi di contatto glaciale) e *diamicton* a supporto di clasti e/o di matrice, massivi o con intercalazioni di ghiaie e sabbie mal selezionate (depositi misti).

Nel territorio del Foglio sono presenti limitatamente lungo la valle del T. Sarzana a Voltago e Digoman e in Val Imperina presso Angoletta; sono scarsamente affioranti e riconoscibili prevalentemente per le morfologie date da lembi di terrazzi e conoidi sospesi sulla valle principale, connessi allo sbarramento operato dal ghiacciaio vallivo del Cordevole che ha depositato a q. 880 circa le morene laterali di Voltago, Digoman e Miotte.

La composizione litologica dei clasti a Digoman e Voltago riflette quella del materiale morenico della zona (che è stato rimaneggiato) e quella del substrato roccioso.

In Val Imperina costituiscono, in destra idrografica, dei lembi di conoidi sospesi una settantina di metri sopra il fondovalle attuale, alimentati in passato da due torrenti che hanno inciso profondi solchi lungo il versante nord-occidentale del Pizzo di Mezzo e che in tempi recenti hanno inciso i vecchi conoidi per tutto il loro spessore, affluendo poi nel T. Imperina.

In questi depositi i clasti hanno una provenienza locale, legata al bacino di alimentazione dei due torrenti.

Lo spessore dei depositi del Subsintema di Frassenè varia da qualche metro ad una settantina di metri.

Il limite inferiore è erosivo sul substrato roccioso o su PVI, il limite superiore coincide con la superficie topografica oppure è inconforme con PTG; dal punto di vista cronologico viene inserito nella parte finale del Pleistocene superiore.

2.3.2.2. - Subsintema del Vajont (PVI₁₁)

Questi depositi affiorano in modo molto limitato ai bordi del Foglio in Val Vajont, tributaria sinistra della Valle del Piave.

Sono visibili in destra idrografica lungo la Strada Provinciale 251 Zoldo e Cellina, poco a monte del parcheggio della chiesetta in memoria delle vittime del disastro del 1963 e in sinistra idrografica sul corpo di frana, immediatamente a monte della diga sino ad una quota di 770 m circa s.l.m.

Sono costituiti da un *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbiosa rosastra, con clasti da subarrotondati ad angolosi, a granulometria variabile dalle ghiaie ai massi, di provenienza dalla Val Vajont (in prevalenza calcari, calcari marnosi e dolomie), interpretato come un *till* di ablazione, molto diverso dal vi-

cino *diamicton* di origine plavense ubicato sopra i depositi del Supersistema di Cadola; spiccano infatti il colore rosso della matrice e gli abbondanti clasti di Scaglia Rossa, fattori da legare all'erosione glaciale a spese dei numerosi affioramenti nella zona di questa formazione (Fig. 50).

Questi depositi sono da correlare ad una fase in cui il flusso del ghiacciaio del Piave ha invertito il suo corso; infatti, se nelle fasi di massimo sviluppo, durante l'LGGM, il ghiacciaio entrava in Val Vajont, come testimoniato dai depositi presenti sopra la diga in destra idrografica e dai depositi in sinistra, che ancora sono visibili sulla nicchia di distacco della grande frana del 1963, oltre che dalla direzione delle strie glaciali sulla roccia a Nord di Casso, successivamente vi è stata l'inversione del flusso, con l'evidenza di un ghiacciaio locale che confluiva dalla Val Vajont nel ghiacciaio del Piave a quote intorno ai 750 m s.l.m.

Alcune considerazioni interessanti sulla storia tardoglaciale di questa parte del territorio del Foglio possono essere fatte sulla base degli studi di Carlo Semenza nella zona prima della grande frana del 1963 (GIUDICI & SEMENZA, 1960).

Nel settore della forra del T. Vajont poco a monte della diga (Ponte del Colomber), Semenza aveva individuato un alveo epigenetico colmato da ghiaie e sabbie di origine alluvionale, depositi che poi sarebbero stati messi ulteriormente in evidenza sino a q. 600 m s.l.m. circa, dopo lo svuotamento del lago artificiale del 1961.

Tali depositi erano particolarmente importanti in quanto sepolti da una paleo-frana che aveva messo in posto una massa di circa 50 milioni di m³, poi successivamente incisa dall'azione del T. Vajont, dando luogo a quello che Semenza avrebbe definito "Colle Isolato" (Fig. 51, Fig. 52 e Fig. 53).

L'autore considerava questi depositi alluvionali come messi in posto in un generico "interglaciale" precedente la glaciazione würmiana.

Evidenze stratigrafiche nell'adiacente Foglio "Claut", che riguardano l'assetto dei depositi quaternari a est del corpo della grande frana del 1963 (zona di Erto, Val Me-



Fig. 50 - Panorama della parte occidentale della frana poco sopra la diga del Vajont; si notano i colori rossastri del till di ablazione del subsistema del Vajont, ricco di clasti di Scaglia Rossa.

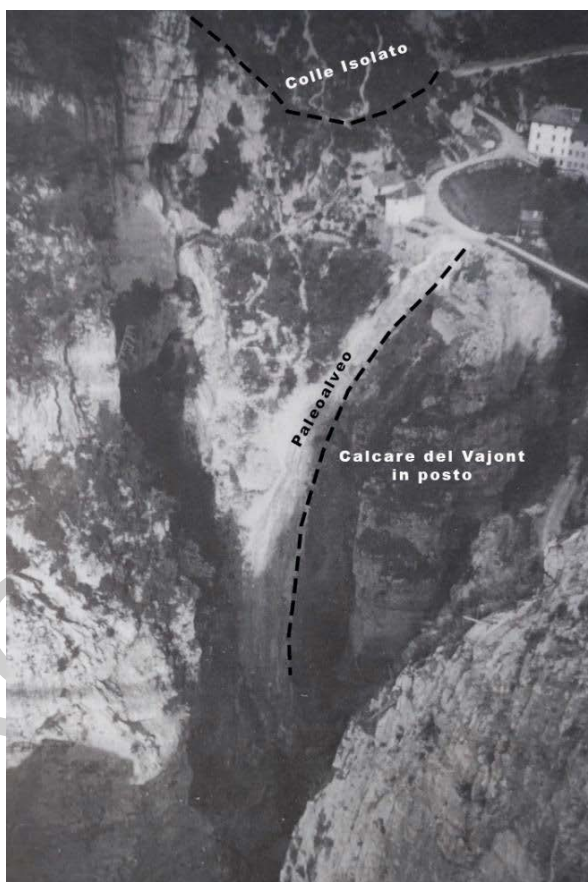


Fig. 51 - Gola del Colomber nel 1959; alla base della chiesetta sono presenti depositi alluvionali di riempimento di un solco epigenetico.

sazzo) indicano come invece questi depositi possano essere ascritti ad una storia tardoglaciale, legata ad un riempimento della Val Vajont ad opera di sedimenti lacustri e fluvioglaciali; riempimento che sarebbe avvenuto a seguito della separazione tra il ghiacciaio plavense e quello della Val Vajont, con svuotamento di quest'ultima.

Questi sedimenti erano sostenuti dal ghiacciaio presente in Val del Piave a quote tra 700 e 600 m circa ed hanno i loro corrispettivi in Valle del Maè, a Igne e a Muda Maè.

Il limite inferiore è erosivo sul substrato roccioso o su PVI e CA, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica oppure è inconforme con PTG.

Il subsistema del Vajont viene inquadrato nella parte terminale del Pleistocene superiore.



Fig. 52 - Panoramica della valle del Vajont con la diga in costruzione; sono evidenziate le due masse franate ("Colle Isolato") individuate da E. Semenza; le frecce indicano la posizione dei depositi alluvionali al di sotto del corpo di frana.



Fig. 53 - Imbocco occidentale della galleria di by-pass al Colomber; sono evidenti i depositi alluvionali alla base del "Colle Isolato".

2.3.2.3. - Subsintema della Caiada (PVI₁₀)

Corrisponde *pro parte* ai "depositi morenici generalmente del Würmiano" del Foglio n. 23 "Belluno" della Carta geologica d'Italia scala 1:100.000.

I depositi inquadrati nel subsintema della Caiada sono stati cartografati all'interno del bacino del T. Desedan, affluente di destra del F. Piave e sono rappresentativi dei depositi glaciali analoghi del bacino di destra idrografica del Fiume Piave della Val Tovanelle e della Valbona.

In Val Tovanelle si tratta di minuscoli apparati glaciali di circo presenti a sud del Col Pelos, nella zona del Col Tamai, in un piccolo circo sospeso a sud delle Cime di Bosconero e in Val de Costa Signora.

In Valbona, si tratta di alcuni apparati glaciali di circo di modeste dimensioni; il primo, con esposizione verso sud, occupava il circo del bacino del Rio Nero, spingendosi verso valle sino ad una quota di 1250 m dove, nei pressi di Casera Girola, è riconoscibile una morena frontale. Una seconda morena frontale, posta a quota più elevata, si riconosce a sud di Casera Pian di Fontana, a q. 1450 m s.l.m. circa, mentre un piccolo apparato isolato ha lasciato una morena frontale a sud di Forcella Ronche, a q. 1873 m s.l.m. Il secondo apparato occupava il circo di località Campestrin, compreso tra il Sassolungo di Cibiana e le Cime degli Sforbioi e scendeva verso il fondovalle a est della Casera di Valbona, congiungendosi con altri due piccoli apparati del Col Pelos e della Val dell'Albero, sino a quota 1075 m s.l.m. circa.

Nel bacino del Torrente Desedan si tratta di un apparato glaciale di piccole dimensioni che aveva i bacini di alimentazione nei circhi del Col di Mel e del Monte Pelf e mostra evidenze di avanzamento sopra i depositi LGM del ghiacciaio plavense. L'apparato è ricostruibile tramite il LIDAR, che permette di individuare le morene ai Prà Lamberti, a Casera Scotti e Casera Digol, mentre il deposito si può osservare su piccoli scassi lungo le strade forestali o nella valletta prospiciente il Col dei Broli ed è formato da un *till* di ablazione a supporto di matrice sabbioso limosa chiara e clasti con granulometria variabile dalle ghiaie ai ciottoli decimetrici di calcari, in genere da subangolosi a subarrotondati (Fig. 54).

Lo spessore dei depositi varia da qualche metro a qualche decina di metri.

Per quel che riguarda l'attribuzione alle pulsazioni tardoglaciali, la quota della morena più elevata (1500 m s.l.m. circa) fa sì che il subsintema della Caiada sia ragionevolmente correlabile ad una delle fasi successive alla pulsazione *Gschnitz*, (*Clavadel/Sanders, Daun; IVY-OCHS, 2008*).

Il limite inferiore è erosivo sul substrato roccioso o su PVI mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica oppure inconforme con PTG.

Il subsintema della Caiada può essere inquadrato nella parte terminale del Pleistocene superiore.

2.3.2.4. - Subsintema del Cordevole (**PVI₈**)

Corrisponde *pro-parte* al “morenico” del Foglio n.12 “Pieve di Cadore” (CASTIGLIONI *et alii*, 1940), ai “depositi morenici generalmente del Würmiano” del Foglio n. 23 “Belluno” della Carta geologica d'Italia scala 1:100000, al “Morenico dell'ultima glaciazione e degli stadi successivi” della Carta Geologica delle Pale di San Martino di CASTIGLIONI (1939) ed infine al “Morenico in generale” della Carta Geologica del Gruppo del Civetta (CASTIGLIONI, 1931).

Come nel caso del subsintema del Maè, i depositi cartografati nel subsintema del Cordevole sono stati formati per lo più da apparati glaciali di circo o di valli



Fig. 54 - Affioramento di till di ablazione attribuito al subsistema della Caiada, formato da clasti di calcare (Col dei Broli, Caiada).

secondarie rispetto alla Val Cordevole, che mostrano chiare tracce di avanzamenti avvenuti in modo diacrono successivamente alla “Fase di collasso del primo Tardoglaciale” (RAVAZZI *et alii*, 2007), cioè contemporaneamente all'evento climatico *Heinrich Event 1* (Stadio di *Gschnitz*) o successivamente allo stesso, quando vi è stata la scomparsa definitiva del ghiacciaio vallivo ed infine durante l'evento del *Dryas Recente* (Stadio di *Egesen*, IVY-OCHS, 2008).

I depositi glaciali sono formati per la maggior parte da *till* di ablazione costituiti da *diamicton* a supporto di matrice ghiaioso-sabbiosa e/o di clasti, da poco addensati ad addensati, da subarrotondati a spigolosi, con granulometrie assai variabili, dalle ghiaie ai blocchi con litologia dei clasti sostanzialmente di origine locale, con netta prevalenza di dolomie e calcari.

I principali apparati glaciali riconosciuti sono ubicati nella parte settentrionale del bacino del Cordevole.

Nel settore di La Valle Agordina è presente un piccolo sistema di cordoni morenici tra Malga Moschesin e la Valle delle Pontesie; la morena più bassa si trova a q. 978 m s.l.m.

A ovest di questo piccolo apparato, era presente un piccolo ghiacciaio di circo a valle del Monte Zelo, le cui morene più avanzate si possono riconoscere a q. 1020 m s.l.m.

Nella valle del T. Missiaga, dentro una vecchia cava di detrito in località Cesurete, lungo la strada del Passo Duran, sono presenti *till* di ablazione monogenici,

localmente cementati, con tessitura a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa, clasti da subangolosi ad angolosi e con grossi blocchi metrici di dolomia (Fig. 55). Resti di cordoni morenici sono presenti a Fienili Prus e Fienili Alghera, tuttavia l'apparato glaciale non è facilmente ricostruibile: una forma riconducibile a quella che sembra la morena più avanzata, si osserva in destra idrografica proprio dove sorge l'abitato di Valle di Cadore (q. 866 m s.l.m.).

Altri apparati glaciali sono stati ricostruiti, grazie ai dati di rilevamento, a nord di Taibon Agordino.

Il primo è costituito da una serie di morene laterali ben conservate in destra idrografica del T. Tegnas, alla confluenza tra la Valle di San Lucano e la Val Cordevole, tra quota 750 m s.l.m. e il fondovalle, il cui deposito è dato da un *till* di ablazione monogenico con grossi blocchi di dolomia; queste morene identificano un ghiacciaio che dalla Valle di San Lucano si affacciava sulla Val Cordevole, dove il ghiacciaio vallivo principale era già scomparso.

Il secondo apparato è costituito da lembi di cordoni morenici preservati sulla sponda destra del Cordevole, poco a monte di Peden a q. 650 m circa s.l.m.

Il deposito è costituito da un *diamicton* a supporto di matrice sabbioso limosa scura, con clasti centimetrico decimetrici da subarrotondati a spigolosi di dolomie e calcari e con presenza di blocchi metrici di dolomia; la particolarità di questo deposito sta nella sua natura monogenica, il che porta ad escludere una sua provenienza dalla alta Val Cordevole, dove le litologie affioranti comprendono anche numerosi litotipi terrigeni e vulcanici.



Fig. 55 - Till di ablazione a prevalenti clasti di dolomia (Cesurete, La Valle Agordina).

Questo fatto fa ritenere che il deposito sia legato ad un ghiacciaio proveniente dalla Val Corpassa, che a Listolade si immetteva in Val Cordevole giungendo sino alla zona di Pradel; a sostegno di tale ipotesi c'è anche la morfologia del conoide sospeso in destra Cordevole di fronte a Listolade.

Ben conservati sono anche l'apparato glaciale di alta quota della Val Corpassa (Pian de le Taie) che dalla Val dei Cantoni scendeva sino a quota 1330 a nord di Capanna Trieste e il piccolo apparato dei Giaroi de Palanzin che anch'esso arrivava sino quasi al fondovalle, sempre nei pressi di Capanna Trieste.

In Val Corpassa, lungo il fondovalle, si riconoscono i resti di una morena frontale a q. 900 circa, poco a monte del Ponte di Rabul.

Altri apparati glaciali sono presenti nel grandioso circo glaciale del Van de le Sasse ai Piedi della Piccola Civetta (Fig. 56) e presso la Busazza, alla base della Cima della Moiazetta de la Grava e della Cima delle Sasse.

Per quel che riguarda l'attribuzione di queste pulsazioni alle varie fasi tardoglaciali, valgono le stesse considerazioni fatte per il coevo Subsistema del Maè (§. 2.3.2.5).

Lo spessore dei depositi del subsistema del Cordevole varia da qualche metro a qualche decina di metri.

Il limite inferiore è erosivo sul substrato roccioso o su PVI, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica oppure è inconforme con PTG.

Dal punto di vista cronologico, il subsistema del Cordevole appartiene alla parte terminale del Pleistocene superiore.



Fig. 56 - *Morene frontali e hummocky moraines alla base della Piccola Civetta (Van de le Sasse-Foto per g.c. di Massimo di Giusto).*

2.3.2.5. - Subsintema del Maè (PVI₇)

Corrisponde *pro-parte* al “morenico” del Foglio n.12 “Pieve di Cadore” (CASTIGLIONI *et alii*, 1940), ai “depositi morenici generalmente del Würmiano” del Foglio n. 23 “Belluno” della Carta geologica d'Italia scala 1:100000, al “morenico rimaneggiato”, “morenico” e “alluvioni, riempimenti di conche, materiali fluvio-glaciali, spesso terrazzati” in LEONARDI (1938), ed infine al “Morenico in generale” della Carta Geologica del Gruppo del Civetta (CASTIGLIONI, 1931).

I depositi cartografati nel subsintema del Maè sono stati formati per lo più da apparati glaciali di circo o di valli secondarie che mostrano chiare tracce di avanzamenti avvenuti in modo diacrono successivamente alla “Fase di collasso del primo Tardoglaciale” (RAVAZZI *et alii*, 2007), cioè contemporaneamente allo Stadio di *Gschnitz* o successivamente allo stesso, quando vi è stata la scomparsa definitiva del ghiacciaio vallivo nel bacino del T. Maè ed infine durante l'evento del *Dryas* Recente (Stadio di *Egesen*, IVY-OCHS, 2008).

Nel subsintema sono stati incorporati anche depositi di natura diversa, essenzialmente di tipo alluvionale e/o misti legati a riempimenti vallivi causati dalle avanzate glaciali dalle valli tributarie e da depositi di frana.

La mancanza di dati di cronologia numerica e l'utilizzo delle Unità a Limiti Inconformi ha di fatto reso obsoleta, a livello cartografico, la suddivisione schematica operata dagli autori nel passato (CASTIGLIONI, 1964), che distinguevano le varie pulsazioni glaciali operando correlazioni esclusivamente sul calcolo della ELA, e reso necessario l'accorpamento di questi depositi in un unico subsintema; tuttavia in alcune situazioni si è tentato di operare delle correlazioni sulla base dei dati bibliografici, della stima della ELA locale, della moderna cronologia del Tardoglaciale alpino e tenendo conto della complessità delle dinamiche glaciali, talvolta slegate rispetto ad eventi climatici specifici.

I depositi glaciali sono rappresentati per la maggior parte da *till* di ablazione dati da *diamicton* a supporto di matrice ghiaioso sabbiosa e/o di clasti, da poco addensati ad addensati, da subarrotondati a spigolosi, con granulometrie assai variabili, dalle ghiaie ai blocchi. Caratteristica peculiare di questi depositi è la litologia dei clasti, che sono sostanzialmente di origine locale e formati da dolomie e subordinati calcari; i bacini di alimentazione di questi ghiacciai erano infatti sempre posti in circhi glaciali, tranne qualche rara eccezione, dove affiorano la Dolomia Principale o comunque rocce giurassiche carbonatiche.

Questi apparati glaciali si riconoscono grazie alla presenza di cordoni morenici conservati e a qualche sezione significativa, nella zona orientale del gruppo Civetta-Moiazza, in quella settentrionale delle Cime di San Sebastiano-Tamer, in Val Pramper, Val di Doa, Val Venier, Val del Cavoran, a occidente delle Cime della Rocchetta e nel circo orientale del Sasso di Bosconero.

Mancano in Val del Grisol, probabilmente a causa dell'elevata energia del rilievo e nel lato settentrionale del bacino con l'eccezione di un minuscolo apparato ai piedi del Col Grande a est di Zoppè di Cadore.

Partendo da ovest si riconosce un apparato glaciale sul versante zoldano del Passo Duran appena a ovest della Val de le Roe, che ha la sua massima espansione a quota 1350 m s.l.m. circa e una seconda chiusura a quota 1390 m s.l.m. circa (Fig. 57). Si tratta di un apparato problematico in quanto non strettamente connesso ad alcun circo e caratterizzato dalla presenza di un *till* di ablazione più affine a quello plavense; può essere interpretato come un episodio slegato dal contesto climatico del Tardoglaciale, probabilmente un episodio di *surge* glaciale a seguito della separazione tra il ramo zoldano e quello agordino del ghiacciaio plavense.

Un secondo apparato glaciale è quello riconosciuto nel Vant della Moiazetta della Grava e in Val de la Grava; l'apparato morenico è costituito da un *till* di ablazione a litologia esclusivamente locale, con clasti di dolomia e calcare e subordinati clasti terrigeni; la massima avanzata del ghiacciaio è a q. 1380 m s.l.m. circa, compatibile con la pulsazione *Gschnitz*. Le morene nel circo del Vant della Moiazetta della Grava descrivono piccoli ghiacciai di circo a quote compatibili con la fase di *Egesen*.

Nell'adiacente Van della Moiazza sono presenti apparati morenici ben conservati con clasti a litologia esclusivamente locale, anch'essi con morfologie e quote compatibili con la climatozona del *Dryas* Recente (Fig. 58); sicuramente, date le quote e le dimensioni del circo glaciale, era presente un apparato glaciale più antico che scendeva in Val Goima, i cui depositi sono stati oblitterati dai sedimenti olocenici.

Una configurazione simile di apparati glaciali è osservabile a est del Civetta, dove è presente in Val di Pecol un evidente apparato morenico ben conservato, già descritto da CASTIGLIONI (1931), che ha la sua fronte immediatamente a monte dell'abitato di Pecol. I depositi sono dati da *till* di ablazione di origine esclusivamente locale, dove spiccano massi di grosse dimensioni di dolomia. In qualche

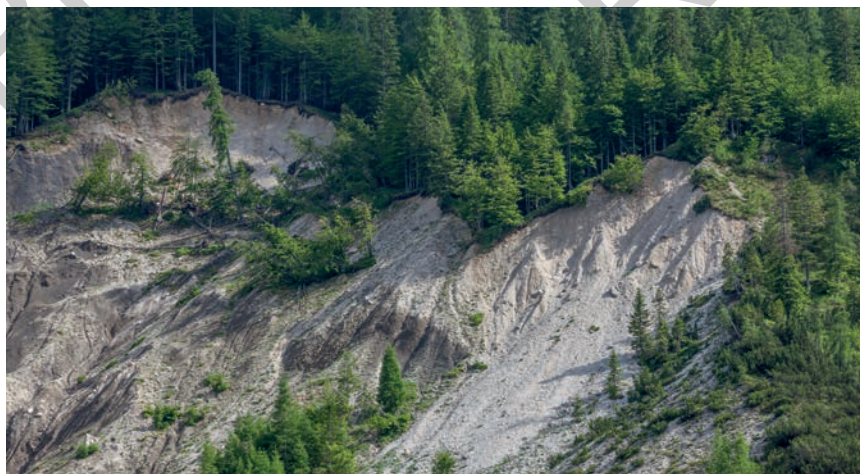


Fig. 57 - Till di ablazione del subsistema del Maè in evidenza sulla nicchia della frana del Ru delle Roe (Passo Duran).



Fig. 58 - Panorama invernale del Van della Moiazza dove la neve mette in evidenza i cordoni morenici di apparati glaciali compatibili con la climatozona del Dryas recente.

piccolo scasso lungo il Maè o lungo qualche valletta laterale si possono osservare dei *till* di alloggiamento non cartografabili, dati da *diamicton* a supporto di matrice limoso-sabbiosa, con scarsa quantità di argilla di colore marrone chiaro o giallino. I clasti, subarrotondati e striati, sono caratterizzati da una ampia variabilità granulometrica e da litologie locali, in stragrande maggioranza dolomie e calcari.

Per completare il quadro degli apparati glaciali locali di questo settore del bacino del Maè, bisogna dire che sono presenti in modo discontinuo dei depositi associati anche a valle dell'abitato di Pecol, settore caratterizzato da imponenti depositi di natura alluvionale e soprattutto gravitativa che hanno sepolto gran parte dei depositi glaciali obliterando così le relative morfologie.

Gli affioramenti principali sono ubicati tra q. 1300 e q. 1450 m s.l.m. in località Le Fertazze, lungo il versante tra Mareson e Pianaz, lungo il fondovalle tra Fusine e Rutorbol e in località Fop.

I primi sono costituiti da un *diamicton* scarsamente addensato, a supporto di matrice limosa e argilloso-sabbiosa, con clasti che variano granulometricamente dalla ghiaia ai blocchi, da arrotondati a subarrotondati, talora striati e petrograficamente costituiti da un 70% di clasti carbonatici e un 30% circa di clasti terrigeni; si tratta di un *till* di ablazione parzialmente obliterato da depositi gravitativi, probabilmente ciò che resta di una importante morena laterale (Moscariello, 1993).

I depositi tra Fusine e Fop sono stati interpretati come *till* di ablazione costituiti da *diamicton* a supporto di matrice limosa biancastra, con clasti spigolosi o subarrotondati di dolomie e calcari e con subordinati (10% circa) clasti di natura terrigena; nella zona di Fop sono presenti anche grandi blocchi di dolomia di forma prismatica ed è conservata una morfologia ad arco morenico frontale (MOSCARIELLO *et alii*, 1993); altri allineamenti di blocchi di dolomia sono presenti lungo la parte bassa del versante e nel fondovalle a Ru Soramaè.

La morena frontale di Fop risulta molto importante in quanto rappresenta il primo segno di riavanzata glaciale dopo la scomparsa del ghiacciaio vallivo che era ancora presente durante l'*Heinrich Event 1*, con uno sviluppo in lunghezza di circa 8 km calcolati a partire dal punto più elevato del circo di alimentazione sul Monte Civetta.

In ambito alpino settentrionale, la fase successiva allo stadio di *Gschnitz* è nota come stadio di *Clavadel*, con una Δ ELA di -400, -500 m (IVY-OCHS, 2008); nell'areale dolomitico la ELA di questa fase può essere stimata in modo proporzionale, sulla base della Δ ELA stimata da vari autori per lo stadiale *Gschnitz* nelle alpi meridionali orientali; i valori ottenuti indicano una ELA posizionata ad una quota di 1900 m s.l.m.

Nel caso della Val di Pecol, la morena altimetricamente più elevata è ubicata a q. 1706 m s.l.m., il che abbasserebbe di circa 200 m la ELA locale. A giustificazione di ciò possono essere presi in considerazione anche un contributo da parte di ghiacciai locali provenienti dal versante sud del Monte Pelmo oppure una avanzata slegata da un particolare contesto climatico, o un effettivo abbassamento generalizzato del limite delle nevi nella regione.

Infine, nel circo di alimentazione del ghiacciaio vallivo della Val di Pecol sono presenti piccoli apparti morenici a quote compatibili con la climatozona del *Dryas Recente*.

Nel settore mediano della Val di Zoldo, tra Dont e Pontesei, il subsistema del Maè presenta la maggior distribuzione di depositi.

La complessa evoluzione quaternaria di questo settore è stata studiata da diversi autori nel passato (LEONARDI, 1938; PANIZZA, 1972; MOSCARIELLO *et alii*, 1993) che hanno messo in evidenza come l'assetto morfologico sia stato influenzato in modo determinante dall'interferenza tra avanzate glaciali e importanti eventi franosi; con i dati del rilevamento ed un riesame delle sezioni stratigrafiche più importanti, è stato possibile elaborare un modello interpretativo di evoluzione morfologica di questo settore del bacino del T. Maè.

Partendo da nord-ovest i depositi del subsistema del Maè affiorano nella conca di Dont e a Villa, dove sono presenti lembi di terrazzi e di conoidi sospesi tra quota 1000 e quota 980 m s.l.m., cioè una sessantina di metri sopra il fondovalle attuale e quasi 40 m più bassi del sistema di depositi della Val Goima.

A Pradel si riconoscono tre ordini di terrazzi (q. 1000, q. 970 e q. 950 m s.l.m.); si tratta di depositi fluvioglaciali e di origine mista formati da sabbie grossolane intercalate a ghiaie stratificate con ciottoli arrotondati e subarrotondati; è presente un livello di spessore metrico (fino a 10 m) di sabbie sottili addensate scure, con

intercalazioni di livelli decimetrici di argille e limi scuri. Nel complesso, questi depositi possono essere associati ad un ambiente torrentizio, con presenza di un piccolo bacino lacustre.

La formazione di questi depositi è stata interpretata da PANIZZA (1972) come causata dallo sbarramento operato da una frana in località Pralongo (“Frana di Pinè”), frana avvenuta, secondo l'autore, a spese della parte più avanzata dei depositi glaciali della Val Malisia, distinguendo tra la forma a ventaglio di questi depositi e i cordoni morenici di Pralongo. MOSCARIELLO (1993) li attribuisce invece allo sbarramento causato da una pulsazione del ghiacciaio della Val Malisia, che sarebbe avanzato fino al fondovalle di fatto ostruendolo ed interpretando il deposito della “Frana di Pinè” come di origine glaciale.

Sempre PANIZZA (1972) riporta anche in sinistra Maè, presso Sotto le Rive, i depositi della “Frana di Pinè”, sepolti da sedimenti alluvionali; secondo l'autore questo tipo di deposito, presente anche lungo la dorsale che separa la Val Pramper dalla Val Malisia (località La Pala), è interpretabile come frana precipitata sul ghiacciaio. Nella medesima località questo deposito era stato interpretato da LEONARDI (1937) come morena mediana dei ghiacciai che percorrevano la Val Malisia e la Val Pramper.

Il rilevamento di terreno ha messo in evidenza che lungo la dorsale sono presenti, oltre a numerosi blocchi metrici di dolomia, anche clasti terrigeni subarrotundati e subangolosi, centimetrici e decimetrici; cosa questa che conferma la natura glaciale del deposito (Fig. 59).



Fig. 59 - Blocchi squadrati di dolomia che fanno parte di un till di ablazione (località La Pala, Val Malisia).

L'analisi di sezioni in sinistra e destra Maè a Sotto le Rive e lungo la forra del Torrente Malisia, tra Forno di Zoldo e Pralongo mostra una successione stratigrafica complessa. In quest'ultima località, sopra il substrato roccioso è presente un *till* di alloggiamento dato da un *mix* di clasti di origine locale, in genere subarrotondati (ciottoli di Arenarie di Zoppè), con clasti subangolosi di dolomia, di spessore assai variabile, da un metro sino a qualche decina di metri, che spostandosi verso valle si arricchisce di elementi caratteristici come la "Pietra Verde". Superiormente affiora un *diamicton* massivo petrograficamente monogenico, costituito esclusivamente di dolomia, a supporto di clasti, con tessitura parzialmente aperta, ma in qualche punto a supporto di matrice sabbioso-limosa biancastra e granulometria variabile dalla ghiaia sino al masso di parecchi metri cubi di volume. Il deposito è stato interpretato come un accumulo di frana di crollo, di spessore variabile, da qualche metro sino ad una ventina di metri (Fig. 60).

In qualche punto si osserva il passaggio tra questi depositi di frana e una successione di ghiaie massive di ambiente torrentizio, localmente grossolanamente stratificate e parzialmente cementate, con ciottoli da arrotondati a subangolosi a granulometria assai variabile, da ghiaia a blocchi di 50-70 cm di diametro; questi ultimi tendono a formare uno strato di circa 1 m nella parte alta della successione. Le ghiaie sono ricoperte da un *diamicton* massivo a supporto di matrice limoso-argillosa scura, con clasti da centimetrici a decimetrici, provenienti dalla successio-



Fig. 60 - Contatto tra *till* di alloggiamento di colore scuro e deposito di frana costituito esclusivamente di clasti di dolomia (forra del T. Malisia, Campolongo)

ne bacinale triassica, in genere subarrotondati e clasti subangolosi di dolomia (*till* di alloggiamento), che nella parte alta presenta dei grossi blocchi anche metrici e spigolosi di dolomie.

A monte di Forno di Zoldo, esattamente di fronte a Pralongo, affiora in sponda sinistra del Maè, in corrispondenza di una piccola cava dismessa di materiale lapideo, un deposito di frana simile a quello descritto in precedenza. Questo deposito, la cui base qui non è visibile, viene ricoperto al tetto da depositi misti e/o fluvio-glaciali che formano la superficie terrazzata di Astragal. Procedendo verso Sotto Le Rive, compare il deposito basale dato da *till* di alloggiamento a supporto di matrice sabbioso-limoso scura, con clasti da centimetrici a decimetrici, da subarrotondati a subangolosi, provenienti dalla successione bacinale triassica e subordinatamente da dolomie. Enormi blocchi squadrati di Dolomia Principale sono presenti lungo il fondovalle sull'alveo del Maè tra Borgo S. Antonio fino a circa 150 m a monte delle ultime case di Sotto Le Rive; sempre in questa località si osservano gli stessi massi di dolomia in parte sepolti sotto il terrazzo alluvionale sospeso una decina di metri sopra l'alveo attuale (Fig. 61).

Lungo la sponda destra, dalle ultime case di Pralongo, fino ad una decina di metri dall'alveo attuale, affiora un deposito formato da un *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbiosa da grigio chiara a scura, con clasti al 95% formati da dolomie angolose a granulometria variabile dalla ghiaia ai massi di parecchi metri cubi e un



Fig. 61 - Ghiaie alluvionali del terrazzo di Sotto le Rive sopra i grandi blocchi di dolomia che si intravedono sul lato destro della foto (Sotto le Rive, Forno di Zoldo).

5% di clasti della serie bacinale triassica, da centimetrici a decimetrici, da subarrotondati a subangolosi. Di fronte a Sotto Le Rive si osserva come il deposito, interpretato come un *till* di ablazione, poggia su un *till* di alloggiamento del tutto simile a quello di Borgo Rocchette. Purtroppo, in questa zona non è più visibile la sezione di depositi “fluviolacustri e fluvioglaciali” descritta nei lavori di PANIZZA (1972) e di MOSCARIELLO *et alii* (1993). In quest'ultimo lavoro i depositi fluvioglaciali sono stati definiti interdigitati con i depositi glaciali dell'unità chiamata “della bassa Val Malisia”; da alcuni livelli di limi sono stati prelevati dei campioni (MOSCARIELLO *et alii*, 1993) che hanno fornito una palinoflora tipica dell'ambiente continentale alpino, con pollini di Larice, Pino mugo, Pino Cembro, *Abies*, Salice nano e Betulla e di specie termofile, più scarse, quali *Zelkova*, Carpino, *Corylus* e Quercia ed infine pollini di *Efedra*, *Chenopodiacee* e *Cariofillacee*, indicatori di un carattere essenzialmente steppico dell'ambiente, tipico del clima freddo del Pleistocene superiore, ma con presenza di aree a latifoglie temperate in zone lontane dal sito.

La presenza di depositi lacustri (MOSCARIELLO *et alii*, 1993) è stata confermata in un affioramento ubicato a q. 890 m circa s.l.m., dove sono state osservate delle argille grigio verdi laminate che poggiano sopra il *till* di ablazione (Fig. 62).

Questo *till* di ablazione, dalle caratteristiche così peculiari, risulta limitato all'area descritta: verso sud viene infatti coperto dai depositi fluvioglaciali di Pralongo, verso ovest mostra rapporti di interdigitazione con depositi fluvioglaciali affioranti a nord di Pralongo lungo il versante in sinistra Maè, corrispondenti ai depositi sulla sponda opposta del terrazzo di Astragal, mentre verso oriente terminano sulla forra del T. Malisia.



Fig. 62 - Depositi lacustri al tetto del *till* di ablazione con clasti di dolomia preponderanti (Sotto le Rive, Forno di Zoldo).

In sinistra Maè, a circa 600 m a valle della cava, presso la confluenza tra il T. Maè e il T. della Val de Viesa, alcune sezioni mettono in evidenza una successione che alla base mostra un *diamicton* marrone scuro a supporto di matrice sabbioso-limosa, con rapporto clasti/matrice pari a 40/60, clasti da centimetrici a decimetrici, subarrotondati fino a subangolosi, talvolta striati talora con geometrie a “ferro da stiro”; con petrografia dove dominano i clasti della serie bacinale triassica e in particolare di “Pietra Verde” (*till* di alloggiamento). Segue un deposito caotico e monogenico, a clasti e blocchi di dolomia, del tutto simile a quello della forra del T. Malisia, di circa 3-5 m di spessore sottostante un *diamicton* a supporto di matrice sabbiosa scura, ricco di clasti arrotondati di “Pietra Verde” e clasti bacinali triassici di dimensioni centimetrico-decimetriche (*till* di alloggiamento).

Sempre in sinistra Maè, sono visibili grossi blocchi di dolomia lungo la Strada Provinciale (km 122) a Soccampo, mentre PANIZZA (1972) testimonia più a valle, presso Scusser, in una sezione lungo la medesima strada che oggi è parzialmente mascherata, dei depositi alluvionali dati da ghiaie grossolanamente stratificate che giacciono sopra un ammasso caotico di blocchi di dolomia frammisti a clasti della Formazione di Travenanzes e ad un non meglio specificato “materiale morenico”. Nella stessa zona, più a valle, in corrispondenza dell'attuale distributore di carburante, MOSCARIELLO *et alii* (1993) descrive uno scavo che mostra il substrato roccioso con sopra delle ghiaie alluvionali grossolane a loro volta sepolte da grossi blocchi di dolomia attribuiti all'accumulo gravitativo di Prà di Valle sceso dal Monte Castelaz. In destra Maè diverse sezioni tra Borgo Rocchette e la Valle del T. Malisia mettono in evidenza, alla base un *till* di alloggiamento (attribuito al Sintema del Piave e descritto in precedenza) sovrastato da depositi fluvio-glaciali formati da alternanze di ghiaie a supporto di matrice sabbiosa scura, con ciottoli arrotondati e subarrotondati di dimensioni centimetrico-decimetriche che talvolta si presentano embricati o comunque con i clasti piatti che indicano una direzione di trasporto lungo la direzione dell'asse vallivo, con livelli di sabbie fini e lenti di limi e argille di colore scuro potenti sino a 120 cm.

Sulla sponda destra della forra del T. Malisia a valle di Pralongo, lungo una nicchia di frana, questi depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali passano superiormente, tramite contatto erosivo, ad un *diamicton* a supporto di matrice sabbiosa di colore scuro, con clasti da subarrotondati a spigolosi di dolomia e clasti terrigeni attribuiti alla serie bacinale triassica. Questo deposito viene interpretato come *till* di ablazione di un ghiacciaio che scendeva dalla Val Pramper (Fig. 63).

Questo deposito, assieme a numerosi blocchi di dolomia, caratterizza la superficie del terrazzo di Prà Toront, dove si vedono piccoli cordoni allungati e morfologie tipo *hummocky moraine* con grossi blocchi di dolomia sparsi qua e là. Sul lato orientale del terrazzo di Prà Toront, lungo l'incisione scavata dal T. Pramper, sono visibili diversi tagli che evidenziano una successione sedimentaria data alla base da un *diamicton* del tutto simile a quello basale di Borgo Rocchette, seguito da un deposito di natura alluvionale di qualche metro di spessore, caratterizzato da ghiaie sabbiose a ciottoli arrotondati centimetrici e decimetrici di dolomia e di clasti della successione bacinale triassica, grossolanamente stratificate. Segue un



Fig. 63 - Depositi fluvio-glaciali sovrastati da till di ablazione evidenziato da una matrice più scura (forra del T. Malisia, Pra Toront, Forno di Zoldo).

deposito formato da un *diamicton* monogenico di dolomia, con tessitura a supporto di clasti da subangolosi a spigolosi, granulometria variabile dalle ghiaie sottili ai blocchi metrici, localmente cementato, interpretato come deposito di frana (Fig. 64). Sopra è presente un *diamicton* a supporto di matrice sabbioso limosa di colore scuro, poco addensato, con clasti centimetrico decimetrici di dolomia e di serie bacinale triassica da subarrotondati a subangolosi e grossi blocchi di dolomia, anche metrici; nel deposito si osservano anche piccole tasche e livelli di limi e sabbie.

Risalendo verso monte si osserva come il deposito di frana affiori in modo discontinuo e non poggia più su depositi alluvionali ma direttamente sul *till* di alloggiamento, sempre sovrastato da *till* di ablazione. Presso l'ansa del torrente, in località Aiva Piccola, in corrispondenza di alcune frane causate dal cedimento delle sponde, si osservano i grandi blocchi di frana sovrastati da 5 m di *diamicton* sovraconsolidato a supporto di matrice di colore grigio scuro, con clasti angolosi e subangolosi di dolomia in proporzioni simili a clasti da angolosi a subarrotondati di litologie bacinali triassiche (*till* di alloggiamento). Questo deposito è seguito da un *till* di ablazione a supporto di matrice sabbioso-limosa chiara, caratterizzato da una prevalente quantità di clasti di dolomia.

Dal punto di vista morfologico, in destra Maè, oltre al già citato terrazzo di Prà Toront, che culmina a q. 900 m circa s.l.m., è presente, sulla destra del T. Pramper, il conoide di Baron, che culmina a q. 850 circa ed è sospeso 30 m sopra il fondovalle attuale. Sulla porzione più orientale di questa superficie terrazzata è presente una morfologia molto simile a quella di Prà Toront.



Fig. 64 - Pinnacolo originatosi per erosione selettiva a spese di depositi di frana cementati. (Val Pramper-Case Fain).

In sinistra Maè è invece presente il sistema di conoidi sospesi da 60 a 30 m sopra i fondivalle attuali di Astragal-Sorogno-Sommariva, costruiti dal Torrente della Val de Visia e dal Torrente Mareson.

Lungo il corso d'acqua attuale è presente, infine, un sistema di terrazzi fluviali di secondo ordine, sospesi da 10 a 20 m sopra l'alveo attuale, dove sorgono l'abitato di Forno di Zoldo e le frazioni di Borgo Rocchette, Soccampo e Scusser. Un piccolo terrazzo simile è presente in destra Maè circa 300 m a monte della stretta di San Giovanni, mentre un secondo terrazzo di dimensioni maggiori è presente a valle della stretta in località Le Boccole.

Presso la stretta di San Giovanni, affiora, partendo dalla base, un *diamicton* sovraconsolidato a supporto di matrice che varia la composizione, da limoso-argillosa a sabbiosa, di colore rossastro, con clasti di calcari e dolomie angolosi, subangolosi e subarrotondati assieme a clasti tendenzialmente subarrotondati della serie bacinale triassica (spicca la “Pietra Verde”) e clasti della Formazione di Travenanzes, che affiora a monte lungo il fondovalle ed è responsabile del colore rossastro della matrice. Lo spessore del deposito, interpretato come *till* di alloggiamento, è di 50 m circa; segue, per contatto erosivo, un *diamicton* monogenico, a supporto di matrice ghiaioso-sabbiosa chiara con clasti angolosi e subangolosi, eterometrici, di dolomia, con granulometrie che vanno dalla ghiaia sino al blocco quadrato di dimensioni metriche (Fig. 65).

MOSCARIELLO *et alii* (1993) interpretavano i depositi della stretta di San Giovanni come morena frontale di un ghiacciaio vallivo; in realtà i depositi sovra-



Fig. 65 - Panoramica della sezione della stretta di San Giovanni con il till di alloggiamento a matrice rossastra sormontato dal deposito della frana del Monte Belvedere.

stanti il *till* di alloggiamento sono di origine gravitativa ed indicati come tali da PANIZZA (1972, “Frana di Monte Belvedere”). L'analisi combinata del deposito e della morfologia da LIDAR, conferma la natura gravitativa del deposito, interpretabile come una frana di scivolamento in Dolomia Principale, la cui nicchia è particolarmente evidente in località Vallazze, tra q. 1200 e q. 1080 s.l.m.

La stretta di San Giovanni, inoltre, risulta essere un chiaro esempio di solco epigenetico, morfologia che solitamente si forma in seguito a movimenti di massa, come proposto da OUMET *et alii* (2008).

A sud della zona della stretta di San Giovanni, il subsistema del Maè è presente in Val Doa, dove il ghiacciaio locale ha formato una evidente morena laterale sinistra poco sopra la centrale elettrica di San Giovanni, segno che ha raggiunto un fondovalle già privo del ghiacciaio vallivo. Il ritrovamento di rari clasti di rocce appartenenti alla serie bacinale triassica nel *till* di ablazione della morena, che per il restante 98% è formato da clasti di dolomia, indica infatti che la parte frontale del ghiacciaio ha rielaborato una parte del *till* presente nel fondovalle principale; *till* che oggi affiora nella porzione centrale della cava di San Giovanni (Fig. 66).

La complessa successione stratigrafica dei depositi del subsistema del Maè nella conca di Forno di Zoldo permette una ricostruzione della sua evoluzione: una volta scomparso il ghiacciaio vallivo nella zona si sarebbero verificate una o più frane, forse tipo *rock avalanche* i cui depositi si sarebbero distribuiti nella zona tra Sotto Le Rive e la confluenza tra i Torrenti Mareson e Maè. La zona di distacco non è individuabile con assoluta certezza ed è probabilmente situata



Fig. 66 - Till di ablazione del ghiacciaio della Val Doa (San Giovanni, Forno di Zoldo).

sul versante nordoccidentale del Monte Belvedere. I depositi di Scusser invece sarebbero da attribuire ad un crollo lungo le pareti a sud di Soccampo che ha coinvolto parzialmente la Formazione di Travenanzes affiorante alla loro base. Successivamente ci sarebbe stata l'avanzata glaciale dalle valli Malisia e Pramper: gli apparati glaciali avrebbero rimobilizzato almeno in parte i depositi di frana andando ad occupare il fondovalle e causando uno sbarramento a monte dove si sarebbe formato un lago (depositi di Sotto le Rive e Villa), a conferma della tesi introdotta da MOSCARELLO *et alii* (1993). Quest'ultimo autore indica la frana del Monte Castellin come la responsabile dello sbarramento che avrebbe causato il sovralluvionamento della conca di Forno di Zoldo e la conseguente formazione dei depositi terrazzati che tendono a coprire o ad assumere geometrie *onlap* sui depositi morenici, colmando le depressioni.

I dati di campagna, uniti all'analisi morfologica da LIDAR, indicano la cosa come poco probabile: la frana del Monte Castellin è inquadrabile come grande *sackung* attivato a spese delle più erodibili formazioni di Heiligkreuz e di Travenanzes, che a sua volta ha innescato dei crolli dalle pareti sovrastanti di Dolomia Principale; tuttavia, la distribuzione dei depositi di crollo non appare tale da poter aver ostruito l'intero fondovalle. Si ritiene più probabile, quindi, il ruolo giocato dalla frana del Monte Belvedere, caduta nel punto in assoluto più stretto della valle, spiegando così anche l'attuale solco epigenetico della stretta di San Giovanni. È anche poco probabile un ruolo di sbarramento causato dall'avanzata sino al fondovalle del ghiacciaio della Val Doa, molto probabilmente coeva a quella della Val Malisia e della Val Pramper.

Un altro importante apparato glaciale è stato individuato nel bacino del Rio de Bosconero, all'interno del circo bordato dalla Rocchetta Alta, Sasso di Bosconero e Sforioi; le morene meglio conservate si trovano a q. 1000 m s.l.m. circa lungo il Rio de Bosconero, anche se i resti di un cordone morenico a q. 890 m s.l.m. sopra la diga di Pontesei indicano che il ghiacciaio nella sua fase di massima espansione si affacciava sulla valle principale.

Depositi del Subsistema del Maè a sud di Pontesei sono presenti alla testata della Val del Venier tra q. 1800 e q. 1450 m s.l.m., nel circo di Cima La Serra-Cima del Vant de la Serra a q. 1800 m s.l.m. circa e in Val del Caoran. In quest'ultimo caso è presente un sistema di morene laterali conservate in destra orografica sino a q. 790 circa, a sud di Casera Vedelei, che indicano come il ghiacciaio della valle secondaria si affacciasse sulla valle principale. Una morena frontale è invece presente sul fondovalle a q. 890 circa indicante una fase di avanzamento più recente. Alla testata del bacino (Val Carpenia, Val di Cornia) sono presenti piccoli apparati morenici di circo a quote comprese tra 1570 e 1900 m s.l.m.

Resta aperto il problema di attribuire, in assenza di dati cronologici, a quale stadiale possano essere assimilate tutte le avanzate glaciali registrate nel Subsistema del Maè; questi ghiacciai hanno infatti bacini ubicati a quote troppo basse per essere compatibili con il limite delle nevi medio stimato per l'areale dolomitico nelle varie pulsazioni da vari autori nel passato. L'ipotesi più verosimile, allo stato delle attuali conoscenze, è quella di un limite delle nevi ubicato a quote variabili tra i 1300 e i 1400 m s.l.m., compatibile con la ELA del Tardoglaciale calcolata nelle vicine Prealpi Giulie su apparati glaciali scollegati dai grandi ghiacciai vallivi (MONEGATO, 2012). Si può osservare come praticamente tutte le avanzate sono avvenute in coincidenza con esposizioni verso nord degli apparati o alla base di versanti molto ripidi, mentre sono quasi del tutto assenti in settori del Foglio come la zona di Zoppè o del Passo Cereda. Presumibilmente i bacini di accumulo erano alimentati da grandi masse nevose spostate dal vento o da numerose valanghe, fenomeni a loro volta causati da abbondanti precipitazioni legate alla presenza del vicino Mar Adriatico, in accordo con i più recenti modelli paleoclimatici delle Alpi sud-orientali: questo consentiva un rapido accumulo di grandi quantità di ghiaccio e la formazione di apparati glaciali dal regime instabile, propensi a movimenti di *surge*, come i ghiacciai che attualmente si vedono nelle umide zone della costa occidentale del Nord America (MONEGATO, 2012).

In mancanza di dati cronologici significativi, è comunque ragionevole pensare che queste pulsazioni siano correlabili a quelle successive alla pulsazione *Gschnitz*, (Clavadel/Sanders, Daun; IVY-OCHS, 2008).

Lo spessore dei depositi del subsistema del Maè varia da qualche metro a qualche decina di metri.

Il limite inferiore è erosivo sul substrato roccioso o su PVI, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica oppure è inconforme con PTG.

Cronologicamente, il subsistema del Maè va inserito nella parte terminale del Pleistocene superiore.

2.3.2.6. - Subsintema di Cancia (PVI₁)

Questo subsintema è stato mutuato dall'adiacente Foglio “Cortina d'Ampezzo” (NERI *et alii*, 2007) dove comprende numerose tipologie di depositi legati alla deglaciazione post - LGM all'interno del bacino del T. Boite.

Nel territorio del Foglio “Longarone” esso comprende depositi di origine mista, di contatto glaciale e *till* di ablazione e indifferenziati.

Le prime due tipologie sono presenti in piccoli lembi al limite con il Foglio “Cortina d'Ampezzo” a nord-est di Cibiana di Cadore.

Si tratta di ghiaie sabbiose con ciottoli e subordinati blocchi, talvolta stratificate in modo grossolano, con tessitura a supporto di clasti; i clasti sono da arrotondati a subangolosi, con litologie che rappresentano la geologia del substrato del bacino del T. Boite (depositi di contatto glaciale). Sono presenti inoltre *diamicton* a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti da spigolosi a subarrotondati-arrotondati, con litologie simili alle precedenti ma non mancano livelli di provenienza locale (depositi misti) che costituiscono dei conoidi sospesi; questi depositi si sono formati grazie allo sbarramento del ghiacciaio vallivo del Boite tra q. 820 e q. 900 m s.l.m. circa, presumibilmente attuatosi durante il ritiro seguito alla pulsazione *Gschnitz*.

Il *till* di ablazione è costituito da *diamicton* a supporto di matrice e/o di clasti di provenienza locale, da poco addensati ad addensati. I depositi si sono formati per l'azione di piccoli ghiacciai locali che occupavano i circhi settentrionali della dorsale M. Copada-Croda Cuz costruendo piccoli sistemi di morene; quello più grande e meglio preservato si trova a Fienile Rudine, a q. 1354 m s.l.m. alla base del circo del Monte Sforioi.

Un altro apparato morenico di modeste dimensioni si trova a q. 1534 m s.l.m. a Ovest di Casera Ronchie; la stima della ELA locale (utilizzando il metodo della *Maximum Elevation of Lateral Moraines*; LICHTENECKER, 1938) indica che questi piccoli apparati glaciali potrebbero essere avanzati nell'ambito della pulsazione *Gschnitz*.

Lo spessore dei depositi del subsintema di Cancia varia da qualche metro a qualche decina di metri.

Il limite inferiore è erosivo sul substrato roccioso o su PVI, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica oppure è inconforme con PTG.

Cronologicamente, il subsintema di Cancia va inquadrato nella parte terminale del Pleistocene superiore.

2.3.3. - *Sintema Postglaciale Alpino (PTG)*

2.3.3.1. - *Aspetti generali*

Il Sintema Postglaciale Alpino raggruppa tutti i sedimenti che si sono formati dopo l'estinzione locale dei processi glaciali legati alla culminazione LGM e alle successive fasi di ritiro che si sono sviluppate nel Pleistocene superiore.

Nell'ambito della cartografia CARG esso corrisponde all'Unità Postglaciale di BINI *et alii* (2004) e al Sintema del Po, adottato prevalentemente nei Fogli della Pianura Padana.

Il limite inferiore è chiaramente diacrono mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica.

Nell'ambito del Foglio sono state distinte delle unità di rango minore nell'ambito dell'evoluzione dei fondovalle della Val del Piave e della Val Cordevole (Subsintema di Ponte nelle Alpi) e della conca di Agordo (subsintema di Pragrande).

Infine, i depositi attribuibili alla fase di avanzata glaciale nota come “Piccola Età Glaciale” sono stati cartografati nel Subsintema dell'Amola.

2.3.3.2. - *Subsintema di Ponte nelle Alpi (PTG₄)*

Questo subsintema racchiude sedimenti deposti sui fondovalle e in parte lungo i versanti del bacino del Piave durante una fase di aggradazione, a seguito del completo ritiro del ghiacciaio würmiano. Questi depositi sono stati inclusi da PELLEGRINI (2018) nel cosiddetto subsintema di Sedico, facendo riferimento all'arrivo dei primi sedimenti fluviali nel bacino lacustre omonimo; tuttavia, la calibrazione delle date ha spostato più indietro l'età dei depositi lacustri per cui si può ragionevolmente pensare che il riempimento del lago sia iniziato con il ghiacciaio ancora presente nel Vallone Bellunese.

La fase di aggradazione ha dato luogo ad un riempimento delle valli, i cui sedimenti sono stati poi terrazzati dalle fasi di erosione successive. Nel Vallone Bellunese si contano sei livelli di terrazzi e il *top* deposizionale è dato dal grande terrazzo su cui sorgono la città di Belluno e l'abitato di Ponte nelle Alpi. Sono presenti anche sedimenti di raccordo tra i depositi del *top* deposizionale e i versanti, in genere conoidi misti collegati a valli tributarie; questi sedimenti di raccordo possono avere rapporti di eteropia con i sedimenti vallivi se la valle tributaria è di grandi dimensioni o dare luogo a rapporti di *downlap* se la valle è di piccole dimensioni (SURIAN, 1996).

Il *top* deposizionale è considerato un terrazzo climatico perché la sua formazione è avvenuta in corrispondenza del passaggio tra un periodo glaciale e uno non glaciale ed è stato datato nei pressi di Belluno a 9537 anni BP (età calibrata 9275 - 9897 anni BP: *Median Probability*: 9535 anni BP, SURIAN, 1996)

I terrazzi minori sono di genesi più incerta, forse legata a spostamenti laterali dei corsi d'acqua durante le loro fasi di incisione e comunque la loro formazione non presuppone variazioni esterne come quelle climatiche o tettoniche.

Nel territorio del Foglio questi sedimenti sono presenti in Valle del Piave e in misura minore in Val Cordevole.

In Val del Piave, partendo da nord, si trovano nella zona di Ospitale di Cadore dove lungo il versante, poco sopra la vecchia strada statale, sono presenti dei banchi di ghiaie a stratificazione suborizzontale discretamente cementate, con il *top* deposizionale a q. 500 m circa s.l.m., circa 30 m sopra l'alveo attuale del Piave. I ciottoli sono subarrotondati, scarsamente classati e hanno dimensioni massime di una trentina di centimetri. Essi sono composti per lo più da litologie carbonatiche e in misura minore clasti di altra natura della serie dolomitica. Verso sud si osservano degli affioramenti relativi a dei sedimenti di raccordo dati da una breccia di versante a clasti angolosi di origine locale (detrito di falda). Le ghiaie affiorano anche nei pressi della stazione ferroviaria di Ospitale dove si raccordano ad un conoide sospeso costruito dal Torrente Valbona il cui ciglio si trova a q. 530 m s.l.m., 60 m sopra l'alveo attuale del Piave; resti di questo conoide si osservano anche nella piccola conca a nord dell'abitato.

Spostandosi verso sud, sono presenti in sinistra idrografica, di fronte a Termini di Cadore dei piccoli lembi di coni sospesi, probabilmente poggianti su depositi alluvionali non affioranti, mentre in destra idrografica presso Castellavazzo e Longarone si rinvergono modesti affioramenti di depositi alluvionali.

Circa 1 km a sud di Longarone si estende, in sinistra idrografica, il piccolo terrazzo alluvionale di secondo ordine di Dogna (800 m di lunghezza per 150 m di larghezza), la cui superficie si trova circa 30 m sopra l'alveo attuale del Piave. I depositi sono dati da ghiaie scarsamente cementate mal classate, a ciottoli subarrotondati che rappresentano per lo più litologie calcaree e dolomitiche, con qualche blocco angoloso e subangoloso di origine locale e con una stratificazione suborizzontale appena evidente.

Meno di 1 km a sud del terrazzo di Dogna sorge il terrazzo di secondo ordine di Provagna, che si differenzia dal precedente per l'appoggio di due distinte conoidi miste sulla sua superficie, una a nord e una sud dell'abitato; le conoidi risultano incise assieme al bordo del terrazzo ed attualmente i due torrenti formano due piccoli conoidi in posizione più avanzata, direttamente sul greto del Piave. La porzione pianeggiante non è continua ma suddivisa in lembi comunque correlabili tra loro e l'altezza delle scarpate rispetto all'alveo del Piave è di 25 m. I depositi, che affiorano lungo la sommità della scarpata, sono analoghi a quelli del terrazzo di Dogna; le uniche differenze si osservano nelle zone dei conoidi dove si osserva un aumento dei blocchi di grandi dimensioni di origine locale e in generale il grado di cementazione appare superiore. In destra idrografica, poco più a valle della confluenza del Torrente Desedan, è presente un terrazzo di secondo ordine lungo più di 1 km e largo fino a 400 m, sospeso per 30 m sopra l'alveo del Piave, sopra il quale sorge l'abitato di Fortogna.

Gli scarsi e discontinui affioramenti mostrano dei livelli di ghiaie scarsamente cementate con intercalazioni sabbiose decimetriche a stratificazione sub orizzontale e clasti subarrotondati e arrotondati di dimensioni inferiori ai 15-20 cm. Dal punto di vista morfologico il terrazzo è caratterizzato dall'appoggio di due conoi-

di; uno di dimensioni maggiori nel margine nord, di tipo alluvionale e in appoggio eteropico, l'altro all'estremo meridionale, più piccolo, in appoggio tipo *downlap* e costruito in prevalenza da colate detritiche. Il conoide alluvionale settentrionale è stato costruito dal Torrente Desedan, che successivamente ha inciso i suoi stessi depositi per creare un secondo conoide in posizione più avanzata.

Spostandosi verso sud e di nuovo in sinistra idrografica, a valle della confluenza della Val Gallina, è presente un terrazzo lungo 1,5 km e largo circa 400 m sopra il quale sorge l'abitato di Soverzene; anche in questo caso, sul lato settentrionale del terrazzo si osserva la presenza di un conoide alluvionale sospeso per circa 60 m sopra l'alveo attuale del Torrente Gallina ed eteropico con la parte pianeggiante, che risulta essere invece di limitata estensione e sospesa di 20 m sopra l'alveo del Piave. Come a Fortogna, il conoide alluvionale è stato costruito dal torrente della valle tributaria, che poi ha inciso i suoi stessi depositi formando un conoide in posizione più avanzata, eteropico con i sedimenti alluvionali dell'alveo del Piave. Un piccolo lembo del conoide antico è presente a nord del Torrente Gallina, in località Casere Serade.

I pochi affioramenti presenti confermano la natura alluvionale del deposito grazie alla presenza di livelli di ghiaie sabbiose scarsamente cementate che mostrano una stratificazione suborizzontale, con ciottoli subarrotondati spesso allineati ed embricati.

Risulta evidente la similitudine esistente tra tutti i depositi in Valle del Piave attribuiti al Subsistema di Ponte nelle Alpi, sia nei caratteri composizionali e tessiturali sia in quelli morfologici.

In Val Cordevole i depositi del subsistema di Ponte nelle Alpi sono presenti tra il Ponte della Muda e la confluenza con la Val Pegolera (Fig. 67).

A Ponte della Muda è presente, in destra idrografica, un terrazzo alluvionale sospeso 20 m sopra l'alveo del Cordevole attuale; questo terrazzo trova la sua prosecuzione nella zona della confluenza della Val Pegolera, dove però risulta sormontato da depositi di conoide alluvionale successivamente incisi dal Torrente Pegolera a formare due ordini di terrazzi sovrapposti.

Gli affioramenti mostrano livelli localmente cementati di ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie, con stratificazione orizzontale marcata dalla presenza di livelli di ghiaie più grossolane. I ciottoli sono subarrotondati e di dimensioni decimetriche, con l'eccezione dei livelli più grossolani dove compaiono blocchi che possono arrivare anche al metro. Le litologie riflettono quelle del bacino del Cordevole, con prevalenza di clasti carbonatici.

L'attribuzione al subsistema di Ponte nelle Alpi può essere fatta perché lungo la Val Cordevole non esistono evidenze di sbarramenti, a valle dei depositi, tali da poter giustificare una fase di sovralluvionamento del genere e quindi questi terrazzi possono essere correlati con quelli del Vallone Bellunese.

L'unico evento noto è quello della frana del Monte Peron (“Masiere di Vedana”) presso Mas, nel territorio del Foglio geologico “Belluno”, ma le ricerche più recenti concordano nell'attribuire una età storica a questo evento (ROSSATO *et alii*, 2020; ZOLITSCHKA *et alii*, 2021).

Il limite inferiore del subsistema di Ponte nelle Alpi non è mai stato osserva-



Fig. 67 - Sezione di terrazzo dove affiorano ghiaie alluvionali a stratificazione orizzontale (Val Cordevole, confluenza con la Val Pegolera)

to; nella zona di Macchietto, presso la confluenza tra la Val Montina e il Fiume Piave (area esterna al territorio del Foglio) alla base del terrazzo di Fontanelle, costituito da depositi alluvionali attribuibili al subsistema di Ponte nelle Alpi, sono segnalate delle argille lacustri laminare di età indefinita (BRUCKNER, 1909); il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con PTG.

Il subsistema dei Ponte nelle Alpi può essere inquadrato nell'Olocene inferiore (Greelandiano).

2.3.3.3. - Subsistema di Pragrande (PTG₅)

In questo subsistema sono stati cartografati sedimenti di origine alluvionale, mista e lacustre che hanno dato luogo al riempimento della conca di Agordo successivamente al ritiro completo dei ghiacciai dalle valli.

Questi depositi sono stati distinti da quelli del subsistema di Ponte nelle Alpi in quanto formati a causa di un evento di frana che ha determinato lo sbarramento della Val Cordevole a sud di Agordo consentendo il sovralluvionamento della conca con la formazione di un lago; i depositi sono stati poi incisi a seguito dello smantellamento del deposito di frana.

Già in pubblicazioni veneziane di metà Ottocento si parlava di una secolare tradizione agordina riferita alla presenza di un grande lago da cui nacque una

leggenda popolare secondo la quale il lago si sarebbe vuotato per l'intervento miracoloso di San Martino che, per salvare un bambino affondato con la barca, avrebbe tagliato con un colpo di spada la roccia che sosteneva a valle il lago in una località nota oggi come Taiada de San Martin o Stretta dei Castei. Lo studio sulla presenza del lago è stato affrontato da vari autori dopo l'evento alluvionale del 1966, quando l'erosione di sponda operata dal Torrente Cordevole mise in luce la presenza di sedimenti lacustri in località Pragrande, in sinistra idrografica a sud della confluenza del Torrente Rova.

La presenza del lago e l'evoluzione complessiva della conca agordina è stata studiata da FRIZ & VILLI (1991, 1993) e DAI PRÀ & GIARDINI (2001) anche tramite l'analisi di sondaggi meccanici eseguiti ad Agordo.

Dal punto di vista morfologico i depositi del subsistema di Pragrande costituiscono un sistema di depositi terrazzati. I depositi più alti sono quelli della grande conoide del Bordina-Missiaga, la cui scarpata oggi è sospesa per circa 60 m sopra l'alveo attuale del Cordevole nella zona poco a valle delle miniere della Val Imperina, e parte della conoide del Torrente Rova; in destra Cordevole sono presenti come corrispettivi, piccoli terrazzi nella zona della Val Imperina e alla confluenza con il Torrente Sarzana.

Segue poi un sistema di terrazzi alluvionali di terzo ordine sospesi da 10 a 20 m sopra l'alveo attuale (Pian del Nof, Le Campe, Toccol, Taibon, Peden), un sistema di terrazzi di secondo ordine incastrati nel precedente a quote comprese tra q. 615 a Taibon e q. 594 al ponte di Brugnach, ed infine un sistema di primo ordine con terrazzi sospesi al massimo per qualche metro e legati alle fasi di alluvionamento attuali del Cordevole.

I depositi terrazzati del terzo ordine sono formati da ghiaie grossolane eterogenee, con intercalazioni centimetriche di limi sabbiosi che immergono verso valle, mentre i depositi dei terrazzi di secondo ordine inglobano grossi massi.

Nella sezione del terrazzo del Pian del Lof si osservano alla base delle ghiaie massive a supporto di matrice sabbioso limosa bruna, con clasti da subarrotondati a subangolosi, con grossi blocchi e cenni di embricatura dei clasti piatti verso monte, seguito, per contatto erosivo, da 2 metri di una alternanza di sabbie e ghiaie più sottili ed infine un altro livello di ghiaie del tutto simile al primo.

I depositi dei conoidi risultano incisi; in particolare il conoide del Torrente Rova, dove si è formato un secondo conoide incastrato, oggi in connessione con i depositi di fondovalle, mentre i torrenti Missiaga e Bordina hanno lasciato sui fianchi vallivi alcuni piccoli terrazzi correlabili con quelli di terzo ordine, come quello di Le Campe.

La stratigrafia della conca di Agordo è stata descritta da FRIZ *et alii* (1995) che hanno analizzato la sezione di Pragrande e i dati provenienti da una serie di sondaggi eseguiti nel centro e nei dintorni di Agordo (Fig. 68) (Palaghiaccio, Mozzach, Scuola Materna, Scuola ex Avviamento e Cimitero).

Il substrato roccioso è affiorante nella stretta di Pontealto (basamento cristallino a q. 610 s.l.m.) ed è stato trovato a quote variabili tra 570 e 580 m s.l.m. sotto il centro di Agordo (Formazione a Bellerophon).

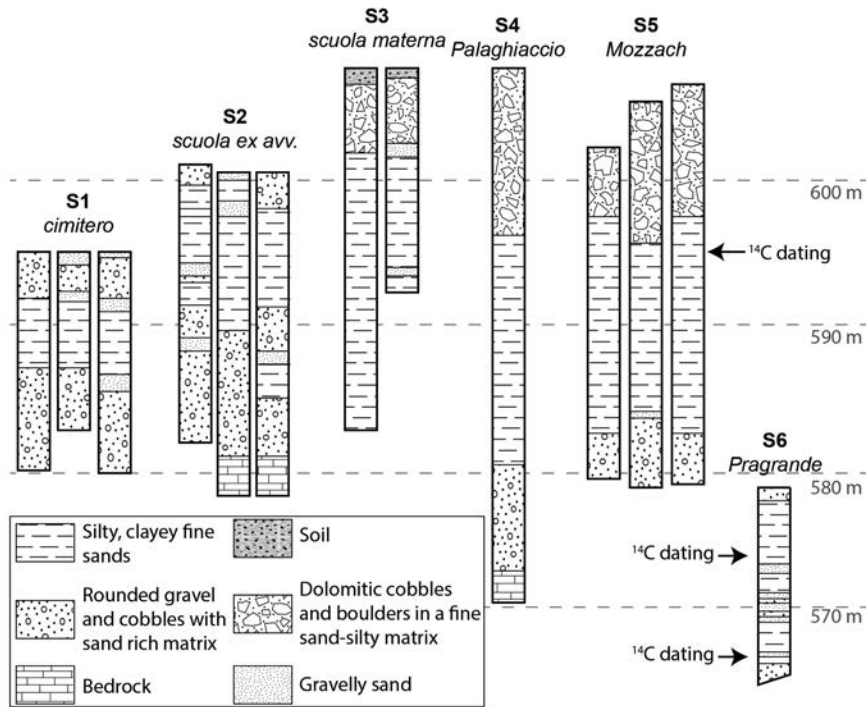


Fig. 68 - Stratigrafie dei sondaggi della conca di Agordo (modificato da FRIZ et alii, 1995)

In sondaggi eseguiti invece più a nord-est, presso il versante sinistro della conca di Agordo (Ospedale Civile e Istituto Minerario) sopra il substrato roccioso dato dalla Formazione a Bellerophon, sono stati trovati in un caso limi argilloso sabbiosi, sabbie limose e ghiaie e sabbie limose e presenza di ciottoli della formazione di Werfen, interpretati come un deposito colluviale, e nell'altro limi e sabbie limose con sopra delle ghiaie in matrice limoso-argillosa, interpretati come un deposito colluviale con sopra un episodio alluvionale.

Nella sezione di Pragrande e nei due sondaggi eseguiti sui terrazzi più vicini all'alveo del Cordevole, alla base sono presenti delle ghiaie sabbiose massive a ciottoli da subarrotondati a subangolosi, che in alcuni casi mostrano cenni di embricazione, con litologie molto eterogenee che riflettono quelle del bacino del Cordevole, interpretate come depositi di ambiente torrentizio e correlabili con i depositi del subsistema di Ponte nelle Alpi affioranti a sud di La Muda. Il passaggio alla sequenza superiore è marcato da una superficie erosiva con resti vegetali, tronchi d'albero in posizione di crescita e frammenti di gusci di gasteropodi terrestri.

Segue una sequenza di ambiente lacustre data da argille e limi sabbiosi laminati, ghiaie sabbiose, limi argillosi, ghiaie fini, argille limose, sabbie grossolane, medie e fini (Fig. 69); il *top* deposizionale della sequenza lacustre varia tra i 560 m s.l.m.

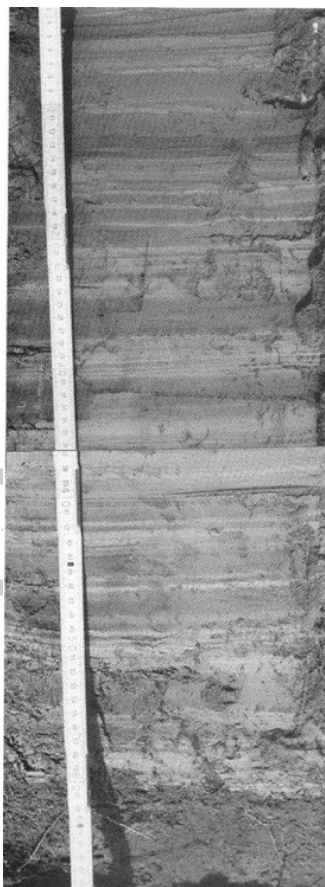


Fig. 69 - Particolare della serie lacustre di Pragrando (da Friz & Villi, 1993)

della sezione di Pragrando ai 600 m circa nei sondaggi di Agordo. I depositi lacustri si assottigliano andando verso nord dove si interdigitano financo ad essere sovrastati da depositi alluvionali simili alle ghiaie basali (sondaggio ex Scuola Avviamento). Affioramenti di argille lacustri con alla base uno strato di detriti vegetali poggiante sopra delle ghiaie, sono stati segnalati in sinistra Cordevole, tra la confluenza del Torrente Sarzana e la stretta di Pontealto; poggianti sul livello di ghiaie sono stati trovati oltre 60 tronchi in posizione di crescita (DECIMA & CIMPELLIN, 1982).

I sondaggi più orientali rispetto all'alveo del Cordevole (Scuola Materna, Mozzach e Palaghiaccio) mostrano che sopra la serie lacustre sono presenti invece ghiaie a supporto di matrice sabbioso-siltosa bruna, con ciottoli da angolosi a subangolosi e blocchi, caratterizzate da una componente litologica dominante di tipo dolomitico, simile ai depositi affioranti lungo le scarpate incise nei conoidi del Missiaga e del Bordina.

Nel complesso, questo assetto stratigrafico indica la presenza di una piana alluvionale coperta da una foresta, sommersa poi da un bacino lacustre a sua volta colmato da due delta, uno costruito dai torrenti Missiaga, Bordina e Rova, che progradava all'incirca da sud-est verso nord-ovest, l'altro costruito dal Cordevole che progradava in direzione opposta.

Sono state effettuate delle datazioni al radiocarbonio sui materiali vegetali rinvenuti alla base e dentro i sedimenti lacustri che hanno dato i seguenti risultati: alla base a q. 564 m s.l.m. è stato datato un tronco che ha dato età 5870 ± 75 anni (età calibrata 6493 - 6857 anni BP, *Median probability* 6887 anni BP) a q. 573 un frammento di legno ha dato una età di 5689 ± 62 anni BP (età calibrata 6389 - 6634, *Median Probability*: 6477 anni BP) ed infine a q. 593 un altro frammento ligneo ha dato età di 5351 ± 57 BP anni BP (età calibrata 5997 - 6280 anni BP: *Median Probability*: 6132 anni BP).

Complessivamente, quindi, la durata del lago è stata di circa 500 anni e la sua formazione ricade nell'*Holocene Thermal Maximum* (HTM) o *Optimum* climatico olocenico.

È stata anche condotta un'analisi pollinica che ha mostrato un ambiente schiettamente forestale a conifere, dominato da *Picea* (GIARDINI, 1993; DAI PRÀ & GIARDINI, 2001).

La genesi del lago è stata attribuita ad uno sbarramento per frana da DECIMA & CIMPELLIN (1982), DECIMA (1996, 2001) e DAI PRÀ & GIARDINI (2001) mentre FRIZ *et alii* (1995) la attribuivano allo sbarramento operato dal grande conoide del Missiaga-Bordina. Questa ultima ipotesi è stata confutata in seguito al ritrovamento in alcuni sondaggi a Pontealto di argille lacustri a letto di depositi di conoide (DAI PRÀ & GIARDINI, 2001). Secondo DECIMA & CIMPELLIN (1982) la successione stratigrafica lacustre indica la presenza di un bacino di invaso mai completamente riempito, con il livello del lago soggetto a numerose oscillazioni, che giustificerebbero la presenza di livelli laminati argillosi indicatori di una certa profondità, alternati a livelli sabbiosi e ghiaiosi indicatori invece di profondità minori se non di ambiente subaereo. Le oscillazioni sarebbero da attribuire ad una relativa permeabilità dell'accumulo di frana che nelle fasi iniziali faceva sì che il livello dell'acqua poteva essere più o meno elevato a seconda dell'andamento idrologico stagionale; poi, man mano il livello del lago si sarebbe alzato a causa dei sedimenti fini che si sarebbero accumulati in corrispondenza dell'accumulo di frana, diminuendone la permeabilità.

Secondo gli autori, anche il riempimento ad opera di materiale detritico della strettissima gola a sud del Sasso di San Martino, presso la stretta dei Castei (km 21 vecchia S.S.), è una ulteriore prova dello sbarramento operato da una frana scesa dal Col Pizzon. Questa gola è infatti interpretata come l'originale solco della Val de le Carbonere, riempitosi a causa della frana; in seguito, con l'incisione dello sbarramento, il torrente della Val de le Carbonere si sarebbe scavato l'attuale corso a ovest del Sasso di San Martino.

La quota massima del riempimento della gola è di 590 m s.l.m. e coincide perfettamente con la quota del ciglio della scarpata del conoide del Missiaga-Bordina

i cui depositi avevano, quindi, come livello di base, l'accumulo di frana.

Il rilevamento ha messo in evidenza l'esistenza di tre corpi di frana di crollo nel settore compreso tra la stretta dei Castei e il Ponte della Muda.

Enormi blocchi di Dolomia Principale sono visibili in destra Cordevole, lungo la vecchia Strada Statale, a partire da circa 250 m a ovest del Ponte della Muda (Fig. 70); questo accumulo si estende per poco più di mezzo chilometro verso la stretta dei Castei. Segue poi l'accumulo della frana del Col Pizzon, che si estende per circa 350 m sino alla stretta, evidenziato da grossi blocchi squadrati e spigolosi di dolomia che si osservano lungo la strada e lungo il fondovalle fino a un centinaio di metri a monte del ponte dei Castei, dove vanno a sormontare dei depositi alluvionali dati da ghiaie massive con sabbie, attribuiti al Subsistema di Ponte nelle Alpi. I grossi blocchi di Dolomia sono presenti anche lungo l'alveo del Cordevole a valle del ponte, fino a 250 m a monte del Ponte della Muda.

Non è chiaro se si tratta di un unico evento di crollo che ha dato origine ad un *rock avalanche* distribuito lungo la valle o se siano due crolli distinti; la presenza di due distinte nicchie di distacco in destra idrografica, osservate con il LIDAR, fa propendere per questa seconda ipotesi.

Un terzo accumulo di frana di crollo è presente all'imbocco occidentale della stretta dei Castei (Fig. 71); la frana si è staccata dalla parete in destra idrografica a nord del Sasso di San Martino e si estende per una lunghezza di 150 m circa avendo raggiunto l'alveo del Cordevole, dove si possono osservare dei giganteschi massi squadrati di dolomia.



Fig. 70 - Accumulo di blocchi di dolomia della frana del Col Pizzon lungo la vecchia S.S. (Castei).



Fig. 71 - Depositi alluvionali a contatto con grossi blocchi di dolomia; si nota che alcuni blocchi sono sovrapposti alle ghiaie (imbocco occidentale della stretta dei Castei).

La presenza di tagli scoperti per lavori lungo la vecchia strada statale ha permesso di evidenziare le caratteristiche del deposito che è dato da un *diamicton* con tessitura da parzialmente aperta a grano-sostenuta, e matrice data da ghiaia fine e sabbia, con clasti angolosi e subangolosi, granulometricamente eterogenei, dalle ghiaie ai massi di parecchi metri cubi e monogenici, composti da sola dolomia. I blocchi di dolomia, verso monte, appaiono avviluppati in un sedimento alluvionale del tutto simile a quello affiorante nel terrazzo di Pian del Nof (Fig. 72) che si trova sulla sponda opposta, con contatti prevalentemente *onlap*; in qualche caso si vedono dei blocchi che poggiano sopra le ghiaie torrentizie. Si segnalano infine dei blocchi di dolomia sulla sponda opposta che si vedono emergere qua e là dai sedimenti portati dal conoide della Val de le Carbonere.

Il quadro descritto permette di formulare alcune ipotesi sull'evoluzione della conca di Agordo e sui depositi del subsistema di Pragrande.

In accordo con DECIMA & CIBELLINI (1982), la causa del sovralluvionamento della conca sarebbe da attribuire ad una o due frane di crollo staccatesi dai versanti del Col Pizzon che avrebbero sbarrato la valle sino ad una quota di 590 m s.l.m. circa, causando la formazione di un lago soggetto a continue oscillazioni, che si estendeva dalla stretta dei Castei fin quasi a Listolade per una lunghezza di circa 8 km.

Il lago sarebbe stato progressivamente colmato da depositi alluvionali e misti trasportati dal Cordevole e dai conoidi del Bordina-Missiaga e Rovala. L'intera sequenza deposizionale sarebbe stata poi incisa dall'azione del Torrente Cordevole e dei suoi affluenti presenti nella conca di Agordo. Una terza frana di crollo all'imbocco della stretta dei Castei avrebbe causato un nuovo sbarramento, provocando



Fig. 72 - Sezione del terrazzo di Pian di Nof; i depositi sono formati da ghiaie stratificate con una intercalazione dove prevalgono i livelli sabbiosi.

la formazione di una piana alluvionale a quote più basse, che l'erosione successiva avrebbe poi modellato, formando il sistema di terrazzi di primo e secondo ordine.

Il subsistema di Pragrande è inquadrabile nell'Olocene medio (Northgrippiano); lo spessore dei depositi è di alcune decine di metri, il limite inferiore è con il substrato roccioso o con PVI, quello superiore inconforme con PTG o coincidente con la superficie topografica.

2.3.3.4. - Subsistema dell'Amola (PTG₁)

Nel Subsistema dell'Amola sono stati cartografati solo *till* di ablazione e depositi fluvio-glaciali formati dall'avanzata di apparati glaciali durante la Piccola Età Glaciale (PEG). I *till* sono composti da *diamicton* massivi a supporto di matrice e/o clasti; i clasti sono angolosi e subangolosi, hanno una granulometria variabile dai blocchi alle ghiaie ed una composizione che riflette quella dei circhi a monte (calcari e dolomie).

Nel territorio del Foglio sono presenti esclusivamente nel massiccio del Civetta-Moiazza, ai piedi di piccoli ghiacciai attuali o in piccoli circhi a quote comprese tra 2050 e 2950 m s.l.m.

Nella zona de La Moiazza questi depositi si possono osservare nel Van de le Nevere (a ovest del M. Moiazza), tra la Moiazza Nord e la Moiazza Sud, a q. 2400 circa, dove sono presenti due piccole morene con a monte dei depositi di

ablazione e detritici che ricoprono un ghiacciaio oggi non più visibile, segnalato nelle mappe storiche e da alcuni autori (CASTIGLIONI, 1964). Nella zona del Civetta i depositi della PEG sono presenti a sud-ovest della Piccola Civetta, alla testata della Val dei Cantoni, tra q. 2300 e q. 2900 circa, dove residui di un piccolo ghiacciaio (Ghiacciaio dei Cantoni o Ghiacciaio De Gasperi o Giazzer) sono ancora presenti nella parte alta del circo (Fig. 73). Piccoli lembi di *till* di ablazione non cartografabili sono presenti a sud del Rifugio Torrani, ai piedi del minuscolo ghiacciaio del Pian de la Tenda; *till* di ablazione si osservano ai piedi della parete nord-occidentale, dove sono presenti due coppie di morene frontali legate a piccoli ghiacciai di nicchia, di cui oggi resta testimone solo quello denominato Cristallo (Fig. 74); altri due piccoli apparati glaciali PEG sono presenti lungo la parete est del Civetta, in corrispondenza dello Schinal de Bech, a q. 2300 circa, associati a piccoli residui di ghiacciai attualmente quasi del tutto scomparsi. L'apparato più meridionale mostra due morene frontali che terminano con un conoide formato dallo scaricatore glaciale (Fig. 75).

I depositi del subsistema dell'Amola sono inquadrati nell'Olocene superiore (Meghalayano), all'incirca dal 1275-1300 BC sino al 1850 BC.

Hanno spessori variabili, in genere qualche decina di metri.

Il limite inferiore è con PVI o con il substrato roccioso; il limite superiore è inconforme con PTG o coincide con la superficie topografica.



Fig. 73 - Ghiacciaio dei Cantoni (Monte Civetta).



Fig. 74- Ghiacciaio Cristallo (parete Ovest del Monte Civetta).



Fig. 75 - Morene frontali della PEG con davanti depositi formati dallo scaricatore glaciale (Schinal de Bech, Monte Civetta).

2.3.3.5. - Sintema Postglaciale Alpino (PTG): depositi indistinti

Depositi alluvionali e torrentizi

Si tratta di depositi messi in posto lungo gli alvei dei principali corsi d'acqua che attraversano il territorio del Foglio: il Fiume Piave, il Torrente Cordevole e il Torrente Maè e lungo le aste dei torrenti di maggiore importanza (T. Corpassa, T. Bordina, T. Missiaga, T. Moiazza, T. Rite, T. Vajont, T. Desedan).

Consistono per lo più in ghiaie sabbiose, ghiaie con livelli di sabbia e più saltuariamente ghiaie ciottolose schiette. La tessitura è assai variabile, da aperta a supporto di matrice, in genere sabbioso-ghiaiosa, più raramente limoso-argillosa. Lungo gli affioramenti ubicati su qualche terrazzo fluviale presente nei fondovalle è possibile osservare una stratificazione orizzontale o incrociata a basso angolo. In ambiti più schiettamente torrentizi questi depositi si presentano con strutture massive. I ciottoli sono da arrotondati a subarrotondati, con granulometria variabile dalle ghiaie ai blocchi, che in genere arrivano a dimensioni massime di 30-50 cm, anche se non mancano blocchi di dimensioni maggiori (Fig. 76).

La composizione litologica dei clasti riflette quella della serie stratigrafica delle Dolomiti, ma può subire qualche variazione a seconda del bacino di alimentazione: nel bacino del Cordevole sono abbondanti e caratteristici i clasti di origine vulcanica e metamorfica, in quello del Maè spiccano i clasti provenienti dalla successione bacinale triassica, mentre in quello plavense sono abbondanti i clasti carbonatici.

Lungo gli alvei dei fiumi principali si possono osservare accumuli di materiale fine di esondazione (sabbie e sabbie limose) ma di piccolo spessore e con scarsa continuità laterale, per cui non rappresentabili alla scala 1:50000.



Fig. 76 - Depositi alluvionali del T. Maè (Pontesei).

Allo sbocco di valli secondarie, questi depositi danno luogo a conoidi alluvionali; gli esempi di maggiori dimensioni si trovano nella Valle del Piave, tra i quali vale la pena menzionare il conoide di Fortogna e quello della Val Gallina.

Caratteristico è il sovralluvionamento della parte meridionale della Val Cordevole, a sud de La Muda, dove mancano forme terrazzate anche allo sbocco di valli importanti, come la Val Vescovà o la Val de Piero, e dove il torrente forma una vasta piana che occupa l'intero fondovalle mostrando in qualche punto accenni di geometrie di *onlap* su conoidi misti o falde detritiche ai piedi delle pareti rocciose, come a Candaten.

Questo assetto morfologico lo si vede anche nell'adiacente Foglio "Belluno" sino a Peron, con l'eccezione del conoide allo sbocco della Val Salet, ed è ragionevolmente interpretabile come causato dallo sbarramento operato dal *rock avalanche* delle Masiere di Vedana, datato a $1,90 \pm 0,45$ ka (ROSSATO *et alii*, 2020).

Depositi palustri e lacustri, paludi attuali e torbiere

Questo tipo di depositi si rinviene raramente ed in genere presentano estensione areale assai limitata; si tratta per lo più di limi e limi sabbiosi con intercalazioni di livelli organici.

In genere occupano aree di ristagno d'acqua, piccole zone umide e soprattutto zone depresse con difficoltà di drenaggio ubicate prevalentemente su depositi glaciali (zone con *hummocky moraines* o zone tra cordoni morenici) come ad esempio a Prà Toront a Forno di Zoldo, nella zona a Coi de Duran a nord-est del Passo Duran, in località Lendine a monte di Pecol, in conche strutturali, come a Malga Paludet nella zona della Caiada o sui dossi modellati in rocce del basamento, come a Colle Armarolo oppure in corrispondenza di conche create da accumuli di frana nelle zone di fondovalle, come a nord-ovest di Pecol e presso Mareson, dove sono presenti depositi di ambiente più spiccatamente lacustre, dati da intercalazioni centimetriche di argille grigio azzurre con livelli di sabbie fini e ghiaie (Fig. 77).

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

Costituiscono un tipo di depositi piuttosto diffusi nel territorio del Foglio, dove sono distribuiti sia nelle zone di fondovalle che in alta montagna, distribuiti alla base dei versanti e allo sbocco di valli e incisioni, dove di frequente formano conoidi, talora coalescenti (Fig. 78).

Sono generati dall'azione concomitante di più processi deposizionali diversi, quali i *debris flow*, l'azione delle valanghe e i processi torrentizi.

Negli ambienti di alta quota, prevalgono i *debris flow* e l'azione valanghiva, mentre la rielaborazione torrentizia interessa solo i corpi sedimentari di grandi di-



Fig. 77 - Depositi lacustri formati da argille e sabbie fini. Mareson (Pecol).



Fig. 78 - Conoidi di origine mista (Van de le Sasse, Gruppo del Civetta)

mensioni. Questi depositi si formano a spese del detrito presente alla base delle pareti, deponendo piccoli argini o lobi, oppure si originano alla base di canali o di piccole, valli dando luogo a conoidi in genere con pendenze comprese tra 15 e 30°

I depositi variano da *diamicton* massivi alle ghiaie eterometriche; subordinatamente possono essere presenti lenti centimetriche di limi sabbiosi o argillosi legati a processi di decantazione in zone distali. I clasti sono generalmente angolosi o subangolosi ma non mancano gradi di arrotondamento maggiori, in funzione alle caratteristiche del deposito da cui traggono origine, come ad esempio depositi glaciali o fluvio-glaciali.

Esempi di depositi di grandi dimensioni sono osservabili nel Gruppo del Civetta-Moiazza come, ad esempio, al Lavinal del Bus, alla testata della Val Framont, in Val dei Cantoni, o alla base della parete tra la Torre Venezia e la cima del Monte Civetta.

Nelle zone di fondovalle questi depositi sono presenti di frequente allo sbocco di valli secondarie o di piccoli torrenti dove formano conoidi dovuti all'azione dei *debris flow* e del processo torrentizio.

I depositi sono formati da *diamicton* massivi a supporto di matrice ghiaioso-sabbiosa con livelli e lenti di ghiaie grossolanamente stratificate o massive a tessitura aperta, parzialmente aperta, talvolta a supporto di clasti e lenti di sabbie e sabbie ghiaiose. I clasti vanno da subangolosi a subarrotondati e arrotondati, talvolta presentano embricature e la litologia riflette quella del bacino a monte.

Tra i conoidi più importanti, citiamo, in Val del Piave, quello di Davestra e il conoide di Provagna mentre in Val Cordevole il conoide di Pinei, quello di Villanova e quello di Listolade-Ronch di Buos.

Depositi di versante e detriti di falda, localmente a grandi blocchi

Sono depositi costituiti da ghiaie massive, talora clinostatificate a tessitura da parzialmente aperta a aperta, con clasti angolosi; la matrice è presente in quantità variabili in quei detriti che si sono originati da litotipi facilmente disaggregabili come i livelli teneri della Formazione di Werfen o della serie bacinale triassica, mentre è solitamente scarsa in litotipi calcarei e dolomitici.

Tendono ad accumularsi per gravità ai piedi di versanti molto inclinati e alla base delle pareti rocciose verticali in via di disaggregazione della gelivazione, dell'azione dell'acqua, del termoclastismo ecc.

Tendono a generare corpi di forma prismatica o a conoide (coni detritici) qualora l'alimentazione sia guidata da un canale.

Sono presenti un po' ovunque nell'area del Foglio e sono particolarmente sviluppati ai piedi delle pareti calcaree e dolomitiche come, ad esempio, nel Gruppo del Civetta-Moiazza (Fig. 79).

Qualora il deposito presenti una abbondanza relativa di clasti di dimensioni superiori al metro, si parla di detrito a grossi blocchi; questa tipologia di depositi è

dovuta a crolli diffusi e ripetuti a spese di ammassi rocciosi degradati e fortemente frammentati dalla presenza di numerosi sistemi di frattura o faglia. Dal punto di vista cartografico si distinguono dalle frane di crollo sia con criteri geomorfologici (estensione e distribuzione dei clasti) sia per il fatto che queste ultime in genere, ma non sempre, avvengono in seguito ad un singolo evento. Tuttavia le frane di crollo possono diventare dei fattori di deposizione di vere e proprie falde detritiche a grossi blocchi, qualora avvengano in modo ripetuto nel tempo in un determinato settore, come ad esempio alla base delle pareti calcaree e dolomitiche del Gruppo Civetta-Moiazza o del Gruppo Tamer-San Sebastiano.

Nel territorio del Foglio i depositi a grossi blocchi sono per lo più diffusi nelle zone di affioramento di calcari e dolomie.



Fig. 79 - Conoidi e falde detritiche (Monte Civetta-Foto per g.c. di Massimo Di Giusto)

Frane

I depositi di frana sono stati cartografati sulla base del riconoscimento delle caratteristiche dei sedimenti e su base morfologica, utilizzando sia lo strumento delle ortofoto sia il LIDAR, strumenti utili per mettere in luce anche elementi al contorno come nicchie di distacco, trincee, ecc. fondamentali per l'individuazione di un fenomeno franoso.

I corpi di frana sono state cartografate solo su base prettamente stratigrafica, senza alcuna distinzione in base al grado di attività, come potrebbe trasparire dall'utilizzo di termini quale “frana antica” o “paleofrana”, che hanno invece valenza esclusivamente cronologica.

Tutti i depositi descritti nel testo che segue, sono stati messi in posto durante il Postglaciale, ad eccezione di eventi più antichi come quelli riconosciuti e descritti nel Subsistema del Maè.

I depositi di frana hanno una composizione estremamente variabile, che dipende dai litotipi coinvolti e dal tipo di movimento.

Nelle frane per scivolamento rotazionale e per colata, che coinvolgono rocce marnose e terrigene e depositi quaternari sciolti, gli accumuli sono formati da *diamicton* massivi a supporto di matrice che varia da sabbiosa ad argillosa a seconda dei litotipi di partenza o più raramente a supporto di clasti.

I depositi delle frane di crollo, scivolamento traslativo e ribaltamento a spese di rocce carbonatiche coerenti, elementi caratteristici e molto diffusi nel territorio del Foglio, sono in genere costituiti da ghiaie e blocchi eterometrici, blocchi che talvolta possono essere di dimensioni plurimetriche, con clasti angolosi e tessitura che può variare da aperta a supporto di clasti, sino a supporto di matrice. La quantità di matrice, che ha una granulometria variabile in genere dalla ghiaia sottile alla sabbia e al limo è funzione delle caratteristiche delle rocce coinvolte e soprattutto dal grado di frammentazione del materiale durante la sua messa in posto.

Peculiari e numerose nel territorio del Foglio sono le cosiddette valanghe di roccia o *rock avalanches*, movimenti di masse rocciose intatte repentinamente frammentate durante un trasporto estremamente rapido, con una grande distanza percorsa dal materiale, suggerita anche dalla presenza di strutture di flusso preservate nei depositi. Si tratta di fenomeni caratterizzati da eccezionale energia legata ai grandi volumi in gioco ($> 1 \text{ Mm}^3$) necessari per avere strutture di flusso ed elevata mobilità (CROSTA *et alii*, 2006).

Tra le tipologie di frana importanti presenti nel Foglio è necessario citare i grandi espandimenti laterali, favoriti dalla peculiare stratigrafia del territorio dolomitico, dove successioni di rocce tenere, di natura terrigena, marnosa o vulcanoclastica si interpongono a successioni di rocce carbonatiche massicce: le espansioni laterali, infatti, si verificano tipicamente quando corpi rocciosi rigidi e fratturati sono sovrapposti a terreni a comportamento plastico.

Essendo generalmente fenomeni di versante che si realizzano con movimenti profondi, coinvolgendo grandi volumi di roccia e seguendo un comportamento meccanico di *creep* gravitazionale sono state inserite da molti autori nelle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DRAMIS F. & SORRISO-VALVO, 1994; SOLDATI, 2013).

Frana di Alleghe

Si tratta di una frana di tipo traslativo, probabilmente evoluta in *rock avalanche*, di volume di $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ di rocce carbonatiche stratificate, scivolate sopra un orizzonte di calcari argillosi, dai versanti del Monte Forca (*Il Piz* sulle carte I.G.M.), il giorno 11 gennaio 1771 (Fig. 80). La frana rovinò sul fondovalle, seppellendo tre frazioni (Riete, Marin, Fusine) e uccidendo 49 persone (EISBACHER & CLAUGE, 1984; COPPOLA & BROMHEAD, 2008).

L'evento fu preceduto dalla formazione di numerose fratture di grandi dimensioni sulla sommità del Monte Forca; il fronte della frana attraversò la Valle del Cordevole risalendo sul suo fianco orientale per quasi 50 m, sbarrando il corso del Torrente Cordevole e causando la formazione di un lago che si estese per quasi 4 km verso monte e causando la formazione di un lago che si estese per quasi 4 km verso monte sommergendo altre 5 frazioni (Peron, Soracordevole, Sommariva, Costa e Torre)

Il 1° maggio 1771 una seconda frana di minori dimensioni ($3 \times 10^6 \text{ m}^3$) rovinò nel lago dando luogo ad un'onda che arrivò a danneggiare il paese di Alleghe uccidendo 3 persone.

Il nuovo lago venutosi a formare si è progressivamente colmato di sedimenti fini trasportati dal Cordevole, modificando nel tempo la sua profondità da 50 m circa a 15 m.

Nel territorio del Foglio è presente la porzione meridionale del corpo di frana.

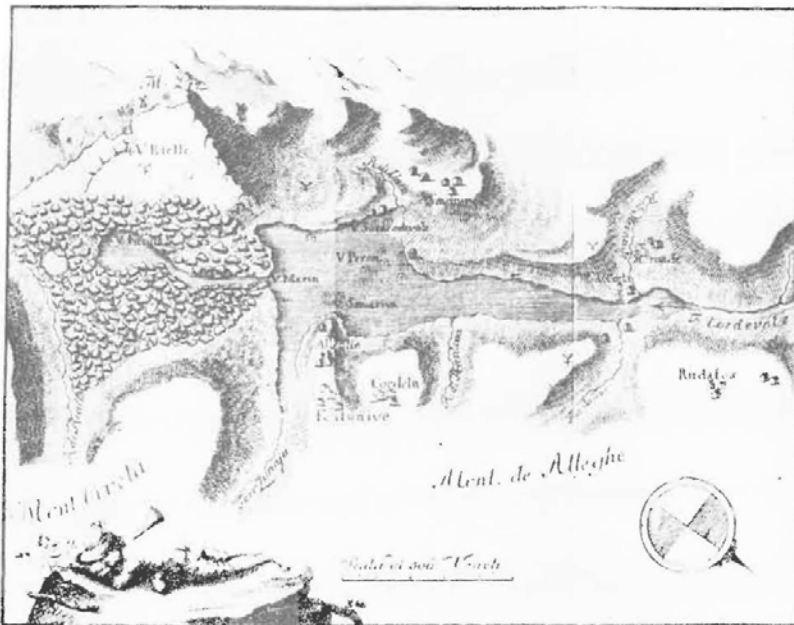


Fig. 80 - Carta del 1785 dello sbarramento del T. Cordevole e del Lago di Alleghe, dove l'artista ha indicato i borghi sommersi (da EISBACHER & CLAUGE, 1984).

Frana della Roa de Listolade (Taibon Agordino)

Si tratta di una frana di crollo probabilmente evoluta in *rock avalanche* che si staccò dalle pareti di dolomia dello Sciliar a nord-ovest della Lastia di Framont l'11 maggio 1865. La frana raggiunse il fondovalle causando la distruzione di pascoli, boschi e parte dell'abitato di Listolade. La massa caduta risalì il versante opposto per oltre 100 m, provocando la morte di 3 persone nel paese di Listolade.

Oggi il corpo di frana è ben visibile nella porzione mediana della Roa de Listolade dove sono presenti massi con diametro maggiore di 10 m e sulla sponda sinistra del Torrente Cordevole, poco a valle del Forte di Peden. Giganteschi blocchi di dolomia sono presenti anche sul greto del Cordevole e spuntano qua e là dalla superficie del conoide formato dalla Roa de Listolade.

Non si hanno notizie o evidenze della formazione di un bacino lacustre a monte del corpo di frana.

Frane di Sotto Framont (Agordo)

Si tratta di diversi corpi di frana che caratterizzano una vasta porzione di versante in DGPV a sud-ovest del Monte Framont; il settore coinvolto nella deformazione comprende tutto il versante dalla base del Framont sino al fondovalle, grossomodo tra Ronch di Buos e Toccol. Il processo di deformazione gravitativa ha reso instabile l'ammasso roccioso dando origine a due corpi di frana di crollo, il primo cartografato a valle delle pareti rocciose di Pianaz, tra San Cipriano e Ronch de Buos, il secondo si estende dalla quota 1600, alla base del Monte Framont sino al fondovalle della Val di Freila. Inoltre ha dato luogo a frane complesse associate a crolli dalle pareti soprastanti che caratterizzano la zona a monte di El Pianaz e il Col Negro.

Sono tutti corpi di frana di età non definita, ragionevolmente postglaciali.

Frane di Val Rova (Agordo)

Si tratta di una serie di frane essenzialmente di colata o complesse, presenti alla base delle pareti verticali della Moiazza, alla testata della Val Rova, tra Sella di Camp e il Rifugio Carestiato.

Sono interpretate come l'evoluzione parossistica di una espansione laterale nelle formazioni tenere alla base della Dolomia Principale (Formazione di Heligkreuz, Formazione di Travenanzes). Il movimento risulta particolarmente sviluppato sul settore orientale, nei pressi del Rifugio Carestiato, dove coinvolge anche una porzione della parete di dolomia che mostra evidenze di traslazione orizzontale verso valle, suddividendosi in blocchi di grandi dimensioni.

Si ritiene che l'espansione laterale sia iniziata in seguito allo scioglimento del ghiacciaio plavense; l'analisi dei dati ricavati dal monitoraggio radar satellitare continuo delle deformazioni del terreno della Regione Veneto (Regione Veneto-

geoportale dati territoriali) effettuato tramite immagini acquisite dalla costellazione di satelliti Sentinel-1 dell'ESA, mediante la tecnica multi-interferogramma *SqueeSAR*, indica che la zona orientale è in movimento con velocità massime tra 10 e 20 mm /anno (aggiornamento aprile 2021, Fig. 81).

Frane di La Valle Agordina

Nell'aprile del 1701, una parte dello sperone meridionale del Castello di Moschesin (IGM Monte Castello), collassò lungo una superficie di rottura inclinata di circa 45° verso Ovest, coinvolgendo una massa stimata tra 5 e 10x10⁶ m³ di Dolomia Principale (EISBACHER & CLAUGE, 1984). La massa franata si frantumò scivolando sopra terreni coperti di neve e saturi d'acqua, trasformandosi prima in un *rock avalanche* che raggiunse la zona di Malga La Rova e poi in un violento *debris flow* che si incanalò lungo il Torrente Missiaga fino a raggiungere il villaggio di La Valle Agordina, distruggendo parecchi edifici e causando la morte di 49 persone. Attualmente sono ben riconoscibili l'ammasso principale collassato che forma il Sass del Camin (sotto il Monte Castello), l'accumulo di grandi blocchi visibile sopra a Malga La Rova e i depositi del *debris flow* visibili lungo il corso

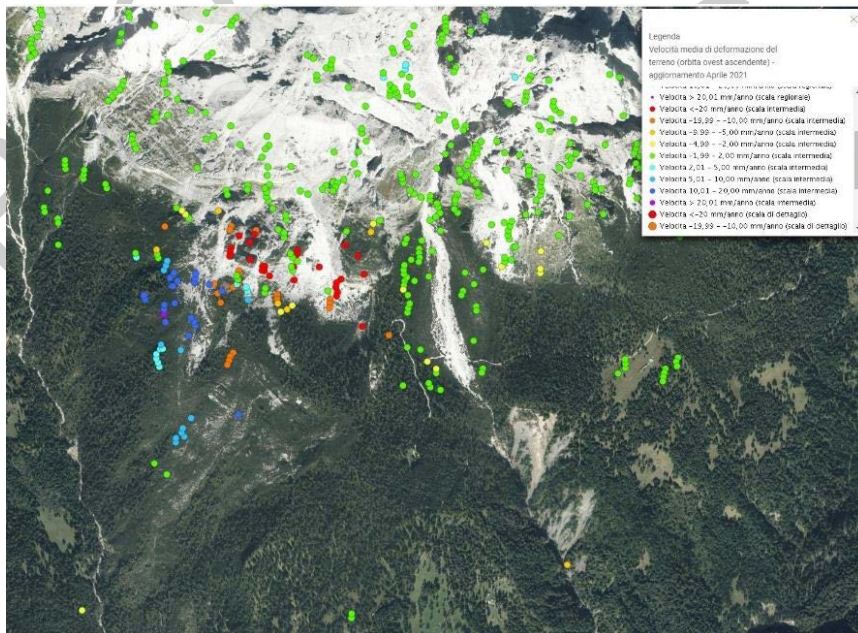


Fig. 81 - Ortofoto con dati interferometrici che indicano l'attività dell'espansione laterale della Val Framont (Regione Veneto-geoportale dati territoriali).

del torrente fino all'abitato di La Valle. Il rilevamento ha mostrato come anche tutto il settore a est di Malga La Rova e alla base della parete del Castello di Moschesin, sia un deposito di una grande paleofrana di età non definita, in gran parte mascherato dai depositi di versante e dai conoidi alla base della parete.

Successivamente questo evento, nella zona a sud-ovest del Castello di Moschesin, alla testata della Val Buscaresem a monte delle Scofe Faioune, si ebbe la formazione di una incipiente frana complessa una cui parte, nel 1748, venne mobilizzata sotto forma di *debris flow* che percorse il greto del Torrente Bordina arrivando a danneggiare la frazione di Conaggia. Questi fenomeni continuarono nella decade molto piovosa tra il 1880 e il 1890, con una serie di *debris flow*, il più importante dei quali si attivò a partire dalla mobilizzazione di una massa di parecchi milioni di metri cubi, il 23 aprile 1888 e raggiunse la frazione di Conaggia il 26 aprile 1888 nel frattempo evacuata dai suoi abitanti.

Il rilevamento ha messo in evidenza come tutto il settore della Val Buscaresem sia modellato in una paleofrana complessa di età non definita, parzialmente ricoperta di depositi del Tardoglaciale e riattivata in più punti in tempi recenti, come descritto sopra. La testata della paleofrana, modellata nelle più erodibili formazioni di Wengen, Heiligkreuz e Travenanzes, è ancora abbastanza ben preservata a est di Malga Moschesin, dove sono visibili alcune scarpate di frana alte circa una ventina di metri (Fig. 82).

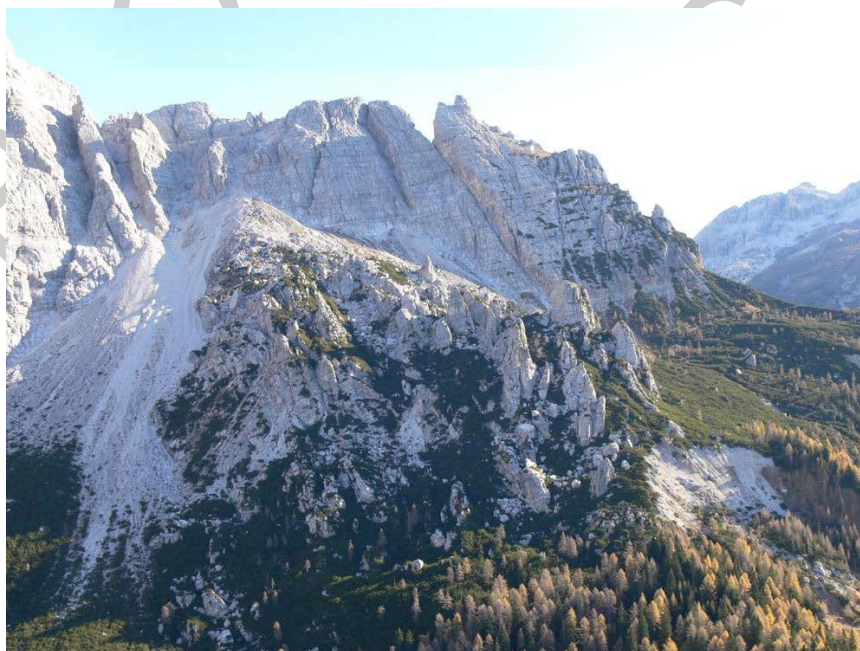


Fig. 82 - Blocco dello Spiz di Moschesin scivolato nel 1701 e che generò il rock avalanche.

Frane di Coi de Duran (Passo Duran)

Il rilevamento ha mostrato che il settore ai piedi della Moiazza a ovest e nord-ovest del Passo Duran è caratterizzato da una serie di frane complesse, frane di crollo e di colamento che rappresentano l'evoluzione parossistica di una zona di espansione laterale. Le formazioni coinvolte sono le Arenarie di Zoppè, la Formazione di San Cassiano, la Dolomia Cassiana, la Formazione di Heiligkreuz e quella di Travenanzes.

L'evoluzione dell'espansione laterale probabilmente ha anche causato fenomeni di destabilizzazione della sovrastante dolomia principale da cui si è originato un crollo il cui accumulo è visibile a ovest del Crot di Casamatta.

L'età dei movimenti franosi non è nota, ragionevolmente postglaciale in quanto sono in parte coinvolti depositi del sistema del Piave.

Frane di Malga Caleda (Passo Duran)

Tutto il settore a sud del Colle di Ortat (q.1748 ad est di Passo Duran) e a ovest delle pareti di Dolomia Principale della Cima Nord di San Sebastiano (q.2488) e del Sasso di Caleda è costellato di numerose frane di colata, alcune anche di grandi dimensioni che arrivano sino al fondovalle del Torrente Rovala, interessando la strada del Passo Duran. Sono impostate sulle formazioni di Wengen, Heiligkreuz e Travenanzes.

Frana di Ru de le Roe (Passo Duran)

Si tratta di una serie di frane complesse e di colata che interessano le formazioni delle Arenarie di Zoppè, Wengen, Heiligkreuz e Travenanzes ai piedi della parete di Dolomia Principale delle Cime Gravinai, a nord-est del Passo Duran ed interessano l'intero versante sino al fondovalle percorso dal Ru delle Roe, affluente del Torrente Moiazza. Il 31 gennaio 1991 la porzione frontale del corpo di frana principale ha dato luogo a uno scivolamento traslativo esteso su 8 ettari che ha mobilizzato 1,3 - 1,5 milioni di metri cubi di roccia. Il movimento è avvenuto su una superficie posta a una profondità stimata di 40 m situata sul fianco settentrionale di un'anticlinale asimmetrica ad asse orientato ENE-OSO. Lo spostamento della massa in frana, che inizialmente aveva raggiunto valori di 10 metri al giorno, nel giro di qualche settimana ostruì completamente il Ru senza tuttavia provocare la formazione di un invaso. Il fenomeno è successivamente evoluto in vari episodi di colata che hanno rimodellato più volte il punto di confluenza del Ru delle Roe nel torrente Moiazza.

La particolarità della frana sta nella sua attivazione in concomitanza ad un periodo climatico particolarmente freddo (temperature medie notturne intorno ai -15°, -20°) durante il quale la quantità e la mobilità dell'acqua circolante rag-

giunse verosimilmente i valori minimi. Tale situazione apparentemente anomala è stata spiegata con il congelamento delle emergenze idriche attraverso le quali l'acqua presente all'interno del versante defluiva all'esterno. L'ostruzione avrebbe determinato l'innalzamento del livello piezometrico nel corpo di frana con conseguente aumento della pressione neutra. Questa ipotesi di innesco sembra confermata dalla successiva riattivazione generalizzata avvenuta nel gennaio del 1992, anch'essa accompagnata da temperature molto rigide.

Rock Avalanches di Palafavera e Mareson (Val di Zoldo)

Si tratta di due potenti ed importanti accumuli di materiali franosi dell'alta Val di Zoldo, interpretati come *rock avalanches*.

Il primo deposito è presente in corrispondenza dell'abitato di Pecol, dove dà luogo ad una morfologia a conoide molto irregolare, a dossi, depressioni e rotture improvvise di pendenza, con grossi blocchi che sporgono dalla copertura erbosa anche lungo il corso del Rio Canedo e sui dossi a monte del Col di Vallon; il resto dell'ammasso è ubicato nell'adiacente Foglio geologico Cortina d'Ampezzo (NERI *et alii*, 2007) dove ha sbarrato il corso del torrente causando la formazione della piana di Palafavera.

È formato da un *diamicton* a supporto di clasti e localmente a supporto di matrice ghiaiosa e sabbiosa, caratterizzato dall'abbondanza di megablocchi angolosi carbonatici di pertinenza del Monte Pelmo, che mostra, specie nella parte sommitale dell'incisione del Rio Canedo, una sorta di gradazione inversa; lo spessore del corpo è stimato in circa 50 m a Pecol e in 25 m circa al Col di Vallon.

In passato questo deposito è stato considerato una morena frontale dello stadio di Bühl da diversi autori (CASTIGLIONI, 1964; DEL LONGO *et alii*, 2001), mentre MOSCARIELLO (1993) aveva ipotizzato che fosse un corpo di accumulo proveniente dalla parete occidentale del Monte Pelmo; dopo aver percorso circa 2 km, avrebbe raggiunto il fondovalle dividendosi in due rami: il primo avrebbe raggiunto il Col di Vallon creando lo sbarramento di Palafavera e la formazione di una grande torbiera, il secondo si sarebbe incanalato lungo il corso del Rio Canedo per poi raggiungere il Torrente Maè formando il conoide di Pecol.

La datazione del materiale organico, estratto dalla torbiera tramite sondaggio meccanico, ha fornito un'età di 8810 ± 70 anni BP (età calibrata 9692 - 9920 anni BP, *Median Probability*: 9858 anni BP).

Il deposito di Mareson è anch'esso suddiviso tra il territorio del Foglio "Cortina d'Ampezzo" e quello del presente Foglio; in quest'ultimo è distribuito lungo una fascia che in alto va dai 1725 m di quota del Le Mandrate ai 1850 circa del Pian de la Vena, mentre in basso occupa gran parte del fondovalle, tra Mareson e Fusine; di fronte a Mareson affiora anche in destra Maè.

Il deposito è formato da un *diamicton* a supporto di matrice sabbioso ghiaiosa carbonatica con blocchi angolosi di Dolomia principale e Calcari Grigi e mostra una grossolana gradazione inversa, con aumento dei megablocchi verso l'alto.

Lungo la sezione della Val Rial, il deposito raggiunge uno spessore di 30 m

circa, costituito quasi esclusivamente da megablocchi carbonatici; questo spessore elevato è stato con buona probabilità causato dalla presenza di una morena laterale a Le Fertazze; morena ora in gran parte smantellata, che ha sbarrato il flusso gravitativo.

A valle del deposito morenico l'ammasso gravitativo affiora in modo più discontinuo con i grossi blocchi concentrati in corrispondenza di tre piccole collinette a Mareson. Sempre a Mareson, nella zona della piana, all'interno dei depositi del corpo di frana sono stati individuati inclusi metrici di *till* di ablazione e orizzonti glaciolacustri molto deformati, segno che la frana ha coinvolto almeno in parte l'argine morenico e dei depositi fluvioglaciali ad esso associati smantellandoli e trascinandoli con sé. Sempre nella piana sono state individuate delle lenti non cartografabili di sedimenti tipicamente torrentizi dati da ghiaie gradate a ciottoli arrotondati a supporto di clasti e tessitura parzialmente aperta, ad andamento parallelo all'attuale valle del Maè, interpretate come resti della rielaborazione operata dal paleo-Maè in tempi prossimi alla sedimentazione del corpo di frana.

Infine, lungo la scarpata attuale del Maè, è visibile la parte inferiore del deposito di *rock avalanche*, ricca di matrice ghiaioso-sabbiosa e con blocchi di dimensioni minori rispetto a quelle della piana e del versante sovrastante; lo spessore stimato lungo la scarpata fluviale è circa 50 m.

Il deposito ha sbarrato il fondovalle del Maè, causando un processo di sovralluvionamento verso monte con depositi lacustri e palustri che hanno formato la piana tra Mareson e Pecol (Fig. 83).



Fig. 83 - Sovrapposizione di argille lacustri su depositi di rock avalanche (Mareson)

Osservando a grande scala con le ortofoto e il LIDAR tutto il versante a Sud del Monte Pelmo, tra Pecol e Pianaz, si nota come i due depositi siano geneticamente legati, sebbene l'età di quello di Mareson non sia nota; infatti, tutto il versante, per una lunghezza di più di 2 km è coinvolto in un complesso fenomeno gravitativo, definibile come espansione laterale di età olocenica, impostata sulle tenere formazioni alla base della Dolomia Principale del Pelmo.

Gran parte di questo versante, specie nella parte alta, è costellato di grosse trincee e contropendenze (in passato interpretate come argini morenici), scarpate di frana e grandi frane di colamento o complesse, che rappresentano degli eventi parossistici avvenuti a spese della porzione di rocce tenere dell'espansione laterale; sulla parete meridionale del Pelmo, modellata nella Dolomia Principale e nei Calcarì Grigi, sono invece ben visibili le nicchie di distacco dei due *rock avalanches*, la cui causa è quindi da ricercarsi nei processi di instabilità dell'ammasso roccioso causati dai fenomeni di *creep* gravitazionale nelle formazioni sottostanti meno resistenti.

Sackung di Soramaè (Val di Zoldo)

Si tratta di un grande fenomeno gravitativo classificabile come *sackung*, ubicato in destra Maè di fronte a Mareson e Fusine, e orientato circa est-ovest, impostato in gran parte nelle formazioni di Wengen e San Cassiano. La lunghezza è 2,3 km, la larghezza è 1,4 km; la nicchia di distacco è ben visibile a partire dalla zona della valle del Ru Caudanae proseguendo lungo la dorsale Monte della Grava-Crep di Pecol.

Gran parte della massa scivolata è riattivata in molti punti da un gran numero di frane complesse, di scivolamento e di colata, tutte in scese in direzione del Torrente Maè, mentre sono presenti delle frane di crollo di piccole dimensioni scese dalla nicchia di distacco.

Il Torrente Maè incide la parte terminale della frana per una cinquantina di metri nel settore di Fusine, mentre il corpo principale è solcato da un reticolo idrografico ben sviluppato ed inciso nel deposito.

L'età di attivazione della frana non è nota.

Rock Avalanches di Viza de Tamaril (Valle del T. Cervogana)

Il corpo di frana si estende ai piedi del versante nord dello Spiz de San Piero. Si sviluppa in senso est-ovest per poco più di 1 km tra il Col di Pituza e la località Vizza di Tamaril fino alla SS 347, riempiendo l'avvallamento tra il suddetto versante e il Col de Tamaril.

L'affioramento migliore si trova in corrispondenza della cava di ghiaia in località Cornigiàn, situata appena ad est della statale.

Il deposito è un *diamicton* a supporto prevalentemente clastico, localmente con struttura aperta (*open work*), costituito da blocchi eterometrici di dolomie chiare,

aventi talvolta plaghe rossastre e verdastre. Le dimensioni dei clasti vanno da centimetriche a plurimetriche e le forme sono generalmente angolose (Fig. 84).

Sono assenti stratificazioni, ma si riconosce una gradazione inversa, con la parte inferiore del deposito più ricca di matrice e con clasti che non superano qualche decimetro di dimensioni, e la parte superiore più povera di matrice e con i blocchi di dimensioni maggiori. Nella parte inferiore si riconoscono lenti di detriti grossolano dalla geometria caotica e con struttura *open-work*, e lenti più ricche di matrice; localmente vi sono plaghe limose rossastre (probabilmente dei pedorelitti).

Altri affioramenti meno rappresentativi si riconoscono a monte della cava lungo lo sviluppo del corpo di frana. In particolare, si riconosce un deposito con caratteri analoghi sulla cresta di una evidente dorsale parallela allo sviluppo del corpo di frana situata immediatamente a NW del Col di Pituza. Tale dorsale verosimilmente costituisce un deposito arginale generato dal flusso gravitativo.

Localmente il corpo di frana pare ricoperto da materiale colluviale contenente anche elementi alloctoni (derivati dai depositi glaciali circostanti).

Il deposito è interpretabile con generato da un *rock-avalanche*, la cui origine potrebbe collocarsi nel versante nord delle Cime di Pala Anziana.



Fig. 84 - Deposito di rock avalanche con evidenze di gradazione inversa (Cava Cornigian).

Sackung di Costa Guda (Cibiana)

Si tratta di un movimento gravitativo classificabile come *sackung*, ubicato a nord-ovest delle creste in Dolomia Principale comprese tra la Forcella della Pala da Laga e il Sassolungo di Cibiana.

Il deposito è impostato nei gessi della formazione di Travenazes, litologia estremamente favorevole allo sviluppo di dissesti gravitativi.

L'unghia del *sackung* è limitata dai Torrenti Rudine, Rite e dal Ru Storto, affluenti di destra del Torrente Rite; nella parte frontale, l'ammasso in deformazione gravitativa è riattivato da due frane complesse, una sopra il Torrente Rudine e una sopra il Ru Storto.

Nella parte alta, come ad esempio nei dintorni di Casera Ronchie, sono presenti sulla sua superficie delle doline, formatesi per processi di natura carsica a spese del gesso; sempre in questa zona il deposito è profondamente inciso in senso nord-sud dal Ru Ronce, affluente di destra del Torrente Rite. A sud di Casera Ronchie sono presenti delle evidenti scarpate di frana che coinvolgono anche i depositi del Tardoglaciale, mentre a sud de Il Pizzo e poco a sud-ovest di Casera Ronchie sono presenti due ammassi di Dolomia Principale isolati e piuttosto disarticolati, che sono stati interpretati come *rock slide* collassati e traslati verso valle a causa della deformazione gravitativa profonda.

L'insieme di questi fattori porta ragionevolmente a ritenere che il *sackung* abbia un elevato stadio evolutivo, indice questo di una età di attivazione piuttosto vecchia, ma comunque non quantificata (LGM?) e sicuramente è rimasto attivo nell'ultima parte del Pleistocene.

Frana di Forcella Cibiana

Si tratta di una grande frana, presente sul versante meridionale del Monte Rite a est del passo di Forcella Cibiana, interessata da movimenti franosi che coinvolgono l'intero settore fino al fondovalle e sino alle prime case dell'abitato di Cibiana.

Le formazioni del substrato coinvolte in questi movimenti sono la Formazione di San Cassiano, la Formazione di Werfen e i gessi della Formazione di Travenazes, accostate tettonicamente lungo il sistema della Linea della Valsugana.

La frana presenta due settori che mostrano un elevato stadio evolutivo e stabilità nei lati nord e sud, dove appare solcata da un reticolo idrografico abbastanza ben sviluppato, oppure è ricoperta di depositi di *debris flow* come la grande colata a nord-est del Rifugio Remauro.

Tutta la porzione centrale, tra il Rifugio Remauro e i Fienili Sacco, percorsa da un lungo tratto della Strada Provinciale 347, è invece riattivata da una serie di frane complesse, caratterizzate da movimenti combinati di scorrimenti rotazionali e traslativi con colamenti, indicati anche dalla presenza di contropendenze, nicchie e trincee trasversali, blocchi con indizi di rotazione; è evidente come queste frane abbiano spostato verso est il corso del Torrente Rite.

L'età dell'attivazione non è nota, mentre la porzione centrale è oggi in movimento, come dimostrano i continui dissesti e ammaloramenti subiti dalla Strada Provinciale.

Frana del Monte Castellin (Val di Zoldo)

Questo accumulo gravitativo è stato citato in passato da diversi autori (PANIZZA, 1972, MOSCARIELLO, 1993), ma trattato sostanzialmente come una frana di crollo; il rilevamento e l'analisi morfologica di dettaglio con il LIDAR hanno mostrato una struttura gravitativa più complessa, impostata nelle formazioni di Heiligkreuz e Travenanzes, che fanno da base al rigido zoccolo di Dolomia Principale del Monte Castellin.

La testa del movimento gravitativo è coperta da una serie di conoidi misti coalescenti mentre il corpo mostra uno spostamento verso sud-ovest; l'unghia è ubicata sul fondovalle, alla confluenza tra i Torrenti Mareson e Maè, mentre verso sud-est poggia direttamente sulla Dolomia Principale, affiorante presso la stretta di San Giovanni. Il lato occidentale è inciso per una quarantina di metri da un corso d'acqua a partire dalla zona di Casera Pra di Valle sino all'Osteria al Pez e una porzione della sua superficie appare rimaneggiata da depositi di origine mista che formavano un conoide oggi sospeso sul fondovalle. In generale il corpo di frana appare rimodellato e interrotto da ripetute rotture di pendenza. La zona sul bordo sudorientale appare riattivata da alcune frane di scorrimento che vanno dalla base delle pareti alla zona dell'unghia. In corrispondenza di una incisione valliva, sono visibili dei depositi che sono formati in superficie da un *diamicton* monogenico di dolomia a supporto di matrice ghiaioso sabbiosa chiara con blocchi eterometrici e prismatici di dolomia, mentre sotto sono rappresentati un *diamicton* a supporto di matrice argilloso limosa nera con clasti angolosi derivanti in prevalenza alla formazione di Heiligkreuz. Lungo l'incisione, questo deposito viene mobilizzato coinvolgendo anche il materiale dolomitico con blocchi, dando luogo a colate detritiche.

Sackung di Pontesei (Val di Zoldo)

Si tratta di un *sackung* di circa 0,8 Km quadrati, che affiora alla base della dorsale di Dolomia Principale che va dal Monte Castellin sino al Col di Lares (indicato come q. 1765 sulla carta IGM, mentre l'unghia raggiunge la quota di 1000 metri circa).

I movimenti gravitativi hanno interessato le formazioni di Travenanzes e Heiligkreuz, dando luogo nel settore occidentale del *sackung* ad una serie di frane complesse, caratterizzate da movimenti combinati rototraslativi e di colata, evidenziate da nicchie di distacco e contropendenze; su queste frane si sono poi attivati ulteriori collassi, principalmente di colata.

Questi movimenti hanno reso instabile l'ammasso roccioso di dolomia, causando dei crolli di grandi dimensioni. Il primo è visibile lungo il margine occidentale del *sackung*, dove sulla parete a sud-ovest del Monte Castellin dove è

ben evidente la nicchia di distacco, il secondo ricopre tutta la porzione orientale a monte del Lago di Pontesei e la nicchia di distacco è visibile sulla parete a Sud Ovest dello Spitz San Piero.

Nei pressi del margine occidentale del lago, una sezione di deposito originatosi dal collasso di una parte del *sackung* e affiorante sulla sponda destra, indica come il corpo di frana abbia raggiunto il fondovalle, ostruendolo e successivamente sia stato inciso dal Maè.

Questo deposito, infatti, non appartiene al corpo della frana di Fagarè verificatasi nel 1959, successivamente descritta, ma era già presente sulla sponda destra, come testimoniato dalle fotografie scattate uno o due giorni dopo l'evento.

Su questa sezione, ed anche su altre messe a nudo dopo la frana del 1959, sono osservabili due depositi sovrapposti: il primo, alla base, costituito da un *diamicton* massivo a supporto di matrice da ghiaioso-sabbiosa a limoso-argillosa di colore rossastro, con clasti angolosi e squadrati e granulometrie che vanno dalle ghiaie ai blocchi, provenienti dalla formazione di Travenanzes e dalla Dolomia Principale, interpretato come il deposito principale di una frana originatasi dal *sackung* (Fig. 85); il secondo, un *diamicton* dalle caratteristiche simili al primo ma monogenico, costituito esclusivamente di clasti e matrice sabbioso-ghiaiosa provenienti dalla Dolomia Principale, interpretato invece come parte del corpo di crollo dello Spitz San Piero.

L'età di attivazione del *sackung* di Pontesei non è nota; tuttavia, il fatto che abbia ostruito il fondovalle e che sia poi stato inciso dall'azione del Maè, indica una età quantomeno successiva al ritiro del ghiacciaio vallivo. Probabilmente l'ostruzione del fondovalle ha determinato verso monte la formazione di terrazzi di secondo ordine (Le Boccole, Soccampo e Forno di Zoldo).



Fig. 85 - Lembo del *sackung* di Pontesei in destra idrografica del Maè; si noti la sovrapposizione di un deposito di frana di crollo a clasti di dolomia di colore chiaro sopra un deposito di frana caratterizzato dalla presenza di lembi della formazione di Travenanzes di colore rosso.

Frana di Fagarè-Pontesei (Val di Zoldo)

Il 22 marzo 1959 si riversò nel bacino artificiale creato dallo sbarramento della diga di Pontesei un corpo di frana di circa 4,5/5 milioni di m³ (CARATTO *et alii*, 2002). Entrando nel lago, che in quel giorno era 13 metri sotto la quota di massimo invaso (800 m s.l.m.), la frana provocò un'ondata di 20 m di altezza che travolse un operaio (SEMENZA, 2001).

Si trattava della riattivazione, secondo un moto di tipo rotazionale, della parte frontale dell'unghia del *sackung* di Pontesei (Fig. 86); il fenomeno si era manifestato a cominciare dall'agosto del 1957 quando sulla parte media del versante sinistro sopra il lago, comparve una fessura, la cui apertura venne in un primo momento monitorata mostrando un rapido incremento, sino a 35 cm di spostamento, durante il rapido svuotamento del serbatoio di circa 60 m in 20 giorni. Successivamente, dal marzo all'ottobre del 1958, questi movimenti parvero arrestarsi del tutto e il monitoraggio venne sospeso fino al 3 marzo del 1959, quando, con lo scioglimento della neve, comparvero delle fessure laterali sulla strada, indice di una ripresa del dissesto che divenne parossistico il giorno 22 marzo (Fig. 87). Il movimento avvenne in tempi molto rapidi, nel giro di 2-3 minuti. Studi successivi (CARATTO *et alii*, 2002) fatti su sondaggi eseguiti sul corpo di frana, indicarono la presenza di materiali argillosi e limosi definiti "colluviali" all'interno dei quali si sarebbe sviluppata la superficie di scivolamento; non è chiaro se la superficie di scivolamento corrisponda a quella del *sackung* o sia di neoformazione.

Questa frana non va confusa con quella che prima del 1959 venne chiamata "Frana di Pontesei" e che si riferisce ad uno scivolamento nell'ammasso roccioso allo sbocco del Rio Bosconero; tale fenomeno venne parzialmente mitigato con la costruzione di un puntone in cemento armato, oggi seppellito sotto le ghiaie alluvionali.



Fig. 86 - Panoramica dell'accumulo della frana di Pontesei.



Fig. 87 - Accumulo della frana di Pontesei ripreso da I. Vielmo il 23 o 24 marzo 1959 (Semenza, 2010).

Frana di Faè (Longarone)

Questo deposito è stato individuato in sede di rilevamento, distribuito sul versante ai piedi del Col della Sparlonga e presso l'alveo attuale del Piave a sud della zona industriale di Longarone, dove sono presenti una serie di collinette che sono l'espressione morfologica di grossi blocchi squadrati di calcare del Vajont che sono visibili qua e là. All'interno di una delle depressioni è posto un piccolo laghetto (Laghetto "Protti") probabilmente alimentato da acque di falda.

La nicchia è posta ai piedi del Col della Sparlonga all'incirca in corrispondenza del limite tra il Calcare del Vajont e la formazione di Igne. Si tratta di una situazione simile, ma a scala più piccola, di quella delle frane di Collesei di Anzù e di Marziai, nel feltrino (PELLEGRINI *et alii*, 2005b, 2006), con un corpo di frana che cade nell'alveo del Piave condizionandone l'evoluzione; l'unghia della frana è stata parzialmente obliterata dai sedimenti fluviali.

Non si hanno informazioni né sulla sua estensione in profondità nella valle del Piave né di carattere cronologico; da segnalare che la frana non è indicata nel Foglio n. 23 "Belluno" della Carta geologica d'Italia scala 1:100000

Un dato interessante viene dall'analisi della carta militare dell'impero asburgico del 1818-1829: la mappa indica chiaramente la presenza delle collinette e del laghetto poi chiamato "Protti" ma, dato forse più interessante, mostra come l'alveo del Fiume Piave, che all'epoca correva tra Longarone e Faè lungo la sponda destra della valle, compisse una evidente ansa verso oriente proprio in corrispondenza di questo accumulo (Fig. 88).

L'ansa si trova più a monte della confluenza Piave con il Torrente Desedan e non può essere quindi attribuita all'azione di quest'ultimo.

È ragionevole quindi attribuire al crollo un'età olocenica relativamente recente, sicuramente più giovane dei depositi terrazzati del Subsistema di Ponte nelle Alpi; il crollo avrebbe comportato una parziale ostruzione del lato destro della valle del Piave, costringendo il fiume a formare un'ansa verso oriente.

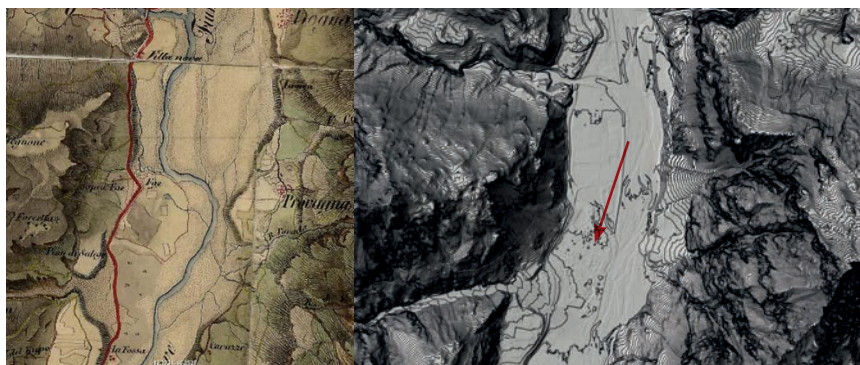


Fig. 88 - A sinistra: estratto della carta militare dell'impero asburgico 1818-1829 che indica l'ansa del Piave causata dalla frana di Faè; fonte <https://maps.arcanum.com/> A destra: immagine del rilievo LIDAR con la zona della frana di Faè indicata dalla freccia rossa; si noti il corso del Piave rettificato.

Frana del Vajont

La frana del Vajont è una delle più catastrofiche frane non solo del secolo scorso, ma probabilmente di tutti i tempi (MÜLLER, 1964; SEMENZA, 1965; SEMENZA & GHIROTTI, 2000).

La sera del 9 ottobre 1963, circa 270 milioni di m³ facenti parte della sequenza carbonatica giurassico-cretacea del versante settentrionale del Monte Toc, precipitarono con una velocità di 20-30 m/sec nel serbatoio artificiale venutosi a formare dopo la costruzione della diga inaugurata il 17 ottobre 1961. L'impatto della gigantesca frana con il lago causò la formazione di un'onda che seminò morte e distruzione tra i villaggi della Val Vajont, scavalcò la diga incanalandosi lungo la gola del Torrente Vajont e distrusse quasi completamente l'abitato di Longarone assieme ad alcune frazioni vicine, provocando la morte di quasi 2000 persone.

La frana del Vajont, a causa della sua complessità di carattere scientifico, ma anche perché è stato un evento ben documentato prima e durante lo svolgersi degli avvenimenti, è considerata uno dei più importanti casi di studio per scienziati e ricercatori che si occupano delle frane in roccia o della stabilità dei versanti nei grandi invasi idroelettrici, diventando un punto di partenza per lo sviluppo della moderna meccanica delle rocce e della geo-ingegneria e generando un gran numero di pubblicazioni scientifiche (per la letteratura antecedente il 2010, si veda SUPERCHI *et alii*, 2010).

I temi sui quali il dibattito è ancora aperto riguardano le caratteristiche e l'evoluzione della paleofrana (Fig. 89), il problema della superficie di rottura e dell'angolo di attrito delle argille del Fonzaso, la geometria profonda della superficie di distacco con la discussa forma a “sedia” proposta da diversi autori, il ruolo dell'acqua nell'ammasso di frana, l'elevata velocità assunta dalla massa durante lo scivolamento.

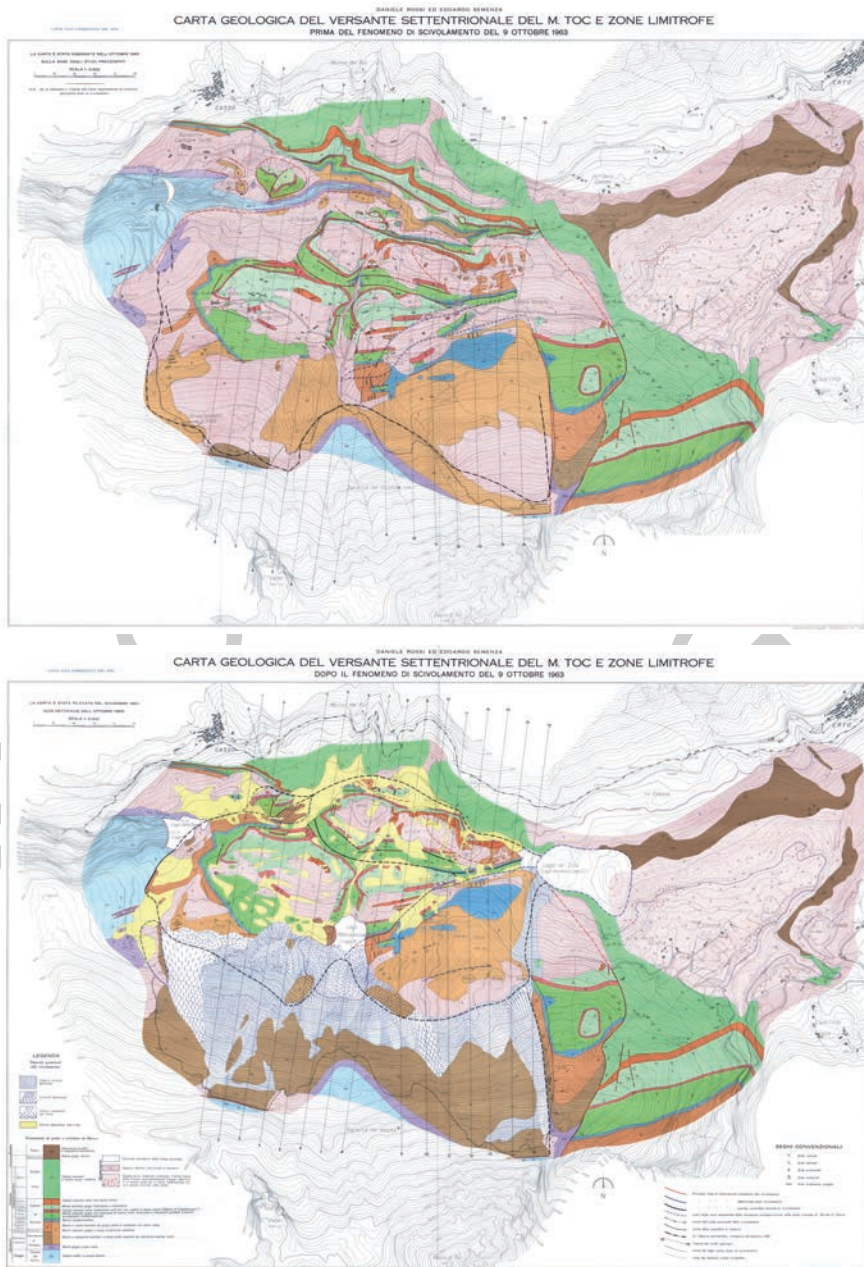


Fig. 89 - Carte geologiche pre- e post-evento del 9 ottobre 1963 a cura di ROSSI & SEMENZA (1965).

Dal punto di vista geologico-strutturale, la frana del Vajont si è imposta lungo il fianco settentrionale della sinclinale di Erto, che immerge di 30°- 50° verso nord e verso nord-nord-est, sul quale è modellato il fianco settentrionale del Monte Toc (Fig. 90); la superficie di distacco è localizzata dentro la Formazione di Fonzaso, del Giurassico medio-superiore, data da una serie di strati calcarei sottili con sottili intercalazioni di argille (HENDRON & PATTON, 1985; PARONUZZI *et alii*, 2021).

Il ruolo della struttura geologica è stato messo in evidenza da BISTACCHI *et alii* (2013) e MASSIRONI *et alii* (2013), dove l'interferenza tra due sistemi di pieghe (E-W e N-S) ha dato luogo ad una sinclinale (Sinclinale del Masalezza) che a sua volta ha originato una forma concava della superficie di scivolamento, permettendo la separazione della frana in due blocchi distinti con cinematiche differenti.

Numerosi sono stati gli studi di modellazione e ricostruzione palinspastica della frana, a cominciare da quelli di SEMENZA (2010) che la interpretava come una frana preistorica catastrofica (cf. SEMENZA & GHIROTTI, 2000). Secondo PARONUZZI & BOLLA (2012), la paleofrana, stimata di età 15.000-5.000 anni BP, è stata caratterizzata da ripetute rotture, con una marcata evoluzione retrogressiva e con formazione di vere e proprie zone di taglio alla base indicate da ammassi di blocchi, livelli di ghiaie angolose e lenti di argille montmorillonitiche. WOLTER *et alii*, (2015) l'hanno interpretata come un *sackung* che ha iniziato una lenta evoluzione dopo la deglaciazione, suddiviso in diversi blocchi e condizionato da una combinazione di fattori endogeni ed esogeni, attivo per tutto l'Olocene.

Nel territorio del Foglio “Longarone” è presente una porzione del lobo occidentale del grande ammasso di frana; dal punto di vista cartografico, date le sue peculiarità, si è deciso di rappresentare in carta l'assetto geologico originale, sostanzialmente mantenuto intatto dopo l'evento parossistico, sulla scia della tradizione cartografica precedente, come ad esempio le carte di ROSSI & SEMENZA (1965) o quella di CARLONI & MAZZANTI (1964a, b), indicando i depositi di neoformazione e perimetrando la massa franata con apposito soprassegno, secondo la legenda del Progetto CARG.

I dati del rilevamento hanno confermato la presenza di *till* di ablazione del Subsistema del Vajont nella zona poco a monte della diga, poggiante sopra il substrato roccioso. In questa zona, a seguito del franamento del 1963, la porzione frontale del corpo di frana si è frammentata dando luogo a dei depositi che sono stati soggetti a fenomeni di *piping* causati dall'assestamento del materiale che qui aveva riempito la profonda gola. Tali fenomeni hanno lasciato alcune evidenti forme ad imbuto osservabili sul ciglio della scarpata ad est della spalla sinistra della diga (Fig. 90). I depositi glaciali sono stati osservati intorno a q. 950 m s.l.m. sul limite occidentale della massa di frana e intorno a q. 1000 m s.l.m. a fianco e a valle delle lastre rocciose inclinate che si trovano alla base della nicchia.



Fig. 90 - A sinistra: fenomeni di piping visibili presso la diga pochi giorni dopo la caduta della frana. A destra: morfologie attuali causate dai fenomeni di piping (diga del Vajont).

In questi casi si tratta di *till* di alloggiamento di pertinenza plavense, simile al *till* osservato a nord della diga, per lo più poggiante su livelli di roccia estremamente degradata e frantumata interpretati come parte della *shear zone* basale della paleofrana.

Sono stati interpretati come *till* rielaborati e rimobilizzati subito dopo l'evento franoso e rappresentati in carta come depositi di origine mista.

Infine, dal rilevamento e dall'analisi morfologica tramite LIDAR è emerso che la superficie di strato presente nell'estremo lembo sud-occidentale della nicchia di distacco non è stata denudata con l'evento del 9 ottobre 1963; le foto dei giorni successivi alla tragedia infatti lo confermano, mostrando un versante ricoperto da detrito, ma senza superfici di strato esposte.

Probabilmente nei giorni successivi si ebbe un nuovo distacco lungo una nicchia subverticale a forma di semiluna orientata circa E-W, alta una quindicina di metri, oggi ben visibile alla testata della superficie di strato denudata (Fig. 91). Il distacco generò una frana di scivolamento i cui detriti, costituiti esclusivamente da lastre angolose di formazione di Fonzaso di dimensioni da decimetriche a metriche, si accumularono in parte nella depressione creata dall'accumulo del cosiddetto "bosco vecchio", mentre una parte scese nell'unico varco rimasto tra quest'ultimo e il bordo occidentale della nicchia di distacco della frana principale, formando un deposito allungato per circa 350 m e largo circa 50 m, caratterizzato da evidenti argini laterali e frontali. Le caratteristiche morfologiche del deposito e la sua forma fanno pensare ad un movimento tipo *rock avalanche*.



Fig. 91 - In alto: zona del "bosco vecchio" immediatamente dopo il franamento; si nota il versante a monte ancora coperto di detrito. In basso: zona del "bosco vecchio" attuale; sulla destra il versante denudato con alla base i depositi del rock avalanche.

Depositi colluviali

Si tratta di depositi relativamente diffusi, che però in genere non raggiungono estensioni e spessori tali da poter essere rappresentati alla scala 1:50000.

Derivano dall'azione di dilavamento, oppure dal movimento lento per *creep*, a spese di materiali sciolti delle coltri quaternarie o di prodotti di alterazione del substrato roccioso. Si possono trovare ubicati in aree depresse o ai piedi di versanti modellati in rocce tenere, in corrispondenza di depressioni carsiche o di depositi quaternari sciolti ricchi di materiale fine e il più delle volte si presentano sotto forma di *diamicton* massivi a supporto di matrice.

Depositi antropici

I depositi antropici si trovano sotto varie forme, in genere ghiaie mescolate con sabbie ed elementi fini, ma talvolta anche *diamicton* massivi, di spessori assai variabili, da qualche metro sino a qualche decina di metri.

Nel territorio del Foglio sono stati cartografati principalmente lungo il fondo-valle della Val del Piave e della Val Cordevole, sia in corrispondenza di aree oggetto di attività estrattive (laddove le aree di escavazione non sono state ripristinate dal punto di vista ambientale, risultando morfologicamente indistinguibili da quelle contermini), con spostamento e riporto di masse di materiale o riempimento della cava stessa (Miniere della Val Imperina, zona di Pragrande ad Agordo, o a Fortogna e Soverzene lungo il greto del Piave), oppure come risultato di messa in posto di opere come rilevati stradali (Fortogna, Ospitale di Cadore) o opere di difesa idrauliche (es. al Lavinal del Bus presso il Passo Duran) o in contesti con movimentazione di terra particolari come nella zona delle piste da sci di Pecol.

VI - ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO

1. - BASAMENTO METAMORFICO: NUCLEO AGORDO-CEREDA

(A. Zanferrari, M.E. Poli)

1.1. - EVOLUZIONE METAMORFICA E ASSETTO STRUTTURALE VARISICI

Nel Sudalpino orientale il metamorfismo varisico si è sviluppato in due fasi, la prima datata attorno a 350 Ma (metodo $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ su roccia totale: da DEL MORO *et alii*, 1980; 1984; CAVAZZINI *et alii*, 1991; MELI, 2004). La seconda datata attorno a 330 Ma (metodo Ar/Ar) da MELI (2004), con età più giovani, comprese tra 326 e 312 Ma - convenzionalmente 320 Ma - come età di chiusura su mica chiara e su altri minerali (metodi Ar/Ar e Rb/Sr) da DEL MORO *et alii* (1980; 1984) e da HAMMERSCHMIDT & STÖCKERT (1987).

La fase D₁ si è sviluppata nella facies degli scisti verdi dalla subfacies a Qz-Ab-Ms-Chl alla subfacies a Qz-Ab-Ep-Alm, con una distribuzione delle relative aree relative condizionata dalla tettonica varisica (Fig. 14). Il granato è presente solo nei micascisti minuti e nei paragneiss del settore occidentale del nucleo (Foglio 045), anche sotto forma di aggregati rotondeggianti di clorite decussata su S₁.

Nel Foglio Longarone le metapeliti mostrano una paragenesi sincinemica di D₁ a quarzo, albite, muscovite, clorite ± cloritoide ± biotite. Gli scisti verdi una paragenesi a tremolite/attinolute ± orneblenda verde, epidoto, clorite, albite, calcite, ankerite. La paragenesi delle metavulcaniti e delle vulcanoclastiti acide è a quarzo, albite, mica chiara, clorite, calcite, ankerite ± biotite.

La fase D₂ si è sviluppata ovunque nella subfacies a quarzo-albite-muscovite-clorite, tranne un piccolo settore al confine con il Foglio 045 nel quale è presente la biotite (Fig. 14). Diffusa è la cristallizzazione post-cinemica di albite e/o muscovite.

Una fondamentale peculiarità del basamento Agordo-Cereda è la presenza di una potente *ductile shear zone* di D_1 , che è disposta in una fascia SO-NE cioè parallela alla direzione di allungamento del nucleo (Fig. 14). È formata dalle miloniti AOM nelle facies metapelitico-metapsammitiche fini e da protomiloniti e/o miloniti nei porfiroidi (AAV) (Fig. 92) e nelle porzioni più massicce delle vulcanoclastiti acide (Fig. 93) e delle anfiboliti. Con varia intensità lo *stretching* e l'intensa trasposizione sono però diffuse in gran parte del basamento, in particolare nelle rocce soprastanti la zona di taglio D_1 cioè nella fascia nord-occidentale del nucleo. Tale fascia, che ha il grado metamorfico più elevato (Qz-Ab-Ep-Bt±Alm), corrisponde all'unità tettono-metamorfica settentrionale, che è sovrapposta alle rocce della fascia SO-NE meridionale a Qz-Ab-Ms-Chl±Bt (unità tettono-metamorfica meridionale) lungo la *ductile shear zone* di D_1 .

Anche la zona di taglio duttile di D_2 si estende in direzione SO-NE, essa taglia e rigetta la *shear zone* di D_1 e la relativa unità tettono-metamorfica settentrionale (Fig. 14), ha uno spessore inferiore al centinaio di metri ed è caratterizzata da minore deformazione per taglio semplice (Fig. 94) sulle rocce interessate. Una sua originaria giacitura suborizzontale si ricava sottraendo il basculamento alpino verso NO nella fase D_3 . Indicatori cinematici (microstrutture s-c, a *bookshelf sliding*, a σ e a δ , queste ultime con un elevato tasso di vorticità: POLI & ZANFERARI, 1991c) indicano una vergenza verso est in coordinate attuali.



Fig. 92 - Porfiroide milonitico di D_1 . S_{1m} è verticale, evidenziata dalla struttura a micro-flaser quarzo-feldspatici biancastri; S_2 è orizzontale e spaziata, con pieghe F_2 aperte. Col de la Cros.



Fig. 93 - Gneiss a bande (S_{1m} orizzontale) derivato da milonisi su metavulcanoclastiti e metapsammiti AAF nella ductile shear zone di D_1 . Col de la Cros.



Fig. 94 - Porfiroide protomilonitico nella ductile shear zone di D_2 . Colle Armarolo.

Le caratteristiche micro- e mesostrutturali delle due zone di taglio duttile suggeriscono un regime deformativo non coassiale per taglio semplice suborizzontale; misure della deformazione finita nella zona di taglio di D_2 indicano valori di estensione principale compresi tra il 30% e il 50% (POLI & ZANFERRARI, 1991c).

La foliazione principale è S_1 , di piano assiale rispetto alle pieghe isoclinali F_1 (Fig. 92). Nella zona di taglio duttile di D_1 la foliazione S_{1m} può obliterare completamente la S_1 (unità AOM), mentre relitti delle pieghe F_1 sono rappresentate dalla scala micro- alla mesoscopica da pieghe intrafoliari sradicate sulla S_{1m} . La distribuzione spaziale delle giaciture degli assi B_1 delle mesopieghe F_1 è condizionata dal ripiegamento operato dalle pieghe F_2 e dalle deformazioni alpine D_3 e D_4 (Fig. 95).

La foliazione di piano assiale S_2 , così come la S_{2m} , è segnata dalla cristallizzazione sincinemica di quarzo, sericite e clorite. S_2 è variamente sviluppata in rapporto alle litologie, nelle quali le pieghe F_2 sono da serrate a isoclinali nelle metapeliti oppure da blande ad aperte e a chiuse nelle rocce più competenti. Le pieghe possono essere sradicate intrafoliari anche nella zona di taglio duttile di D_2 .

La distribuzione spaziale delle giaciture della foliazione S_2 e degli assi B_2 delle pieghe F_2 è condizionata dalle deformazioni alpine D_3 e D_4 (Fig. 96).

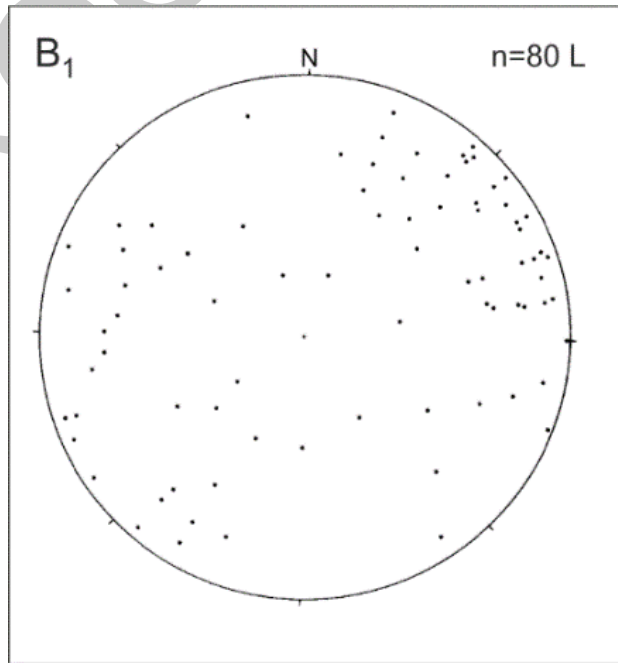


Fig. 95 - Attuale giacitura degli assi B_1 delle mesopieghe F_1 , derivata dalla sovrapposizione delle deformazioni di D_2 , D_3 e D_4 (proiezione equiareale, emisfero inferiore).

Per quanto riguarda la termobarometria delle metamorfite del nucleo Agordo-Cereda, si fa riferimento ai risultati riferiti alle analoghe successioni descritte nei fogli 013 Merano (BARGOSS *et alii*, 2010) e 016 Dobbiaco (GIANOLLA *et alii*, 2018), CARDIN *et alii* (1985) e MAZZOLI & SASSI (1988).

La fase principale D_1 nei micascisti minuti e nei paragneiss dell'*unità tettonica settentrionale* presenterebbe un intervallo di temperature compreso tra 460°C e 520°C circa con pressioni tra 0,3 e 0,5 GPa. Per la fase D_1 nelle rocce dell'*unità tettono-metamorfica meridionale* e D_2 in entrambe le unità, sono possibili temperature tra i 400°C e i 460°C circa con pressioni attorno a 0,3 GPa.

Il gradiente termico della seconda fase è stato calcolato a 40°C/km sulla base del valore medio di b_0 delle miche chiare potassiche (MAZZOLI & SASSI, 1988).

1.2. - ASSETTO STRUTTURALE ALPINO

Nel basamento di Agordo non sono dimostrabili, o comunque distinguibili da quelli di D_4 , gli effetti deformativi della fase finale della tettonica dinarica (σ_1 NE-SO) responsabile, tra il tardo Cretacico e l'Eocene superiore, della strutturazione del settore dolomitico, il più occidentale delle Dinaridi Esterne.

Dal Serravalliano ad oggi l'area è coinvolta nell'evento Nealpino con σ_1 ripetutamente oscillante tra NO-SE e NNO-SSE (v. CAPUTO *et alii*, 2010 *cum litt.*). Il basamento è stato dapprima interessato dalla traslazione verso SE e dal solle-

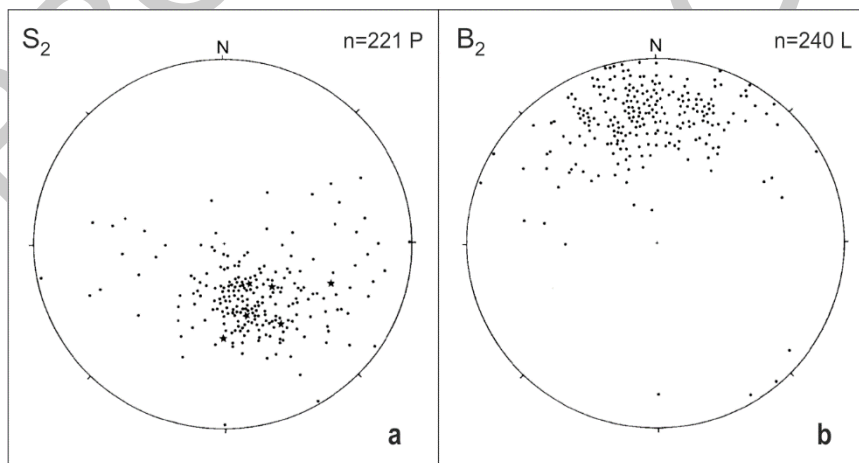


Fig. 96 - a: giaciture di 221 poli di piani S_2 (proiezione equiareale, emisfero inferiore). Sono evidenti gli effetti plicativi di D_3 (basculamento verso NO di 30°-40° e debole incurvamento con asse circa N50°) e quelli di D_4 (blanda antiforme con asse 310° e mesopieghie con assi 290°-320°). Le stelle indicano le più frequenti giaciture della stratificazione delle successioni basali del Permiano inferiore lungo il margine NO del basamento. b: giaciture di 240 assi di mesopieghie F_2 : la dispersione è legata alle deformazioni di D_3 e D_4 (proiezione equiareale, emisfero inferiore).

vamento prodotti dal sovrascorrimento della Valsugana (SELLI, 1998), cui corrisponde la fase D₃. L'effetto più generalizzato di D₃ è il basculamento di 30°-40° verso NO (Fig. 96).

Faglie subverticali con componente trascorrente di varia importanza, direzioni NW-SE e NNE-SSO e modesti rigetti sono comuni, più evidenti lungo il margine settentrionale (sempre tettonizzato) con la copertura permiana. Più significative, anche per ampiezza della relativa fascia cataclastica, sono alcune faglie inverse a basso angolo situate sia all'estremità NE sia soprattutto in quella SO del nucleo (Fig. 97); sono spesso impostate su S₂ e immergono a NO con inclinazioni tra 25° e 10°. Le pieghe metrico-decametriche F₃ sono per lo più *kink* asimmetrici SE-vergenti, a volte coniugati.

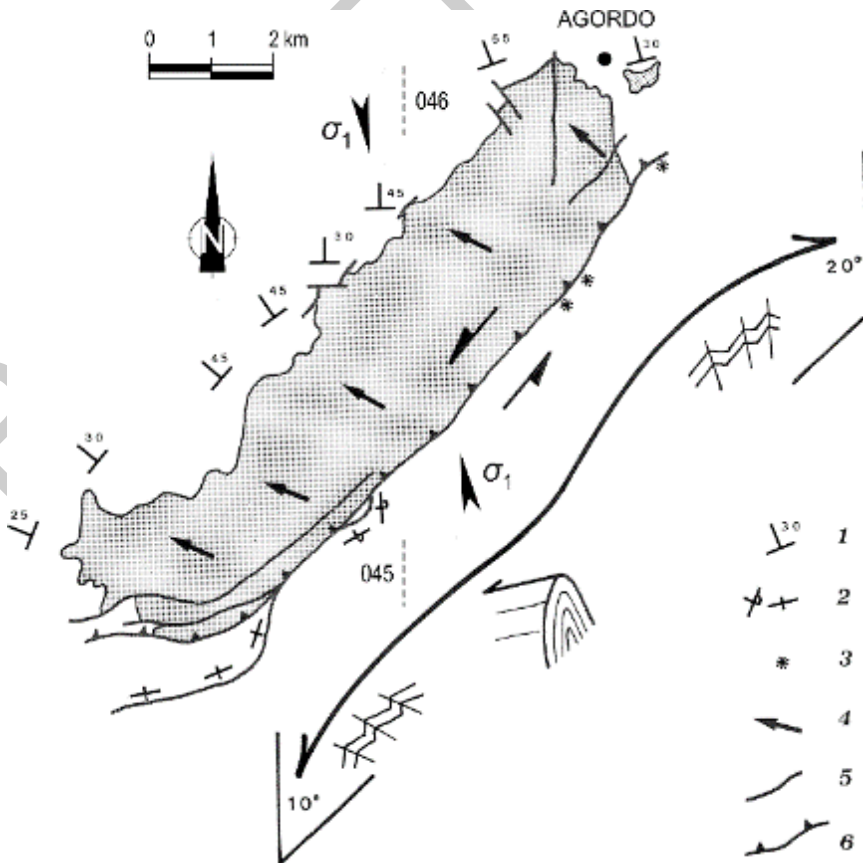


Fig. 97 - Schema delle strutture neoalpine alla meso- e macro-scala della fase D₄. Spiegazione nel testo.

Probabilmente dal Miocene superiore (VRABEC & FODOR, 2006) la rampa subverticale della faglia della Valsugana, a direzione NE-SO, è diventata sede di un'importante trascorrenza sinistra: fase deformativa D_4 nel nucleo Agordo-Cereda. Alcune faglie subverticali trascorrenti sinistre, parallele alla faglia della Valsugana, interessano il giacimento di Val Imperina dislocando vistosamente la zona mineraria (OGNIBEN, 1967). In superficie il contatto con la Dolomia principale è formato da una fascia di cataclasi foliate nerastre, forse da rocce dell'unità AMP.

Le strutture plicative di D_4 sono rappresentate da mesopieghe F_4 concentriche e per lo più simmetriche e da *kink* moderatamente asimmetrici con prevalente vergenza verso NE nel settore orientale e opposta in quello occidentale (Fig. 97); gli assi B_4 hanno azimut tra 290° e 320° con inclinazioni prevalenti tra 10° e 25° , primarie in quanto deformano S_2 e superfici di scorrimento di D_3 con la medesima inclinazione. In questo senso le pieghe F_4 sono le strutture più recenti deformando tutte le altre. Per le loro caratteristiche giaciture e morfologiche sono pieghe *en échelon* legate all'attuale trascorrenza sinistra della faglia della Valsugana (Fig. 97). Nella medesima figura è schematizzata la dolce macro-antiforme di D_3 descritta dal basamento Agordo-Cereda, il cui asse era a direzione $N50^\circ$, e che ora varia da $N25^\circ$ a $N^\circ90^\circ$ con deboli ondulazioni in seguito alla deformazione di D_4 .

2. - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

(A. Riva, P. Gianolla, M. Caggiati)

2.1. - L'EVOLUZIONE TETTONICA PRE-ALPINA

L'assetto strutturale attuale è in larga misura determinato dalla tettonica post-deposizionale che si è esplicata a partire dal Paleocene-Eocene nell'ambito della complessa storia collisionale alpina. Cionondimeno sono presenti gli effetti delle fasi tettoniche precedenti che sono avvenute durante la deposizione della successione sedimentaria a partire dal Permiano. Di seguito vengono brevemente descritti i principali eventi documentabili nell'ambito del Foglio.

2.1.1. - *La tettonica permiana*

Nell'area del Foglio non sono documentate evidenze di tettonica permiana, non sono presenti terreni del Permiano inferiore in quanto le vulcaniti del Gruppo Vulcanico Atesino affiorano fino a pochi chilometri dal limite occidentale del Foglio lungo la Valle del Mis (CASTIGLIONI, 1939), così come non ci sono dati, viste anche le limitate e non eccellenti condizioni di affioramento delle successioni del Permiano superiore (Arenarie della Val Gardena e Formazione a Bellerophon), su un controllo tettonico nella sedimentazione di queste unità, nonostante la Linea della Valsugana sia considerata una faglia che eredita discontinuità presenti fin dal Permiano inferiore (SELLI, 1998).

2.1.2. - *La tettonica medio-triassica*

Con il Permiano superiore tutta l'area del Foglio (a nord del Sistema della Valsugana, ovvero dove si possono analizzare le coperture sedimentarie di questa età) documenta la trasgressione che definisce la base del grande ciclo sedimentario permotriassico. Dalla fine del Permiano a gran parte del Triassico inferiore si assiste a un comportamento omogeneo e abbastanza uniforme della successione sedimentaria che quindi registra una subsidenza costante in tutta l'area (MASSARI & NERI, 1997; GIANOLLA *et alii*, 1998; BOSELLINI *et alii*, 2003). La parte alta della Formazione di Werfen evidenzia invece un comportamento differenziale tra il settore occidentale (Agordino) e quello orientale (Zoldano). Già gli spessori del membro del Campil e soprattutto del membro di Cencenighe aumentano verso est, con uno spazio di accomodamento che comunque viene semplicemente riempito e quindi senza una differenziazione significativa delle facies tra le due aree. La Dolomia del Serla inferiore, ove non elisa dai successivi movimenti diastrofici anisici, sembra suturare tutta l'area con spessori relativamente costanti. Da questo momento in poi, si assiste alla rottura della relativa uniformità paleogeografica e le successioni anisiche si differenziano a causa di una tettonica sinsedimentaria molto vivace in piattaforme carbonatiche, bacini profondi ed aree emerse. La tettonica anisica è prevalentemente una tettonica estensionale che vede le aree ad oriente della Linea del Civetta e a sud della Linea di Taibon caratterizzate da tassi elevati di subsidenza. Il Conglomerato di Piz da Peres ha uniformemente limite erosivo sulla Dolomia del Serla inferiore, ma l'evoluzione verticale dei sistemi deposizionali vede aree che poi passano rapidamente a sedimentazione bacinale, aree dove si impostano piattaforme carbonatiche, o aree a scarsa subsidenza. Nello Zoldano, l'evoluzione dei blocchi a diversa subsidenza porta a un annegamento e a una pelagizzazione di quasi tutto l'areale nel Pelsonico basale. La tettonica estensionale è evidente soprattutto nell'area del Monte Rite: qui gli spessori della piattaforma anisica (NTR) rapidamente variano da 40 a più di 200 metri in pochi chilometri (FARABEGOLI & GUASTI, 1980) e diverse evidenze di paleofaglie sono riconoscibili in affioramento. Si riconoscono almeno tre sistemi di filoni sedimentari che attraversano il corpo di piattaforma e che vengono riempiti da sedimenti bacinali di età Pelsonica basale (circa 244,5 Ma), diversi livelli a olistoliti di piattaforma imballati nella Formazione di Dont, contatti verticali suturati dalle successive unità bacinali anisiche ed evidenze sedimentarie di *block faulting*. Evidenze di tettonica anisica si rinvencono anche a Sotto le Rive, attualmente pochi chilometri a ovest del Monte Rite: qui si riconosce un alto strutturale dove la successione anisica (Conglomerato di Voltago-Formazione del Serla superiore) sta con contatto erosivo sul membro di Cencenighe (Formazione di Werfen), documentando una successione con una elisione importante della serie, vicina a zone fortemente subsidenti; tale alto è interpretabile come possibile effetto di tettonica trascorrente. La tettonica poi continua anche nell'Anisico medio, nell'Illirico (circa 244 Ma), come è documentato nel transetto N-S tra Listolade e Agordo, rappresentativo della marcata differenziazione che, a grande scala si manifesta nella cosiddetta Dorsale Badioto-Gardenese (BOSELLINI,

1968), un alto strutturale delimitato da faglie a probabile carattere transtensivo che ha come limite meridionale proprio la zona dell'Agordino (DOGLIONI, 1982, 1984; DOGLIONI & NERI, 1989; BLENDINGER, 1983, 1985; BRANDNER, 1984; GIANOLLA *et alii*, 1998; DOGLIONI & CARMINATI, 2008). Questo alto strutturale è caratterizzato da aree che documentano l'erosione (Conglomerato di Richthofen) di almeno centinaia di metri di serie (BOSELLINI, 1968; ASSERETO *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1978). Alla fine dell'Illirico (attorno a 243-242 Ma), si assiste poi a una generalizzata subsidenza, accompagnata da tettonica estensionale, che porta ad un drastico cambiamento nella paleogeografia dell'area. La tettonica sin-Contrin è marcata da significative differenze di spessore, per esempio a S e a N della Val Corpassa (TROMBETTA & MASETTI, 2021) e poco fuori dal Foglio si impostano bacini intra piattaforma come in Val San Lucano dove si deposita la Fm. di Moena (MASETTI & NERI, 1980; MASETTI & TROMBETTA, 1998). Nei luoghi di alto strutturale, ovvero dove è avvenuta la deposizione della serie "Richthofen-Morbiac-Contrin", l'incremento della subsidenza porta poi alla impostazione di piattaforme microbiali ad alto rilievo. La nucleazione avviene solo su alcuni blocchi meno subsidenti, come nella Val Corpassa o nell'area del Monte Coldai, e vede la crescita verticale per almeno 7-800 metri di successioni di piattaforma mentre le aree prima a sedimentazione di mare basso diventano dei bacini profondi e vengono annegate dalla Fm. di Buchenstein. A differenza di altre aree delle Dolomiti occidentali dove è possibile riconoscere una tettonica attiva estensionale anche durante le prime fasi di crescita della piattaforma Sciliar (PRETO *et alii*, 2011), qui non si riesce a ricostruire in dettaglio il periodo di attività di questa, sebbene sia in ogni caso documentato l'arresto della fase di forte subsidenza alla fine dell'Illirico (241,5 Ma), come anche per altre aree. All'inizio del Ladinico, la paleogeografia vede un'area di piattaforma isolata ad alto rilievo (la piattaforma si eleva circa 900 metri dal fondo del bacino) a Ovest della Linea del Civetta e un'area bacinale molto profonda a Est, questa zona ribassata è conosciuta come truogolo Cadorino (VIEL, 1979) e sarà un importante depocentro per tutto il Ladinico. Dal tetto dell'Anisico fino a tutto il Ladinico inferiore, non si hanno evidenze di fasi tettoniche evidenti, ma a partire dal Ladinico superiore, in concomitanza con l'attivarsi della fase parossistica del vulcanismo basico dolomitico, una fase diastrofica interessa la piattaforma Coldai-Pelsa-Pale di San Lucano-Pale di San Martino. Il vulcanismo basico vede i settori occidentali alla piattaforma interessati da effusioni sottomarine fissurali e dalla messa in posto di complessi intrusivi (SARTI & ARDIZZONI, 1984; ABBAS *et alii*, 2018); il vulcanismo sembra in parte associato a faglie ad alto angolo, a locali *uplift*, a zone di denudamento tettonico e messa in posto di ingenti accumuli di depositi caotici e a diapirismo (VIEL 1979; DOGLIONI, 1984; CASTELLARIN *et alii*, 1998b; ABBAS *et alii*, 2018). Nell'area del Pelsa, questa fase tettonica è documentata dalla formazione di un bacino intrapiattaforma (SCI_{1c}) delimitato da faglie subverticali (associate a livelli brecciati e a filoni sedimentari), coevo con il vulcanismo basico, come è documentato dagli abbondanti livelli tuffitici presenti e, in una situazione analoga, appena fuori del Foglio (Pale di San Lucano), dalla presenza di bombe vulcaniche entro i sedimenti laminati SCI_{1c} (W. BLENDINGER com. pers.).

Alla fine della breve fase parossistica vulcanica (ABBAS *et alii*, 2018; WOTZLAW *et alii*, 2018; STORCK *et alii*, 2019) si assiste a un momento di stasi della tettonica e la subsidenza in tutto il settore del Foglio a Nord della Linea della Valsugana diminuisce drasticamente; infatti, a differenza di aree poste più a nord, i sistemi carbonatici successivi alla Formazione dello Sciliar si sviluppano lateralmente.

2.1.3. - *La tettonica del Triassico Superiore*

Nel Carnico superiore l'area dolomitica orientale viene interessata da una tettonica distensiva o trastensiva (DOGLIONI *et alii*, 1989; DOGLIONI, 1992; BRANDNER *et alii*, 2019; DOGLIONI & CARMINATI, 2008) orientata circa nord-sud che nell'area del Foglio è documentata da basculamenti della piattaforma Sciliar (FOIS & GAETANI, 1981) e dalla formazione di stretti bacini intrapiattaforma nell'area Col Valoriel-Monte Framont, delimitati da faglie ad alto angolo, localmente sature dai sedimenti terrigeni della Formazione di Heiligkreuz e da quella di Travenanzes. Dal Carnico superiore fino a gran parte del Norico è registrata una subsidenza costante e omogenea in gran parte dell'area. Differenze di facies e di spessori sono presenti nella Formazione di Travenanzes, ma potrebbero essere spiegabili da subsidenza differenziale tra aree occupate prima da piattaforme e aree con spesse successioni bacinali. Una marcata differenziazione, preludio all'apertura dei successivi bacini giurassici, si riconosce dai differenti spessori e nella differente facies della piattaforma carbonatica della Dolomia Principale. Si possono identificare più settori: quello delle Dolomiti Orientali *p.p.* (a Nord del Sistema della Valsugana) caratterizzato da spessori di circa 500-600 metri di dolomie a cicli peritidali chiare; i settori Cibiana-San Sebastiano e Sformioi (limitati tra il Sistema valsuganese e la Linea di Ospitale), caratterizzati da spessori dell'ordine degli 800-1000 metri di dolomie simili alle precedenti e il settore delle Dolomiti Bellunesi (a sud della Linea di Ospitale) caratterizzato da spessori superiori ai mille metri di dolomie scure, talora bituminose.

2.1.4. - *Fase estensionale norico-hettangiana*

L'area rilevata nel Foglio Longarone rappresenta la zona di transizione tra le unità paleogeografiche giurassiche della Piattaforma di Trento e del Bacino di Belluno (WINTERER & BOSELLINI, 1981; BOSELLINI, 1973b; CARMINATI *et alii*, 2010; MASETTEI *et alii*, 2012; FRANCESCHI *et alii*, 2013, 2014). L'individuazione del Bacino di Belluno, avvenuta tra il Triassico sommitale ed il Giurassico basale, risulta controllata in questo settore da sistemi di faglie ad andamento approssimativamente meridiano, solitamente con componente normale e talora sature da unità più recenti.

La transizione piattaforma-bacino è di tipo deposizionale al Monte Coro e poco più a sud è controllata da due faglie visibili sul terreno: la Linea del Medone e la Linea del Marmol. La Linea del Medone rappresenta una faglia giurassica ad orientazione NNW-SSE riattivata in epoca alpina e delimita l'estensione massima del Gruppo dei

Calcarei Grigi verso oriente: ad est di questa faglia compare la Formazione di Soverzene, con abbondanti calcareniti risedimentate. La Linea del Marmol, considerata una volta come il margine della Piattaforma di Trento (MASETTI & BIANCHIN, 1987), rappresenta una faglia normale immergente verso est che ha controllato la distribuzione degli spessori della Formazione di Soverzene e delle breccie intraformazionali (Breccie del Pelf *Auct.*); il settore adiacente la faglia presenta una notevole frequenza di fenomeni gravitativi (*slumps*, filoni, breccie) legati proprio all'attività di questa struttura, che appare solo parzialmente riattivata in epoca alpina. A nord del Monte Coro non risulta chiaro il controllo tettonico del margine della piattaforma, anche a causa dell'elevata tettonizzazione che maschera la transizione piattaforma-bacino.

Altre faglie del Giurassico inferiore ad andamento meridiano sono presenti lungo le creste della Cajada, alcune delle quali controllano la distribuzione di depositi caotici di breccie e che dislocano il tetto della Dolomia Principale.

Ulteriori lineamenti giurassici ad andamento ENE-WSW sono rappresentati dalla Linea della Val Pegolera e della Linea delle Forcelle (MASETTI & BIANCHIN, 1987); quest'ultima, in particolare, risulta essere una faglia normale invertita. Questi lineamenti, morfologicamente molto marcati, controllavano lo spessore e la distribuzione delle unità giurassiche nel gruppo montuoso della Schiara assieme alle faglie ad andamento meridiano. In corrispondenza della terminazione di questi lineamenti, di fronte all'abitato di Soffranco è presente un evidente filone sedimentario nella Formazione di Soverzene, suturato dalla Formazione di Igne, con evidente idrofratturazione, probabilmente legata a dolomitizzazione tardiva. Queste due faglie si raccordano ad un'importante struttura distensiva che corrisponde alla valle del Cordevole nel tratto La Stanga-Pinei, emersa durante l'interpretazione dei profili geologici per giustificare la differenza marcata di altitudine del limite Dolomia Principale-Calcarei Grigi tra i due fianchi della valle.

Nell'area sono state osservate anche evidenze di tettonica giurassica più tardiva, rappresentata da strutture sinsedimentarie nella Formazione di Igne (Val Vajont; DOGLIONI, 1990), alla base del Calcare del Vajont ("il canale di Pirago" ed i piccoli filoni sedimentari lungo la valle del Maé) e all'interno del Calcare del Vajont (filone sinsedimentario del Monte Terme). Nel settore del Monte Salta, a ridosso del limite del Foglio, è stata osservata una importante discordanza angolare al limite Calcare del Vajont-Formazione di Igne, con un forte basculamento di quest'ultima verso occidente.

2.1.5. - *L'inversione cretacea*

All'interno del Foglio non ci sono evidenze dirette di movimenti tettonici di età cretacea, ma possiamo osservare importanti variazioni di spessore nella formazione di Soccher, con la presenza di *hiatus* nel Cenomaniano e di importanti fenomeni di *slumping* (sezione di Casso) che documentavano una forte instabilità del fondale marino. Le sequenze della Formazione di Soccher nella parte nordorientale del Foglio appaiono ridotte e transizionali verso le successioni condensate del Monte Buscada (COSTACURTA *et alii*, 1979), situate appena ad oriente del Foglio.

2.2. - L'OROGENESI ALPINA

L'orogenesi alpina, che ha portato alla formazione delle Alpi, si è esplicata in vari stadi, storicamente raggruppati in tre fasi principali: una fase Eoalpina o pre-collisionale, una fase Mesoalpina o collisionale ed una fase Neoalpina o postcollisionale (DOGLIONI, 1987; CASTELLARIN *et alii*, 1992). La prima, di età cretacea superiore, è documentata solo nell'Austroalpino e nel Sudalpino centro-occidentale ad ovest della Linea delle Giudicarie (ZANCHETTA *et alii*, 2015). La fase Mesoalpina paleogenica (detta anche “dinarica”) è documentata in tutto il settore nord-orientale del Sudalpino (BOSELLINI & DOGLIONI, 1986; DOGLIONI & CARMINATI, 2008), mentre la fase Neoalpina che si esplica in tutte le Alpi Meridionali durante il Neogene, è ben documentata anche nell'intero settore del Foglio Longarone.

2.2.1. - *La tettonica compressiva paleogenica*

La presenza di una fase tettonica precedente a quella neoalpina venne già descritta da KOBER (1923) nelle Dolomiti Centro-Settentrionali e da HOUTEN (1930) nel settore del Pelmo e del Civetta. I vecchi autori concentravano la propria attenzione localmente sui “sovrascorrimenti di vetta” (*Gipfelfaltungen*, ACCORDI, 1955, 1957; COLACICCHI, 1960, DOGLIONI, 1985), presenti anche nel massiccio montuoso del Civetta-Moiazza.

Una prima visione sistematica di questa fase per l'area dolomitica a nord della Linea della Valsugana venne fatta da DOGLIONI (1987), DOGLIONI & BOSELLINI (1987) e DOGLIONI & SIORPAES (1990); solo più tardi vennero effettuati dettagliati studi strutturali che identificarono due fasi tettoniche paleogeniche, la prima con uno stress massimo orizzontale (σ_1) NE-SW, la seconda NNE-SSW (CAPUTO, 1996, CASTELLARIN & CANTELLI, 2000). Gli ultimi fogli CARG prodotti nell'area dolomitica hanno chiaramente identificato questa fase tettonica (NERI *et alii*, 2007, GIANOLLA *et alii*, 2018), caratterizzata da strutture polifasiche con sovrascorrimenti a piani immergenti verso E e NE, solitamente associati a fenomeni di inversione di faglie normali mesozoiche (DOGLIONI, 1992), con il risultato di sovrapporre unità stratigraficamente più giovani a quelle più vecchie.

L'analisi delle strutture ad affinità dinarica a sud della Linea della Valsugana non è stata tuttavia mai affrontata in letteratura. L'età di questa deformazione, sulla base di dati regionali, è paleogenica e queste fasi deformative sono solitamente saturate nella pianura veneta da arenarie glauconitiche di età cattiana (AMATO *et alii* 1976; STEFANI *et alii*, 2007; ZANFERRARI *et alii*, 2013) o da depositi di spiaggia oligocenici nelle Dolomiti Ampezzane (KEIM & STINGL, 2000; GIANOLLA *et alii*, 2018).

2.2.2. - *La tettonica compressiva neogenica*

La tettonica compressiva neogenica è la maggior responsabile della principale strutturazione dell'area di studio e può essere suddivisa in due fasi: una prima fase serravalliano-tortoniana (“fase Valsuganese” DOGLIONI, 1987; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CAPUTO, 1996; CASTELLARIN, *et alii*, 1998a; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000) ed una seconda fase messiniano-pliocenica (DOGLIONI, 1987; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CAPUTO, 1996; CASTELLARIN *et alii*, 1996, CASTELLARIN & CANTELLI, 2000, CAPUTO *et alii*, 2010). Questa fase ha portato all'attivazione di strutture a *trend* valsuganese sia in compressione (*thrust*) che in transpressione, sovente riattivando le più antiche strutture mesozoiche e dinariche. Tali strutture compressive sono tagliate solitamente da faglie più recenti ad andamento NW-SE, probabilmente anch'esse ereditate.

2.3. - LE PRINCIPALI STRUTTURE TETTONICHE

L'area rappresentata dal Foglio è suddivisibile in quattro settori principali a diverso comportamento strutturale, tramite una serie di importanti strutture tettoniche (Fig. 98):

- il Sistema della Valsugana (Linea della Valsugana *Auct.*);
- il Sistema Valsuganese Esterno (Linea di Moschesin, Val Pramper e di Copada);
- la Linea di Ospitale.

Vengono così definite le seguenti unità strutturali:

- l'*Unità delle Dolomiti Orientali p.p.*, situata a N del Sistema della Valsugana (corrisponde in parte all'unità tettonica Pelmo-Antelao in NERI *et al.*, 2007);
- l'*Unità di San Sebastiano-Cibiana*, compresa tra il Sistema della Valsugana e il Sistema Valsuganese Esterno;
- l'*Unità degli Sformioi*, compresa tra il Sistema Valsuganese Esterno e la Linea di Ospitale (e coniugate);
- l'*Unità delle Dolomiti Bellunesi*, a S della Linea di Ospitale (delimitata a S dalla Linea di Belluno).

Queste strutture e settori verranno discussi nei sottocapitoli seguenti.

2.3.1. - *Il Sistema della Valsugana*

Nell'area del Foglio, il Sistema della Valsugana è espresso da un sistema di faglie con geometrie sia a basso che ad alto angolo. In letteratura viene spesso riferito come *Linea della Valsugana* o come *Thrust della Valsugana*; qui si preferisce l'uso del termine *Sistema della Valsugana*, in quanto i nuovi rilevamenti hanno mostrato una forte segmentazione della *Linea della Valsugana Auct.*, con

mento Cristallino con la Dolomia Principale, mentre tra Valle Imperina e La Valle Agordina compaiono delle scaglie di Triassico Inferiore e Medio (formazioni di Werfen, Dont e di Buchenstein). La cinematica è complessa e di tipo polifasico: in Valle Imperina le strutture cinematiche indicano sia transpressione destra, probabilmente legata alla fase tettonica messiniano-pliocenica (p. es. CASTELLARIN & CANTELLI, 2000) che una successiva transpressione sinistra (localmente transtensione), verosimilmente compatibile con il campo di stress attuale e subattuale desunto da analisi strutturali (CAPUTO *et alii*, 2010) e dati GPS (ANDERLINI *et alii*, 2020).

Da La Valle Agordina fino a Forno di Zoldo, attraversando il Passo Duran, questa faglia si sviluppa come una struttura a fiore transpressiva che vira verso est in corrispondenza dell'abitato di Chiesa e risente della presenza della preesistente Linea del Civetta. A La Valle Agordina, la Linea della Valsugana si raccorda con la Linea del Moschesin, un *thrust* a basso angolo, e a Forno di Zoldo si raccorda con la Linea di Forcella Cibiana attraverso una zona ad elevata deformazione in unità poco competenti (Arenarie di Zoppè e Formazione di Heiligkreuz). Al Passo Duran, il rigetto verticale del fascio transpressivo è estremamente ridotto, mentre i rigetti orizzontali sono evidenziati dalla differente stratigrafia della Formazione di Travenanzes tra i due lati del passo e a sud di esso la Formazione di Heiligkreuz poggia direttamente sulla Formazione di La Valle, senza l'interposizione delle unità cassiane presenti a nord.

Da Forno di Zoldo verso est, passando per Forcella Cibiana, questa struttura continua a mantenere un angolo di immersione abbastanza elevato, orientato circa N70, sovrapponendo unità olenekiane ed anisiche a scaglie tettoniche di unità carniche (*Linea di Fornesighe* in LEONARDI, 1938), proseguendo quindi fuori Foglio verso la conca cadorina.

In una visione d'insieme, il Sistema della Valsugana rappresenta una struttura tettonica complessa, con una faglia ad alto angolo/subverticale a component transpressiva, in cui i *thrust* a basso angolo si trovano solo in posizione più esterna (Sistema Valsuganese Esterno): tale osservazione mal sposa la visione classica di questa struttura come semplice *thrust* a basso angolo con vergenza sudorientale. L'alto angolo è giustificabile come a) potenziale rampa laterale di *thrust* SE vergenti, potenzialmente sviluppatasi su strutture preesistenti (faglie giurassiche, eg. DOGLIONI, 1992), oppure b) basculamento passivo del *thrust* a seguito dello sviluppo di strutture a letto (*piggy backing*) su cui viene assorbito il rigetto. Le due ipotesi non escludono comunque l'altra, sebbene l'ultima ipotesi implichi che i raccorciamenti legati all'ultima fase evolutiva del Sistema della Valsugana siano assorbiti dalle strutture più meridionali, Linea di Ospitale e Linea di Belluno *in primis*, i cui piani di scollamento verosimilmente si raccordano in profondità con la prima.

2.3.2. - Sistema Valsuganese Esterno (Linea di Moschesin, Val Pramper e di Copada)

In corrispondenza di La Valle Agordina si originano una serie di sovrascorrimenti a basso angolo che assorbono parte della componente compressiva del sistema valsuganese. La Linea del Moschesin (Leonardi, 1938, BIANCHIN & SEMENZA, 1965) è un sovrascorrimiento con angolo di circa 30° che sovrappone la Dolomia Principale alle unità giurassico cretache del Bacino di Belluno; tale linea si raccorda in corrispondenza di Forcella Moschesin alla Linea di Val Pramper (BIANCHIN & SEMENZA, 1965), che separa le Cime di San Sebastiano dagli Spiz di Mezzodi. La Linea di Val Pramper rialza il blocco occidentale di alcune centinaia di metri nella bassa Val Pramper, rappresentando una rampa laterale del sistema valsuganese esterno, e raggiunta la conca di Forno di Zoldo, in cui la zona di taglio diviene affiorante, si raccorda con la Linea di Copada (LEONARDI, 1938).

La Linea di Copada (Fig. 99) si mantiene sostanzialmente parallela al Sistema della Valsugana, ma in posizione più esterna e rappresenta un sovrascorrimiento con angolo di immersione di circa 30° , sovrapponendo unità carniche (Dolomia e Formazione di San Cassiano, Formazione di Heiligkreuz) alla Dolomia Principale e, ad est di Passo Cibiana, anche al di sopra della Formazione di Travenanzes. La Linea di Copada, scendendo la Valle di Cibiana, si unisce appena fuori il Foglio alla Linea di Forcella Cibiana dove prende il nome di Linea di Pieve (SEMENZA, 1981).

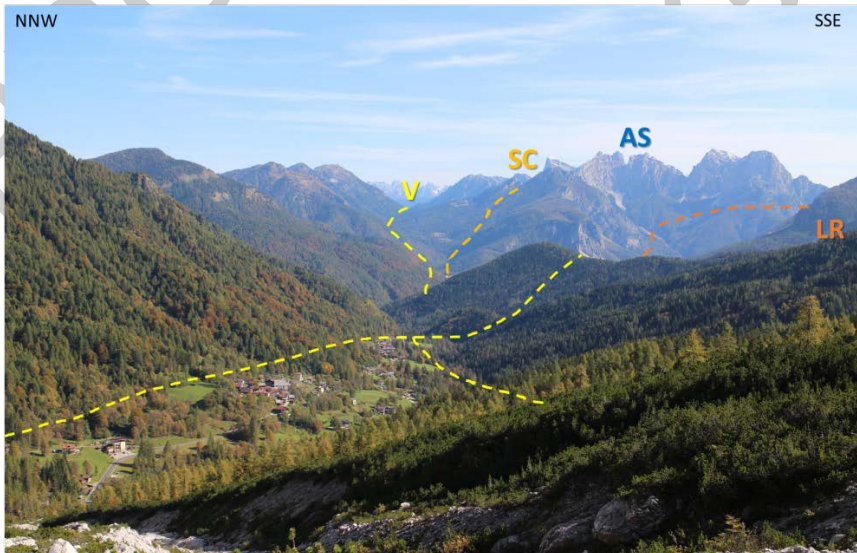


Fig. 99 - Il Sistema della Valsugana (V) e le sue vicarianti, viste dal sentiero per il Van della Moiazza. È visibile anche la Linea di Copada (SC), parte del Sistema Valsuganese Esterno e la Linea delle Rocchette (LR), con l'Anticlinale degli Sformioi (AS).

Le geometrie di questo sistema sono classiche strutture compressive relativamente a basso angolo, con le linee di Moschesin e di Copada come *thrust* e la Linea della Val Pramper come rampa laterale. Questo sistema è associato al più importante sistema valsuganese, con cui si raccorda e di cui assorbe parte della componente compressiva. Dal punto di vista cinematico, nella conca di Zoldo sono state osservate strie sinistre su di un piano orientato N55°, associate alla rampa laterale della Linea della Val Pramper.

Strutture simili sono evidenti anche a sud-est di Forcella Franche, sul Monte Pizzon, dove sono presenti numerose scaglie di Dolomia Principale sovrascorse sui Calcari Grigi con piani a basso angolo (30° circa), anche se sono meno continue rispetto a quelle presenti più ad oriente (Fig. 100).

2.3.3. - Linea di Ospitale

La Linea di Ospitale rappresenta una ramificazione del sistema valsuganese e si origina vicino Forcella Moschesin, come diramazione della Linea del Moschesin, e prosegue verso est fino ad attraversare il torrente Maè presso Ospitale di Zoldo per poi risalire verso la Cima dell'Albero e quindi scendere in Val Tovanello, dove termina dislocata da un sistema di faglie trascorrenti NNW-SSE (Linea di Pescol).



Fig. 100 - Sovrascorrimenti minori a vergenza meridionale presenti sul Monte Pizzon (Piz di Mezzodi), associati al Sistema della Valsugana.

Si tratta di un sovrascorrimento con piano di inclinazione variabile tra i 30° ed i 40° che sovrappone la Dolomia Principale alle unità giurassico-cretaciche del Bacino di Belluno. La fascia cataclastica associata a questa faglia può essere importante ed è anche causa di dissesti lungo la SP 251. La stessa fascia è stata anche intercettata durante lo scavo della galleria di derivazione SADE che porta dalla Diga di Pontesei alla Centrale Idroelettrica della Gardona, tra le progressive 2885-2988 m.

2.3.4. - *Unità delle Dolomiti Orientali p.p.*

Linea di Casamatta

La linea di Casamatta, citata senza un nome specifico da CASTIGLIONI (1931), è una faglia NNE-SSW a basso angolo che sovrappone unità anisiche alle vulcaniti ladinicke lungo la Val Cordevole. La genesi di questa struttura non è chiara e pare essere associata all'anticlinale che si trova in Val Cordevole tra Alleghe e Avoscan.

Linea del Civetta

La Linea del Civetta (SEMENZA, 1981) è un'importante faglia inversa immergente verso est che borda ad oriente il massiccio del Civetta; corrisponde alla “*grande dislocazione orientale*” di CASTIGLIONI (1931) e LEONARDI (1938).

Si estende da Pecol, dove viene dislocata dalla Linea del Coldai, fino a raccordarsi al Sistema della Valsugana al Passo Duran.

Questa faglia mette a contatto le unità anisico-ladiniche del bacino zoldano-cadorino con la Dolomia Principale ed il Gruppo dei Calcari Grigi ed è associata ai sovrascorrimenti di vetta del Civetta. Tale struttura, quindi, rappresenta verosimilmente una faglia triassica, successivamente riattivata sia durante la fase mesoalpina che in quella neoalpina, con differente cinematica: rampa laterale di un sistema di *thrust* dinarici nella fase mesoalpina e riattivata in trascorrenza sinistra durante la fase neoalpina.

Sovrascorrimenti di vetta del Civetta

Nel gruppo montuoso della Civetta-Moiazza sono noti da lungo tempo dei sovrascorrimenti di vetta (*Gipfelfaltungen Auct.*, ACCORDI, 1955, COLACICCHI, 1960), in cui la serie del Gruppo dei Calcari Grigi viene di fatto raddoppiata. I piani di faglia sono immergenti verso est, con angoli abbastanza bassi (20-30°) e vengono troncati dalla Linea del Civetta, che presenta angoli di 45-50°; eliminando il basculamento neoalpino, la Linea del Civetta diviene un sovrascorrimento con un'immersione di 20° ed i sovrascorrimenti di vetta divengono orizzontali o debolmente immergenti verso E. La struttura delimitata da questi due sistemi (Linea

del Civetta e sovrascorrimenti di vetta) è di fatto una zona a triangolo al letto del sovrascorrimento dinarico principale, qui rappresentato dalla Linea del Civetta.

La complessità della deformazione è stata anche sottolineata da DOGLIONI (1992), con lo sviluppo di complesse zone a triangolo nel settore del Van delle Sasse, indicanti un trasporto verso sudovest (Fig. 101).

Strutture dinariche ripiegate dello Spiz Agnelessa e del Monte Rite

L'alta Val di Zoldo è caratterizzata dalla presenza di una serie di sovrascorrimenti ovest-vergenti che poi sono stati ripiegati in corrispondenza dell'anticlinale del M. Rite (SEMENZA, 1981), ovvero l'anticlinale situata al tetto del Sistema della Valsugana con direzione WSW-ENE. Il nucleo di questa anticlinale è rappresentato dalle unità anisiche ed è presente una elevata complessità strutturale dovuta all'effetto del piegamento neoalpino (valsuganese) di più antiche strutture mesoalpine (dinariche) complicate dall'eredità di paleofaglie triassiche in unità relativamente poco competenti. Questa complessità (Fig. 102) è rappresentata nella forma più esasperata in corrispondenza dell'allineamento Monte Rite-Spiz Agnelessa, dove la densità delle strutture plicative e faglie è di difficile rappresentazione cartografica.



Fig. 101 - il Sovrascorrimento di Vetta del Civetta nel Van delle Sasse.

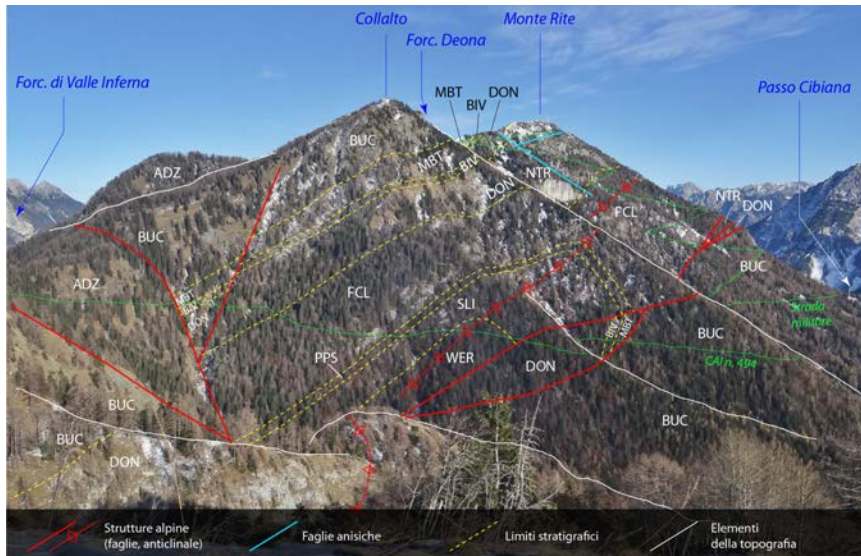


Fig. 102 - L'anticlinale del Monte Rite vista dal Col Duro, guardando verso NE: questa porzione rappresenta il backlimb di un'anticlinale dinarica ripiegata.

2.3.5. - Unità di Cibiana - S. Sebastiano

Questo settore è caratterizzato da una forte deformazione, legata sia all'azione della tettonica mesoalpina che neoalpina.

Il settore delle Cime di San Sebastiano-Tamer è rappresentato a grande scala da un fiore positivo di direzione valsuganese; le strutture transpressive troncano dei sovrascorrimenti di vetta dinarici con piani immergenti verso nordest.

Nella conca di Forno di Zoldo, la presenza di unità scarsamente competenti, unita alla prossimità dei due sistemi valsuganesi (principale ed esterno), ha generato una zona caratterizzata da abbondanti strutture plicative ad elevata deformazione.

2.3.6. - Unità degli Sforzoi

Raddoppio della serie della Dolomia Principale tra la Linea della Valsugana e la Linea del Moschesin

Il settore compreso tra la Linea della Valsugana e la Linea del Moschesin è caratterizzato da un importante raddoppio della Dolomia Principale, ben visibile sia nelle Cime di Mezzodi che nelle Cime la Rocchetta. Nel gruppo delle Cime di Mezzodi, il raddoppio è evidente come *klippe*, mentre nel settore del Sasso di Bosconero/M. Rocchetta è evidenziato dalla Linea delle Rocchette. Il raddoppio è caratterizzato da

un piano di faglia a bassissimo angolo che si raccorda alla Linea della Valsugana nel settore del Bosconero con una geometria anomala, caratterizzata da una rampa ad alto angolo che poi si riduce nuovamente di inclinazione avvicinandosi al Sistema Valsuganese esterno; la porzione meno inclinata della rampa non è più visibile nel settore di Forno di Zoldo, a nord delle Cime di Mezzodi, dove probabilmente è stata erosa.

Non sono stati osservati indicatori cinematici, ma la geometria con angoli così variabili fa supporre che si tratti di un sovrascorrimento legato ad una deformazione precedente all'ultima fase deformativa valsuganese, poi ripiegato: la stessa ipotesi è stata formulata da SCHÖNBORN (1999) per il sovrascorrimento delle Rochette.

Strutture di interferenza tra trend valsuganese e friulano

Nel settore nordorientale del Foglio, sono presenti una serie di raddoppi della Dolomia Principale con piani di faglia a geometria complessa, solitamente immergenti a SE, che si raccordano con i sovrascorrimenti a direzione friulana (E-W), come la Linea di Cima Fortezza o il Sovrascorrimento del Borgà. Questi *thrust* friulani sono stati ripiegati dalla fase valsuganese e riattivati come *backthrust*. La struttura più importante è la Linea dei Piani di Dubieca, un retroscorrimento a orientazione NNE-SSW che porta al raddoppio della Dolomia Principale, con interposte scaglie di unità carniche.

2.3.7. - *Unità delle Dolomiti Bellunesi*

Sovrascorrimento del Campedel

Il sovrascorrimento del Campedel sovrasta la Valle del Piave a Longarone e pone delle unità giurassiche (Calcere del Vajont e Formazione di Igne) al di sopra della Scaglia Rossa cretacea, con un piano inclinato debolmente verso oriente e tagliato da faglie più recenti (Fig. 103). Al tetto è presente una piega coricata con asse approssimativamente N-S e vergenza occidentale, con al nucleo la Formazione di Igne ed il Calcere del Vajont all'estradosso: la vergenza di questa piega consente di attribuire la genesi di questo sovrascorrimento alla fase dinarica.

Il piano di sovrascorrimento è in rampa nel settore verso la Valle del Piave ed è troncato da varie faglie trascorrenti ad andamento meridiano fino a scomparire vicino al Ponte Tubo dell'Enel sul Fiume Piave. Qui viene rigettato dal Linea del Col delle Tosatte e verosimilmente si raccorda al *flat* del sovrascorrimento del Monte Salta, in cui la serie giurassica sovrascorre sulla Scaglia Rossa Veneta con una piega parzialmente rovesciata simile a quella presente sul Campedel.

L'unità di tetto è stata a sua volta deformata dal sovrascorrimento di Cima dell'Albero, con vergenza alpina, con la sovrapposizione della Dolomia Principale. Ad ovest di Forcella Pezzeri sono presenti anche delle scaglie minori di questa unità dinarica al letto della Linea di Ospitale.



Fig. 103 - Il sovrascorrimento del Campedel sul lato orientale, in cui il Calcare del Vajont sovrascorre sulla Scaglia Rossa

Duplex della Costa del Dou

Al letto del Sovrascorrimento del Campedel è presente un importante *duplex* verosimilmente legato alla Linea di Ospitale: tale struttura deriva da scollamenti nelle Formazioni di Soverzene ed Igne che generano delle importanti pieghe nel Calcare del Vajont e la cui deformazione viene assorbita dalla Formazione di Soccher, che qui presenta spessori anomali a causa dell'elevata tettonizzazione (Fig. 104).

Linea della Calada e Linea del Vescovà

A NW di Mezzocanale, la Linea di Calada (MASETTI & BIANCHIN, 1987) rappresenta una faglia inversa di direzione valsuganese che borda il versante meridionale del Monte Megna, delimitando la sinclinale omonima. La continuazione occidentale di questa faglia, oltre la Valle della Costa dei Nass, prende il nome di Linea del Vescovà e rappresenta una faglia inversa che evolve verso ovest a sovrascorrimento, in cui la serie cretacea viene raddoppiata, in corrispondenza del Monte Talvena. Questo sovrascorrimento quindi si infila nella Val Clusa, dove si raccorda con il Sistema Valsuganese esterno. Le due faglie riflettono la deformazione neoalpina a letto della Linea di Ospitale, espressa anche da tettonica plicativa nelle serie meno competenti di età giurassico superiore-cretacea.

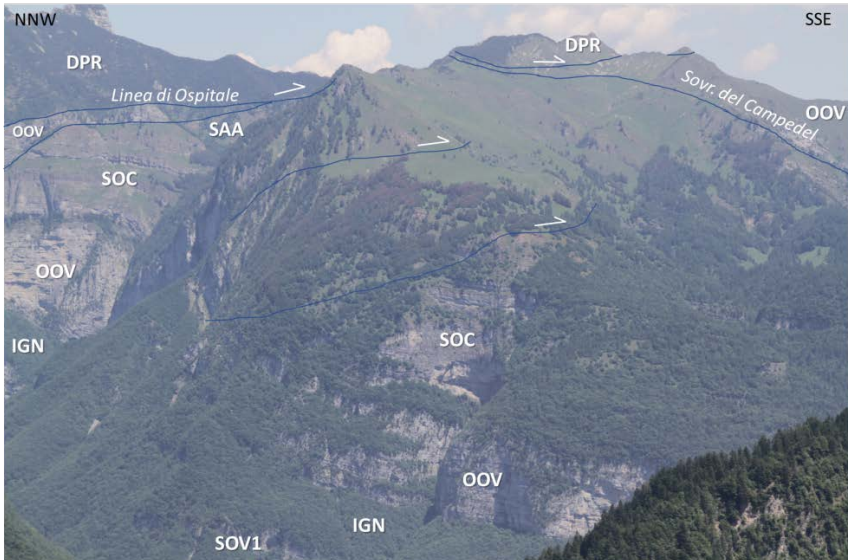


Fig. 104 - Vista del duplex della Costa del Dou dalla Cima del Monte Pelf. Si noti come l'evidente piegamento del Calcare del Vajont risulti in realtà dalla presenza di un duplex, in cui i piani di sovrascorrimento si esauriscono dentro la Formazione di Soccher.

Linea della Val Pegolera

Si tratta di una faglia trascorrente, particolarmente evidente nelle foto aeree, orientata grosso modo E-W, che dalla Val Pegolera attraversa la Val Vescovà e la Costa Grande per poi scomparire in corrispondenza della Valle del Maè (MASETTI & BIANCHIN, 1987). Questa linea sviluppa una struttura a fiore positiva in corrispondenza della cresta tra le Cime della Scala e la Cima di Nerville; talora la fascia cataclastica è visibile sul terreno.

Linea delle Forcelle

La Linea delle Forcelle (MASETTI & BIANCHIN, 1987) è una struttura parallela alla Linea della Val Pegolera e si origina in Val Cordevole, attraversa la Val di Piero, Forcella Oderz, Forcella del Pis Pilon, Forcella Caneva e quindi si dirige verso la Valle del Piave rimanendo leggermente a nord della Valle del Torrente Desedan. Caratterizzata da un piano sostanzialmente verticale, rappresenta probabilmente la riattivazione di una struttura giurassica in un contesto trascorrente; questa faglia, tuttavia, mostra relazioni complesse con altre strutture importanti che la dislocano parzialmente. In corrispondenza del Pian di Cajada, questa struttura genera una *strike slip relay ramp*, con un *popup* costituito da Dolomia Principale estremamente fratturata.

Linea del Forcellon

Menzionata per la prima volta da MASETTI & BIANCHIN (1987), si tratta di una struttura orientata NNE-SSW che taglia la Val di Piero e la Val Ru da Molin, caratterizzata da un piano leggermente inclinato verso ESE con rigetto molto variabile che aumenta verso sud: il settore della Pala Alta / Pala Bassa, ad oriente della faglia, risulta quindi più alto rispetto a quello occidentale di circa 400 m. A nord, questa faglia perde progressivamente importanza fino a raccordarsi alla Linea della Val Pegolera.

Linea del Medone

La Linea del Medone è una struttura orientata NNE-SSW che separa la successione giurassica di piattaforma della Pala Bassa dalla serie già bacinale del Monte Duron e ha avuto importanti movimenti in età alpina. Tale struttura muore a nord dopo aver attraversato la Linea delle Forcelle. La Linea del Medone è stata considerata da MASETTI & BIANCHIN (1987) come il margine orientale della Piattaforma di Trento; rimane tuttavia difficile riconoscere sul terreno l'originaria geometria di questa struttura.

Linea del Marmol

La Linea del Marmol (MASETTI & BIANCHIN, 1987) rappresenta una struttura assai problematica, caratterizzata da un elevato rigetto verticale nella forcella e gola omonima che si azzerava sia a nord che a sud della stessa. Interpretata come struttura giurassica dai precedenti autori a causa dell'incremento notevole di spessore verso est della Formazione di Soverzene, rappresenta in epoca alpina una struttura di svincolo dell'Anticlinale Coppolo-Pelf.

Sovrascorrimento del Burel

Il sovrascorrimento del Burel è una struttura minore responsabile del parziale raddoppio della Dolomia Principale sulla vertiginosa parete del Burel, che si esplica anche sul versante meridionale della Schiara con una evidente piega a ginocchio (Fig. 105). Tale sovrascorrimento, osservabile lungo la cengia mediana del Burel, presenta pieghe di trascinamento legate a trasporto verso SW e, conseguentemente, viene interpretata come potenziale struttura dinarica. Il sovrascorrimento risulta troncato ad ovest dalla Linea del Forcellon e ad est dalla Linea del Marmol.



Fig. 105 - La piega a ginocchio in Dolomia Principale, presente sul lato meridionale del Monte Schiara, associata al sovrascorrimento del Burel.

Linea del Col delle Tosatte

La Linea del Col delle Tosatte (RIVA *et alii*, 1990; MASSIRONI *et alii*, 2013) è una faglia subverticale transpressiva sinistra (DOGLIONI, 1990) che delimita ad oriente la Valle del Piave nel settore di Longarone. Questa struttura è caratterizzata da un rigetto verticale di circa 400 m, che rialza il settore orientale rispetto a quello della Valle del Piave. Questa struttura si estende verso nord lungo la valle del Piave fino a perdere importanza a nord di Ospitale di Cadore. Sebbene alcuni autori considerino questa faglia come dinarica (p. es. MASSIRONI *et alii*, 2013), questa tronca sistematicamente le strutture mesoalpine e si raccorda alla Linea di Pescol. In corrispondenza dello sbocco della gola del Vajont verso la valle del Piave questa faglia si sdoppia temporaneamente, sviluppando a letto delle pieghe strizzate nella formazione di Socchèr (Fig. 106).



Fig. 106 - *Pieghe strizzate nella Formazione di Soccher vicino al raccordo tra la Linea del Col delle Tosatte e la Linea di Pescol.*

Linea di Villanova

Si tratta di un piano di faglia subverticale individuabile in destra Piave, tra Olandreghe e Faè, contraddistinto da un ribassamento relativo del lato orientale, con il Calcare del Vajont affiancato alla Formazione di Igne del lato occidentale del piano. Insieme alla Linea del Col delle Tosatte costituisce un sistema noto in letteratura anche come *Graben* di Longarone (GATTO & SEMENZA, 1981). A sud di Faè, la linea è sepolta sotto i sedimenti alluvionali del Piave, ma è comunque presente poiché rappresenta sempre un piccolo gradino strutturale per riallacciare le serie sul lato orientale a quelle occidentali.

Anticlinali Coppolo - Pelf e della Val Gallina e Linea di Belluno

L'Anticlinale Coppolo-Pelf è considerata la struttura plicativa più importante al tetto della Linea di Belluno con al nucleo la Dolomia Principale; all'interno del Foglio si estende con direzione ENE-WSW fino alla Valle del Piave, dove termina (Fig. 107). Il corrispondente ad est della Valle del Piave è l'Anticlinale della Val Gallina (MARTINIS, 1966), il cui asse risulta spostato più a sud, anche se parallelo alla precedente.



Fig. 107 - Il fianco meridionale dell'Anticlinale Coppolo-Pelf nel lato occidentale della Valle del Piave nei pressi di Pian di Vedoia.

Seppur non affiorante all'interno del Foglio, è degna di menzione anche la Linea di Belluno, in quanto intercettata dal Pozzo Belluno 1, perforato dall'A-GIP nel 1960 al nucleo dell'Anticlinale della Val Gallina. I dati resi pubblici al tempo (MARTINIS, 1966) consentono di individuare questo sovrascorrimento alla profondità di 1725 m MD, con il passaggio dalla Dolomia Principale al tetto, al Calcere del Vajont al letto. Il piano di sovrascorrimento risulta avere un angolo approssimativo di 30°.

3. - CENNI DI NEOTETTONICA (A. Riva)

Nell'area del Foglio Longarone le evidenze di attività tettonica recente non sono particolarmente abbondanti.

Il Foglio è soggetto ad un sollevamento di un paio di millimetri l'anno, come documentato sia da linee di livellazione (DE CONCINI *et alii*, 1980, BALESTRI *et alii*, 1988) che da interferometria satellitare (ANDERLINI *et alii*, 2020). I dati di sollevamento confermano sostanzialmente l'attività delle maggiori strutture caratterizzate da neotettonica, quali la Linea di Belluno (fuori Foglio, controlla lo sviluppo dell'Anticlinale Coppolo-Pelf), la Linea della Valsugana e le faglie che bordano la depressione tettonica di Longarone (PELLEGRINI & ZANFERRARI, 1980).

Le evidenze morfotettoniche più evidenti risultano nel settore proprio di Longarone, dove il sistema di faglie meridiane (p.es. Linea del Col delle Tosatte) paiono controllare l'andamento del corso del Piave sia nel settore di Davestra-Termine di Cadore che a sud del Foglio (PELLEGRINI & ZAMBRANO, 1979, ZANFERRARI *et alii*, 1982): tale sistema di faglie è stato incluso, non a caso, nell'inventario delle faglie attive italiane (CASTALDINI & PANIZZA 1991, CASTALDINI *et alii*, 1992.)

PROGETTO

CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

1. - SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA

(D. Tosoni)

1.1. - CARATTERIZZAZIONE SISMICA DELL'AREA E SISMICITÀ STORICA RILEVANTE

Il Foglio Longarone è compreso all'interno di tre distretti sismici definiti in SUGAN & PERUZZA (2011).

Si tratta del distretto Alpage-Cansiglio (A), del distretto di Claut (C) e del distretto Alto Bellunese-Dolomiti (B), la cui posizione all'interno del Foglio è riportata in Fig. 110. I limiti di questi distretti sono stati localmente rettificati da BRESSAN *et alii* (2019) (Fig. 108).

Il distretto A è stato interessato dai terremoti distruttivi del 29 giugno del 1873 (Me 6.3) e del 18 ottobre del 1936 (Me 6.2). Si segnalano, inoltre, l'evento del 26 marzo del 1890 di M 4,8, con epicentro nella regione montuosa al confine tra Veneto e Friuli a est di Ponte nelle Alpi, e l'evento del 25 ottobre 1812 di M 5,6 con epicentro posto nella pianura pordenonese tra Polcenigo e Aviano. Nell'area del Foglio Longarone hanno prodotto danni il terremoto del 1873 (leggeri ad Agordo e lievi a Longarone) e quello del 1873 (leggeri ad Agordo).

I maggiori terremoti che hanno interessato il distretto C, tutti con epicentro posto ad est del limite orientale del Foglio, sono avvenuti il 10 luglio 1776 (Me 5.8) e il 7 giugno 1794 (Me 6.0). Nessuno dei tre ha prodotto danni nelle località del Foglio.

Il distretto B, il cui limite nord coincide con la linea della val Pusteria/Gailtal e quindi con il limite del Sudalpino, comprende il settore più interno di questo dominio tettonico. Non si hanno notizie di terremoti storici rilevanti con epicentro in quest'area.

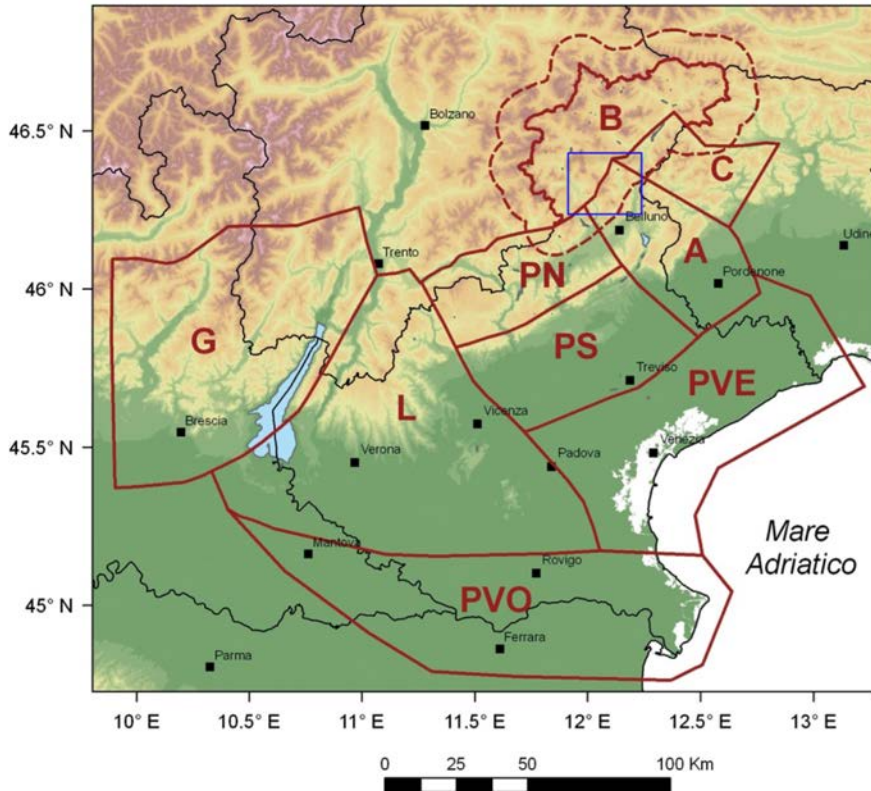


Fig. 108 - I distretti sismici del Veneto (Sugan & Peruzza, 2009). In blu l'area occupata dal Foglio Longarone.

La sismicità recente finora registrata nei tre distretti (dal 1977 ad oggi) è data da eventi sporadici e di bassa magnitudo (in genere < 4.5)

1.2. - SORGENTI SIMOGENETICHE

Il Foglio Longarone fa parte del Sudalpino, un dominio tettonico di retrocatena legato alla subduzione della placca europea al di sotto della catena alpina. Si tratta di un settore di catena in compressione, con tassi di raccorciamento medi di 1,5- 2 mm/anno, caratterizzato da una serie di sovrascorrimenti a vergenza meridionale che, nella sua sezione più esterna, affacciata sulla pianura veneta, sono attivi. Secondo quanto riportato nel DISS (*Database of Individual Seismogenic Sources*), versione 3.2.1, le zone sismogenetiche si concentrano proprio in questa sezione, raggruppate a formare una fascia ad andamento NE-SO che comprende i rilievi

prealpini e parte dell'alta pianura veneta (Fig. 109). Non vi sono zone sismogenetiche all'interno del Foglio Longarone; quella più vicina, la ITCSS 105, coincide con la dorsale che delimita verso sud la val Belluna. Le zone sismogenetiche i cui eventi hanno interessato l'area compresa nel Foglio Longarone sono riportate in Fig. 112 e sinteticamente descritte in Tab. 1, dove si fornisce per ognuna anche il potenziale sismogenetico.

1.3. - RISENTIMENTO E PERICOLOSITÀ SISMICA NELL'AREA DEL FOGLIO LONGARONE

Il territorio ricompreso nel Foglio Longarone è fondamentalmente un'area di risentimento sismico relativo ad eventi i cui epicentri si posizionano più a sud, lungo la fascia pedemontana veneto-friulana e, a est, nelle Prealpi Carniche. Anche la pericolosità sismica associata a quest'area risente della distribuzione appena descritta dei terremoti storici, sostanzialmente confermata anche dagli eventi più recenti localizzati dalla rete sismometrica installata a partire dal 1977.

La Tab. 2, elaborata a partire dai dati contenuti nella versione 3.0 del Database Macrosismico Italiano DBMI15 (LOCATI *et alii*, 2021), raccoglie, suddivisi per comune, il numero di eventi sismici avvertiti, l'intensità massima macrosismica risentita con l'evento o gli eventi che l'hanno generata; nell'ultima colonna è

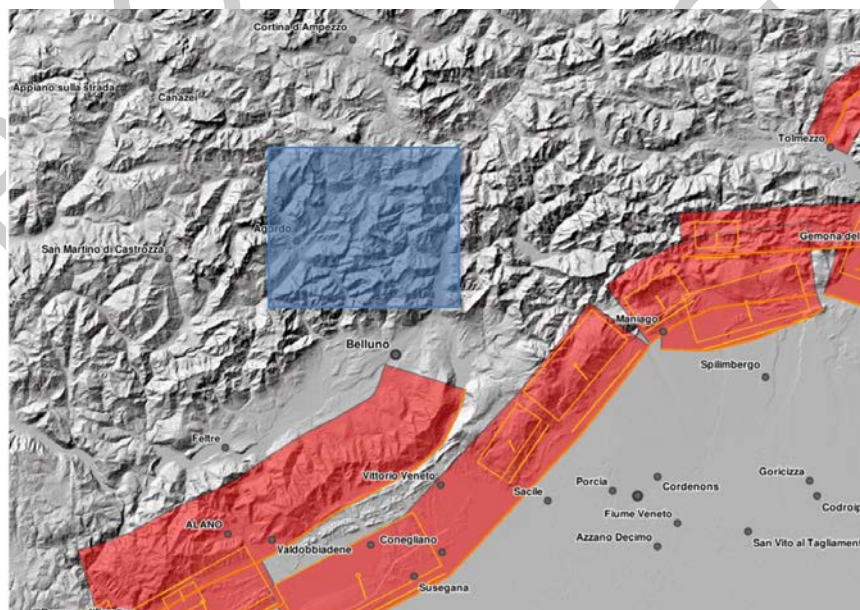


Fig. 109 - Localizzazione delle zone sismogenetiche (in rosso) e area coperta dal Foglio Longarone (in blu). Stralcio tratto da webGis DISS, v. 3.2.1 (2018).

Tab. 1 - *Descrizione sintetica delle zone sismogenetiche più vicine al Foglio Longarone. Rielaborato a partire da dati DISS e da BRESSAN et alii (2019)*

Codice identificativo e denominazione	Geometria e cinematica	Potenziale sismogenetico M_{max}
ITCS105: Bassano-Vittorio Veneto	Inversa a basso angolo SSE-vergente, orientata ENE-OSO	6,5
ITCS060: Montebelluna-Montereale	Inversa a basso angolo, vergente verso il quadrante SE, orientata NE-SO (parte est) a ENE-OSO (parte ovest)	6,2
ITIS 101: Montello	Inversa a basso angolo, SSE-vergente, orientata ENE-OSO	6,5
ITIS 124 Cansiglio	Inversa a basso angolo, ESE-vergente, orientata NNE-SSO	6,1
ITIS 125 Polcenigo-Montereale	Inversa a basso angolo, SE-vergente, orientata NE-SO	6,4

riportato il numero di eventi storici di intensità maggiore alla soglia del danno, corrispondente al VI grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS).

La versione del DBMI15 utilizzata fornisce i valori di intensità macrosismica relativi ai terremoti italiani nella finestra temporale 1000-2019.

I dati sugli effetti provocati dai terremoti si riferiscono in gran parte ai centri abitati maggiori, per i quali sono disponibili fonti di informazioni più numerose e diversificate. Su un totale di 329 eventi sismici risentiti, quasi la metà (152) riguardano i centri abitati più importanti (Belluno, Agordo, Longarone e Ponte Nelle Alpi), l'unica eccezione è Perarolo di Cadore che, pur essendo un centro minore, registra gli effetti di 19 eventi sismici. In perfetto accordo con la distribuzione degli eventi e la distribuzione della pericolosità sismica, il comune che presenta il numero più basso di notizie di danno (3) con I_{max} più bassa (III-IV della scala MCS) è Cencenighe Agordino, situato al margine nord-occidentale del Foglio. Gli eventi con risentimento al di sopra della soglia del danno (VI grado della scala MCS) sono 7 per Belluno, 3 per Longarone e 2 ciascuno per Ponte Nelle Alpi e Agordo. Il maggiore risentimento sismico registrato (VIII grado della scala MCS a Belluno) è stato provocato dal terremoto del 1873.

Per quanto riguarda l'origine del risentimento sismico, questo dipende dalla magnitudo e dalla localizzazione epicentrale. I comuni della Valbelluna (da Sospirolo a Ponte Nelle Alpi) e, più a nord, fino a Longarone, risentono dei terremoti delle zone sismogenetiche della fascia pedemontana. Qui i risentimenti maggiori sono stati generati dai terremoti del 1873, 1893 e 1936 con epicentro in Alpagò-Cansiglio e nel Bellunese. I comuni della valle del Piave, da Ospita-

Tab. 2 - Distribuzione del risentimento sismico nei comuni ricadenti all'interno del Foglio Longarone. Rielaborata a partire dai dati contenuti in (LOCATI et alii, 2021)

Comuni	Numero di eventi risentiti	I_{max} [scala MCS]	Evento/i che ha/hanno generato l' I_{max} [anno e area epicentrale]	Numero di eventi al di sopra della soglia del danno (VI grado della scala MCS)
Agordo	28	VI	1873 Alpagò-Cansiglio, 1936 Alpagò-Cansiglio	2
Alleghe	6	IV-V	2001-Val Venosta	0
Belluno	80	VIII	1873 Alpagò-Cansiglio	7
Cencenighe Agordino	3	III-IV	1989-Prealpi vicentine, 2001-Val Venosta	0
Cibiana di Cadore	11	IV-V	1994-Dolomiti friulane, 1996-Dolomiti friulane, 2002-Carnia	0
Erto e Casso	9	VI	1976-Friuli	1
Gosaldo	12	IV	1989-Prealpi vicentine	0
La Valle Agordina	10	IV-V	1996-Dolomiti friulane	0
Longarone	27	VI-VII	1873-Alpagò-Cansiglio, 1890-Bellunese 1936-Alpagò-Cansiglio	3
Ospitale di Cadore	10	IV-V	1994-Dolomiti friulane	0
Perarolo di Cadore	19	V	1954-Carnia 1994-Dolomiti friulane	0
Ponte Nelle Alpi	17	VIII	1873 Alpagò-Cansiglio	2
Rivamonte Agordino	8	IV-V	2001-Val Venosta	0
Sedico	12	VII	1873 Alpagò-Cansiglio	1
Sospirolo	13	IV-V	1893 Bellunese	0
Soverzene	8	VII	1936 Alpagò-Cansiglio	1
Taibon Agordino	10	IV-V	1994-Dolomiti friulane, 2001-Val Venosta	0
Val di Zoldo	14	VI	1936 Alpagò-Cansiglio	1
Valle di Cadore	9	V	1928-Carnia	0
Vodo di Cadore	8	V	1986-dolomiti friulane	0
Voltago Agordino	5	IV-V	1994-Dolomiti friulane 2001-Val Venosta	0
Zoppé di Cadore	10	IV-V	1893-Bellunese	0

le di Cadore fino a Valle e Cibiana di Cadore, hanno risentito di eventi sismici con epicentro a est, nelle prealpi carniche (1928, 1954, 1994, 1996, 2002); quelli dell'Agordino hanno invece registrato gli effetti di terremoti con epicentri posti a sud-ovest e nord-ovest, rispettivamente nelle Prealpi Vicentine (1989) e in val Venosta (2001).

Secondo la mappa di pericolosità sismica vigente (MPS04) introdotta dall'Ordinanza PCM 3519/2006, i valori di accelerazione orizzontale massima riferiti a un suolo rigido (di categoria A) e suborizzontale interni al Foglio Longarone sono compresi tra 0,125 e 0,225 g. I valori massimi interessano le porzioni sud-orientali del Foglio, ricadenti entro i comuni di Belluno, Ponte nelle Alpi, Longarone e Soverzene; i valori più bassi nel settore nord-occidentale, all'interno dei territori comunali di Taibon Agordino, Cencenighe e Val di Zoldo. Anche la recente ri-classificazione sismica della Regione Veneto su base comunale, approvata con la deliberazione della Giunta della Regione Veneto n. 244 del 9/3/2021 e costruita partendo dalla distribuzione dei valori di accelerazione della MPS04 (Fig. 110), riflette la distribuzione degli eventi.

2. - STABILITÀ DEI VERSANTI, FRANE ED EVENTI ALLUVIONALI (D. Tosoni)

La tipologia di fenomeni franosi che interessa l'area del Foglio Longarone riflette le caratteristiche geologiche del substrato, nonché la distribuzione e l'abbondanza dei depositi quaternari.

Il substrato pre-quaternario è costituito in gran parte da rocce carbonatiche appartenenti alla formazione della Dolomia Principale (massiccio del Civetta, valle del Mis, sezione inferiore della val Cordevole, gruppi del Tamer, delle Cime di Mezzodi e del Bosconero), o appartenenti alle molteplici formazioni che costituiscono la sequenza giurassica (media valle del Maè, gruppo della Schiara, Spiz Gallina). Nella conca di Agordo compaiono formazioni litologicamente diversificate comprendenti termini dolomitici, terrigeni e vulcanoclastici del Trias Medio e Inferiore che nella porzione sud-occidentale del Foglio (Rivamonte Agordino e Voltago) lasciano il posto al complesso metamorfico varisico. Data l'abbondanza di rocce lapidee, i crolli (*rockfall*) sono ovunque molto diffusi e coinvolgono volumi variabili (da alcuni metri cubi fino ad alcune migliaia di metri cubi). La loro ricorrenza è irregolare, a volte concomitante con eventi piovosi di notevole intensità ma in genere non associabile agli eventi alluvionali maggiori durante i quali i dissesti più diffusi e frequenti sono le colate detritiche (*mud/debris flow*) incanalate o su pendio aperto e i fenomeni di trasporto solido lungo i corsi d'acqua principali associati a episodi di sovralluvionamento e di erosione spondale.

L'area ricompresa nel Foglio Longarone è stata colpita negli ultimi 150 anni da diverse alluvioni: alla prima dell'ottobre 1882 seguono gli eventi dell'ottobre-novembre 1928, dei primi di settembre del 1965 e del 4 novembre 1966. L'ultima è quella avvenuta tra il 27 e il 30 ottobre 2018 conosciuta con il nome di Evento

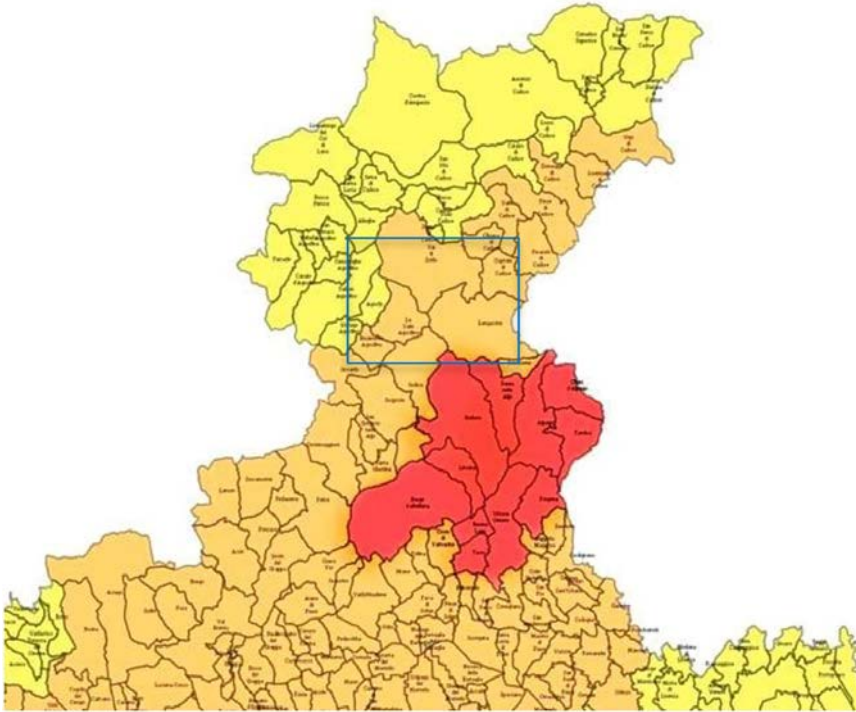


Fig. 110 - Stralcio della zonazione sismica su base comunale della Regione Veneto approvata con DGRV n. 244 del 9/3/2021. In rosso i comuni in zona 1 ($a_{max} > 0,250g$), in arancione i comuni in zona 2 ($0,150g \leq a_{max} \leq 0,250g$), in giallo i comuni in zona 3 ($a < 0,150g$).

Vaia. Tutti gli eventi hanno provocato innumerevoli colate detritiche e frane superficiali diffuse che hanno mobilitato la coltre colluviale superficiale o i depositi detritici che rivestono i versanti.

Si descrivono ora i principali fenomeni franosi suddivisi per bacino idrografico di appartenenza, da ovest verso est.

Valle del torrente Mis

In sinistra idrografica del torrente Mis i versanti sono periodicamente soggetti a crolli diffusi di materiale lapideo.

Valle del torrente Cordevole

Tra le località più colpite da dissesti si ricorda La Muda, sottoposta a frequenti crolli e piccole colate detritiche provenienti dal versante del monte Celo, come ad esempio quello occorso il 4 gennaio 1921 che ha provocato due morti. La disponibilità di detrito in questo punto è generata non soltanto dal naturale processo di smantellamento delle pareti rocciose ma anche dalla frammentazione della roccia per parziale decarbonatazione del calcare a seguito di incendi. In genere tutta la sezione inferiore della val Cordevole tra Agordo e Ponte Mas è soggetta a crolli ricorrenti.

Nell'ambito dell'evento Vaia si è verificata:

- una colata lungo la val Morbiac, tributaria di sinistra del Cordevole in comune di Cencenighe Agordino, che ha riversato sulla S.R. n. 203 alcune migliaia di metri cubi di detrito;
- uno scivolamento di decine di metri cubi di copertura colluviale in località Cenci (comune di Gosaldo).

Valli dei torrenti Rova e Missiaga

Il 12 dicembre 1792 una enorme frana in roccia si staccò dal monte Tamer e precipitò in direzione località Fienili Le Rive e Vize di La Valle Agordina, provocando la morte di 3 persone.

Nel bacino del torrente Missiaga merita un cenno la frana di Dagarei, una colata di detrito grossolano attualmente di circa 150.000 m³ in lento ma continuo movimento, la cui unghia interseca l'impluvio del Rio Dagarei nel comune di La Valle Agordina. Il corpo franoso poggia su alternanze di marne e arenarie con livelli argillosi intercalati la cui imbibizione durante i periodi piovosi porta alla deformazione della massa detritica sovrastante con conseguente formazione di contropendenze, rigonfiamenti e nicchie secondarie diffusamente presenti all'interno della massa in frana. La frana è attiva in modo discontinuo dagli anni '80.

In occasione dell'evento Vaja si è verificato un modesto *soil slip* in depositi fluvioglaciali ad ovest di località Matten, in sinistra idrografica del torrente Missiaga (comune di La Valle Agordina).

Valle del torrente Maè

Una frana prodottasi all'altezza del villaggio di Gavaz tra il 1866 e il 1888 interruppe il corso del Torrente Duram provocando la formazione di un lago ora scomparso.

L'evento alluvionale Vaia ha prodotto:

- la rimobilizzazione per colata della parte superficiale della frana di Ru delle Roe descritto nel paragrafo 3.3.3 e l'innescò di una importante serie di scivolamenti superficiali in sinistra idrografica del Ru delle Roe che ha incrementato la quantità di detrito mobilizzabile in alveo rendendo più frequenti i fenomeni di alluvionamento con trasporto solido;
- una decina di colate in depositi colluviali (*mud flow*) e in depositi detritici (*debris flow*) in vari villaggi che costituiscono il comune di Val di Zoldo (Pralongo, Sotto le Rive, Villa, Pradel, Molin, Brusadaz, Fusine, Fornesighe) con volumi mobilizzati compresi tra alcune decine e diverse centinaia di metri cubi. I fenomeni maggiori (2000 m³ ciascuno) si sono verificati a Villa e a Pradel;
- svariati scivolamenti rotazionali in località Molin, Iral, Fusine, Fornesighe e Bragarezza con volumi mobilizzati massimi di 800 m³ (comune di Val di Zoldo);
 - 4 colate di fango in comune di Zoppé di Cadore, la maggiore (5000 m³) in località Sagui.

Più recentemente si sono verificati:

- una colata detritica in prossimità di località Col di Vent, che ha interessato il portale di monte della galleria stradale prima di Forno di Zoldo avvenuta il 7 febbraio 2021;

- un crollo, il 5 dicembre 2020, su un fronte di trenta metri che ha investito la strada regionale della val di Zoldo, in località Solagnot, tra Mezzocanale e Pontesei, causando l'interruzione della circolazione veicolare per una settimana.

Valle del fiume Piave (destra idrografica)

Durante l'evento alluvionale Vaia si sono verificate diverse colate che hanno rimobilizzato falde detritiche e/o detrito presente negli impluvi. Tra queste si ricorda:

- in località Olantreghe- Gardona, la rimobilizzazione tramite colata di una porzione di falda detritica in parte derivante dallo stoccaggio di materiale di smarino proveniente dallo scavo delle gallerie idroelettriche realizzate a metà del XX secolo. Il deposito è stato interessato da colate anche nel 2013 e nel 2016;

- una colata detritica che ha percorso la val Tovanello (comune di Ospitale di Cadore) per poi depositare al km 55+ 950 della S.S. 51 “di Alemagna” un accumulo detritico di circa 3000 metri cubi. L'espandimento del detrito sulla strada è stato favorito dalla presenza di alcune opere di attraversamento dismesse ma non rimosse presenti a monte della strada attualmente in esercizio;

- una colata detritica poco a valle della precedente, che ha causato l'interruzione della ex S.S. 51 “di Alemagna” in corrispondenza del ponte a servizio di Davestra.

Valle del Torrente Boite (destra idrografica)

In relazione all'evento Vaia, si segnalano nel centro abitato di Cibiana una serie di colamenti che hanno interessato la coltre superficiale (*mudflow*), con volumi massimi mobilizzati di 300 metri cubi. Ad essi si associano in località Pianezza più modesti scivolamenti rotazionali (volume massimo mobilizzato di 80 m³) che hanno ostruito la strada provinciale n. 347 per il passo Cereda e Duran, alcuni dei quali causati dalle acque provenienti dal tubo di scarico delle acque meteoriche a servizio della frazione.

Valle del Torrente Vajont

Oltre al grande scivolamento planare di circa 270 milioni di metri cubi di roccia avvenuto nel 1963 correlato alla tracimazione della diga omonima, la cui trattazione è stata inserita nel paragrafo 3.3.3, il fianco destro della valle del Vajont, ricompreso nella ex-provincia di Pordenone, è soggetto a crolli diffusi la cui frequenza ha avuto un picco nel 1990. Tra i crolli di maggiori dimensioni si segnala l'evento del 28 ottobre 1674 che ha mobilizzato 1 milione di metri cubi di roccia dal versante meridionale del Monte Salta (poco oltre il limite orientale del Foglio), probabilmente a seguito di un terremoto di notevole magnitudo.

3. - IDROGEOLOGIA

(A. Galuppo)

Le tipologie di acquiferi e quindi di bacini idrogeologici che si possono rilevare nell'ambito del Foglio Longarone sono:

(a) Acquiferi costituiti da materiali sciolti a permeabilità primaria, ovvero per porosità, corrispondenti ai corpi sedimentari quaternari, quali i depositi ghiaiosi dei fondivalle e dei conoidi allo sbocco degli affluenti, dei depositi detritici (di falda, morenici o di alterazione). I depositi alluvionali di fondovalle, spesso di notevoli volumetrie e con tessitura variabile, possono essere sede di una falda freatica o più falde differenziate più o meno comunicanti con il corso dei fiumi e dei torrenti che li attraversano. Nel caso dei depositi detritici sono gli stessi depositi a svolgere la funzione di acquifero e la roccia in posto rappresenta la superficie impermeabile. Sono serbatoi temporanei di acqua sia piovana che nivale con estensione limitata e con possibile deflusso verso il drenaggio superficiale o verso altri acquiferi. La falda contenuta presenta caratteristiche fisiche che risentono ancora delle condizioni meteoriche esterne e, a seconda del litotipo del detrito, di notevoli differenziazioni chimiche.

(b) Acquiferi a permeabilità secondaria, per fratturazione o per carsismo, che si sviluppano nei litotipi del basamento roccioso.

La fratturazione è la caratteristica preponderante nel determinare la permeabilità, soprattutto nel caso di formazioni prettamente impermeabili o scarsamente permeabili (basamento metamorfico Paleozoico, serie terrigene bacinali triassiche, serie vulcaniche e vulcanoclastiche medio triassiche). In questo caso sono i contatti litologici ad alto contrasto di permeabilità e soprattutto il reticolo di fratture a fungere da sole vie di drenaggio, mentre l'area di alimentazione è circoscritta attorno a questi elementi strutturali.

I litotipi a prevalente componente calcarea o marnosa (dolomie, calcari, calcareniti) con stratificazione sottile e una componente argillosa variabile favoriscono un reticolo di drenaggio molto disperso. La ritenzione idrica è consistente e le fratture fungono, assieme alle superfici di strato, da vie di drenaggio preferenziale. La dissoluzione carsica, localmente anche intensa, amplia questi dreni. Le formazioni che compongono questi ammassi rocciosi sono la serie tardo Giurassico-Cretaceo veneta (Formazione di Soverzene, Formazione di Igne, Formazione di Fonzaso, Rosso Ammonitico Veronese, Maiolica e formazione di Soccher, Scaglia Rossa), e la Formazione a Bellerophon. Si possono avere così piccole falde sospese che localmente vengono a giorno oppure alimentano direttamente i livelli permeabili sottostanti.

Negli acquiferi carsici le differenze composizionali tra formazioni (calcare e dolomia) determinano parzialmente lo sviluppo del reticolo carsico, che risulta invece molto più influenzato dalla struttura geologica. Il reticolo carsico può essere più o meno sviluppato e quindi originare zone ad elevata permeabilità adiacenti ad altre a bassa permeabilità, distinguendo zone di epicarsismo e di carsismo profondo. Le prime, intensamente fratturate e carsificate assorbono velocemente l'acqua dalla superficie e ne convogliano parte verso il reticolo profondo, ad esclusione di

una percentuale d'acqua trattenuta in alcune porzioni rocciose a creare delle falde sospese". Nella zona profonda invece si individuano una zona insatura (vadosa), caratterizzata da una circolazione principalmente verticale con talora velocità elevate nei condotti, e una zona satura (freatica) ove prevalgono i movimenti orizzontali.

Nell'ambito dei massicci carbonatici e carsici, in base alla topografia si possono individuare:

- gli acquiferi sospesi sopra il livello di base, costituiti dai corpi calcarei o dolomitici isolati giacenti su rocce impermeabili (Tamer-S. Sebastiano, Agner, fianco sinistro della Valle del Maè ad Igne) nei quali la presenza di fratture, faglie e la giacitura degli strati influenzano la permeabilità e le direzioni di deflusso. In questo caso gli acquiferi hanno come base il cambio litologico ed il deflusso, più o meno concentrato, è localizzato alla base dei nuclei carbonatici ed origina l'idrografia superficiale.

- gli acquiferi carsici profondi in massicci carbonatici adiacenti al livello di base caratterizzati da una radice carbonatica e una base impermeabile ubicata a livelli più profondi del sistema intervallivo di base. Il livello di base delle aste torrentizie può sia influenzare la circolazione entro il massiccio carsico che esserne completamente estraneo. Di questi vi fanno parte sia alcuni gruppi dolomitici (es. Civetta), che il settore delle Dolomiti Bellunesi ed i Piani Eterni. Essi presentano varie strutture, dalla monoclinale alla piega anticlinale, che determinano il drenaggio lungo la linea di massima pendenza sino ad alimentare la copertura detritica in corrispondenza del fondovalle.

Nell'ambito di queste tipologie di acquiferi sono state distinte distinguere quattro province idrogeologiche (BOSCOLO *et alii*, 2007):

3.1. - PROVINCIA DI BASAMENTO

A tale provincia appartiene tutta l'area del basso Agordino corrispondente al versante sudorientale del gruppo montuoso dell'Agner-Croda Granda, comprende parte dei comuni di Gosaldo, Rivamonte Agordino e marginalmente Voltago Agordino. La presenza di litologie metamorfiche del Basamento del Sudalpino Orientale di età Paleozoica, costituite da filladi e scisti meccanicamente molto fessili e facilmente alterabili in argilla con intercalazioni di livelli di porfroidi massicci e fratturati, conferisce una forte ritenzione idrica ed accentuata impermeabilità. La circolazione idrica trova quindi come livello impermeabile filladi e scisti e come acquifero i corpi più massicci. In alcuni casi il corpo acquifero è rappresentato dalla copertura eluviale o da corpi di frana provenienti dalle litologie più alterabili. Il risultato di tutto ciò è un drenaggio diffuso, con molte zone umide e circolazione idrica superficiale non gerarchizzata. Si possono quindi avere tante piccole sorgenti, talora indistinguibili dal drenaggio nel suolo. La composizione chimica di queste litologie, prettamente silicatiche e talora caratterizzate da mineralizzazioni secondarie, conferisce alle sorgenti un'acqua assai dolce con elevato residuo fisso e presenza di alcuni metalli.

3.2. - PROVINCIA DOLOMITICA

La Provincia Dolomitica è la parte più settentrionale del territorio regionale. Comprende i maggiori gruppi montuosi dolomitici, separati tra loro da profonde valli.

I terreni affioranti in questa parte di territorio comprendono la successione stratigrafica che va dalle successioni sedimentarie terrigeno-carbonatiche permomesozoiche alle varie piattaforme carbonatiche medio e tardo triassiche.

Si distinguono i seguenti gruppi montuosi:

3.2.1. - *Monte Pelmo - Monte Rite*

È un ampio settore montano compreso tra la Val di Zoldo e la Val Boite. La cima principale è rappresentata dal Monte Pelmo (fuori Foglio), costituito da calcari e dolomie tardo triassici e giurassici. Tutto il resto del territorio è costituito da pendii boscati con elevazioni tra i 2.000 metri s.l.m. e fondovalle dai quali emergono di poco le cime del Monte Penna e del Monte Rite. Tutta quest'area è caratterizzata da formazioni triassiche prevalentemente poco permeabili. In quest'ampio gruppo montuoso vi sono segnalate solo una quindicina di sorgenti. Tra quelle ubicate alle pendici del Monte Rite ve ne sono alcune caratterizzate da un probabile acquifero nel detrito, altre invece sono probabilmente alimentate dalla falda presente in acquifero per fessurazione e limitatamente per carsismo (calcari e dolomie anisiche). Più ad occidente, sui pendii sovrastanti Fusine e Mareson vi sono le sorgenti "i Rui" che con oltre dieci litri al secondo emergono da sabbie ghiaiose con blocchi, che alcuni autori individuano come macereto di frana (Moscariello et al. 1993). La loro posizione è appena a valle del ripiano Le Mandre a meridione del Pelmetto. In quest'area si sono accumulati sia depositi morenici, sia di versante, che probabilmente ora fungono da acquifero giacente su rocce poco permeabili.

3.2.2. - *Civetta - Moiazza*

Vasto gruppo montuoso che presenta due versanti diversi; quello orientale caratterizzato da ripide pareti rocciose e quello occidentale, tra i più maestosi dell'intero territorio montano veneto, con rilievi dai 1.500 ad oltre 2.000 metri. Questa morfologia è intervallata nella parte meridionale dalla profonda Val Corpassa che separa i due sottogruppi del Monte Civetta e della Moiazza ed anche la parte ad altipiano tra il Monte Alto di Pelsa e il Monte Framont. L'area è quasi totalmente rocciosa, ad esclusione dei pendii marginali a valle dei 1.500-1.800 metri s.l.m. con prevalente copertura boscosa. La zona sommitale prettamente rocciosa, costituita da calcari e dolomie, è caratterizzata dalla presenza di ampie superfici pianeggianti dei circhi glaciali, conformazione che favorisce un assorbimento ed un drenaggio carsico almeno fino al livello acquicludo (Formazione di Travenanzes), visibile alla base delle pareti a circa 2.000 metri di quota.

Intorno alle quote 1.800-2.000 metri s.l.m., sui lati occidentali e meridionali, si trova un ripiano modellato su rocce dolomitiche e calcaree il cui spessore raggiunge quasi il fondovalle. Queste formazioni sono porzioni di piattaforme carbonatiche diverse, che presentano l'inserzione di un livello bacinale impermeabile che da sud a nord acquisisce uno spessore tale da diventare un acquicludo. La presenza poi di varie superfici a diversa giacitura non favorisce un'unica direzione di drenaggio, si suppone pertanto che il deflusso sia favorito verso SE nella parte settentrionale e verso S-SO più a meridione.

In questo gruppo sono state individuate una cinquantina di sorgenti distribuite in linea di massima nelle aree periferiche. Gran parte di esse, le più piccole, sono poste alla base dei pendii occidentali, dove vi sono ampi affioramenti della Formazione di Werfen. Per quanto riguarda le portate, le maggiori sorgenti sembrano localizzate sul lato orientale, alla base della zona rocciosa superiore, dove per la presenza del sovrascorrimento, di un piano impermeabile soprastante che fa da tetto e di strati a reggipoggio favoriscono la risalita dell'acqua. Nel punto in cui il piano impermeabile di tetto risulta maggiormente eroso, si hanno le maggiori emergenze, quali le sorgenti dei torrenti Maè, Grava e Moiazza. Sul versante occidentale le maggiori sorgenti sono in Val Corpassa.

3.2.3. - Tamer - San Sebastiano

È una fascia montuosa che collega la Val Cordevole alla Val di Zoldo nella quale sono incluse aree paesaggisticamente e geologicamente molto diverse tra loro, in quanto l'area si trova a cavallo della Linea della Valsugana. Nell'area meridionale, caratterizzata da ripidi versanti meridionali con scarsa vegetazione e pendii meno acclivi ma boscosi a nord, affiorano rocce carbonatiche tardo triassiche e giurassiche. In quest'area vi sono un paio di sorgenti ed un paio di punti di intercettazione della falda da parte di una galleria ENEL. Nell'area centrale, che comprende grossomodo il bacino del Torrente Missiaga, vi è una zona ad impluvio boscosa, caratterizzata anche da vallecole incise negli abbondanti accumuli di frana, che possono rappresentare consistenti acquiferi porosi. Il substrato roccioso comprende le formazioni sedimentarie più antiche della serie e del Trias medio in facies di bacino e caratterizzate da una prevalente composizione clastica fine (siltiti, argilliti), con intercalati secondari e discontinui corpi carbonatici ed arenacei. Quest'ultime litologie possono costituire acquiferi per fratturazione e carsismo. È probabile che alcune sorgenti con portate di una ventina di litri al secondo drenino la falda presente nell'acquifero detritico, alimentato anche dagli accumuli nivali presenti nei sovrastanti canali.

Tutta l'area posta nella metà a nordest (San Sebastiano, Tamer, Castello di Moschesin) presenta dei crinali rocciosi che scendono verso la Val di Zoldo, separati da circhi glaciali coperti da falde detritiche e boschi. Proprio in corrispondenza di coperture detritiche si riscontrano varie sorgenti tra queste la sorgente "Malisia", generatasi al contatto con i depositi morenici, presenta una consistente portata, pari ad un centinaio di litri al secondo nel periodo estivo, con un possibile bacino

di circa 4 km² costituito dai due circhi glaciali principali. Dato il relativo esiguo volume del massiccio dolomitico e la sua acclività, è ipotizzabile che l'acquifero sia in realtà rappresentato dagli accumuli detritici, che per l'esposizione verso settentrione favoriscono il lento scioglimento nivale.

3.2.4. - Agner - Croda Granda

La parte sud-orientale di tale massiccio presenta pendii boscosi che arrivano fino a quote di circa 1.700 metri e con alcune valli principali a cui afferiscono affluenti di sviluppo limitato, è caratterizzata da un'idrografia superficiale legata agli affioramenti delle rocce metamorfiche del Basamento e della soprastante serie tardo paleozoica e del Trias inferiore caratterizzate da rocce scarsamente permeabili. Altri accumuli significativi sono detriti morenici ed eluviali che unitamente ai corpi di frana costituiscono scarsi acquiferi superficiali. Includendo anche le emergenze dal Basamento vi sono circa 45 sorgenti con portate da pochi decilitri a pochi litri al secondo.

3.3. - PROVINCIA PREALPINA

È caratterizzata dagli affioramenti di rocce dal Trias superiore al Cretaceo superiore. Le litologie prevalenti carbonatiche, presenti in particolare nelle parti superiori dei crinali, e la bassa acclività favoriscono aree a prevalente infiltrazione con drenaggio carsico. Il fatto poi, che molti di questi rilievi siano prospicienti la pianura, con acquiferi radicati sotto l'attuale livello di base idrografico, giustifica che il drenaggio attuale negli stessi sia il risultato di episodi evolutivi comprendenti anche le antiche regressioni marine con quote di base molto inferiori alle attuali.

3.3.1. - Monti del Sole

Aspro massiccio montuoso prettamente roccioso, caratterizzato ad ovest ed est dalle profonde valli dei torrenti Mis e Cordevole, mentre a nord digrada sulle pendici meridionali del monte Armarolo e verso sud nel Vallone Bellunese. Caratterizzato da elevata acclività dei versanti che favorisce il ruscellamento superficiale, evidente in numerose cascate, per lo più in seguito a particolari eventi piovosi. Le profonde valli inoltre favoriscono l'accumulo ed il lento scioglimento di ammassi valanghivi, che alimentano l'idrografia superficiale fino ad estate inoltrata. Le zone poco acclivi che consentono l'infiltrazione e l'accumulo in serbatoi rocciosi di consistenti dimensioni risultano molto limitate (Circhi glaciali del Contron e dalla Mugheta sul Piz di Mezzodi, e l'altipiano La Palazza-Monte Alto-Coraie). Nel territorio sono presenti tante modeste sorgenti, soprattutto sul versante verso la Val del Mis, che risulta lievemente meno acclive.

3.3.2. - Schiara

Gruppo montuoso roccioso ed acclive con valli molto incise e ampie originate dall'azione erosiva dei ghiacciai. In quest'area vi sono una trentina di sorgenti, principalmente localizzate entro le profonde valli e alla base del versante meridionale. Le più importanti sono proprio in queste valli e spesso ubicate sulle pareti delle forre. Tra queste da segnalare la sorgente “Val Vescovà” che ora è captata mediante l'intercettazione della galleria naturale, alcuni metri entro la parete. Presenta una portata che si aggira sui 100 l/s. Alcune sorgenti significative si ritrovano entro la Val de Piero e suoi affluenti e in Val Greva ove si ha un importante punto emergenza con portata di alcune decine di litri al secondo. Alla base della parete meridionale della Schiara vi è poi un considerevole numero di piccole sorgenti entro spazi limitati, alcune con emergenza dal detrito, altre dalla roccia.

3.3.3. - Pelf - Serva

È la continuazione orientale del gruppo della Schiara presenta alcune profonde valli, di cui la principale presenta un'ampia conca in alto (Pian di Caiada). Nell'area sono presenti una trentina di sorgenti principalmente localizzate nelle valli e/o in corrispondenza di grossi accumuli di frana che ne costituiscono l'aquifero. Nella valle del Desedan si rilevano sorgenti con portate elevate (dalle decine di litri al secondo alle centinaia di litri al secondo) tra queste si evidenzia la sorgente della “Val di Piero” (gruppo montuoso Schiara) caratterizzata da una portata media annua di 400 l/s ed un'infiltrazione efficace di 900-1.000 mm annui con un bacino d'alimentazione di circa 12-14 km². Alle pendici settentrionali del Monte Pelf, dove gli strati hanno giacitura a franapoggio, vi è la sorgente “Grotta Guernica”, una cavità con andamento ascendente impostata lungo giunti di strato e caratterizzata da sifoni sospesi. In magra ha una portata di pochi litri al secondo, ma durante gli eventi di piena scarica molte decine di litri al secondo.

3.3.4. - Talvena

È la zona più interna del massiccio compreso tra le valli del Cordevole, Maè e Piave. Importante la presenza di un numero rilevante di circhi glaciali. La zona di infiltrazione è ubicata nella parte meridionale del massiccio con direzione di deflusso verso ovest. Le due sorgenti principali di questo settore sono localizzate in Val Cordevole a nord della confluenza della Val Vescovà e nei pressi della confluenza della Val del Canton dei Pezzi. La prima (“La Pissa-Grotta Sara”), è una sorgente temporanea, associata ad una cavità carsica in prossimità della linea tettonica verticale della Val Pegolera probabile via preferenziale di drenaggio, la seconda sorgente è una grossa sorgente perenne localizzata in destra Val del Canton dei Pezzi, in corrispondenza dell'affioramento di un piano di faglia inclinato

a nordovest e di fratture verticali con simile direzione. La portata media, di alcune centinaia di l/s è indice di un ampio bacino d'alimentazione. Localmente, dal pendio SSE del Monte Talvena presso Pian Fontana, il contatto tettonico Scaglia Rossa-Calcare del Vajont presenta un esteso fronte sorgivo di portata non trascurabile. È probabile che questo punto d'emergenza drena le infiltrazioni della parte meridionale del sovrastante circo glaciale Van de Zità de Fora.

3.3.5. - *Pramper - Mezzodi*

Gruppo montuoso da un alto crinale sottile e frastagliato a direzione nord-sud poggiate su un basamento più dolce e massiccio fortemente inciso da profonde valli soprattutto nella sua parte orientale. Caratterizzato dalla presenza di un orizzonte di acquicludo ubicato in corrispondenza dei livelli della Formazione di San Cassiano e dei sovrastanti strati della Formazione di Travenanzes, di elevato contenuto marnoso. In tale massiccio si rileva la presenza di un discreto numero di sorgenti di modesta portata localizzate nei pressi di Prà della Vedova o in testata alla Valle Costa dei Nass in corrispondenza degli affioramenti delle litologie impermeabili (Strati di La Valle, Formazione di S. Cassiano, Formazione di Travenanzes) sui quali poggiano i detriti di falda alla base delle pareti dolomitiche. Tra queste sorgenti si rileva però anche la presenza di almeno due emergenze che pur essendo ubicate su detrito (Val Pramperet) si ritiene siano caratterizzate da un'alimentazione più profonda, forse di tipo carsico. Nella bassa Val Pramper, presso un paleoalveo vi è la fuoriuscita da due sorgenti di circa 40 l/s che forse sono in relazione con perdite del torrente.

3.3.6. - *Bosconero*

Il gruppo montuoso è costituito da due crinali rocciosi principali poggianti su pendii impervi boscati a volte caratterizzati da falde detritiche ancor attive. Alla base delle pareti dolomitiche affiorano le poco permeabili Formazione di Travenanzes (localmente però gessifera) e San Cassiano che creano il livello di base dell'acquifero. La generale immersione a nord favorisce il drenaggio verso settentrione. Nell'area vi sono segnalate una ventina di sorgenti. Tra queste la sorgente "Coppedello", che con 50 l/s fuoriesce dalle unità calcaree del Calcare di Soccher. Il probabile bacino forse include il versante soprastante fino alla cresta principale, ma non è da escludere che la vicina faglia verticale ad andamento meridiano possa drenare acqua da una zona più ampia, ma meno elevata. Da evidenziare inoltre che lo scavo del tunnel di derivazione idroelettrica che trafora da ovest ad est il gruppo montuoso ha intercettato, in corrispondenza di Forcella Busnich, una zona di faglia con venute d'acqua di circa 150 l/s che sono ora captate dalla sorgente "Gardona".

4. - CAVE E MINIERE (A. Galuppo, A. Riva)

L'attività estrattiva presente nell'area del Foglio è abbastanza eterogenea e presenta una storia che inizia fin dall'età romana.

4.1. - CAVE

L'attività estrattiva legata a cave è abbastanza ben distribuita ed è rappresentata sia da materiali inerti che da pietre ornamentali.

In prossimità della sella di Forcella Franche, in Comune di Rivamonte Agordino (BL), è presente una cava utilizzata per l'estrazione di materiale detritico di natura dolomitica con pezzatura prevalente variabile da ghiaia a limo e con presenza di clasti di dimensioni da decimetriche a metriche. La coltre detritica risulta formata sia per gravità che per frane da crollo dalle sovrastanti pendici rocciose, nonché da fenomeni di *debris flow*, per la presenza in zona sovrastante di alcuni canalini di scarico di materiale. Il materiale estratto di pezzatura ridotta e con percentuale elevata di matrice fine viene impiegato preferibilmente come sottofondo stradale per le strade bianche non asfaltate.

Una seconda cava di materiale detritico situata lungo la strada per passo Forcella Cibiana in Comune di Val di Zoldo interessa parte di un esteso accumulo caotico (macereto) di antica frana di trasporto glaciale (marocca), costituito da materiale di natura carbonatica a pezzatura eterogenea, con presenza elevata di blocchi e massi immersi in matrice fine utilizzati prevalentemente per la realizzazione di opere di difesa spondale.

Nel settore di Castellavazzo, l'attività estrattiva ha riguardato storicamente delle pietre ornamentali, con cave abbandonate (almeno una ventina) presenti in tutta la parte bassa del territorio comunale, tra Castellavazzo, Podenzoi e Codisago. Questa veniva chiamata Pietra (o "Marmo") di Castellavazzo e tradizionalmente veniva estratta strato per strato, con applicazioni specifiche per ciascuno di essi: lo spessore totale dell'intervallo commerciabile si aggira sui dieci metri ed è localizzato nella parte alta della Formazione di Soccher. L'unica cava attiva si trova attualmente in località Marsor, in cui gli strati sono disposti a franapoggio. Il materiale prodotto viene commercializzato come blocchi con il nome commerciale di "Rosso Castellavazzo" e viene impiegato sia come pietra lucidata nelle pavimentazioni e arredamenti interni, che come pietra grezza per esterni.

Sempre nel settore di Castellavazzo, ma in sinistra Piave, è presente un'ampia cava in sotterraneo di marna grigia (Scaglia Rossa), chiamata "Cava di Cepe"; tale cava forniva la materia prima per il cementificio di Castellavazzo ed il trasporto veniva effettuato mediante teleferica

4.2. - MINIERE

Le attività estrattive di tipo minerario sono ormai dismesse da tempo e possiamo suddividerle grossolanamente in tre macroaree, due al tetto e una al letto della Linea della Valsugana: Valle Imperina, Zoldano con Valle Inferna e Cibiana.

Il complesso minerario più importante è certamente quello di Valle Imperina, vicino Agordo, sfruttato certamente fin dal Medioevo (ARDUINO, 1786; CORNIANI DEGLI ALGAROTTI, 1823) e che ha contribuito alla produzione dei primi studi geologici nell'area dolomitica. Le prime documentazioni certe risalgono al periodo della Repubblica di Venezia, quindi fu sfruttata in epoca austro-ungarica ed infine chiusa nel 1962 (Fig. 111). Il corpo mineralizzato è costituito da pirite, calcopirite, galena argentifera, blenda, arsenopirite, antimonite, cassiterite, quarzo, ankerite (TORNUQUIST, 1933) incassato nelle metavulcaniti paleozoiche del basamento cristallino sudalpino e la messa in posto è antecedente l'orogenesi varisca (NIMIS *et alii*, 2012). Le dimensioni del corpo mineralizzato stratiforme si aggira sui 550 x 200 m, con una potenza di 35 m (CASTALDO & STAMPANONI, 1975) e venne sfruttato inizialmente per l'estrazione di rame ed argento, quindi, a partire dal 1893, per la produzione di acido solforico.

Il settore relativo allo Zoldano (Dont e Brusadaz) e Valle Inferna, sul Monte Rite, è caratterizzato da mineralizzazioni a Zn e Pb di tipo MVT con subordinata barite e associata dolomitizzazione idrotermale. Queste miniere minori vennero sfruttate prevalentemente durante la Serenissima (Fig. 112) fino a metà del XIX secolo (FRIZZO *et alii*, 1999) ed un tentativo di testarne l'economicità, avvenuto negli anni '40, fallì miseramente. Si tratta di piccoli accumuli di galena argentifera, blenda, pirite, calcopirite e baritina concentrato in vene o masserelle, solitamente immersi in una matrice dolomitica sovente brecciata. Sul Monte Rite è possibile riconoscere anche del carsismo ipogenetico associato alla messa in posto dei minerali, evidenziato dalla presenza di cavità carsiche mineralizzate. La mineralizzazione sarebbe avvenuta durante il Ladinico, legato a migrazione di brine ricche di metalli (ASSERETO *et alii*, 1977; BRUSCA *et alii*, 2010).

A letto della Linea della Valsugana è presente il distretto minerario a siderite di Carsiè e Ronzei, nei pressi di Cibiana di Cadore: si tratta di mineralizzazioni tardive, talora associate a gesso e anidrite, incassate nella Formazione di Heiligkreuz. Il valore di queste miniere, abbandonate da lungo tempo, è storico, in quanto il ferro estratto diede il là nel periodo veneziano alla produzione di chiavi nel paese di Cibiana, attività presente a tutt'oggi.

4.3. - ATTIVITÀ DI RICERCA DI IDROCARBURI

A partire dagli anni 50, le Alpi Meridionali furono oggetto di interesse per la ricerca ad idrocarburi; la parte meridionale del Foglio Longarone non fece eccezione e vennero acquisite linee sismiche a riflessione e fu decisa la perforazione di un pozzo, il Belluno 1.

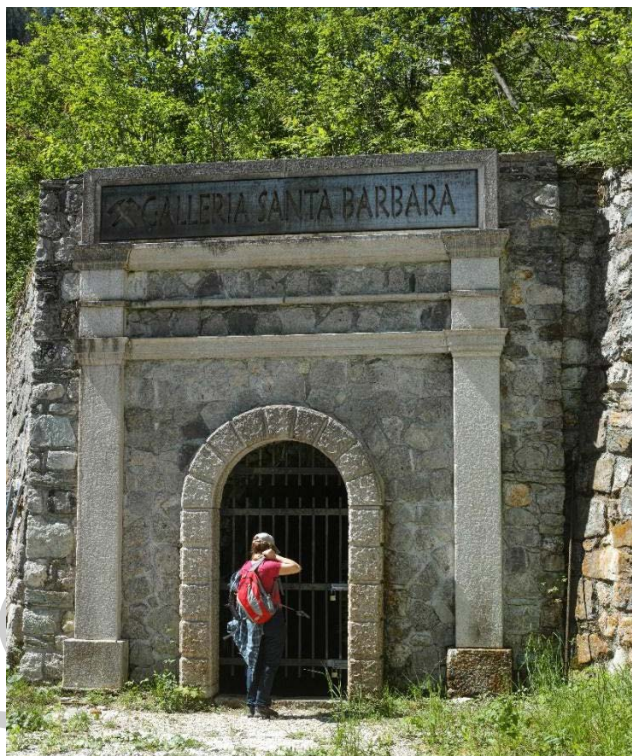


Fig. 111 - L'ingresso della Galleria Santa Barbara del complesso minerario di Valle Imperina.



Fig. 112 - Iscrizioni presenti sulla parete dello "Stol de la Nef" in Valle Inferna, indicanti la data del 1559 e del 1692, relativi al periodo di attività mineraria.

Il pozzo Belluno 1 venne perforato nel 1960 da AGIP, vicino allo sbocco della Val Gallina sulla Valle del Piave, in corrispondenza del nucleo dell'Anticlinale del Pelf per la ricerca di idrocarburi, con una profondità totale di 2613.7 m. Il pozzo risultò sterile, ma consentì di individuare due raddoppi tettonici, uno legato direttamente alla Linea di Belluno (MARTINIS, 1966), sovrapponendo il Calcere del Vajont alla Formazione di Fonzaso. Un'altra peculiarità del pozzo è rappresentata dallo spessore notevole della Dolomia Principale, incontrata fino a 1725 m MD e verosimilmente coinvolta in un raddoppio tettonico non identificato dal pozzo.

L'attività di ricerca ad idrocarburi riprese forza negli anni '80 fino a metà degli anni '90, utilizzando anche le nuove teorie sull'esplorazione in *thrust belts*, ma senza esito.

5. - BANCA DATI GEOLOGICA (B. MONOPOLI)

La creazione di una Banca Dati Geologica digitale (BD) alla scala 1.25.000 è parte integrante del Progetto CARG per la realizzazione e l'aggiornamento della cartografia geologica del territorio nazionale alla scala 1:50.000. La Banca Dati Geologica, intesa come un database spaziale con una componente alfanumerica descrittiva, è uno strumento fondamentale per l'organizzazione e la gestione dinamica di tutte le informazioni di interesse (esistenti o prodotte in futuro), facilitando in modo decisivo sia l'attività di analisi che la creazione di cartografia tematica. La progettazione e la struttura della Banca Dati è stata curata da ISPRA (SGN), mentre la sua realizzazione è demandata ai soggetti responsabili dei fogli (Regioni, Province Autonome, Università, ecc.). Il Servizio Geologico Nazionale ha pubblicato le Linee Guida per la realizzazione della BD nell'ambito dei Quaderni, in particolare il Quaderno serie III, n.6 e successivi aggiornamenti. In esso sono indicati gli strati informativi in cui vengono organizzate le geo-informazioni, completi delle indicazioni spaziali, ovvero dell'elemento geometrico (vettoriale) che rappresenta le features, nonché il contenuto alfanumerico descrittivo associato all'elemento.

Il flusso di lavoro può essere sintetizzato come segue:

- creazione del database geologico alla scala 1:10.000, partendo dagli originali d'autore secondo specifiche della Regione;
- realizzazione della BD geologica alla scala 1.25.000 secondo specifiche ISPRA, attraverso processi di generalizzazione, sia automatici che manuali, normalizzazione e transcodifica della BD al 1:10.000, cercando di mantenere il più alto contenuto informativo possibile in funzione della scala di rappresentazione e della struttura della BD di progetto.

Dalla BD geologica alla scala 1:25.000 sono state poi realizzate le primitive geometriche per l'allestimento alla stampa del campo carta alla scala 1:50.000 attraverso i seguenti passaggi:

- Acquisizione ed elaborazione della base topografica IGM alla scala 1:50.000 in formato raster;
- Generalizzazione della BD alla scala 1:25.000, cercando di mantenere inalterato il contenuto informativo del Foglio.

La BD e l'allestimento cartografico per la stampa del Foglio 046-Longarone sono stati realizzati da LTS - Land Technology & Services S.r.L. con il coordinamento e sotto la responsabilità dell'Università di Ferrara e della Regione Veneto.

Come prodotto associato alla BD geologica nazionale, la Regione Veneto ha realizzato anche una propria banca dati geologica, alla scala 1:10.000, su base topografica regionale. L'obiettivo è quello di pubblicare tale *dataset* su piattaforma WEB, rendendo in questo modo disponibile quanto realizzato fino ad ora e ponendo le basi per la gestione integrata e dinamica dei dati geologici regionali.

PROGETTO

CARG

VIII - ABSTRACT

The territory covered by the Sheet 046 – Longarone of the 1:50.000 Geologic Map of Italy basically consists of mountainous land, split into the catchment basins of the Piave River and of its tributary rivers (among which the Cordevole and Maè streams). Geographically, the mapped area mainly belongs to the Southeastern Alps, and particularly to the Dolomites, while only a small portion falls into the Carnian Prealps (e.g., M. Duranno and Col Nudo-M. Cavallo groups). Geologically, the mapped area entirely belongs to the Southern Alps domain. This is marked by lack of alpine metamorphism and is characterized by a fold-and-thrust, polyphase deformative structure, with major overthrusts verging south-eastward and south-westward. The main deformative feature in the sheet is given by a complex set of high-angle, transcurrent and/or reverse fault planes, and overthrusts, named as Valsugana Fault System, separating the Dolomites sector to northwest from the remaining eastern Southern Alps. Due to a crustal-scale pop-up structure, the northern successions are relatively less-deformed, and the Hercynian metamorphic basement crops out in the nearby of the Agordo village: it mainly consists of phyllites, metapelites and metapsammites, with intercalations of acid metavolcanites and also mylonites occurring in the main shear zones (on the whole, composing the Agordo-Cereda Metamorphic Core). The age of the protoliths spans from the Cambrian to the Silurian period. The sedimentary cover is marked at the base by a sharp unconformity on the metamorphic basement. The first deposits are Upper Permian continental sandstones and siltites (Val Gardena Sandstones), that gradually pass upward to marginal marine facies consisting of pelite and evaporite alternations, grading to dark lagoon limestones (Bellerophon Formation). The Lower Triassic is essentially represented by shallow marine to peritidal facies, with prevailing siliciclastic sediments organized in different transgressive-regressive cycles (Werfen Fm.), while the transition to Middle Triassic is dominated by peritidal carbonates (Lower Serla Dolomite) representing the onset of a

low-angle, wide carbonate ramp on the whole area. The Anisian cover is marked by an extreme vertical and lateral variability, originated by the superimposing of an articulated paleogeography related to different pulses of sin-sedimentary tectonics, and to the evolution of depositional systems in response to relative sea-level oscillations: at least three transgressive-regressive cycles, with transition from alluvial to marginal marine (Piz da Peres, Voltago, Richthofen conglomerates and Morbiac Formation) and carbonate platform facies (Monte Rite, Upper Serla and Contrin formations), could develop on paleo-topographic highs, while basinal sedimentation persisted on down-lifted areas (Collalto, Dont, Bivera and Ambata formations). Likewise, the overlying Upper Anisian to Lower Carnian succession shows a high lateral and vertical variability, since it is strictly connected with the local nucleation and evolution of high-relief carbonate platform systems: by the latest Anisian, microbial buildups nucleated and elevated up to 800 meters on the surrounding basins, in cases merging each other and forming relatively large platforms, eventually laterally prograding for few kilometres (Sciliar Formation). At the same time, in basinal areas a thick succession of carbonate, terrigenous and volcanoclastic sediments accumulated (Buchenstein Formation, Zoppè Sandstones, Acquafredda and Fernazza formations). Effects of the Late Ladinian tectono-volcanic event affecting the Western Dolomites mainly occurred in the western part of the mapped area, where intra-platform depressions and partial collapses of slopes were formed. A similar paleogeographic framework persisted also in the early Carnian, but with carbonate platforms (Cassian Dolomites) prograding on basins that were progressively filling, with great accumulation of volcanoclastic and mixed terrigenous-carbonate deposits (Wengen and San Cassiano formations). During the early Carnian, an important change in environmental conditions (Carnian Pluvial Episode) led to a temporal reassessment of the carbonate production, disadvantaging reef builders, and to a sudden increase of siliciclastic input in the basin (Heiligkreuz Formation). This resulted in an almost flattened pale-topography in the whole region, that constituted the base for the development of a new, large-scale depositional system set after a regional sea-level fall: alluvial to evaporitic and marginal marine facies associations developed in the Late Carnian (Travenanzes Fm.), gradually passing upward to peritidal cycles of dolostones, representing sedimentation in the inner part of a large epicontinental carbonate platform (Dolomia Principale). The thickness of the carbonate succession related to the Upper Carnian to Rhaetian interval exceeds in places 1000 metres.

In the Dolomites and in the area south to the Valsugana Fault System but west to a NNW-SSE alignment crossing near M. Coro, the Lower Jurassic is mainly characterized by a thick succession of platform limestones (Calcarei Grigi Group), subdivided in a lower portion organized in peritidal to subtidal cycles, and an upper portion characterized by oolitic limestones. In the remaining part of the mapped area, the platform evolution is instead marked by a premature fragmentation and drowning, strictly connected with the creation of the Belluno Basin and the opening of the Alpine Tethys: basinal limestones (Soverzene Fm.) were deposited on Upper Triassic platform deposits, often presenting intercalations of calcarenite-

tes shed from the nearby (westward) active platform and of breccia layers from instable slopes. Pelagic sedimentation persisted in the basin during the Toarcian-Bajocian time span, originating also black shale levels (Igne Formation). Since the late Middle Jurassic, the whole platform occupying the western part of the mapped area was progressively covered by high-energy facies related to a pelagic plateau setting (Fanes Piccola Encrinite), while in the Belluno Basin a large calciturbiditic lobe aggraded resedimenting material from shallow environments persisting in the eastern Friuli Platform (Vajont Limestone).

The depositional environment was definitively uniformed on the whole area covered by the sheet during the Late Jurassic, when pelagic limestones deposited almost everywhere (Fonzaso Formation and Rosso Ammonitico Veronese). The overlying Cretaceous succession is again characterized by pelagic units (Maiolica), but shedding from the nearby active Friuli Carbonate Platform significantly increased its thickness and the amount of carbonate sediment (Soccher formation) in the eastern part of the mapped area. The younger unit occurring in the sheet (Scaglia Rossa) represents flysch sedimentation in the basin, related to increased terrigenous input from areas uplifted during the early stages of Alpine orogenesis, and decreased input from the almost drowned Friuli Platform.

The Quaternary cover in the whole mapped area consists of continental deposits, middle Pleistocene to Holocene in age. A significant part of these deposits has been originated during the Last Glacial Maximum (LGM) and the following withdrawal stage: they are hierarchized in different unconformity-bounded stratigraphic units belonging to the main synthem of the Piave River (PVI). The pre-LGM deposits form a small percentage of the Quaternary cover and are grouped in the Cadola Super-synthem, while another important part is represented by post-glacial deposits (PTG), both related to alluvial and mass-flow processes. Fluvial terraces along the Cordevole and Piave valleys are well developed. Also, some lacustrine deposits are present (Agordo). In the north-western part of the sheet, some deposits have been related to the Little Ice Age (Amola Sub-synthem).

The mapped territory is also characterized by a relevant number of landslide processes and by some deep-seated gravitational slope deformations. Among the major landslides, the one that originated the Alleghe lake, the more recent Pontesei landslide and the catastrophic Vajont landslide must be mentioned.

Some of the massifs occurring in the Sheet 046 - Longarone are part of the component sites (1,3 and 4) of the serial property Dolomiti UNESCO, listed as part of the World Natural Heritage since 2009, for natural criteria VII and VIII (natural beauty and geology).

PROGETTO

CARG

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT SYSTEM

POSTGLACIAL ALPINE SYNTHEM (PTG)

Planar or cross-bedded sandy-silty gravels with blocks and layer or lens intercalations of sands (alluvial deposits). Silts, clays and peats, sometimes with sandstone intercalations (swamp deposits). Silts and clays with sandy intercalations (lacustrine deposits). Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons, in cases with poor-sorted gravel and sandstone intercalations (debris-flow and/or mixed deposits). Gravel and blocks with a partly- to poorly-packed texture, with locally-sourced angular clasts (slope and crionival debris), sometimes with very large blocks (slope debris with large blocks). Massive, grain- and matrix-supported *diamictons*, gravels and heterometric, sometimes very large in size, blocks (gravity-driven deposits). Massive diamictum with large blocks (*rock glaciers*). Massive sandy silts with a variable amount of gravel (colluvial deposits). Travertine. Reworked gravels and fine sediments (anthropic deposits). The upper boundary corresponds to the topographic surface. Unconformable lower boundary with PTG₁. Thickness: 0-200 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.- HOLOCENE

Amola Subsynthem (PTG₁)

Massive, grain- or matrix-supported diamictons (ablation and undifferentiated till). Deposits characterized by lacking or centimeter- thick soil.

Lower boundary: unconformable on PTG or on PVI₇ or on PVI₈; the upper boundary is unconformable with PTG or corresponds to the topographic surface. Thickness: 0-30 m.

UPPER HOLOCENE P.P. (1500- 1860 AD ca.)

Pragrande Subsynthem (PTG₅)

Planar or cross-bedded gravels and sandy gravels with layer or lens of sandy intercalations (alluvial deposits). Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons, in cases with poor-sorted gravel and sandstone intercalations, sometimes with locally-sourced angular clasts (debris-flow and/or mixed deposits). Clays, sandy silts, silty sands and coarse sands (lacustrine deposits). Deposits characterized by lacking or centimeter- thick soil.

Lower boundary: unconformable on PTG or not exposed; the upper boundary corresponds to the topographic surface. Thickness: 15-60 m.

MIDDLE HOLOCENE

Ponte nelle Alpi Subsynthem (PTG₄)

Planar or cross-bedded gravels and sandy gravels with planar or lenticular intercalations of sands, with discontinuous and disomogeneous, from poor to very well, cementation (alluvial deposits). Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons or with poor-sorted gravel and sandstone intercalations, sometimes with locally-sourced angular clasts (debris-flow and/or mixed deposits). Deposits characterized by lacking or centimeter- thick soil.

Lower boundary: not outcropping; the upper boundary is with PTG or corresponds to the topographic surface. Thickness: 20-70 m.

LOWER HOLOCENE P.P.

PIAVE GLACIAL CATCHMENT**PIAVE SYNTHEM (PVI)**

It includes the units connected with the last glacial maximum and its withdrawal phases.

Matrix- and/or clasts- supported diamicton, from slightly thickened to thickened (undifferentiated and ablation till). Massive diamicton, matrix supported, with heterometric clasts with rounded edges, sometimes striated and “iron”, from thickened to very thickened (lodgment till). Stratified sandy gravels, with silty sand levels, sandy or clayey silts, sometimes laminated, rarely cemented (glacial contact deposits). Lower boundary buried or erosive on rocky substrate; upper boundary coinciding with the topographic surface or unconformable with PVI₁, PVI₇, PVI₈, PVI₉, PVI₁₀, PVI₁₁ and PTG. Thickness: from a few meters to a few tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Local units, linked to the advancing stages of the “late glacial”

Cancia Subsynthem (PVI₁)

Massive, clast-supported and/or matrix-supported diamicton, sometimes with intercalations of gravel or poorly sorted sand (debris flow or mixed provenance deposits). Bedded sandy gravels with intercalations of silty sand, sandy or clayey silt, the latter sometimes laminated (glacial-contact deposits). Lower boundary erosive on the rocky surface or unconformable on PVI or not outcropping. Upper boundary coinciding with the topographic surface or unconformable with PTG. Maximum thickness of a few tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Maè subsynthem (PVI₇)

Matrix-supported and/or clast-supported diamicton, with clasts of local origin, slightly thickened to thickened (undifferentiated and ablation till). Massive, matrix-supported diamicton, with heterometric clasts of local origin with rounded edges, sometimes striated and iron-shaped, from thickened to

very thickened (lodgment till). Sandy gravels with blocks, with horizontal or crossed bedding, with interspersing of levels or lenses of sand (fluvioglacial deposits), clays, sandy silts, silty sands and coarse grained sands (lacustrine deposits). Massive diamictons clast- and matrix-supported, with gravel and heterometric blocks, including large ones (landslide deposits). Lower erosive boundary on bedrock or unconformable with PVI or not outcropping; upper boundary coinciding with the topographic surface or unconformable with PTG. Maximum thickness of a few tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Cordevole subsynthem (PVI₈)

Matrix-supported and/or clast-supported diamicton, with clasts of local origin, slightly thickened to thickened (undifferentiated and ablation till). Lower erosive boundary on bedrock or unconformable on PVI or not outcropping; upper boundary coinciding with the topographic surface or unconformable with PTG. Maximum thickness of a few tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Caiada subsynthem (PVI₁₀)

Matrix-supported and/or clast-supported diamicton, with clasts of local origin, slightly thickened to thickened (undifferentiated and ablation till). Lower erosive boundary on bedrock or unconformable on PVI or not outcropping; upper boundary coinciding with the topographic surface or unconformable with PTG. Maximum thickness of a few tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Vajont subsynthem (PVI₁₁)

Matrix-supported and/or clast-supported diamicton, with clasts of local origin, slightly thickened to thickened (undifferentiated and ablation till). Lower erosive boundary on rocky substratum or non-outcropping; upper boundary coinciding with the topographic surface or unconformable with PTG. Maximum thickness of a few tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Local units, linked to the deglaciation phases that precede the advancing phases of the “late glacial”

Frassené subsynthem (PVI₉)

Stratified sandy gravels, with layers of silty sands, sandy or clayey silts, sometimes laminated, rarely cemented (glacial contact deposits). Lower boundary buried or erosive on PVI or bedrock; upper limit coinciding with the topographic surface or unconformable with PTG. Maximum thickness of a few tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

CADOLA SUPERSYNTHEM (DC)*Including units deposited before Last Glacial Maximum*

Massive or embriacated, grain-supported breccias with sub-angular to sub-rounded clasts of local origin, with intercalations of cemented sand. Cementation is pervasive, mild to very good in places (debris flow deposits). Massive, clast-supported gravel with sub-rounded to rounded, etherogeneous clasts, with a good pervasive cementation (alluvial deposits). Lower boundary on bedrock or not outcropping; upper boundary unconformable with PVI or PTG. Thickness: few tens of meters.

*MIDDLE TO UPPER PLEISTOCENE P.P.**Local units deposited before the Last Glacial Maximum***CREP DI PECOL GROUP (RP)**

Grain-supported to matrix-supported breccias, with angular to sub-rounded clasts (slope debris). Poorly sorted, grain-supported breccias, with sub-angular to subrounded clasts; grainsize ranging from gravel to large block (lanslide deposits). Pervasive cementation is very good. Lower boundary on bedrock or not outcropping. Upper boundary with PVI or with the topographic surface. Thickness: 10-30 meters.

*MIDDLE TO UPPER PLEISTOCENE P.P.***PERMO-MESOZOIC SUCCESSION****SCAGLIA ROSSA (SAA)**

Red marly limestones, light-gray calcarenites and rudist-fragment bearing bio-calcarenites, marls and pelites. Slumpings are common. Fossils: planktonic foraminifers (*Gansserina gansseri* and *Siderolites*). Lower boundary: sharp on MAI and on SOC. Thickness: 100 m.

*CAMPANIAN-MAASTRICHTIAN P.P.***SOCCHER FORMATION (SOC)**

Calcarenites (sometimes coarse-grained), green and red occasionally nodular marls and marly limestones; white and hazel limestones, sometimes occurring with facies similar to the Scaglia Variegata Alpina (VAA). Going upward, interbeds and alternations of bioturbed dark grey marls and nodular limestones similar to Ammonitico Rosso (Castellavazzo Marble) are recognizable. Fossils: aptychi, calpionellids and nannoconids. Lower boundary: short transitional to ARV₃ and lateral to MAI. Thickness: 200- 300 m.

*UPPER TITHONIAN. P.P.-CAMPANIAN P.P.***MAIOLICA (MAI)**

Well-bedded, white and grey cherty micrites, with rare intercalations of graded biocalcarenites, green and red, sometimes nodular, marls and marly lime-

stones; white limestones. Fossils: aptychi, calpionellids and nannoconids. Lower boundary: short transitional to ARV₃. Thickness: 200 m.
UPPER TITHONIAN P.P.-BARREMIAN P.P.

ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)

Upper Member (ARV₃): grey, greenish, occasionally pink micritic, slightly marly limestones, rich in ammonoid internal moulds; lumachelle-limestones with *Saccocoma* occur at the base. Lower boundary: para-concordant and sharp on FOZ. Thickness: 0- 20 m. At the base Fonzaso Limestone (FOZ, not differentiated in map): green and red micritic and cherty limestones with radiolarians, forming thin tabular beds; in the south-eastern area of the Sheet, intercalations of graded biocalcarenes occur. Lower boundary: sharp on OOV. Thickness: 20- 50 m.

BATHONIAN P.P.-LOWER TITHONIAN P.P.

VAJONT LIMESTONE (OOV)

Withish and/or hazel calcarenites with oolites and bioclasts, forming thick, occasionally amalgamated beds alternated to greyish micrites organized in beds which thickness varies from thin to medium. Lower boundary: short transitional, sometimes erosional on IGN, locally overlapping on CG and FAS. Thickness: 0- 450 m

BAJOCIAN-BATHONIAN P.P.

IGNE FORMATION (IGN)

Marls and grey marly limestones; laminated organic brown shales; red and green pelagic lamellibranchs-bearing nodular limestones occurring with facies similar to Ammonitico Rosso. Several intra-formation erosional surfaces. IGNa: Red and yellowish, sometimes cherty biocalcarenes and encrinites forming very regular beds (*Calcarenite della Val degli Erbandoli Auct.*). Lower boundary: sharp on SOV. Thickness: 0- 150 m.

PLIENSBACHIAN P.P.-AALENIAN.

SOVERZENE FORMATION (SOV)

Dolostones and well bedded grey cherty micritic, sometimes bituminous, limestones with conchoidal fracture and rare pelagic lamellibranchs, sponge spicules and radiolarians; bioturbation is present. Chaotic masses of breccias constituted by angular clasts of cherty limestone within a dolomicritic matrix ("brece del Pelf" *Auct.*) occur. In Monte Schiara area there is a litofacies with dolostones and hazel-grey well-bedded limestones and chaotic masses of breccias; in the basal part light-colored doloarenites with evidence of current-related features (SOV_a: *Dolomia della Schiara Auct.*). SOV_a Lower boundary: sharp and erosional on DPR. SOV: transitional boundary on DPR, while sharp with CG. Thickness 0- 800 m.

HETTANGIAN-PLIENSBACHIAN P.P.

Soffranco Calcarenite (SOV₁)

Bioclastic oolitic grainstones-packstones with fragments of molluscs, echinids, benthic uniserial foraminifera, siliceous sponges, radiolarians and green algae; the bedding is poorly visible: almost 30-40cm with frequent parallel and cross lamination. Lower boundary: transitional on SOV. Thickness: 0- 150 m.
PLIENSBACHIAN

FANES PICCOLA ENCRINITE (FAS)

Irregular lenses of gray-pink, encrinitic, oolitic calcarenites with cross bedding and micritic- and lumachelle-limestones to a lesser extent. Fossils: echinoids, crinoids, lamellibranchs, brachiopods, gastropods and foraminifers. Lower boundary: sharp and para-concordant or erosive on CG. Thickness: 0- 20 m.
PLIENSBACHIAN P.P.

CALCARI GRIGI GROUP (CG)

Light-gray micritic limestones arranged in few decimeter-thick to meter-thick beds with thin marly interbeds, alternated with oolitic-bioclastic calcarenites. The upper part of the unit (350 m ca.) is characterized by meter-thick beds of oolithic limestones. At the base, alternations of dark-clasts- loferitic breccias and light-gray limestones with large megalodontids and foraminifera including *Triasina hantkeni* (Dachstein Limestone *Auct.*). Lower boundary: transitional to DPR to the south of the Valsugana Fault System. Thickness 500- 800 m.
RHAETHIAN P.P. - PLIENSBACHIAN P.P.

DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

White to light-gray, well-bedded dolostones composed of the cyclic alternation of bioturbated, locally fossiliferous (with *Megalodon* spp., *Worthenia*, etc.) subtidal units and inter/supratidal layers with stromatolitic laminites. In the area south to the Ospitale Line, dark bituminous dolostones occur. The lower boundary is transitional to TVZ. Thickness: 400- 1000 m.
UPPER CARNIAN - RHAETHIAN P.P.

Monticello member (DPR₆)

Gray, locally very dark, bituminous and fetid dolomicrites, in 30 to 100 cm-thick tabular beds, intercalated to pelites and green and dark marls. The lower boundary is transitional to TVZ. Thickness: 0- 30 m ca.
UPPER CARNIAN

TRAVENANZES FORMATION (TVZ)

Multicolored marls, siltites and pelites alternated with white aphanitic dolostones in decimeter-thick beds, and with vuggy dolostones and fine sandstones to a lesser extent. Locally, layers of conglomerates strongly erosional on substrate are present. Evaporitic lithofacies TVZa: Gypsum, vuggy dolostones, multicolor pelites and locally anidrites. The lower boundary is transitional to

TVZ. Thickness: 0-250 m ca. Fossils: foraminifers, gastropods. Lower boundary: sharp and sometimes erosional on HKS, locally erosional on DCS. Thickness: 30-250 m.

UPPER CARNIAN P.P. (TUVALIAN)

HEILIGKREUZ FORMATION (HKS)

Dolomitic limestones, sandy dolostones, oolitic calcarenites with few fine terrigenous component, hybrid arenites and dark marls with plants remains. Within basal successions, it is characterized by hybrid arenites, dark marls and shales, coral boundstones, clinobedded oncolitic limestones and bioclastic calcarenites. Lower boundary: sharp on DCS and SCS, erosional on WEN. Thickness: 20-150 m.

CARNIAN (JULIAN P.P.-TUVALIAN P.P.)

CASSIAN DOLOMITE (DCS)

Two distinct lithofacies can be recognized: gray-hazel, massive crystalline dolostones made of primarily clinobedded slope deposits, 20-35° dipping (10-5° in the upper part). The clinofolds locally show a megabreccia texture (Framont Hut), while all the other structures and depositional textures have been obliterated by pervasive dolomitization (DCSb). Fossils: rare and bad preserved colonial coral bundles. Inner platform facies (DCSa): well-bedded crystalline dolostones arranged in peritidal cycles, with stromatolites, pisolites, tepee; coral patch reefs occasionally occur. Lower boundary: para-concordant and/or discordant on SCI. Laterally heteropic to SCS. Thickness: 0- 800 m

*UPPER LADINIAN/ UNDER CARNIAN
(LONGOBARDIAN P.P.-JULIAN P.P.)*

SAN CASSIANO FORMATION (SCS)

Alternation of blackish pelites, marls and micritic limestones, oolitic-bioclastic calcarenites; in the lower and middle part, fine-grained volcanoclastic sandstones are common. Meter-thick and plurimeter-thick limestone olistoliths derived from cassian platforms occur and are constituted by microbial boundstones with metazoan bioconstructor in a lesser extent (corals, stromatoporoids, siphonozoans). Fossils: lamellibranchs, gastropods, ammonoids (*Trachyceras aon*, *T. aonoides*, *Badiotites sp.*), echinoids, crinoids, sponge fragments and corals. Lower boundary: transitional to WEN, sharp on SCI. Lateral heteropy with DCS. Thickness: 0-100 m

*UPPER LADINIAN / UNDER CARNIAN
(LONGOBARDIAN P.P. - JULIAN P.P.)*

WENGEN FORMATION (WEN)

Poligenic paraconglomerates (Conglomerato poligenico del Civetta *Auct.*), dark grey or blackish sandstones, alternating with gray-to-green, fine- to coarse- grained volcanoclastic sandstones and with dark calcilutites. Fossils: *Daonella* sp., ammonoids (*Frankites regoledanus*, *F. apertus*, *Protrachyceras* spp.) and plant remains (*Cladophlebis*, *Ptilozamites*, *Voltzia*). Lower boundary: sharp, sometimes erosive on IMF, onlapping SCI. Thickness: 0-300 m. UPPER LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)

FERNAZZA FORMATION (IMF)

Dark volcanoclastic sandstones in plurimeter-thick amalgamated bedsets, alternating with dark silty calcilutites. Blackish, mainly volcanoclastic sandstones, sometimes with very minor fine intercalations (calcisiltites and calcilutites with *Daonella*); corresponding to the “Ialoclastiti” *Auct.* In the upper part, meter-thick chaotic levels and/or levels with clasts derived from pre-volcanic and syn-volcanic formations (“Caotico Eterogeneo” *Auct.*). Marly limestones and fine calcarenites occur. Fossils: *Daonella lommeli*, *Bositra wengensis*, *Protrachyceras longobardicum*, *P. Neumayri*, *Frankites regoledanus*. Lower boundary: sharp on AQT. Thickness: 0-200 m. UPPER LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)

ACQUATONA FORMATION (AQT)

Dark gray calcilutites and siliceous micrites, with planar lamination and intercalations of “Pietra Verde del Cadore”-like tuffs, and minor gray sandstone layers as well; among fossils: pelagic lamellibranchs (*Daonella* sp.) and ammonoids (*Protrachyceras longobardicum*, *Meginoceras* sp.). Lower boundary: sharp on ADZ. Thickness: 0-50 m. UPPER LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)

ZOPPÉ SANDSTONES (ADZ)

Gray and dark gray siliciclastic sandstones with normal grading (coarse to fine), consisting of both volcanic and metamorphic quartz, and metamorphic lithic fragments, alternated with variable amounts of dark gray, pelagic lamellibranch-bearing pelites. At the base, chaotic clastic levels of BUC (“Livello di Ru Sec” *Auct.*). Lower boundary: sharp on BUC and onlapping SCI. Thickness: 0-560 m. UPPER LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)

SCILIAR FORMATION (SCI)

Two distinct lithofacies can be recognized: prevailing dolostones and minor limestones with planar bedding (inner platform facies, SCI_b), laterally passing to massive dolostones and clinostratified dolostones organized in large beds (margin and slope facies, SCI_a). Lower boundary: sharp on CTR. Lateral heteropy with BUC and AQT. Thickness: 0- 1000 m.

UPPER ANISIAN- LADINIAN (ILLYRIAN P.P.-LONGOBARDIAN P.P.)

Punta Santner Member (SCI₁)

Dolostones and well-bedded dolomitic limestones organized in peritidal cycles (SDI_{1a}), laterally passing to massive dolostones, sometimes with coral levels (margin facies), and to dolostones and dolomitic limestones, sometimes with calcarenitic facies with coated grains, roughly clinobedded breccias and megabreccias (SCI_{1b}). Lower boundary: sharp on SCI and SCI_a. At Pelsa Hut, SCI_{1b} laterally passes to an interval made by dark gray calcilitites and siliceous micrites, with planar lamination and biocalcarenic intercalations and centimeter-thick tuff levels (SCI_{1c}). Fossils (sometimes silicified): pelagic lamellibranchs (*Daonella lommeli*), Ammonoids (*Protrachyceras longobardicum*, *P. pseudoarchelaus*), bivalves, gastropods, corals, fish and plant remains. Lower boundary: sharp on SCI. Thickness: 0-50 m.

LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)

BUCHENSTEIN FORMATION (Livinallongo Fm. Auct.) (BUC)

Black siliceous limestones in tabular, centimeter-thick beds with plane-parallel millimetric lamination and thin millimeter-thick pelitic interbeds (Plattenkalke); nodular cherty limestones in decimeter-thick beds, sometimes amalgamated (Knollenkalke); dark black siliceous limestones in centimeter-thick beds with parallel lamination and current ripples (Bänderkalke). Arenaceous tuffs and green ash beds ("Pietra Verde" Auct.), locally decameter-thick, occur as intercalations throughout the whole formation, even if their thickness is greater in the lower part. Fossils: ammonoids (*Protrachyceras recubariense*, *P. curioni*, *Arpadites sp.*), *Daonella* spp. Lower boundary: sharp on MBT and CTR. Lateral heteropy with SCIA. Thickness: 0-250 m.

UPPER ANISIAN- LADINIAN (ILLYRIAN P.P.-LONGOBARDIAN P.P.)

AMBATA FORMATION (MBT)

Silty limestones with pelagic lamellibranchs and nodular limestones alternated with gray silty marls; coarse (area between La Valle Agordina and Passo Duran) to fine volcanoclastic sandstones; thin (from millimeter-thick to centimeter-thick) beds and laminae of marly siltites and dark silty marls with pelitic partings ("Marne a daonella" Auct.) follow upwards. Fossils: *Daonella sp.*, ammonoids (*Aplococeras avisianum*, *Hungarites spp.*, *Kellnerites sp.*, *Parakellnerites sp.*) and plant remains. Lower boundary: transitional to BIV. Total thickness: 0- 100 m. At the base (Monte Bivera Formation, BIV, not differentiated in map): micritic nodular limestones and multicolored, silty marls with pelagic lamellibranchs and ammonoids (*Paraceratites trinodosus*; *P. elegans*, *Reitzites Retzi*). Lower boundary: transitional to DON, sharp on SLS. Total thickness: 0- 20 m

UPPER ANISIAN (ILLYRIAN P.P.)

CONTRIN FORMATION (CTR)

Mainly light colored dolostones and dolomitic limestones with planar bedding, characterized by thin strata towards the base and by large beds in the middle-upper part. Fossils: algae dasycladacean. Lower boundary: transitional to MBR. Thickness: 0- 100 m.

UPPER ANISIAN (ILLYRIAN P.P.)

RICHTHOFEN CONGLOMERATE (RIC)

Poligenic conglomerates and paraconglomerates with moderately rounded clasts, alternated with coarse to medium-fine grained sandstones, mainly brick-red in color, and multicolored, laminated siltites. Fossils: tetrapod imprints (*Rhynchosauroides isp.*) and rare plant remains. Lower boundary: discordant and erosional on WER. Total thickness: 0-40 m. Upwards, the unit gradually passes to the Morbiac Formation (MRB) (not differentiated in map): intensely bioturbated nodular sandy, silty and marly gray limestones with thin pelitic-marly lenses. The terrigenous content decreases upward. Fossils: lamellibranchs (*Neoschizodus ovatus*, *N. laevigatus*).

UPPER ANISIAN (ILLYRIAN P.P.)

UPPER SERLA FORMATION (SLS)

Massive to roughly bedded, dolomitic limestones and light-gray limestones (microbial boundstone and bio-intraclastic packstone-wackestone), rich in calcareous algae and skeletal remains of invertebrates (lamellibranchs, brachiopods, crinoids, etc.). Lower boundary: sharp on VTG, laterally heteropic to DON; Thickness: 0-50 m.

UPPER ANISIAN. (PELSONIAN P.P.)

DONT FORMATION (DON)

Gray, medium-fine grained sandstones and silty limestones (abundant occurrence of muscovite lamellae) in centimeter-thick to decimeter-thick beds with wavy bedding, passing upward to brown, micritic, marly to pure, nodular limestones, alternating with marls and dark bioclastic limestones. In the lower part of the unit, local deposits of pluri-meter-thick olistoliths of NTR near to paleoslopes occur, likely controlled by synsedimentary faults. Fossils: Ammonoids (*Acrochordiceras spp.*, *Balatonites ottonis*, *B. balatonicus*, *Bulogites sp.*, *Schreyerites binodosus*); Brachiopods (*Coenothyris vulgaris*, *Mentzelia mentzeli*, *Tetractinella trigonella*), Lamellibranchs (*Pleuronectites*, *Mysidiop-tera e Plagiostoma*), plant remains. Lower boundary: sharp on NTR and transitional to FCL. Lateral heteropic boundary with NTR. Thickness: 0-240 m.

UPPER ANISIAN (PELSONIAN P.P.-ILLYRIAN P.P.)

VOLTAGO CONGLOMERATE (VTG)

Conglomerates arranged in lens or filling plurimeter-thick trough, with prevailing dolostone- and light dolomitic limestone-, grey limestone- pebbles (from SLI, FCL, NTR) and WER- derived pebbles in a lesser extent; breccias, occasionally-red sandstones and clayey siltites are also present. Sandy dolostones occur upward. Lower boundary erosional on SLI. Thickness: 0-40 m.
LOWER ANISIAN (AEGEAN?-BITHYNIAN P.P.)

MONTE RITE FORMATION (NTR)

Gray to light-gray dolostones and dolomitic limestones with algae, without bedding or arranged in meter-thick to pluri-meter-thick beds. Rudites rich in algae, foraminifers and crinoids; locally, tens-of-meters-thick microbial mounds, some hundreds of meters extended. Fossils: dasycladacean algae, foraminifers and brachiopods. Lower boundary: transitional and heteropic to FCL. Thickness: 0-200 m.
LOWER ANISIAN (BITHYNIAN P.P.)

COLL'ALTO DARK GRAY LIMESTONES (FCL)

Blackish and dark gray, slightly fetid limestones, locally with black chert nodules, in centimeter-thick to pluri-decimeter-thick beds with planar to wavy bedding planes, bioclastic calcarenites with algae and crinoids and minor dark pelitic intercalations. Fossils: dasycladacean algae, foraminifers, ostracods, pelecypods, gastropods and brachiopods. Lower boundary: transitional on PPS, sharp on SLI. Thickness: 0-100 m.
LOWER ANISIAN (BITHYNIAN P.P.)

PIZ DA PERES CONGLOMERATE (PPS)

Conglomerates arranged in lens or filling plurimeter-thick trough, with prevailing dolostone- and light dolomitic limestone- pebbles (SLI) and WER-derived pebbles in a lesser extent; breccias, occasionally red sandstones and clayey siltites are also present. Sandy dolostones and dolosiltites with cross lamination and wave ripples occur upward. Lower boundary erosional on SLI. Thickness: 0-30 m.
LOWER ANISIAN (AEGEAN?-BITHYNIAN P.P.)

LOWER SERLA DOLOMITE (SLI)

Light gray or whitish, well bedded dolostones with gray or greenish marly layers in the lower part and small horizons with stromatolitic laminae, tepee, caliche and sheet crack in the upper part. Fossils: Lamellibranchs (*Natiria costata*, *Bakevellia costata*); foraminifers (*Glomospirella sp.*, *Meandrospira gigantea*, *M. dinarica*) and algae. Lower boundary: transitional to SLI. Thickness: 0-70 m.
UPPER OLENEKIAN - LOWER ANISIAN

WERFEN FORMATION (WER)

It includes several different lithotypes, from carbonate to terrigenous, united by their common facies associations, restricted to the peritidal to shallow marine settings. It is usually subdivided in 9 lower rank units, below grouped in sets for cartographic representation reasons. Thickness: about 500 m.

UPPER PERMIAN P. P. (CHANGHSINGIAN P.P.) - LOWER TRIASSIC. P.P. (OLENEKIAN P.P.)

Cenceniche and S. Lucano Members (WER_{8,9})

Red sandstones with wave ripple and cross lamination, red siltites with mud-cracks, red and purplish marly dolostones, gray-green micritic, bioturbated and fossiliferous dolostones and marls with *Costatoria costata* (WER₉).

Yellow and red, oolitic and bioclastic limestones and dolostones, gray and red fossiliferous marls with *Dinarites*, *Eumorphis telleri*, *Turbo*, *Natiria* and *Neoschizodus*, red siltites with mud-cracks (WER₈).

Val Badia Member (WER₇)

Gray, micritic, often marly, nodular and bioturbated limestones, with cm-thick to dm-thick intercalations of oolitic-bioclastic calcarenites bearing *Tirolites cassianus*, *Natiria costata* and *Turbo rectecostatus* (WER₇). Lower boundary: sharp on WER₆.

Gastropod oolite and Campil Members (WER_{5,6})

Quartz micaceous red sandstones in few centimeter-thick beds, with parallel lamination, hummocky and wave ripple, alternating with red siltites and pelites. Fossils: *Eumorphotis hinnitidea*; to the top: *Costatoria subrotunda* (WER₆).

Gray sandy limestones and calcite-cemented sandstones with hummocky and wave ripples, oolitic-bioclastic reddish calcarenites with micro-gastropods. Fossils: *Eumorphotis hinnitidea* (WER₅). Lower boundary: short and transitional to WER₄.

Andraz and Siusi Members (WER_{3,4})

The Siusi Member (WER₄) is composed by gray, marly micritic limestones, gray and reddish marls, bioclastic and oolitic calcarenites; in the upper part, gray and red sandstones with *Diplocraterion* and red siltites with mud-cracks are present; fossils: *Claraia clarai*, *Claraia aurita*.

The Andraz Member (WER₃) consists of a poorly outcropping meter-thick interval of multicolored siltites and yellowish dolostones; locally mud-cracks are recognizable.

Tesero and Mazzin Members (WER_{1,2})

In the Mazzin Member (WER₂), gray, marly and silty micro-nodular limestones with intense bioturbation, micrites and dark laminated marls with pyrite, bioclas-

tic calcarenites with ostracods and lamellibranchs in centimeter-thick beds occur. The Tesero Member (WER₁) is constituted by a plurimeter-thick interval of oolitic calcarenites. Fossils: ostracods, *Lingula sp.* and, in the upper part, *Claraia wangi*. Lower boundary sharp on BEL.

BELLEROPHON FORMATION (BEL)

Alternations of light-gray micritic dolostones, brown muddy, sometimes vuggy, dolostones, dark marls and black fetid limestones, regularly disposed in pluri-decimeter-thick beds, with high content of fusulinids (*Nankinella*) and algae. Toward the basal part, common siltites and red pelites intercalations occur. Lower boundary transitional and heteropic to GAR. Thickness is difficult to estimate, and it is likely about 150-200 m. *UPPER PERMIAN P.P. (CHANGHSINGIAN P.P.)*

VAL GARDENA FORMATION (GAR)

Meter-thick alternations of micro-conglomerates, coarse to fine sandstones and beige to red siltites with calcareous paleosols in the upper part. Fossils: plant remains. Lower boundary unconformable on CGS or directly above the Southern Alps basement. Thickness: 200-250 m. At the base, locally, thick, massive, red beds of conglomerates with a grain- to matrix-supported texture with rounded and/or subangular clasts, almost exclusively metamorphic as regard the composition, with prevailing phyllites, and subordered quartz and micaschists (Sesto Conglomerate, CGS; not differentiated in map). *UPPER PERMIAN P.P.*

METAMORPHIC BASEMENT

AGORDO UNIT

It includes low-grade metamorphic rocks of Variscan age.

D1 MYLONITES (AOM)

Mainly very fine mylonites with quartz, chlorite and sericite, sometimes with albitic metablastesis, grey-light green colored, with millimeter/centimeter-thick ash-grey bands of quartz-albite. At Ponte Also boudins centimeter/decimeter-thick of metapelites with graptolites (middle Llandoveryan) and coral metalimestones (Devonian?) are preserved.

PHYLLITES, METAPSAMMITES AND QUARTZITES (AFQ)

Quartz-bearing phyllites quarzifere and grey, grey-greenish or black metapsammites with quartz, albite, muscovite, chlorite ± biotite; in suborder: greyish quartzites; low graphite content, sulfides and Fe oxides.

SILURIAN?

METABASALTS AND BASIC METAVULCANOCLASTITES (ABV)

Massive amphibolites with hornblende, tremolite, albite, epidote \pm biotite \pm calcite, of dark green color; chlorite-actinolitic schists of light green color, with chlorite, actinolite, albite, quartz \pm biotite \pm epidote, often alternating; with thin carbonate levels with calcite, ankerite \pm siderite, with bands of green, whitish or brown color and with subordinate gray- yellowish; to dark gray phyllades with quartz, albite, chlorite, muscovite \pm biotite, sometimes slightly graphitic and with sulphides and Fe oxides. The chloritic-actinolitic schists and phyllites are locally mineralized to pyrite, chalcopyrite, hematite and subordinate galena, black blende, arsenopyrite.

SILURIAN?

ACID METAVULCANOCLASTITES AND METAPSAMITES (AAF)

Coarse-grained micro-augen metapsammities with quartz phenoclasts, K-feldspar and sometimes albite passing through fine-grained metapsammities and quartz, albite, muscovite, chlorite \pm biotite phyllites; colors ranging from silver-gray to gray and light pink or greenish; common occurrence of ankerite and siderite, scarce Fe sulphides.

ORDOVICIAN

METARHYOLITES E METARHYODACITES (AVV)

Grey-greenish-light pink acid metavulcanites both centimeter-decimeter banded and massive, containing quartz, albite, muscovite, chlorite \pm biotite, rich in porfiroclasts of quartz, K-feldspar and sometimes albite.

ORDOVICIAN

SULPHIDE AND GRAPHITE METAPELITES AND METAPSAMITES (AMP)

Quartz, albite, muscovite, chlorite \pm biotite, fine-grained, black to greyish phyllades, often graphitic and rich in Fe sulphides; frequent levels of quartzites and metapsamites with quartz, albite, muscovite, chlorite, sometimes coarse-grained, from greyish to greenish or silvery, with scarce sulphides; quartzites and metapsamites with quartz, albite, muscovite \pm chlorite \pm chloritoid, black, from fine to coarse, rich in graphite and Fe sulphides. At Col di Foglia: Upper Cambrian acritarchs.

CAMBRIAN-? ORDOVICIAN

BIBLIOGRAFIA

- ABBAS H., MICHAIL M., CIFELLI F., MATTEI M., GIANOLLA P., LUSTRINO M. & CARMINATI E. (2018) - *Emplacement modes of the Ladinian plutonic rocks of the Dolomites: insights from anisotropy of magnetic susceptibility*. J. Struct. Geol. **113**: 42–61.
- ABBOTS F.V. (1989) - *Sedimentology of Jurassic syn-rift resedimented carbonate sandbodies (PhD Thesis)*. University of Bristol, Bristol.
- ACCORDI B. (1955) - *Le dislocazioni delle Cime delle Dolomiti*. Ann. Univ. Ferrara, **2**: 65-184.
- ACCORDI B. (1956) - *Calcareous algae from the Upper Permian of the Dolomites (Italy), with stratigraphy of the "Bellerophon-zone"*. Journ. Paleont. Soc. India, **1**: 75-84.
- ACCORDI B. (1957) - *Nuove ricerche sui corrugamenti di vetta (Gipfelfaltungen) delle Dolomiti occidentali*. Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXVI, Roma.
- ACCORDI B. (1959) - *Contributo alla conoscenza del Permiano medio-superiore della zona di Redagno (Bolzano)*. Ann. Univ. Ferrara, **3**: 37-47.
- AIRAGHI C. (1905) - *Ammoniti Triasici (Muschelkalk) del M. Rite in Cadore*. Boll. Soc. Geol. It., **24**: 237-256.
- AMATO A., BARNABA P.F., FINETTI I.R., GROPPI G., MARTINIS B. & MUZZIN A. (1976) - *Geodynamic outline and seismicity of Friuli Venetia Julia Region*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, **18**: 217-256.
- ANDERLINI L., SERPELLONI E., TOLOMEI C., DE MARTINI P.M., PEZZO G., GUALANDI A. & SPADA G., (2020) - *New insights into active tectonics and seismogenic potential of the Italian Southern Alps from vertical geodetic velocities*. Solid Earth **11**: 1681-1698.
- ARBOIT F., CHEW D., VISONÀ D., MASSIRONI M., SCIASCIA F., BENEDETTI G. & RODANI S. (2019) - *The geodynamic evolution of the Italian South Alpine basement from Ediacaran to Carboniferous: was the South Alpine terrane part of the peri-Gondwana arc-forming terranes*. Gondwana Res., **65**: 17-30.
- ARDIZZONI F. (1978) - *Paleogeografia e paleotettonica del Giurassico delle Dolomiti Bellunesi*. Tesi di Laurea, Univ. degli studi di Ferrara, 203 pp.
- ARDUINO G. (1786) - *Di varie Minere di metalli e d'altre specie di fossili delle montane province Venete di Feltre, di Belluno, di Cadore, e della Carnia, e Friuli; e specialmente del sale catartico amaro a base di magnesia scoperto recentemente in quelle montagne*. Memorie di Matematica e Fisica della Società Italiana, **3**: 297-330.
- ARZILIERO L., BAGLIONI B., CURTARELLO M. DE MARCO P., MARIANI R., MASTELLONE F., MAURIZIO I., SCHIAVON E. & TOSONI D. (2004) - *Dissesti dovuti al cedimento di cavità sotterranee nel territorio della Regione del Veneto*. Atti 1° seminario Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, 20-21 maggio 2004, Roma. APAT-Dipartimento Difesa del Suolo.
- ASSERETO R. (1971) - *Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze*. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. (mat. nat. Klass, Abt. I), **179**: 25-53.
- ASSERETO R. & PISA G. (1978) - *A propos d'une récente monographie de Ph. Lagny sur la géologie de la Conca di Sappada (Cadore nord-oriental, Italie)*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **84**: 93-120.
- ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOUL F. (1977) - *Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico ed interpretazione genetica*. L'Industria Mineraria, **28**: 367 - 402.
- AVANZINI M., GIANOLLA P. & NERI C. (2007a) - *Conglomerato di Richthofen*. In: CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (1). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VI: 42-48.

- AVANZINI M., MASETTI D., ROMANO R., PODDA F. & PONTON M. (2007b) - *Calcari Grigi*. In: CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (1). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, Fascicolo VI: 125-135.
- BACELLE SCUDELER L. (1972) - *Formazione di Livinallongo*. Boll. Serv. Geol. It., **92**: 73-86.
- BACELLE SCUDELER L. & SACERDOTI M. (1965) - *Una serie di strati di Livinallongo (Ladinico inferiore) nei pressi di Caprile (Dolomiti Bellunesi)*. Studi Trentini di Scienze Naturali, **42**(2): 113-162
- BALESTRI L., MAGNONI G., MOZZI G., SANTANGELO R. & ZAMBON G. (1988) - *Movimenti recenti nell'Italia Nord-Orientale da ripetizioni di livellazioni di precisione (1952-1985)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria **1**: 25-30.
- BALINI M. (1993) - *Preliminary report on the Pelsonian ammonoids from the Dont section (Eastern Dolomites)*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**: 263-270.
- BALINI M. (2007) - *Buchenstein*. In: M. B. Cita, E. Abbate, M. Balini, M. A. Conti, P. Falorni, D. Germani, G. GropPELLI, P. Manetti, & F. M. Petti (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2). Quad. Serv. Geol. d'It. serie III, 7 (VII), pp. 382, Roma.
- BALINI M. & NICORA A. (1998) - *Stop 3.3A - Conodonts from the Pelsonian-Illyrian Section of Dont (Zoldo Valley, Belluno)*. Giorn. Geol., serie 3, **60**: 260-267
- BARGOSI G.M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MORELLI C., MORETTI A., POLI S., ZANCHETTA S. & ZANCHI A. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 013 Merano*. ISPRA-Servizio Geologico d'Italia, Provincia A. Bolzano, 320 pp., System-Cart srl., Roma.
- BAUMGARTNER P.O., MARTIRE L., GORICAN S., O'DOGHERTY L., ERBA E. & PILLEVUIT A. (1995) - *New Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites and nannofossils from the Southern Alps (Northern Italy)*, in: Baumgartner, P.O., O'Dogherty, L., Gorican, Š., Urquhart, E., Pillevuit, A., De Wever, P. (eds.), Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology, Mémoires de Géologie. Lausanne, **23**: 737-750.
- BASSANI F. (1888) - *Colonna vertebrale di Oxyrhina mantelli AGASSIZ, scoperta nel Calcare Senoniano di Castellavazzo nel Bellunese, Memoria di Francesco Bassani*, Memorie della Società Italiana delle Scienze (detta dei XL), **7**: 1-5.
- BECCARO P., BAUMGARTNER P.O. & MARTIRE L. (2002) - *Radiolarian Biostratigraphy of the Fonzaso Formation, Middle-Upper Jurassic, Southern Alps, Italy*. Micropaleontology **48**: 43-60.
- BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. (1970) - *Das Anis zwischen St. Vigil und dem Hoehlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten, Südtirol)*. Festband Geol. Inst. J. Feir Univ. Innsbruck, **4**: 1-71.
- BENIGNI C. (1978) - *Revisione tassonomica dei rhynchonellida liassici di Ra Stua (Belluno) e Fanes (Bolzano)*. Rivista Italiana di Paleontologia, **84**: 121-168.
- BELLANCA A., MASETTI D., NERI R. & VENEZIA F. (1999) - *Geochemical and Sedimentological Evidence of Productivity Cycles Recorded in Toarcian Black Shales from the Belluno Basin, Southern Alps, Northern Italy*. Journal of Sedimentary Research, **69**: 466-476.
- BERNOULLI D. & PETERS T., 1970 - *Traces of rhyolitic-trachytic volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps*. Eclogae Geologicae Helvetiae, **63**: 609-621.
- BERRA F., DELFRATI L. & PONTON M. (2007) - *Dolomia Principale*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, III, **7**: 63-72.
- BERRA F., JADOUL F. & ANELLI A. (2010) - *Environmental control on the end of the Dolomia Principale/Hauptdolomit depositional system in the central Alps: coupling sea-level and climate changes*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **290**: 138-150.
- BIANCHIN G. & SEMENZA E. (1965) - *Studi geologici nello Zoldano meridionale*. Annali dell'Università di Ferrara, **1**: 27-57.

- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.G. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **17**(1): 75-82
- BISTACCHI A., MASSIRONI M., SUPERCHI L., ZORZI L., FRANCESE R., GIORGI M., CHISTOLINI F. & GENEVOIS R. (2013) - *A 3D geological model of the 1963 Vajont landslide*. Ital. J. Eng. Geol. Environ. Book Ser., **6**: 531-539.
- BISTACCHI A., BALSAMO F., STORTI F., MOZAFARI M., SWENNEN R., SOLUM J., TUECKMANTEL C. & TABERNER C. (2015) - *Photogrammetric digital outcrop reconstruction, visualization with textured surfaces, and three-dimensional structural analysis and modeling: Innovative methodologies applied to fault-related dolomitization (Vajont Limestone, Southern Alps, Italy)*. Geosphere, **11**: 2031-2048.
- BLENDINGER W. (1983) - *Anisian sedimentation and tectonics of the M. Pore - M. Cenera area (Dolomites)*. Riv. It. Paleont. Strat., **89**: 175-208.
- BLENDINGER W. (1985) - *Middle Triassic strike-slip tectonics and igneous activity of the Dolomites (Southern Alps)*. Tectonophysics, **113**: 105-121.
- BLENDINGER W. (1986) - *Isolated stationary carbonate platforms: The Middle Triassic (Ladinian) of the Marmolada area, Dolomites, Italy*. Sedimentology, **33**: 159-183.
- BLENDINGER W. (2001) - *Triassic carbonate buildup flanks in the Dolomites, northern Italy: breccias, boulder fabric and the importance of early diagenesis*. Sedimentology, **48**: 919-933.
- BLENDINGER W., BRACK P., NORBORG A.K. & WULFF-PEDERSEN E. (2004) - *Three-dimensional modeling of an isolated carbonate buildup (Triassic, Dolomites, Italy)*. Sedimentology, **51**: 297-314.
- BLENDINGER W., MEISSNER E., SATTLER C.D. & BERTINI A. (2007) - *Pale di San Lucano, Dolomites, Italy: 3D modelling, petrography and isotope geochemistry of a partially dolomitized carbonate platform*. Clausthal. Geowiss., **6**: 1-43.
- BONDESAN A. (1999) - *Una nuova data ¹⁴C nell'anfiteatro morenico di Vittorio Veneto e la costruzione del suo Sandur (Pianura del F. Meschio)*. Atti VIII Convegno Glaciologico Italiano "Risposta dei ghiacciai alpini ai cambiamenti climatici", Bormio, 87-89
- BOSCOLO C., D'ALBERTO L. & MION F. (2007) - *Atlante delle sorgenti del Veneto*. ARPAV, Padova, 161 pp.
- BOSELLINI A. (1964) - *Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permiano-Trias nelle Dolomiti Occidentali*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., **15**: 59-110.
- BOSELLINI A. (1967a) - *Frane sottomarine nel Giurassico del Bellunese e del Friuli*. Rendiconti della Classe di Scienze fisiche, matematiche e naturali dell'Accademia Nazionale dei Lincei, **43**(6): 563-567.
- BOSELLINI A. (1967b) - *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 133-169.
- BOSELLINI A. (1968) - *Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali*. Mem. Atti Acc. naz. Lincei, **9**: 1-32.
- BOSELLINI A. (1973a) - *Modelli di sedimentazione carbonatica nel Mesozoico delle Alpi Venete*. AGIP Mineraria, Impegno, 5852, internal report, 41 pp. (unpublished)
- BOSELLINI A. (1973b) - *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico e Cretaceo. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. Acc. Naz. Lincei, **183**: 163-205.
- BOSELLINI A. (1984) - *Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy*. Sedimentology, **31**: 1-24.
- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C. (1968) - *Strati a Triasina (Norico-Retico)*. In: LEONARDI P. (ed.), Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. Manfrini Editore, pp. 355-355.
- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C. (1971) - *I "Calcari grigi" di Rotzo (Giurassico inferiore, Altopiano d'Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi venete*. Annali Univ. Ferrara, **9** (5): 1-61.

- BOSELLINI A. & DAL CIN R. (1968) - *Il Giurassico Medio - Superiore di Fonzaso (Feltrino Occidentale)*. Annali dell'Università di Ferrara, **4**: 237-247.
- BOSELLINI A. & DOGLIONI C. (1986) - *Inherited structures in the hangingwall of the Valsugana Overthrust (Southern Alps, Northern Italy)*. Journ. Struct. Geol., **8** (5): 581-583.
- BOSELLINI A. & HARDIE L.A. (1988) - *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Memorie della Società Geologica Italiana, **30**: 245-266.
- BOSELLINI A. & MASETTI D. (1972) - *Ambiente e dinamica deposizionale del Calcare del Vajont (Giurassico medio, Prealpi Bellunesi e Friulane)*. Ann. dell'Università di Ferrara, **5**: 87-100.
- BOSELLINI A. & ROSSI D. (1974) - *Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy*. In: Laporte, L.F. (ed.), Reef in Time and Space: SEPM Special Publication, **18**: 209-233.
- BOSELLINI A. & WINTERER E.L. (1975) - *Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model*. Geology, **3**: 279-282.
- BOSELLINI A., GIANOLLA P. & STEFANI M. (2003) - *Geology of the Dolomites*. Episodes, **26**: 181-185.
- BOSELLINI A., MASETTI D. & SARTI M., (1981) - *A Jurassic "Tongue of the Ocean" infilled with oolitic sands: The Belluno Trough Venetian Alps Italy*. Marine Geology, **44**: 59-95.
- BOYER G. (1914) - *Etude geologique des environs de Longarone (Alpes Venetiennes)*. Bulletin de la Societe Geologique de France, **4** (13): 451-485.
- BRACK P. & MUTTONI G. (2000) - *High-resolution magnetostratigraphic and lithostratigraphic correlations in Middle Triassic pelagic carbonates from the Dolomites (northern Italy)*. Pal., Pal., **161** (3-4): 361-380.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) - *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary. New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Eclogae geologicae Helvetiae, **86**: 415-527.
- BRACK P., RIEBER H., MUNDIL R., BLENDINGER W. & MAURER F. (2007) - *Geometry and chronology of growth and drowning of Middle Triassic carbonate platforms (Cernerer and Bivera/Clapsavon) in the Southern Alps (northern Italy)*. Swiss. Journal of Geosciences, **100** (3): 327-348.
- BRANDNER R. (1991) - *Geological setting and stratigraphy of the schlern-rosengarten buildup and seiser Alm basin*. In: BRANDNER R., FLÜGEL E., KOCH R., YOSE L.A (eds.), The Northern Margin of the Schlern/Sciliar - Rosengarten/Catinaccio Platform, pp. 4-16.
- BRANDNER R. & GRUBER A. (2019) - *New lithostratigraphic terms used in the geological map of the western dolomites*. Geo.Alp. **16**: 47-50.
- BRANDNER R. & KEIM L. (2011) - *A 4-day geological field trip in the Western Dolomites*. Geo.Alp., **8**: 76-118.
- BRANDNER R., GRUBER A. & MORELLI C. (2019) - *Geologische karte der Westliche Dolomiten*. Blatt ost. Geol. Karte von Südtirol.
- BREDA A. & PRETO N. (2011) - *Anatomy of an Upper Triassic continental to marginal-marine system: the mixed siliciclastic-carbonate Travenanzes Formation (Dolomites, Northern Italy)*. Sedimentology, **58**: 1613-1647.
- BREDA A., PRETO N., ROGGI G., FURIN S., MENEGUOLO R., RAGAZZI E. & GIANOLLA P. (2009) - *The Carnian Pluvial Event in the Tofane area (Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italy)*. Geo.Alp. **6**: 80-115.
- BRESSAN G., BARNABA C., BRAGATO P.L., PERESAN A., ROSSI G. & URBAN S. (2019) - *Distretti sismici del Friuli-Venezia Giulia*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, **60**: 1-74.
- BRODZIKOWSKI K. & VAN LOON A.J. (1991) - *Glacigenic Sediments*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 674 pages.
- BROGLIO LORIGA C. & MANTOVANI M.G. (1965) - *Le Biofacies del Cretaceo della Valle del Vajont (Belluno)*. Riv. Ital. Paleont. Stratigr., **71**: 1215-1248.
- BROGLIO LORIGA C., GOCZAN F., HAAS J., LENNER K., SCHEFFER A.O., POSENATO R., SZABO I. & MAKK A.T. (1990) - *The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation*. Mem. Sc. Geologiche Padova, **42**: 41-103.

- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. (1983) - *La Formazione di Werfen (Sciatico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia*. Riv. Ital. Paleont. Stratigr., **58**: 501-598.
- BROGLIO LORIGA C., NERI C., PASINI M. & POSENATO R. (1988) - *Marine fossil assemblages from Upper Permian to lowermost Triassic in the Western Dolomites*. 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. Ital., **34** (1986): 5-44.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D., FORASTIERI S. & TREVISANI E. (1991) - *Comunità a poriferi nei Calcari Grigi delle Vette Feltrine (Giurassico Inferiore, Prealpi Bellunesi)*. Annali dell'Università di Ferrara, **3**: 51-81.
- BRUSCA C., FARABEGOLI E. & VIEL G. (2010) - *Le mineralizzazioni Pb-Zn nel quadro paleogeografico del Trias delle Dolomiti Orientali. Ipotesi genetiche*. Geo-Archeologia, 59-114.
- BRUSCA C., GAETANI M., JADOU F. & VIEL G. (1981) - *Paleogeografia ladino-carnica e metallogenese del Sudalpino*. Mem. Soc. Geol. It., **22**: 65-82.
- CAGGIATI M., GIANOLLA P., BREDA A., CELARC B. & PRETO N. (2018) - *The start-up of the Dolomia Principale/Hauptdolomit carbonate platform (Upper Triassic) in the eastern Southern Alps*. Sedimentology, **65**: 1097-1131.
- CALLEGARI E. (1965) - *Primi risultati dello studio mineralogico e petrografico sulla «Pietra Verde» della regione Dolomitica*. Rend. Soc. Min. It., **21**: 41-46.
- CALLEGARI E. & MONESE A. (1964) - *Il chimismo della «pietra verde» degli strati di Livinallongo (Dolomiti) Contributo allo studio petrogenetico della «pietra verde» ladinica*. Studi trent. Sc. Nat., **41**: 45-71.
- CAPUTO R., POLI M.E. & ZANFERRARI A. (2010) - *Neogene-Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps. NE Italy*. J. Structural Geol., **32**: 1009-1027.
- CAPUTO R. (1996) - *The polyphase tectonics of Eastern Dolomites, Italy*. Memorie di Scienze Geologiche, **48**: 93-106.
- CARATTO M., SEMENZA E. & TURRINI M. (2002) - *Study of bank instability of the Pontesei hydraulic reservoir (Belluno Province - N.E. Italy)*. In: Proceedings of the first European Conference on Landslides, Prague, 2002.
- CARDIN A., PISANI F., SASSI F.P., VISONÀ D. & ZIRPOLI G. (1985) - *Le metapeliti e le anfiboliti del basamento sudalpino delle Alpi Sarentine (Alpi Orientali)*. Mem. Sci. Geol., **37**: 379-406.
- CARLONI G.C. & MAZZANTI R. (1964a) - *Aspetti geomorfologici della frana del Vajont*. Rivista di Geografia Italiana, **71**: 201-231.
- CARLONI G.C. & MAZZANTI R. (1964b) - *Rilevamento geologico della frana del Vajont*. Giornale di Geologia, **32**: 105-123.
- CARMINATI E., CAVAZZA D., SCROCCA D., FANTONI R., SCOTTI P. & DOGLIONI C. (2010) - *Thermal and tectonic evolution of the southern Alps (northern Italy) rifting: Coupled organic matter maturity analysis and thermokinematic modeling*. AAPG Bulletin, **94** (3): 369-397.
- CARULLI G.B., FANTONI R., MASETTI D., PONTON M., TRINCIANTI E., TROMBETTA G.L. & VENTURINI S. (1998) - *Analisi di facies e proposta di revisione stratigrafica del Triassico Superiore del Sudalpino orientale*. Atti Tic. Sc. Terra, **7**: 159-183.
- CARULLI G.B., FRIZZO P., LONGO SALVADOR G., SEMENZA E., BIANCHIN G., MANTOVANI F. & MEZZACASA G. (1987) *La geologia della zona tra il T. Chiarz o e il F. Fella (Alpi Carniche)*. Giorn. Geol., **49**: 1-32.
- CASADORO G., CASTIGLIONI G.B., CORONA E., MASSARI F., MORETTO M.G., PAGANELLI A., TEREZIANI F. & TONIELLO V. (1976) - *Un deposito tardowürmiano con tronchi subfossili alle Fornaci di Revine (Treviso)*. Boll. Comit. Glac. It. **24**: 22-63
- CASATI P. (1970) - *Alcuni aspetti della silicizzazione di calcari oolitici giurassici della Lombardia e del Veneto*. Natura, **61**: 197-211.
- CASATI P. (1979) - *Stratigrafia Medio-Triassica del Comelico Occidentale (Dolomiti Orientali, Belluno)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **87**: 31-56.

- CASATI P. & TOMAI M. (1969) - *Il Giurassico ed il Cretacico del versante settentrionale del Vallone Bellunese o del gruppo del M. Brandol*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **75**: 205-340.
- CASATI P., JADOUL F., NICORA A., MARINELLI M., FANTINI SESTINI N. & FOIS E. (1982) - *Geologia della valle dell'Ansiei e dei gruppi M. Popera - Tre Cime di Lavaredo (Dolomiti orientali)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **87**: 371-510.
- CASTALDINI D. & PANIZZA M. (1991) - *Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave e il Lago di Como (Italia Settentrionale)*. Il Quaternario, **4**: 333-410.
- CASTALDINI D., PANIZZA M. & SLEJKO D. (1992) - *Breve illustrazione di un contributo al sottoprogetto ILP "Carta del mondo delle principali faglie attive" per l'Italia Settentrionale*. Il Quaternario, **5**: 287-292.
- CASTALDO G. & STAMPANONI G. (1975) - *Memoria illustrativa della Carta Mineraria d'Italia scala 1:1.000.000*. Memorie per servire alla descrizione della Carta Geologica d'Italia, **14**, 213.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. Journ. of Geodynamics, **30**: 251-274.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, **6**: 62-94.
- CASTELLARIN A., CAPUTO R., SELLI L., PICOTTI V. & CANTELLI L. (1996) - *Evoluzione tettonica delle Dolomiti e della Valsugana*. S.G.I., 78a Riunione Estiva, S. Cassiano, Settembre 1996, 71 pp.
- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M. & SELLI L. (2006) - *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect)*. Tectonophysics, **414**: 259-282.
- CASTELLARIN A., SELLI L., PICOTTI V. & CANTELLI L. (1998a) - *La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali orientali*. Memorie della Società Geologica Italiana, **53**: 133-143.
- CASTELLARIN A., SELLI L., PICOTTI V. & CANTELLI L. (1998b) - *Tettonismo e diapirismo Medio-Triassico delle Dolomiti*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 145-169.
- CASTIGLIONI B., LEONARDI P., MERLA G., TREVISAN L. & ZENARI S. (1940) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio-12 - "Pieve di Cadore", alla scala 1:100.000*". Ufficio Idrografico del R. Magistrato delle Acque, Venezia.
- CASTIGLIONI B. (1931) - *Il gruppo della Civetta (Alpi Dolomitiche)*. Mem. Ist. Geol. R. Univ., Padova, **9**, 83 pp.
- CASTIGLIONI B. (1939) - *Il gruppo delle Pale di San Martino e le valli limitrofe (Alpi dolomitiche)*. Mem. Ist. Geol. R. Univ., Padova, **13**, 101 pp.
- CASTIGLIONI G.B. (1964) - *Sul morenico stadiale delle Dolomiti*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **24**: 3-16.
- CATULLO T.A. (1818) - *Osservazioni sopra i monti che circoscrivono il Distretto di Belluno*. Tipografia Mainardi, Verona.
- CATULLO T.A. (1827) - *Saggio di Zoologia Fossile*. Tipografia del Seminario, Padova, 348 pp.
- CATULLO T.A. (1847) - *Prodromo di geognosia paleozoica delle Alpi Venete*. Venezia, 158 pp.
- CATULLO T.A. (1851) - *On the Epiolitic Rocks of the Venetian Alps*. Quarterly Journal of the Geological Society, **7**: 66-76.
- CAVAZZINI G.C., 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 T. Coccozza, Siena, 21-22 marzo 1991, Abstracts: 30.
- CHARRIER G. (1959) - *Legni di conifera silicizzati del Giurese Medio delle Alpi Bellunesi*. Annali dell'Università di Ferrara, **3**: 85-103.
- CLAPS M., ERBA E., MASETTI D. & MELCHIORRI F. (1995) - *Milankovitch-type cycles recorded in Toarcian black shales from the Belluno Trough (Southern Alps, Italy)*. Memorie di Scienze Geologiche, **47**: 179-188.

- CLARI P., MARTIRE L. & PAVIA G. (1987) - *L'Unità Selcifera del Rosso Ammonitico Veronese (Alpi Meridionali)*. Presented at the Atti II Conv. Int. F.E.A., Pergola, 151-162.
- COBIANCHI M. (2002) - *I nannofossili calcarei del Giurassico medio e superiore del bacino di Belluno (Alpi Calcareae Meridionali)*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **43**: 3-24.
- COLACICCHI R. (1960) - *Le dislocazioni delle cime (Gipfelfaltungen) nelle Dolomiti. Gruppo del Civetta*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **22**: 1-49.
- COPPOLA L. & BROMHEAD E.N. (2008) - *Fossil landslide dams and their exploitation for hydropower in the Italian Dolomites*. Boll. Soc. Geol. It., **127**: 163-171.
- CORNIANI DEGLI ALGAROTTI M.A. (1823) - *Dello stabilimento delle miniere e relative fabbriche nel distretto di Agordo*. Trattato storico, mineralogio, disciplinare. Francesco Andreola, Venezia.
- CORTINOVIS S., SWENNEN R. & BISTACCHI A. (2015) - *Dolomitization and over-dolomitization in the Vajont limestone (Dolomiti Bellunesi, Italy) controlled by Mesozoic normal faults: a microstructural and diagenesis study*. Geophys. Res. Abstr., **17**: 15482.
- COSTA V., DOGLIONI C., GRANDESSO P., MASETTI D., PELLEGRINI G.B. & TRACANELLA E. (1996) - *Note Illustrative del Foglio 063 Belluno, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- COSTACURTA R., GRANDESSO P., MASSARI F., MEDIZZA F. (1979) - *Il Giurese superiore - Cretaceo della regione compresa tra Casso e Claut (Prealpi Carniche Occidentali)*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geologica., **56**: 3-25.
- CROS P. (1974) - *Evolution sédimentologique et paléostrutturale de quelques plates-formes carbonatées biogènes (Trias des Dolomites italiennes)*. - Se. Terre Nancy, **19** (4): 299-379.
- CROS P. (1980) - *Relations paléogéographiques entre la sédimentation tufacée et les apports terrigènes, Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**: 953-982.
- CROS P. & HOUEL P. (1983) - *Repartition and paleogeographical interpretation of volcanoclastic and pelagic sediments of the Livinallongo Formation (Italian Dolomites)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **11/13**: 415-452.
- CROSTA G.B., FRATTINI P., FUSI N. & SOSIO R. (2006) - *Granulometria, segregazione e frammentazione negli accumuli di valanghe di roccia*. Giornale di Geologia Applicata, **4**: 31-40.
- CUVILLIER J., FOURY G. & PIGNATTI MORANO A. (1968) - *Foraminifères nouveaux du Jurassique Supérieur du Val Cellina (Frioul Occidental, Italie)*. Geologica Romana, **7**: 141-156.
- D'ALBERTO L., BOZ A. & DOGLIONI C. (1995) - *Structure of the Vette Feltrine (Eastern Southern Alps)*. Memorie di Scienze Geologiche, **47**: 189-199.
- D'AMICO C. (1962) - *La zona cristallina Agordo-Cereda*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **23**: 3-77, Padova.
- DAI PRA G. & GIARDINI M. (2001) - *Cenni geomorfologici, litologia e analisi pollinica dei sedimenti olocenici dell'antico lago di Agordo (Dolomiti Orientali)*. Italian Journal of Quaternary Sciences, **14**: 187-198.
- DAL CIN R. (1967) - *Sull'ambiente di sedimentazione di alcuni affioramenti di Conglomerato di Richthofen della Val Gardena e della Val Badia (Alto Adige)*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 165-203.
- DAL CORSO J., BERNARDI M., SUN Y., SONG H., SEYFULLAH L.J., PRETO N., GIANOLLA P., RUFFELL A., KUSTATSCHER E., ROGGI G., MERICO A., HOHN S., SCHMIDT A.R., MARZOLI A., NEWTON R.J., WIGNALL P.B. & BENTON M.J. (2020) - *Extinction and dawn of the modern world in the Carnian (Late Triassic)*. Sci. Adv., **6/38**: aba0099.
- DAL CORSO J., GIANOLLA P., RIGO M., FRANCESCHI M., ROGGI G., MIETTO P., MANFRIN S., RAUSCIK B., BUDAI T., JENKINS H.C., REYMOND C.E., CAGGIATI M., GATTOLIN G., BREDA A., MERICO A. & PRETO N. (2018) - *Multiple negative carbon-isotope excursions during the Carnian Pluvial Episode (late Triassic)*. Earth-Sci. Rev., **185**: 732-750.

- DAL CORSO J., GIANOLLA P., NEWTON R. J., FRANCESCHI M., ROGHI G., CAGGIATI M. & PRETO, N. (2015a) - *Carbon isotope records reveal synchronicity between carbon cycle perturbation and the "Carnian Pluvial Event" in the Tethys realm (Late Triassic)*. *Global and Planetary Change*, **127**: 79-90.
- DAL CORSO J., MIETTO P., NEWTON R.J., PANCOST R.D., PRETO N., ROGHI G. & WIGNALL P.B. (2012) - *Discovery of a major negative $\delta^{13}C$ spike in the Carnian (Upper Triassic) linked to the eruption of Wrangellia flood basalts*. *Geology*, **40** (1): 79-82.
- DAL CORSO J., ROGHI G., KUSTATSCHER E., PRETO N., GIANOLLA P., MANFRIN S. & MIETTO P. (2015b) - *Ammonoid-calibrated sporomorph assemblages reflect a shift from hygrophytic to xerophytic elements in the late Anisian (Middle Triassic) of the Southern Alps (Italy)*. *Rev. of Palaeobot. and Palyn.*, **218**: 15-27.
- DAL PIAZ G. (1907) - *Le Alpi Feltrine*. *Studio Geologico*. Memorie del Reale Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti **27**: 1-176.
- DAL PIAZ G. (1912) - *Studi Geotettonici sulle Alpi Orientali - Regione fra il Brenta e i dintorni del Lago di Santa Croce*. Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova, **1**: 1-195
- DAL PIAZ G. & TREVISAN L. (1956) - *Italia - Italie*, Lexique stratigraphique international 1, fasc. 11.
- DE CONCINI C., DE FLORENTIIS N., GATTO G.O. & ILCETO V. (1980) - *Movimenti attuali nelle Alpi Orientali rilevati mediante livellazioni ripetute*. Memorie di Scienze Geologiche, **34**: 53-66.
- DE FANTI A. (1967) - *Osservazioni morfologiche sul sottogruppo della Moiazza*. Tesi di Laurea, Università di Padova, ristampa del 1996 a cura dell'Istituto Culturale di Zoldo
- DE TONI A. (1912) - *Brachiopodi della zona Ceratites trinodosus di Monte Rite in Cadore*. Memorie dell'Istituto Geologico della Regia Università di Padova, **1**: 319-351.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1982) - *Schythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps*. *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **11**: 299-308.
- DE ZANCHE V. & GIANOLLA P. (1995) - *Litostratigrafia al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino orientale)*. *Ann. Univ. di Ferrara (N.S.)*, sez.9, Scienze Terra, **5**: 41-48.
- 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. & ROGHI G. (2000) - *Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave de Predil area (Julian Alps, Italy)*. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **93**: 331-347.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MANFRIN S., MIETTO P. & ROGHI G. (1995) - *A Middle Triassic Backstepping Carbonate Platform in the Dolomites (Italy): Sequence Stratigraphy and Biochronostratigraphy*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**: 135-155.
- 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.
- DECIMA A. (1996) - *Nuove riflessioni sulla formazione dell'antico lago di Agordo*. *Le Dolomiti Bellunesi*, **19**: 63-69.
- DECIMA A. (2001) - *L'antico lago di Agordo*. *Le Dolomiti Bellunesi*, **46**: 65-67.
- DECIMA A. & CIMPPELLIN P. (1982) - *Il lago di Agordo: leggenda e realtà*. *Le Dolomiti Bellunesi*, **5**: 1-12.
- DEL LONGO M., PELLEGRINI G.B. & SCUSSEL G.R. (2001) - *Geomorfologia del M. Pelmo*. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **24**: 3-16.
- DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1980) - *Preliminary results on the radiometric age of the Hercynian metamorphism in the South-Alpine basement of the Eastern Alps*. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1980/**12**: 707-718, Stuttgart.
- DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1984) - *Acidic gneisses from Plan de Coronas area and chronological data on South-Alpine basement in Pusteria (Eastern Alps)*. *Mem. Sci. Geol.*, **36**: 403-412, Padova.

- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle formazioni, Fascicolo I - Unità validate*. Quaderni del Servizio d'Italia, serie III, n° 7, 228 p., Roma.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G., PAMPALONI R. & PETTI F. (2002) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità non validate*: Servizio Geologico d'Italia Quaderni, serie III, 7.
- DELFRATI L., FALORNI P., IZZO P. & PETTI F. (2006) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Fascicolo V - Unità validate*: Servizio Geologico d'Italia Quaderni, serie III, 7.
- DELLA BRUNA G. & MARTIRE L. (1985) - *La successione giurassica (Pliensbachiano-Kimmeridgiano) delle Alpi Feltrine (Belluno)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **91**: 15-62.
- DIENI I. & SPAGNULO G. (1964) - *Lapilli accrezionari nei tuffi ladini del Dosso dei Morti (Adamello Sud-Orientale)*. Mem. Accad. Patavina, C1. Sci. Mat. Nat., **76**: 3-21.
- DIENI I., GIORDANO D., LOYDELL D.K. & SASSI F.P. (2005) - *Discovery of Llandovery (Silurian) graptolites and probable Devonian corals in the Southalpine Metamorphic Basement of the Eastern Alps (Agordo, NE Italy)*. Geol. Mag **143**: 1-5.
- DISS WORKING GROUP (2018) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- DOGLIONI C. (1984) - *Tettonica triassica transpressiva nelle Dolomiti*. Giornale di Geologia, **46**, 2: 47-60.
- DOGLIONI C. (1985) - *The overthrusts in the Dolomites: ramp-flat systems*. Eclogae Geologicae Helvetiae, **78**: 335-350.
- DOGLIONI C. (1987) - *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps - Northern Italy)*. J. Struct. Geol., **9**: 181-193.
- DOGLIONI C. (1990) - *Thrust tectonics examples from the Venetian Alps*. Studi Geologici Camerti special volume, 117-129.
- DOGLIONI C. (1992) - *Relationships between Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and Alpine inversion in the Southern Alps*. Eclogae Geologicae Helvetiae, **85**(1): 105-126.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geologische Rundschau, **76**: 735-754.
- DOGLIONI C. & CARMINATI E. (2008) - *Structural Styles & Dolomites Field Trip*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, LXXXII.
- DOGLIONI C. & NERI C. (1989) - *Anisian tectonics in the Passo Rolle area*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 197-204.
- DOGLIONI C. & SJORPAES C. (1990) - *Polyphase deformation in the Col Bechei area (Dolomites, Northern Italy)*. Eclogae Geologicae Helvetiae, **83**: 701-710.
- DOGLIONI C., MASETTI D. & NERI C. (1989) - *Late Carnian extensional tectonics in the Dolomites*. Rend. Soc. Geol. It., **14**: 43-48.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Eng. Geol., **38**: 231-243.
- EISBACHER G.H. & CLAGUE J.J. (1984) - *Destructive Mass Movements in High Mountains: Hazard and Management*. Geological Survey of Canada. Paper 84-16.
- FARABEGOLI E. & GUASTI M. (1980) - *Anisian lithostratigraphy and paleogeography of M. Rite (Cadore, southeastern Dolomites)*. Riv. It. Paleont. Strat., **85** (3-4): 909-930.
- FARABEGOLI E. & PERRI M.C. (1998) - *Permian-Triassic boundary and Early Triassic of the Bulla section (Southern Alps, Italy): lithostratigraphy, facies and conodont biostratigraphy*. In: PERRI M.C. & SPALLETTA C. (eds.): Southern Alps Field Trip Guidebook, ECOS VII. - Giornale di Geologia, **60**: 292-310.

- FARABEGOLI E. & VIEL G. (1982) - *Litostratigrafia della Formazione di Werfen (Trias inferiore) delle Dolomiti Occidentali*. *Industria Mineraria*, **6**: 3-14.
- FARABEGOLI E., LEVANTI D., PERRI M.C. & VENERI P. (1984) - *M. Bivera Formation: an atypical Middle Triassic "Rosso Ammonitico" facies from the Southern Alps (Italy)*. *Giornale di Geologia*, **46**: 33-46.
- FARABEGOLI E., PISA G. & OTT E. (1976) - *Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sud-orientali)*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **95**: 659-703.
- FARRIMOND P., STODDART D.P. & JENKYN H.C. (1994) - *An organic geochemical profile of the Toarcian anoxic event in northern Italy*. *Chemical Geology*, **111**: 17-33.
- FELLNER R. (1971) - *Die Kristallinzone Cereda-Agordo und ihr permotriassischer Rahmen (südliche Pala-Gruppe/Dolomiten)*. *Mem. Museo Tridentino Sci. Nat.*, **19/1**: 1-68, Trento.
- FLAJS G. & SCHÖNLAUB H.P. (1976) - *Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich)*. *Verh. Geol. B-A.*, 1976: 257-303, Wien.
- FOETTERLE F. (1856) - *Allgemeine Uebersicht der geologischen Verhältnisse der Venezianer Alpen*. *Jahrbuch der Kaiserlich Königlich Geologischen Reichsanstalt*, **7**: 850-851.
- FOIS E. (1982) - *The Sass da Putia carbonate buildup (western Dolomites): biofacies succession and margin development during the Ladinian*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **87**: 565-598.
- FOIS E. & GAETANI M. (1981) - *The northern margin of the Civetta buildup. Evolution during the Ladinian and the Carnian*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **86**: 469-542.
- FRANCESCHI M., MASSIRONI M., FRANCESCHI P. & PICOTTI V. (2013) - *Study of the Early Jurassic Calcarei Grigi carbonate platform (Southern Alps, Italy), integrating 3D-modeling and geostatistics*. *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, **29**: 59-62.
- FRANCESCHI M., MASSIRONI M., FRANCESCHI P. & PICOTTI V. (2014) - *Spatial analysis of thickness variability applied to an Early Jurassic carbonate platform in the central Southern Alps (Italy): a tool to unravel syn-sedimentary faulting*. *Terra Nova*, **26**: 239-246.
- FRIZ C. & VILLI V. (1991) - *I grandi fenomeni di dissesto della valle Missiaga-Bordina e loro influenza sull'evoluzione morfologica della conca di Agordo, Belluno, Italia*. *Mem. Sci. Geol. Univ. Padova*, **43**: 1-16.
- FRIZ C. & VILLI V. (1993) - *L'antico lago di Agordo*. *Mem. Sci. Univ. Padova*, **45**: 67-78.
- FRIZ C., VILLI V. & TURRINI M.C. (1995) - *The holocenic evolution of a stretch of an eastern Italian alpine valley*. *Earth Surface and Landforms*, **20**: 747-757.
- FRIZZO P. (1983) - *Pre-metamorphic Paleozoic mineralizations in the Austroalpine and Southalpine Basements of the Eastern Alps. Relationships between paleogeodynamics, stratigraphy and metallogenesis*. *IGCP no. 5 Newsletter*, **5**: 41-48.
- FRIZZO P. (2004) - *La miniera di Calceranica e i giacimenti a solfuri massicci della zona Agordino-Valsuganese*. In: P. PASSARDI & P. ZAMMATTEO (eds.) "*Le miniere del Mandola in Valsugana*", *Monografie I, Museo Tridentino Sci. Nat.*, 157-180, Trento.
- FRIZZO P., RACCAGNI L., FERALDI L. & MAGLICH F. (1999) - *Le mineralizzazioni piombo-zinco-argentifere della Valle Inferna (Zoldano - Belluno)*. *L'industria mineraria 1999*, 32-39.
- FUCHS W. (1844) - *Die Venetianer Alpen: ein Beitrag zur Kenntniss der Hochgebirge*. bei P. Rohrmann; Jent & Gassmann.
- GAETANI M. & MANTOVANI N. (2015) - *Middle Triassic Spiriferoid Mentzeliids from Alpine and Mediterranean areas*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **121**: 163-194.
- GAETANI M., FOIS E., JADOUF F. & NICORA A. (1981) - *Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy)*. *Mar. Geol.*, **44** (1-2): 25-57.
- GATTO G.O. & SEMENZA E. (1981) - *Foglio 22 Belluno*. In A. CASTELLARIN (a cura di): *Carta Tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200000)*. CNR, pubbl. **441**: 79-84, Tecnoprint, Bologna

- GATTOLIN G., PRETO N., BREDA A., FRANCESCHI M., ISOTTON M., GIANOLLA P. (2015) - *Sequence stratigraphy after the demise of a high-relief carbonate platform (Carnian of the Dolomites): sea-level and climate disentangled*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **423**: 1-17.
- GENORIA C. (1995) - *Rilevamento geologico del Gruppo dei Monti del Sole (Dolomiti Bellunesi)*. Tesi di Laurea, Università di Ferrara.
- GEYER O.F. (1993) - *Die Südalpen zwischen Gardasee und Friaul: Trentino, Veronese, Vicentino, Bellunese.*, Sammlung geologischer Führer, Band **86**: 1-576, Borntraeger, Stuttgart
- GHINOI A. & SOLDATI M. (2017) - *Reappraisal of Lateglacial stadials in the Eastern Alps: the case study of Valparola (Eastern Dolomites, Italy)*. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, **30** (1): 51-67.
- GHIROTTI M. (2006) - *Edoardo Semenza: the importance of geological and geomorphological factors for the identification of the ancient Vajont landslide*. In: Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A., Hermanns, R.L. (eds.), *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. Springer, Dordrecht, Netherlands, pp. 395-406.
- GIANOLLA P. (1991) - *Eruzione freatomagmatica di grande magnitudo nel Ladinico delle Dolomiti. (Nota preliminare)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **14**: 65-70.
- GIANOLLA P. (1992) - *Evoluzione mediotriassica del vulcanismo di Rio Freddo. (Alpi Giulie, Italia)*. *Mem. Sci. Geol.*, **44**: 193-209, Padova.
- GIANOLLA P. & NERI C. (2007) - *Formazione di Wengen*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F.M. (eds.), *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2)*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 111-124.
- GIANOLLA P., CAGGIATI M. & RIVA A. (2021). *The interplay of carbonate systems and volcanics: Cues from the 3D model of the Middle Triassic Sciliar/Schlern platform (Dolomites, Southern Alps)*. *Marine and Petroleum Geology*, **124**: 104794.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998) - *Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution*. In: P.C. DE GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN, P. VAIL & D. ULMER-SCHOLLE (eds.), *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Sp. Pub., **60**: 723-751.
- GIANOLLA P., MICHELETTI C., PANIZZA M. & VIOLA F. (2009) - *Nomination of the Dolomites for Inscription on the World Natural Heritage List Unesco*: <http://whc.unesco.org/en/list/1237/>.
- GIANOLLA P., MORELLI C., CUCATO M. & SIORPAES C. (2018) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 016 Dobbiaco*. ISPRA-Servizio Geologico d'Italia, Provincia A. Bolzano, 283 pp., Roma.
- GIANOLLA P., PROSSER G. & SIORPAES C. (1988) - *La successione terrigena ladino-carnica di Passo Duran (Dolomiti, Belluno): un'ipotesi di lavoro*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **11**: 217-220.
- GIANOLLA P., ROGGI G. & DE ZANCHE V. (2003) - *An upper Tivalian platform-basin system in the Julian Alps: the start-up of the Dolomia Principale (Southern Alps, Italy)*. *Facies*, **49**: 135-150.
- GIARDINI M. (1993) - *Indagini palinologiche sui sedimenti lacustri di Agordo (Dolomiti bellunesi)*. *Giorn. Bot. Ital.*, **127** (3): 693.
- GIORDANO D. (2019) - *L'antica laguna ladinica del Pelsa (Gruppo del Civetta. Agordino, Dolomiti Bellunesi)*. *Notiziario Gruppo Natura Bellunese* aprile 2019, pp. 11-23.
- GIORDANO D. (2020) - *Agordino*. In: *La Via della Dolomia il viaggio della roccia nelle Alpi dolomitiche a cura di L. LONZI e M. AZZALINI* Progetto Interreg V-A Italia Austria 2014-2020; pp. 10-155, Grafiche Antiga Crocetta del Montello.
- GIUDICI F. & SEMENZA E. (1960) - *Studio geologico sul serbatoio del Vajont*. Unpublished report for S.A.D.E., Venezia, Italy. Part A: text, 21 pp. Part B: 68 photos with discussion, 42 pp.
- GNACCOLINI M. (1968) - *Sedimentologia del Calcare di Soccher nella regione compresa tra la Valle del T. Vajont (Pordenone) e l'Alpago (Belluno)*. *Riv. Ital. Paleont.*, **74**: 829-864.

- GNACCOLINI M. & MARTINIS B. (1974) - *Nuove ricerche sulle formazioni calcaree Giurassico-cretacee della regione compresa tra la valli del Natisone e del Piave*. Riv. Ital. Paleont., **14**: 5-109.
- GRANIER B.R.C. & GRGASOVIC T. (2000) - *Les Algues Dasycladales du Permien et du Trias. Nouvelle tentative d'inventaire bibliographique, géographique et stratigraphique*. Geologia Croatica, **53**: 1-197.
- GÜMBEL C.W. (1857) - *Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen der Isar und Salzach*. Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt, **8**: 146-151.
- HAMMERSCHMIDT K. & STÖCKHERT B. (1987) - *A K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar study on white micas from the Brixen Quartzphyllite, Southern Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **95**: 181-193.
- HARADA T. (1883) - *Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und der westlichen Carnia*. Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt, **33**: 151-188.
- HAUER F.R. VON (1851) - *Über die vom Herrn Bergrath W. Fuchs in den Venetianer Alpen gesammelten Fossilien*. Denk. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss., **2**: 109-126.
- HAUER F.R. VON (1857) - *Ein Beitrag zur Kenntniss der Faunen der Raibler Schichten*. Sitzung. D. Akad. D. Wiss., **24**.
- HEAD M. (2019) - *Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Present status and future directions*. Part Quaternary International, **500**: 32-51.
- HENDRON A.J. & PATTON F.D. (1985) - *The Vajont slide - A geotechnical analysis based on new geologic observations of the failure surface (No. GL-85-5)*. Technical Report. US Army Corps of Engineers, Vicksburg.
- HENDRON A.J. & PATTON F.D. (1986) - *A geotechnical analysis of the behavior of the Vajont slide*. Civil Engineering Practice Fall, 65-130.
- HOFMANN R., HAUTMANN M. & BUCHER H. (2015) - *Recovery dynamics of benthic marine communities from the Lower Triassic Werfen Formation, northern Italy*. Lethaia, **48**: 474-496.
- HOFMANN W. (1972) - *Zur Lithofazies und Palaogeographie der Raibler Schichten in den Südtiroler Dolomiten und den Ostlichen angrenzenden Karnischen Alpen (Italien)*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**: 225-234.
- HÖRNES R. (1876) - *Zur Geologie von Südtirol*. Zeitschrift d.deutsch Geol. Gesellschaft, Berlin.
- HOUTEN V.L. (1930). *Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore*. Jahrbuch Geol. Bundesanstalt, **80**: 147-230.
- IVY-OCHS S., KERSCHNER H., REUTHER A., PREUSSER F., HEINE K., MAISCH M., KUBIK P.W. & SCHLÜCHTER C. (2008) - *Chronology of the last glacial cycle in the European Alps*. Journal of Quaternary Science, **23**: 559-573.
- JADOUL F., NICORA A., ORTENSIO A. & POHAR C. (2002) - *Ladinian stratigraphy and paleogeography of the Southern Val Canale (Pontebbano-Tarvisiano, Julian Alps, Italy)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **57**: 29-43.
- JENKYN H.C. (1988) - *The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence*. Am. Jour. of Science, **288**: 101-151.
- JENKYN H.C. & CLAYTON C.J. (1986) - *Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic*. Sedimentology, **33**: 87-106.
- JENKYN H.C., SARTI M., MASETTI D. & MICHAEL M.K. (1985) - *Ammonites and stratigraphy of Lower Jurassic black shales and pelagic limestones from the Belluno Trough, Southern Alps, Italy*. Eclogae Geol. Helv., **78**: 299-311.
- KALVACHEVA R., SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1986) - *Acritarch evidence for the Cambrian age of phyllites in the Agordo area (South-Alpine basement of Eastern Alps, Italy)*. Rev. Paleobot. Palynol., **48**: 311-326, Amsterdam.
- KEIM L. & NERI C. (2007a) - *Formazione di San Cassiano*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 49-55.

- KEIM L. & NERI C. (2007b) - *Dolomia Cassiana*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia-1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 56-62.
- KEIM L. & STINGL V. (2000) - *Lithostratigraphy and facies architecture of the Oligocene conglomerates at Monte Parei (Fanes, Dolomites, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **106**: 123-132.
- KEIM L., BRANDNER R., KRYSZYN L. & METTE W. (2001) - *Termination of Carbonate Slope Progradation: An example from the Carnian of the Dolomites, Northern Italy*. Sediment. Geol., **143** (3-4): 303-323.
- KLEBELSBERG R. VON (1935) - *Geologie von Tirol*. I-XII, 872 pp., Borntraeger ed., Berlin.
- KLEBELSBERG R. VON (1948) - *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Wien, (Springer Verlag).
- KOBER L. (1908) - *Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Garder, Rienz und Boite*. Mitt. Geol. Ges. I, Wien.
- LEONARDI P. (1937) - *Notizie sui depositi morenici würmiani e postwürmiani delle Valli di Zoldo, Zoppè e Cibiana (Dolomiti Orientali)*. Boll. Com. Glaciol. Ital. **17**: 3-18
- LEONARDI P. (1938) - *Geologia dei Monti di Zoldo e territori circostanti (Dolomiti Orientali)*. Memorie dell'Istituto Geologico della Regia Università di Padova, **12**: 1-76.
- LEONARDI P. (1953) - *Ricerche geo-paleontologiche nella Regione Dolomitica. Nuova interpretazione della tettonica della Val di Fassa e scoperta di tronchi silicizzati giuresi nella Valle del Piave*. La Ricerca Scientifica, **23**: 3-10.
- LEONARDI P. (1967) - *Le Dolomiti, geologia dei monti fra Isarco e Piave*. Edizioni Manfrini, Rovereto 1019 pp.
- LICHTENECKER N. (1938) - *The current and the glacial snow line in the eastern Alps*. In: Verhandl.d.III. Intern. Quartär-Konferenz, Wien, 141-147.
- LOCATI M., CAMASSI R., ROVIDA A., ERCOLANI E., BERNARDINI F., CASTELLI V., CARACCILO C.H., TERTULLIANI A., ROSSI A., AZZARO R., D'AMICO S. & ANTONUCCI A. (2021) - *Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 3.0*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).
- LORETZ H. (1874) - *Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo*. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft **26**: 377-516.
- MARANGON A., GATTOLIN G., DELLA PORTA G. & PRETO N. (2011) - *The Latemar: A flat topped, steep fronted platform dominated by microbialites and symsedimentary cements*. Sedimentary Geology, **240**: 97-114.
- MARTINIS B. (1966) - *Prove di ampi sovrascorrimenti nelle Prealpi Friulane e Venete*. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, **25**: 1-31.
- MARTINIS B. & FONTANA M. (1968) - *Ricerche sui calcari oolitici giurassici del Bellunese*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **74**: 1177-1230.
- MARTIRE L. (2007) - *Rosso Ammonitico Veronese*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 98-105.
- MARTIRE L., CLARI P., LOZAR F. & PAVIA G. (2006) - *The Rosso Ammonitico Veronese (Middle-Upper Jurassic of the Trento Plateau): a proposal of lithostratigraphic ordering and formalization*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **112**: 227-250.
- MASETTI D. & BIANCHIN G. (1987) - *Geologia del Gruppo dello Schiara (Dolomiti Bellunesi). Suo inquadramento nella evoluzione giurassica del margine orientale della Piattaforma di Trento*. Memorie di Scienze Geologiche, **39**: 187-212.
- MASETTI D. & BOTTONI A. (1978) - *L'Encrinite di Fanes e suo inquadramento nella paleogeografia Giurassica dell'area dolomitica*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **84**: 169-186.

- MASETTI D. & TREVISANI E. (1992) - *Inquadramento sequenziale dei Calcari Grigi delle Vette Feltrine (Giurassico Inferiore, Prealpi Bellunesi)*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **35**: 67-74.
- MASETTI D. & TROMBETTA G. L. (1998) - *L'eredità anisica nella nascita ed evoluzione delle piattaforme medio-triassiche delle Dolomiti Occidentali*. Mem. Sci. Geol., **50**: 213-237.
- MASETTI D., CLAPS M., GIACOMETTI P., LODI P. & PIGNATTI P. (1998) - *I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias Inferiore e Medio, Prealpi Venete)*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra **40**: 139-183.
- MASETTI D., FANTONI R., ROMANO R., SARTORIO D. & TREVISANI E. (2012) - *Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data*. AAPG Bulletin, **96**: 2065-2089.
- MASINI M. (1998) - *Limite delle nevi perenni, oscillazioni frontali tardiglaciali e postglaciali e relazioni con il clima degli Altopiani di Fanes, Semmes e Fosses (Dolomiti - Alpi meridionali)*. Studi Trentini di Scienze Naturali - Acta Geologica, **73**: 107-117.
- MASOLI M. & ULCIGRAI F. (1970) - *Evoluzione delle facies Giurassico-Cretaciche nella zona di transizione fra il Bacino Bellunese e l'Altofondolo Friulano*, St. Trent. Sc. Nat., Sez. A., Vol. XLVII, **1**: 93-134.
- MASSARI F. & MEDIZZA F. (1973) - *Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano-Maastrichtiano nelle Alpi Meridionali (con particolare riguardo agli hard grounds della Scaglia Rossa Veneta)*. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, **28**: 1-62.
- 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., CONTI M.A., FONTANA D., HELMOLD K., MARIOTTI N., NERI C., NICOSIA U., ORI G.G., PASINI M. & PITTAU P. (1988) - *The VGS and Bellerophon Formation in the Bletterbach gorge (Alto Adige, Italy): biostratigraphy and sedimentology*. Mem. Sci. Geol., **40**: 229-273.
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C. (1994) - *Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy)*. Mem. Sci. Geol., Padova, **46**: 119-243.
- MASSIRONI M., ZAMPIERI D., SUPERCHI L., BISTACCHI A., RAVAGNAN R., BERGAMO A., GHIROTTI M., & GENEVOIS R. (2013) - *Geological structures of the Vajont landslide*. Ital. J. Eng. Geol. Environ. Book. Ser., **6**: 573-582.
- MAZZOLI C. & SASSI R. (1988) - *Caratteri del metamorfismo ercinico nella fillade sudalpina a ovest di Bressanone*. Mem. Sci. Geol., **40**: 295-314.
- MELI S. (1998) - *Pre-Variscan volcanic activity in the Eastern Alps: the Southalpine porphyroids*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **78**: 417-432.
- MELI S. (2004) - *Rb/Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on the Variscan metamorphism recorded by Ordovician acidic metavolcanic rocks in the Eastern Southalpine basements*. Rend. Fis. Acc. Lincei, s. 9, **15**: 205-233, Springer.
- MELI S. & KLÖTZLI U.S. (2001) - *Evidence for Lower Paleozoic magmatism in the Eastern Southalpine basement: zircon geochronology from Comelico porphyroids*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **81**: 147-157.
- MERLA G. (1930) - *La fauna del Calcare a Bellerophon della Regione Dolomitica*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **9**: 1-221.
- METZELTIN S. (1973) - *Stratigrafia del Trias Medio nel massiccio del M. Tersadia (Carnia)*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **79**: 271-300.
- MIETTO P. & MANFRIN S. (1995a) - *A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report*. Bull. Soc. Geol. France, **166**: 539-563.
- MIETTO P. & MANFRIN S. (1995b) - *La successione delle faune ad Ammonoidi al limite Ladinico/Carnico (Sudalpino, Italia)*. In: C. BROGLIO LORIGA & C. NERI (eds.): Verso una definizione del Limite Ladinico-Carnico nel Sudalpino orientale. Ann. Univ. Ferrara, **5**: 37-40.

- MIETTO P. & SAURO U. (2000) - *Grotte del Veneto. Paesaggi carsici e Grotte del Veneto*. 2° edizione, Regione del Veneto & La Grafica eds, 480 pp., Vago di Lavagno (Vr).
- MIETTO P., MANFRIN S., PRETO N. & GIANOLLA P. (2008) - *Selected ammonoid fauna from Prati di Stuores/Stuores Wiesen and related sections across the Ladinian-Carnian boundary (Southern Alps, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **114**: 377-429.
- MOJSISOVICS E.M. VON (1878) - *Geologische Übersichtskarte des tirolisch-venetianischen Hochlandes zwischen Etsch und Piave ed Hölder*. (6 carte alla scala 1:75.000), Wien.
- MOJSISOVICS E.M. VON (1879) - *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*. In: A. HÖLDER (ed.) - Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen, Wien, 559 pp.
- MOJSISOVICS E.M. VON (1882) - *Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz*. Abh. k.k. Geol. Reichsanst., **10**: 1-332.
- MONEGATO G. (2012) - *Local glaciers in the Julian Prealps (NE Italy) during the Last Glacial Maximum*. Alpine and Mediterranean Quaternary, **25**: 5-14.
- MOSCARIELLO A. & CALZAVARA S. (1992) - *Indagine dendrocronologica su un tronco di abete rosso in depositi colluviali presso Pecol (Val di Zoldo, Belluno)*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **5**: 173-180.
- MOSCARIELLO A., CARRARO F. & PAGANELLI A. (1993) - *Nuovi dati sulla geologia del Quaternario dell'alta Valle di Zoldo (Dolomiti)*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **6**: 145-166.
- MÜLLER L. (1964) - *The rock slide in the Vajont valley*. Rock Mech. Eng. Geol. **2**: 148-212.
- MULLINS H.T., NEUMANN A.C., WILBER R.J. & BOARDMAN M.R. (1980) - *Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones*. Journal of Sedimentary Petrology, **50**: 117-131.
- NERI C. (2007a) - *Arenaria di Val Gardena*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 52-63.
- NERI C. (2007b) - *Formazione a Bellerophon*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 64-73.
- NERI C. (2007c) - *Formazione di Werfen*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 83-96.
- NERI C. & POSENATO R. (1988) - *New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of Western Dolomites (Trento, Italy)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14**/3: 83-107.
- 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*. APAT, Dip. Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Regione del Veneto.
- NIMIS P., OMENETTO P., GIUNTI I., ARTIOLI G. & ANGELINI I. (2012) - *Lead isotope systematics in hydrothermal sulphide deposits from the central-eastern Southalpine (northern Italy)*. European Journal of Mineralogy, **24**: 23-37.
- NOÈ S.U. (1987) - *Facies and paleogeography of the marine Upper Permian and of the Permian/Triassic boundary in the Southern Alps (Bellerophon Fm., Tesero Horizon)*. Facies, **16**: 89-142.
- OBNHOLZNER J.H. (1991) - *Triassic volcanogenic sediments from the Southern Alps (Italy, Austria, Yugoslavia) - a contribution to the "Pietra verde" problem*. Sedimentary Geology, **74**: 157-171.
- OBNHOLZNER J.H. & PFEIFFER J. (1991) - *"Pietra verde" ein Diskussionsbeitrag zur Geodynamik der Südalpen*. Jubiläums-schrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, **1**: 221-245.

- ODDONE E. (1998) - *Studio della sezione stratigrafica Norico-Retica di Soverzene (Belluno)*. Tesina di Laurea, Università di Ferrara
- OGG J. (1981) - *Middle and Upper Jurassic sedimentation history of the Trento Plateau (Northern Italy)*. In: FARINACCIA. & ELMI S. (eds.): Rosso Ammonitico Symposium Proceedings, 479-503, Technoprint, Roma.
- OGILVIE GORDON M.M. (1934) - *Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **84**: 59-215.
- OGNIBEN L. (1967) - *Il Cristallino antico e il giacimento di pirite di Agordo (Belluno)*. Atti Giornata Studi Geominerari, Agordo, 7 ottobre 1967: 63-66.
- OROMBELLI G., RAVAZZI C. & CITA M.B. (2005) - *Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), Tardoglaciale e postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **18**: 147-155.
- OTT E., PISA G. & FARABEGOLI E. (1980) - *Celyphia zoldana sp. n., a reef building sphinctozoan sponge in Anisian limestones of the Southeastern Dolomites*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**: 829-842.
- PANIZZA M. (1972) - *I depositi quaternari e l'evoluzione geomorfologica della conca di Forno di Zoldo (Dolomiti Orientali)*. St. Trent. Sc. Nat., XLIX, Sez. A, 1, 96-106.
- PANIZZA M. (2009) - *The geomorphodiversity of the Dolomites (Italy): a key of geoheritage assessment*. Geoheritage, **1**: 33-42.
- PARONUZZI P. & BOLLA A. (2012) - *The prehistoric Vajont rockslide: an updated geological model*. Geomorphology, **169-170**: 165-191.
- PARONUZZI P., BOLLA A. PINTO D., LENAZ D., & SOCCAL M. (2021) - *The clays involved in the 1963 Vajont landslide: Genesis and geomechanical implications*. Engineering Geology, **294**: 106376.
- PELLEGRINI G.B. (2018) - *Geomorfologia del territorio bellunese negli scritti di Giovanni Battista Pellegrini*. Fondazione G. Angelini con Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Grafiche Erredici S.r.l. (PD), 368.
- PELLEGRINI G.B. & ZAMBRANO R. (1979) - *Il corso del Piave a Ponte nelle Alpi nel Quaternario*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, **56**: 69-100.
- PELLEGRINI G.B. & ZANFERRARI A. (1980) - *Inquadramento strutturale ed evoluzione neotettonica dell'area compresa nei fogli 23 Belluno, 22 Feltre (p.p.) e 24 Maniago (p.p.)*. In: Contributi preliminari alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia, Progetto Finalizzato Geodinamica, **356**: 359-396.
- PELLEGRINI G.B., ALBANESE D., BERTOLDI R. & SURIAN N. (2005a) - *La deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria. Suppl VII, 185-196.
- PELLEGRINI G.B., SURIAN N., ALBANESE D., DEGLI ALESSANDRINI A. & ZAMBRANO R. (2005b) - *Le grandi frane pleistoceniche di Marziai e dei Collesei di Anzù e loro effetti sull'evoluzione geomorfologica e paleoidrografica della Valle del Piave nel Canale di Quero (Prealpi Venete)*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **81**: 87-104
- PELLENARD P., NOMADE S., MARTIRE L., DE OLIVEIRA RAMALHO F., MONNA F. & GUILLOU H. (2013) - *The first ⁴⁰Ar-³⁹Ar date from Oxfordian ammonite-calibrated volcanic layers (bentonites) as a tie-point for the Late Jurassic*. Geological Magazine, **150**: 1136-1142.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig, Tauchnitz, v.1-3, 1199 pp.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007) - *Maiolica*, in: Carta Geologica d'Italia - Catalogo delle Formazioni (Fascicolo VI), Quaderni del Servizio Geologico d'Italia. Roma, pp. 167-180.
- PHILLIPP H. (1904) - *Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **56**: 1-98.
- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. pp. 248, Wien.
- PICCIN G., BERTOLDI L. & FURLANIS S. (2008) - *Le fasi del glacialismo pleistocenico nel bacino del Torrente Terche (versante meridionale del Vallone Bellunese)*. Rendiconti online SGI, **4**: 63-64.

- PICOTTI V. & COBIANCHI M. (2017) - *Jurassic stratigraphy of the Belluno Basin and Friuli Platform: a perspective on far-field compression in the Adria passive margin*. Swiss J. Geosci., **110**: 833-850.
- PISA G. (1972) - *Geologia dei monti a nord di Forni di Sotto (Carnia occidentale)*. Giorn. Geol., s. 2, **38/2**: 543-688.
- PISA G. (1974) - *Stratigraphische Tabellen der sudalpinen Trias*. In: ZAPPE H. (ed.), Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Springer Verlag, 159.
- 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**: 63 - 92.
- PISA G., MARINELLI M. & VIEL G. (1980) - *Infraraibl Group: a proposal (Southern Calcareous Alps, Italy)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **85** (3-4): 983-1002.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1991a) - *Caratteri stratigrafici e strutturali del basamento cristallino di Agordo (Belluno)*. Rend. Soc. Geol. Ital., **14**: 127-134.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1991b) - *Eventi plicativi nel Cristallino di Agordo (Basamento sudalpino orientale)*. Atti Ticinensi Sci. Terra, **34**: 133-144, Pavia.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1991c) - *La zona di taglio duttile della seconda fase ercinica nel Cristallino di Agordo (Basamento sudalpino orientale)*. Atti Ticinensi Sci. Terra, **34**: 167-174.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1992) - *The Agordo basement (NE Italy): a 500 MA-long geological record in the Southalpine crust*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP No.276 Newsletter, **5**: 283-296.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1995) - *L'ortogneiss della Malga delle manze (Basamento sudalpino orientale - Comelico)*. Gortania - Atti Museo Friulano St. Nat., **16**: 41-58.
- POSENATO R. (2019) - *The end-Permian mass extinction (EPME) and the Early Triassic biotic recovery in the Western Dolomites (Italy): state of the art*. Boll. della Soc. Paleontol. Ital., **58**: 11-34.
- PRETO N. & HINNOV L.A. (2003) - *Unraveling the origin of carbonate platform cyclothems in the Upper Triassic Dürrenstein Formation (Dolomites, Italy)*. J. Sediment. Res., **73**: 774-789.
- PRETO N., FRANCESCHI M., GATTOLIN G., MASSIRONI M., RIVA A., GRAMIGNA P., BERTOLDI L. & NARDON S. (2011) - *The Latemar: a Middle Triassic polygonal fault-block platform controlled by syndimentary tectonics*. Sediment. Geol., **234**: 1-8.
- PRETO N., GIANOLLA P., FRANCESCHI M., GATTOLIN G. & RIVA A. (2017) - *Geometry and evolution of Triassic high-relief, isolated microbial platforms in the Dolomites, Italy: the Anisian Latemar and Carnian Sella platforms compared*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **101**: 475-483.
- RAVAZZI C., PERESANI M., PINI R. & VESCOVI E. (2007) - *Il Tardoglaciale nelle Alpi italiane e in Pianura Padana. Evoluzione stratigrafica, storia della vegetazione e del popolamento antropico*. Italian Journal of Quaternary Sciences, **20**, (2): 163-184.
- RICHTHOFEN F. VON (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, S. Cassian und der Seisser Alpe in Südtirol*. Perthes, Gotha.
- RIEDEL A. (1949) - *I Cefalopodi anisici delle Alpi Meridionali ed il loro significato stratigrafico*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **16**: 1-22.
- RIVA A., PERISSINOTTO M.L., D'ALBERTO L. & ZOPPELLO C. (2008) - *Geology of the Piani Eterni Karst Complex (Alpi Feltrine, Italy)*. Rendiconti Online della Società Geologica Italiana, **4**: 71-74.
- RIVA M., BESIO M., MASETTI D., ROCCATI F., SAPIGNI M. & SEMENZA E. (1990) *Geologia delle Valli Vajont e Gallina (Dolomiti Orientali)*. Annali dell'Università di Ferrara, **2**: 55-76.
- ROGHI G. & DALLA VECCHIA F.M. (1997) - *The palynology and palaeoenvironment of the Upper Triassic dolomitic marly sequence of Dogna valley (Udine, Friuli-Venezia Giulia, NE Italy) with reptile trackways*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **103**: 183-192.
- ROGHI G., GIANOLLA P., MINARELLI L., PILATI C. & PRETO N. (2010) - *Palynological correlation of Carnian humid subevents throughout western Tethys*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **29** (8): 89-106.

- ROSSATO S., MARTIN S., IVY-OCHS S., VIGANÒ A., VOCKENHUBER C., RIGO M., MONEGATO G., DE ZORZI M., SURIAN N., CAMPEDEL P. & MOZZI P. (2020) - *Timing, drivers and impacts of the historic Masiere di Vedana rock avalanche (Belluno Dolomites, NE Italy)*. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **20**: 2157-2174
- ROSSI D. & SEMENZA E. (1965) - *Carte Geologiche del Versante Settentrionale del M. Toc e Zone Limitrofe, prima e dopo il Fenomeno di Scivolamento del 9 Ottobre 1963, Scala 1:5000*. Istituto di Geologia, Università di Ferrara.
- ROSSI P., VIEL G. & SIMBOLI G. (1977) - *Significato paleogeografico e magmatico-tettonico della serie vulcanica vulcanoclastica ladinica superiore del Monte Civetta*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **95**: 433-458.
- SARTI M. & ARDIZZONI F. (1984) *Tettonica triassica nel Gruppo di cima Pape-Pale di Sanson (Dolomiti Bellunesi)*. *Mem. Sc. Geol. Padova*, **36**: 353-370.
- SARTORIO D. (1987) - *Reef and open episodes on a carbonate platform margin from Malm to Cenomanian: the Cansiglio example (Southern Alps)*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **40**: 91-97.
- SASSI F.P., KALVACHEVA R. & ZANFERRARI A. (1984) - *New data on the age of deposition of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps*. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1984/12**: 741-751, Stuttgart.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI (1979) - *Nuovi dati sulla stratigrafia e i caratteri chimico-petrografici dei Porfiroidi del Comelico (Alpi Orientali)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**: 425-434, Roma.
- SCHLÄGEL-BLAUT P. (1990) - *Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum*. *Abh. Geol. B.-A. Wien*, **43**: 1-149, Wien.
- SCHÖNBORN G. (1999) - *Balancing cross sections with kinematic constraints: The Dolomites (northern Italy)*. *Tectonics*, **18**: 527-545.
- SCHÖNLAUB H.P. (1982) - *Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich)*. *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **124**: 361-423, Wien.
- 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.
- SEMEZA E. (1981) - *Foglio 12 Cortina d'Ampezzo ex Pieve di Cadore*. In A. CASTELLARIN (a cura di): *Carta Tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200000)*, CNR, pubbl. **441**: 55-59, Tecnoprint, Bologna.
- SEMEZA E. (2001) - *La storia del Vajont raccontata dal geologo che ha scoperto la frana*. Tecomproject editore multimediale (Ferrara). 280 pp.
- SEMEZA E. (2010) - *The Story of Vajont Told by the Geologist Who Discovered the Landslide*. Published posthumously, K-flash, Ferrara, Italy
- SEMEZA E. & GHIROTTI M. (2000) - *History of the 1963 Vajont slide: the importance of geological factors*. *Bulletin Engineering Geological Environment*, **59**: 87-97.
- SEMEZA E. (1965) - *Sintesi degli Studi Geologici sulla frana del Vajont dal 1959 al 1963*. *Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali*, **16**: 1-52.
- SENOWBARI-DARYAN B., ZÜHLKE R., BECHSTÄDT T. & FLÜGEL E. (1993) - *Anisian (Middle Triassic) buildups of the Northern Dolomites (Italy): the recovery of reef communities after the Permian/Triassic crisis*. *Facies*, **28**: 181-256.
- SIBLEY D.F. & GREGG J.M. (1987) - *Classification of dolomite rock textures*. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: 967-975.
- SIORPAES C. & GIANOLLA P. (1991) - *Stratigrafia Triassica del versante settentrionale delle Cime di San Sebastiano (Dolomiti Orientali)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **14**: 155-156.
- SOLDATI M. (2013) - *Deep-seated gravitational slope deformation*. *Encyclopedia of natural hazards*. Springer, Netherlands, pp. 151-155
- STACHE G. (1874) - *Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen*. *Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **24**: 334-424.

- STEFANI C., ZATTIN M. & GRANDESSO P. (2007) - *Petrography of Paleogene turbiditic sedimentation in northeastern Italy*. In: ARRIBAS J., JOHNSON M.J., CRITELLI S. (eds.), *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*, Geological Society of America Special Papers. Geological Society of America, **420**: 37-55.
- STEFANI M. & CAPUTO R. (2002) - *Synvolcanic carbonate production at scalloped platform margins: examples from the Middle Triassic Catinaccio Buildups (Dolomites, Italy)*. Mem. Sci. Geol., **54**: 143-146.
- STEFANI M., FURIN S., & GIANOLLA P. (2010) - *The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **290**: 43-57.
- STORCK J.C., BRACK P., WOTZLAW J.F., & ULMER P. (2019). *Timing and evolution of Middle Triassic magmatism in the Southern Alps (northern Italy)*. Journal of the Geological Society, **176** (2): 253-268.
- STUIVER M., REIMER P.J., & REIMER R.W. (2021) - CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org>.
- SUGAN M. & PERUZZA L. (2011) - *Distretti sismici del Veneto*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, **52**: 3-90.
- SUPERCHI L., FLORIS M., GHIROTTI M., GENEVOIS R., JABOYEDOFF M. & STEAD D. (2010) - *Implementation of a geodatabase of published and unpublished data on the catastrophic Vajont landslide*. Natural Hazards and Earth System Sciences, **10**: 865-873.
- SURIAN N. (1996) - *The terraces of the Piave River in the Vallone Bellunese, eastern Alps, Italy*. Geografica Fisica e Dinamica Quaternaria, **19**: 119-127.
- TARAMELLI T. (1879) - *Appunti geologici sulla Provincia di Belluno*. Atti della Società Italiana di Scienze Naturali, **21**: 519-559.
- TARAMELLI T. (1880) - *Monografia stratigrafica e paleontologica del Lias delle provincie Venete*. Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, **5** (5): 1-89.
- TARAMELLI T. (1883) - *Note illustrative alla Carta Geologica della Provincia di Belluno rilevata negli anni 1877-81*. Premiata Tipografia F.lli Fusi, Pavia.
- TINTOR W. (2005) - *Zum Spätglazial in den nördlichen Tälern der italienischen Julischen Alpen*. Carinthia II, (195/115), 497-514.
- TINTORI A. (2018) - *Il Ladinico superiore della Laguna Vazzoler-Pelsa (Civetta, Dolomiti Agordine)*. Frammenti, **8**: 43-47.
- TORNQUIST A. (1933) - *Die Erzlagerstätten der Dolomiten und Venetiens I. Der Kiesstock von Agordo*. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftlichen. Classe **142**, 263-273.
- TROMBETTA G.L. & MASETTI D. (2021) - *Sintesi delle conoscenze geologiche e proposta di un nuovo modello sedimentario per il Bacino del T. Biois (Formazione di Livinallongo e Formazione dello Sciliar, Province di Belluno e Trento)*. Geo. Alp, **18**: 1-24.
- TROMBETTA G.L., CARULLI G.B., COZZI A., FANTONI R., LONGO SALVADOR G., MASETTI D., PODDA F., PONTON M., SCOTTI P., TRINCIANTI E. & VENTURINI S. (1997) - *Il rifting norico nelle Alpi Meridionali: confronto fra le successioni del Triassico Superiore del bacino lombardo e del bacino bellunese*. Gruppo di Sedimentologia - CNR. Riunione scientifica annuale, Arcavacata di Rende (CS), pp. 79-81.
- TROMBETTA G.L., ZAFFONI M., CAVICCHI S. & MASETTI D. (1998) - *Stratigrafia e paleogeografia del Triassico superiore delle Prealpi Bellunesi e Friulane occidentali (Valle del Piave, Val Settimana e Val Cellina)*. Giornale di Geologia, **60**: 74-76.
- VAN HUSEN D. (1987) - *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, 24 pp., 1 carta a scala 1:500.000.
- VENTURINI C. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 031 Ampezzo*. Serv. Geol. d'I. APAT, Bologna.

- VENZO S. (1939) - *Osservazioni geotettoniche e geomorfologiche sul rilevamento del Foglio Belluno*. Boll. Soc. Geol. Ital., **58**: 433-451.
- VIEL G. (1979) - *Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali)*. I Parte: Riv. Ital. Paleont. Strat., **85** (1), 85-125; II Parte: **85** (2): 297-352.
- VISONÀ D. & ZANFERRARI A. (1985) - *Rifting ercinico nel basamento sudalpino delle Alpi orientali*. In: T. COCOZZA & C.A. RICCI (eds.): *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*. Siena, 13-14 dicembre 1985, Note brevi e Riassunti: 111, Siena.
- VISONÀ D., MEYZEN C.M., NIMIS P. & NESTOLA F. (2018) - *Fossil submarine hydrothermalism in metabasalts from the Gudon (Bressanone) amphibolite (Southalpine basement, Eastern Alps, NE Italy)*. Eur. J. Mineral., **30**: 355-366, Stuttgart.
- VRABEC M. & FODOR L. (2006) - *Late Cenozoic tectonics of Slovenia: structural styles at the north-eastern corner of the Adriatic microplate*. In: N. PINTER *et alii* (eds.): *The Adria microplate: GPS, Geodesy, Tectonics and Hazard*. NATO Sci, Series, ser. IV, **61**: 151-168, Springer, Dordrecht.
- WEISSERT H. (1981) - *Depositional processes in an ancient pelagic environment: the Lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps*. Eclogae Geol. Helv., **74/2**: 339-352.
- WINTERER E.L. (1998) - *Paleobathymetry of Mediterranean Tethyan Jurassic Pelagic sediments*, Memorie della Società Geologica Italiana, **53**: 97-131.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. AAPG Bull., **65**: 394-421.
- WISSMANN H.L. & MÜNSTER G. (1841) - *Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirols vorzüglich der Schichten von St. Cassian*. - Buchnersche Buchhandlung, pp. 152, Bayreuth.
- WITTEMBURG P. VON (1908) - *Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols*. Geol. Palaeont. Abhand., **8** (5): 44.
- WOLTER A., STEAD D., WARD B.C. *et alii* (2015) - *Engineering geomorphological characterisation of the Vajont Slide, Italy, and a new interpretation of the chronology and evolution of the landslide*. Landslides, **13**: 1067-1081.
- WOTZLAW J.F., BRACK P. & STORCK J.C. (2018) - *High-resolution stratigraphy and zircon U-Pb geochronology of the middle triassic Buchenstein Formation (Dolomites, Northern Italy): precession-forcing of hemipelagic carbonate sedimentation and calibration of the anisian-ladinian boundary interval*. J. Geol. Soc. London, **175**: 71-85.
- ZAFFONI M. (1997) - *Analisi di facies e revisione stratigrafica delle successioni del Trias Superiore delle Prealpi Bellunesi, Friulane e Carniche*. Tesi di laurea, Università di Ferrara.
- ZAMPIERI D. (1987) - *Le piattaforme carbonatiche triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti)*. Mem. Sc. Geol., **39**: 73-83.
- ZANFERRARI A. (1985) - *Stratigrafia e tettonica del basamento sudalpino delle Alpi orientali*. In: COCOZZA T. & RICCI C.A. (eds.) - *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica, magmatica del Paleozoico italiano*, Siena, 13-14 dicembre 1985, 112-113, Univ. Siena.
- ZANFERRARI A. & POLI M.E. (1992) - *Il basamento sudalpino orientale: stratigrafia, tettonica varisica ed alpina, rapporti copertura-basamento*. Studi geol. Camerti, vol. spec. 1992/2 (CROP 1-1A): 299-302.
- ZANFERRARI A., MASETTI D., MONEGATO G. & POLI M.E. (2013) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 049 Gemona del Friuli*. ISPRA e Servizio Geologico Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia. http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/49_Gemona%20del_Friuli.pdf
- ZEMPOLICH W.G. & ERBA E. (1999) - *Sedimentologic and chemostratigraphic recognition of third order sequences in resedimented carbonate the middle Jurassic Vajont limestone*. SEPM Spec. Publ. **63**: 335-370.

- ZEMPOLICH W.G. & HARDIE, L.A. (1997) - *Geometry of dolomite bodies within deep-water resedimented oolite of the Middle Jurassic Vajont Limestone, Venetian Alps, Italy: Analogs for hydrocarbon reservoirs created through fault-related burial dolomitization*. In: KUPECZ J.A., GLUYAS J., BLOCH S. (eds.), *Reservoir Quality Prediction in Sandstones and Carbonates*, AAPG Memoir, **69**: 127-162.
- ZENARI S. (1937) - *Particolarità tettoniche delle Alpi Bellunesi*. Boll. Soc. Geol. Ital., **56**: 26-75.
- ZENARI S. (1938) - *Particolarità tettoniche delle Alpi Bellunesi II. Studio Geotettonico del gruppo del M. Schiara - M. Pelf - M. Serva*. Boll. Soc. Geol. Ital., **57**: 49-76.
- ZOLITSCHKA B., POLGAR I.S. & BEHLING H. (2021) - *Created by the Monte Peron rock avalanche: Lago di Vedana (Dolomites, Italy) and its sediment record of landscape evolution after a mass wasting event*. Landslides, **204**.

PROGETTO
CARG