



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2,2,1960)

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 031

AMPEZZO

a cura di

C. Venturini¹ (coordinamento e redazione)

contributi tematici

C. Venturini¹, C. Spalletta¹, G.B. Vai¹,

M. Pondrelli², C. Fontana³, S. Delzotto³,

G. Longo Salvador⁴ & G.B. Carulli⁴

con la collaborazione di: **D. Garuti³, D. Ciavatta³, M. Ponton⁴ & F. Podda⁴**

Analisi micropaleontologiche: **M.C. Perri¹ & C. Spalletta¹** (conodonti), **M. Pasini⁵** (fusulinidi)

Analisi macropaleontologiche: **M.A. Conti⁶** (ichnologia dei vertebrati), **P. Mietto⁷** (ammonoidi)

Sezioni stratigrafiche, disegni e foto: **C. Venturini¹**

¹ Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali - Università di Bologna

² Dipartimento di Scienze - Università di Chieti e Pescara

³ Consulente Università di Bologna

⁴ Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine - Università di Trieste

⁸ Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Firenze

⁶ Dipartimento di Scienze della Terra - Università La Sapienza - Roma

⁷ Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica - Università di Padova

Ente realizzatore



UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: A. Todisco

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

Responsabile del Progetto CARG per l'Università di Bologna: G.B. Vai

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica

M. Pantaloni (coord.), **M.L. Pampaloni**, **R. Graciotti**

Coordinamento cartografico

D. Tacchia (coordinatore), **F. Pilato**

Revisione informatizzazione dei dati geologici

D. Delogu (coord.), **L. Battaglini**, **M.C. Giovagnoli**, **R. Ventura**

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa

M. Cosci, **F. Pilato**

PER L'UNIVERSITÀ DI BOLOGNA, DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA E
GEOLOGICO-AMBIENTALI

Allestimento editoriale e cartografico

C. Venturini (direzione lavori)

Allestimento informatizzazione dei dati geologici

C. Venturini (responsabile e direzione lavori)

Informatizzazione e allestimento Banca Dati:

D. Garuti

Allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

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

Stampa: A.T.I. - S.EL.CA. srl - L.A.C. srl - SystemCart srl - 2009

INDICE

I -	- INTRODUZIONE	pag.	7
II -	- STUDI PRECEDENTI	»	11
III -	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	»	17
IV -	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	23
1.	- SUCCESSIONE STRATIGRAFICA	»	23
2.	- GLI EVENTI DEFORMATIVI	»	31
V -	- STRATIGRAFIA	»	37
1.	- SUCCESSIONE ORDOVICIANO-CARBONIFERA	»	37
1a.	- SUCCESSIONE ORDOV.-CARBONIFERA - Parte inferiore.	»	38
1a.1.	- FORMAZIONE DELL'UQUA	»	38
1a.2.	- CALCARI AD 'ORTHO CERAS' E ARGILLITI A GRAPTOLITI	»	39
1b.	- SUCCESSIONE ORDOV.-CARBONIFERA - Parte intermedia »		40
1b.1.	- CALCARI DEL RAUCHKOFEL	»	41
1b.2.	- CALCARI DI CUESTALTA	»	41
1b.3.	- CALCARENITI DI PAL GRANDE	»	42
1b.4.	- CALCIRUDITI DEL FREIKOFEL	»	43
1b.5.	- CALCARI DEL M. COGLIANS	»	43
1b.6.	- CALCARI DI PRAMOSIO	»	45
1b.7.	- RADIOLARITI DEL RIO CHIANALETTA	»	46
1c.	- SUCCESSIONE ORDOV.-CARBONIFERA - Parte superiore	»	48
1c.1.	- FORMAZIONE DEL HOCHWIPFEL	»	48
1c.2.	- FORMAZIONE DEL DIMON	»	52
2.	- SUCCESSIONE PERMO-CARBONIFERA	»	57
2.1.	- SUPERGRUPPO DI PONTEBBA	»	58
2.1a.	- GRUPPO DI PRAMOLLO	»	58
2.2b.	- GRUPPO DI RATTENDORF E GRUPPO DEL TROGKOFEL	»	60
3.	- SUCCESSIONE PERMIANA MEDIO-SUP.	»	61
3.1.	- BRECCIA DI TARVISIO	»	61
3.2.	- CONGLOMERATO DI SESTO	»	62
3.3.	- ARENARIA DI VAL GARDENA	»	64
3.4.	- FORMAZIONE A BELLEROPHON	»	67
3.4.1.	- <i>membro a gessi e dolomie nere</i>	»	68
3.4.2.	- <i>membro a dolomie e calcari neri</i>	»	70

4.	- SUCCESIONE TRIASSICA INF. »	73
4.1.	- FORMAZIONE DI WERFEN »	73
4.1.1.	- <i>Orizzonte di Tesero, Membro di Mazzin, Orizzonte di Andraz</i> »	74
4.1.2.	- <i>Membro di Siusi</i> »	76
4.1.3.	- <i>Oolite a Gasteropodi</i> »	78
4.1.4.	- <i>Membro di Campil</i> »	80
4.1.5.	- <i>Membro di Val Badia</i> »	83
4.1.6.	- <i>Membro di Cencenighe</i> »	84
5.	- SUCCESIONE TRIASSICA MEDIO-SUP. »	87
5a.	- SUCCESIONE TRIASSICA MEDIO-SUP. - Parte inferiore ... »	87
5a.1.	- FORMAZIONE DI LUSNIZZA »	87
5a.2.	- 'DOLOMIA DEL SERLA INF.' »	90
5a.3.	- 'FORMAZIONE DEL SERLA SUP.' »	92
5a.4.	- GRUPPO DI BRAIES. »	93
5a.4a.	- SUBGRUPPO DEL COL DEI MIRTILLI. »	95
5a.4a.1	- <i>Conglomerato di Piz da Peres</i> »	95
5a.4a.2	- <i>Conglomerato di Voltago</i> »	95
5a.4a.3	- <i>Formazione di Agordo</i> »	96
5a.4a.4	- <i>Formazione di Dont</i> »	97
5a.4b.	- CONGLOMERATO DI RICHTHOFEN »	98
5a.4c.	- CALCARE DI MORBIAC »	99
5a.4d.	- FORMAZIONE DEL M. BIVERA. »	100
5a.4e.	- FORMAZIONE DELL'AMBATA. »	101
5b.	- SUCCESIONE TRIASSICA MEDIO-SUP. - Parte intermedia . »	102
5b.1.	- GRUPPO DEL M. SIERA »	103
5b.2.	- CALCARI DEL CLAPSAVON »	106
5b.3.	- FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN »	107
5b.4.	- FORMAZIONE DI M. FERNAZZA. »	111
5b.5.	- FORMAZIONE DI WENGEN-LA VALLE »	112
5b.6.	- FORMAZIONE DI SAN CASSIANO »	114
5b.7.	- 'DOLOMIA CASSIANA' »	115
5b.8.	- FORMAZIONE DELLA VAL DEGANO »	116
5c.	- SUCCESIONE TRIASSICA MEDIO-SUP. - Parte superiore. »	123
5c.1.	- FORMAZIONE DI DÜRRENSTEIN »	124
5c.2.	- FORMAZIONE DI RAIBL »	127
5c.2.1.	- <i>membro a peliti rosse</i> »	128
5c.2.2.	- <i>membro a gessi e dolomie grigie</i> »	128
5c.2.3.	- <i>membro a dolomie e marne</i> »	128

5c.3.	- FORMAZIONE DEL MONTICELLO »	129
5c.4.	- DOLOMIA DI FORNI »	130
5c.5.	- DOLOMIA PRINCIPALE »	131
6.	- SUCCESSIONE ?MIO-?PLIOCENICA »	132
6.1.	- RUDITI DEL M. CLAUPA »	132
7.	- SUCCESSIONE QUATERNARIA »	134
7.1.	- SINTEMA PRE-LGM ALPINO ORIENTALE »	136
7.2.	- SINTEMA LGM ALPINO ORIENTALE »	139
7.2.1.	- <i>subsintema di Illegio</i> »	140
7.2.2.	- <i>subsintema delle alte valli</i> »	142
7.2.3.	- <i>subsintema di Cima Sappada</i> »	146
7.3.	- SINTEMA POST-LGM ALPINO ORIENTALE »	149
7.3.1.	- <i>subsintema di Paluzza</i> »	150
7.3.2.	- <i>subsintema di Àlzeri</i> »	151
7.3.3.	- <i>subsintema di Forni Avoltri</i> »	152
7.3.4.	- <i>subsintema di Sappada</i> »	153
7.3.5.	- <i>subsintema di Fontana</i> »	155
7.4.	- UNITÀ UBIQUITARIE »	156
7.4.1.	- <i>cordoni morenici laterali</i> »	156
7.4.2.	- <i>accumuli glacio nivali</i> »	156
7.4.3.	- <i>depositi eluvio-colluviali</i> »	156
7.4.4.	- <i>detriti di falda e di versante</i> »	157
7.4.5.	- <i>accumuli di paleofrana</i> »	158
7.4.6.	- <i>accumuli di frana recente</i> »	158
7.4.7.	- <i>alluvioni attuali</i> »	158
VI	- TETTONICA »	161
1.	- CICLO ERCINICO »	162
1.1.	- ELEMENTI TETTONICI PRINCIPALI »	163
1.2.	- INSIEMI DI STRUTTURE »	165
1.3.	- ASSOCIAZIONI DEFORMATIVE »	165
2.	- CICLO ALPINO »	167
2.1.	- ELEMENTI TETTONICI PRINCIPALI »	167
2.2.	- INSIEMI DI STRUTTURE »	178
2.3.	- ASSOCIAZIONI DEFORMATIVE »	181
2.4.	- NEOTETTONICA »	185
2.5.	- CINEMATICA »	186

VI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	»	191
1.	- RISORSE	»	191
1.1.	- MINERALIZZAZIONI E MINIERE.	»	191
1.2.	- CAVE	»	193
2.	- DISSESTI	»	193
VII	- SEZIONI STRATIGRAFICHE.	»	198
A--H	- Sezioni M. Crostis - M. Zoufplan (DIM) (Fig. 16, Queste Note)		
I--L	- Sezioni Collina-Tors e Givigliana (HOC, DIM) (Fig. 15, Queste Note)		
1	- Sezione Rio Alpo (Forni Avoltri SE) (PR, PB)		
2	- Sezione Rio Lumiei (Lago di Sauris W) (WER ₃)		
3	- Sezione Rio Fuina 1 (Val Pesarina N) (WER ₄)		
4	- Sezione Rio Fuina 2 (Val Pesarina N) (WER ₅)		
5	- Sezione M. Forchia (Val Pesarina S) (WER ₅)		
6	- Sezione M. Priva (Lago di Sauris Sw) (WER ₆)		
7	- Sezione Col Gentile (Lago di Sauris W) (WER ₇)		
8	- Sezione M. Zoncolan (Ovaro E) (WER ₈)		
9	- Sezione M. Arvenis (Ovaro E) (SLI)		
10	- Sezione Chiampizzulon (Rigolato W) (RIC, MRB)		
11	- Sezione Col Dei Mirtilli (Cima Sappada) (RIC)		
12	- Sezione Rio Bianco (Sostasio) (MRB)		
13	- Sezione Rio Pescola (Piani di Luzza) (MRB)		
14	- Sezione Rio Chiantone (Villa Santina NE) (ER)		
15	- Sezione Rio Fauner (Sappada E) (BUC)		
16	- Sezione Rio Siera (Sappada S) (WEN, SCS)		
17	- Sezione Plugna (Villa Santina NE) (DEG _a , DEG _b)		
18	- Sezione Lago di Sauris (Lago di Sauris S) (DEG _b)		
19	- Sezione Madonna di Loreto (Ovaro S) (DEG _b)		
20	- Sezione Rio Plottenpoch (Lago di Sauris NE) (DEG _b , DUR _a)		
21	- Sezione M. Vas (Villa Santina NE) (DEG _d)		
22	- Sezione Val di Lauco (Villa Santina N) (DUR)		
23	- Sezione Rio di Muina (Ovaro SW) (DUR _a)		
24	- Sezione Pieve di Gorto (Ovaro S) (DUR _a)		
25	- Sezione Rio Tintina (Lago di Sauris S) (DUR _a , DUR _b)		
26	- Sezione Oleodotto (Ovaro S) (DUR _b)		
	BIBLIOGRAFIA	»	222
	BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA	»	21

I - INTRODUZIONE

(C. Venturini)

Il Foglio 031 Ampezzo è ubicato nel settore nord-orientale delle Alpi Meridionali (fig. 1). Ricade nelle province di Udine e, per minima parte, Belluno. Complessivamente copre un'area estesa, in pianta, 564 kmq. I centri abitati di maggior rilevanza sono Ampezzo (UD) e Sappada (BL). Appena oltre il vertice SE del Foglio è collocato Tolmezzo, capoluogo della Carnia (fig. 1). Geograficamente il territorio sotteso dal Foglio è compreso nelle Alpi Carniche (porzione centro-occidentale). La parte orientale del suo margine N si approssima al confine di stato con l'Austria.

Nel Foglio sono rappresentate due principali unità orografiche: le Alpi Carniche, che rappresentano il 95% del territorio, e le Prealpi Carniche, formanti l'esigua porzione collocata a S del Fiume Tagliamento, il cui flusso procede da O verso E.

Più in dettaglio, le Alpi Carniche comprendono la Catena Carnica (Alpi Carniche settentrionali) i cui rilievi, allineati E-O, si distribuiscono a N della depressione Val Pesarina-Valcalda, e le Alpi Tolmezzine (Alpi Carniche meridionali), estese verso S a coprire il restante territorio fino al corso del Fiume Tagliamento. Nella Catena Carnica si distinguono inoltre le Dolomiti Pesarine, costituite dagli scoscesi rilievi carbonatici collocati tra il solco della Val Pesarina e la zona di Sappada.

Nel Foglio le quote di fondovalle variano tra 350 m (Valle del Tagliamento) e 1500 m (alta Valle del Piave), mentre le culminazioni dei rilievi sono comprese tra 1400 m (M. Vas) e 2500 m (Creton di Clap Grande, M. Creta Forata, Cresta del Ferro, M. Cimon). Le quote massime raggiunte da entrambi gli elementi morfologici, fondivalle e cime montuose, aumentano procedendo dal vertice SE a quello NO.

Il Foglio, alla scala 1:50.000, ricade in massima parte nel Foglio 4c-13 M. Cavallino-Ampezzo alla scala 1:100.000 della precedente cartografia geologica ufficiale (AA.VV., 1971).

Solo la fascia più orientale del Foglio rientra nell'adiacente Foglio 014 Pontebba alla scala 1:100.000, che costituisce a tutt'oggi il rilevamento geologico ufficiale più recente per questo settore (Carta Geologica delle Tre Venezie; GORTANI & DESIO, 1925).

I rilevamenti geologici descritti in queste Note sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 (substrato), 1:25.000 e 1:10.000 (coperture quaternarie), ed effettuati nel decennio 1992-2001. La gran parte dei rilevamenti geologici eseguiti nell'ambito del Progetto CARG e relativi al Foglio 031 Ampezzo (l'85% del complessivo territorio, con l'esclusione solo della fascia più meridionale) è stata anche pubblicata alla scala 1:25.000 (VENTURINI *et alii*, 2001-2002).

Nei territori con altitudini superiori ai 1500-1600 m, limite altimetrico locale della vegetazione, l'indagine sul terreno è coincisa con i mesi estivi a causa del persistere delle coperture nevose. Sotto tali quote, alla minore persistenza del manto nevoso si associa una fitta vegetazione di tipo misto (conifere e latifoglie), intervallata a diffuse coperture arbustive (in maggioranza alneti).

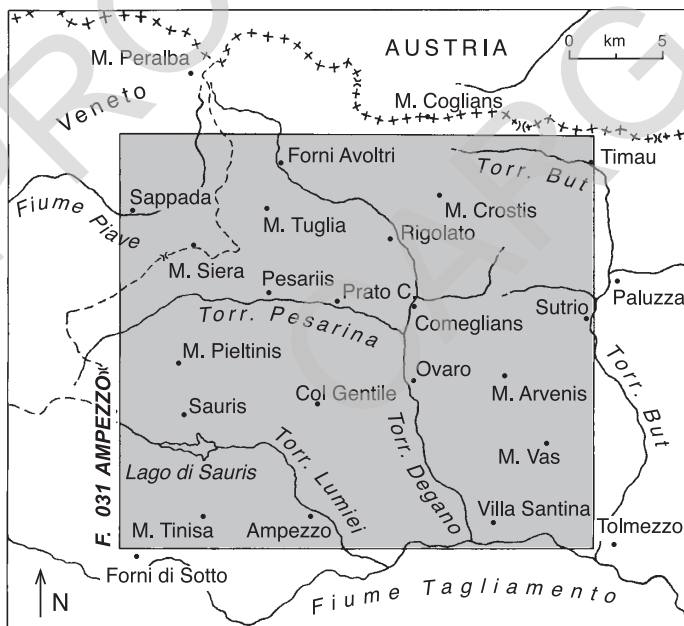


Fig. 1 - Ubicazione del Foglio 031 Ampezzo, collocato nelle Alpi Carniche occidentali. Le Alpi Carniche rappresentano la porzione più orientale delle Alpi Meridionali.

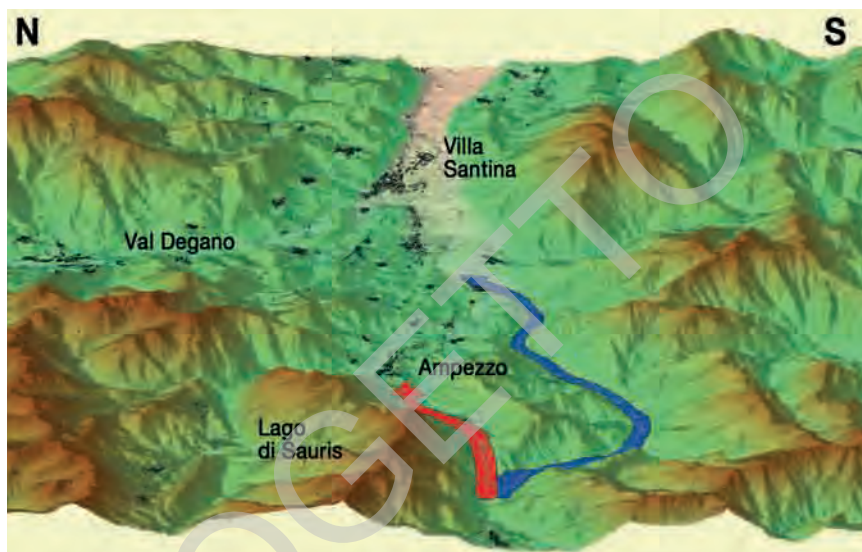


Fig. 2 - Settore meridionale del Foglio 031 Ampezzo che occupa la porzione sinistra del DEM (dati vettoriali cortesemente forniti dalla Regione Friuli Venezia Giulia (Ufficio Cartografico) ed elaborati da D. Garuti). Freccia azzurra: percorso attuale del F. Tagliamento; freccia rossa: percorso pre-würmiano.

Di conseguenza si sono rese necessarie, in aggiunta, molte campagne di rilevamento concentrate durante i mesi freddi (novembre-marzo), in condizioni di sottobosco più praticabile. Il substrato roccioso affiorante (Ordoviciano Sup.-Triassico Sup., con un esiguo nucleo discordante di età ?mio-?pliocenica) è formato da una successione sedimentaria a tratti con impronta anchimetamorfica di età ercinica. In essa si intercalano sporadici episodi vulcanici e subvulcanici.

I criteri adottati per il rilevamento sono stati essenzialmente litostratigrafici. Il controllo biostratigrafico è stato possibile solo per le unità notoriamente provviste di associazioni macrofaunistiche (ammonoidi) e microfaunistiche (conodonti e, in piccola parte, fusuline) particolarmente indicative.

Nella potente successione permiana sup. e triassica, all'elevata percentuale di campioni micropaleontologici sterili si accompagna la sistematica carenza di macrofossili significativi, salvo rare eccezioni, come si ricava dalla bibliografia del settore. Il quadro stratigrafico beneficia di un'affinità tra la successione rilevata e quella, coeva, presente nell'attiguo settore dolomitico orientale-cadorino.

La buona corrispondenza tra i caratteri delle unità affioranti nelle due aree crea indubbi vantaggi nelle comparazioni tra i due comparti alpini, facilitata dall'adozione di una stratigrafia per gran parte comune.

Di seguito si riportano le unità stratigrafiche del substrato e le sigle CARG.

SUCCESSIONE ERCINICA (ORDOVICIANO-CARBONIFERO)

F.ne dell'Uqua (UQU)

calcari ad 'Orthoceras' e argilliti a graptoliti (COH),
calcari del Rauchkofel (CDL), calcari di Cuestalta (CTE),
calcareniti di Pal Grande (CLP), calciruditi del Freikofel (CFK),
calcare massiccio del M. Coglians (CGL), calcari di Pramasio (CLG),
radiolariti del Rio Chianaletta (f.ne di Zollner *Auctt.*) (RRC),
F.ne del Hochwipfel (HOC), F.ne del Dimon (DIM)

SUCCESSIONE PERMO-CARBONIFERA

Gruppo di Pramollo (Gruppo dell' Auernig *Auctt.*) (PR),
Gruppi di Rattendorf e del Trogkofel (RT, TG)

SUCCESSIONE PERMIANA MEDIO-SUP.

Breccia di Tarvisio (BTA), Conglomerato di Sesto (CGS),
Arenaria di Val Gardena (GAR), F.ne a Bellerophon (BEL)

SUCCESSIONE TRIASSICA INF.

F.ne di Werfen (WER)

SUCCESSIONE TRIASSICA MEDIO-SUP.

f.ne di Lusnizza (f.ne del Serla, mb. di Lusnizza *Auctt.*) (LUS),
'dolomia del Serla inf.' (f.ne del Serla, mb. dell' Arvenis *Auctt.*) (SLI),
'f.ne del Serla sup.' (SLS) (dolomia del Popèra *Auctt.*) (SLS),
Gruppo di Braies (BA), sottogruppo del Col dei Mirtilli (CM),
Conglomerato di Piz da Peres (PPS), Conglomerato di Voltago (VTG),
f.ne di Agordo (AGD), F.ne di Dont (DON),
Conglomerato di Richthofen (Breccia di Ugovizza *Auctt.*) (RIC),
Calcare di Morbiac (calcari del M. Tuglia *Auctt.*) (MRB),
F.ne del M. Bivera (BIV), f.ne dell' Ambata (MBT),
gruppo del M. Siera (ER), calcari del Clapsavon (CLV),
F.ne di Buchenstein (= F.ne di Livinallongo) (BUC),
f.ne di M. Fernazza (IMF), F.ne di Wengen-La Valle (WEN),
F.ne di San Cassiano (SCS), 'Dolomia Cassiana' (DCS),
f.ne della Val Degano (gruppo di Raibl *Auctt., pro parte*) (DEG)
f.ne di Dürrenstein (gruppo di Raibl *Auctt., pro parte*) (DUR),
f.ne di Raibl (RBL), f.ne del Monticello (DMM),
dolomia di Forni (DMF), Dolomia principale (DPR)

SUCCESSIONE ?MIO-?PLIOCENICA.

ruditi del M. Claupa (RMC)

II - STUDI PRECEDENTI

(G.B. Vai)

Il primo dei fogli carnico-friulani che compare nella nuova cartografia nazionale al 50.000 richiede una trattazione storica un po' più ricca dei cenni essenziali disponibili nelle Note Illustrative dei Fogli Pontebba (I ed. 1927) e Monte Cavallino-Ampezzo (II ed. 1971) alla scala 1:100.000.

I primi dati sulla geologia del Foglio 031 Ampezzo e della regione carnico-friulana circostante risalgono al fondatore della stratigrafia, GIOVANNI ARDUINO, dal 1760 al 1789, e si riferiscono a cave, miniere d'argento e di solfuri, terremoti e regimazioni torrentizie. Ma già nel 1737 ANTON LAZZARO MORO, abate della pianura di S. Vito al Tagliamento, scriveva sull' "origine dei crostacei e delle altre marine produzioni che si trovavano su' monti, e della loro andata lassù" e faceva osservazioni sorprendentemente corrette sull'origine delle montagne.

Nella prima metà dell'Ottocento si trovano notizie in note di viaggio e in trattati, in particolare quelli di FORTIS, VON STERNBERG, del giovane PILLA, e di BOUÉ. In particolare, uno dei padri fondatori della geologia europea, VON BUCH, già nel 1824 mostra di conoscere molto della geologia della nostra regione nelle sue "Lettere geognostiche ad Alexander von Humboldt". Pur applicando ancora una stratigrafia werneriana (Ur-Gebirge, Grauwacken-Gebirge e Flöz-Gebirge), parla già di 'pietra lidica' o focaia negli scisti argillosi sopra i calcari a S del Passo di M. Croce Carnico e di 'diorite' vicino a Cercivento e Paluzza (ecco allora spiegata l'ascendenza di questo termine usato a lungo dagli autori di lingua tedesca per i keratofiri della unità carbonifera del Hochwipfel, e sempre criticato da GORTANI).

Il primo rilievo geologico si svolge col Servizio Geologico Reale Austriaco dal 1855 al 1857 (con FOETTERLE, STUR e PETERS). Ma la prima carta geologi-

ca del Friuli viene pubblicata nel 1861 da PIRONA (che si avvaleva degli studi paleontologici di CATULLO e aveva avviato un rilievo geologico personale assai in anticipo). Intanto nel 1850 MORLOT determina le prime foglie di *Neuropteris* e assegna un'età carbonifera alla gran massa di scisti e calcari. TARAMELLI nel 1869 ha la priorità nello sviluppo di una stratigrafia del Paleozoico articolata in 12 unità dal Siluriano al Permiano sup. Nel 1870 SUESS trova le prime fusuline in clasti del Conglomerato di Richthofen (Breccia di Ugovizza *Auctt.*), e nel 1872 STACHE rinviene le prime graptoliti nelle argilliti siluriane.

TARAMELLI in Italia e STACHE in Austria sono le figure dominanti nella seconda metà dell'Ottocento. TARAMELLI (inviato da QUINTINO SELLA a insegnare all'Istituto Tecnico di Udine nel 1866, secondo un piano che vedeva promosso sull'intero territorio del nuovo Stato d'Italia l'insegnamento della geologia come presupposto dell'uso delle risorse e dello sviluppo corretto del territorio) in pochi anni produceva una straordinaria carta geologica del Friuli, pubblicata poi in scala 1:200.000 nel 1881. Un originale olografo a colori del 1874, è conservato nella biblioteca dell'ex Istituto di Geologia di Bologna. STACHE, dal canto suo, affrontava con merito, ma estrema difficoltà, il problema di correlare fra loro le varie aree paleozoiche delle Alpi orientali a S e a N della Gailtal, concentrando l'attenzione sul Carbonifero.

Lo ricordiamo anche perché ha anticipato molti aspetti della stratigrafia del Paleozoico Carnico, sviluppati meglio e confermati da autori successivi, come ad esempio l'età caradociana degli scisti arenacei dell'Uqua. A questo periodo risale anche l'attività nelle Alpi Carniche e Giulie del grande geologo e stratigrafo del Triassico, VON MOISISOVIC. Verso la fine dell'Ottocento risalta la figura di FRECH, nella cui grande monografia sulle Alpi Carniche del 1894 si condensa e fissa lo stato delle conoscenze stratigrafiche, soprattutto per quanto riguarda i terreni antichi. Minor credito hanno riscosso invece le sue idee tettoniche, sia in ambito austriaco che italiano.

La competizione conoscitiva e interpretativa delle due scuole etniche si ravviva ad ogni generazione e tende a farsi più amichevole. La seconda campagna di rilevamento geologico a scala di maggior dettaglio è condotta da GEYER per gli austriaci e tedeschi (con SCUPIN, SPITZ, SCHWINNER, KRAUSE e KUPPER) e da GORTANI per gli italiani (con VINASSA DE REGNY, ZENARI, DESIO e DE TONI). I risultati si condensano rispettivamente nelle due carte in scala 1:75.000 di Geyer e nella I edizione dei Fogli alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia "Pontebba" e "Ampezzo" (1927-1933), cui seguirà, in ritardo di stampa, "Tarvisio" (1949).

In questi Fogli GORTANI propone una struttura ad 'ellissoidi' o grandi pieghe quasi isodiametriche e rifiuta l'applicazione locale della teoria delle coltri, come suggerito da Termier. Si deve, peraltro, riconoscere che il noto tettonista francese aveva affrontato il problema nella stessa maniera sbrigativa, ideologica e poco rispettosa dei fatti con cui, circa cinquant'anni dopo, l'avrebbero ripresa altri due cultori della scuola francese, MARIOTTI e ARGYRIADIS. Si noti che in precedenza

l'assetto tettonico delle Alpi Carniche era spiegato con faglie e con struttura a fitte pieghe e scaglie in alcune aree paleozoiche.

Il più vigoroso, ma anche cavalleresco, competitore di GORTANI nella prima metà del Novecento appare l'austriaco HERITSCH, al quale si deve un'imponente produzione, soprattutto stratigrafica, sulle Alpi Carniche e Alpi Orientali (del primo monumentale volume conclusivo di questa stratigrafia, stampato a Berlino nel 1943, venne interamente bruciata, per cause belliche, l'intera tiratura). Il merito principale di HERITSCH sta nell'aver posto le basi, insieme con KAHLER PREY e METZ, per la suddivisione stratigrafica degli strati di Nassfeld (o Permo-Carbonifero Pontebbano), le cui ricchissime faune a fusuline sono state oggetto di una vita di studio e illustrazione da parte dei coniugi KAHLER.

Lo stimolo definitivo per un'interpretazione radicalmente faldista della struttura carnica viene dato a HERITSCH dalla tesi di un giovane tedesco di Gottinga, VON GAERTNER, stampata nel 1931. Questo lavoro segna anche l'inizio di una nuova fase di ricerca basata su una stratigrafia in sezioni stratigrafiche di grande dettaglio. Così in alcuni casi viene messa in crisi la stratigrafia che giustificava la struttura a 'ellissoidi'. HERITSCH allora ritiene fondata una critica serrata agli 'ellissoidi' e sposa un'interpretazione faldistica spinta (ben 10 coltri sovrapposte e traslate da S verso N), senza però considerare che le loro successioni stratigrafiche, pur essendo differenti, sono strettamente apparentate e transizionali.

A cavallo fra i due secoli si sviluppa lo studio del Terziario, Quaternario e Mesozoico delle Prealpi Carniche e della Pianura Friulana con PIRONA, FÜTTERER, BOEHM, MARINELLI, PARONA, PIA, DAINELLI, FABIANI e STEFANINI, proseguendo poi con DESIO, ZENARI, WINKLER, FERUGLIO, FERASIN, MARTINIS, COUSIN e la scuola francese. La parentesi interpretativa gravitativa, impersonata da VAN BEMMELEN, non riscuote grande seguito. Nella seconda metà del Novecento, l'amichevole confronto tedesco-italiano si è riproposto in due successive generazioni, principalmente fra le scuole di Graz e tedesche da un lato (talora collegate e talora separate) e quella di Bologna dall'altro.

H. ed E. FLÜGEL e, soprattutto, WALLISER hanno aperto la strada alla biostratigrafia di alta risoluzione nel Paleozoico, in particolare quella a conodonti che ha permesso finalmente la datazione estensiva delle facies prive di macrofossili e di quelle semi-metamorfiche. SELLI e i suoi collaboratori nei primi anni '60 hanno prodotto una sintesi unitaria e coerente dell'intera regione, documentata con un'eccellente cartografia a scala 1:100.000 e 1:20.000, per l'intera catena e per il Permo-Carbonifero Pontebbano in particolare.

Per il Paleozoico, gli italiani della generazione successiva documentano il carattere torbido-marino profondo e non lacustre-palustre della Formazione del Hochwipfel; la sua datazione al Namuriano; la continuità di sedimentazione fra calcari a climenie, radiolariti e Hochwipfel col perdurare di facies carbonatiche pelagiche almeno fino al Viseano inferiore; l'importanza della tettonica estensiva sinsedimentaria del Devono-Dinantiano-Namuriano iniziale, con lacune sottomarine, megabrecce di scarpata, olistoliti e olistostromi poligenici del sub-

strato intercalati nelle torbiditi del Hochwipfel; l'inizio della deformazione compressiva ercinica solo nel Westfaliano (CASTELLARIN, FERRARI, FRANCAVILLA, MANZONI e VAI). In particolare, VAI riconosce il carattere esotico delle flore e faune devoniane della Carnia e Dinaridi esterne e lo spiega ammettendo una lontana deriva destrorsa di questa microplacca dall'Asia all'Europa fra Devoniano e Carbonifero superiore; ribadisce inoltre l'importanza della tettonica ercinica nelle Alpi Carniche, ne documenta la vergenza a SE, la caratterizza rispetto a quella alpina e compie le prime valutazioni sull'entità dei relativi raccorciamenti.

Per il Mesozoico, il Foglio e la regione sono legati al nome di PISA che da qui, con opere esemplari incentrate proprio sull'area del Foglio, rinnova il quadro stratigrafico del Triassico del Sudalpino orientale, in amichevole e tragica concorrenza-compagnia di ASSERETO, impegnato in un'analoga revisione di quello occidentale. La loro opera sarà completata da uno stuolo di brillanti allievi e colleghi di Bologna, Ferrara, Milano, Padova, Trieste ed Udine.

Gli austriaci e tedeschi della stessa generazione si dedicano alla biostratigrafia di estremo dettaglio e allo studio delle facies semi-metamorfiche ed epi-metamorfiche, correlandole con le regioni più metamorfiche, e pongono le basi per una ricostruzione paleogeografica precedente la deformazione alpina delle Alpi Orientali (EBNER, NEUBAUER, SCHÖNLAUB, TESSENHORN, LOESCHKE e LÄUFER). Di particolare rilievo è lo studio di strutture e processi delle facies carbonatiche e della relativa stratigrafia dal Carbonifero superiore al Triassico condotto da E. FLÜGEL (in collaborazione con KAHLER) e da BRANDNER e MOSTLER.

Questa atmosfera di intensa operosità geologica, assai più integrata di quanto non fosse stata quella delle due scuole etniche tradizionali, era stata favorita dalla nuova campagna di rilevamento al 100.000 in Italia, propiziata dalla legge Sullo, e al 50.000 (con stralci al 10.000) in Austria. I suoi effetti più importanti furono la stampa della seconda edizione (al 100.000) del Foglio Monte Cavallino-Ampezzo (1971) e la rinnovata internazionalizzazione della ricerca geologica italiana nel Paleozoico, nelle Alpi Carniche e nelle Alpi Meridionali in genere.

Lo stile tettonico espresso dalla II edizione del Foglio Monte Cavallino-Ampezzo sottolineava in generale la rilevanza dei raccorciamenti alpini, facendo delle Alpi e Prealpi Carniche più una catena a embrici molto serrati che una catena a pieghe continue. Inoltre riconosceva una frammentazione in embrici e scaglie ancora più minute e una giustapposizione di unità tettoniche a diverso grado di metamorfismo quali caratteri distintivi dell'orogenesi ercinica nel comparto assiale carnico. Nel frattempo nuovi studi di VENTURINI consentivano una valutazione più equilibrata e realistica degli stili tettonici individuati.

Negli anni '80 riprendevano con vigore gli studi geologici del comparto alpino carnico ad opera principalmente della scuola bolognese. SPALLETTA, VAI e VENTURINI perfezionano il quadro stratigrafico paleozoico mentre FRASCARI e VENTURINI approfondiscono l'analisi tettonica del settore. In quegli stessi anni GALLI, SPALLETTA e VENTURINI, col successivo contributo di PONDRELLI, indagano i retaggi tettonici sinsedimentari della successione ercinica. Negli anni

'90 VENTURINI e PONDRELLI, con DELZOTTO, DISCENZA e FONTANA, iniziavano la cartografia di dettaglio (scala 1:25.000) della complessiva catena alpina carnica, da Sappada ad Ugovizza (successione ordoviciana-triassica sup.), conclusa e pubblicata nei primi anni 2000.

Parallelamente PERRI e SPALLETTA procedevano con gli studi biostratigrafici di dettaglio della successione carbonatica devono-dinantiana. Analisi micro- e macropaleontologiche erano intanto intraprese anche nelle limitrofe unità siluriane ad opera di CORRADINI, PONDRELLI, SERVENTI e SIMONETTO.

Nell'ultima decade il settore del Foglio ha visto anche un rinnovato interesse per i depositi quaternari e la relativa evoluzione morfologica pleistocenico-olocenica, con studi condotti da ASTORI, DISCENZA e VENTURINI.



Fig. 3 - Stralcio dalla “Carta geologica del Friuli” di T. TARAMELLI, pubblicata nel 1881. Il territorio raffigurato comprende quasi per intero il Foglio 031 Ampezzo (rettangolo rosso). Per gentile concessione del Museo Friulano di Storia Naturale, Comune di Udine. (Da SIMONETTO, 2005).

PROGETTO
CARG

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

(C. Venturini)

Il territorio del Foglio 031 Ampezzo è caratterizzato da dislivelli compresi circa tra 350 ed 2500 m. Le forme di gran parte dei rilievi sono spesso arrotondate e dotate di pendici ad acclività media. Simili caratteri lo classificano come 'paesaggio di media montagna'. Solo la porzione NO del Foglio (Dolomiti Pesarine) assume caratteri d'alta montagna, con cime calcareo-dolomitiche scoscese, prive di vegetazione e con culminazioni tra 2300 e 2500 m.

Il motivo morfologico è costituito da valli principali, con fondo in genere stretto ed inciso. Si intersecano secondo un intreccio ortogonale impostato sulle direzioni N-S (alto F. Piave, alto T. Degano, medio-basso T. Degano, medio T. But, basso T. Lumiei) ed E-O (basso F. Piave, Val Pesarina, Valcalda, alto T. Lumiei, F. Tagliamento). In aggiunta, un massimo relativo è rappresentato dall'orientamento N120°E (medio T. Degano, alto T. But, basso T. Lumiei).

Nella quasi totalità dei casi gli allineamenti risentono di un condizionamento strutturale dato da elementi tettonici fragili (faglie e, secondariamente, sistemi di fratture) sempre caratterizzati da piani ad alto angolo d'immersione fino a verticali. E' sintomatica, a tal proposito, l'assoluta mancanza di evidenze morfologiche (valli, incisioni, solchi) in corrispondenza delle più importanti tra le strutture tettoniche del Foglio: le linee di Sauris (cfr. Cap. VI - Tettonica, Il Ciclo Alpino, Elementi strutturali), scorrimenti con inclinazioni delle superfici inferiori ai 45°.

Gli allineamenti delle valli principali e della relativa idrografia replicano il reticolo dell'ultimo pleniglaciale würmiano (LGM, Alpine Last Glacial Maximum, *sensu* RAVAZZI, 2003), attivo fino a circa 20.000 anni B.P. Nella porzione settentrionale del Foglio durante il Quaternario si sono prodotte alcune differenze, localmente sensibili, tra i reticoli del drenaggio fluviale pre-würmiano

(pre-LGM) e quello post-würmiano. In particolare le differenze sono segnalate nel settore dell'alto T. But (VENTURINI, 1991a, 2003; VAI *et alii*, 2002), mentre sembrano altamente probabili (pur mancando studi approfonditi) per la zona compresa tra Rigolato e Sappada (fig. 4). In entrambe le aree l'abbattimento di un diaframma roccioso che attraversava come spartiacque l'attuale solco vallivo, avrebbe col tempo prodotto una cattura fluviale con progressiva inversione della direzione di drenaggio.

Nel primo caso la soglia rocciosa (prosecuzione orientale del M. Terzo) poteva essere posizionata alla stretta di Timau, posta tra quest'ultimo paese e Cleulis, mentre nel secondo caso doveva essere ubicata tra Rigolato e Forni Avoltri, circa all'altezza del bivio per Tors e Givigliana (fig. 4), ricordando il M. Crostis al M. Pleros.

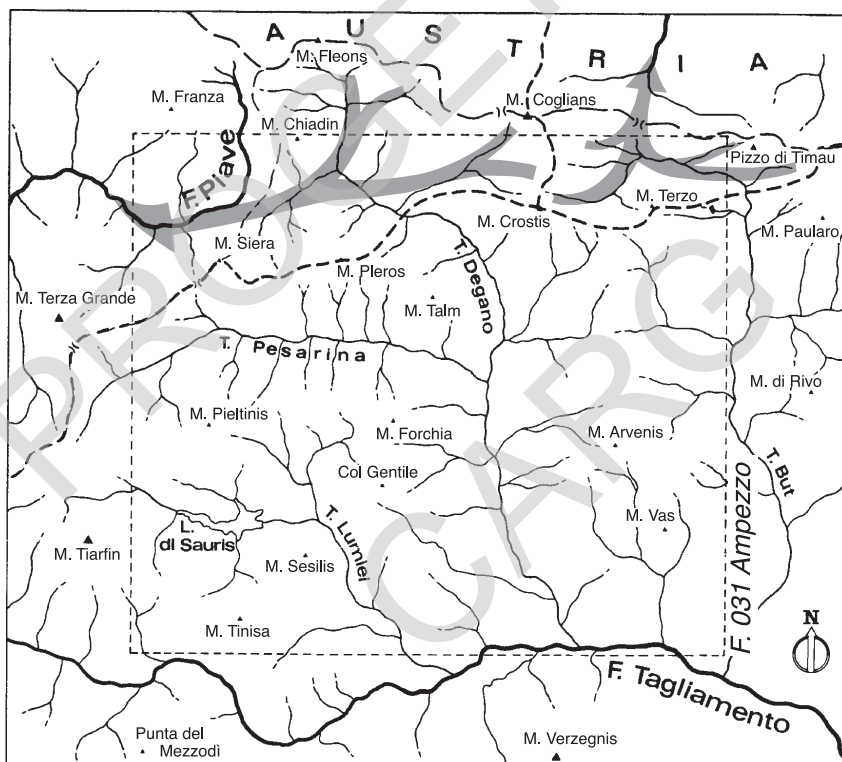


Fig. 4 - Presunte variazioni del reticolo fluviale (freccie) nel settore settentrionale del Foglio 031 Ampezzo (in tratteggio l'antico spartiacque). Il confine tra Italia ed Austria (linea spezzata a tratti lunghi) coincide con l'attuale spartiacque tra i bacini del Mare Adriatico e del Mar Nero. In tempi pre-würmiani il reticolo fluviale dell'estrema porzione NE del Foglio scorreva verso N attraverso il Passo di M. Croce Carnico (VENTURINI, 1991a; 2003). E' possibile che, nello stesso intervallo, la testata del F. Piave di allora si arricchisse delle acque dell'alto T. Degano, convogliate verso O in ragione di un diaframma roccioso ancora presente tra il M. Pleros ed il M. Crostis.

Nel primo dei due casi la direzione di drenaggio pre-würmiana convogliava le acque verso N, attraverso il solco (già allora impostato) del Passo di M. Croce Carnico, appena oltre il limite settentrionale del Foglio. Pertanto il bacino dell'alto T. But, coi Rii Chiaula, di Collina, Monumenz, Collinetta e Gaier, si configurava come indipendente da quello del medio T. But. Le sue acque fluivano verso N, attraverso il Passo di M. Croce Carnico, convogliate verso il Mar Nero, seguendo il percorso dei Fiumi Gail, Drava e Danubio. Nel secondo caso le acque del Rio Morareto e dell'alto T. Degano confluivano a Forni Avoltri procedendo verso Cima Sappada. Da lì portavano le proprie acque nel F. Piave.

In entrambe le situazioni i fondivalle correvano a quote sensibilmente più elevate (500 m) rispetto alle attuali. Solo il ripetuto alternarsi di esarazioni glaciali, franamenti ed erosioni fluviali regressive, rese possibile l'inversione del verso di drenaggio. La relativamente rapida escavazione dei rispettivi solchi vallivi si configura dunque come l'effetto di una marcata erosione regressiva, seguita all'abbattimento dei diaframmi di spartiacque. Erosione che è stata in parte enfatizzata dai sollevamenti recenti, dovuti sia ai riequilibri isostatici seguiti alle ripetute deglaciazioni sia, seppure in quantità minore, al costante sollevamento tettonico subito da gran parte delle Alpi Carniche (TALAMO *et alii*, 1978; SLEJKO *et alii*, 1987).

Le litologie più erodibili ed esarabili del territorio in esame sono rappresentate da peliti e da gessi, presenti in elevati spessori sia nella successione permiana sup. (Arenaria di Val Gardena, F.ne a Bellerophon) sia in quella triassica sup. (F.ne di Raibl). In corrispondenza di questi litotipi si sviluppano fondi vallivi più ampi e morfologie poco acclivi ed arrotondate. Tra le caratteristiche forme di erosione si segnala una piramide di terra (GORTANI, 1906a) ubicata lungo il Rio Costalp (Stavoli Ronchis) presso il limite orientale del Foglio. Raggiunge un'altezza di 10 m e si è formata a spese di una coltre detritica quaternaria, debolmente cementata, con rari massi fuori taglia.

I rari conoidi di deiezione olocenici del Foglio (*debris flow fan*) si distribuiscono lungo le aste dei corsi idrici principali. La loro frequenza ed ampiezza decresce spostandosi verso le zone prossimali anche a causa delle opere di regimazione eseguite durante gli ultimi settant'anni lungo i segmenti dei corsi a maggior trasporto solido. Tra i corpi cartografabili i conoidi di deiezione in aggradazione sono sempre di raggio ridotto; questo a causa dell'evidente tendenza all'approfondimento recente del reticolo idrico. Tra i conoidi di deiezione di maggiore ampiezza, tutti non più attivi, si segnalano, da S verso N, quelli di Priuso, Enemonzo e Villa Santina, collocati lungo la Valle del Tagliamento e nei pressi della confluenza in esso del T. Degano, i conoidi di Noiaris e Priola, ubicati lungo la Valle del T. But, quelli di Raveo, di Agrons e di Piani di Luzza, lungo il T. Degano-Rio Acqualena, ed infine i conoidi di Pradibosco E, a monte della confluenza tra i Torrenti Ongara e Pesarina.

Nel Foglio esistono due tipologie di accumuli quaternari che, per convergenza morfologica, potrebbero erroneamente essere assimilati a dei conoidi di

deiezione. Si tratta, nel primo caso, di accumuli deltizio-lacustri olocenici (cfr. Cap. V - Stratigrafia, La successione quaternaria) che durante le fasi di abbassamento progressivo del livello di base locale sono stati modellati dall'erosione fluviale in una serie di ampie superfici terrazzate, debolmente inclinate verso valle a simulare dei ventagli di aggradazione (Sappada, Sutrio, Cercivento). Nel secondo caso si tratta invece di coltri moreniche (LGM) abbandonate come rivestimento di un fondo vallivo secondario in progressivo allargamento verso le quote inferiori (zona di Sauris di Sopra, Rio Secco e Rio Mus del M. Zoncolan N, Rio Pizzul di Ovaro, Livinal di Toppo a SO di Forni Avoltri).

Nel nucleo calcareo paleozoico, che costituisce la porzione NE del Foglio, si sviluppa un articolato reticolo carsico. Grotte di varia estensione e volume sono segnalate lungo le pendici meridionali del M. Pal Piccolo, tra C.ra Collinetta di sopra e C.ra Monumenz, intorno a q. 1700 m. Inoltre, sopra Timau a 50 m dal fondovalle, sgorga la sorgente carsica perenne del Fontanon, nota fin dai tempi romani e denominata Timavo Carnico per stretta analogia con quella del famoso fiume carsico dell'area isontina. La cascata formata dalla sorgente (fig. 47) è visibile dalla strada che conduce al Passo di M. Croce Carnico. Ulteriori esempi di successioni carsificate si ritrovano presso Forni Avoltri, tra i Monti Tuglia e Geu, intorno a q. 1800 m, nel gruppo del M. Siera.

Complessi di doline sono concentrati nella F.ne di Werfen, rispettivamente a N di Sauris di Sopra e tra i Monti Avedrugno e Forchia. Nei pressi di Lauco e tra Cludinico e il Clap di Corbolan, a q. 820 m, sono osservabili delle cavità superficiali sviluppate nei calcari scuri della F.ne della Val Degano. Nelle località d'affioramento dei due potenti orizzonti gessosi permiani sup. e carnici (F.ne a Bellerophon e F.ne di Raibl) è frequente la presenza di voragini da sprofondamento. Sono generate per crollo della volta di cavità (fino a 100 m di diametro) originate per dissoluzione.

Nei gessi, in qualche raro caso, sono anche osservabili grotte ed inghiottitoi. Da citare la Grotticella del Rio Filuvigne che, posta a circa 300 m dal ponte sulla strada statale che attraversa il rio, si sviluppa per una ventina di metri (DE GASPERI, 1916), nonché lo stretto inghiottitoio, con imbocco visibile lungo la strada, posto 250 m ad O del cimitero di Sauris di Sotto. Cavernosità si sono prodotte anche nelle brecce e conglomerati pleistocenici sup. Molto note tra queste la Buse dai Pagans, situata sul ripiano ad E di Majaso (q. 504 m), una delle prime grotte del Friuli citate in letteratura (MARINELLI, 1881), ampia 20 x 4 m, e le Grotte di Flaudona (q. 1200 m), in Val Pesarina, di fronte al Ponte Arceons.

Fig. 5 - Copertura cartografica del territorio sotteso dal Foglio 031 Ampezzo (in grigio). Le singole carte geologiche, pubblicate nell'arco di un secolo, sono realizzate alle scale più varie. L'elenco delle stesse segue l'ordine di stampa. Recentemente nel settore 12 è stato realizzato un rilevamento di dettaglio dei depositi quaternari (Pleistocene sup.), pubblicato in ASTORI & VENTURINI (2005).

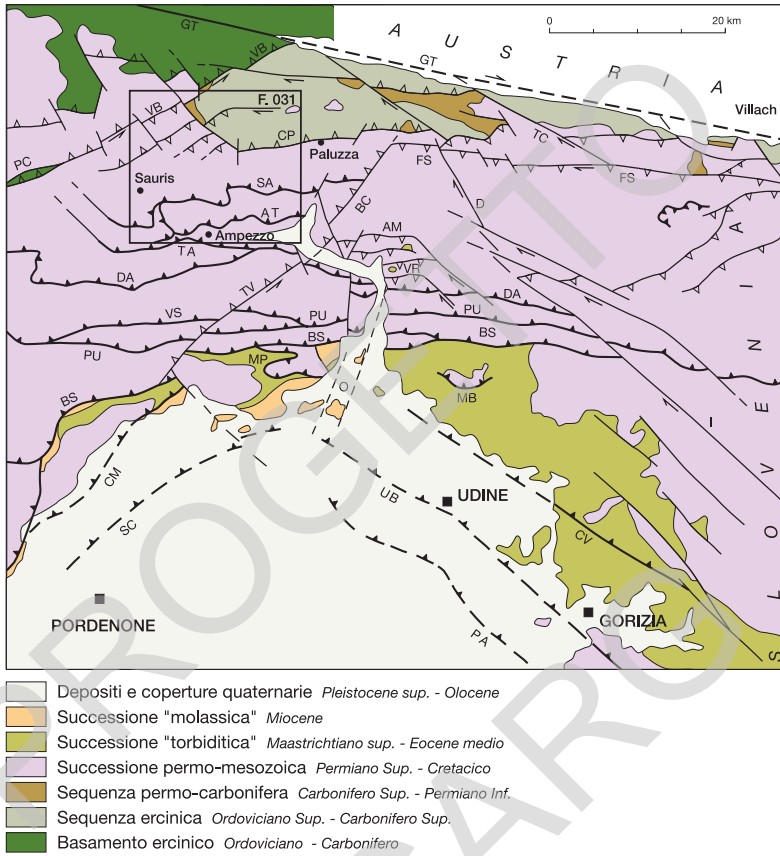


Fig. 6 - Inquadramento regionale. Il rettangolo rosso indica l'area del Foglio 031 Ampezzo (da VENTURINI et alii, 2001-2002). Elementi tettonici principali citati nella figura:

- | | |
|---|---|
| AM - linea del M. Amariana | O - linee di Osoppo |
| AT - linea Ampezzo-Tolmezzo | PA - linea di Palmanova |
| BS - linea Barcis-Staro Selo | PC - linea Pieve di Cadore |
| CM - linea Caneva-Maniago | PU - linea Pinedo-Uccea |
| CP - linea Comeglians-Paularo | SA - linea di Sauris |
| CV - linea di Cividale | SC - linea di Sacile |
| D - linea di Dogna | TA - linea dell'alto Tagliamento |
| DA - linea M. Dof-M. Auda | TC - linea Tröpolach-Camporosso |
| FS - linea Fella-Sava (retroscorrimento) | TV - linea Tramonti-Verzegnis |
| GT - linea della Gailtal (Lineamento Insubrico) | UB - linea Udine-Buttrio |
| I - linea di Idria | VB - linea della Val Bordaglia |
| MB - linea dei M.ti La Bernadia | VR - linea della Val Resia (retroscorrimento) |
| MP - linea del M. Pala | VS - linea della Val Silisa |

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(C. Venturini)

1. SUCCESSIONE STRATIGRAFICA

La successione stratigrafica affiorante nel Foglio 031 Ampezzo copre un intervallo di quasi 240 Ma, dal Caradociano (Ordoviciano Sup.) al Norico medio (Triassico Sup.); ad essa si aggiunge un ridotto lembo discordante di presunta età mio-pliocenica. La successione è rappresentata da rocce sedimentarie (e anchimetamorfiche) cui si intercalano modesti spessori di rare rocce vulcaniche e subvulcaniche. La sua potenza complessiva varia tra un minimo di circa 8.500 m e un massimo di circa 10.000 m, con valori così ripartiti: successione ercinica (Ordoviciano sup.-Carbonifero Sup. *p.p.*) 3.100-3.700 m; successione permo-carbonifera (Carbonifero Sup.-Permiano inf.) 0-250 m; successione permo-anisica 1.100-1.400 m; successione ladino-carnica *p.p.* 800-3.000 m; successione carnico-norica 2.200 m. Nel computo non è considerato il basamento ercinico, in facies metamorfica (*very-low grade*), che affiora oltre il margine NO dell'area rilevata (Foglio 018 Passo di M. Croce Carnico).

Le unità più antiche (Caradociano-Bashkiriano) appartengono alla successione ercinica e sono concentrate nel settore NE del Foglio (fig. 7). L'orogenesi ercinica le ha profondamente deformate scollandole dal relativo basamento metamorfico di basso grado (*very-low grade*). Le unità erciniche sono state affastellate in un insieme di scaglie tettoniche embricate vergenti a SSO (SELLI, 1963; VAI, 1963), poi ripiegate in ampie antiformali, secondo uno stile per faglia a gradonata (*fold bend folding*) nel corso delle stesse compressioni erciniche (VENTURINI, 1990a; VENTURINI & SPALLETTA, 1998). Il raccorciamento derivato ne è stimato pari ad un quinto dell'originaria estensione dei depositi. La catena così formata (Catena Paleocarnica), generatasi in un intervallo inferiore a 10

Ma e compreso tra il Bashkiriano ed il Moscoviano (Carbonifero Sup. *p.p.*), è considerata un segmento esterno, non metamorfico ed anchimetamorfico, del più vasto orogene ercinico della S-Europa le cui testimonianze affiorano sotto le coperture epi-erciniche delle Alpi Meridionali (VAI, 1991).

Dopo l'emersione e durante la parziale erosione della Catena Paleocarnica (Carbonifero Sup.) s'instaurò un regime tettonico di tipo trascorrente, riflesso dei più ampi movimenti destrorsi attivi tra Africa e S-Europa (ARTHAUD & MATTE, 1977). Nel settore alpino carnico l'attività perdurò durante l'intervallo Moscoviano sup.-Artinskiano (Carbonifero Sup.-Permiano inf.). Rapide e localizzate subsidenze, regolate da faglie sinsedimentarie, individuarono stretti truogoli tettonici (VENTURINI, 1990a).

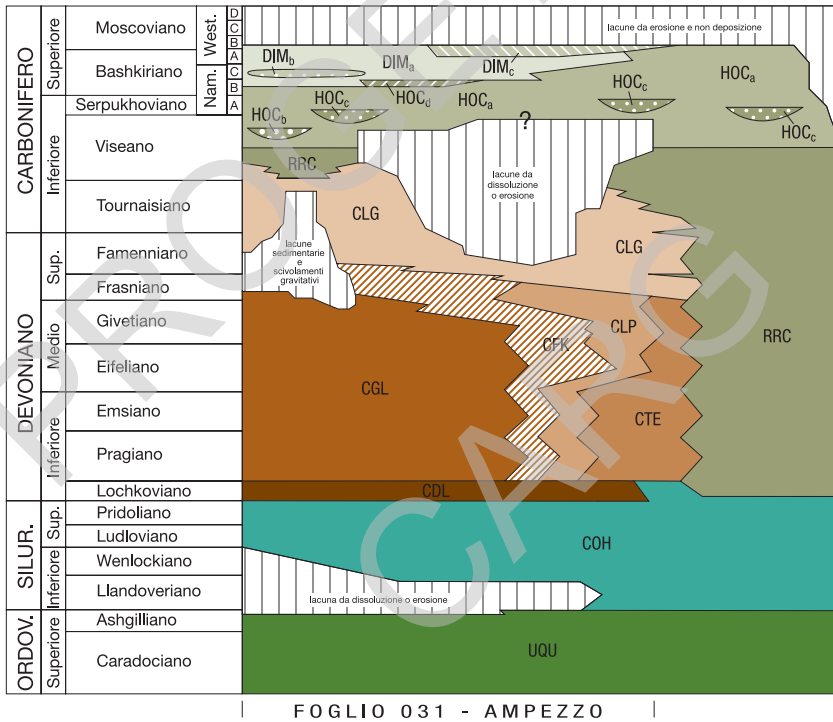


Fig. 7 - Schema stratigrafico relativo alla successione ordoviciana - carbonifera (Sequenza ercinica) del Foglio 031 Ampezzo (per le sigle delle unità cfr. la legenda del Foglio).

Uno di questi, orientato N50°E, è riconoscibile nel Foglio, presso Forni Avoltri. I relativi depositi, discordanti sul substrato ercinico (fig. 8), sono costituiti da sedimenti terrigeni e carbonatici di ambiente deltizio e di mare basso (Supergruppo di Pontebba). Il truogolo tettonico (bacino di Forni Avoltri) era limitato dal fascio

di linee della Val Bortaglia (cfr. Cap. VI - Tettonica), in seguito più volte riattivato durante le distensioni oligoceniche sia, soprattutto, durante le fasi compressive alpine. Una fase traspressiva con tettonica verticale ('fase saalica' *Auct.*) sembra aver decretato l'estinzione dei bacini permo-carboniferi del settore carnico (VENTURINI, 1990a; CASSINIS *et alii*, 1997).

A scala circummediterranea, alle ampie trascorrenze destre tra i blocchi africano e S-europeo, espressione del quadro geodinamico tardo-ercinico realizzatosi nel Carbonifero Sup.-Permiano inf., subentrò una fase estensionale che determinò una generale riorganizzazione paleogeografica (CASSINIS *et alii*, 2000). Nelle Alpi Carniche, così come in tutte le Alpi Meridionali orientali, il cambiamento si manifestò attraverso la deposizione di una successione continentale (**Breccia di**

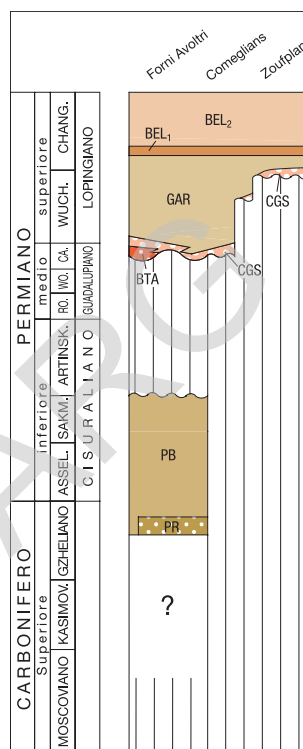


Fig. 8 - Schema stratigrafico relativo alla successione permo-carbonifera (sequenza tardo-ercinica) e permiana sup. del Foglio 031 Ampezzo (per le sigle delle unità cfr. la legenda del Foglio).

Tarvisio, Conglomerato di Sesto, Arenaria di Val Gardena) cui seguirono, secondo una generale tendenza trasgressiva, sedimenti lagunari e di piattaforma (**F.ne a Bellerophon**) controllati da una ingressione marina che procedeva da SE (BOSELLINI & HARDIE, 1973; VENTURINI, 1986; CASSINIS *et alii*, 1997).

Le unità terrigene si estesero sull'intero territorio a ricoprire sia il substrato ercinico che, con basse discordanze angolari, la successione permo-carbonifera, accumulata in stretti bacini tettonici (VENTURINI, 1990a *cum bibl.*). Per la maggioranza degli Autori esse segnano l'inizio del nuovo ciclo sedimentario alpino. La mobilità tettonica che nel Permiano medio-sup. (**Breccia di Tarvisio, Conglomerato di Sesto, Arenaria di Val Gardena**) aveva condizionato l'inesco diacrono della sedimentazione terrigena in breve tempo si attenuò fino a cessare (**F.ne a Bellerophon**).

Nella successione triassica inf. del Foglio (**F.ne di Werfen**), così come in quella delle Alpi Meridionali centrali ed orientali, un potente litosoma terrigeno rosso (Membro di Campil), intercalato a monotone successioni calcaree epimeritiche, registra i riflessi sedimentari di una nuova fase di instabilità. Nel territorio in esame questa sottounità, con quasi 200 m di areniti fini quarzose e peliti di mare basso, documenta il sollevamento e l'erosione di terreni paleozoici e relative coperture che a quei tempi, prima dei raccorciamenti alpini, si collocavano verosimilmente molte decine di km più a S, tra i paralleli di Udine e Gemona.

Questo sintetico quadro paleogeografico si raccorderebbe con quello del settore veneto-trentino. In esso gli alti strutturali triassici inferiori della zona di Recoaro e Villaverona, sottoposti ad erosione (FARABEGOLI & VIEL, 1979) alimentavano, con trasporti verso N, le aree dolomitiche dando origine al medesimo e coevo litosoma terrigeno rosso (Mb. di Campil, **F.ne di Werfen**). E' dunque possibile che una fascia mobile meridionale in rapido sollevamento, si estendesse continua, con direzione circa E-O, dall'attuale pianura veneta a quella friulana (VENTURINI, *in prep.*). Il suo smantellamento subaereo generò la progradazione verso N di un articolato cuneo clastico formato dalla coalescenza di più apparati fluviali e deltizi. Nel settore friulano, a differenza di quello veneto-trentino, affiora solo la fascia più esterna del sistema deposizionale, costituita da facies di mare poco profondo costantemente rielaborate da onde di tempesta.

Fu solo in seguito, durante l'Anisico, che una serie di impulsi tettonici coinvolse il settore del Foglio propagandosi, con leggera diacronia, dalle Dolomiti alla Carnia e al Tarvisiano. Si attivarono sistemi di faglie sinsedimentarie orientate NE-SO e ONO-ESE (FARABEGOLI *et alii*, 1985; VENTURINI, 1990a) e generate in un contesto di frammentazione crostale. Così come in Dolomiti anche in Carnia la successione anisica ha registrato tre distinti momenti d'instabilità tettonica marcati dallo sviluppo di altrettanti episodi terrigeni grossolani: **Conglomerato di Piz da Peres, Conglomerato di Voltago e Conglomerato di Richthofen**, appartenenti al **Gruppo di Braies**.

Gli orizzonti ruditici s'indentano, in paraconcordanza o debole discordanza angolare, con i carbonati della potente successione anisica: **f.ne di Lusnizza, 'dolomia del Serla inf.', F.ne di Agordo, 'formazione del Serla sup.', Calcarea di Morbiac**, in gran parte deposti in ambienti lagunari. Nell'area rilevata è comunque solo l'ultimo e più recente tra gli episodi ruditici terrigeni ad assumere una certa rilevanza. Il terzo impulso tettonico anisico è l'unico ad avere determinato, nel ter-

itorio alpino carnico e giulio, variazioni paleoambientali e batimetriche di un certo rilievo. Blocchi crostali a maglia plurichilometrica subirono rapidi sprofondamenti mentre altri, adiacenti, furono moderatamente sollevati; si produssero frantumamenti

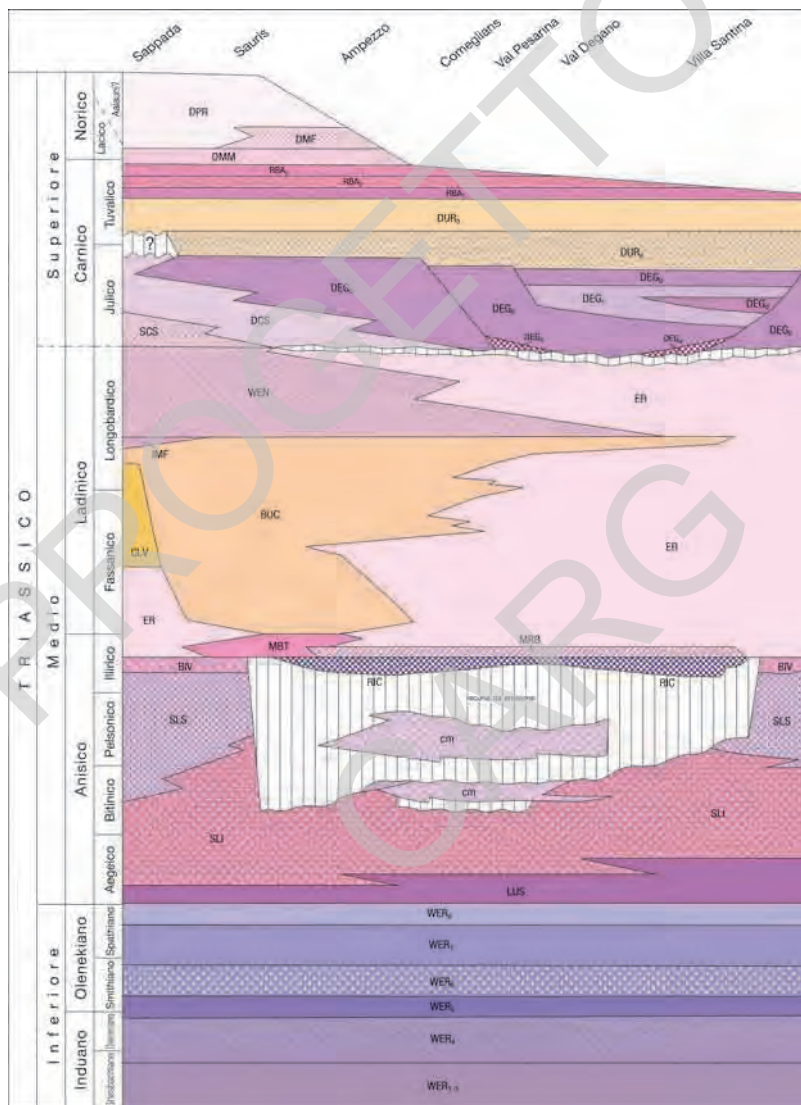


Fig. 9 - Schema stratigrafico relativo alla successione triassica (Induano-Norico) del Foglio 031 Ampezzo (per le sigle delle unità cfr. la legenda del Foglio).

sottomarini a blocchi (megabrecce) e si formarono alti strutturali, sia sommersi sia emersi (PISA, 1972, 1974; ASSERETO & PISA, 1978). Su quelli sommersi le condizioni di altofondo strutturale propiziarono sedimentazioni condensate (**F.ne del M. Bivera**). Con l'Anisico sup. anche nel Sudalpino nord-orientale si andò dunque consolidando una tendenza alla mobilità tettonica verticale. Una serie di variazioni altimetriche e, soprattutto, batimetriche, modificarono radicalmente la morfologia del territorio.

La piatta e omogenea fisiografia, che tra la fine del Permiano sup. e l'inizio del Triassico Medio aveva caratterizzato il settore carnico, cominciò a modificarsi. Si articolarono nuovi scenari morfologici in cui presero forma fasce sottomarine tettonicamente collassate per subsidenza accelerata, altofondi pelagici, ed aree sollevate ed emerse, inizialmente soggette ad erosione e successivamente convertite in deltizie e lagunari.

Tali modifiche costituirono un'importante eredità morfologica per la successiva stratigrafia ladinica che su di essa modellò la distribuzione dei propri principali tipi di sedimenti: bacinali e di piattaforma, regolati da complesse eteropie vertico-laterali (fig. 9). Entrambi i tipi di deposito cominciarono a differenziarsi già dall'Anisico medio-sup., anche se con litosomi sviluppati a scala sensibilmente differente rispetto ai corrispondenti ladino-carnici. Era accaduto rispettivamente con la '**f.ne del Serla sup.**' *Auctt.* e la **F.ne di Contrin** (qui compresa nel **gruppo del M. Siera** come orizzonte basale), i cui equivalenti bacinali sono rappresentati rispettivamente dai depositi delle **F.ni di Dont p.p.** e **dell'Ambata**.

Nel Ladinico e, successivamente, nel Carnico, si affermarono due tipi di deposito prevalenti: da un lato i corpi di piattaforma carbonatica (**F.ne dello Sciliar**, Ladinico, e '**Dolomia Cassiana**', Carnico), quasi sempre massicci, rigidi e fragili, accresciuti inizialmente sulle zone batimetricamente meno depresse; dall'altro le successioni bacinali (**F.ne di Buchenstein**, qui comprensiva delle 'arenarie di Zoppè' e della 'f.ne dell'Acquatona'; scarsi depositi magmatici effusivi e **F.ne di Wengen-La Valle; F.ne di San Cassiano**), con caratteristici sedimenti spesso sottilmente stratificati e facilmente deformabili, costituiti sia da calcari intrabacinali sia da apporti terrigeni. Gran parte di questi ultimi sono il prodotto di smantellamento di apparati vulcanici esterni al territorio qui considerato.

All'interno del settore esaminato la distribuzione delle facies di 'scogliera' (piattaforma s.s.) e di bacino è controllata in parte dalla subsidenza tettonica, in parte dalle lente progradazioni fisiologiche delle prime sulle seconde, ed in parte dalle più pronunciate tra le variazioni positive del livello marino. A queste ultime si devono le rapide quanto momentanee estensioni dei termini bacinali (ad es. la 'f.ne dell'Acquatona') sulle facies di 'scogliera', qui accorpate nel **gruppo del M. Siera**.

Inoltre, la tettonica ladinica propiziò la formazione di locali altofondi a sedimentazione 'pelagica' (**Calcarì del Clapsavon**) confinati nell'estremo settore SO del Foglio. In questo caso il sottostante corpo di 'scogliera', la cui crescita fu precocemente interrotta dal rapido incremento batimetrico, è stato denominato

informalmente 'calcare dolomitici del M. Tiarfin' da PISA (1972).

Pur senza dare segni evidenti di attività tettonica, le faglie sinsedimentarie attivate nell'Anisico continuarono in parte ad agire anche durante il Ladinico mentre altre si generarono. Lo testimonia la vocazione all'approfondimento dimostrata da certi settori che richiamarono abbondanti apporti terrigeni medio-fini rappresentati sia dalle 'arenarie di Zoppè' (non distinte in carta e comprese, assieme alla 'f.ne dell'Acquatona', nella **F.ne di Buchenstein**), sia dalla porzione terrigena della **F.ne di Wengen-La Valle**. Le stesse faglie distensive favorirono la risalita e l'effusione sottomarina di ridotti volumi basaltici (**F.ne di M. Fernazza**).

Nella zona NO del Foglio (conca di Sappada) le paleocorrenti misurate nei sedimenti torbiditici ad alimentazione vulcanica acida (**F.ne di Wengen-La Valle**) denunciano una provenienza dai quadranti meridionali (SO e SE) in generale accordo coi dati e le ricostruzioni paleogeografiche ladiniche proposte dagli Autori (VIEL, 1979a,b; FARABEGOLI, 1998). Al contrario, le paleocorrenti misurate nelle sottostanti 'arenarie di Zoppè' (**F.ne di Buchenstein**), anch'esse costituite da torbiditi composizionalmente simili a quelle della **F.ne di Wengen-La Valle**, individuano un'univoca provenienza da NO. La rapida chiusura degli affioramenti triassici verso N e NO, dovuta ad erosioni recenti e ricoprimenti tettonici, non consente per ora di chiarire uno scenario paleogeografico che si presenta più complesso di quello fino ad ora previsto in letteratura.

Il magmatismo triassico nel Foglio è rappresentato da sporadici episodi tufacei e tufitici a composizione riolitica (intercalazioni nella **F.ne dell'Ambata** e, soprattutto, all'interno della **F.ne di Buchenstein**) cui seguono effusioni basaltico-andesitiche (**f.ne di M. Fernazza**). Entrambi risultano volumetricamente inconsistenti rispetto ai corrispettivi magmatici dell'area tarvisiana e, specialmente, di quella dolomitica. I prodotti magmatici ladinici e carnici delle Alpi Meridionali negli anni '80 erano ritenuti connessi ad una coeva subduzione, accompagnata in superficie da una tettonica estensionale sviluppata in un contesto transtensivo (PISA *et alii*, 1980).

Attualmente invece, la maggioranza degli Autori accredita all'affinità geo-chimica dei prodotti magmatici medio-triassici (nonché di quelli permiani) una memoria orogenica acquisita durante l'evento ercinico. In altre parole il quadro geodinamico medio e tardo-triassico è ritenuto anorogenico e dominato dallo sviluppo di una dinamica estensionale, regolata da probabili trascorrenze. Le distensioni consentirono la risalita di fusi provenienti da sorgenti mantelliche precedentemente contaminate durante l'evento orogenico ercinico da subduzione litosferica d'età carbonifera. Da qui la memoria calcalcina e l'affinità shoshonitica dei prodotti magmatici derivati.

Nel Ladinico-Carnico alla mobilità tettonica negativa che aveva caratterizzato le aree settentrionali, dal Tarvisiano alla Carnia, alle Dolomiti ed oltre, fino alle Alpi occidentali, si contrappose la mobilità positiva delle aree meridionali (BRUSCA *et alii*, 1982), coincidenti con il Golfo di Venezia e la Pianura Padana. In esse i sondaggi Agip hanno accertato la presenza di edifici vulcanici e zone di

basamento cristallino in erosione durante parte del Triassico Medio-Sup. (PIERI & GROPPi, 1981). Nel Triassico Sup. l'instabilità tettonica si manifestò dunque nella medesima fascia ad orientamento E-O già sollecitata nel Triassico Inf.

Nel Foglio, così come in tutte le Alpi Meridionali, la successione del Carnico ereditò e ripropose la differenziazione tra aree di piattaforma e di bacino. Le prime, con corpi carbonatici di norma massicci (**'Dolomia Cassiana'**) e depositi ben stratificati confinati in fasce lagunari localmente soggette a rapida subsidenza (**f.ne della Val Degano**), passavano lateralmente alle seconde, più profonde. Queste ultime erano caratterizzate da prevalenti depositi calcarei fini, marnosi e bioclastici (**F.ne di San Cassiano**) risedimentati dai margini delle 'scogliere'.

Durante questa fase nel settore SE del Foglio la successione di età carnica inf., rappresentata dalla **f.ne della Val Degano**, ha registrato elevati incrementi nei tassi deposizionali. A questo dato si associano numerose evidenze di ripresa dell'attività tettonica sinsedimentaria improntata all'estensione. Sulla base delle geometrie degli elementi tettonici, dei loro orientamenti, delle direzioni di paleocorrente, nonché della localizzazione di un depocentro venutosi a creare al culmine della fase estensionale, si attivò, come paleofaglia principale, la linea But-Chiarsò (Foglio 032 Tolmezzo). E' questa una paleostruttura posta pochi km ad E del margine orientale del Foglio. Orientata N50°E ed immergente verso NO, è stata più volte riattivata durante le compressioni alpine (CARULLI & PONTON, 1988a; VENTURINI, 1990b; VENTURINI *et alii*, 2001-2002; DISCENZA & VENTURINI, 2003).

A scala regionale la tettonica verticale d'età carnica produsse i maggiori effetti nella fascia mobile meridionale, attualmente coincidente con la pianura padana e veneto-friulana (BRUSCA *et alii*, 1982) dove propiziò abbondanti effusioni laviche. Lo smantellamento subaereo degli edifici vulcanici generò ampi ventagli alluvionali in progradazione verso i quadranti settentrionali. Nel settore carnico centro-occidentale, e più in particolare nel Foglio 031 Ampezzo, essi diedero origine ad una successione arenitico-pelitica di piana alluvionale, con paleocorrenti da SE verso NO, passante ad ambiente deltizio e marino marginale, inizialmente a sedimentazione mista e in seguito solo carbonatica (**f.ne di Dürrenstein**).

Verso la fine del Carnico si instaurarono condizioni di generale stabilità tettonica che nel dominio della S-Europa favorirono il livellamento morfologico di ampi settori crostali. Si omogeneizzarono le facies, quasi ovunque rappresentate da sedimenti terrigeni fini, di piana alluvionale distale e di ambienti paralici, passanti a depositi solfatico-carbonatici di laguna periodicamente soggetta a condizioni evaporitiche. Fa eccezione l'area sud-orientale (Tarvisiano) caratterizzata, in questo intervallo, da alternanze di calcari e marne di piattaforma, con una potente intercalazione di dolomie massicce. Nel Foglio, come in Dolomiti e nelle restanti Alpi Meridionali, la successione prende il nome di **F.ne di Raibl** e presenta caratteri comparabili con quelli della coeva successione germanica.

La successione triassica sup. prosegue con i primi termini carnico-norici, rappresentati da potenti carbonati di mare poco profondo (**F.ne del Monticello**),

passante a sedimenti di ambiente euxinico bacinale (**Dolomia di Forni**), per poi chiudersi con i ripetitivi cicli peritidali della **Dolomia Principale**.

Con queste unità, in cui le rapide diversificazioni batimetriche e di facies individuano una ripresa della mobilità verticale, termina la successione del Foglio, se si fa esclusione delle **ruditi del M. Claupa**, localizzate al monte omonimo in due affioramenti di conglomerati e breccie carbonatiche ipoteticamente attribuiti al ?Miocene sup.-?Pliocene inf. sulla base di considerazioni indiziarie.

2. EVENTI DEFORMATIVI

La storia deformativa del settore rilevato registra gli effetti di due cicli orogenetici: l'ercinico e l'alpino. Il primo (fig. 10) ha interessato la successione ordoviciana sup.-carbonifera sup. (Caradociano-Bashkiriano) dando origine alla principale tra le superfici di inconformità presenti nell'area. Il secondo (fig. 11), tuttora in atto, ha coinvolto l'intera successione affiorante (Caradociano-?Pliocene) e ha determinato localmente, anche nelle coperture quaternarie, alcuni effetti minori quali faglie subverticali con limitati rigetti, fratture e ridotti basculamenti. Nella successione paleozoica antica la sovrapposizione di strutture appartenenti ad entrambi i cicli rende più complessa, ma non indecifrabile, la ricostruzione degli stili tettonici ercinici e della relativa cronologia deformativa.

Le strutture erciniche sono concentrate nella porzione NE del Foglio. La Catena Paleocarnica non metamorfica e, in parte, anchimetamorfica (il comparto strutturale posto ad E delle linee della Val Bordaglia) è stata in origine deformata da un insieme di strutture compressive ascrivibili all'orogenesi ercinica ed accomunate dall'originario orientamento N120°E (fig. 10). Esse sono raggruppabili in tre insiemi omogenei generati in successione durante altrettanti stadi deformativi ercinici. Durante ogni singolo stadio si è formata una particolare associazione di strutture che ha interferito con quelle precedenti (figg. 10 e 58). Ogni associazione di strutture ha prodotto un proprio stile tettonico caratteristico di profondità crostali via via decrescenti nel tempo (VENTURINI, 1990a).

La Catena Paleocarnica non metamorfica si strutturò completamente nel Carbonifero, circa tra 315 e 305 Ma (Bashkiriano-Moscoviano) con effetti variabili dal campo della diagenesi a quello dell'anchimetamorfismo. L'esumazione della catena precedette il Moscoviano sup. essendo questa l'età dei primi depositi sedimentari databili che la suturano con netta discordanza angolare (Foglio 032 Tolmezzo; PASINI, 1963).

La prima precoce deformazione ercinica (I stadio) è data da grandi pieghe asimmetriche con fianchi rovesci percepibile compiutamente solo nella zona centrale della catena (Foglio 032 Tolmezzo). Fece seguito lo sviluppo di fitti piani tettonici, anch'essi caratterizzati da orientamento N120°E e vergenza SSO (II stadio deformativo). Essi delimitano fitte scaglie tettoniche embricate con spessori compresi tra pochi m ed oltre un km (SELLI, 1963). Questo secondo

insieme di strutture scompaginò il precedente lacerandolo e trasponendolo.

Già durante lo sviluppo del I stadio deformativo la successione stratigrafica ordoviciana sup.-carbonifera *p.p.* si era scollata dal proprio basamento metamorfico. Di esso non esistono evidenze dirette negli affioramenti posti ad E delle linee della Val Bordaglia (fig. 6).

Durante lo sviluppo del III stadio deformativo si generò un sistema di scorimenti con antiforimi di rampa, ad orientamento N120°E e vergenza a SSO, coassiali alle precedenti strutture erciniche. La loro lunghezza d'onda è plurichilometrica (VENTURINI & SPALLETTA, 1998). Ogni struttura plicativa, oltre ad avere, in pianta, un'ampiezza superiore ai 3 km ed un'altezza non inferiore ai 2-3 km, è seguibile lateralmente per decine di km. Le antiforimi ripiegano tutte le precedenti strutture erciniche (I e II stadio) individuando una precisa cronologia deformativa (VENTURINI, 1990a; PONDRELLI, 1998). Le antiforimi sono

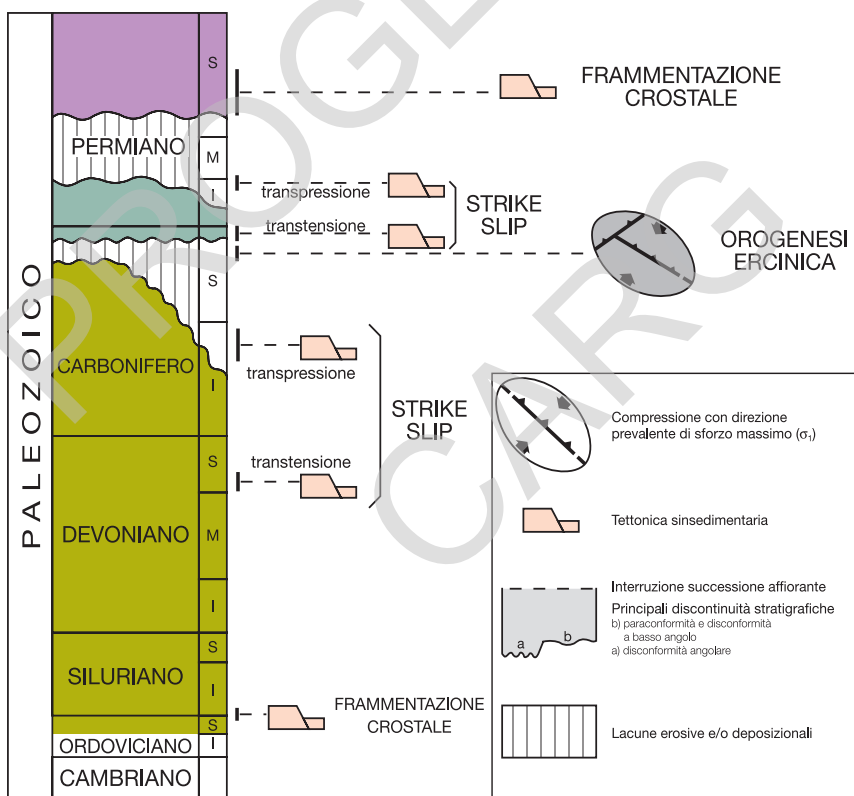


Fig. 10 - Quadro delle fasi deformative che hanno interessato il volume crostale del Foglio 031 Ampezzo nel Paleozoico. La successione stratigrafica del settore rilevato è segnata in colore.

saturate con netta discordanza angolare dai depositi permo-carboniferi o, in alternativa, permiani sup.

La ragione per la quale sul medesimo volume di roccia deformato e poi esumato durante il Moscoviano, si sono sovrapposte tre diverse associazioni di strutture, caratterizzate da differenti stili deformativi, è spiegata attraverso: 1) l'applicazione di uno sforzo compressivo ad orientamento costante nel tempo; 2) il progressivo spostamento del volume di roccia attraverso livelli cristallini differenti, interpretati come via via meno profondi (VENTURINI, 1990a).

Il Foglio ricade interamente nelle porzioni orientali delle Alpi Meridionali. Queste sono considerate una catena post-collisionale separata dalle Alpi s.s. tramite la Linea Insubrica (o Lineamento Periadriatico). Il segmento della Linea Insubrica che separa le Alpi Meridionali orientali dalle unità austroalpine delle Alpi propriamente dette, è denominato linea Pusteria-Gailtal. E' orientato N100°-110°E, corre lungo le valli omonime, e passa a pochi km dal margine settentrionale del Foglio (fig. 6).

Le Alpi Meridionali hanno una polarità orogenica Africa-vergente, con uno stile dato da scorrimenti con sviluppo di anticlinali di rampa e da localizzati ma significativi retroscorrimenti. La storia deformativa del dominio sudalpino iniziò nel Cretaceo Sup. con tempi e modi di sviluppo delle strutture differenti da zona a zona (CASTELLARIN *et alii*, 1992). Più in particolare sono riconosciuti tre principali intervalli deformativi riconducibili alle omonime fasi diastrofiche: eo-, meso- e neoalpina, attive in un contesto compressivo convergente. Le deformazioni più significative presenti nel Foglio sono ascrivibili alla più recente delle tre fasi (fig. 11). Essa è responsabile di un raccorciamento prossimo ad 1/3 dell'estensione originaria (CASTELLARIN *et alii*, 1980).

Il quadro tettonico regionale alpino è in massima parte caratterizzato da una strutturazione neogenica. La complessità deriva dall'interazione di due fattori principali: a) la riattivazione di paleostrutture sinsedimentarie di età variabile, comprese tra il Carbonifero Sup. e l'Oligocene; b) la variazione nel tempo, durante la fase neogenica, della direzione di sforzo massimo, oscillante tra le direzioni NE-SO, N-S e NO-SE. Questi presupposti hanno prodotto documentabili interferenze tra i sistemi di strutture, sviluppate alle più diverse scale. Nel Foglio, così come nelle complessive Alpi Carniche, le paleostrutture sinsedimentarie si distribuiscono secondo due orientazioni preferenziali: N50°E e N120°E.

Al primo sistema appartengono le paleolinee della Val Bordaglia che, ubicate nel settore nord-occidentale del Foglio, proseguono ben riconoscibili sul terreno nel Foglio 018 Passo di M. Croce Carnico. Sono strutture subverticali di impostazione permo-carbonifera (VENTURINI, 1990a; VENTURINI & DELZOTTO, 1993; VENTURINI & SPALLETTA, 1998) sviluppatasi lungo un fronte di accavallamento tettonico ad esse subparallelo, attivatosi nella fase terminale dell'orogenesi ercinica (SELLI, 1963). Le paleolinee risentirono di una riattivazione distensiva (presumibilmente oligocenica) prima di essere in parte riprese, in senso prima

trascorrente e in seguito compressivo puro, durante le fasi deformative neogeniche (VENTURINI, 1990b; VENTURINI *et alii*, 2001-2002). Al medesimo sistema è ascrivibile la paleolinea But-Chiarsò, affiorante appena oltre il margine orientale del Foglio (SELLI, 1963; CARULLI & PONTON, 1988a,b; DISCENZA & VENTURINI, 2003). La sua attività distensiva triassica sup., postulata da SELLI (1963) sulla base delle differenze tra le successioni presenti nei due lembi, è qui comprovata dall'individuazione di un depocentro in rapido approfondimento nella zona orientale del Foglio. In esso durante il Carnico si registrarono tassi di sedimentazione molto elevati rispetto all'area occidentale.

Al secondo sistema, con orientazione N120°E, appartiene il fascio di paleofaglie della media Val Degano. Si attivarono con ogni probabilità nel Permiano medio-sup. (VENTURINI, 1986; CASSINIS *et alii*, 1998), parteciparono ai movimenti sinsedimentari anisici e furono poi riattivate, in senso trascorrente, durante le compressioni neoalpine (VENTURINI *et alii*, 2001-2002). Entrambi i sistemi sono eredità strutturali che hanno localmente guidato la distribuzione delle deformazioni fragili del piano tettonico alpino.

Nel territorio in esame, come nelle restanti aree delle Alpi Meridionali orientali, la cronologia deformativa alpina è relativa. Si basa sulle interferenze tra le singole associazioni di strutture, sulla comparazione con l'età dei sistemi deformativi suturati dalle coperture discordanti rinvenute nei settori prealpini e, in parte, dolomitici, e si giova dell'età e composizione dei prodotti di smantellamento drenati e depositati verso S durante il Miocene (TUNIS & VENTURINI, 1992).

Le più antiche deformazioni alpine riconosciute nel Foglio sembrano appartenere allo stadio precoce della fase neoalpina (età chattiano-burdigaliana), dominato da compressioni orientate circa NE-SO. Si tratta di sporadici sistemi di pieghe, sempre ripiegati da strutture più recenti, e rari accavallamenti SO-vergenti dubitativamente attribuiti a questa fase. Tali strutture potrebbero comunque, in mancanza di dati cronologici certi, appartenere alla precedente fase mesoalpina (Paleogene), anch'essa caratterizzata da compressione massima orientata circa NE-SO. E' inoltre molto probabile che, sia durante la fase mesoalpina sia durante quella neoalpina precoce, si siano riattivate in senso trascorrente le paleolinee della Val Bordaglia, elementi di debolezza crostale che nel tempo si sono dimostrati particolarmente sensibili ad ogni sollecitazione tettonica.

Lo stile deformativo alpino nelle Alpi Carniche si realizza soprattutto a partire dal ?Langhiano-Serravalliano e prosegue nel Tortoniano-?Messiniano *p.p.* configurandosi come il risultato di uno sforzo compressivo orientato N-S (SELLI, 1963; CASTELLARIN *et alii*, 1980; CARULLI & PONTON, 1992). In questo stadio della fase neoalpina si enucleò una serie di scorrimenti ed accavallamenti S-vergenti, orientati E-O. Inoltre, si svilupparono locali retrovergenze (fig. 6), rilevanti anche e soprattutto nei territori esterni al Foglio (VENTURINI, 1991b), sia verso E, tra Paularo e Pontebba (Foglio 032 Tolmezzo; VENTURINI, 1990a; VENTURINI *et alii*, 2001-2002), sia verso SE (Foglio 049 Gemona del Friuli; VENTURINI & CARULLI, 2003). A scala regionale le terminazioni laterali di en-

trambi i sistemi di strutture, rappresentate da scorrimenti e retroscorrimenti, sono spesso guidati da paleostrutture riattivate con funzione di svincolo trascorrente (VENTURINI, 1991b).

In tempi successivi (Pliocene *s.l.*), la direzione dello sforzo massimo applicato alle Alpi Meridionali orientali è ruotata dirigendosi NO-SE (fig. 11). L'assetto tettonico e lo stile deformativo connessi alla compressione N-S, sono stati solo localmente mascherati dallo sviluppo di nuove strutture, rappresentate da accavallamenti e pieghe ad orientamento NE-SO (VENTURINI, 1990a; LÄUFER, 1996; PONDRELLI, 1998; VENTURINI *et alii*, 2001-2002; DISCENZA & VENTURINI, 2003; VENTURINI & CARULLI, 2003). Alla scala dell'intero comparto friulano si sono prodotte frequenti riattivazioni nelle maggiori strutture disgiuntive, rappresentate sia dai precedenti elementi nealpini sia da paleofaglie a sviluppo regionale.

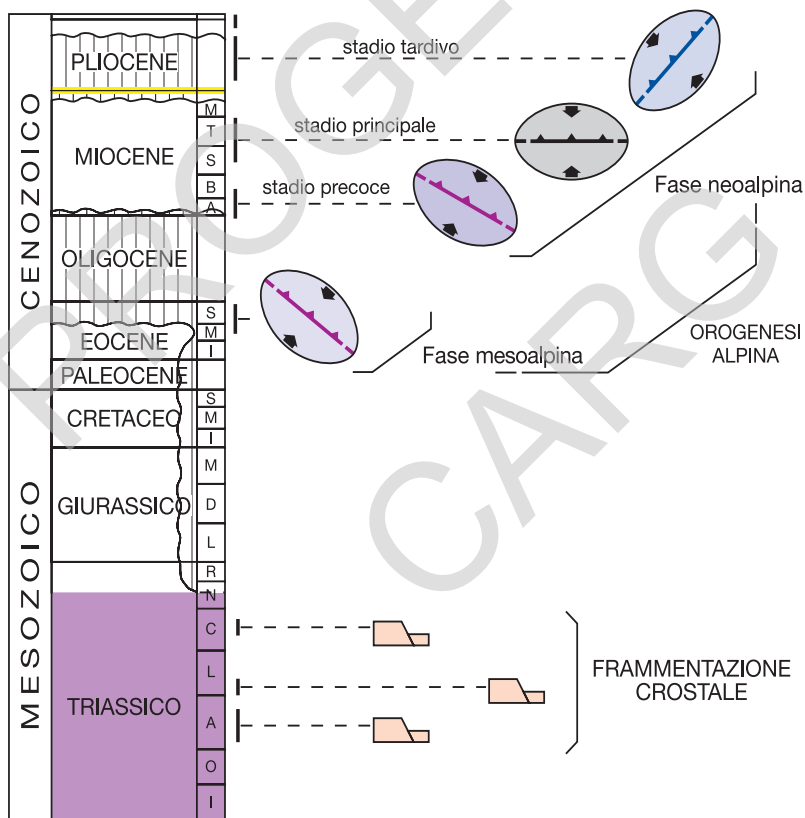


Fig. 11 - Quadro delle fasi deformative che hanno interessato il volume crostale del Foglio 031 Ampezzo nel Meso-Cenozoico. La successione stratigrafica del settore è in colore. Legenda in fig. 10.

Nel territorio in esame questa compressione ha lasciato tracce evidenti nel riassetto tettonico di alcuni settori (bassa Val Pesarina, media Val Degano,...), nelle frequenti interferenze a media scala tra i sistemi di strutture generate dai due differenti sforzi, e nel basculamento di settori contenenti strutture attribuibili ai precedenti sforzi meridiani.

Resta inoltre da sottolineare l'attivazione di un sistema di faglie distensive, di preferenza orientate E-O, la cui età d'impostazione si colloca tra il termine della fase compressiva meridiana (Miocene sup.) e l'inizio delle compressioni NO-SE (Pliocene *s.l.*). Lungo tali linee esistono comunque evidenze di riattivazioni distensive di età olocenica, presumibile effetto pellicolare sviluppato in un regime di sforzi compressivo tuttora attivo (BRESSAN *et alii*, 1998). Alcuni dati neotettonici, peraltro rari, raccolti su depositi del Pleistocene sup. attestano una ripresa locale della componente di sforzo N-S, mentre l'analisi dei meccanismi focali dei recenti sismi (BRESSAN *et alii*, 2003) ha individuato, per il settore oggetto di queste note, un tensore di sforzo massimo orientato NNO-SSE.

Per l'area carnico-friulana in generale, e per il settore del Foglio in particolare, i dati più recenti porterebbero a giustificare, dal Miocene medio al Presente, un'oscillazione del tensore di sforzo massimo tra le direzioni N-S e NO-SE, variamente distribuiti nel tempo e nello spazio, con sovrapposizione ed interferenza tra le rispettive strutture indotte.

V - STRATIGRAFIA

(C. Venturini, C. Spalletta, G.B. Vai, M. Pondrelli,
C. Fontana, S. Delzotto, G. Longo Salvador & G.B. Carulli)
(con la coll. di D. Garuti, D. Ciavatta, M. Ponton & F. Podda)

1. - SUCCESSIONE ORDOVICIANO - CARBONIFERA (Sequenza ercinica)

A E del fascio di linee della Val Bortaglia, affiora una delle classiche successioni del Paleozoico europeo costituita da rocce non metamorfiche o anchimetamorfiche. La porzione più antica di questa successione è formata da rocce di età compresa fra l'Ordoviciano Sup. e la parte bassa del Carbonifero Sup. Essendosi depositate prima dell'evento diastrotico ercinico, costituiscono la cosiddetta successione ercinica.

Il basamento di questa successione non affiora, ma è presente sotto forma di clasti in conglomerati d'età ordoviciana esterni al Foglio. Per la cartografia della successione ercinica pre-carbonifera piuttosto che un criterio formazionale è stato seguito un criterio prevalentemente basato sulla suddivisione in litofacies per la sua più immediata applicabilità sul terreno. Al contrario, un approccio fondato più sul contenuto paleontologico, quindi sull'età, piuttosto che sulle caratteristiche litologico-sedimentologiche, è stato preferito dagli Autori austriaci che hanno cartografato le aree limitrofe. Tale approccio cartografico è stato scartato in quanto difficilmente applicabile sul terreno. Inoltre, non favorisce la correlazione fra unità litologicamente simili e/o addirittura uguali affioranti in settori differenti.

In aree come quelle sottese dal Foglio 031 Ampezzo, dove i rapporti vertico-laterali tra le unità della successione ercinica sono spesso tettonizzati o coperti, è ancora preferibile una suddivisione in unità informali rappresentate da associazioni di litofacies riferibili a precisi intervalli stratigrafici. Questa suddivisione ha inoltre il vantaggio d'essere più facilmente rappresentabile e leggibile alla scala della carta.

1a. - SUCCESSIONE ORDOVICIANO - CARBONIFERA - Parte inferiore

Anche in questo territorio, come in tutte le Alpi Carniche, la successione ordoviciana sup.-siluriana è caratterizzata da variazioni di facies numerose, rapide e molteplici. Ciò nonostante, le varie facies mostrano tutti passaggi gradualmente e sono riconducibili a un ambito omogeneo di sottoambienti prevalentemente pelagici; in alcune aree esse sono comprese fra due intervalli caratterizzati il primo da una tendenza all'approfondimento (al tetto dell'Ordoviciano) e il secondo dalla tendenza alla riduzione del livello marino (al tetto del Siluriano).

Durante il Siluriano nelle stesse aree sono comuni le condensazioni e le lacune sedimentarie indice di una morfologia a rilievi sottomarini pelagici (*sea-mount*). Lo spessore totale raramente supera i 50 m e le due facies più rappresentate sono da un lato i *calcari a Orthoceras* e dall'altro le *argilliti a graptoliti*, spesso alternate. Esse rappresentano in pratica le aree relativamente rilevate e quelle relativamente depresse di fondali piuttosto piatti e di modesta profondità, da alcune decine a poche centinaia di metri (VAI, 1980).

Per questo motivo nel territorio carnico il Siluriano è stato sempre cartografato con una sola campitura indistinta. A livello descrittivo invece, le singole facies hanno ricevuto nomi litostratigrafici quasi mai formalmente definiti o correttamente ridenominati.

Anche per questo territorio, come per quello compreso nella II edizione del Foglio 4c-13 M. Cavallino-Ampezzo (scala 1:100.000), si è rinunciato a una differenziazione cartografica in formazioni (fig. 7).

Data l'esiguità degli affioramenti siluriani presenti nel territorio in esame si rimanda la trattazione completa delle relative sequenze di facies ai Fogli di futura pubblicazione (F. 018 Passo di M. Croce Carnico, F. 032 Tolmezzo, F. 033 Pontebba).

1a.1 - FORMAZIONE DELL'UQUA (UQU) (C. Spalletta)

Lo stratotipo è ubicato esternamente al Foglio, a N di Ugovizza lungo il Rio Uqua, nei pressi del Rifugio Nordio (VAI, 1971).

- *Affioramenti*. L'unità è presente nei pressi di Casera Pal Grande di Sotto.

- *Caratteri*. La Formazione è stata suddivisa in due sottounità informali sovrapposte. Infatti i membri distinti da VAI (1971) con lo stesso nome geografico della Formazione non possono avere valore formale. La prima è prevalentemente silicoclastica, la seconda in prevalenza calcarea (VAI, in BRAGA *et alii*, 1971). Nell'area rilevata affiorano siltiti ed areniti dell'unità silicoclastica (Uggwa Schiefer degli Autori austriaci), costituita da prevalenti siltiti di composizione prevalentemente quarzosa e colore grigio-verdastro, ocraceo per alterazione, talvolta alternate ad areniti medio fini e, di rado, a calcareniti. La stratificazione (3-5 cm) è spesso mascherata da un fitto clivaggio. Superiormente, in continuità,

affiorano calcari reticolati o nodulari di colore grigio chiaro, grigio-giallastro per alterazione. Con il termine tradizionale 'calcari reticolati' si indicano calcilutiti con rilegature di peliti ocracee. Corrispondono agli Uggwa Kalk (Tonflaserkalke *Auctt.*) degli Autori austriaci.

- *Spessore*. Nel Foglio lo spessore affiorante delle siltiti è valutabile attorno ai 20 m. Lo spessore dei calcari reticolati è di 5-6 m. Si ritiene che in corrispondenza delle siltiti e arenarie dell'Uqua si sia verificato lo scollamento dell'intera successione ercinica dal suo basamento.

- *Limiti*. Il limite inf. è tettonico, perciò la base dell'unità è sconosciuta. I termini siltitici dell'unità silicoclastica passano gradualmente ai sovrastanti calcari reticolati. Nell'area rilevata la transizione dai termini carbonatici ordoviciani alle facies siluriane non è esposta.

- *Fossili*. Le facies più fini dell'unità silicoclastica sono caratterizzate da faune a briozoi e brachiopodi, cistoidi, crinoidi, trilobiti e, nelle intercalazioni calcaree, conodonti. I calcari reticolati contengono abbondanti elementi bioclastici costituiti in prevalenza da frammenti di echinodermi, meno frequentemente di trilobiti ed ostracodi e, raramente, di brachiopodi, briozoi e cefalopodi (SERPAGLI, 1967; MANARA & VAI, 1970; VAI, 1971; VAI in BRAGA *et alii*, 1971; SCHÖNLAUB, 1980; BAGNOLI *et alii*, 1998).

- *Ambiente*. Quello dei termini silicoclastici è costiero, di acque basse, con apporti terrigeni tendenzialmente maturi (VAI, 1971, 1976; VAI, in BRAGA *et alii*, 1971; SCHÖNLAUB, 1971). I calcari reticolati rappresentano un deposito di piattaforma aperta (*offshore*) (DULLO, 1992). La deposizione sarebbe avvenuta in acque di clima temperato-freddo, caratterizzate da un'adeguata penetrazione della luce (ZIEGLER *et alii*, 1984).

- *Età*. L'età delle siltiti e areniti, basata sullo studio delle macro- e microfaune, è caradociano-ashgilliana (SELLI, 1963; VAI, 1971; VAI, in BRAGA *et alii*, 1971; SCHÖNLAUB, 1971). Sulla base delle faune, in prevalenza sul contenuto in conodonti, i calcari nodulari sono stati attribuiti all'Ashgilliano (SERPAGLI, 1967; MANARA & VAI, 1971; SCHÖNLAUB, 1979, 1980, 1988; BAGNOLI *et alii*, 1998).

1a.2. - CALCARI AD 'ORTHOCERAS' E ARGILLITI A GRAPTOLITI (COH) (G.B. Vai)

- *Affioramenti*. Come avviene in Carnia e in generale in tutte le aree circum-mediterranee, la sequenza di facies più rappresentata nel Foglio è quella mista.

- *Caratteri*. Nei pressi di Rigolato e di Comeglians inizialmente prevalgono le argilliti a graptoliti (Llandoveryano superiore-Wenlockiano inf.). Successivamente esse s'intercalano a calcari micritici scuri ad 'Orthoceras', con orthoceratidi, crinoidi e brachiopodi del restante Siluriano (VAI in BRAGA *et alii*, 1971) che finiscono col diventare predominanti. A N di Timau prevalgono i calcari ad 'Orthoceras' rossastri in basso (calcari del Cocco *Auctt.*) e grigio-bluastri in alto, esclusivamente micritici da nodulari a reticolati.

- *Spessore*. Circa 30 m, di cui 10-20 m competono ai calcari, che manifestano qui una tendenza alla lenticolarità.

- *Limiti*. Il limite inf. del Siluriano sulla F.ne dell'Uqua non è esposto. Presumibilmente dovrebbe essere discontinuo (*paraconformity*). Il limite sup. con i *calcari del Rauchkofel* (Lochkoviano, Devoniano Inf.) è invece concordante e continuo. Nei pressi di Comeglians nessuno dei due limiti è esposto.

- *Fossili*. La facies calcaree sono molto ricche in macrofossili e microfossili (nautiloidi orthoceratidi, trilobiti, bivalvi, brachiopodi, conodonti, ostracodi e acritarchi); quelle pelitiche spesso contengono graptoliti, radiolari e conodonti.

- *Ambiente*. Nel Foglio affiorano solo facies di ambiente pelagico di profondità modesta (non oltre il centinaio di metri) per la frequente comune disposizione dei resti di nautiloidi ortoconici isorientati e associati con blande increspature di fondo da onda (GNOLI *et alii*, 1980; SPALLETTA *et alii*, 1982a). Il fondale si articolava in blandi rialzi sottomarini ossigenati a sedimentazione carbonatica condensata e in modeste depressioni anossiche a sedimentazione argillitica.

- *Età*. Sono documentate da graptoliti e conodonti di età comprese fra il Llandoveriano sup. e il tetto del Pridoliano, al limite col Devoniano basale.

1b. - SUCCESSIONE ORDOVICIANO - CARBONIFERA - Parte intermedia

Il Devoniano delle Alpi Carniche è costituito da una successione continua, in gran parte carbonatica e con abbondante contenuto fossilifero che talvolta, in particolar modo in corrispondenza delle facies del calcare massiccio del M. Coglians, raggiunge spessori complessivi di oltre 1000 m. La subsidenza e la mobilità del bacino sono nettamente superiori a quelle dell'Ordoviciano Sup. e del Siluriano. Infatti, il rapporto fra gli spessori delle unità di mare basso e di mare più aperto è circa di 12:1.

Questo carattere, secondo alcuni Autori (VAI, 1976, 1979; SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1994; SCHÖNLAUB, 1997), indica un contesto deposizionale di tipo distensivo. Nelle Alpi Carniche, dal Pragiano (Devoniano Inf.) al Dinantiano (Carbonifero Inf.), le litologie carbonatiche sono schematicamente rappresentate da una serie di facies secondo quanto suggerito da VAI (1980), SPALLETTA & VAI (1984) e riproposto da KREUTZER (1992a).

- | | |
|---|------------|
| a) facies di acque poco profonde | (CGL) |
| sottofacies intertidale | |
| sottofacies di retroscogliera | |
| sottofacies di scogliera | |
| sottofacies di avanscogliera | |
| b) facies di transizione | (CFK, CLP) |
| c) facies di piattaforma esterna e pelagica | (CTE, CLG) |
| d) facies di bacino | (CTE) |

Le facies carbonatiche di piattaforma esterna e pelagica (fig. 7) sono in parte rappresentate dai *calcari di Cuestalta* (CTE), di età Devoniano Inf., e in parte dai *calcari di Pramosio* (CLG), d'età compresa fra il Devoniano Sup. ed il Carbonifero Inf. Le facies carbonatiche di acque poco profonde sono quelle dei *calcari del M. Coglians* (CGL), mentre quelle di transizione corrispondono alle *calciruditi del Freikofel* (CFK) ed alle *calcareniti di Pal Grande* (CLP).

1b.1. - CALCARI DEL RAUCHKOFEL (**CDL**) (C. Spalletta & M. Pondrelli)

Questa denominazione corrisponde ai 'calcari dolomitici a crinoidi' ed ai 'calcari lastroidi' degli schemi stratigrafici di SPALLETTA *et alii* (1982a) e SPALLETTA & VENTURINI (1990) ed ai 'calcari lastroidi' del Foglio 4c-13 Monte Cavallino-Ampezzo (VAI, in BRAGA *et alii*, 1971).

- *Affioramenti*. Nel Foglio l'unità è presente solo nei pressi di Casera Pal Grande di Sotto.

- *Caratteri*. Questi depositi sono caratterizzati da una certa variabilità laterale e sono rappresentati da micriti, calcisiltiti e calcareniti di colore da grigio scuro a nero, ben stratificate, d'ambiente sia neritico che pelagico. Nell'area cartografata prevalgono i depositi pelagici con strati di 5-20 cm. Nelle facies neritiche si hanno generalmente calcareniti con detrito bioclastico costituito da crinoidi, mentre nelle facies pelagiche prevalgono micriti a stratificazione piana e spesso divise in lamine.

- *Spessore*. Varia da 180 m (facies neritica) a 80-120 m (facies pelagica).

- *Limiti*. Il limite inf. è continuo e concordante sulle unità siluriane. Lateralmente, verso l'alto, è documentabile il passaggio ai *calcari di Cuestalta*. Nell'area considerata il limite sup. è continuo e concordante con le *calciruditi del Freikofel* e con le *calcareniti di Pal Grande*.

- *Fossili*. Il contenuto fossilifero è abbondante e rappresentato da crinoidi, dacroconaridi, cefalopodi, ostracodi, trilobiti, bivalvi e conodonti.

- *Ambiente*. Come accennato in precedenza, all'interno di questa unità possono essere distinte due facies: una prossimale, di ambiente neritico, ed una distale, pelagica: quest'ultima è prevalente. I *calcari del Rauchkofel* sembrano essersi depositi durante una debole fase a tendenza regressiva (VAI, 1976, 1979; SPALLETTA *et alii*, 1980, 1982a).

- *Età*. In base al contenuto in conodonti l'età dell'unità è stata assegnata al Lochkoviano (MANARA & VAI, 1970; SCHÖNLAUB, 1985).

1b.2. - CALCARI DI CUESTALTA (**CTE**) (C. Spalletta & M. Pondrelli)

Questa unità calcarea micritica corrisponde ai calcari a tentaculiti, introdotti e descritti da VAI (1963), e VAI, in BRAGA *et alii* (1971).

- *Affioramenti*. Sono presenti presso Comeglians e Rigolato.
- *Caratteri*. L'unità è costituita principalmente da calcari biomicritici nodulari stratificati, con interstrati marnosi, e, più raramente, da calcareniti; il residuo insolubile è dato per la maggior parte da minerali argillosi e cristalli di quarzo autigeno (VAI, 1980). Il colore è generalmente rosso cupo, ma può variare fino a giallo e grigio. Lo spessore degli strati è in genere compreso tra pochi cm a qualche dm.
- *Spessore*. E' compreso fra 60-70 m e 100-120 m.
- *Limiti*. Il limite inf. è netto con le sottostanti unità di età silurico-devonica. Lateralmente passano alle *calcareniti di Pal Grande*. In altre aree delle Alpi Carniche i termini stratigraficamente più alti dell'unità passano lateralmente alle *radiolariti del Rio Chianaletta*, bacinali. Il limite sup. è segnato dal passaggio ai *calcari di Pramasio*.
- *Fossili*. Il contenuto fossilifero è costituito da tentaculiti pelagici (dacriocanaridi) che appaiono poco sopra la base, orthoceratidi, bivalvi pelagici e ostracodi. In minore quantità si trovano bioclasti di crinoidi, frammenti di trilobiti, brachiopodi, conodonti e rare calcisfere. La bioturbazione è estesa.
- *Ambiente*. E' francamente pelagico (VAI, 1980).
- *Età*. L'intervallo di deposizione di tutta l'unità è compreso fra il tetto del Lochkoviano e il Givetiano (VAI, in BRAGA *et alii*, 1971, 1976; FENNINGER & SCHÖNLAUB, 1972; SCHÖNLAUB, 1979, 1980, 1985; KREUTZER, 1990, 1992a, 1992b).

1b.3. - CALCARENITI DI PAL GRANDE (CLP) (C. Spalletta & M. Pondrelli)

Questa unità comprende parte dei calcari stratificati giallastri dello schema stratigrafico di SPALLETTA *et alii* (1982a), parte del Kellerwand Kalk di quello di SCHÖNLAUB (1985) e del Vinz Kalk di quello di KREUTZER (1992b), ed inoltre il Freikofel Kalk dello schema di SCHÖNLAUB (1985).

- *Affioramenti*. L'unità affiora solo nei pressi di Casera Pal Grande di Sotto.
- *Caratteri*. Sono calcareniti e calcisiltiti con intercalazioni di micriti di colore da grigio a giallastro fino a rosato. Gli strati hanno spessore variabile da pochi cm fino al m. Talvolta sono presenti livelli calciruditeici fini e calcarenitici grossolani (*debris flow*), tra cui caratteristici calcari a litoclasti.
- *Spessore*. La potenza massima dell'unità è circa 200 m.
- *Limiti*. Inferiormente l'unità giace in continuità sui *calcari del Rauchkofel*. Lateralmente è compresa fra le *calciruditi del Freikofel* e le facies di mare più profondo, rappresentate dai *calcari di Cuestalta*. Il limite sup. è eteropico ed eterocrono con i *calcari di Pramasio*.
- *Fossili*. Oltre ai crinoidi, i cui articoli spesso costituiscono la componente tessiturale principale delle calcareniti, sono stati rinvenuti ostracodi, nautiloidi orthoconici, trilobiti, bivalvi, brachiopodi, coralli, gasteropodi, alghe, dacrioco-

naridi, ammonoidi, foraminiferi e conodonti.

- *Ambiente*. L'unità si è depositata in acque poco profonde, in un ambiente di mare leggermente più aperto rispetto a quello della successiva unità.

- *Età*. In base al contenuto in conodonti l'intervallo di deposizione è compreso fra il Pragian ed il Frasniano (PERRI & SPALLETTA, 1980; SCHÖNLAUB, 1985; KREUTZER, 1990; FABBRI, 1992; SPALLETTA & PERRI, 1998a,b)

1b.4. - CALCIRUDITI DEL FREIKOFEL (**CFK**) (C. Spalletta & M. Pondrelli)

Sotto questo termine sono state raggruppate, ai fini cartografici, le seguenti unità: Cellon Kalk dello schema stratigrafico di SCHÖNLAUB (1985), parte dei Kellerwand Kalk dello schema di SCHÖNLAUB (1985) e dei Vinz Kalk di quello di KREUTZER (1992b). La formazione del Pizzo Collina di FERRARI & VAI (1973) è pure compresa in questa unità e non viene distinta in carta.

- *Affioramenti*. Occupano una stretta fascia lungo il margine N del Foglio.

- *Caratteri*. Si tratta di calcareniti di colore grigio, in banchi spesso massivi, frequentemente di spessore superiore al metro, spesso intercalati (nella parte medio alta dell'unità) con accumuli detritici grossolani costituiti da livelli di calciruditi che possono talora raggiungere spessori dell'ordine della decina di metri (*debris flow*). Nella parte superiore dell'unità possono essere localmente presenti (Rio Chiaula) intercalazioni di lumachelle a brachiopodi e calcareniti e calcilutiti con bioclasti (f.ne del Pizzo Collina) in gran parte costituiti da brachiopodi e crinoidi. Questi livelli raggiungono rispettivamente spessori massimi di 5-10 m e 10 m.

- *Spessore*. La potenza massima si aggira intorno a 500 m.

- *Limiti*. Il limite inf. è eteropico ed eterocrono con le *calcareniti di Pal Grande*. Lateralmente è anche eteropica con i *calcari del M. Coglians*. Il limite sup. è eteropico ed eterocrono con i *calcari di Pramasio*.

- *Fossili*. Sono rappresentati da echinodermi, brachiopodi, trilobiti, cefalopodi, coralli, stromatoporoidi, bivalvi, alghe, tentaculiti, foraminiferi e conodonti.

- *Ambiente*. Si tratta di un ambiente di mare poco profondo, immediatamente esterno rispetto alla scogliera, in gran parte alimentato da apporti carbonatici clastici provenienti da quest'ultima.

- *Età*. In base al contenuto in conodonti l'età è stimata fra il ?Pragian ed il Famenniano (FERRARI & VAI, 1973; PERRI & SPALLETTA, 1980; SCHÖNLAUB, 1985; KREUTZER, 1990; FABBRI, 1992; MONTI, 1992; AGOSTINI, 1993; SPALLETTA & PERRI, 1998a).

1b.5. - CALCARI DEL M. COGLIANS (**CGL**) (C. Spalletta & M. Pondrelli)

Tutte le facies di scogliera *s.l.* riportate nel paragrafo introduttivo come facies di acque poco profonde sono state cartografate come un'unica unità.

Comprendono prevalenti facies massicce con stratificazione mal visibile e subordinati calcari stratificati.

- *Affioramenti*. Gli affioramenti più estesi ed importanti si trovano alla Creta di Ombladet (la cui cima è ubicata appena oltre il margine N del Foglio) e a NE dell'abitato di Collina.

- *Caratteri*. Questa unità è caratterizzata da una notevole varietà di facies e di tessiture. Tra i tipi litologici più rappresentati si possono indicare: *a*) laminiti algali, calcari ad amphipora e livelli calcarei loferitici grigio chiari, in strati da centimetrici a decimetrici; *b*) calcari detritici grigio chiari a prevalenti articoli di crinoidi in banchi metrici con calcari di scogliera isolati; *c*) calcari algali bituminosi a gasteropodi da grigio scuri a neri in strati decimetrici; *d*) calcari laminati, spesso dolomitizzati, con strutture tipo *birdseye* e articoli di crinoidi detritici in livelli cm-dm; *e*) calcari con strutture tipo *birdseye* a Dasycladaceae in livelli cm-dm; *f*) calcari di scogliera s.s. grigio chiari, massicci, in banchi metrici.

- *Spessore*. Nel territorio del Foglio non è possibile valutare con precisione lo spessore complessivo dell'unità, compreso tra 800 e 1200 m.

- *Limiti*. Il limite inf. è continuo e concordante sui *calcari del Rauchkofel*. Lateralmente i termini dell'unità passano a quelli coevi ed eteropici delle facies di transizione. Superiormente è documentabile la transizione, spesso discontinua per non sedimentazione e/o erosione, a calcari di acque più profonde (CLG).

- *Fossili*. Le porzioni biocostruite delle scogliere sono in massima parte co-



Fig. 12 - Cima Plotta N, località Chialderate, quota 2040 m. Calcare massiccio del M. Coglians (CGL). Stromatoporoida in facies biocostruita. Ampiezza orizzontale 40 cm.

stituite da stromatoporoidi (fig. 12), con diametro anche superiore al metro, associati a coralli. Nella sottofacies intertidale sono presenti alghe, ostracodi, amphipore, brachiopodi e articoli di crinoidi; nelle unità di retroscogliera si rinvengono alghe, bivalvi e coralli, oltre ad abbondanti gasteropodi ed in quelle di avanscogliera si trovano tentaculiti, ostracodi, cefalopodi, echinodermi, bivalvi e coralli. Nelle facies intertidali, di retroscogliera e soprattutto di avanscogliera, sono inoltre presenti, seppure in quantità ridotta rispetto alle facies di mare più aperto, anche i conodonti.

- *Ambiente*. Sono rappresentati tutti gli ambienti di scogliera, dal retrolagunare, al lagunare a quello di avanscogliera.

- *Età*. Le prime scogliere isolate sono databili alla parte superiore del Lochkoviano (VAI, in BRAGA *et alii*, 1971; SCHÖNLAUB, 1979). Una loro maggiore diffusione si ebbe a partire dal Pragiano fino al raggiungimento di un massimo sviluppo durante l'Eifeliano ed il Givetiano. Approssimativamente al limite Frasniano/Famenniano, esse scomparvero a causa dell'aumento del tasso di subsidenza, presumibilmente legato ad una marcata attività tettonica sinsedimentaria.

1b.6. - CALCARI DI PRAMOSIO (CLG) (C. Spalletta & M. Pondrelli)

La prima descrizione di questa unità, denominata 'calcari a climenie', si deve a GORTANI (1907). Dato l'abbondante contenuto fossilifero e, in particolare, l'elevata quantità di conodonti, è una delle unità devoniane più studiate dal punto di vista biostratigrafico.

- *Affioramenti*. Sono distribuiti nelle aree prossime al Rifugio Marinelli e nella fascia di Casera Val di Collina.

- *Caratteri*. Si tratta principalmente di calcari micritici con rilegature argilliche ocracee (calcari reticolati) grigie, rosate o nocciola, in strati di spessore da meno di un cm ad alcuni cm, con giunti ondulati od irregolari anche a causa dell'intensa stilolittizzazione subparallela alla stratificazione che può conferire alla roccia un aspetto pseudonodulare.

- *Spessore*. Varia da 10 m, misurati nella zona del Rifugio Marinelli, a circa 200 m dell'area di Pramodio, appena esterna al territorio rilevato (Foglio 032 Tolmezzo).

- *Limiti*. Il limite inf. è eteropico e diacrono sui *calcari di Cuestalta*, sulle *calcareniti di Pal Grande* e sulle *calciruditi del Freikofel*. Inoltre, in alcuni casi, i *calcari di Pramodio* possono anche poggiare in paraconcordanza e/o discordanza sui sottostanti *calcari del M. Coglians*. Alla Cima Ombladet (GALLI, 1984, 1985) e lungo il Rio Chianaletta (SPALLETTA, 1983; PERRI & SPALLETTA, 1998) il limite sup. è continuo e concordante con le *radiolariti del Rio Chianaletta*. Generalmente il limite sup. è costituito dal passaggio alle torbiditi silicoclastiche della F.ne del Hochwipfel. In questo caso il limite può essere continuo e concor-

dante, o discontinuo (paraconcordanza), come nell'area del Rifugio Marinelli, o addirittura discontinuo, erosivo, marcato da discordanza angolare. Secondo alcuni Autori (SPALLETTA *et alii*, 1980, 1982a; CANTELLI *et alii*, 1982) le discontinuità possono essere attribuite a franamenti sottomarini connessi ad attività tettonica distensiva sinsedimentaria, oppure a mancata sedimentazione; le discordanze sono riferite a rotazione estensiva di blocchi (SPALLETTA, 1983). SCHÖNLAUB *et alii* (1991), in base ad indizi geochimici presenti in alcune località, interpretano le discontinuità e le discordanze come ascrivibili ad emersione generalizzata accompagnata da carsismo.

- *Fossili*. Tra i fossili prevalgono climenidi, goniati, bivalvi pelagici e conodonti. Si trovano inoltre trilobiti, brachiopodi, orthoceratidi, ostracodi, articoli di crinoidi e denti di pesci.

- *Ambiente*. Le caratteristiche sedimentologiche e l'associazione fossile permettono di ipotizzare per l'unità un ambiente di deposizione di mare aperto, di piattaforma esterna e di bacino, privo di apporti terrigeni; i diffusi filoni sedimentari sono, con ogni probabilità, da collegare ad un'intensa attività tettonica distensiva sinsedimentaria subita sia fra la parte superiore del Givetiano ed il Famenniano inf., sia successivamente, fino al Tournaisiano e Viséano (SPALLETTA, 1983; SPALLETTA *et alii*, 1980, 1982a, 1983; SPALLETTA & VAL, 1984; SPALLETTA & VENTURINI, 1994; VENTURINI & SPALLETTA, 1998).

- *Età*. L'età di deposizione dei calcari di Pramosio, definita in base al contenuto in conodonti ed ammonoidi, è compresa fra il Frasniano e il Viséano. Nella zona del Rifugio Marinelli affiorano solo termini databili al Tournaisiano e Viséano (VAN AMEROM *et alii*, 1984; PERRI & SPALLETTA, 1998).

1b.7. - RADIOLARITI DEL RIO CHIANALETTA (RRC) (C. Spalletta)

Corrispondono in parte alla f.ne di Zollner *Auct.* dello schema stratigrafico di SCHÖNLAUB (1985a) e di VENTURINI (1990a). In precedenza i terreni ad essa ascrivibili erano compresi, in modo generico, nelle 'argilliti a graptoliti con intercalazioni calcaree e/o radiolaritiche' (VAL, in BRAGA *et alii*, 1971; SCHÖNLAUB, 1979). La parte superiore dell'unità è riportata come 'radiolariti' nello schema di SPALLETTA *et alii* (1982a) o 'radiolariti con intercalazioni di argilliti' in quello di SPALLETTA & VENTURINI (1990).

- *Affioramenti*. Nell'area del Foglio questa unità affiora lungo il Rio Chianaletta, località tipo, lungo i versanti meridionali della Cima Ombladot (esterna al Foglio) e, in spessore molto ridotto tanto da non essere cartografabile, a Cima Plotta (Rifugio Marinelli).

- *Caratteri*. L'unità, nel suo complesso, comprende radiolariti quarzose intercalate ad argilliti nere, con rare lenti e intercalazioni di calcari micritici. Le argilliti nere e le micriti sono più frequenti nella porzione inferiore dell'unità, che non affiora nell'area del Foglio. Negli affioramenti del Foglio essa è rap-

presentata quasi unicamente da selci radiolaritiche di colore generalmente nero, talvolta grigio o biancastro, in strati da 1 cm fino a 10 cm. Contengono rare intercalazioni di lenti calcaree costituite da micriti con spessore di pochi cm. Talvolta alle radiolariti, verso l'alto, si intercalano argilliti emipelagiche.

- *Spessore.* Nel Rio Chianaletta lo spessore totale delle radiolariti è di 225 cm. In altre aree esso è valutabile da poche decine di cm (Cima Plotta) a circa 20 m (Cima Ombladet, Foglio 018 Passo di M. Croce Carnico), in GALLI (1983). Lo spessore totale dell'unità esternamente al Foglio è valutabile attorno ai 100 m.

- *Limiti.* Il limite inf., a seconda delle zone, è continuo e concordante sulla facies argillitica a graptoliti del Siluriano, oppure sui *calcari di Pramosio* (SPALLETTA, 1983; PERRI & SPALLETTA, 1998). Lateralmente l'unità è limitata dai *calcari di Cuestalta* nella parte stratigraficamente più bassa e dai *calcari di Pramosio* in quella più alta. Il limite sup. è continuo e concordante con i sovrastanti depositi silicoclastici della F.ne del Hochwipfel. Questo limite è ben rappresentato alla Cima Ombladet (appena oltre il limite settentrionale del Foglio) e al Rio Chianaletta.

- *Fossili.* Si rinvencono radiolari mal conservati e conodonti.

- *Ambiente.* E' bacinale, francamente pelagico.

- *Età.* L'unità è complessivamente datata dal Pragiano (Devoniano Inf.) al Viseano (Carbonifero Inf.) in base al contenuto in conodonti (HERZOG, 1988; PERRI & SPALLETTA, 1998) rinvenuto sia nelle intercalazioni calcaree sia nelle radiolariti. L'età degli affioramenti del foglio va dal tetto del Tournaisiano al Viseano.

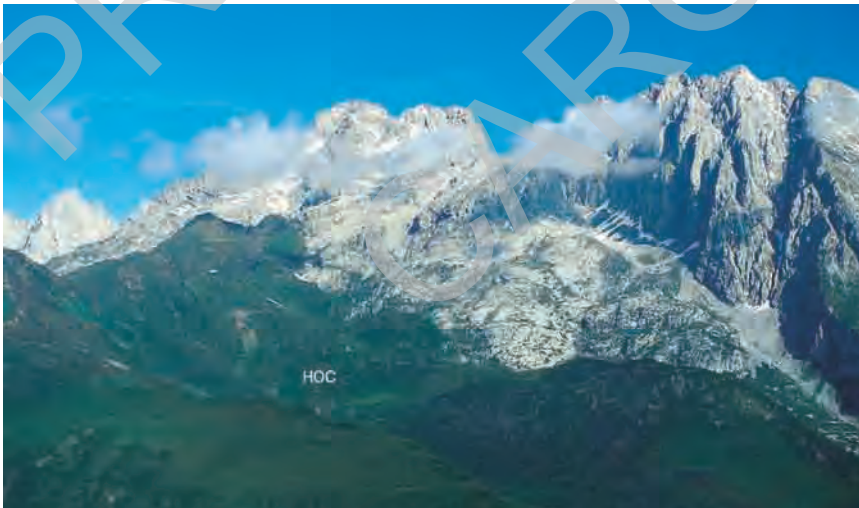


Fig. 13 - M. Coglians (2780 m) e Creta delle Chianevate (2769 m), tra le nubi, visti da E (entrambi sono situati appena oltre il margine N del Foglio). La piattaforma carbonatica, di età devoniana (CGL) e carbonifera inf. bassa (CLG), immerge verso sinistra (SSW) ed è coperta (con interposizione di esigue radiolariti) dalla F.ne del Hochwipfel (HOC), marcata dalla copertura vegetale.

1c. - SUCCESSIONE ORDOVICIANO - CARBONIFERA - Parte superiore

Nelle Alpi Carniche la potente successione prevalentemente silicoclastica e in parte vulcanica che si sovrappone alle unità carbonatiche devoniane *s.l.* fu descritta, seppur sommariamente, già da TARAMELLI (1869), GEYER (1902) e GORTANI (1913). Quest'ultimo la cita come 'complesso argilloscistoso carbonifero'. Si deve a VAI (1961, 1963) e SELLI (1963) la suddivisione di questa successione in due unità: le F.ni del Hochwipfel e del Dimon, che complessivamente costituiscono il cosiddetto Flysch ercinico (fig. 7).

1c.1. - FORMAZIONE DEL HOCHWIPFEL (**HOC**) (C. Spalletta & C. Venturini)

E' stata denominata da SELLI (1963) e corrisponde alla 'Hochwipfelfazies' di HERITSCH (1928). VAI (1961, 1963) e SELLI (1963) per primi ne hanno individuato il carattere torbiditico. L'unità presenta localmente un'impronta anchimeta-morfica ben recepita dalle litologie argillitiche.

- *Affioramenti.* L'area di affioramento occupa la parte settentrionale del Foglio. Le sezioni più estese, continue e rappresentative sono ubicate lungo il crinale tra il Pic Chiadin ed il M. Floritz (nei pressi del Rifugio Marinelli) e tra l'abitato di Collina e Cima Omladet (appena oltre il limite N del Foglio).

- *Caratteri.* I depositi della F.ne del Hochwipfel comprendono un certo numero di tipi litologici, descritti e suddivisi, secondo differenti criteri, da VAI (1976), SPALLETTA *et alii* (1980) e SPALLETTA & VENTURINI (1988). Ai fini cartografici sono state distinte in carta quattro litofacies. La prima caratterizza l'unità.

areniti grigie e peliti grigio scure (HOC_a). Sono areniti, siltiti ed argilliti con netti caratteri torbiditici. Gli strati arenitici hanno spessori medi variabili da pochi cm a 30 cm. Composizionalmente sono classificabili come quarzareniti e litareniti (CAPORALETTI & PELLIZER, 1967; SPALLETTA & VENTURINI, 1988; LÄUFER *et alii*, 1993). Il quarzo è spesso metamorfico. La percentuale modale di plagioclasti non supera il 10%, anche se in molti casi può essere inferiore al 2%. I frammenti litici possono raggiungere il 30%. Tra questi ultimi prevalgono le radiolariti, seguite in subordine da filladi, gneiss, areniti e peliti. Queste ultime sono composizionalmente identiche ai corrispondenti termini della F.ne del Hochwipfel. Si rinvencono anche rari zirconi, talora fino al 2-3% del contenuto, livelli di miche e materiali carboniosi vegetali.

ruditi calcaree (HOC_b). Questa litofacies affiora, appena fuori Foglio, lungo il versante meridionale della Cresta Verde, ed alla Cava Cantoniera, ubicata a S di Pal Piccolo. Formano sporadiche e sottili intercalazioni (0,3-3 m) nella porzione basale dell'unità. I clasti, da subangolari ad arrotondati, sono inglobati in matrice pelitica solitamente abbondante e composizionalmente simile alle peliti della litofacies HOC_a. Sono in prevalenza carbonatici, in gran parte micritici, e derivano da unità della successione sottostante. Le loro dimensioni

occasionalmente superano il metro. Possono essere presenti anche rari clasti radiolaritici, nonché arenitici e pelitici. A tratti si rinvencono anche blocchi isolati (olistoliti) di notevoli dimensioni (2-10 m), sia costituiti da *calcarei di Pramasio* (Devoniano Sup.-Carbonifero Inf. *p.p.*) e da altre facies calcaree, com'è osservabile salendo dai ruderi di Casera Collinetta di Sopra alla Cresta Verde, sia formati da argilliti a graptoliti (Siluriano-Devoniano Inf. *p.p.*) e da radiolariti (Pragianio-Tournaisiano). Sono stati interpretati come olistoliti e olistostromi prodotti da franamenti sottomarini (*debris flow*), (VAL, 1976).

ruditi silicatiche (HOC_c). Si tratta di breccie ('breccie a liditi' *Auct.*) e conglomerati presenti sotto forma di sporadiche intercalazioni nella litofacies HOC_a , sia come strati isolati, sia come orizzonti che possono superare i 30-40 m di potenza (fig. 14). Intercalati ai livelli conglomeratici si rinvencono livelli pelitico-arenitici con macroflore fluitate (VAN AMEROM *et alii*, 1984). La quasi totalità dei clasti di queste ruditi è costituita da radiolariti grigio chiare e nere. Inoltre sono presenti sporadici clasti di argilliti a graptoliti siluriane e, occasionalmente, clasti calcarei di mare basso con faune viscane (MAMBRINI, 1975) e rari clasti arenitici e pelitici, composizionalmente identici alle litologie delle areniti grigie e peliti grigio scure. In una sola località (Pic Chiadin) sono stati rinvenuti in aggiunta rari frammenti di vulcaniti basiche e clasti arrotondati di quarzo.

Le breccie sono sempre a scarsa matrice, con caratteri torbiditici oppure prive d'organizzazione interna. I conglomerati sono invece disorganizzati e caratterizzati da una quantità di matrice molto variabile, da scarsa ad abbon-



Fig. 14 - Casera Plotta E, quota 1750 m. F.ne del Hochwipfel, ruditi silicatiche (HOC_c). Breccia a frammenti di radiolarite i cui elementi sono quasi totalmente formati da selce grigio chiara e nera. Ampiezza orizzontale 40 cm.

dante, fino a formare dei *pebbly mudstone*. Affioramenti caratteristici di questa litofacies sono situati lungo il versante meridionale della Cima Ombladot (appena esterna al Foglio), verso il paese di Collina (breccie), tra il Pic Chiadin e il M. Floritz (conglomerati) e ad O di Casera Lavardet (facies mista, con clasti sia spigolosi sia arrotondati).

keratofiri e tufi keratofirici (HOC_d). Nell'area rilevata costituiscono livelli di limitata estensione e potenza, con spessori massimi di alcune decine di metri. Si collocano, nella quasi totalità, nella fascia di transizione stratigrafica alla F.ne del Dimon, con affioramenti concentrati tra Cleulis e Timau e ad O di Timau. Hanno colore verde, da chiaro a scuro, bruno per alterazione. I keratofiri sono massicci e hanno struttura porfirica. Si possono distinguere, in base alla composizione, in non quarziferi e quarziferi. Questi ultimi sono meno frequenti e presentano cristalli di quarzo con evidenti golfi di riassorbimento. In entrambi i tipi di keratofiri si rinvencono abbondanti carbonati secondari, come calcite e siderite, presenti sia in plaghe nei fenocristalli, sia ampiamente diffusi ad impregnare la pasta di fondo, spesso devetrificata o sericitizzata. I tufi sono costituiti da brandelli lavici keratofirici, frammenti di diabasi e schegge formate da singoli aggregati minerali come granati e plagioclasti, dispersi in una pasta di fondo felsitica o microfelsitica, comunemente devetrificata o sericitizzata. Anche nei tufi sono presenti le caratteristiche plaghe di calcite e siderite, effetto di metasomatosi.

- *Spessore*. Nel Foglio la potenza complessiva dell'unità, misurata nelle sezioni più continue e rappresentative, varia tra circa 350 m (Pic Chiadin-Rifugio Marinelli) e 600 m (Collina) mentre, esternamente ad esso, è stata stimata intorno a 1000 m (SELLI, 1963). Il valore minimo potrebbe essere in difetto, falsato da possibili elisioni non quantificabili sul terreno e dovute sia alla tettonica ercinica che a quella alpina.

- *Limiti*. L'unità giace in concordanza sulle *radiolariti del Rio Chianaletta*, o sui sottostanti *calcari di Pramasio*. Talvolta il passaggio con questi ultimi (fig. 13), o con altre unità della successione carbonatica devoniana, è paraconcordante o debolmente discordante. La F.ne del Hochwipfel passa lateralmente e superiormente alla F.ne del Dimon attraverso un contatto generalmente eteropico ed eterocrono (fig. 15). Tale carattere è evidente sia nell'area tra Collina e Tors, sia lungo la parte media della Valle del T. Degano, a N di Comeglians, dove la F.ne del Hochwipfel è rappresentata esclusivamente da peliti e argilliti grigio scure. La fascia di transizione ed interdigitazione fra le due unità in queste località raggiunge una potenza di oltre 250 m. Il passaggio stratigrafico tra le due formazioni è invece netto lungo il versante settentrionale del M. Floritz, in corrispondenza dei minimi spessori della F.ne del Hochwipfel.

- *Fossili*. Si limitano a rari resti di piante fluitate dei generi *Cardiopteridium*, *Calamites*, *Lepidodendron*, *Rhodeopteridium*, *Sphenophyllum Stigmaria* e *Stephenopteridium* (VAN AMEROM *et alii*, 1984) e rare spore.

- *Ambiente*. Tutte le litofacies descritte sono interpretate come depositate in ambiente marino tendenzialmente profondo, mentre le loro aree sorgenti sono ritenute diversificate (VENTURINI & SPALLETTA, 1998). Una fascia orogenica distale in smantellamento subaereo alimentava le torbiditi. Scarpate di faglia sottomarine prossime alle zone di accumulo fornivano le ruditi carbonatiche, le breccie silicatiche e gli olistoliti isolati; infine l'emersione in condizioni epiocceaniche di sparsi blocchi tettonici, sollevati in un contesto tettonico transpressivo, dava origine ai conglomerati che sedimentavano in ambiente marino da mediamente profondo a profondo. Meno chiara resta l'origine dei keratofiri e dei relativi tufi per i quali sono invocate possibili derivazioni dallo stesso magma ibridato o frazionato oppure, in alternativa, da un magma ad affinità calcalkalina di tipo andesitico, che comunque può coesistere con prodotti ad affinità alcalina in contesti trascorrenti (ROSSI & VAI, 1986).

- *Età*. L'età della F.ne del Hochwipfel, valutata sulla base di associazioni a macroflore rinvenute nella sua parte più bassa (VAN AMEROM *et alii*, 1984; VAN AMEROM & SCHÖNLAUB, 1992) e spore, è genericamente compresa fra il Viseano medio e il Bashkiriano. Le spore sono state ascritte al Namuriano B (FRANCAVILLA, 1966), corrispondente al Bashkiriano inf. (Carbonifero Sup.).

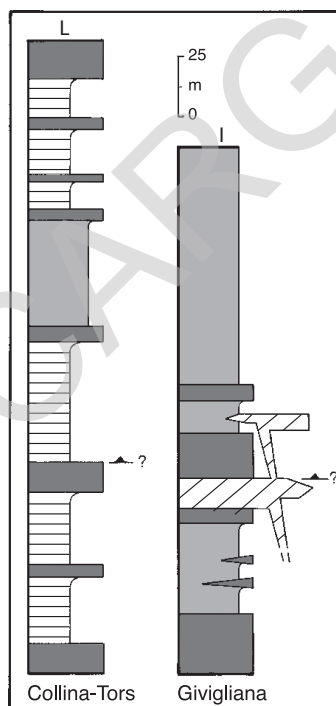


Fig. 15 - Transizioni tra le F.ne del Hochwipfel e del Dimon osservate nel settore ad E di Forni Avoltri.

Grigio scuro: areniti grigie e peliti grigio scure (F.ne del Hochwipfel, HOC_a).

Grigio: areniti e peliti grigio-verdi (F.ne del Dimon, DIM_a).

Rigato orizzontale: argilliti rosse e verdi anchimetamorfiche (slate) (F.ne del Dimon, DIM_b).

Rigato obliquo: filoni diabasici (F.ne del Dimon, DIM_c).

Il punto di domanda individua la posizione di un possibile scorrimento.

1c.2. - FORMAZIONE DEL DIMON (**DIM**) (C. Venturini & C. Spalletta)

La F.ne del Dimon (VAI, 1961, 1963; SELLI, 1963) è stata suddivisa in varie litofacies e/o membri informali, differenti a seconda degli Autori (SELLI, 1963; GENTILI & PELLIZER, 1964; CERETTI, 1965; VAI, 1976; SPALLETTA *et alii*, 1980). Tutti comunque concordano nell'attribuire a questa unità una caratteristica successione vulcanica basica che si intercala a potenti corpi terrigeni di derivazione vulcanica (fig. 16). La porzione vulcanica è stata oggetto di indagini specifiche fino dai primi del '900 (GORTANI, 1906b; AZZINI, 1939). Alcuni Autori di lingua tedesca, sia negli studi antecedenti agli anni '60 sia in quelli più recenti, hanno assimilato la sua porzione terrigena ai depositi della F.ne del Hochwipfel (LÄUFER *et alii*, 2001 *cum bibl.*).

- *Affioramenti*. La successione ercinica affiorante nel Foglio ha nella F.ne del Dimon l'unità arealmente più sviluppata. Essa costituisce infatti l'intero versante settentrionale della Valcalda, da Comeglians a Paluzza, estendendosi verso N lungo buona parte della media Valle del Degano (Canale di Gorto) e dell'alta Valle del But (Canale di S. Pietro), fino a Cleulis. A N di questa fascia essa viene sostituita, anche nei Fogli adiacenti, dalla F.ne del Hochwipfel.

- *Caratteri*. L'unità in carta è stata suddivisa in tre associazioni litologiche principali. La prima, volumetricamente più consistente, caratterizza l'unità ed è costituita da sedimenti terrigeni arenitico-pelitici di derivazione vulcanica, distinguibili dalle equivalenti litologie della F.ne del Hochwipfel sia per il colore grigio più chiaro, spesso tendente al verde, sia per l'assenza di evidenti caratteri torbiditici, limitati ad una particolare e sottile facies vulcanoclastica ('Flysch vulcanico' *sensu* SPALLETTA *et alii*, 1980). La seconda associazione litologica è rappresentata da argilliti rosse e verdi con impronta anchimetamorfica (*slate*). La terza è data da prevalenti rocce effusive e, in subordine, filoniane e piroclastiche. Quest'ultima affiora lungo una fascia stretta ed allungata in senso E-O per quasi 6 km a costituire le vette del M. Pezzacul, Piz di Mede, Cimon di Crasulina e del M. Zoufplan, tra i 2000 e i 2200 m di altitudine. Altri affioramenti vulcanici di ridotta estensione sono dispersi nell'ingente massa terrigena dell'unità.

areniti e peliti grigio-verdi (DIM_a). Corrispondono alle 'arenarie del Monte Terzo' di GENTILI & PELLIZER (1964), riconoscibili per la presenza di 'maglie carboniose infragranulari'. Esse costituiscono quasi il 90% della massa affiorante dell'intera unità. La composizione delle areniti è marcatamente differente da quella delle corrispondenti litologie della F.ne del Hochwipfel. Rispetto a queste ultime, diminuisce la percentuale di quarzo, sempre fresco, comunemente spigoloso e di chiara derivazione magmatica, ed aumenta sensibilmente quella dei plagioclasti, spesso sericitizzati. La matrice, in apparenza sempre molto abbondante, in sezione sottile si rivela in gran parte pseudomatrice originata per alterazione post-diagenetica dei plagioclasti stessi. A tratti s'intercalano orizzonti di breccie vulcaniche d'esplosione ben affioranti sui crinali tra il M. Crostis e il M. Zoufplan, a N di Ravascletto. Questa litologia dà luogo a livelli ruditici, da grossolani a fini, local-

mente passanti ad areniti vulcanoclastiche. Formano corpi discontinui, potenti fino a 20-25 m, stratificati, con frequenti gradazioni dirette. Gli elementi ruditici, sempre spigolosi e con dimensioni fino ad alcuni dm, sono rappresentati in prevalenza da vulcaniti basiche, da rare areniti e peliti grigio-verdi e da argilliti rosse e verdi, mentre solo occasionalmente si osservano clasti centimetrici di quarzo. Le breccie vulcaniche (fig. 17) corrispondono in parte alle 'torbiditi vulcaniche' di SPALLETTA *et alii* (1980). S'intercalano alle areniti e peliti grigio-verdi, nelle zone dove queste precedono le ialoclastiti e le lave a *pillow*. Sovente le breccie passano a queste ultime per sovrapposizione verticale diretta oppure s'intercalano, in sottili orizzonti non cartografabili, nella potente successione vulcanica basica (DIM_c).

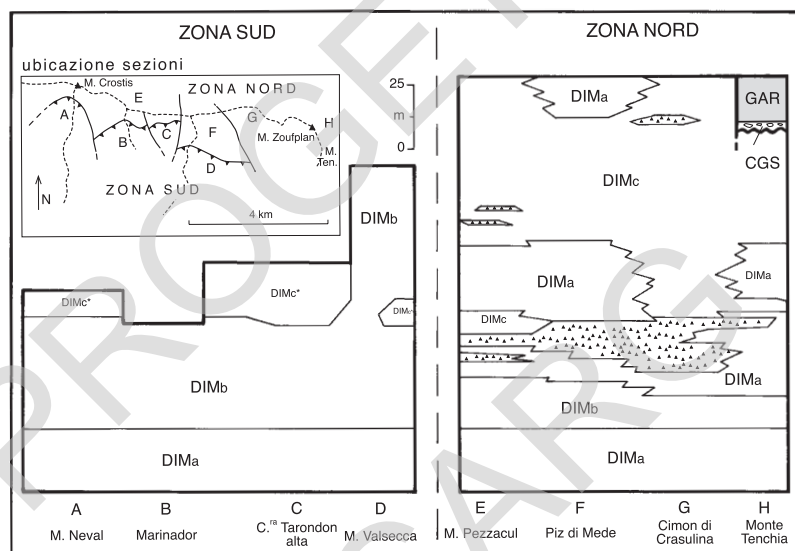


Fig. 16 - Rapporti vertico-laterali tra i litosomi della F.ne del Dimon osservati nella fascia di crinale tra i Monti Crostis e Zoufplan, sede dei classici affioramenti dell'unità. Viene presa in esame la porzione di successione in cui, ai potenti e ripetitivi termini terrigeni, s'intercala una serie di episodi vulcanici e vulcanoclastici. Le due zone, ad evoluzione differente, sono state ravvicinate ed accavallate in età alpina lungo la linea M. Neval-Piz di Mede, retroscorrimento orientato E-O. DIM_a) areniti e peliti grigio-verdi; puntinato) breccie ad elementi vulcanici; DIM_b) argilliti rosse e verdi anchimetamorfiche (slate); DIM_c) lave e lave a pillow; DIM_c*) filoni diabasici. CGS) Conglomerato di Sesto; GAR) Arenaria di Val Gardena (Permiano Sup.)

argilliti rosse e verdi (DIM_b). Costituiscono una litofacies ben riconoscibile per il colore rosso violaceo, dovuto alla presenza di diffusi ossidi e idrossidi di ferro, e, in minor misura, verde chiaro. Le due colorazioni s'intercalano con spessori e frequenza molto variabili. Le argilliti sono di origine vulcanica sottomarina (tufi) e sono formate da una massa fillosilicatica con dispersi microgra-

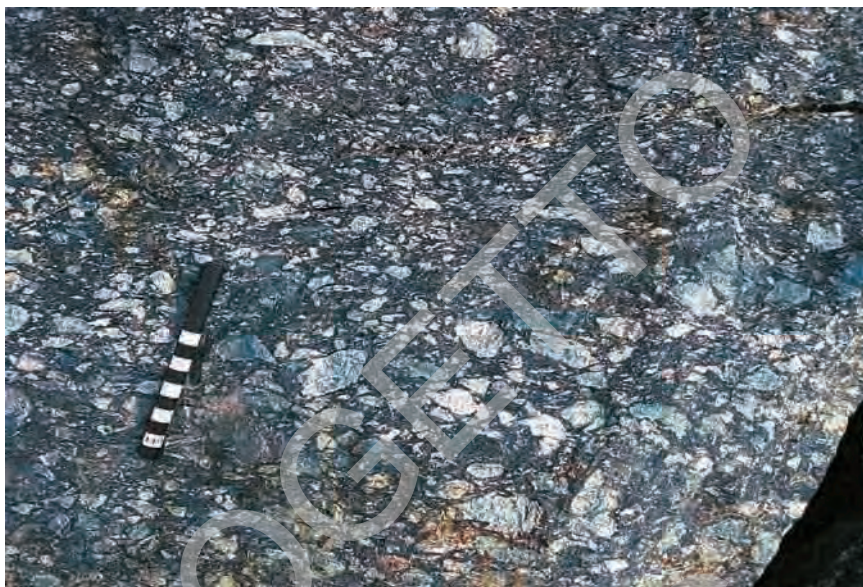


Fig. 17 - Laghi Zoufplan, quota 1930 m. F.ne del Dimon, 'breccia a clasti vulcanici', non cartografata ed accorpata nelle areniti e peliti grigio-verdi (DIM_a). La barretta misura 15 cm.

nuli di quarzo e di feldspati. I fillosilicati sono sempre riorientati da un clivaggio pervasivo di piano assiale (S_1) che in affioramento potrebbe essere spesso confusa con piani di laminazione. Nella quasi totalità dei casi la S_1 è subparallela alla S_0 essendo in relazione con pieghe isoclinaliche lacerate in cerniera. All'interno dell'unità questa litofacies è presente con almeno tre orizzonti distinti, caratterizzati da potenze che attualmente, a seconda dei livelli, variano tra 25 e 100 m circa. Si mantiene la definizione 'argilliti', mutuata dalla letteratura, pur sottolineando che ovunque affiorano con caratteri di *slate*, acquisiti durante l'impronta anchimetamorfica ercinica (SASSI *et alii*, 1995; BRIME *et alii*, 2003). Localmente anche i termini più fini della litofacies *areniti e peliti grigio-verdi* hanno caratteri di *slate* (fig. 56b).

ialoclastiti, lave a pillow, filoni e sill diabasici (DIM_c). Le ialoclastiti e le lave a *pillow* costituiscono un orizzonte effusivo che si estende con continuità a N di Ravaschetto a formare le cime dei Monti Pezzacul, Piz di Mede, Cimon di Crasulina, M. Zoufplan e Pizzo del Corvo. Questa successione di rocce effusive, di colore da verde scuro a nero, si presenta con una caratteristica associazione verticale di litotipi (GENTILI & PELLIZER, 1964) costituita da lave a *pillow* (fig. 18), in cui i singoli *pillow lava* variano da pochi cm a quasi un m di diametro, da brecce di *pillow*, generate per frammentazione da rapido raffreddamento in ambiente sottomarino, ed infine, da ialoclastiti e relative brecce ialoclastitiche.

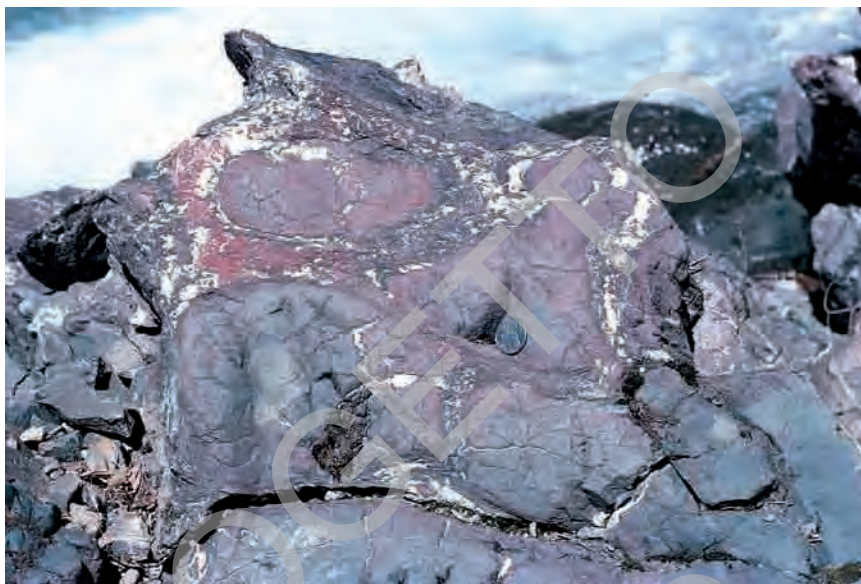


Fig. 18 - Rio Chiaula, località Porto di Cozzi, quota 960 m. Fne del Dimon, lave a pillow (DIM_c). Blocco morenico sradicato dal versante settentrionale del Cimon di Crasulina durante la fase finale della glaciazione commessa al LGM (Last Glacial Maximum).

A questi prodotti possono intercalarsi le areniti e peliti grigio-verdi in spessori non cartografabili (CERETTI, 1965). La paragenesi comune delle litologie vulcaniche è data da plagioclasti di tipo albite e da augite, quasi sempre sotto forma di pennina, suo prodotto d'alterazione. Le litologie descritte, in particolare le lave a *pillow*, sono interessate da un'originaria tessitura vacuolare quasi ovunque è occlusa da tectosilicati, quali le zeoliti, o, più raramente, da cloriti. La genesi di questi minerali è legata a processi di spilitizzazione che, come residui, producono anche diffusi ossidi e idrossidi di ferro. Il vetro vulcanico spesso si presenta cloritizzato o, in alcuni casi, trasformato in sferule di calcedonio.

In sezione sottile queste vulcaniti sono caratterizzate da una pasta di fondo microcristallina data da un feltro di plagioclasti a struttura intersertale. Sono inoltre presenti fenocristalli di plagioclasti che, durante i processi di spilitizzazione, hanno perso calcio trasformandosi in albite. Come conseguenza il calcio sottratto si combina con gli ioni CO_3^{--} presenti nelle acque marine (cfr. - *Ambiente*), dando luogo ai composti carbonatici che riempiono vacuoli e fratture.

Il chimismo è sia tholeiitico sia alcali-olivin-basaltico arricchito in titanio (FLORA *et alii*, 1983; ROSSI & VAI, 1986). Gli affioramenti più tipici e spettacolari, con *pillow* ben conservati, si trovano lungo il versante NE del Pizzo del Corvo (M. Zoufplan S) e lungo la mulattiera che costeggia ad alta quota il versante meridionale della vetta del Cimon di Crasulina. Un altro affioramen-

to caratteristico e facilmente osservabile è situato appena a N di Comeglians lungo la SS 355, sotto l'abitato di Runchia. I diabasi della F.ne del Dimon sono rocce subvulcaniche massicce, di colore verdastro, a grana solitamente porfirica ben definita. Sono presenti sotto forma di *sill* lenticolari e, meno frequentemente, di filoni.

Questi ultimi s'intercalano ai depositi della litofacies DIM_a e, raramente, ai livelli superiori della F.ne del Hochwipfel, con assetto sia concordante che obliquo rispetto alla stratificazione. Anche nei diabasi la paragenesi fondamentale è costituita da albite e pennina, cui si associano variamente minerali accessori di neof ormazione ed ossidi, quali apatite, carbonati, cloriti ferrifere, epidoti, idrossidi di titanio e ferro, illmenite, magnetite, sericite, titanite, tutti connessi a diffusi processi di spilitizzazione (GENTILI & PELLIZER, 1964).

Tra i minerali primari i plagioclasti rappresentano circa il 60% dell'intera roccia e frequentemente includono cristalli di apatite o più rari zirconi. Nei diabasi spilitici a grana grossa l'augite può raggiungere percentuali del 20%. I *sill* diabasici costituiscono gli affioramenti più estesi e potenti di questa litofacies, raggiungendo spessori di alcune decine di metri. Sono in parte concentrati lungo il fondovalle del Canale di Gorto, tra Valpicetto e Tors, e in parte distribuiti intorno ai 1800-2000 m di altitudine, a ridosso dell'espandimento lavico a *pillow*, lungo la fascia M. Pezzacul-M. Zoufplan, sul quale sono stati accavallati tettonicamente con traslazione da S verso N (fig. 16).

- *Spessore*. La potenza media complessiva della F.ne del Dimon è stata approssimativamente stimata intorno agli 800 m. Quella delle *areniti e peliti grigio-verdi* è difficilmente valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione, ma non dovrebbe essere inferiore ai 500 m. Lo spessore massimo complessivo delle *argilliti rosse e verdi* raggiunge i 100 m, quello delle *ialoclastiti e lave a pillow s.l.* varia da 170 a 200 m circa. Le altre litofacies, presenti come ripetuti episodi sedimentari o sotto forma di filoni, hanno spessori massimi intorno ad alcune decine di metri.

- *Limiti*. Il limite inf. con la sottostante e in parte coeva F.ne del Hochwipfel è eteropico ed eterocrono (fig. 15). In altri casi (M. Floritz) è netto. Superiormente la F.ne del Dimon, che chiude la successione ercinica, è troncata da una superficie erosiva impostatasi al termine dell'omonima orogenesi (v. Cap. VI - Tettonica, Il Ciclo Ercinico) che ha vistosamente deformato tutte le unità fin qui descritte. Fanno seguito, secondo le zone, i depositi della successione permo-carbonifera o, in alternativa, quelli permiani sup. In entrambi i casi tali depositi suturano la superficie erosiva con nette discordanze angolari sulle sottostanti unità erciniche, e marcata differenza di piano tettonico.

- *Fossili*. L'unità è sterile.

- *Ambiente*. L'ambiente è ritenuto marino relativamente profondo, sulla base della presenza delle lave a *pillow*. Il loro chimismo ed i caratteri mineralogico-petrografici sono caratteristici di un contesto di *riff* su crosta continentale, attivo lungo una fascia di trascorrenza (FLORA *et alii*, 1983; ROSSI & VAI, 1986;

SPALLETTA & VENTURINI, 1994; VENTURINI & SPALLETTA, 1998). Le *ialoclastiti*, *lave a pillow* e *diabasi* rappresentano rispettivamente i derivati effusivi e subvulcanici dello stesso magma. Per quanto riguarda l'elevato volume di apporti terrigeni, rappresentati dalle *areniti* e *peliti grigio-verdi*, è possibile una derivazione dallo smantellamento di un arcipelago di isole vulcaniche formatosi al passaggio tra le F.ni del Hochwipfel e del Dimon. Verrebbe in tal modo giustificata la netta diversificazione composizionale tra i due gruppi di areniti ascrivibili alle due unità. La F.ne del Dimon verso N è completamente sostituita da quella del Hochwipfel, il che fa supporre che le aree sorgenti delle *areniti* e *peliti grigio-verdi* fossero collocate nei quadranti meridionali.

- *Età*. In mancanza di dati biostratigrafici l'età di deposizione della F.ne del Dimon è inferita sulla base della sua posizione stratigrafica. L'unità è in parte coeva e in parte sovrastante alla F.ne del Hochwipfel ed è attribuita al Bashkiriano *s.l.* (Carbonifero Sup.), (VENTURINI & SPALLETTA, 1998).

2. - SUCCESSIONE PERMO-CARBONIFERA

La classica successione permo-carbonifera delle Alpi Carniche ha la propria serie di riferimento nel bacino di Pramollo ubicato a N di Pontebba, nell'attiguo Foglio 032 Tolmezzo (KAHLER & PREY, 1963; SELLI, 1963; VENTURINI, 1990a, 1991b; KRÄINER (1992); VENTURINI *et alii*, 2001-2002).

I depositi di questa successione formano complessivamente il Supergruppo di Pontebba (VAI *et alii*, 1980), diviso nei Gruppi di Pramollo (Gruppo dell'*Auernig Auctt.*), di Rattendorf e del Trogkofel. Alla base della successione può svilupparsi la F.ne del Bombaso, unità discontinua (0-240 m) in prevalenza ruditica, composizionalmente e tessituralmente immatura (VENTURINI, 1990a, 1991b).

La successione del Passo di Pramollo e quella coeva, affiorante nei pressi di Forni Avoltri, si depositavano in due differenti settori subsidenti disposti quasi ortogonalmente. I rispettivi margini, regolati da una vivace attività tettonica sinsedimentaria (VENTURINI, 1983), erano orientati N120°E a Pramollo (VENTURINI & SPALLETTA, 1998 *cum bibl.*) e N50°E a Forni Avoltri (VENTURINI & DELZOTTO, 1993; CASSINIS *et alii*, 1997; VENTURINI & SPALLETTA, 1998). Appare verosimile che i limiti del bacino di Forni Avoltri coincidessero con due delle attuali linee della Val Bortaglia. Il dato si ricava osservando che la successione permo-carbonifera è presente solamente nel settore compreso tra i due elementi tettonici.

Esternamente ad essi il substrato ercinico è coperto in discordanza dai depositi continentali del Permiano sup. (Arenaria di Val Gardena con, alla base, la Breccia di Tarvisio e il Conglomerato di Sesto) senza l'interposizione della successione permo-carbonifera.

2.1. - SUPERGRUPPO DI PONTEBBA (**PB**) (C. Venturini)

Nel Foglio gli affioramenti del Supergruppo sono tutti concentrati nel settore di Forni Avoltri.

Le corrispondenze litostratigrafiche con le classiche sezioni di riferimento del bacino di Pramollo, sede degli stratotipi (VENTURINI, 1990a, 1991 *cum bibl.*; KRAINER, 1992), sono verificabili solo per il gruppo basale (Gruppo di Pramollo, Gruppo dell'Auernig *sensu* SELLI, 1963).

E' stato impossibile discriminare tra loro i restanti due Gruppi: i Gruppi di Rattendorf e del Trogkofel. Si è scelto dunque di indicare in carta con un colore unico il Supergruppo di Pontebba, distinguendo con un sovrassegno il Gruppo di Pramollo.

2.1a. - GRUPPO DI PRAMOLLO (**PR**)

Corrisponde al Gruppo dell'Auernig *sensu* SELLI (1963), qui emendato per la sinonimia con una delle formazioni che contiene nell'area tipo (bacino di Pramollo, Foglio 032 Tolmezzo). Nel bacino di Pramollo l'omonimo gruppo è preceduto dalla F.ne del Bombaso, un'unità terrigena immatura, discontinua, con spessore compreso tra 0 e 240 m, testimoniante lo smantellamento della Catena Paleocarnica seguito all'esumazione dei rilievi ercinici.

Il Gruppo di Pramollo nelle località della serie tipo (VENTURINI, 1991b *cum bibl.*) comprende cinque unità denominate nell'ordine: Formazioni di Meledis, del Pizzul, del Corona, dell'Auernig e del Carnizza, complessivamente potenti fino a 1100 m. Una delle dominanti litologiche delle unità del Gruppo è la presenza di abbondanti sublitareniti e peliti alle quali s'intercalano frequenti banchi sia conglomeratici quarzosi sia calcarei algali con potenza compresa tra 1 e 25 m. Nel Foglio i depositi del Gruppo, non suddivisibile in formazioni, sono limitati al settore di Forni Avoltri.

- *Affioramenti.* Si concentrano alle basse quote del versante NE del Col di Mezzodi, lungo le incisioni dei Rii Rosso ed Alpo (Forni Avoltri SE). Un'ulteriore esigua striscia di depositi permo-carboniferi affiora lungo il rio anonimo di Staipe Buialecis (Forni Avoltri NE), tettonicamente strizzata in corrispondenza di una delle linee della Val Bordaglia. L'unica sezione continua, seppure incompleta, è misurabile nel Rio Alpo (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 1). Occorre ricordare che fino al termine degli anni '60 lungo questo stesso rio, ora sovralluvionato, affiorava una successione molto più esposta che, nei pressi della confluenza nel T. Degano, poggiava in discordanza sulla F.ne del Hochwipfel (COLANTONI, in BRAGA *et alii*, 1971).

- *Caratteri.* La successione è formata da prevalenti ruditi quarzose e litiche, areniti quarzoso-micacee e peliti grigie, localmente nere. S'intercalano sporadici e sottili calcari bioclastici. Le ruditi di norma formano bancate potenti da 1 a 10

m; hanno base erosiva, stratificazione a festoni e granulometria decrescente verso l'alto. I clasti sono quarzosi e, in subordine, filladici. La dimensione massima osservata non supera i 10 cm. La matrice, da media a scarsa, è data da rielaborazione di materiale filladico.

Sono presenti inoltre inclusi pelitici (*clay chip*) fino a 30 cm. In un caso (Rio Alpo), quasi al passaggio con i calcari del Gruppo di Rattendorf (+ Gruppo del Trogkofel), è stato riconosciuto un livello conglomeratico-sabbioso ed arenitico-ciottoloso in strati di 10-25 cm, a geometria planare cuneiforme, con base netta e potenza minima di 4,8 m (max 7 m).

Le areniti quarzoso-micacee formano in genere strati gradati di 3-10 cm con laminazioni piano parallele trattive; s'intercalano a livelli pelitici (spessore 0,2-10 cm) con laminazione piano parallela. In altri casi danno luogo ad orizzonti decimetrici con laminazione gibbosa da tempesta e si alternano a peliti in strati decimetrici. In passato sono state anche segnalate sporadiche intercalazioni di calcari bioclastici neri e bituminosi, ricchi in fusulinidi (GORTANI, 1903; COLANTONI, in BRAGA *et alii*, 1971). Non essendo più visibili in affioramento si ritiene siano stati sepolti dalle alluvioni recenti accumulate lungo il basso corso del Rio Alpo.

- *Spessore*. Spessori massimi di 110 m sono segnalati da COLANTONI, in BRAGA *et alii*, 1971). Attualmente la sezione misurabile (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 1) si aggira sui 35 m.

- *Limiti*. Il limite inf., discordante sul substrato ercinico (F.ne del Hochwipfel), è attualmente coperto dalle alluvioni. Quello superiore, con i calcari del Gruppo di Rattendorf (in questo Foglio accorpato al Gruppo del Trogkofel perché indistinguibile da esso) è netto oppure si realizza per rapida alternanza tra peliti e carbonati. I depositi appartenenti ai tre Gruppi, riuniti nel Supergruppo di Pontebba, sono confinati in un truogolo tettonico sinsedimentario di attivazione permo-carbonifera (VENTURINI, 1990a, 1991b), limitato dalle linee della Val Bordaglia, orientate N50°E (v. Cap. VI - Tettonica, Il Ciclo Alpino).

- *Fossili*. Sono rappresentati da fusulinidi, brachiopodi (GORTANI, 1903, 1910a), ed abbondanti alghe.

- *Ambiente*. Si tratta di depositi di margine costiero e di piattaforma. Sono organizzati in cicli trasgressivo-regressivi potenti dai 5 ai 12 m.

Più in particolare, gli episodi ruditici canalizzati sono riconducibili all'azione di canali fluvio-deltizi che, durante le oscillazioni negative del livello marino, si approfondivano incidendo le alternanze arenitico-pelitiche del fronte deltizio (barra esterna) a tratti rielaborate dalle onde di tempesta. Le ruditi a stratificazione cuneiforme testimoniano la presenza di una spiaggia emersa, laterale agli apporti fluvio-deltizi. I rari calcari bioclastici attestano stasi momentanee negli apporti terrigeni (fasi trasgressive) e condizioni climatiche calde in un contesto marino di piattaforma (*offshore*).

- *Età*. E' genericamente attribuibile al Carbonifero Sup.

2.1b. - GRUPPO DI RATTENDORF E GRUPPO DEL TROGKOFEL (**PB** in carta)

Hanno la loro completa esposizione nelle classiche serie del bacino di Pramollo (Foglio 032 Tolmezzo) dove sono distinguibili, per il Gruppo di Rattendorf, la F.ne a Pseudoschwagerina inf., la F.ne di Val Dolce e la F.ne a Pseudoschwagerina sup., e per il Gruppo di Trogkofel il calcare omonimo. Nel settore di Forni Avoltri, unica località del Foglio in cui si concentrano i depositi dei due gruppi, non è possibile discriminarli.

- *Affioramenti*. Sono confinati lungo le pendici NE del Col di Mezzodi (Forni Avoltri) lungo una stretta fascia estesa per circa 2 km ed allungata in direzione NO-SE.

- *Caratteri*. Si osservano prevalenti calcari e calcari dolomitici grigio chiari e rosati, rossastri nella parte alta della successione. Sono organizzati in strati di potenza variabile, sovente riuniti in banchi da uno a più metri che conferiscono un aspetto massiccio all'unità. Nella parte inferiore della successione ad essi si alternano subordinati episodi arenitici quarzoso-micacei e pelitici. Tra i calcari prevalgono le micriti ad alghe, foraminiferi, frammenti di echinodermi, microgasteropodi, oncoidi algali e più rari ostracodi e bivalvi. Alcuni generi di alghe e foraminiferi, nonché *incertae sedis* (*Tubiphytes*), sono incrostanti e danno origine a facies biocostruite (*mound*) concentrate nei primi 60 m dell'unità.

- *Spessore*. La potenza massima dell'unità si aggira sui 125-140 m e decresce progressivamente verso SE. Nell'incisione del Rio Alpo non supera i 16 m. La ragione è imputabile ad una fase erosiva il cui inizio è regionalmente collocabile in prossimità del limite Permiano inf.-medio.

- *Limiti*. Il limite inf. con il precedente Gruppo di Pramollo è netto (Rio Alpo), oppure si realizza per rapida alternanza tra depositi terrigeni fini e calcari in strati di 10-25 cm (Rio Rosso). Il limite sup. è netto con la Breccia di Tarvisio. La superficie di contatto si presenta irregolare. Sono frequenti i filoncelli di materiale pelitico rosso che interessano l'ultimo metro di carbonati sempre intensamente fratturati.

- *Ambiente*. La successione si è deposta in una piattaforma carbonatica subtidale inizialmente interessata da limitati inquinamenti terrigeni. Più in particolare lo studio delle facies calcaree intrabacinali (FLÜGEL, 1980; FORKE, 1995) indica un'evoluzione da iniziali ambienti di margine esterno relativamente più profondo, con porzioni biocostruite ad opera di organismi incrostanti (alghe e microforaminiferi, con *mudmound* a *Tubiphytes* e *Archaeolithoporella*), ad ambienti di laguna aperta, con acque profonde al massimo poche decine di metri.

- *Fossili*. Sono abbondanti le alghe (FLÜGEL & KAHLER FLÜGEL, 1980), frequenti i fusulinidi (GORTANI, 1903; KAHLER & KAHLER, 1982; FORKE, 1995), più rari i gasteropodi, gli echinodermi e i brachiopodi. Alla base della successione tra i fusulinidi sono state rinvenute le specie *Boultonia willsi* LEE (*sensu* SKINNER & WILD) e *Pseudofusulina ferganensis* DUTCHEVICH.

- *Età*. L'età complessiva dei due gruppi copre l'intervallo ?Carbonifero Sup.-Permiano inf. (Sakmariano) sulla base delle associazioni a fusuline.

3. - SUCCESSIONE PERMIANA MEDIO-SUPERIORE

La successione paleozoica più recente è rappresentata da una serie di unità di età permiana sup. le quali, a seconda delle zone, si sovrappongono al substrato ercinico con netta discordanza angolare, oppure ricoprono la successione permio-carbonifera con un contatto paraconcordante o discordante a basso angolo.

La successione è costituita da due unità ruditiche eteropiche, distinte in base alla composizione dei rispettivi clasti (Breccia di Tarvisio e Conglomerato di Sesto); segue l'Arenaria di Val Gardena, passante superiormente alla F.ne a Bellerophon che chiude il Paleozoico. La successione delle unità citate, sedimentata dopo una prolungata fase erosiva subaerea, individua una generale tendenza trasgressiva con transizione dagli iniziali ambienti continentali ai lagunari-evaporitici ed infine a quelli di piattaforma carbonatica a circolazione aperta.

3.1. - BRECCIA DI TARVISIO (BTA) (C. Venturini)

Costituisce un litosoma peculiare del settore alpino carnico in quanto rappresenta il prodotto di smantellamento e rielaborazione delle unità carbonatiche del Gruppo del Trogkofel (+ Gruppo di Rattendorf), presenti solo nelle Alpi Meridionali orientali (VENTURINI, 1986, 1990a *cum bibl.*).

- *Affioramenti.* Sono concentrati in una stretta fascia posta a SE di Forni Avoltri ed ubicata lungo la sponda destra del T. Degano. Le successioni più continue sono incise dal Rio Alpo che solca il versante settentrionale del Col di Mezzodi, e dalla mulattiera che risale quest'ultimo dal fondovalle.

- *Caratteri.* L'unità è organizzata in strati e banchi con spessori modali compresi tra i 10 e i 40 cm. I depositi sono sempre ruditici, sovente grossolani, con dimensioni massime dei clasti intorno ai 15 cm. Alle più rare breccie e brecciole s'intercalano frequenti livelli conglomeratici con elementi da subangolari a subarrotondati. I clasti sono per la quasi totalità carbonatici (sempre scarsi gli elementi arenitici quarzoso-micacei e di quarzo metamorfico) e denunciano una derivazione locale per smantellamento erosivo dei sottostanti calcari di età permiana inf. La matrice, presente in quantità variabile, è solitamente costituita da peliti rosse composizionalmente e chimicamente affini alle equivalenti litologie dell'Arenaria di Val Gardena (BUGGISCH, 1980). I singoli livelli si presentano sovente disorganizzati, con cernita bassa, basi debolmente o per nulla erosive ed elevata quantità di matrice, caratteri tipici dei depositi in massa. In molti altri casi gli episodi ruditici sono invece ben organizzati, hanno basi erosive, matrice scarsa e sono riferibili a processi trattivi.

- *Spessore.* La potenza dell'unità è compresa tra i 2 m ed alcune decine di metri con marcate variazioni laterali misurate su distanze inferiori ai 100 m.

- *Limiti.* I livelli inferiori suturano con contatto paraconcordante, o con debole discordanza angolare, i calcari del Gruppo del Trogkofel (+ Gruppo di

Rattendorf). Superiormente la Breccia di Tarvisio passa al Conglomerato di Sesto per sovrapposizione stratigrafica netta. Verso O, esternamente al territorio in oggetto (Comelico, Ponte Pissandolo), quest'ultima unità contiene sottili orizzonti composizionalmente affini alla Breccia di Tarvisio.

- *Fossili*. L'unità è sterile. Il contenuto paleontologico dei clasti carbonatici, rappresentato da associazioni a fusuline ed alghe, conferma la derivazione degli stessi dai sottostanti calcari di età permiana inf.

- *Ambiente*. E' riferibile ad un conoide di deiezione. Le differenze di spessore misurate su brevi distanze sembrano testimoniare un'articolata morfologia del substrato che probabilmente rifletteva, come accaduto nel territorio dell'attiguo Foglio 032 Tolmezzo (VENTURINI, 1990a), un'attività tettonica sinsedimentaria.

- *Età*. Mancando ogni indizio paleontologico, l'età è desumibile in base ai rapporti stratigrafici con le unità sotto- e sovrastanti. Fino agli anni '80 la Breccia di Tarvisio era ancora considerata dalla gran parte degli Autori come deposta durante una fase di calo relativo del livello del mare, in continuità stratigrafica sugli ultimi carbonati del Supergruppo di Pontebba, dei quali era ritenuta l'unità regressiva sommitale. Ad essa veniva attribuita un'età corrispondente alla biozona a *Misellina* (porzione sommitale del Permiano inf., Kunguriano), basata sulla mancanza di tale biozona (e delle successive) nei clasti delle ruditi (FLÜGEL, 1980; FLÜGEL & KRAUS, 1988). La lacuna deposizionale, dal tetto del Permiano inf. è stata successivamente estesa all'interno del Permiano medio (e forse sup. *p.p.*) sulla base di correlazioni litostratigrafiche, e osservazioni effettuate a scala regionale (VENTURINI, 1990a) che attribuiscono alla lacuna stessa una durata più o meno estesa, variabile da zona a zona. Questo in conseguenza della ripresa diacrona della sedimentazione nelle aree sottoposte alla precedente erosione subaerea e recuperate alla sedimentazione da un'attività tettonica diensiva in progressiva espansione.

L'affinità composizionale e/o sedimentologica con le unità sovrastanti (Conglomerato di Sesto e Arenaria di Val Gardena) rifletterebbe un'appartenenza della Breccia di Tarvisio al successivo ciclo sedimentario, come attualmente ammesso da molti Autori. Non si esclude comunque che un livello alla base dell'unità possa costituire un prodotto di alterazione contemporaneo alla generalizzata emersione del litosoma carbonatico durante la fase saalica *Auctt.* L'età della Breccia di Tarvisio è indirettamente ritenuta permiana ?medio-sup.

3.2. - CONGLOMERATO DI SESTO (CGS) (C. Venturini)

E' presente, con spessori molto variabili, dalla linea delle Giudicarie N a Tarvisio (DAL CIN, 1972). Costituisce il prodotto di smantellamento subaereo del substrato ercinico non metamorfico e/o del basamento ercinico in facies metamorfica di basso grado. Nelle Alpi Carniche rappresenta anche la locale rielaborazione della successione permo-carbonifera a composizione non carbonatica.

- *Affioramenti.* L'unità si concentra in aree circoscritte e limitate. Alle Sorgenti del Piave, poste a N di Cima Sappada, lungo il Bosco Bandito e nel vicino Rio Alpo, entrambi ubicati a SE di Forni Avoltri, presenta le granulometrie e gli spessori più elevati.

- *Caratteri.* L'unità è formata da prevalenti conglomerati, con matrice sempre arrossata. Gli elementi riflettono la composizione dell'immediato substrato. Quest'ultimo varia da zona a zona essendo costituito ora da vulcaniti, areniti e peliti carbonifere della F.ne del Dimon (Bosco Bandito e Ravascletto E), ora dalla successione permo-carbonifera (Rio Alpo). In quest'ultimo caso la composizione dei clasti riflette anche quella del vicino substrato ercinico, dato che gli affioramenti sono collocati lungo uno degli originari margini del bacino permo-carbonifero di Forni Avoltri, nella fascia di chiusura dei relativi depositi.

I conglomerati, con clasti da subarrotondati a subangolari, rappresentano la litofacies più diffusa che localmente s'intercala a breccie e brecciole. I conglomerati sono organizzati in strati e banchi di spessore compreso tra 2 e 20 m. La quantità di matrice è molto variabile, così come l'organizzazione interna. Sono frequenti i depositi in massa (*debris flow*), con clasti flottati in matrice pelitica rossa. I depositi in massa prevalgono nella porzione inferiore dell'unità e sono sostituiti verso l'alto da predominanti trasporti trattivi.

- *Spessore.* La potenza dell'unità varia da 1-2 a 25-30 m. Anche in questo caso, come per la Breccia di Tarvisio, le differenze di spessore potrebbero essere imputabili alle paleomorfologie del substrato. Da notare che, mentre verso E, nell'attiguo Foglio 032 Tolmezzo, lo spessore del Conglomerato di Sesto si mantiene su valori bassi e pressoché costanti (0-20 m), immediatamente ad O, nel Foglio 030 Auronzo di Cadore, in località Ponte Pissandolo, lo stesso raggiunge 115 m (MASSARI *et alii*, 1994).

- *Limiti.* Inferiormente l'unità sutura con netta discordanza angolare il substrato ercinico non metamorfico (Bosco Bandito e Ravascletto E) o si sovrappone (Rio Alpo) alla Breccia di Tarvisio con un passaggio coperto da vegetazione. Solo nel settore a N di Forni Avoltri (Foglio 018 Passo di M. Croce Carnico) ricopre il basamento ercinico in facies metamorfica. Verso l'alto l'unità passa all'Arenaria di Val Gardena in modo transizionale, con progressive alternanze di strati pelitici rossi che in una decina di metri la sostituiscono completamente.

- *Fossili.* L'unità è sterile.

- *Ambiente.* In questo settore, come in tutta l'area sudalpina di distribuzione dell'unità, l'ambiente deposizionale è ritenuto alluvionale (DAL CIN, 1972; VENTURINI, 1990a). Più in particolare il Conglomerato di Sesto, così come la Breccia di Tarvisio, qui rappresenta il deposito prossimale e medio-prossimale generato al piede di bassi rilievi limitati da faglie in fase di progressiva disattivazione.

- *Età.* Valgono le considerazioni espresse per la Breccia di Tarvisio. La documentata transizione con l'Arenaria di Val Gardena consente di attribuire la medesima età permiana sup. tanto alle ruditi quanto ai primi livelli dell'unità.

3.3. - ARENARIA DI VAL GARDENA (**GAR**) (C. Venturini & D. Garuti)

L'unità, denominata anche Formazione di Val Gardena, rappresenta un litosoma dal caratteristico colore rosso che dall'areale carnico si estende con continuità verso O fino alla linea delle Giudicarie N (al di là di essa, con granulometrie in prevalenza ruditiche, è denominata Verrucano Lombardo). Gli affioramenti più meridionali si incontrano nel Recoarese, mentre verso E e SE prosegue senza soluzione di continuità nelle Karawanke e nelle Dinaridi interne. Nelle Alpi Carniche la tettonica alpina ne ha fortemente penalizzato l'esposizione limitando gli affioramenti a strette fasce rivestite da diffuse coperture (VENTURINI, 1986, 1990a *cum bibl.*).

- *Affioramenti.* La loro distribuzione è spesso guidata da importanti direttrici tettoniche, come nel caso della Valcalda (Ravascletto), e della Val Pesarina orientale (Comeglians). Un'impronta tettonica meno intensa è invece presente in due importanti nuclei, rispettivamente affioranti sulla destra del T. Degano, da Forni Avoltri a Rigolato, e in prossimità della cima del M. Zoufplan (fig. 19). In entrambi è ben esposto il contatto con il substrato. L'unica sezione pressoché completa e continua è misurabile lungo il Rio Alpo, a SE di Forni Avoltri (MASSARI *et alii*, 1994). Una seconda sezione, pur se incompleta, è ricostruibile ad E di Prato Carnico, lungo il T. Pesarina e il rio che attraversa l'abitato di Avausa.

- *Caratteri.* L'unità, ben misurabile a S di Forni Avoltri lungo il Rio Alpo, è costituita da areniti medie e fini di colore rosso mattone e, più raramente, grigie alternate a peliti rosse. Le areniti si presentano sia in strati isolati sia, più spesso, organizzati in banchi potenti da 2 a 12 m, con basi erosive e tendenza *fining upward*. Inizialmente, nei banchi della parte inferiore dell'unità, prevalgono le stratificazioni incrociate a festoni. Verso l'alto della successione si affermano le stratificazioni incrociate a *epsilon*. Le corrispondenti bancate hanno granulometrie arenitiche più fini delle precedenti e il loro spessore non supera i 2 m. La composizione delle areniti rientra nel campo delle arcose litiche (MASSARI *et alii*, 1994). La percentuale dei frammenti litici (diagramma QFL) è attestata intorno al 20% mentre quella del quarzo è compresa tra il 50% ed il 60%. I feldspati sono presenti quasi esclusivamente sotto forma di plagioclasti a geminazione intersertale.

Tra i frammenti di roccia sono riconoscibili quelli derivati dal basamento metamorfico (filladi e rari micascisti) e del substrato ercinico (prevalenti vulcaniti e radiolariti). La variazione di colore delle areniti, dal rosso al grigio, è correlata alla presenza di ossidi di ferro autigeni, sia cristallini che amorfi, diffusi nella matrice e derivati da rimobilizzazione del Fe presente all'origine nella matrice stessa (FONTANA & ZUFFA, 1983). Minore è la quantità di matrice dunque, e più il colore delle areniti tende al grigio. Le paleocorrenti misurate sulle superfici canalizzate individuano un trasporto da NO e una dispersione verso il quadrante sud-orientale. Le peliti si presentano quasi sempre marcatamente rosse. In rari casi processi di riduzione post-diagenetica le hanno decolorate facendo assumere loro una



Fig. 19 - M. Zoufplan, versante meridionale, quote 1900-1925 m. Contatto discordante tra le vulcaniti basiche della F.ne del Dimon (DIM_c) e le peliti rosse ad abbondanti noduli diagenetici di origine vadosa (caliche) dell'Arenaria di Val Gardena (GAR). Una faglia, a metà affioramento, seziona verticalmente le due successioni dislocando di alcuni metri il contatto.

tinta verde chiara. Le peliti mostrano una netta laminazione piano parallela spesso cancellata da un'intensa bioturbazione. Al loro interno sono molto frequenti le concrezioni diagenetiche dolomitiche (*caliche*). Queste ultime si dispongono in orizzonti che localmente, per coalescenza dei singoli noduli, possono simulare la presenza di strati carbonatici (fig. 19).

Le peliti, oltre ad intercalarsi ai corpi arenitici canalizzati, ove raggiungano spessori modesti e mai superiori a 4 m, si concentrano in due orizzonti potenti circa 20 m l'uno. I due livelli sono situati rispettivamente alla base ed al tetto dell'unità e si seguono con continuità anche esternamente al territorio rilevato (ORI & VENTURINI, 1981; VENTURINI, 1986, 1990a, 1991b; MASSARI *et alii*, 1994).

Nei pressi di Avausa (Val Pesarina E) alle peliti basali si alternano alcuni metri di gessi (GARUTI, 1993). Qui come in altre zone dell'area carnica, nelle peliti rosse presenti al tetto dell'unità s'intercalano dei sottili livelli dolomicritici e dolosilti-

tici con microforaminiferi ed alghe. Inoltre, le peliti sono a tratti interessate da un clivaggio di frattura pervasivo che conferisce alla roccia una decisa propensione all'erosione meccanica.

- *Spessore*. La potenza dell'unità, che raggiunge al massimo i 250 m, è valutabile con precisione solo lungo il Rio Alpo. Spessori e facies confrontabili sono presenti nei pressi di Avausa, a E di Prato Carnico, e nella successione affiorante lungo il Rio Gladegna (Ravaschetto). Permangono invece dei dubbi sulla reale potenza dell'unità al M. Zoufplan, dove la successione è composta da circa 30 m di peliti rosse troncate superiormente dall'erosione quaternaria (fig. 19). Sulla base di un confronto di facies, questa sezione è stata correlata con quella del M. Dimon (VENTURINI & DELZOTTO, 1993), situata a pochi km di distanza nell'adiacente Foglio 032 Tolmezzo (VENTURINI *et alii*, 2001-2002). Quest'ultima si presenta completa, con potenza massima di 30 m, e passa superiormente alla F.ne a Bellerophon. A livello regionale si è riscontrato che dove l'Arenaria di Val Gardena ha spessori inferiori ai suoi valori massimi (< 250 m) manca il Conglomerato di Sesto.

- *Limiti*. Inferiormente l'unità si appoggia sul Conglomerato di Sesto con un contatto transizionale per progressive alternanze. Nei casi in cui manca il Conglomerato di Sesto, sostituito da pochi metri di areniti grossolane, l'unità sutura con discordanza angolare la successione ercinica (M. Zoufplan). L'Arenaria di Val Gardena passa superiormente alla F.ne a Bellerophon. Il passaggio si realizza per rapida alternanza litologica tra le peliti rosse sommitali e le evaporiti gessose, come si osserva negli affioramenti dell'alto Rio Gladegna (Ravaschetto) e lungo il T. Pesarina (Avausa).

- *Fossili*. Gli unici resti fossili sono rappresentati da sporomorfi ritrovati nelle peliti sommitali dell'unità (MASSARI *et alii*, 1994) e da microforaminiferi (*Glomospira*, *Globivalvulina*) ed alghe (*Girvanella*) presenti nelle intercalazioni dolomitiche verso il passaggio alla F.ne a Bellerophon. Nel territorio del Foglio in quest'unità finora non sono state rinvenute orme di tetrapodi che, al contrario, risultano frequenti nei coevi sedimenti dell'area dolomitica.

- *Ambiente*. Le potenti peliti basali rappresentano un deposito di piana deltizia terminale, sviluppato in un contesto climatico tendenzialmente arido con corsi d'acqua sottili ed ampi, effimeri, pressoché privi di alveo e con carico solido esclusivamente fine (*terminal fan*). Le alternanze gessose presenti nella parte inferiore dell'unità (Avausa) potrebbero rappresentare la transizione, verso S o SE, ad un ambiente lagunare evaporitico, in analogia con quanto documentato verso E, nell'adiacente settore di Paularo (Foglio 032 Tolmezzo) da VENTURINI (1986, 1990a). La consistente porzione terrigena intermedia e in prevalenza arenitica dell'unità rappresenta invece la rapida progradazione verso SE di un apparato fluviale. Gli iniziali e potenti depositi di canali intrecciati (*braided*), intercalati ai più sottili episodi di piana alluvionale, sono sostituiti verso l'alto da depositi più distali, rappresentati da canali sinuosi che a loro volta sfumano nelle potenti peliti rosse di tetto. Queste ripropongono l'ambiente di piana deltizia terminale

cui farà seguito l'ingressione marina testimoniata dai primi depositi lagunari della F.ne a Bellerophon (ORI & VENTURINI, 1981).

- *Età*. In mancanza di dati cronologici e biostratigrafici e facendo riferimento alla cronostratigrafia di MENNING (1995) e JIN *et alii* (1997), l'età è genericamente attribuita al Permiano ?Medio e Sup. *p.p.* Le correlazioni litostratigrafiche proposte per le numerose sezioni misurate sull'intero territorio alpino carnico (VENTURINI, 1986, 1990a) evidenziano che nelle sezioni meno potenti la sedimentazione è iniziata tardivamente rispetto a quelle dotate di considerevole spessore. Le peliti affioranti al M. Zoufplan (fig. 19), qualora rappresentino l'intera unità, sarebbero temporalmente correlabili con le peliti rosse presenti al tetto dell'unità.

3.4. - FORMAZIONE A BELLEROPHON (BEL) (C. Venturini)

Costituisce un'unità regionalmente estesa dalla Slovenia alla Valle dell'Adige, dove si colloca la sua chiusura occidentale. Nel territorio in esame sembra raggiungere i suoi spessori massimi. L'intensità delle deformazioni tettoniche alpine ha penalizzato fortemente la continuità stratigrafica della formazione, che in nessun caso presenta sezioni complete e sovente appare, perlomeno in parte, cataclastica.

Nelle Alpi Carniche la F.ne a Bellerophon è stata oggetto di indagini bio- e litostratigrafiche che nei passati decenni hanno prodotto risultati in parte superati dalle più recenti osservazioni. Mentre da un lato ha acquistato sempre maggior precisione la definizione del limite sup. dell'unità (BUGGISCH & NOÉ, 1986) e la sua correlazione con le zone dolomitiche (ITALIAN IGCP 203 GROUP, 1986; MASSARI *et alii*, 1994), dall'altro le indagini litostratigrafiche e le conseguenti proposte di suddivisione in membri dell'unità hanno continuato ad essere viziate da un inadeguato riconoscimento degli effetti di una intensa tettonica alpina.

Come conseguenza diretta molte deformazioni (laminazioni nei litotipi gessosi, brecciazioni nelle litologie dolomitiche) sono state al contrario recepite come strutture e tessiture sedimentarie (SELLI, 1963, FRASCARI RITONDALE SPANO, 1969; BRAGA *et alii*, 1971; CARULLI & PONTON, 1988a; VENTURINI, 1990a), penalizzando di fatto sia l'analisi di facies sia quella litostratigrafica.

- *Affioramenti*. La gran parte degli affioramenti di questa unità è concentrata in un'estesa fascia coincidente con i fondivalle della Val Pesarina e della Valcalda, allineati lungo la direzione O-E, e con quelli dei Torrenti Degano e But che, con andamento meridiano, intersecano i primi ortogonalmente. Un'ulteriore e più ridotta fascia di affioramenti è guidata dalla tettonica compressiva alpina e si distribuisce lungo il fronte della linea di Sauris, importante scorrimento a prevalente direzione E-O (cfr. Cap. VI - Tettonica, Il Ciclo Alpino). Dei due membri in cui è suddivisa la Formazione, quello gessoso-dolomitico (*facies fiammazzo*, *sensu* ACCORDI, 1959) è arealmente molto meno esteso rispetto al secondo, rappresentato da dolomie e calcari (*facies badiota*, *sensu* ACCORDI, 1959).

I migliori e più spettacolari affioramenti gessoso-dolomitici si ritrovano immediatamente ad O di Comeglians, nella locale cava di gesso (fig. 21). Dal confronto con i caratteri originali (fig. 20), ancora percepibili nella sezione del Rio Avoltruzzo (Foglio 018 Passo Monte Croce Carnico), si possono valutare gli effetti della tettonica alpina sulle litologie che affiorano nel Foglio. Gli affioramenti più caratteristici del membro dolomitico-calcareo sono molto più frequenti e quasi tutti distribuiti lungo le incisioni dei rii e torrenti principali (Rio Gladegna alto e suoi affluenti destri di fronte a Cercivento, Rio Secco a SO di Ravascletto, Rio di Navas e Rio Jesola tra Comeglians ed Ovaro, Rii Miozza, d'Archia e Mulinat immediatamente a S di Ovaro, Rio Liana di fronte a Prato Carnico, Rio Kortol, Rii Plottempoch e Mitreichenpoch, a N del Lago di Sauris).

- *Caratteri*. La Formazione è stata qui suddivisa e cartografata in due membri in luogo dei tre previsti in letteratura (SELLI, 1963; FRASCARI RITONDALE SPANO, 1969; BRAGA *et alii*, 1971), uniformandosi alla stratigrafia in uso nell'area dolomitica. Sono distinti rispettivamente il *membro a gessi e dolomie nere* e il *membro a dolomie e calcari neri*, che nell'area esaminata risultano sempre in diretta e rapida sovrapposizione stratigrafica.

3.4.1. - *membro a gessi e dolomie nere* (BEL₁)

E' presente sempre alla base dell'unità. La forte propensione alla deformazione, caratteristica delle litologie di questo membro, fa sì che solo raramente esso affiori con gli originari caratteri litologici che si presentano, quasi ovunque, completamente stravolti dall'impronta tettonica alpina (fig. 21). A N di Forni Avoltri, lungo il Rio Avoltruzzo (poco oltre il limite settentrionale del Foglio), affiora l'unica sezione integra finora individuata nel territorio carnico, con litologie non o scarsamente tettonizzate (fig. 20). Nonostante sia confinata tra due superfici tettoniche e rappresenti, con i propri 57 m di potenza, solo una parte dell'intero membro, viene qui indicata come stratotipo di riferimento. Nel territorio dolomitico le evaporiti di questo membro sono denominate *facies fiammazza*, *sensu* ACCORDI (1959).

Litologicamente questa sottunità è costituita da gessi nodulari coalescenti (probabile prodotto di trasformazione di originarie anidriti) alternati a strati dolomitici quasi sempre neri. I gessi sono organizzati in livelli nodulari cm-dm. Solo in rari casi si presentano compatti, bianchi e in strati definiti da superfici nette. Sono sempre fittamente alternati a dolomie nere in strati di 1-10 cm che spesso danno luogo a banchi continui potenti dai 3 ai 6 m. Alla base della successione affiorante nel Rio Avoltruzzo sono inoltre presenti 6 m di calcari dolomitici grigio-nocciola con sparse plaghe gessose. Gli effetti deformativi dovuti alle compressioni alpine qui sono limitati a sporadiche ricristallizzazioni con blande laminazioni nei gessi, mentre nelle più fragili dolomie hanno dato origine a due sistemi coniugati di fratture riempite da gesso di neoformazione.



Fig. 20 - Versante N del M. Chiadin, Rio Avoltruzzo, quota 1550 m (1 km oltre il limite settentrionale del Foglio). F.ne a Bellerophon, membro a gessi e dolomie nere (BEL₁). E' il solo affioramento delle Alpi Carniche a preservare l'aspetto post-diagenetico delle due litologie che costituiscono il membro, ancora prive degli effetti tettonici alpini.



Fig. 21 - Cava di Entrampo (Comeglians), quota 530 m. F.ne a Bellerophon, membro a gessi e dolomie nere (BEL₁). Sono evidenti gli effetti delle trasposizioni tettoniche dovute agli sforzi di taglio delle compressioni alpine. E' questo il classico aspetto delle litologie del membro in tutto il Foglio. Le dimensioni dei frammenti dolomitici scuri, distribuiti nei gessi biancastri completamente ricristallizzati, sono estremamente variabili: dalla polvere al blocco di parecchi metri cubi che al suo interno conserva ancora i caratteri primari.

La litologia prevalente è di solito quella gessosa. Fa eccezione la stretta fascia presente lungo la sponda destra del T. Pesarina, di fronte a Pesariis, dove prevalgono le dolomie nere. I gessi sono sempre secondari, ricristallizzati, saccaroidi, fittamente laminati. Si alternano a livelli clastici che hanno spessori di norma compresi tra il mm e il cm e sono costituiti da frammenti di dolomie nere e subordinatamente grigie. Gli elementi clastici hanno dimensioni variabili e comprese, a seconda dei livelli, tra l'argilla e il blocco superiore al metro. Le taglie elevate sono poco frequenti, e quando la dimensione raggiunge o supera il decimetro sono rappresentate da frammenti isolati.

I frammenti e blocchi rappresentano i residui delle originarie litologie dolomitiche non polverizzate dai movimenti tettonici sviluppati durante lo sforzo di taglio. Maggiori sono le loro dimensioni e più influenzano l'assetto delle laminazioni tettoniche dei gessi. In tal modo si originano strutture da interferenza paragonabili a quelle da flusso in contesto metamorfico. I frammenti fini si concentrano in orizzonti grigiastri mm-cm i cui contatti con le alternanze di gesso saccaroide più puro sono sempre sfumati.

3.4.2. - *membro a dolomie e calcari neri* (BEL₂)

Costituisce la porzione superiore della F.ne a Bellerophon. La metà inferiore del membro è formata da dolomie e dolomie calcaree nocciola, in strati dm con giunti piani e caratteristici livelli vacuolari (loferiti). Queste si alternano a più rare calcilutiti e marne in spessori generalmente esigui. Il passaggio tra i due membri si realizza per alternanze tra gessi e dolomie o dolomie calcaree nocciola, mentre sottili livelli di dolomie nere possono intercalarsi sporadicamente nei primi 20-25 m del *membro a dolomie e calcari neri*. Raramente la transizione è preservata a causa dell'intensa impronta tettonica alpina.

L'unica successione in cui la transizione si presenta integra è quella del Rio di Entrampo (Comeglians), dove il passaggio dal precedente membro è marcato dalla presenza di un orizzonte, affiorante solo per qualche metro, costituito da prevalenti peliti rosse e sottili marne calcaree gialle, marne grigie, verdi e rosse in livelli discontinui. Questi livelli si intercalano a dolomie calcaree grigie e calcari dolomicritici giallastri che sfumano a calcari marnosi gialli in lamine piano-parallele con livelli sottili e discontinui di calcari spugnosi vacuolari.

Il particolare orizzonte terrigeno-carbonatico varicolore si estende anche esternamente al Foglio in esame. Verso O, in Comelico (FARABEGOLI *et alii*, 1986), è riconosciuto come 'membro del Rio Bavaro' (20 m); ancora più ad O, in Dolomiti (NERI & POSENATO, 1985; MASSARI *et alii*, 1994), è citato come 'lingua di Val Gardena' (40 m), mentre ad E, nella Carnia orientale e Pontebbanò da VENTURINI (1990a) è indicato come 'orizzonte del Rio Turriea' (30 m).

La parte superiore del membro è costituita da calcari dolomitici, calcari micritici e calcareniti bioclastiche bituminose. Si presentano grigio scuri lungo

le superfici esposte e neri al taglio fresco per un elevato contenuto di materia organica che li rende fetidi alla percussione. Sono organizzati in strati decimetrici piano-paralleli con giunti netti sovente marcati da veli pelitico-marnosi nerastri. Possono dare luogo, specie nel settore occidentale del Foglio, a bancate metriche separate dall'ispessimento decimetrico di alcune intercalazioni pelitico-marnose. A volte sono presenti gradazioni dirette e laminazioni gibbose (*hummocky*). Nella conca di Sauris, lungo l'affluente destro del Rio Plottempoch e al M. Ruche, all'interno dei calcari scuri, si intercalano degli orizzonti calcarei fortemente vacuolari, spugnosi, di natura evaporitica (*Rauwacke*), potenti da 0,5 a 8 m; localmente (M. Morgenleit) questi sono associati a calcari dolomitici e dolomie con tracce di radici (MASSARI *et alii*, 1994).

Nei rari casi in cui la transizione tra le iniziali dolomie stratificate ed i calcari scuri non sia tettonizzata (Entrampo), essa si realizza in modo netto ed è marcata da un livello di marne scure laminate con spessore fino a 40 cm (GARUTI, 1993). Nel territorio veneto (Cadore e Dolomiti) le litologie sopra descritte corrispondono alla *facies badiota*, *sensu* ACCORDI (1959).

Le litologie dolomitiche e dolomitico-calcaree spesso si presentano molto tettonizzate. La causa risiede nella plasticità dei sottostanti gessi (*membro a gessi e dolomie nere*) che, durante le traslazioni tettoniche imposte dalle compressioni alpine, si sono scollati dalle fragili dolomie; queste hanno sviluppato una propensione alla cataclasi più intensa quanto più si trovavano prossime alla transizione coi gessi (GARUTI, 1993). Ne è derivato un insieme brecciato, sempre cementato tenacemente, in cui la grana varia secondo un'apparente distribuzione in livelli ed orizzonti stratoidi, subparalleli all'originaria stratificazione e con spessore compreso tra 1-2 e parecchi metri. Tale apparente organizzazione in banchi è collegata alla genesi delle breccie, sollecitata da scorrimenti interstrato. In molte zone la cataclasi interessa anche parte dei calcari del membro superiore. I calcari scuri sono sempre interessati da diffuse vene di calcite, perpendicolari alla stratificazione, abbondanti al punto di diventare uno degli elementi distintivi della litofacies.

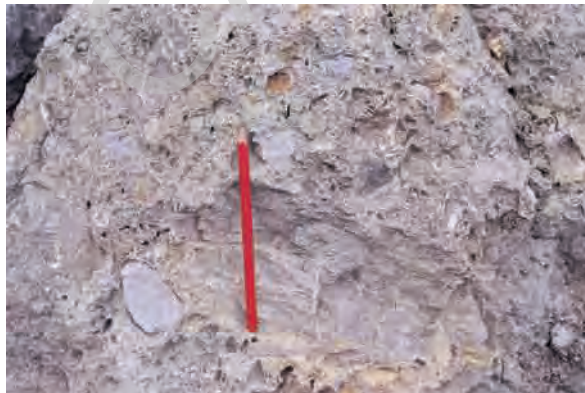


Fig. 22 - Cret di Moz, versante destro della Valcalda (Torrente Gladegna), quota 1000 m. F.ne a *Bellerophon*, membro a dolomie e calcari neri (BEL₂). Dolomie e calcari dolomitici cataclastici a cementazione tenace. Ampiezza orizzontale: 50 cm.

- *Spessore*. Lo spessore complessivo della F.ne a Bellerophon non è mai inferiore a 260 m, ma è difficilmente stimabile con precisione a causa dell'elevata cataclasi e dei frequenti raddoppi tettonici. Più in dettaglio, la potenza del *membro a gessi e dolomie nere* supera i 60 m, mentre quella del *membro a dolomie e calcari neri* dovrebbe aggirarsi intorno a 200 m. All'interno di quest'ultimo, lo spessore della litofacies a calcari neri, misurato nei tratti preservati dalla cataclasi, si attesta su 90 m. La notevole propensione dell'unità alla cataclasi, unita alla facilità con la quale le stesse fasce cataclastiche sono state più volte riattivate come sede di scorrimento durante le fasi tettoniche successive, ha determinato in molte zone un apparente incremento della potenza della formazione (ad es. nella conca di Sauris).

- *Limiti*. Il contatto inf. con l'Arenaria di Val Gardena si attua per interdigi-tazione tra le litologie delle due unità, rispettivamente pelitiche rosse e gessoso-dolomitiche. La fascia di transizione può essere potente da alcuni decimetri fino ad alcuni metri (Avausa). Il limite sup. con la F.ne di Werfen è netto; corrisponde ad una superficie di disconformità blandamente erosiva, con discordanze angolari scarsamente apprezzabili (<1°-2°, Farabegoli, com. pers.).

- *Fossili*. Sono assenti nel *membro a gessi e dolomie nere* e certamente rari nella porzione inferiore del *membro a dolomie e calcari neri*, dove si limitano ad alcuni microforaminiferi dei generi *Glomospira* ed *Ammodiscus*. Al contrario, i fossili abbondano nella parte alta di questo membro le cui calcareniti nere contengono faune a gasteropodi (*Bellerophon* sp.) e bivalvi (*Eumorphotis* sp., *Pecten* sp.), foraminiferi (Miliolidi e Textularidi), brachiopodi, ostracodi ed al-ghe (*Mizzia*, *Gymnocodium*, *Girvanella*).

- *Ambiente*. L'unità attesta il progressivo instaurarsi, durante il Permiano sup., di un ambiente marino marginale che si era rapidamente sostituito alle pianure alluvionali distali e ai delta terminali della precedente unità. L'iniziale deposizione dei ciclotemi solfatico-carbonatici (*membro a gessi e dolomie nere*) si sviluppò in una sottile laguna limitata da una bassa soglia morfologica ubicata verso E e/o SE, in zone esterne al Foglio in oggetto, dove la litofacies solfatica si chiude. Minime oscillazioni eustatiche, forse interferenti con effetti di subsidenza da carico, potevano favorire periodici innalzamenti del livello marino e contribuire ai ricambi superficiali delle acque determinando la concomitante interruzione delle condizioni evaporitiche. La diffusione dei primi depositi esclusivamente carbonatici (*membro a dolomie e calcari neri*), che ovunque si sostituirono ai gessi e dolomie nere, attesta l'instaurarsi di una piana fangosa di marea in condizioni inter- e subtidali. I successivi depositi calcarei scuri, spesso bioclastici, testimoniano l'avvento di un ambiente di mare ancora non profondo ma aperto e distante dalla linea di riva, ormai definitivamente spostata verso occidente.

- *Età*. L'età della base (Permiano sup. alto) non può essere definita con maggiore precisione mancando i necessari indicatori biostratigrafici e/o cronologici. Quella del tetto risulta, in tutte le Alpi Meridionali orientali, quasi coincidente con il limite Permiano-Triassico assunto per il Sudalpino (ITALIAN IGCP 203 GROUP, 1986).

4. - SUCCESSIONE TRIASSICA INFERIORE

Nelle Alpi Meridionali il Triassico Inf. (Scitico, Induano-Olenekiano) è rappresentato dalla F.ne di Werfen, estesa dalle Alpi Giulie alla linea delle Giudicarie. Ad O di questa struttura tettonica l'unità prende il nome di F.ne del Servino pur mantenendo caratteri ed età confrontabili. Mentre nel settore dolomitico, area classica di ubicazione degli stratotipi dei numerosi membri in cui è stata suddivisa l'unità, la stratigrafia di dettaglio e la sua applicazione cartografica si va precisando tra la fine degli anni '60 e l'inizio degli anni '80 (BOSELLINI, 1968; ROSSI, 1969; FARABEGOLI *et alii*, 1977; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983), nel settore carnico-giulio gli oltre 700 m della formazione sono sempre stati cartografati senza distinzioni in sottounità.

Questo se si eccettua la recente cartografia geologica di VENTURINI *et alii* (2001-2002), alla scala 1:25.000, che ingloba i dati del presente Foglio e, in parte, degli adiacenti Fogli 018 Passo di M. Croce Carnico *p.p.*, 033 Tolmezzo *p.p.* e 034 Pontebba *p.p.*, con parte del relativo territorio austriaco. La presente cartografia cerca di colmare la lacuna utilizzando le suddivisioni proposte nel territorio dolomitico da BROGLIO LORIGA *et alii* (1983), dopo averne testato la validità nell'area carnica, nonché la potenziale correlazione (fig. 23).

Ragioni di rappresentazione grafica hanno imposto l'accorpamento delle prime tre sottounità (Orizzonte di Tesero + Membro di Mazzin + Orizzonte di Andraz). Il Membro di San Lucano, che nella stratigrafia di BROGLIO LORIGA *et alii* (1983) chiude la F.ne di Werfen, non è stato riconosciuto nell'area qui rilevata.

4.1. - FORMAZIONE DI WERFEN (**WER**) (C. Venturini, S. Delzotto, C. Fontana & D. Garuti)

- *Affioramenti.* La F.ne di Werfen costituisce l'unità arealmente più estesa nell'ambito del territorio rilevato. Oltre a formare vari nuclei e fasce di affioramento, la cui distribuzione ed assetto sono spesso condizionati dalla tettonica alpina, la Formazione in oggetto dà luogo ad un vasto e continuo areale esteso in senso E-O e collocato nella porzione centrale del Foglio. La continuità degli affioramenti, interrotta solo dall'erosione quaternaria prodotta nel solco meridiano del T. Degano, è favorita da un generale, ampio assetto a sinclinale della successione.

Gran parte delle esposizioni più spettacolari, raggiungibili senza eccessiva difficoltà, sono confinate in questa ampia zona d'affioramento. Tra i nuclei di minore estensione ma di indubbio interesse va citato quello della conca di Sauris che offre apprezzabili esposizioni della successione, seppure con spessori raramente misurabili data l'impraticabilità di molti affioramenti.

- *Caratteri.* Nella presente cartografia alla scala 1:50.000, ripresa da quella in scala 1:25.000 (VENTURINI *et alii*, 2001-2002) come riduzione di rilevamenti originali effettuati alla scala 1:10.000, sono proposte sei distin-

zioni a fronte delle otto sottounità (o nove, a seconda degli Autori) nelle quali è suddivisa la classica successione dolomitica della F.ne di Werfen.

La scelta è stata dettata dall'impossibilità di cartografare sia l'*Orizzonte di Tesero* sia l'*Orizzonte di Andraz*, entrambi di spessore troppo ridotto. Tali sottunità vengono perciò accorpate al *Membro di Mazzin*, rispettivamente nella posizione di base e di tetto del medesimo.

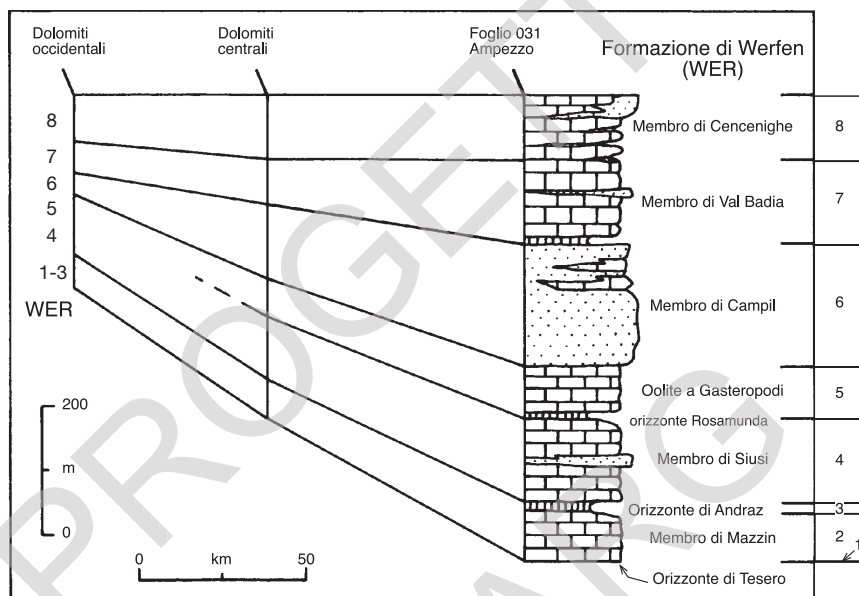


Fig. 23 - *Formazione di Werfen*. La figura mette in evidenza le variazioni di spessore tra le sezioni dolomitiche e quella del Foglio 031 Ampezzo (*Alpi Carniche occidentali*). L'ottima possibilità di correlazione è favorita dalla presenza di livelli guida con caratteri e genesi paragonabili a quelli dell'*Orizzonte di Andraz*. Il complessivo incremento di potenza che si registra nell'area carnica raggiunge il valore massimo durante la deposizione del *Membro di Campil* (WER₆).

4.1.1. - *Orizzonte di Tesero* (WER₁), *Membro di Mazzin* (WER₂), *Orizzonte di Andraz* (WER₃); (WER₁₋₃ in carta)

Alla base della Formazione è confinato un livello di spessore variabile (< 7 m) caratterizzato da iniziali sottili calcari oolitici, intercalati a calcari ad intraclasti per complessivi 40-60 cm. Ad essi fanno seguito alcuni metri di calcari algali ad ostracodi. Complessivamente vengono fatti corrispondere (BUGGISCH & NOÈ, 1986) all'*Orizzonte di Tesero*, così come definito nell'area dolomitica (BOSELLINI, 1964). Ad esso, che nell'area carnica è identificato da qualche Autore con le sole litologie oolitiche (BRAMBATI & CAROBENE, 1974), si sovrappongono i prevalenti

calcarei e subordinate marne del *Membro di Mazzin* (80 m), caratterizzato da litofacies omogenee dal settore dolomitico (BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983) fino alla Carnia centrale.

Nella sua porzione inferiore si distinguono calcari micritici grigi, massicci, localmente marnosi, in strati netti spessi da 5 a 30 cm, frequentemente bioturbati. Si intercalano a sporadici calcari micritici, a volte debolmente marnosi, con frequenti laminazioni piano-parallele o, più raramente, gibbose amalgamate da tempesta (*hummocky*). Questi ultimi diventano prevalenti verso l'alto del membro, formando bancate di oltre un metro di spessore. Entrambe le facies presentano frequenti episodi marnosi scuri, più spesso sotto forma di sottili intercalazioni centimetriche o veli interstrato, meno frequentemente come livelli di discreta potenza, comunque sempre inferiori al mezzo metro.

Verso la sommità del membro s'intercalano sottili livelli centimetrici di silti marnose che preludono al netto cambiamento di litofacies espresso dai successivi depositi dell'*Orizzonte di Andraz* (figg. 24 e 25). Questa sottounità è facilmente individuabile sul terreno per il prevalente colore giallo delle litologie e per la marcata propensione all'erosione. Anche in questo caso, nonostante lo spessore esiguo (in Dolomiti varia da 7 a 25 m, mentre in Carnia è compreso tra 8 e 12 m), l'orizzonte è seguibile con continuità lungo tutte le Alpi Meridionali orientali.



Fig. 24 - Rio Rioda (Val Pesarina alta), sponda sinistra, quota 1275 m. Fine di Werfen, Orizzonte di Andraz (WER₃). Aspetto tipico dell'orizzonte peritidalico-evaporitico, caratterizzato dal colore giallastro e dalla maggiore erodibilità rispetto ai calcari grigi sottostanti (Membro di Mazzin, WER₂) e soprastanti (Membro di Siusi, WER₄).

Litologicamente è costituito da dolomie e calcari dolomitici gialli, pulverulenti, a volte vacuolari, in strati centimetrici con laminazione piano-parallela. S'intercalano a tratti con sottili livelli pelitici policromi, rossi, verdi, grigi e gialli, che possono raggiungere occasionalmente 10 cm di spessore. Questo insieme litologico dà luogo a bancate di potenza variabile, compresa tra 0,5 e 5-6 m, che s'intercalano a calcari micritici grigi, ben stratificati e compatti, in spessori tra 0,2 e 4 m. Il contatto tra i banchi calcarei grigi e le litofacies gialle è sempre netto, in certi casi blandamente erosivo; la superficie sovente è marcata dal drappeggio di livelli pelitici mm-cm marron scuri. Veli pelitici scuri sono anche presenti lungo ulteriori superfici erosive osservabili a tratti nelle dolomie e nei calcari dolomitici gialli. Al loro interno si ritrovano rare strutture da disseccamento, strutture a teepee e livelli ad intraclasti (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 2).

L'età di deposizione dei tre Membri è induana.



Fig. 25 - Rio Lumiei, località Pamelouche (foce nel Lago di Sauris), quota 980 m. F.ne di Werfen, Orizzonte di Andraz (WER₂). Calcari dolomitici giallastri alternati a peliti rosse laminate. Le strutture sono riconducibili a temporanee emersioni dell'interfaccia.

4.1.2. - *Membro di Siusi* (WER₄)

Ai caratteristici depositi gialli dell'*Orizzonte di Andraz* segue, con contatto netto, il *Membro di Siusi*. E' potente 125 m ed è caratterizzato da litologie in prevalenza calcaree e facies che si mantengono omogenee per tutta l'estensione del territorio esaminato (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 3).

Per fissare il limite sup. dell'unità ci si è adeguati a quanto proposto da

BROGLIO LORIGA *et alii* (1990) che lo ridefiniscono su base litostratigrafica emendando BOSELLINI (1968) e BROGLIO LORIGA *et alii* (1979, 1983).

La porzione inf. del membro (da 0 a 30 m circa), molto simile alle litologie del *Membro di Mazzin*, è formata da calcilutiti grigie massicce, localmente marnose, in strati tabulari spessi fino a 10 cm, con giunti marcati da sottili livelli marnosi; ad esse si intercalano sporadici orizzonti biocalcarenitici a brachiopodi e bivalvi.

La porzione intermedia del membro (da 30 a 90 m circa) è costituita da calcilutiti massicce, in strati di 2-10 cm organizzate in banchi di spessore compreso tra 0,3 e 1,5 m, alternate a calcisiltiti in fitte lamine piano-parallele formanti livelli continui che raggiungono potenze massime di 5-6 m. Frequentemente le due litofacies danno luogo ad orizzonti misti potenti fino a 4-5 m.

Occasionalmente, sotto forma di intercalazione alle calcisiltiti laminate, si sviluppa una facies calcisiltitica e/o biocalcarenitica a laminazione gibbosa da tempesta (*hummocky*) rappresentata da livelli calcarei sub-decimetrici che solo di rado formano bancate continue con stratificazione gibbosa amalgamata. Sono inoltre presenti rari e sottili livelli oolitici.

Intorno a 70 m dalla base del membro (dato costante su tutto il territorio) si sviluppa un'intercalazione terrigena costituita da prevalenti peliti micacee, rosse, rosate e grigie, localmente passanti ad areniti fini e medie che possono contenere un'esigua frazione conglomeratica data da clasti pelitici appiattiti ed arrotondati connessi ad un rimaneggiamento intraformazionale (Rio del Mus, Sutrio). Tali sedimenti terrigeni sono sempre intercalati a facies carbonatiche rappresentate sia da episodi a stratificazione gibbosa sia da calcilutiti massicce, in strati singoli o saldati in bancate anche superiori al metro.

La frazione terrigena è costituita in prevalenza da strati cm-dm con giunti piano paralleli; aumenta verso l'alto ed interessa uno spessore stratigrafico variabile, compreso tra 15 e 30 m. Il litosoma si estende con continuità sull'intero territorio investigato ed è correlabile con un identico e coevo orizzonte segnalato anche nelle colonne stratigrafiche misurate nell'area dolomitica (cfr. 'sezione Bulla', in FARABEGOLI & PERRI, 1998).

Nei rari termini arenitici si riconosce in sezione sottile un abbondante tenore di quarzo di origine magmatica, caratterizzato da estinzione netta e frequenti golfi di riassorbimento, una frazione nettamente subordinata costituita da plagioclasti a geminazione polisintetica, rarissimi K-feldspati, nonché locali arricchimenti in miche chiare detritiche. Nelle areniti il cemento è carbonatico, in gran parte secondario per incipienti alterazioni dei granuli di plagioclasio.

Nella frazione pelitica, dove si osservano diffusi ossidi di ferro in microplaghe quasi sempre associate alle abbondanti miche detritiche, il cemento è fillosilicatico. La parte superiore del membro (da 90 a 125 m circa) registra una transizione netta a litofacies esclusivamente carbonatiche con calcareniti e calcisiltiti in strati sottili a laminazione gibbosa, fittamente alternate a calcisiltiti laminate. L'età è induana.

4.1.3. - *Oolite a Gasteropodi* (WER₅)

Al *Membro di Siusi* segue l'*Oolite a Gasteropodi* (BOSELLINI, 1968) i cui caratteri e limiti sono stati ridefiniti da BROGLIO LORIGA *et alii* (1983, 1990) che, ricalibrando il limite inf. in base a considerazioni litostratigrafiche e stratigrafico sequenziali, condivise da DE ZANCHE *et alii* (1993), hanno proposto un'unità litostratigrafica più omogenea e meglio individuabile sul terreno. Come conseguenza, la base dell'unità, inizialmente collocata nella porzione superiore dell'attuale *Membro di Siusi*, è stata spostata verso l'alto assecondando una precisa caratterizzazione litologica.

Nel territorio esaminato il membro si apre con facies confrontabili con quelle dell'*Orizzonte di Andraz*. La potenza complessiva del nuovo litosoma peritidalico-evaporitico è compresa tra i 5 e i 10 m. Nell'area carnica questo sottile ma continuo e ben riconoscibile livello dal caratteristico colore giallo (fig. 26) presenta ovunque litologie e caratteri uniformi ed è stato informalmente denominato '*orizzonte Rosamunda*'. La sezione di riferimento è stata misurata lungo il Rio Fuina (Val Pesarina), (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sezz. 4 e 5). Anch'esso, come l'*Orizzonte di Andraz*, si estende con continuità fino in Dolomiti dove raggiunge spessori di 20-30 m (BROGLIO LORIGA *et alii*, 1979; 1983).



Fig. 26 - Rio Fuina, affluente sinistro del Torrente Pesarina, quota 900 m. Fne di Werfen, Oolite a Gasteropodi (WER₅). E' qui raffigurata una porzione del livello peritidalico-evaporitico che apre la sottounità ('orizzonte Rosamunda'), litologicamente comparabile all'*Orizzonte di Andraz*. Si osservano calcari dolomitici e calcari giallastri laminati, alternati a peliti marnose varicolori. La staffa misura 1 m.

E' costituito da dololutiti grigie, gialle all'alterazione superficiale, con rari livelli ad intraclasti. Si alternano a dolosiltiti e calcisiltiti a tratti marnose, organizzate in livelli di 20-50 cm con stratificazione gibbosa amalgamata. Si riscontrano *ripple* da onda, impronte da disseccamento e livelli ad intensa bioturbazione verticale. S'intercalano, in proporzioni variabili, peliti varicolori, marne scure, marne dolomitiche e livelli cm-dm di dolomie gialle fortemente vacuolari. L' *'orizzonte Rosamunda'* passa superiormente, con rapido contatto transizionale, ad una successione in gran parte carbonatica con caratteri non ovunque omogenei tanto che possono essere riconosciute due successioni tipo, entrambe potenti circa 70 m, e collocate in eteropia laterale.

La prima successione (tipo *A*), litologicamente più monotona, comprende tre facies. *a*) Peliti marron e grigie a cemento calcareo e netta laminazione piano-parallela; sono sempre intercalate a sottili livelli pelitici grigi a cemento fillosilicatico; lo spessore di questa facies, che si ripete più volte sulla verticale, subisce un progressivo incremento verso l'alto. *b*) Fitte alternanze fra strati calcarei micritici e peliti a cemento calcareo; frequentemente la coppia ha spessori decimetrici; la potenza massima della facies raggiunge i 2,5 m. *c*) Calcari micritici in livelli cm organizzati in strati di 10-15 cm con giunti marnosi mm di colore giallo oca; sono riuniti in banchi con spessori usualmente compresi tra 0,4 e 2,5 m. E' presente una diffusa e consistente bioturbazione. L'associazione delle tre litofacies dà luogo a sequenze potenti da 1 a 7 m che corrispondono a cicli trasgressivo-regressivi di rango inferiore. In certe sequenze manca la facies *c*, in altre la *b* è ridotta a pochi dm o è del tutto assente.

La seconda successione (tipo *B*) può essere scomposta in due porzioni. La metà inferiore, potente circa 20 m, è caratterizzata da calcari micritici grigi, in strati piano paralleli e con giunti ondulati, spessi da 3 a 12 cm e riuniti in livelli o banchi potenti da 0,2 a 5 m; ad essi si alternano sottili orizzonti marnosi, marnoso-dolomitici o pelitico calcarei a laminazione piano parallela ed a più consistenti dololutiti che mediamente formano banchi di 0,5 m. Sono inoltre presenti rari orizzonti calcisiltitici a stratificazione gibbosa amalgamata potenti fino a mezzo metro. La presenza di questi ultimi marca la transizione alla porzione superiore della successione di tipo *B*, spessa circa 50 m. Questa è caratterizzata da tre facies distinte. *a*) Calcari micritici a laminazione piano parallela, di aspetto lastroide, con abbondanti e diffusi bivalvi disarticolati e, solo localmente, gasteropodi. Verso l'alto della litofacies si sviluppano cospicue intercalazioni pelitiche rosse o, più raramente, marnoso-pelitiche rosse e marron ed anche le litologie calcaree assumono un colore rosato. In entrambe le litologie si intercalano sottili ed estese lenti calcisiltitiche e calcarenitiche fini, grigie, con laminazione gibbosa, occasionali *ripple* da onda e singoli spessori inferiori ai 5 cm. *b*) Calcareniti fini grigie, raramente rosse, in livelli decimetrici a stratificazione gibbosa amalgamata, con intercalazioni di subordinati calcari micritici a bivalvi. *c*) Biocalcareniti da fini a grossolane, rosse o rosate, con prevalenti gasteropodi e, in rari casi, intraclasti pelitici. Danno luogo ad orizzonti di potenza compresa

tra i 7 ed i 30 cm; alcuni hanno laminazioni planari oblique per accrezione frontale associata ad una base non erosiva, mentre la gran parte di essi è priva di evidenti strutture interne ed ha un contatto basale erosivo. Le tre litofacies passano verticalmente una all'altra nell'ordine descritto. Più raramente la facies *c* si sovrappone alla facies *a* con contatto netto, non sempre erosivo (fig. 27). Le sequenze hanno singoli spessori normalmente compresi tra 1 e 4 m. Il tetto dell'*Oolite a Gasteropodi* coincide con la comparsa delle facies pelitico-arenitiche rosse del successivo *Membro di Campil*. Il contatto è per progressiva alternanza. L'età è induano-olenekiana.



Fig. 27 - Rio Fuina, q. 900. F.ne di Werfen, Oolite a Gasteropodi (WER₅). Barra biocalcarenica a gasteropodi, cemento spatitico. Si intercala a peliti e marne pelitiche.

4.1.4. - *Membro di Campil* (WER₆).

La sottounità, con una potenza di circa 200 m, ha spessori molto superiori a quelli riscontrati nel settore dolomitico (80-120 m). Nei due areali restano invece comparabili le facies ed i caratteri sedimentologico-ambientali. Litologicamente il *Membro di Campil* nel Foglio è caratterizzato da prevalenti depositi terrigeni rappresentati da areniti fini rosse e peliti rosse (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 6) alle quali s'intercalano sporadici livelli carbonatici intrabacinali grigi, concentrati di preferenza nella porzione medio-alta della successione.

La transizione dai sottostanti carbonati dell'*Oolite a Gasteropodi* avviene per alternanza e si completa in 4-5 m di spessore. Le areniti fini e siltiti rosse formano inizialmente un potente e monotono litosoma (100 m) che occupa la porzione inferiore del membro, interrotto occasionalmente da intercalazioni carbonatiche decimetriche.

Le areniti presentano di norma un'elevata percentuale di granuli quarzosi monocristallini, ad estinzione netta, di origine magmatica. Non mancano, anche se subordinati ai primi, i granuli quarzosi policristallini d'origine metamorfica, con contatti suturati ed estinzione ondulata, e, tra i frammenti litici, i quarzi microcristallini interpretabili come selce radiolaritica. In certi casi le areniti presentano un elevato contenuto bioclastico (gusci di molluschi e articoli di crinoidi, o loro calchi esterni) mentre a volte, all'interno del medesimo strato, si alternano livelli mm di siltiti quarzose e calcisiltiti a *pellet*. Sono inoltre abbondanti le miche chiare, sempre concentrate al tetto degli episodi terrigeni.

Il cemento è quasi sempre carbonatico. Nelle areniti fini e siltiti le strutture più frequenti sono le laminazioni e stratificazioni gibbose da tempesta (*hummocky*), presenti sia come strati singoli, intervallati ad episodi pelitici sottili, sia come livelli amalgamati. Anche le increspature da onda non sono infrequenti, con creste quasi sempre orientate E-O, orientazione questa che si riscontra frequentemente anche negli affioramenti dell'attiguo Foglio 032 Tolmezzo. Sono comuni le fluidificazioni e le impronte da carico, solitamente raggruppate in livelli stratigrafici ben definiti. In un unico caso (T. Lumiei, q. 1090 m) è stato riscontrato un corpo canalizzato, potente 0,8 m, con base erosiva e riempimento da accrezione laterale riferibile ad un presumibile canale di marea. Le peliti sono rosse, in alcuni casi grigio-verdi, e danno raramente luogo a spessori continui superiori al metro. Nelle peliti più fini, al contatto con i livelli arenitici, oltre ad una frequente laminazione piano-parallela solo a tratti cancellata dalla bioturbazione, si riscontrano concentrate deformazioni da carico.

Complessivamente, all'interno della successione terrigena rossa sono ben riconoscibili le sequenze di rango minimo, con spessori solitamente compresi tra 2 e 5 m. Sono costituite da un'associazione di facies (*a-b-c*) ripetitiva e collegata allo sviluppo di un ciclo trasgressivo-regressivo. *a*) Livello basale decimetrico di arenite medio-fine fortemente bioturbata, a volte con evidenti concentrazioni di fossili (episodio trasgressivo). *b*) Si sovrappongono, in contatto netto, consistenti spessori (40-110 cm) di peliti rosse a laminazione piano parallela. *c*) Seguono alternanze di singoli strati arenitici dm-cm con laminazioni gibbose da tempesta e peliti rosse a laminazione piano parallela in strati cm-dm; verso l'alto diminuisce la pelite ed agli strati gibbosi singoli s'intercalano livelli gibbosi amalgamati, indice di un calo di profondità.

I depositi carbonatici intrabacinali (fig. 28) diventano frequenti solo nella porzione superiore del membro dove si concentrano in intervalli potenti da uno ad alcuni metri. Si intercalano ai depositi terrigeni con rapporti variabili da 1:2 a 2:1.



Fig. 28 - Casera Vinadia grande, lungo la mulattiera presso la sella, quota 1885 m. F.ne di Werfen, Membro di Campil (WER₆). Caratteristico livello carbonatico bioclastico (calcarenite a entrochi). Si intercala alle più frequenti siltiti ed areniti fini rosse con laminazione gibbosa da tempesta (hummocky).

Sono rappresentati in prevalenza da biocalcareniti encrinliche o a gasteropodi e bivalvi, gradate, con laminazioni e stratificazione gibbosa in livelli di 1-20 cm. Possono esistere come strati singoli o amalgamati, dando luogo in quest'ultimo caso, a bancate che raggiungono il metro. Sono inoltre presenti anche come calcari micritici grigi, in strati di 3-10 cm, intercalati a sedimenti pelitici o pelitico-marnosi, oppure come rare e sottili lenti oolitiche grigie a laminazione incrociata, sempre alternate ad areniti fini e peliti rosse.

Nella porzione sommitale del membro, che vede gradualmente la riaffermazione delle esclusive areniti e peliti rosse, è presente un episodio giallastro con le caratteristiche litologie dell'*Orizzonte di Andraz*. E' costituito da prevalenti dolomie gialle, laminate, sede di brecciazioni in parte autoclastiche, rare strutture a *teepee* e fratture da disseccamento. Si alternano peliti rosse in lamine piano parallele e più rari livelli siltitici con stratificazione gibbosa amalgamata. La sua potenza è compresa tra 0,3 e 3 m. Dove lo spessore è maggiore l'episodio presenta anche intercalazioni di calcari grigi nodulari in strati di 2-4 cm, organizzati in livelli lentiformi spessi da 10 a 70 cm. L'età del Membro è olenekiana.

4.1.5. - *Membro di Val Badia* (WER₇)

Il *Membro di Val Badia* è stato istituito da BOSELLINI (1968) nell'omonima valle dolomitica e l'anno successivo fu riconosciuto e cartografato a livello regionale (ROSSI, 1969).

Da allora i suoi limiti sup. ed inf. hanno subito progressive ridefinizioni. FARABEGOLI *et alii* (1977) ne scorporarono la parte alta formalizzando il *Membro di Cencenighe*, già individuato litologicamente da OGILVIE GORDON (1902) e la cui successione in origine corrispondeva alla porzione superiore del *Membro di Val Badia*. Negli anni '90 in corrispondenza di un ennesimo livello peritidalico-evaporitico giallo ad estensione e continuità regionale è posta la base del *Membro* (BROGLIO LORIGA *et alii*, 1990; DE ZANCHE *et alii*, 1993). Esso rappresenta, al pari degli altri episodi litologicamente simili, un livello guida a deposizione sincrona collegabile ad un evento eustatico negativo. Nel territorio in esame il *Membro di Val Badia* è potente 120 m (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 7).

La sua base è rappresentata da un orizzonte peritidalico-evaporitico giallo simile all'*Orizzonte di Andraz*, potente da 4 a 7 m. Il limite sup. con il soprastante *Membro di Cencenighe* è transizionale rapido.

Le restanti litologie del *Membro di Val Badia* sono in prevalenza costituite da carbonati intrabacinali confrontabili con le litologie del *Membro di Siusi* e dell'*Oolite a Gasteropodi*. Più in dettaglio, escludendo l'intervallo basale peritidalico-evaporitico, l'unità è rappresentata dalle seguenti facies che, da zona a zona, s'intercalano in modo variabile.

- a) Calcarei micritici di piattaforma subtidale in strati massicci di 5-15 cm con giunti netti, localmente ondulati, e con livelli fossiliferi a prevalenti bivalvi e gasteropodi.
- b) Calcarei debolmente marnosi in fitte lamine piano-parallele formanti strati e banchi spessi da pochi cm ad oltre 2 m; la bioturbazione, presente in modo sporadico, può interessare spessori che raggiungono il metro.
- c) Calcisiltiti a laminazione gibbosa in sporadici livelli isolati, spessi da 1 a 4 cm ed intercalati nella facies *b*.
- d) Peliti grigio-verdi e rosse; queste ultime sono prevalenti e variano dall'argillite alla siltite grossolana con stratificazioni gibbose amalgamate; le peliti grigio-verdi a cemento carbonatico sono confinate nella facies *a* e formano rari livelli potenti fino a 1,5 m.

Le peliti rosse invece danno luogo ad un litosoma terrigeno potente da 6 a 10 m che si pone a circa 30 m dal tetto dell'unità. Il contatto con le facies carbonatiche che lo precedono è netto mentre quello sommitale è per rapida transizione ad ulteriori carbonati (facies *a* e *b*). E' stato inoltre accertato che il litosoma pelitico rosso è presente anche nell'area carnica centrale (Foglio 032 Tolmezzo), in corrispondenza del medesimo livello stratigrafico, e nelle zone immediatamente ad O del Foglio. L'età del *Membro* è olenekiana.

4.1.6. - *Membro di Cencenighe (WER₈)*

Al *Membro di Val Badia* segue il *Membro di Cencenighe* che nell'area carnica chiude la F.ne di Werfen. Il suo spessore complessivo si aggira sui 110 m. È formato da una successione di litotipi vari, in massima parte carbonatici, associati in ripetute alternanze. Rispetto al settore dolomitico i calcari oolitici sono molto subordinati e limitati a sporadici livelli in genere sottili (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 8). Le facies pelitiche rosse hanno invece una diffusione molto irregolare con episodi che acquistano localmente potenze superiori a 10 m mentre in altri settori possono ridursi a sottili intercalazioni. Inoltre si alternano sporadici episodi carbonatici giallastri, farinosi, talvolta spugnosi e/o brecciati, in livelli di qualche dm, riferibili a condizioni inter- e supratidali. L'età è olenekiana.

- *Spessore.* La complessiva F.ne di Werfen mantiene in tutto il territorio rilevato una potenza pressoché costante. Rispetto all'area dolomitica, sede degli stratotipi dell'unità, si osservano invece marcate differenze di spessore. Dai 300 m del settore dolomitico occidentale si passa ai 520 m di quello orientale per poi raggiungere i 720 m nel territorio in esame, con un progressivo incremento di spessore verso oriente (fig. 23). Più in particolare, facendo un confronto tra il settore qui esaminato e la vicina area dolomitica orientale, il tasso di sedimentazione registrato fino al tetto dell'*Oolite a Gasteropodi* si mantiene costantemente più elevato di circa 20-25%. Durante la deposizione dei *Membri di Campil* e di *Val Badia* il tasso di sedimentazione subisce un forte incremento con valori prossimi al doppio rispetto al comparto dolomitico orientale, mentre al tetto della Formazione, durante la deposizione del *Membro di Cencenighe*, le differenze si annullano. Per le potenze dei singoli Membri ed Orizzonti si rimanda al paragrafo sui caratteri.

- *Limiti.* Il limite inf. con la F.ne a Bellerophon è netto e marcato da una superficie blandamente erosiva (disconformità) segnata da una debolissima discordanza angolare (< 1°-2°), apprezzabile solo su distanze elevate e dovuta a subsidenze differenziali (Farabegoli, com. pers.). Il limite sup. con la 'dolomia del Serla inf.' può essere netto e risolversi attraverso una rapida transizione, dalle litologie siltitiche a quelle dolomitiche, che si realizza nello spessore di pochi decimetri (settore O del Foglio) oppure tramite un'eteropia che porta all'intedigatazione di una lingua dell'ultimo membro della formazione all'interno della successiva f.ne di Lusnizza, a circa 8-10 m dalla sua base (settore E del Foglio).

- *Fossili.* Nel *Membro di Mazzin* è frequente il brachiopode *Lingula* sp.; spesso i bivalvi sono incrostati da *Spirorbis*, mentre alcuni livelli sono ricchi in ostracodi. Nella porzione superiore del *Membro di Mazzin* e in quello di *Siusi* sono frequenti le associazioni a *Claraia* (zona a *Claraia*). Nell'*Oolite a Gasteropodi* sono presenti ricche faune a bivalvi (*Unionites* ed *Eumorphotis*) nonché, in subordine, a microgasteropodi (*Coelostylina* ed *Holopella*). Nel *Membro di Campil* è stato scoperto un orizzonte ricco in tracce ed impronte di ofiuroidi e/o stelleroidi (*Asteriacites* sp.) (fig. 29); nei livelli terrigeni alti sono stati rinvenuti sparsi ma frequenti esemplari

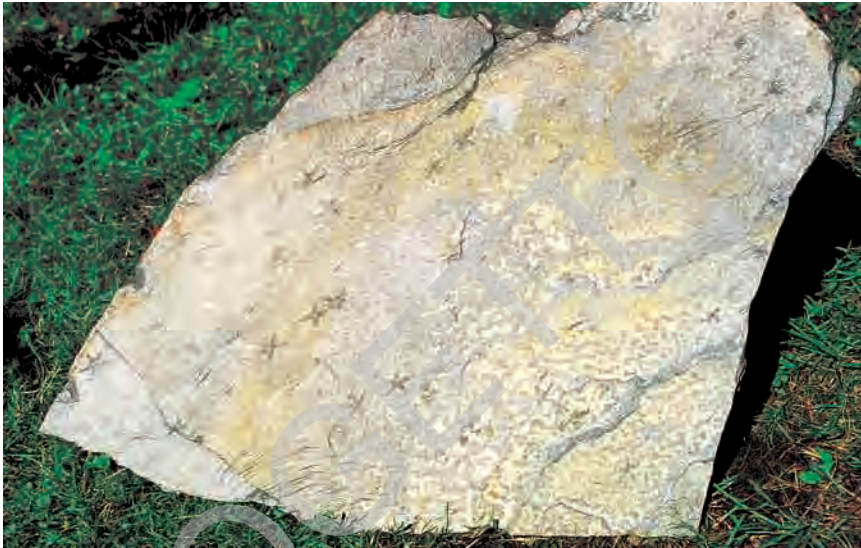


Fig. 29 - *M. Torondon O*, quota 1870 m. *F.ne di Werfen*, Membro di Campil (WER₆). Siltite grossolana. Controimpronte di stelleroidi e relativi solchi di trascimento visibili alla base di un livello di tempesta. E' significativa la porzione destra della foto che mostra gli esemplari conservati al termine delle tracce di trascimento. La lastra è larga 1 m ca.

dell' ammonioide *Tirolites cassianus*. Nel Membro di Val Badia si segnalano *Natiria costata* ed *Eumorphotis* sp. Nel Membro di Cencenighe è stata riscontrata la presenza di *Meandrospira pusilla* accanto alle faune già presenti nel Membro di Val Badia.

- *Ambiente*. I depositi dell' *Orizzonte di Tesero* e del Membro di Mazzin possono essere riferiti ad una piattaforma carbonatica che da iniziali condizioni marginali intertidali è passata rapidamente ad un contesto subtidale con fondali occasionalmente rielaborati dai moti ondosì di tempesta. La transizione rapida all' *Orizzonte di Andraz* ha portato all' affermazione di un ambiente peritidale, a tratti evaporitico, dominato da condizioni inter- e supratidali. Il passaggio netto al successivo Membro di Siusi ha comportato il brusco ritorno ad ambienti di piattaforma subtidale, con fondali che frequentemente subivano il rimaneggiamento ad opera delle onde di tempesta. La lingua pelitica rossa, presente a 2/3 della successione di questo membro, attesta la rapida progradazione di un corpo terrigeno, prodromo della più consistente alimentazione detritica extrabacinale sviluppata nel Membro di Campil. La sedimentazione della lingua pelitica rossa è avvenuta in condizioni sommerse, subtidali. Con i depositi dell' *Oolite a Gasteropodi* si torna inizialmente a condizioni inter- e supratidali testimoniate dallo sviluppo dell' 'orizzonte Rosamunda', livello peritidale- evaporitico comparabile all' *Orizzonte di Andraz*.

La successiva veloce transizione alle facies più prettamente calcaree dell' *Oolite a Gasteropodi* ha segnato il ritorno a condizioni inter- e subtidali in una

piattaforma che morfologicamente si diversifica in zone più depresse e ambiti più superficiali. Nelle prime, poste sotto il livello di base delle normali onde di tempesta, erano inoltre convogliati periodicamente degli apporti terrigeni fini che s'intercalavano alle litologie calcaree intrabacinali; nei secondi la profondità dei fondali, che periodicamente diminuiva a causa delle frequenti oscillazioni eustatiche, ha portato allo sviluppo di sottili barre bioclastiche che comunque non raggiungevano mai le condizioni emerse.

Con l'avvento del *Membro di Campil* è cambiato drasticamente il tipo di alimentazione, caratterizzato da apporti terrigeni cospicui e prolungati nel tempo. Permasero comunque condizioni subtidali da poco a mediamente profonde, con fondali ben ossigenati e frequentemente rimaneggiati dalle onde di tempesta. Aree localizzate attestavano la presenza di una piana tidale solcata da canali di marea. In seguito questa fascia di piattaforma marginale ha consentito lo sviluppo di rari e sottili episodi oolitici che si associavano ad una diminuzione degli apporti terrigeni e ad un parallelo sviluppo di facies bioclastiche rimaneggiate dalle onde di tempesta. Verso l'alto della successione una breve oscillazione eustatica negativa riportò l'ambiente in condizioni intertidali con brevi emersioni testimoniate da un ennesimo e sottile livello simile all'*Orizzonte di Andraz*. Fece seguito il ritorno alle condizioni subtidali che coincisero con una ripresa della abbondante sedimentazione terrigena su fondali spazzati dalle onde di tempesta.

L'inizio del *Membro di Val Badia* fu segnato da un'ulteriore oscillazione eustatica negativa che ripropose sull'intero territorio delle Alpi Meridionali centrali ed orientali le condizioni inter- e supratidali con un nuovo orizzonte peritidalico-evaporitico più potente del precedente. Le facies calcaree che lo ricoprono attestano il rapido ritorno a condizioni subtidali in una piattaforma in cui i moti ondosi da tempesta solo occasionalmente riescono a rimaneggiarne i fondali. Anche in questo caso, come già avvenuto per il *Membro di Siusi*, una lingua terrigena rossa deposta in condizioni subtidali, interruppe temporaneamente la sedimentazione carbonatica intrabacinali. La deposizione del *Membro di Cencenighe*, che chiude la F.ne di Werfen, coincide con un generalizzato calo del livello marino.

Attraverso continue oscillazioni, si depositarono associazioni di facies caratteristiche di condizioni subtidali poco profonde alternate a quelle di piana tidale e, periodicamente, supratidale.

- *Età*. L'età complessiva della F.ne di Werfen è riferibile all'intervallo Induano-Olenekiano (Scitico, Triassico Inf.). Si basa sulle correlazioni litostratigrafiche con gli stratotipi ricchi in fossili affioranti nell'area dolomitica occidentale, ed sulla presenza di alcuni gruppi di macrofossili (in gran parte bivalvi ed ammonoidi) ritrovati sporadicamente nella successione del Foglio, nonché di rari foraminiferi utilizzabili ai fini stratigrafici. Il confronto con la coeva successione dolomitica è reso possibile dalla presenza dei ripetuti orizzonti guida costituiti dai sottili livelli peritidalico-evaporitici gialli geneticamente e litologicamente simili all'*Orizzonte di Andraz*. Ognuno di essi può essere considerato un deposito pressoché sincrono a scala supraregionale.

5. - SUCCESSIONE TRIASSICA MEDIO-SUPERIORE

Comprende una serie di unità carbonatiche intrabacinali e terrigene i cui rapporti vertico-laterali sono spesso resi complessi da movimenti tettonici insedimentari. Inoltre, una caratteristica di questa successione è la frequente diversificazione in facies di piattaforma e di bacino. I relativi rapporti tridimensionali sono regolati da subsidenze differenziali, che spesso sono un riflesso dei movimenti tettonici insedimentari, da variazioni eustatiche del livello marino, e da progredazioni dei corpi massicci di piattaforma carbonatica sulle facies di bacino.

5a. - SUCCESSIONE TRIASSICA MEDIO-SUP. - Parte inferiore

La parte inferiore della successione triassica medio-sup. comprende un insieme di unità, quasi esclusivamente di età anisica, regolate da rapporti vertico-laterali spesso complessi in ragione di una vivace attività tettonica insedimentaria.

5a.1. - FORMAZIONE DI LUSNIZZA (**LUS**) (C. Venturini)

Nel territorio rilevato la f.ne di Lusnizza (PISA, 1974) corrisponde alle seguenti unità informali riportate in letteratura: 'dolomie' di FRASCARI RITONDALE SPANO (1969); 'dolomie e calcari dolomitici, dolomie cariate e breccie dolomitiche' *sensu* PISA (in BRAGA *et alii*, 1971) e 'dolomie e dolomie cariate' di PISA (1972). ASSERETO *et alii* (1968), studiando il settore Tarvisiano (ad E del Foglio), raggruppano un ampio insieme di litologie sotto il nome 'f.ne di Lusnizza'. La scelta fu momentaneamente condivisa da ASSERETO & PISA (1973). Un anno dopo PISA (1974) ne ribadì l'utilizzo per le sole 'dolomie e dolomie cariate', corrispondenti in genere alla porzione inferiore dell'unità *sensu* ASSERETO *et alii* (1968). Da allora l'uso del termine f.ne di Lusnizza, *sensu* PISA (1974), ossia riferito alle sole facies carbonatiche con intercalazioni dolomitiche cariate e brecciate, si è diffuso in tutto il settore alpino carnico-giulio (CAVALLIN, 1979; JADOUŁ & NICORA, 1979; CARULLI *et alii*, 1987) e, con meno successo, nelle Dolomiti orientali (CASATI *et alii*, 1982). Recentemente CARULLI *et alii* (2000), VENTURINI *et alii* (2001-2002, 2004), VAI *et alii* (2002) e DISCENZA & VENTURINI (2002) avevano declassato l'unità al rango di membro informale (*membro di Lusnizza*) inserendola, assieme al *membro dell'Arvenis*, nella 'f.ne del Serla'. Quest'ultima era intesa dagli Autori come unità equivalente alle f.ne del Lusnizza e alla 'dolomia del Serla inf.' in uso nel Foglio (fig. 31).

Nel rilevamento del Foglio si sono seguite le ultime direttive del programma CARG le quali, in materia di nomenclatura stratigrafica, impongono di cartografare la f.ne di Lusnizza e di usare le unità classiche ('dolomia del Serla inf.' e 'f.ne del Serla sup.') nella suddivisione della successione delle Alpi Meridionali orientali.

- *Affioramenti*. Gli affioramenti della f.ne di Lusnizza sono circoscritti a sei nuclei confinati nel settore centrale e nord-occidentale del Foglio. Sono rispettivamente il nucleo di Forni Avoltri, con le successioni dei Rii Bianco e Secco e quella del M. Tuglia; il nucleo a S del Lago di Sauris, con successioni visibili lungo i versanti settentrionali del massiccio del M. Tinisa; il nucleo a N di Ampezzo, le cui successioni affiorano lungo i versanti della Valle del T. Lumiei; il nucleo della Val Pesarina, con le esposizioni dei Rii Possal, Fuina, Bianco e del M. Talm; ed infine il nucleo dei Monti Zoncolan ed Arvenis, a S di Ravascletto.

- *Caratteri*. L'unità è formata da un insieme di litologie carbonatiche, in massima parte dolomitiche, ben stratificate. Le facies di seguito descritte secondo l'ordine di maggior frequenza, sono diffuse con spessori variabili su gran parte del territorio. *a*) Dolomie calcaree e dolomie grigie, derivate da originarie calcilutiti (micriti a *pellet*), in strati di 1-20 cm; si intercalano ai depositi della facies *b* e possono in alternativa formare banchi omogenei, lentiformi su lunghe distanze, potenti da 0,5 a 2 m. Questi depositi presentano a tratti una marcata vacuolarità distribuita in orizzonti cm-dm. *b*) Dolomie calcaree e dolomie grigie chiare e scure, in strati di 3-15 cm con fitte lamine piano-parallele, sovente riuniti in banchi di 1-3 m. A tratti sono presenti peliti scure in intervalli millimetrici o spal-



Fig. 30 - Malga Tamai, 370 m verso WNW, quote 1620-1675 m. F.ne di Lusnizza (LUS). Dolomie, dolomie calcaree e subordinati calcari dolomitici, intercalati a rare dolomicriti debolmente marnose. Caratteristico aspetto dirupato dell'unità, facilmente soggetta a distacchi gravitativi minuti e frequenti favoriti dall'intima fratturazione delle fragili litologie dolomitiche.

mature intertrato. In rari casi si osservano locali arricchimenti in marna. Un'intensa bioturbazione è confinata in sporadici livelli decimetrici. Anche questa facies presenta una diffusa vacuolarità distribuita in livelli cm-dm spesso fittamente intercalati ai sedimenti normali. *c)* Dolomie stromatolitiche in strati di 5-20 cm, singoli o più frequentemente aggregati a formare banchi fino a 2 m. Solitamente s'intercalano ai depositi della facies *a*. *d)* Dolomie intensamente vacuolari, d'aspetto spugnoso e colore grigio scuro, a volte intercalate a breccie autoclastiche.

Queste ultime non vanno confuse con le frequenti breccie tettoniche prodotte da scorrimenti intertrato innescati dalle compressioni alpine. Le breccie autoclastiche, organizzate in livelli potenti da pochi dm a quasi 2 m, presentano frammenti di dimensioni eterogenee tendenzialmente grossolani (sopra il dm), e sono rinsaldate da diffuso cemento sparitico e microsparitico.

La facies *d* dà luogo ad orizzonti che in genere non superano i 15-20 cm di spessore e s'intercalano sempre ai depositi della facies *a*. *e)* Dolomicriti gialle a laminazione piano parallela associate a sottili livelli pelitici rossi. Questa facies forma un livello discontinuo, potente da 0,5 a 1 m, situato a 30-40 m circa dal contatto con la F.ne di Werfen. Il livello è stato rinvenuto anche nell'attiguo Foglio 032 Tolmezzo, sia lungo il Rio Randice di Piano d'Arta, dove raggiunge i 10 m di spessore, sia nei pressi di Rivalpo, lungo il Canale d'Incaroio.

Le caratteristica ed anomala facies *e* potrebbe verosimilmente corrispondere al *Membro di San Lucano* della stratigrafia dolomitica. Dagli Autori è stato identificato ora come ultimo membro della F.ne di Werfen, ora come litozona basale della f.ne di Lusnizza. Nel territorio carnico si sfrangerebbe dando luogo ad episodi sottili e non cartografabili intercalati nella porzione inferiore della f.ne di Lusnizza.

- *Spessore*. Varia tra 35 e 100 m circa. Occorre segnalare che alle sorgenti del Rio Fuina (Val Pesarina) litologie caratteristiche della f.ne di Lusnizza formano una lente, spessa 45 m, all'interno della successiva 'dolomia del Serla inf.'.

- *Limiti*. Il limite inf. è per sovrapposizione stratigrafica netta, non erosiva, sul *Membro di Cencenighe* (F.ne di Werfen). Al M. Zoncolan, una lingua di quest'ultimo composta da circa 2 m di dolomie marnose nocciola con interstrati marnosi, s'intercala dopo i primi 9 m di carbonati appartenenti alla F.ne di Lusnizza. La transizione sup. alla 'dolomia del Serla inf.' è sempre per rapida alternanza.

- *Fossili*. E' da sempre considerata sterile. Solo al M. Tamai N, verso la base dell'unità, è stata ritrovata una concentrazione di bivalvi disarticolati formanti un livello di tempesta decimetrico.

- *Ambiente*. Le associazioni di facies individuano una piattaforma carbonatica sub- e intertidale (*a*, *b*, *c*) che tendeva ciclicamente a sviluppare condizioni supratidali (*d*, *e*). Le litologie corrispondenti a queste ultime facies conferiscono alla sottounità una propensione alla disgregazione fisica.

- *Età.* I fossili presenti non danno indizi sull'età della formazione che quindi si basa indirettamente su quella delle unità al letto ed al tetto. Alla base dell'unità è assegnata un'età prossima al limite Olenekiano-Anisico, mentre il tetto, diacrono, dovrebbe mantenersi nell'Ageico.

Queste Note	CARULLI <i>et alii</i> (2000) DISCENZA & VENTURINI (2000) VENTURINI <i>et alii</i> (2001-2002) VAI <i>et alii</i> (2002)	PISA (1974)	PISA (1972)	ASSERETO <i>et alii</i> (1968)
FORMAZIONE DEL SERLA SUP. SLS	DOLOMIA DEL POPERA	DOLOMIA DEL SERLA	dolomie massicce	FORMAZIONE DI LUSNIZZA
DOLOMIA DEL SERLA INF. SLI	membro dell'Arvenis F.NE DEL SERLA	dolomie stratificate	dolomie stratificate	
FORMAZIONE DI LUSNIZZA LUS	membro di Lusnizza	FORMAZIONE DI LUSNIZZA	dolomie e dolomie cariate	

Fig. 31 - *Suddivisioni e nomenclature stratigrafiche utilizzate dai vari Autori per definire i depositi carbonatici di età anisica inf. delle Alpi Carniche e Giulie.*

5a.2. - 'DOLOMIA DEL SERLA INF.' (SLI) (C. Venturini)

Con questo termine è qui indicata un'unità stratigraficamente corrispondente alla Unterer Sarl Dolomit (PIA, 1937; emendata in DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982; DE ZANCHE *et alii*, 1992), altrimenti denominata F.ne del Serla inf. (PISA *et alii*, 1979) o come 'membro dell'Arvenis', porzione superiore della F.ne del Serla *sensu* VENTURINI *et alii*, (2001-2002), (CARULLI *et alii*, 2000; VENTURINI *et alii*, 2001-2002; VAI *et alii*, 2002; DISCENZA & VENTURINI, 2002). Corrisponde anche alle 'dolomie stratificate' di PISA (1972, 1974), mentre per ASSERETO *et alii* (1968) le litologie dell'unità erano accorpate nella f.ne di Lusnizza (fig. 31).

- *Affioramenti.* La diffusione dell'unità ricalca quella della f.ne di Lusnizza, anche se con spessori ed estensioni molto più ampie (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 9).

- *Caratteri.* Si riscontrano le seguenti facies, in ordine di maggior frequenza.
a) Dolomie calcaree, calcari dolomitici e dolomie, tutti riconducibili ad originarie calcilutiti grigie in strati ben definiti di 5-20 cm. Possono dare luogo a banchi omogenei che raggiungono il metro di spessore; presentano diffusi livelli vacuolari con microcavità freatiche, dal mm al cm, distribuite in orizzonti tra 2 e 15 cm.

b) Dolomie calcaree e dolomie grigio chiare, in lamine piano-parallele, sottilmente stratificate; possono formare livelli omogenei potenti fino a 70 cm; più spesso sono fittamente intercalate, in spessori decimetrici, alla facies *a*. Anche questi depositi sono frequentemente interessati da vacuoli mm-cm, distribuiti in livelli cm-dm e comunemente tappezzati da cemento freatico.

c) Dolomie stromatolitiche formanti strati o banchi da 0,4 ad 1 m di spessore. Quando forma strati singoli s'intercala spesso ai sedimenti della facies *a*.

d) Dolomicriti debolmente marnose, in lamine piano-parallele, lastroidi. Costituiscono rari livelli nocciola di spessore compreso tra 0,1 e 0,6 m. S'intercalano indifferentemente ai depositi della facies *a* e *b*.

e) Dolosiltiti ad intraclasti. Gli intraclasti, solitamente costituiti da frammenti di dolosiltiti laminate, possono in rari casi superare il decimetro. In questi casi i livelli ad intraclasti raggiungono spessori consistenti (15-30 cm). S'intercalano alla facies *a*. Il deposito non va confuso con gli occasionali livelli brecciati stratoidi generati dai movimenti interstrato indotti dalle compressioni alpine.

f) Calcarei oolitici con sporadici arricchimenti in intraclasti formanti singoli livelli di 5-15 cm e barre di 0,4-0,7 m con stratificazione da flusso tidale. Questi sedimenti costituiscono il riempimento di canali di marea.

- *Spessore*. Nel Foglio la 'dolomia del Serla inf.' presenta spessori variabili compresi tra 100 e 200 m circa (Forni Avoltri N).

- *Limiti*. Il limite inf. è per eteropia con la f.ne di Lusnizza. Quello sup. si realizza con unità differenti da zona a zona. Per normale sovrapposizione stratigrafica passa, per rapida alternanza, alla 'f.ne del Serla sup.' (localmente denominata 'dolomia del Popèra' *Auctt.*). Dove il limite sup. è erosivo, complice l'attività tettonica sinsedimentaria anisica le cui blande incisioni hanno intaccato la successione pre-Anisico medio, la 'dolomia del Serla inf.' è suturata dal Conglomerato di Piz da Peres o, in alternativa, da quello di Voltago, o ancora dal Conglomerato di Richthofen (cfr. Cap. 5a.4. - Gruppo di Braies). In presenza di spessori ridottissimi o pressoché nulli di quest'ultimo è il Calcarea di Morbiac a sovrapporsi ad essa sulla superficie d'erosione.

- *Fossili*. I macrofossili sono assenti mentre tra gli sporadici microfossili, concentrati in livelli, si ritrovano ostracodi e foraminiferi, quasi esclusivamente *Glomospirella* sp., cui si associano frammenti algali.

- *Ambiente*. L'associazione di facies *a*, *b*, *c*, volumetricamente la più consistente, rappresenta una piattaforma carbonatica in cui prevaleva l'alternanza di condizioni sub- ed intertidali. Le facies *d* e *f* si depositavano in ambienti subtidali a batimetrie minime, con episodiche condizioni intertidali.

- *Età*. La 'dolomia del Serla inf.', perlomeno nel territorio del Foglio, si estende verticalmente sino a diventare tempo-equivalente del Conglomerato di Voltago e della F.ne di Agordo. Queste unità possono in certi casi intercalarsi ad essa sotto forma di lingue di modesto spessore compreso tra pochi metri ed alcune decine. L'età, in mancanza di fossili significativi, è stimata circa equivalente all'intervallo Aegeico-Pelsonico *p.p.*

5a.3. - 'FORMAZIONE DEL SERLA SUP.' (SLS) (C. Venturini & S. Delzotto)

Corrisponde alla porzione inferiore della Oberer Sarldolomit, *sensu* PIA (1937) che includeva sia la 'dolomia (formazione) del Serla sup.' sia la F.ne del Contrin. L'unità, in un primo tentativo di ridefinizione nomenclaturale, nelle Alpi Carniche e Giulie (fig. 31) è stata localmente denominata 'dolomia del Popèra' (CARULLI *et alii*, 2000; VENTURINI *et alii*, 2001-2002; VAI *et alii*, 2002; DISCENZA & VENTURINI, 2002).

- *Affioramenti*. L'unità è circoscritta alla zona del M. Tinisa, posto a S del Lago di Sauris, ai massicci dei Monti Chiadin e Lastroni e del M. Tuglia, presso Forni Avoltri, ed alla sommità del M. Arvenis. La distribuzione non omogenea e limitata a poche località può essere dovuta alle seguenti cause, singole o concomitanti: 1) al fatto che l'unità era costituita un corpo che lateralmente si sfrangiava in una serie di lingue passanti lateralmente, per eteropia, ad unità differenti; 2) allo sviluppo di erosioni di età anisica sup. con asportazione dell'intera unità; 3) alle erosioni miocenico-pleistoceniche che, come conseguenza dei sollevamenti alpini, hanno cancellato parte della successione mesozoica; 4) agli scorrimenti alpini che hanno contribuito a seppellire le restanti porzioni già esigue dell'unità.

- *Caratteri*. L'unità è formata da litologie carbonatiche massicce organizzate in bancate a stratificazione indistinta di 0,4-2 m. Si riconoscono dolomie, dolomie calcaree e calcari dolomitici, per lo più grigi o biancastri. A tratti predominano i contributi algali. Una facies particolare, costituita da dolomie ad oncoidi algali, è stata rinvenuta nella porzione basale dell'unità, sulla sommità del M. Arvenis. La sua diffusione è stata accertata verso E, nel limitrofo Foglio 032 Tolmezzo, lungo il Rio Ambruseit affluente sinistro del T. Chiarsò.

- *Spessore*. La potenza dell'unità, molto variabile, raggiunge i 110-160 m nel nucleo sud-occidentale (Col Montovo e M. Tinisa) e i 250 m al M. Lastroni. In quest'ultima località è però probabile che la 'f.ne del Serla sup.' sia saldata, alla F.ne dello Sciliar (v. oltre). Nel dubbio, in carta si è scelto di indicare il complessivo affioramento come 'f.ne del Serla sup.'. In alcuni settori invece gli spessori sono compresi entro le poche decine di metri (M. Tuglia) mentre in altri si annullano (Forni Avoltri). La ragione può essere imputabile sia all'erosione subaerea di età anisica sup. sia alla chiusura laterale degli stessi corpi massicci di piattaforma.

- *Limiti*. Il limite inf. si realizza comunemente per sovrapposizione stratigrafica, netta o per rapida eteropia, con la 'dolomia del Serla inf.'. Coincide con lo sviluppo di facies carbonatiche massicce, mal stratificate, senza evidenti strutture o contenuti organogeni, salvo occasionali e abbondanti oncoidi algali dolomitizzati (M. Arvenis). Il limite sup. varia da zona a zona. E' erosivo e suturato dal Conglomerato di Richthofen o, in sua mancanza, dal Calcare di Morbiac; netto, non erosivo, con i sedimenti bacinali della F.ne di Dont (affioranti in prevalenza esternamente al Foglio), con i quali si sviluppano anche contatti eteropici laterali (si ricorda che quest'ultima unità inizialmente è coeva alla 'f.ne del Serla sup.' della quale rappre-

senta l'equivalente bacinale); netto, non erosivo, con la F.ne del M. Bivera; netto, in nicchie di frana sottomarina, con le stesse F.ni di Dont e del M. Bivera.

- *Fossili*. Sono rappresentati da prevalenti alghe (Dasycladaceae, con *Teutlopora peniculiformis* e *Physopora pauciforata*), oncoidi di Spongiosromata, crinoidi, ostracodi, microforaminiferi bentonici (*Glomospira*), briozoi, bivalvi e gasteropodi.

- *Ambiente*. Era lagunare, molto simile a quello della 'dolomia del Serla inf.' da cui si differenziava per la presenza di costanti condizioni subtidali con sviluppo di banchi carbonatici in prevalenza biostromali.

- *Età*. In mancanza di fossili indicativi l'età bitinico-illirica *p.p.* è stimata sulla base di quella delle unità in eteropia (Conglomerato di Voltago, F.ne di Agordo e F.ne di Dont) e in sovrapposizione (F.ni di Dont e del M. Bivera).

5a.4. - GRUPPO DI BRAIES (BA) (C. Venturini)

Il Gruppo di Braies fu istituito da PIA (1937), ridefinito da BECHSTADT & BRANDNER (1970) e successivamente da PISA *et alii* (1979). Esso comprende un insieme di unità terrigene e terrigeno-carbonatiche di età anisica deposte in ambienti continentali, deltizi, peritidali, lagunari e bacinali. Sono depositi che nell'area carnica s'indentano in genere con la 'dolomia del Serla inf.' e con le piattaforme carbonatiche massicce rappresentate dalla 'f.ne del Serla sup.' e dalla F.ne del Contrin (qui compresa nel gruppo del M. Siera, parte basale). Il limite sup. del Gruppo, variabile da zona a zona, ha come tetto massimo la comparsa dei caratteristici depositi della F.ne di Buchenstein (Ladinico inf.) o del gruppo del M. Siera (v. oltre). La stratigrafia del Gruppo di Braies, i cui stratotipi sono definiti nell'area dolomitica, è in gran parte condizionata da una successione di impulsi tettonici che, sviluppati in tempi differenti, hanno attivato sistemi di faglie subverticali tanto in Dolomiti quanto in Carnia e nel Tarvisiano. Ne conseguirono sollevamenti e sprofondamenti di settori cristallini d'ampiezza variabile da pochi km² a parecchie decine ed oltre. In particolare, a scala regionale sono individuabili tre sequenze deposizionali di ordine inferiore, ognuna caratterizzata da un episodio terrigeno basale connesso al rimaneggiamento subaereo di blocchi cristallini portati in emersione.

La prima serie di impulsi tettonici, di età bitinica (Anisico inf.), era stata finora documentata solo nelle aree ad O del Foglio, in Cadore e nell'Agordino. Ha generato una superficie erosiva rivestita da un episodio ruditico, il Conglomerato di Piz da Peres (Untere Pereschichten), a sua volta coevo ed eteropico con la 'dolomia del Serla inf.' A quest'ultima s'indenta un precoce e sottile episodio carbonatico massiccio, forse interpretabile come una lingua periferica e precoce della 'f.ne del Serla sup.' oppure come un esiguo corpo carbonatico massiccio indipendente e stratigraficamente isolato.

La seconda serie di impulsi, ancora di età bitinica, in Dolomiti (PISA *et alii*, 1979) e ?bitinico-pelsonica nel Tarvisiano (FARABEGOLI *et alii*, 1985), ha generato una superficie d'erosione suturata da una successione ruditica definita in mo-

do differente a seconda delle zone. In Dolomiti prende il nome di Conglomerato di Voltago (Mittlere Peresschichten), in Carnia è chiamata Breccia di Ugovizza I (ASSERETO & PISA, 1978) mentre nel Tarvisiano è denominata 'conglomerato del Rio Senata' (FARABEGOLI *et alii*, 1985). Queste ruditi si indentano con facies carbonatiche lagunari rappresentate dalla Formazione di Agordo, con le denominazioni proprie delle sottunità locali (calcareniti di Listolade, calcari di Framont, calcari di Coll'Alto, calcari di Recoaro). Il litosoma è eteropico con la 'dolomia del Serla inf.' e, in parte, con la 'f.ne del Serla sup.'

La terza ed ultima serie di impulsi tettonici anisici, di età illirica, nel territorio in esame ha lasciato evidenti effetti erosivo-deposizionali rappresentati da una superficie d'erosione rivestita da sedimenti fluvio-deltizi. Anche questi assumono denominazioni differenti a seconda delle zone e degli Autori che li hanno studiati: in Dolomiti sono noti come Conglomerato di Richthofen (Obere Peresschichten), nelle Alpi Carniche e Giulie settentrionali come Breccia di Ugovizza II (ASSERETO & PISA, 1978) o semplicemente Breccia di Ugovizza (ASSERETO *et alii*, 1968; BRAGA *et alii*, 1971; JADOUL & NICORA, 1979; FARABEGOLI & LEVANTI, 1982; FOIS & JADOUL, 1983; VENTURINI, 1990a).

Nel territorio delle Alpi Giulie, tra Pontebba e Tarvisio, le arenarie del Rio Geloviz (FARABEGOLI *et alii*, 1985) ne rappresentano la porzione superiore. Questi depositi, in gran parte costituiti da ruditi, vengono ovunque coperti da sedimenti lagunari; in Dolomiti questi ultimi sono stati denominati Calcare di Morbiac, in Carnia sono noti come 'calcari scuri del M. Tuglia' (FARABEGOLI & LEVANTI, 1982) e nel Pontebbano-Tarvisiano come 'calcari di Pontebba' (FOIS & JADOUL, 1983) o come 'calcari nodulari' (VENTURINI, 1990a). Questo litosoma precede lo sviluppo dei carbonati massicci di piattaforma (Formazione del Contrin) che ad esso si sovrappongono. Parallelamente, in particolari settori, la tettonica sinsedimentaria anisica ha determinato una tendenza allo sprofondamento tettonico attestata dalla presenza di unità bacinali pelsonico-illiriche (Anisico sup.) con caratteri e denominazioni stratigrafiche comuni dalle Dolomiti alla Carnia e al Tarvisiano. Queste unità sono rispettivamente la F.ne di Dont (Pelsonico), la F.ne del M. Bivera e la F.ne dell'Ambata.

La prima è in parte coeva alla 'f.ne del Serla sup.', della quale rappresenta la facies bacinale, e in parte successiva ad essa (finisce spesso per ricoprirla dove essa viene annegata per sprofondamento tettonico). La F.ne del M. Bivera (Illirico) è un caratteristico litosoma deposto in condizioni di altofondo strutturale, mentre la F.ne dell'Ambata (Illirico) costituisce l'equivalente laterale bacinale o di laguna profonda della F.ne del Contrin, piattaforma carbonatica di età anisica sup.-?ladinica inf. che in questo Foglio è inclusa nel gruppo del M. Siera.

In queste Note si adotta la nomenclatura stratigrafica in uso nel comparto dolomitico, sede di gran parte degli stratotipi del gruppo. La scelta è giustificata dalla corrispondenza di facies esistente tra le unità affioranti nei due settori. Si fa inoltre presente che nel Foglio alcune delle unità, troppo esigue per essere rappresentate singolarmente (Conglomerato di Piz da Peres, Conglomerato di Voltago, F.ne di Agordo e F.ne di Dont) sono accorpate in un subgruppo informale.

5a.4a. - SUBGRUPPO DEL COL DEI MIRTILLI (CM)

5a.4a.1. - *Conglomerato di Piz da Peres* (accorpatò in CM in carta)

- *Affioramenti.* L'unità, in spessori esigui e non cartografabili separatamente, è stata riconosciuta solo lungo il Rio Secco di Pesariis.

- *Caratteri.* E' presente con prevalenti litofacies ruditiche e pelitiche. Le prime formano livelli di 4-15 cm con basi erosive; i clasti sono subangolari, in contatto reciproco, e costituiti da litologie della sottostante 'dolomia del Serla inf.' Le peliti sono frequenti ma sempre in livelli sottili (1-3 cm). Si osservano rari *mass flow* pelitici con sparsi clasti carbonatici e spessori inferiori al dm. Nella parte alta s'intercalano dolomie calcaree in strati di 2-15 cm, con bioturbazione al tetto dei livelli più spessi.

- *Spessore.* Lo spessore complessivo non supera i 7 m.

- *Limiti.* La successione poggia in paraconcordanza sulla 'dolomia del Serla inf.' E' chiusa superiormente dalla rapida affermazione di un sottile corpo carbonatico massiccio (2,5 m) segnalato anche in Dolomiti (DE ZANCHE *et alii*, 1993). Quest'ultimo è forse assimilabile ad una frangia laterale della 'f.ne del Serla sup.' La successione è comparabile con quella descritta da FARABEGOLI *et alii* (1985) nel settore tra Pontebba e Tarvisio, ad E del Foglio.

- *Fossili.* L'unità non ha fornito reperti ben conservati.

- *Ambiente.* Corrispondeva ad un margine costiero soggetto a periodici inquinamenti terrigeni. Questi si annullavano in corrispondenza dello sviluppo del sottile corpo massiccio di piattaforma.

- *Età.* E' basata sui rapporti litostratigrafici con le unità sotto- e soprastanti e sulla correlazione con le successioni affioranti nelle Alpi Giulie settentrionali, tra Pontebba e Tarvisio, e in Dolomiti. Indirettamente può essere riferita all'Anisico inf. (Bitinico).

5a.4a.2. - *Conglomerato di Voltago* (accorpatò in CM in carta)

- *Affioramenti.* L'unità affiora nei Rii Secco, Tesis e Possal (media Val Pesarina), alle pendici meridionali del M. Chiaine e lungo il versante meridionale del Col dei Mirtilli, ad E di Cima Sappada. Altri affioramenti sono presenti alle sorgenti del Rio Bianco di Sostasio e nel Rio Fuina.

- *Caratteri.* Il Conglomerato di Voltago è costituito da ruditi a composizione carbonatica smantellati dalle sottostanti unità anisiche. Presenti anche sporadici clasti del Conglomerato di Piz da Peres rimaneggiato (Rio Secco). L'unità trova la sua massima esposizione al M. Chiaine con una serie di livelli ruditici, spesso a base erosiva, di spessore variabile, indentati alla F.ne di Agordo. In particolari successioni (Rio Secco) i clasti raggiungono dimensioni massime

elevate (40 cm) mentre quelle modali sono ovunque comprese tra 0,5 e 5 cm. Dubitativamente è attribuita all'unità anche la successione affiorante nel Rio Tesis (Val Pesarina) dove conglomerati da fini a grossolani con elementi carbonatici e, subordinatamente, quarzosi, in strati da 0,3 a 1,5 m con basi erosive e frequenti gradazioni dirette si intercalano a calcari micritici scuri; le ruditi sono organizzate in sequenze negative potenti 8-30 m con aumento della granulometria e dello spessore degli strati verso l'alto; in qualche raro caso si rinvencono blocchi calcarei di mare basso superiori al metro, isolati all'interno di litologie fini e pervasi da microfratturazioni sinsedimentarie.

- *Spessore*. Nelle zone dove il Conglomerato di Voltago costituisce un litosoma continuo la sua potenza varia da pochi metri a poco più di una decina. Nelle località in cui è attualmente presente il solo Conglomerato di Richthofen, l'assenza dell'unità (così come quella del Conglomerato di Piz da Peres) potrebbe essere dovuta alle erosioni anisiche successive.

- *Limiti*. Il limite inf. è netto, localmente erosivo, sul Conglomerato di Piz da Peres (Rio Secco), sulla 'dolomia del Serla inf.', suo equivalente laterale, o sulle lingue più antiche della 'f.ne del Serla sup.' Quello superiore avviene di norma per contatto erosivo con il sovrastante Conglomerato di Richthofen. Lateralmente si indenta con i depositi calcarei scuri della Fm. di Agordo.

- *Fossili*. Assenti.

- *Ambiente*. Le frequenti alternanze tra apporti terrigeni e carbonatici, questi ultimi quasi sempre neri e bituminosi (Fm. di Agordo), fa ipotizzare per l'unità un generico ambiente marino marginale o di transizione.

- *Età*. In mancanza di fossili l'età è stimata sui rapporti litostratigrafici con le unità al letto. Si propone dunque un'età anisica (Bitinico-Pelsonico).

5a.4a.3. - *Formazione di Agordo* (accorpato in **CM** in carta)

- *Affioramenti*. Sono presenti nei Rii Secco, Tesis e Possal (media Val Pesarina), alle pendici meridionali del Monte Chiaine e lungo il versante meridionale del Col dei Mirtilli, ad E di Cima Sappada. Inoltre si riscontrano alle sorgenti del Rio Bianco di Sostasio e nel Rio Fuina.

- *Caratteri*. La F.ne di Agordo è formata da prevalenti calcari da grigio scuri a neri, bituminosi e fetidi, in strati di norma decimetrici, con contatti piani e a tratti interessati da una fitta laminazione. Al Rio Secco ed al M. Chiaine l'unità si intercala tra sedimenti terrigeni arenitici e ruditici (Conglomerato di Voltago). Al Rio Fuina i depositi terrigeni sono assenti e i calcari neri si presentano molto bituminosi e fittamente laminati. Lungo il Rio Bianco di Forni Avoltri la F.ne di Agordo forma un'intercalazione nella 'dolomia del Serla inf.' con calcari scuri passanti ad un orizzonte marnoso giallastro.

- *Spessore*. E' compreso tra 10 m ed alcune decine di metri.

- *Limiti*. Inferiormente si appoggia al Conglomerato di Voltago col quale poi

si indenta lateralmente. Quello superiore avviene di norma per contatto erosivo con il sovrastante Conglomerato di Richthofen. Al Rio Secco di Pesariis e ai Piani di Luzza la F.ne di Agordo è chiusa superiormente da un corpo carbonatico massiccio di piattaforma (≥ 15 m) interpretato come sfrangiamento laterale (lingua) della 'f.ne del Serla sup.'

- *Fossili*. Sono stati ritrovati solo alcuni frammenti algali.
- *Ambiente*. Contesto lagunare, quasi sempre asfittico.
- *Età*. In mancanza di fossili significativi l'età è stimata sui rapporti litostratigrafici con le unità al letto. Si propone dunque un'età anisica (Bitinico-Pelsonico).

5a.4a.4. - *Formazione di Dont* (accorpato in **CM** in carta)

- *Affioramenti*. Nel Foglio sono sporadici e si concentrano ad O del T. Degano. Sono situati alle sorgenti del Rio Fuina (FARABEGOLI & LEVANTI, 1982) e al M. Tuglia, in entrambi i casi con spessori modesti e non cartografabili. Il più interessante e spettacolare affioramento dell'unità è situato appena oltre il limite settentrionale del Foglio, al M. Franza (Foglio 018 Passo di M. Croce Carnico). Inoltre, altri affioramenti di modesto spessore potrebbero dubitativamente essere presenti lungo il versante meridionale del M. Chiaine.

- *Caratteri*. L'unità è costituita da litologie eterogenee, in prevalenza carbonatiche, sia intrabacinali sia terrigene. Si riconoscono le seguenti litofacies. a) Micriti laminate grigie, ricche in bivalvi pseudopelagici e radiolari, alternate a pelmicriti localmente marnose, marne e marne pelitiche, in strati da 1-2 a 15 cm. b) Conglomerati a clasti calcarei e litareniti, con basi nette, localmente erosive, in strati di 4-20 cm gradati, siltiti rosse e calcilutiti siltose. c) Megabrecce carbonatiche costituite da frammenti della 'f.ne del Serla sup.'

Formano degli orizzonti di frana sottomarina (olistostromi) con blocchi che superano anche i 30 m³. Di norma il deposito si sovrappone al tetto della 'f.ne del Serla sup.' o, più raramente, s'intercala alle litologie fini stratificate (facies a e b). Le megabrecce sono anche presenti come riempimento di faglie sinsedimentarie e macrofratture beanti che intersecano il corpo carbonatico massiccio della 'f.ne del Serla sup.' formando caratteristici filoni sedimentari subverticali che raggiungono ampiezze trasversali di parecchi metri (M. Franza, ASSERETO & PISA, 1978).

- *Limiti*. La F.ne di Dont è eteropica sia con la 'f.nedel Serla sup.' sia con le coeve unità del Gruppo di Braies. Inoltre, può sovrapporsi alla 'f.ne del Serla sup.' con contatto stratigrafico netto (M. Franza). Questo avviene nei settori in cui la tettonica anisica ha causato il rapido annegamento della piattaforma. In casi meno frequenti (Rio Fuina, nella media Val Pesarina, ?Monte Chiaine lungo il versante meridionale) l'unità si sovrappone, con spessori non cartografabili, alla F.ne di Agordo. Superiormente l'unità può essere coperta, con contatto erosivo, dal Conglomerato di Richthofen.

- *Spessore*. E' compreso, di norma, tra pochi metri e 35 m.
- *Fossili*. Si rinvencono comunemente bivalvi pelagici, spicole di spugna, foraminiferi, ammonoidi e conodonti.
- *Ambiente*. I sedimenti della F.ne di Dont rappresentano un ambiente bacinale collocato lateralmente a quello di mare basso, rappresentato dal coevo corpo di piattaforma carbonatica della 'f.ne del Serla sup.' Le megabrecce presenti nell'unità rivelano l'instabilità tettonica che ha condizionato, spesso pesantemente, i rapidi e generalizzati approfondimenti tettonici del territorio. Le ricorrenti litofacies terrigene che, sotto forma di conglomerati grossolani a clasti carbonatici e calciliti, s'intercalano e sovrappongono ai calcari della F.ne di Dont, testimoniano la presenza di settori sottoposti a sollevamenti verticali ed emersioni.
- *Età*. Sulla base delle faune ad ammonoidi e conodonti alla F.ne di Dont è attribuibile un'età pelsonico-illirica (PISA *et alii*, 1979; FARABEGOLI *et alii*, 1985).

5a.4b. - CONGLOMERATO DI RICHTHOFEN (RIC)

- *Affioramenti*. L'unità, ridefinita da FARABEGOLI *et alii* (1977), è esposta alle sorgenti del Rio Fuina e lungo i Rii Possal e Secco (Val Pesarina); è presente anche ai Monti Tuglia e Chiaine, al Col dei Mirtilli S (Cima Sappada) e lungo il versante N del massiccio Creta della Fuina-M. Pleros (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sezz. 10 e 11).

- *Caratteri*. Il Conglomerato di Richthofen (Breccia di Ugovizza *Auctt.*) è una rudite polimictica a clasti da subarrotondati ad arrotondati, più raramente subangolari, con dimensioni modali comprese in genere tra 0,5 e 4 cm. I clasti massimi raggiungono i 20 cm. Il deposito, con matrice spesso arrossata, è organizzato in banchi metrici che spesso si saldano a formare sequenze deposizionali continue e potenti fino a 8-10 m. I singoli banchi, così come le sequenze, hanno basi erosive e prevalenti tendenze *fining upward*. Le ruditi (fig. 32) si alternano con episodi terrigeni e misti più fini, quali siltiti rosse e grigie a tratti marnose, calciliti con frustoli e microconglomerati. In altri casi passano lateralmente ad essi. La composizione dei clasti è quasi esclusivamente carbonatica e di solito riflette quella del substrato locale. L'erosione di età anisica nel Foglio non raggiunge mai la F.ne di Werfen. Sono comunque presenti rari arricchimenti in clasti metamorfici (M. Pleros E) testimonianti il probabile riciclo di livelli conglomeratici permo-carboniferi emersi in zone esterne al Foglio (VENTURINI, 1990a). Sono pure osservabili locali concentrazioni di frammenti vulcanici acidi (vulcanismo anisico precoce?).

- *Limiti*. Il Conglomerato di Richthofen ricopre, con debole discordanza angolare e contatto erosivo, la 'dolomia del Serla inf.' oppure la F.ne di Agordo, o ancora la 'f.ne del Serla sup.' (M. Pleros E e M. Tuglia). L'unità sfuma per transizione rapida o ripetute alternanze nel Calcare di Morbiac.

- *Spessore*. Nel Foglio la potenza varia da 0 ad una cinquantina di metri, con massimi al M. Chiaine ed alle sorgenti del Rio Fuina.



Fig. 32 - Sorgenti del Rio Fuina (media Val Pesarina, versante sinistro), quota 1290 m. Conglomerato di Richthofen (RIC). Banco conglomeratico gradato, con clasti carbonatici smantellati dalle unità permo-anisiche. Spicca un clasto di radiolarite nera (successione ercinica). Il cemento è carbonatico. La barretta misura 15 cm.

- *Fossili*. L'unità è sterile se si eccettua il ritrovamento di alcune impronte di tetrapodi, classificabili come appartenenti a *Rhyncosauroides* sp., morfofamiglia 'Rhyncosauridae', ritrovate alle pendici meridionali del Col dei Mirtilli (Cima Sappada) nella parte alta del Conglomerato di Richthofen.

- *Ambiente*. L'unità testimonia un'ambiente fluvio-deltizio, con facies canalizzate di distributore deltizio e di piana.

- *Età*. L'età è ritenuta anisica sup. (Illirico).

5a.4c. - CALCARE DI MORBIAC (MRB)

- *Affioramenti*. Le località sono pressoché le stesse della precedente unità, alla quale si sovrappone (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sezz. 10, 12 e 13).

- *Caratteri*. Il Calcarea di Morbiac forma una successione di strati calcarei decimetrici, scuri al taglio fresco e giallastri all'alterazione superficiale. Sono

costituiti da prevalenti micriti e biomicriti, sovente nodulari, altre volte con giunti piani; queste si alternano con più rare biocalcarenit oolitiche.

- *Limiti*. L'unità passa verticalmente alla F.ne del Contrin (non distinta in carta e compresa nel gruppo del M. Siera alla quale quasi ovunque si salda senza soluzione di continuità).

- *Spessore*. E' compreso tra 2,5 m (M. Pleros E) e 60 m.

- *Fossili*. I macrofossili si limitano ad una fronda di *Voltzia* sp. ritrovata alle sorgenti del Rio Bianco di Forni Avoltri. Sono inoltre presenti microforamiferi, alghe (*Dasycladaceae*), crinoidi, bivalvi e gasteropodi, spugne calcaree (FARABEGOLI & LEVANTI, 1982).

- *Ambiente*. Lagunare, occasionalmente inquinato da apporti terrigeni fini e dominato da prevalenti condizioni subtidali (piana di marea con sporadici canali mareali).

- *Età*. L'età è concordemente fissata dagli Autori all'Anisico sup. (Illirico).

5a.4d. - FORMAZIONE DEL M. BIVERA (BIV)

- *Affioramenti*. Dato lo spessore sempre esiguo dell'unità i rispettivi affioramenti appaiono ovunque sotto forma di ridotti nuclei e sottili fasce; queste ultime sono enfatizzate in carta quasi ovunque per renderle percepibili. L'unità è presente nel vertice SO del Foglio (M. Tinisa-Col Montovo e Cret di Pil) e in quello NO (M. Chiadin e Vallone della Miniera), per poi estendersi nel vicino massiccio del M. Franza (Foglio 018 Passo di M. Croce Carnico).

- *Caratteri*. La F.ne del M. Bivera è formata da prevalenti marne e peliti marnose rosse, alternate a calcari e calcari marnosi grigi, pseudonodulari, in strati da 1 a 10 cm, ricchi in faune pelagiche. S'intercalano rari e sottili orizzonti di breccie (olistostromi) con clasti dimensionalmente eterogenei, per lo più di taglia decimetrica, riferibili alla sottostante 'f.ne del Serla sup.', sottili livelli calcititici di risedimentazione e, specie nella parte alta dell'unità, peliti quarzoso-micacee rosse.

In certi punti l'unità è costituita solo da un sottile spessore di calcari a sedimentazione condensata, ricchi in ammonoidi, che rivestono il tetto della 'dolomia del Serla sup.' (M. Zampin, versante sinistro del T. Lumiei). In questi casi l'unità può dare luogo ad infiltrazioni pelitico-marnose rosse diffuse in reticoli di fratture sinsedimentarie che interessano il tetto della 'f.ne del Serla sup.'

- *Limiti*. Nel Foglio l'unità di solito copre la 'f.ne del Serla sup.'. Questo avviene nei settori dove la F.ne di Dont non si è mai deposta essendo mancate le condizioni morfobatimetriche che ne consentivano lo sviluppo.

- *Spessore*. Non supera i 18 m e solitamente non raggiunge la decina.

- *Fossili*. Nella successione condensata tra i frequenti ammonoidi si segnalano i generi *Balatonites* e *Flexoptychites*, ritrovati al M. Tinisa (MARABINI, 1976), e *Flexoptychites*, *Discoptychites* e *Paraceratites*, presenti al M. Sesilis (GIORGI,

1976). A N di Sappada, ASSERETO & PISA (1978), nella stessa unità, segnalano *Flexoptychites flexuosus* ed i generi *Bulogites* e *Proarcestes*.

- *Ambiente*. Il particolare litosoma rosso della F.ne del M. Bivera si sviluppò in condizioni di altofondo strutturale, ad elevata ossigenazione e basso tasso di sedimentazione. Queste condizioni ambientali si realizzavano su blocchi tettonici sommersi circondati da zone maggiormente depresse.

- *Età*. Alla F.ne del M. Bivera è attribuita un'età illirica (Zona a *Trinodosus Aucct.*), (cfr. PISA *et alii*, 1979; FARABEGOLI *et alii*, 1985).

5a.4e. - FORMAZIONE DELL'AMBATA (MBT)

Fino agli anni '80 era compresa nella porzione superiore della F.ne di Dont (FARABEGOLI & GUASTI, 1980; FARABEGOLI *et alii*, 1977), la quale s'indentava, in eteropia, con i coevi depositi massicci di piattaforma della F.ne del Contrin.

Fu in seguito distinta dalla F.ne di Dont per privilegiare stratigraficamente quei depositi che hanno un rapporto eteropico laterale con un corpo di piattaforma differente e successivo rispetto a quello denominato 'f.ne del Serla sup.' ('dolomia del Popèra' *Aucct.*).

- *Affioramenti*. Sono sempre molto circoscritti. Si limitano al versante meridionale del Col dei Mirtilli (Cima Sappada), da dove si estendono, molto frammentati tettonicamente, fino ai Piani di Luzzà; un sottile affioramento è dubitativamente presente alla Punta dell'Uccel (M. Tinisa O), dove si appoggia in *onlap* ai carbonati massicci della F.ne del Contrin, saldati con il successivo corpo di 'scogliera' massiccia di età ladinica a formare una piattaforma carbonatica indifferenziata, localmente denominata 'calcarei dolomitici del M. Tiarfin', *sensu* PISA (1974) e qui accorpata nel gruppo del M. Siera.

- *Caratteri*. L'unità è formata da calcari micritici e meno frequenti calcari dolomitici, a giunti ondulati e stratificazione decimetrica, i quali acquistano un aspetto a tratti pseudonodulare. Sono riscontrabili sporadiche e sottili liste e noduli di selce e rare intercalazioni centimetriche di tufiti e marne siltose verdi.

- *Spessore*. Nel territorio rilevato non supera 25 m.

- *Limiti*. Ricopre, con contatto netto, il Conglomerato di Richthofen (Col dei Mirtilli) o la F.ne del M. Bivera, e passa, per eteropia laterale, ai calcari massicci di piattaforma del gruppo del M. Siera (Punta dell'Uccel, M. Tinisa).

- *Fossili*. Sono stati rinvenuti bivalvi pseudopelagici, radiolari, alghe, spicole di spugne e rari brachiopodi.

- *Ambiente*. L'unità si sedimentava in condizioni neritiche in un ambiente lagunare profondo, aperto e sempre ben ossigenato.

- *Età*. La mancanza di faune significative impone di definirne l'età sulla base dei rapporti con le unità al letto ed al tetto, nonché sui dati bibliografici riferiti a zone esterne al Foglio (ASSERETO *et alii*, 1977). All'unità è assegnata una generica età illirica.

5b. - SUCCESSIONE TRIASSICA MEDIO-SUP. - Parte intermedia

Durante l'intervallo Anisico sup.-Ladinico, il comparto carnico-giulio e quello dolomitico segnarono lo sviluppo e la proliferazione di una serie di piattaforme carbonatiche caratterizzate da depositi per lo più massicci, in parte dolomitizzati ('scogliere' *s.l.*), solitamente organizzati in spesse bancate.

Nel territorio in esame, come del resto nelle aree limitrofe, l'Anisico sup. aveva visto concludersi una prolungata crisi tettonica, con movimenti verticali, sviluppati in un quadro supraregionale estensionale dominato da probabili trascorrenze. Gli effetti sulla deposizione erano stati registrati da una sedimentazione ciclica di depositi terrigeni e carbonatici intrabacinali stratigraficamente riuniti nel Gruppo di Braies. Al termine di questa fase di pronunciata mobilità verticale, regolata dall'attività di faglie sinsedimentarie a prevalente orientamento N50°E e, probabilmente, N120°E, il territorio si presentava come un'ampia fascia di laguna sottile i cui fondali si approfondivano localmente assecondando i retaggi morfologici di eredità anisica medio-sup.

Con questi presupposti fisiografici al termine dell'Anisico sup. prese inizio la sedimentazione di una successione carbonatica in gran parte massiccia. Qui, come altrove, un corpo di piattaforma iniziò a svilupparsi nei settori lagunari di mare più sottile o, più di rado, sugli altofondi strutturali. Col tempo si estese, con alterne vicende, verso le zone batimetricamente più profonde, definite in letteratura come bacinali.

Da quel momento (parte sommitale dell'Anisico sup.) fino all'avvento ed affermazione della 'Dolomia Cassiana' e dei suoi equivalenti lagunari (f.ne della Val Degano, Carnico inf.) il territorio restò in condizioni di sedimentazione marina, diversificata tra aree di *piattaforma* e di *bacino* (fig. 33). Nelle prime si svilupparono i depositi carbonatici massicci, con spessori in genere consistenti risultanti da aggradazioni e progradazioni verso mare, mentre nelle seconde erano ospitati sedimenti calcarei sottilmente stratificati e con basso tasso di sedimentazione, tufiti e lave, ma soprattutto cospicui apporti terrigeni. Questi ultimi sono indicativi di uno smantellamento subaereo di rilievi (in prevalenza vulcanici) esterni al territorio del Foglio. I relativi sedimenti terrigeni erano convogliati, lateralmente alle piattaforme, nei depocentri sottomarini.

La partizione che nel territorio rilevato si era andata configurando durante l'Anisico sup. tra le aree di piattaforma e quelle di bacino, fisicamente rappresentate dai rispettivi depositi, fu destinata a subire ripetute riorganizzazioni e rapidi sconvolgimenti con ridistribuzioni spesso improvvise delle relative zone di influenza.

Alcuni Autori, applicando l'analisi stratigrafica sequenziale alla coeva successione triassica delle Dolomiti (DE ZANCHE *et alii*, 1993, 1995), implicitamente imputano all'eustatismo la causa delle variazioni del livello marino che hanno influenzato l'articolata stratigrafia triassica medio-sup. del dominio sudalpino. Altri Autori invece, evidenziando il ruolo che la tettonica sinsedimentaria ha rivestito anche durante questo intervallo temporale, in particolare nel Ladinico,

ritengono che molte delle oscillazioni del livello marino siano profondamente influenzate da fattori non eustatici. La stratigrafia di questo intervallo (parte sommitale dell'Anisico sup.-Ladinico) appare dunque complicata dagli irregolari e complessi rapporti spazio-temporali tra corpi di piattaforma e depositi bacinali e/o di altofondo strutturale (fig. 33).

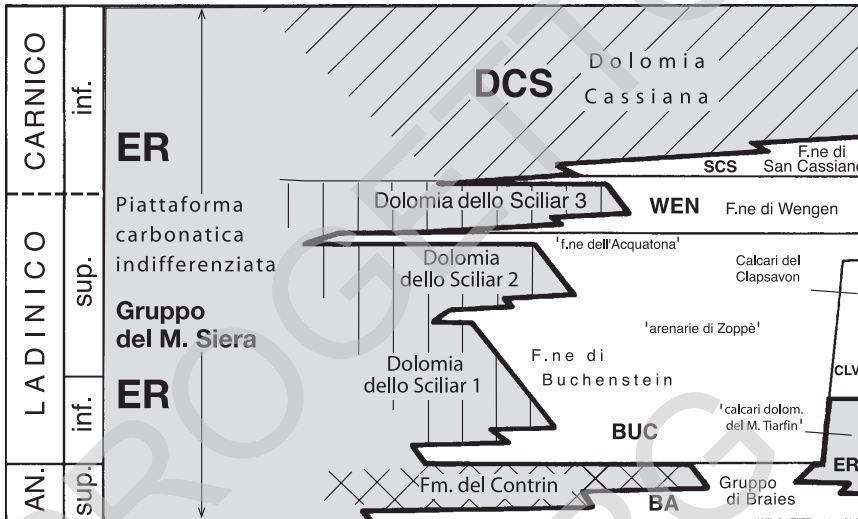


Fig. 33 - Successione anisico sup.-carnica inf. del Foglio 031 Ampezzo. Schema stratigrafico che esemplifica i rapporti vertico-laterali tra i depositi di piattaforma (in grigio) e di bacino.

5b.1. - 'GRUPPO DEL M. SIERA' (ER) (C. Venturini & C. Fontana)

Costituisce un litosoma carbonatico, quasi ovunque massiccio, con ampie estensioni compressive degli affioramenti. Le sue parti periferiche si indentano con lingue di depositi bacinali (F.ni di Buchenstein e di Wengen-La Valle). In particolari zone, peraltro rare nel territorio rilevato (Piani di Luzza, M. Tinisa), la F.ne di Buchenstein può interromperne precocemente lo sviluppo. La sottile piattaforma carbonatica massiccia così individuata è indicata in letteratura come F.ne del Contrin (Anisico sup. alto), oppure come 'calcarei dolomitici del M. Tiarfin' (PISA, 1974) nel caso di un'interruzione più tardiva (Fassanico). L'uso dell'unità informale denominata gruppo del M. Siera (approssimativamente equivalente alla Dolomia dello Schlern *Auctt.*, PAC in VENTURINI *et alii*, 2001-2002) si rende necessario per un litosoma che, senza soluzione di continuità, forma un corpo massiccio unico, che può estendersi dall'Anisico sup. alto fino al Carnico inf. *p.p.* Secondo una stratigrafia di dettaglio, il gruppo del M. Siera comprende dunque

la F.ne del Contrin (Anisico sup.-?Ladinico inf.), la F.ne dello Sciliar (e per estensione i 'calcari dolomitici del M. Tiarfin', Ladinico) e, dove non distinguibile e separabile, la 'Dolomia Cassiana' *p.p.* (Carnico inf.).

- *Affioramenti.* E' presente, con affioramenti consistenti, tra la Val Pesarina (versante settentrionale) e il limite nord-occidentale del Foglio (Sappada). Si estende anche nella sua porzione meridionale (Val Tagliamento) e lungo il basso corso dei Torrenti Lumiei e Degano (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 14).

- *Caratteri.* La parte basale (F.ne del Contrin) del gruppo è formata da calcari e calcari dolomitici massicci grigi, ben stratificati solo nei primi metri e di norma organizzati in bancate metriche mal distinguibili. Sono presenti sporadici veli marnoso-argillosi. Al M. della Piana (Laghi d'Olbe) si osservano cavità micro-carsiche con riempimenti di silt vadoso. Nell'estrema porzione sud-occidentale del Foglio, tra la F.ne del Contrin e la F.ne dello Sciliar *Auctt.* s'interpone un sottile (10-15 m) e discontinuo episodio terrigeno-carbonatico o esclusivamente carbonatico intrabacinale, non distinto in carta) denominato da PISA (1972) 'calcari neri a fauna nana silicizzata'.

Il gruppo del M. Siera, rappresentato per gran parte del suo volume dalla F.ne dello Sciliar (= Dolomia dello Sciliar), è formato da calcari dolomitici, dolomie e calcari, in genere grigio chiari, in banchi metrici massicci o debolmente stratificati (10-40 cm). Le litologie comprendono biocalcareni, biomicriti ad intraclasti con livelli a diagenesi vadosa. Livelli biomicritici ad influenza pelagica si sviluppano verso le transizioni ai sedimenti di laguna o bacinali (F.ni di Buchenstein e di Wengen-La Valle). In posizioni stratigraficamente non determinabili si rinvencono crostoni e superfici mineralizzate (Cresta del Pettine, Cima Dieci). Potrebbero costituire l'evidenza locale del passaggio stratigrafico tra la F.ne dello Sciliar e la 'Dolomia Cassiana'. I dati puntiformi non consentono tuttavia di cartografare la traccia del limite. Inoltre, alle quote 1700-1800 m lungo la mulattiera che costeggia il Rio del Mulino (Sappada) e salendo al Rifugio Sappada 2000 (q. 1990 m), si osservano frequenti faglie sinsedimentarie e filoni sedimentari (fig. 34) con blocchi fino a 1 m, accomunati dall'orientamento N120°-130°E.

- *Spessore.* E' variabile, in genere elevato, e può eccedere gli 800 m. Quello della F.ne del Contrin non supera le poche decine di metri.

- *Limiti.* La parte inferiore del gruppo (F.ne del Contrin) può sovrapporsi o passare in eteropia alla F.ne dell'Ambata oppure ricoprire con rapida transizione il Calcare di Morbiac, o anche la F.ne del M. Bivera. Salendo stratigraficamente il gruppo del M. Siera passa, per eteropia laterale e sostituzione verticale, sia ai depositi della F.ne di Buchenstein (comprensiva delle 'arenarie di Zoppè' e della 'f.ne dell'Acquatona') sia a quelli della F.ne di Wengen-La Valle. I termini di transizione possono essere localmente costituiti da bioruditi clinostratificate rappresentanti la progradazione del margine di scogliera (*talus*). Oscillazioni relative del livello marino possono causare indentazioni di sedimenti bacinali sotto forma di alternanze, di norma potenti da pochi metri a qualche decina. Spesso il limite sup. del gruppo è costituito da una superficie carsificata rivestita

dalla f.ne della Val Degano, di età carnica inf., coeva alla ‘Dolomia Cassiana’, suo equivalente eteropico.

- *Fossili*. Nella porzione inferiore (F.ne del Contrin) sono frequenti i frammenti algali (in gran parte costituiti da Dasycladaceae) associati a più rari microgasteropodi e foraminiferi rappresentati, questi ultimi, da generi *Endothyra*, *Diplostromina*, *Trochammina*. Al M. della Piana (Sappada) è stato rinvenuto un esemplare di *Paraceratites trinodosus*. Per le specie presenti nei ‘calcarei a fauna nana silicizzata’ si rimanda a PISA (1972), ricordando la presenza di frequenti brachiopodi, briozoi, gasteropodi e bivalvi. Nelle restanti parti del litosoma sono spesso mal conservati per l’intensa dolomitizzazione. Sono evidenti, anche se limitate, le porzioni biocostruite. Risultano in gran parte formate da abbondanti celenterati, spugne e *Tubiphytes*, come in Val Lumiei (PISA, 1972) e al M. Siera (LEONARDI, 1968). Tra i microfossili presenti nell’unità (FARABEGOLI & LEVANTI, 1982) prevalgono i foraminiferi (*Turritella mesotriassica*, *Endothyranella*), associati ad alghe blu-verdi e Dasycladaceae (*Macroporella alpina*, *Teutloporella nodosa*, *T. peniculiformis*). Si rinvencono inoltre crinoidi ed ostracodi. Tra le faune ad ammonoidi sono segnalate *Eoprotrachyceras curionii*, *Eoprotrachyceras cf. wahrmani*, “*Anolcites*” *recubariensis*, specie riferibili alle Sottozone Curionii-Recubariensis (*sensu* MIETTO & MANFRIN, 1995).

- *Ambiente*. E’ rappresentato tutto l’ambiente di scogliera *s.l.*, con lagune protette in cui le influenze mareali sono limitate alla parte bassa dell’unità. I ‘calcarei a fauna nana silicizzata’, bituminosi, rappresentano un episodio lagunare asfittico.



Fig. 34 - M. della Piana, 3 km a NE di Sappada, quota 2025 m. Filone sinsedimentario nelle dolomie massicce della F.ne dello Sciliar (gruppo del M. Siera). Ampiezza dell’affioramento: 2 m.

- *Età*. La parte inferiore del gruppo (F.ne del Contrin) documenta l'Anisico sup. alto (Illirico). La revisione delle associazioni ad ammonoidi, ritrovate al passaggio con i Calcari del Clapsavon (PISA, 1966), documentano il Ladinico inf. (Fassanico, Sottozone Curionii-Recubariensis) ma il litosoma, sulla base dei rapporti con le successioni di tetto, si estende quasi ovunque a coprire il Ladinico (F.ne dello Sciliar) e, in alcune zone, parte del Carnico inf. ('Dolomia Cassiana').

5b.2. - CALCARI DEL CLAPSAVON (CLV) (C. Venturini)

Corrispondono ad un'unità, denominata 'calcari rossi ad ammoniti' da PISA (1972, 1974), già conosciuta dagli Autori di lingua tedesca come 'calcari del Clapsavon'. E' stata ripresa come 'calcari rossi ad ammoniti del M. Clapsavon' nei recenti lavori stratigrafici degli Autori italiani (DE ZANCHE, 1990; CARULLI *et alii*, 1994a; DE ZANCHE *et alii*, 1993; MIETTO & MANFRIN, 1995). La loro località tipica è presente al monte omonimo, ubicato oltre il limite occidentale del Foglio. La diffusione dell'unità è limitata alla Carnia occidentale ed al Cadore orientale.

- *Affioramenti*. Sono presenti ad O del M. Tinisa, nel vertice sud-occidentale del Foglio, e lungo il medio corso del T. Lumiei. Una localizzata facies micritica nodulare (non distinta in carta), spesso una decina di metri e ricca in ammonoidi di età ladinica inf., è presente al Vallone del Rio della Miniera (Cima Sappada N). E' chiamata informalmente 'calcari pelagici condensati' da ASSERETO & PISA (1978), ricopre il gruppo del M. Siera ed è qui ritenuta corrispondente ai calcari del Clapsavon.

- *Caratteri*. I depositi dell'unità sono costituiti da prevalenti biomicriti rossastre e grigio chiare a sedimentazione condensata, organizzate in strati sottili a giunti ondulati. A tratti s'intercalano sottili livelli calcarei grigi con livelli ad entrochi.

- *Spessore*. La potenza massima dell'unità non supera i 45 m (PISA, 1974).

- *Limiti*. Quest'unità, arealmente ristretta al vertice sud-occidentale del Foglio, si sovrappone alla porzione inferiore della F.ne dello Sciliar (gruppo del M. Siera), corrispondente ai 'calcari dolomitici del M. Tiarfin' (PISA, 1972). I calcari del Clapsavon sono ricoperti dai sedimenti della F.ne di Buchenstein, rappresentati dalle 'arenarie tufacee del M. Rigoladis'.

- *Fossili*. Sono depositi ricchi in ammonoidi (PISA, 1966, 1972) già noti alla fine del 1800 (MOJSISOVICS, 1882). Lungo il Rio Auza, alle pendici orientali del Clap di Val, sono state rinvenute le specie *Protrachyceras archelaus*, *P. pseudoarchelaus*, *Anolcites julius*, *Sturia sansovinii*, *Procladiscites griesbachi*, *Epigymnites ecki*, assieme a "*Protrachyceras richthofeni*", *Maclearnoceras* sp. e *Liardites rutoranus* (PISA, 1966, 1972; MIETTO & MANFRIN, 1995). Sono presenti anche frequenti faune a brachiopodi, gasteropodi e bivalvi.

- *Ambiente*. I calcari del Clapsavon testimoniano la presenza di zone di altofondo strutturale, formatesi in seguito al localizzato e precoce annegamento del corpo di piattaforma (gruppo del M. Siera) condizionato da movimenti sinsedimentari.

- *Età*. Nel complesso l'età dell'unità, valutata nelle tipiche aree esterne al Foglio, si estende a gran parte del Ladinico, dal Fassanico (Zona a Nevadites) fino alla parte alta del Longobardico (Sottozona a Regoledanus). Nell'area del Foglio (Fienili Chiasteons, M. Tinisa S) le faune presenti presso il tetto della sottostante piattaforma carbonatica (PISA, in BRAGA *et alii*, 1971) ne collocano la base nel Fassanico (Sottozona Curionii-Recubariensis), mentre le associazioni più recenti (Clap di Val) estendono l'unità sino a parte del Longobardico (Sottozona a Neumayri).

5b.3. - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (**BUC**) (C. Venturini)

La Formazione di Buchenstein è sinonimo di Formazione di Livinallongo. In essa, in questa sede, sono accorpate e cartografate senza distinzioni, le 'arenarie di Zoppè' e la 'f.ne dell'Acquatona'.

- *Affioramenti*. L'estensione complessiva delle 'arenarie di Zoppè' e della 'f.ne dell'Acquatona' è molto ridotta ed è per questo motivo che in carta sono accorpate alla F.ne di Buchenstein dalla quale, in origine, non erano distinte.

I nuclei più ampi dell'unità affiorano nella porzione NO del Foglio, tra Sappada ed il M. Tuglia, e sono in massima parte concentrati lungo le quote inferiori della Valle del Piave (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 15) e del Rio Acqualena. Ulteriori e più ridotti affioramenti sono presenti lungo i versanti settentrionali e meridionali del massiccio Creta della Fuina-M. Pleros, lungo le Valli del Lumiei e, poco distante da questa, del Rio Chiarzò.

- *Caratteri*. L'unità è formata da un insieme di litologie che spesso si alternano in modo vario ed irregolare. Più in particolare sono riconoscibili cinque associazioni litologiche, non distinte in carta.

calcari s.l. (a). Prevalgono le granulometrie fini. Si riconoscono: calcari micritici a tratti laminati e bituminosi; ad essi si intercalano a volte sottili liste o noduli di selce; calcisiltiti e calcisiltiti marnose a *pellet* con sparsi granuli di plagioclasio, quarzo vulcanico, paste di fondo vulcaniche e miche, in associazione con sottili livelli marnosi; calcari nodulari e pseudonodulari classificabili come micriti pelletifere a bivalvi pelagici e radiolari, micriti a bio- ed intraclasti e biomicriti. Le sporadiche granulometrie arenitiche sono rappresentate da biocalcareni spatiche a frammenti di oncoidi algali ed intraclasti.

Si possono associare intercalazioni metriche di calcari massicci e livelli tufitici (Creta della Fuina N). Questo insieme di litologie corrisponde in massima parte alla F.ne di Buchenstein e, subordinatamente, alla 'f.ne dell'Acquatona' (VIEL, 1979a). La prima delle unità affiora estesamente, con spessore non ben precisabile per cause tettoniche, a N di Cima Sappada lungo il corso del Fiume Piave; la seconda, potente circa 30 m, è stata individuata lungo l'affluente destro del Rio Lerpa, nel Rio Siera (non cartografabile) e lungo il Fiume Piave di fronte alla borgata Ecche. Ha la sua sezione di riferimento nel Rio Acquatona, poco oltre il

limite occidentale del Foglio (VIEL, 1979a).

lutiti silicee (b). Formano dei sedimenti stratificati, a volte fittamente laminati e lastroidi, di colore verde o verde-azzurro. Sono il risultato di apporti tufacei finissimi commisti ad argille e fanghi a radiolari. Si alternano a più rare siltiti silicee e siliceo-carbonatiche a sparsi radiolari, ed a sporadici calcari pseudonodulari e nodulari in livelli sottili. Corrispondono alla 'pietra verde', *sensu* PISA (1972), dagli Autori inserita nella F.ne di Buchenstein. Le migliori esposizioni si osservano all'altezza della galleria della SS 355 che sale a Cima Sappada, lungo il Rio Mulino, a monte della strada, e verso il Lago d'Olbe. Il chimismo di livelli simili e coevi affioranti in Dolomiti (CALLEGARI & MONESI, 1964) è acido e riferibile a magmi riolitico-riodacitici. Le fonti magmatiche sono sempre esterne e distanti dalle zone di deposito. Questa litologia è presente anche nella f.ne dell'Acquatona, come sottili e sporadiche intercalazioni.

areniti e peliti torbiditiche (c). Si organizzano in caratteristiche successioni (fig. 35) in cui i termini arenitici, di colore variabile dal verde-grigio al grigio, formano strati spessi fino a 1,8 m, con basi a volte erosive e sporadici frammenti pelitici (*clay chip*, $\phi \leq 20$ cm). Le peliti sono in genere grigio scure. Il rapporto arenite/pelite è variabile e raggiunge rapporti massimi di 10:1. Sono frequenti le impronte di fondo (*flute* e *groove cast*) che individuano costanti direzioni di flusso da NO, con paleocorrenti comprese tra N90°E e N150°E (fig. 36), a conferma di quanto intuito da LEONARDI (1964, pag. 198).

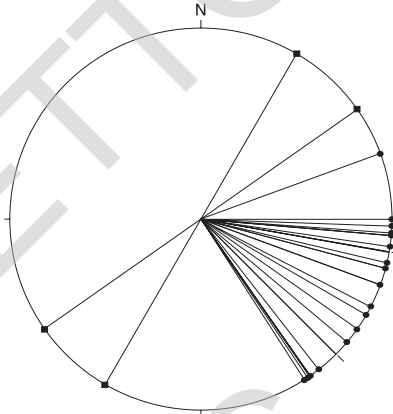


Fig. 35 - Areniti e peliti torbiditiche corrispondenti alle 'arenarie di Zoppè' (F.ne di Buchenstein). Inizio della mulattiera (q. 1275 m) che da Cima Sappada porta a Casera Tuglia.

Si osservano occasionali *slump* con direzioni di movimento sempre perpendicolari alle paleocorrenti. Si riconoscono facies di piana sottomarina e di lobo progradante. La tendenza complessiva è negativa, con aumento verso l'alto del rapporto arenite/pelite. Nelle areniti, in sezione sottile, si rinvencono abbondanti plagioclasti, subordinato quarzo vulcanico monocristallino, feldspati cloritizzati, biotite.

Fig. 36 - Paleocorrenti misurate nelle 'arenarie di Zoppè' (F.ne di Buchenstein), Rii Fauner (Sappada) e Geu (Forni Av.).

Linee grosse:	Rio Fauner
Linee sottili:	Rio Geu
Groove cast	trattini
Flute cast	punti
Traslazioni slump	quadrati



I frammenti litici, che a tratti possono diventare prevalenti, sono costituiti da paste di fondo acide e, raramente, basiche, frammenti fthanitici e in alcuni casi, carbonatici, rappresentati in genere da biomicriti pelletifere a bivalvi pelagici. Alle areniti e peliti possono intercalarsi anche occasionali marne, da verdi a nerastre, in livelli sottili, e calcari micritici da poco a sensibilmente nodulari. Quest'associazione litologica corrisponde alle 'arenarie di Zoppè'. Ne sono costituiti i versanti settentrionali sia della conca di Sappada sia dei Monti Geu e Tuglia.

La successione più continua è misurabile lungo il Rio Fauner e nel parallelo Rio Puiche (Pochseite), a E di Sappada, dove sono presenti solo i termini arenitico-pelitici torbiditici dell'unità. Questi affioramenti erano ascritti alla F.ne di Wengen-La Valle dai precedenti Autori (LEONARDI, 1964; AA.VV., 1971) mentre VIEL (1979a) li ridefinisce come appartenenti alle 'arenarie di Zoppè'. Lo spessore della litofacies sembra raggiungere i 200 m. Litologie confrontabili sono intercalate, con modesti spessori, anche nella 'f.ne dell'Acquatona'.

tufiti basiche (d). Sono rappresentate da tufiti esplosive e paraesplosive a chimismo basico, in genere disorganizzate, in strati spessi (0,5-2 m) e massicci. Formano orizzonti omogenei dotati di potenza complessiva anche superiore ai 15 m (Col dei Mirtilli S). Sono formate da prevalenti plagioclasti e subordinati feldspati con abito cristallino ben preservato, brandelli di lava basica e frammenti sparsi di rocce sedimentarie ($\phi \leq 15$ cm) con netti orli di cottura. Questi frammenti sono a tratti abbondanti e appaiono strappati dalla successione sot-

tostante. In altri casi formano strati sottili e gradati (< 50 cm) intercalati nelle precedenti litologie. La matrice può arricchirsi in componenti micritico-marnose con radiolari e spicole di spugna (PISA, 1972). Rispetto alle zone di fratturazione crostale e di crescita di apparati vulcanici da cui derivavano, sono classificabili come depositi medio-prossimali. Questo litotipo si può inoltre trovare intercalato nella 'f.ne dell'Acquatona' sotto forma di sottili episodi.

vulcanoclastiti risedimentate (e). Sono areniti e brecciole derivate da rielaborazione di tufiti basiche (*d*) commiste a materiale sedimentario. Questo è in gran parte costituito da clasti carbonatici di piattaforma privi di orli di cottura, di dimensioni molto eterogenee (> 1 m) e contorni irregolari, non consolidati al momento della rideposizione. Formano discontinui e ristretti affioramenti compresi tra il Clap di Val ed il M. Tinisa, nonché al M. Sesilis N. Si appoggiano sempre ai depositi di piattaforma ('calcarei dolomitici del M. Tiarfin', qui compresi nel gruppo del M. Siera) su contatti netti da incisione, con solchi svasati ed ampi da una ad alcune centinaia di metri. Sono informalmente denominate 'arenarie del M. Rigoladis' da PISA (1974).

- *Spessore*. Nella Valle del Lumiei la potenza complessiva dell'unità sembra aggirarsi sui 200 m, mentre nella conca di Sappada è quasi il doppio. Spessori esigui si misurano lungo le pareti della Creta della Fuina-M. Pleros, dove la F.ne di Buchenstein s'intercala alla piattaforma di età ladinica con due lingue di 35-40 m l'una (FARABEGOLI & LEVANTI, 1982).

Al M. Sesilis e al Cret di Pil (Valle del Lumiei) la potenza raggiunge i 120 m, e tende a diminuire (50-60 m) verso il limite meridionale del Foglio (Clap della Polenta e Rio Auza di Forni di Sotto).

- *Limiti*. Nelle zone settentrionali il limite inf. della F.ne di Buchenstein è per contatto netto sulla F.ne dell'Ambata (Cima Sappada). Nelle zone meridionali la sedimentazione è più tardiva e ricopre i termini più antichi del gruppo del M. Siera, soggetti ad un precoce annegamento tettonico e denominati 'calcarei dolomitici del M. Tiarfin' da PISA (1972). Superiormente l'unità passa alla F.ne di Wengen-La Valle, tranne nei casi in cui tra le due s'interpongono le ialoclastiti del M. Fernazza (margine SO del Foglio). In altri casi l'unità si interdigita a formare delle lingue nei depositi massicci del gruppo del M. Siera (Creta della Fuina-M. Pleros e nella Valle del T. Lumiei).

- *Fossili*. Le macrofaune si concentrano nelle litologie calcaree. Nei calcari prossimi alla base dell'unità (Sappada), sono presenti ammonoidi riferibili alle specie *Chieseiceras chiesense* ed "*Anolcites*" *recubariensis* (Sottozona Chiesense-Recubariensis). Nella 'f.ne dell'Acquatona', si rinvencono le specie *Protrachyceras archelaus*, *Frankites regoledanus* e *Monophyllites wengensis* (Sottozona a Regoledanus). Frequente è il bivalve pelagico *Daonella lommeli*, in associazione con *Posidonia wengensis*.

- *Ambiente*. La F.ne di Buchenstein si sedimentò in un ambiente marino caratterizzato da incrementi discontinui di profondità, con valori massimi

stimabili in poche centinaia di metri. Le poche facies di mare meno profondo (*a*) si collocano in prossimità delle transizioni con il litosoma massiccio del gruppo del M. Siera. Le condizioni ambientali dei fondali riflettevano una morfologia articolata e mobile, in gran parte ereditata dai retaggi anisici.

La ripresa dell'attività tettonica sinsedimentaria, seppure non così pronunciata come nel settore dolomitico, causò modesti approfondimenti nel settore di Sappada, favorendo il richiamo di apporti terrigeni (*c*). Le relative paleocorrenti, misurate nelle 'arenarie di Zoppè', localizzano verso NO le aree fonte, contrariamente a quanto ritenuto da una parte della letteratura (FARABEGOLI, 1998 *cum bibl.*). I rilievi emersi erano costituiti da ammassi lavici acidi e basici, e da un basamento filladico.

La 'f.ne dell'Acquatona' (*a*) è la risposta ad una rapida fase trasgressiva (VIEL, 1979a) che si colloca al tetto della F.ne di Buchenstein. Le tufiti basiche (*d*) rivelano l'incremento dell'attività tettonica sinsedimentaria estensiva (?transensiva) che culminò dando origine alle successive effusioni basiche (f.ne di M. Fernazza). Per le vulcanoclastiti risedimentate (*e*) si riporta l'interpretazione di PISA (1974) il quale suggerisce un'origine per distacco gravitativo sottomarino di materiali tufitici.

L'innesco va individuato nell'incremento dell'attività sismica locale, mentre la messa in posto del deposito avveniva tramite flussi in massa che incidevano i sottostanti calcari semiconsolidati. La circoscritta estensione dei depositi porta a ritenere che questi corrispondano al riempimento delle incisioni.

- *Età*. La F.ne di Buchenstein si estende dal Ladinico inf. (Fassanico, Sottozone Chiesense-Recubariensis) al Ladinico sup. (Longobardico *p.p.*). Quest'ultima età è comprovata dalle faune rinvenute nella 'f.ne dell'Acquatona' che chiude l'unità.

5b.4. - FORMAZIONE DI M. FERNAZZA (IMF) (C. Venturini)

- *Affioramenti*. Sono limitati all'estremo margine SO del Foglio, tra il T. Auza ed il Rio Scluses.

- *Caratteri*. L'unità, definita da ASSERETO *et alii* (1979) ed emendata da VIEL (1979b), è rappresentata da basalti nerastri o grigio-verdi che si alterano a rossi, parzialmente spilitizzati. Sono caratteristiche le minute cavità subcircolari dovute a degassazione e riempite da minerali zeolitici o calcedoniosi. I basalti s'intercalano e passano lateralmente a ialoclastiti grigie o verdi (PISA, 1972) costituite dalla frammentazione di colate basaltiche sottomarine. Certi livelli si arricchiscono in frammenti carbonatici ($\phi \leq 10$ cm) e possono presentare evidenti gradazioni. Collegati al medesimo evento magmatico sono anche alcuni filoni strato (PISA, 1972) affioranti lungo il corso del T. Auza.

- *Spessore*. Sia per i basalti sia per le ialoclastiti la potenza è compresa tra 0 e 25 m circa.

- *Limiti*. Quando presente, l'unità si sovrappone alla F.ne di Buchenstein e passa superiormente alla F.ne di Wengen-La Valle, rappresentata da una successione arenitico-marnosa.

- *Ambiente*. Riferendosi agli ambienti che avevano caratterizzato la precedente unità, si può presupporre un mare di media profondità in cui i limitati espandimenti lavici erano guidati da confinamenti morfologici, presumibili effetti dell'attività tettonica sinsedimentaria.

- *Fossili*. Sono presenti solo nei frammenti calcarei (Calcari del Clapsavon) strappati dal condotto lavico durante la risalita del magma ed inclusi nei prodotti vulcanici.

- *Età*. L'età di messa in posto dei corpi vulcanici e subvulcanici è ricavabile da quella delle unità presenti al letto ed al tetto. Pochi km ad O del margine occidentale del Foglio (Forcella Chiana) le effusioni sono coperte da lutiti silicee scure (F.ne di Wengen-La Valle) contenenti faune ad ammonioidi (PISA, 1972) con '*Trachyceras richthofeni*', specie che indica la Sottozona a Neumayri (Longobardico).

5b.5. - FORMAZIONE DI WENGEN-LA VALLE (**WEN**) (C. Venturini)

- *Affioramenti*. All'interno del Foglio il settore che offre le più potenti esposizioni della F.ne di Wengen-La Valle è la conca di Sappada (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 16), con le sue propaggini settentrionali (Laghi d'Olbe). Più a meridione l'unità riaffiora lungo il versante sud-orientale del Creton di Clap Grande. E' inoltre presente, con limitate esposizioni, lungo la strada da Ampezzo al Passo Pura e nelle stesse località d'affioramento della F.ne di M. Fernazza.

Alla F.ne di Wengen-La Valle sono dubitativamente assegnati anche i depositi carbonatici sottilmente stratificati, sterili, che affiorano alla base della parete meridionale del Creton di Clap Grande, al margine occidentale del Foglio, seguendo l'attribuzione data loro dagli Autori precedenti (AA.VV., 1971). Altri affioramenti, con potenze ridotte, sono ubicati lungo la parete settentrionale del massiccio Creta della Fuina-M. Pleros.

- *Caratteri*. Nel settore meridionale è presente un litosoma denominato informalmente 'marne grigie a Daonella' (PISA, 1972), con stratotipo ubicato sul versante occidentale del Col Pimin. E' potente poche decine di metri e in questo settore rappresenta l'intera unità. L'unità è formata da un'alternanza di marne, marne argillose e calcari marnosi, con intercalazioni sporadiche di livelli calcarei micritici che passano a nodulari, fasciati da marne calcaree.

Lungo la strada Ampezzo-Passo Pura (q. 1270 m) ed al Col Pimin (q. 1120 m), alle marne calcaree si intercalano livelli di brecce calcaree (0,1-1 m). I clasti sono in gran parte frammenti calcarei di mare basso ($\phi \leq 35$ cm), rappresentati da *grainstone* ed oncoidi algali cementati da spatite. Nel settore settentrionale (conca di Sappada, con le migliori esposizioni nell'alto Rio

Lerpa e nel Rio dell'Orso) affiora l'altro litotipo rappresentativo della formazione in oggetto.

Il motivo litologico dominante è costituito da un'alternanza di marne nerastre e calcari in strati sottili, con livelli arenitici a caratteri torbiditici che diventano predominanti verso l'alto. Le areniti formano strati gradati con spessori modali compresi tra i 10 ed i 50 cm e massimi sopra i 2 m. Le basi, sempre nette e spesso erosive, mostrano frequenti impronte di fondo (*flute* e *groove cast*).

Le paleocorrenti sono inizialmente orientate da SO verso NE, secondo le direzioni comunemente accertate nelle torbiditi ladiniche del Comelico e delle Dolomiti più orientali (FARABEGOLI, 1998, fig. 16) ma presto sono sostituite da persistenti trasporti da SE verso NO (fig. 37). Una parte delle areniti è composizionalmente molto simile alle 'arenarie di Zoppè' (in carta accorpate nella F.ne di Buchenstein). Sono costituite da frequenti frammenti vulcanici acidi, accompagnati a tratti da granuli quarzosi con golfi di riassorbimento e da abbondanti feldspati sericitizzati.

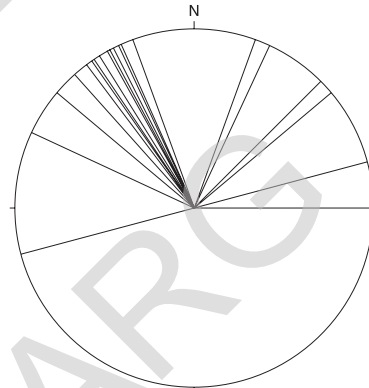


Fig. 37 - Paleocorrenti (*flute cast*) nella F.ne di Wengen-La Valle. Rio dell'Orso-Rio Siera (Sappada).

Sono sempre rari sia i plagioclasti sia le biotiti detritiche. Sono presenti anche occasionali granuli filladici. Al Creton di Clap Grande S la successione è formata da calcari micritici, calcari marnosi scuri e subordinate marne, in strati decimetrici quasi sempre deformati da fitti sistemi di pieghe.

- *Spessore*. La potenza complessiva della Formazione può variare sensibilmente da zona a zona. Al Col Pimin è di soli 32 m mentre lungo il Rio Siera di Sappada supera il centinaio. Procedendo dal limite nord-occidentale del Foglio verso SSE l'unità tende ad assottigliarsi fino a sparire, completamente sostituita dal gruppo del M. Siera, in corrispondenza del meridiano di Prato Carnico.

- *Limiti*. Nella zona sud-occidentale del Foglio la Formazione si sovrappone alle effusioni basiche (f.ne di M. Fernazza). Alle sorgenti del Rio del Mulino (Bosco Alto) l'unità si sovrappone alla F.ne di Buchenstein ('f.ne dell'Acquatona') che, in spessori non cartografabili (≤ 8 m), a sua volta ricopre i depositi del gruppo del M. Siera. Più in particolare tra quest'ultimo e la F.ne

di Wengen-La Valle s'interpongono 5 m di dolosiltiti calcaree nere in strati decimetrici passanti con contatto netto a 2,5 m di argille marnose con livelli cineritici centimetrici. A 0,5 km di distanza, verso O (Parete Alta), i calcari neri si chiudono e i livelli cineritici s'ispessiscono. La medesima successione è presente anche a Sappada dove l'unità ricopre, con sovrapposizione stratigrafica diretta, la 'f.ne dell'Acquatona', anche qui senza l'interposizione delle ialoclastiti della f.ne di M. Fernazza. Il limite sup. è ancora con il gruppo del M. Siera o, in eteropia, con la F.ne di San Cassiano.

- *Fossili*. Oltre a frequenti frustoli indeterminabili radunati nei livelli arenitico-marnosi, si segnalano frequenti *Daonella lommeli* nel litosoma marnoso del Col Pimin (PISA, 1972), e faune ad ammonoidi con le specie *Protrachyceras archelaus* e *Frankites regoledanus* (Sottozona a Regoledanus). Nella porzione sommitale dell'unità è segnalata la specie *Trachyceras aon* (Sottozona ad Aon).

- *Ambiente*. I depositi sembrano riferibili ad un ambiente bacinale con batimetria in fase di progressivo calo.

- *Età*. Le faune ad ammonoidi definiscono per l'unità un'età longobardica (Sottozona a Regoledanus) e carnica inf. basale (Sottozona ad Aon).

5b.6. - FORMAZIONE DI SAN CASSIANO (SCS) (C. Venturini e S. Delzotto)

- *Affioramenti*. Si limitano a localizzate fasce tra il M. Pleros e il F. Piave (il più praticabile è ubicato lungo l'alveo del Rio Siera di Sappada). Alcuni ridotti nuclei sono inoltre presenti a N di Sappada e, a S di quest'ultima, a monte della confluenza del Rio Siera di Sappada nel Piave (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 16).

- *Caratteri*. L'unità è formata da calcareniti e calciruditi grigie in strati ben definiti, spesso gradati; si alternano a sottili peliti scure e silicoclastiti, a calcari micritici grigio scuri in strati sottili e a rari episodi tufacei centimetrici. S'intercalano sporadici *pebbly mudstone* (da 0,1 a 3 m) con clasti formati da carbonati di mare basso associati a sparsi macrofossili quali coralli isolati e radioli di echinidi. Il contenuto organogeno è in genere molto abbondante e costituito in massima parte da frammenti di organismi di scogliera ed intraclasti.

- *Spessore*. E' sempre ridotto e raggiunge massimi di 50-60 m al M. Pleros e nel basso Rio dell'Orso-Rio Siera, a S di Sappada.

- *Limiti*. Al M. Pleros (FARABEGOLI & LEVANTI, 1982) l'unità ricopre i depositi massicci del gruppo del M. Siera e passa lateralmente e superiormente, dove riconosciuta, alla 'Dolomia Cassiana'. A S di Sappada si sovrappone alla F.ne di Wengen-La Valle attraverso ripetute alternanze plurimetrie.

- *Fossili*. I frammenti bioclastici ripropongono le faune presenti nella 'Dolomia Cassiana'. Si riconoscono frequenti ooliti isolate, singoli oncoidi algali, radioli di echinidi, bivalvi disarticolati, frammenti di celenterati e di calcari oolitici ad intraclasti. Nei calcari micritici sono inoltre presenti abbondanti

radiolari e bivalvi pelagici.

- *Ambiente*. E' bacinale e si colloca frontalmente al corpo progradante della 'Dolomia Cassiana'. Le clastiti carbonatiche costituiscono la frangia esterna della rampa di scogliera della 'Dolomia Cassiana' che avanzava sui depositi bacinali.

- *Età*. Carnico inf. (Julico).

5b.7. - 'DOLOMIA CASSIANA' (DCS) (C. Venturini & C. Fontana)

Nelle classiche cartografie relative al settore carnico la 'Dolomia Cassiana' è stata quasi sempre accorpata alla F.ne dello Sciliar e congiuntamente denominata Dolomia dello Schlern *Auctt.* (SELLI, 1963; ELMI & MONESI, 1967; CARLONI & CREMONINI, 1970; BRAGA *et alii*, 1971). In qualche settore del Foglio è stato possibile scorporare la 'Dolomia Cassiana' dal gruppo (informale) del M. Siera, dandole dignità cartografica.

- *Affioramenti*. L'unità è individuabile nel quadrante sud-orientale del Foglio, in particolare a NE di Villa Santina, nella conca di Sauris, alla sommità del M. Pleros e, infine, a S di Sappada.

- *Caratteri*. È formata da dolomie massicce grigie, calcari dolomitici e calcari, in banchi spessi con rari accenni di stratificazione. Sono ben sviluppati i ciclotemi peritidali, con spessori fino ad 1 m; in essi prevalgono gli episodi subtidali con micriti a *pellet*. Non mancano, anche se subordinate, le facies bioclastiche di alta energia ed occasionali episodi ricchi in oncoidi algali. A tratti si riconoscono livelli stromatolitici, molto rari nei precedenti corpi di piattaforma di età anisica sup.-ladinica.

- *Spessore*. Nel Foglio può raggiungere i 500-600 m di potenza massima.

- *Limiti*. L'unità s'indenta o sovrappone, con rapida transizione, alla coeva F.ne di San Cassiano, in facies bioruditica, clinostratificata, con spessori di pochi metri, come si osserva alle sorgenti del Rio dell'Orso (Sappada, q. 1400 m) e al M. Pleros. Il limite sup. sembra affiorare solo al Col dei Mughì (estremità occidentale del Foglio). Si realizza con la f.ne di Dürrenstein, presente con facies dolomitiche e calcareo-dolomitiche stratificate in banchi metrici.

- *Fossili*. Tra gli organismi incrostanti e costruttori si segnalano *Tubiphytes*, alghe blu-verdi (Porostromata, Spongiostromata), spugne calcaree (Sphinctozoa) e coralli, singoli e coloniali. Sono diffusi i foraminiferi bentonici (*Endothyridae*, *Ammobaculites*, *Trocholina*).

- *Ambiente*. Corrispondeva ad una piattaforma interna con associazioni di facies indicative di laguna aperta e piana tidale. Non mancano le facies biocostruite, favorite dallo sviluppo di organismi incrostanti. Al loro fronte si sviluppavano le clinostratificazioni del pendio di scogliera (*talus*). La progradazione delle facies clinostratificate, percepibile nel Rio dell'Orso, è compresa tra le direzioni SE e SO.

- *Età*. L'unità è ritenuta dagli Autori di età carnica inf.

5b.8. - FORMAZIONE DELLA VAL DEGANO (**DEG**) (C. Venturini)

La f.ne della Val Degano è l'equivalente lagunare della 'Dolomia Cassiana' e per gran parte del territorio è il primo litosoma di età sicuramente carnica che si sviluppa sul territorio ricoprendo in paraconcordanza il gruppo del M. Siera.

- *Affioramenti*. L'unità è presente in prevalenza a S delle linee di Sauris, nella parte inferiore del Foglio. In particolare, raggiunge i massimi d'esposizione tra i corsi dei Torrenti Degano e But. A causa della marcata impronta deformativa alpina subita dal settore non sono preservate successioni continue dell'intera unità.

- *Caratteri*. L'unità è stata suddivisa in quattro principali litofacies, tutte distinte in carta e variamente distribuite sul territorio. I rapporti reciproci sono regolati da complesse transizioni verticali ed eteropie laterali (figg. 9 e 40).

brecce e conglomerati carbonatici (DEG_a). La litofacies, quando presente, si colloca di norma nella porzione basale dell'unità (BARNABA, 1955). Lateralmente si presenta discontinua (0-35 m). Può sovrapporsi con contatto erosivo al gruppo del M. Siera, come testimoniato alle pendici occidentali del M. Diverdalce, a NE di Fusea, oppure intercalarsi, con contatto stratigrafico netto, non o blandamente erosivo, tra i primi depositi della litofacies a *calcari scuri e marne*, come visibile nel Rio Ronchieson, a N di Raveo.

Un'interessante sezione di questo litosoma è misurabile nei pressi di Plugna, lungo la strada comunale (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez. 17). Le ruditi possono rielaborare i sottostanti depositi del gruppo del M. Siera e, a tratti (Rio Ronchieson), i *calcari scuri e marne*. I clasti variano da pochi millimetri fino a 1 m. I conglomerati sono organizzati in bancate di 0,5-1 m; la matrice è solitamente scarsa, l'arrotondamento dei ciottoli è medio-basso con numerosi clasti stratoidi che denunciano la prossimalità del deposito; complessivamente la granulometria cala verso l'alto. A Plugna le brecce sono in prevalenza disorganizzate e verso l'alto passano per rapida alternanza, dopo alcuni sottili orizzonti di carbone, ai *calcari scuri e marne*.

Il deposito affiorante lungo l'alveo del Rio Ronchieson, a N di Raveo, è formato da 15-20 m di ruditi, con brecce da fini a grossolane e conglomerati (ϕ_{mod} 2-20 cm, ϕ_{max} 1 m) passanti ad areniti litiche ed arkose rossastre (circa 30 m) composizionalmente affini alle successive *areniti e marne torbiditiche*. La composizione dei clasti riflette invece quella dei *calcari scuri e marne* sul quale si appoggia con un contatto non o debolmente erosivo. In BRAGA *et alii* (1971) e in AA.VV. (1971) gli affioramenti del Rio Ronchieson sono attribuiti alla F.ne di Wengen-La Valle.

calcari scuri e marne (DEG_b). Corrispondono ai 'calcari scuri stratificati' ascritti al 'gruppo di Raibl' *Auctt.* da PISA (in BRAGA *et alii*, 1971) e PISA (1972). In Cadore litologie simili, collocate nel medesimo intervallo stratigrafico, equivalgono alle formazioni del M. Stizzinoi e del Col di Pioi (CARLONI & GHIRETTI, 1966). I calcari micritici grigio scuri, a volte bituminosi e fetidi, in strati da 2-3 a 45 cm, prevalgono sugli interstrati marnosi. Occasionalmente sono listati da selce

nerastra di sostituzione diagenetica; spesso si alternano fittamente a marne e marne calcaree che formano veli interstrato o livelli da pochi cm fino a 0,6 m. Il contenuto organogeno (gasteropodi, bivalvi ed ostracodi) varia da strato a strato. Sono diffuse anche le biocalcareni, in strati decimetrici con giunti netti riuniti a formare bancate metriche con stratificazione gibbosa (*hummocky*) amalgamata, da collegarsi ad eventi di tempesta in acque poco profonde. Nella parte inferiore della litofacies possono svilupparsi sottili intercalazioni di carbone (PELLIZZER, 1952) in lenti con spessori da 3-12 cm fino a 150 cm. Complessivamente la litofacies ha spessori compresi tra 50 ed oltre 600 m (fig. 39; (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sezz. 17--20).

Alle litologie carbonatiche possono a tratti intercalarsi sottili e sporadici orizzonti arenitico-tuftitici; raggiungono il loro massimo sviluppo lungo la strada per il Santuario di Trava e ad O di Cazzaso. Le areniti tuftitiche si presentano comunemente sotto forma di strati da 2-3 a 20 cm. Sono classificabili come siltiti e areniti, da fini a grossolane, e si alternano a lutiti silicee verdi. Formano in genere episodi omogenei, spessi oltre 7 m, oppure danno luogo a fitte alternanze lutiti silicee-calcarei sviluppate su spessori inferiori ai 5 m.

Nei livelli arenitico-tuftitici più grossolani si riconoscono abbondanti plagioclasti, sia sotto forma di cristalli singoli a geminazione polisintetica, spesso sericitizzati, sia di pasta di fondo microcristallina; presenti anche sparse biotiti, raro quarzo monocristallino ad estinzione netta e diffusi frammenti di siltiti ocracee. In alcuni casi le biocalcareni ad essi associate nella porzione inferiore della litofacies si arricchiscono in abbondante quarzo monocristallino con golfi di riassorbimento.

calcari bituminosi laminati (DEG_c). Sono calcari micritici in strati di 2-10 cm, nerastri, bituminosi e fetidi, sempre interessati da una laminazione millimetrica piano-parallela responsabile della caratteristica sfaldabilità in lastre. Ad essi s'intercalano sottili livelli marnosi e sporadici livelli calcarei bioclastici grigi, in strati singoli, fusiformi a stratificazione gibbosa, spessi dai 10 ai 30 cm, con basi erosive e tetto ondulato drappeggiato da soprastanti micriti laminate.

Sovente queste ultime sono deformate da mesopieghe (dm-m) innescate da cedimenti subacquei con direzione di scivolamento NO-SE (figg. 38a e 38b). La potente litofacies (FRASCARI, in BRAGA *et alii*, 1971) si intercala come lente nei *calcari scuri e marne*. Il loro spessore massimo, difficilmente valutabile con precisione a causa delle intense deformazioni alpine, sembra intorno ai 250 m. L'area di diffusione di questa litofacies si colloca tra il Clap di Corbolan e il M. Duron, a N di Villa Santina.

Gli affioramenti, pur assoggettati ai marcati raccorciamenti alpini, si concentrano in corrispondenza di un truogolo subsidente orientato N40°-50°E. Gli originari limiti tettonici coincidevano rispettivamente con la linea di Trava, (X), confine occidentale, e la linea di Buttea (Y), limite orientale (figg. 40 e 66), interpretate come paleoelementi sinsedimentari paralleli alla linea But-Chiarsò, *master fault* del sistema. Oltre tali confini, e verso N, i calcari bituminosi laminati rapida-



Fig. 38a - Strada Trava-Madonna di Trava, quota 775 m. F.ne della Val Degano, calcari bituminosi laminati (DEG_c). Convoluzioni da scivolamento subacqueo (slumping) che deformano micriti scure e fetide organizzate in strati composti da fitte lamine millimetriche piano parallele. L'ambiente di deposizione è interpretato come lagunare asfittico in subsidenza accelerata.

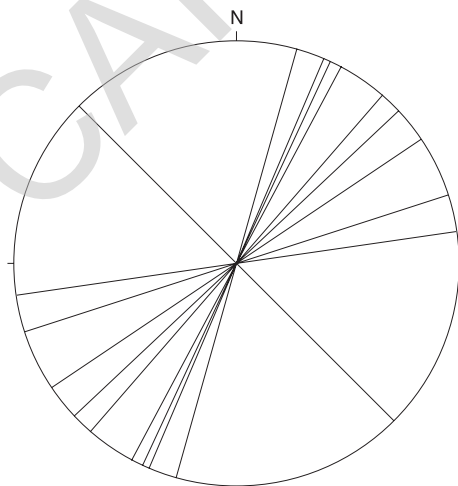


Fig. 38b - Direzioni degli assi di pieghe decimetriche prodotte da scivolamenti gravitativi (f.ne della Val Degano, calcari bituminosi laminati, DEG_c). La direzione media di scivolamento, perpendicolare agli assi, è circa $N310^{\circ}E$, congruente con le subsidenze tettoniche regolate dal sistema di faglie orientato $N40^{\circ}-50^{\circ}E$. Misure raccolte lungo la mulattiera a NO di Trava.

mente si sfrangiano all'interno dei *calcari scuri e marne*, dando luogo a lingue che si chiudono nello spazio di un km (Rio Malon e Madonna di Trava ad O, M. Duron ad E).

areniti e marne torbiditiche (DEG_d). Formano una caratteristica successione arenitico-marnosa, potente circa 45 m e dotata di spiccati caratteri torbiditici (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sez.21). La litofacies dà luogo ad una lente compresa all'interno dei calcari bituminosi laminati. La sua diffusione è limitata alle zone del M. Vas di Buttea e di Cazzaso, coincidenti con il settore di massimo spessore e sviluppo dei calcari bituminosi laminati. I contatti con questi ultimi, alla base ed al tetto, sono netti. L'intera successione torbiditica è caratterizzata da una tendenza negativa che attesta la progradazione di un ventaglio terrigeno. Le paleocorrenti misurate (impronte di trascinamento e docce erosive di base strato) sono orientate N60°-65°E (massimo assoluto) con probabili provenienze da OSO (fig. 39). Le areniti, da fini a grossolane, sempre gradate, formano strati spessi da 2 a 140 cm. Gli episodi più potenti sono localizzati nella porzione superiore, hanno basi nettamente erosive e contengono frequenti intraclasti marnosi ($\phi \leq 10$ cm). Intorno a 30-35 m dalla base della successione, si concentra una forte quantità di frustoli al tetto di molti tra gli episodi arenitici. Le marne formano strati in genere sottili, solitamente inferiori al dm; inizialmente il rapporto marna/arenite è di 3:1, ma già dopo i primi metri si modifica a favore delle areniti. In queste abbondano i feldspati, talvolta in associazione con quarzo; sono frequenti i plagioclasti, sempre a geminazione polisintetica e presenti anche come fenocristalli in paste di fondo basiche a feltro plagioclasico intersertale. Sono invece subordinati i granuli quarzosi, monocristallini e con evidenti golfi di riassorbimento, nonché le paste di fondo acide. I granuli arenitici hanno una derivazione vulcanica, prevalentemente basica.

- *Spessore*. Le *brecce e conglomerati carbonatici*, situati di norma alla base della formazione, sono presenti in modo molto discontinuo e non superano i 35 m di potenza. I *calcari scuri e marne* hanno spessori compresi tra 50 e oltre 500 m con incremento da occidente verso oriente, fino a raggiungere i massimi nel

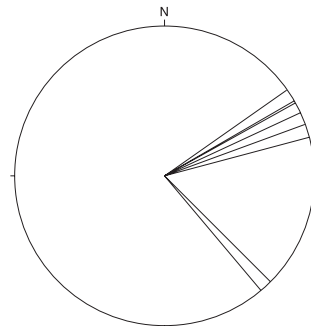


Fig. 39 - Paleocorrenti misurate nelle areniti e marne torbiditiche della f.ne della Val Degano. Affluente destro del Rio Chiantone (q. 1020 m).

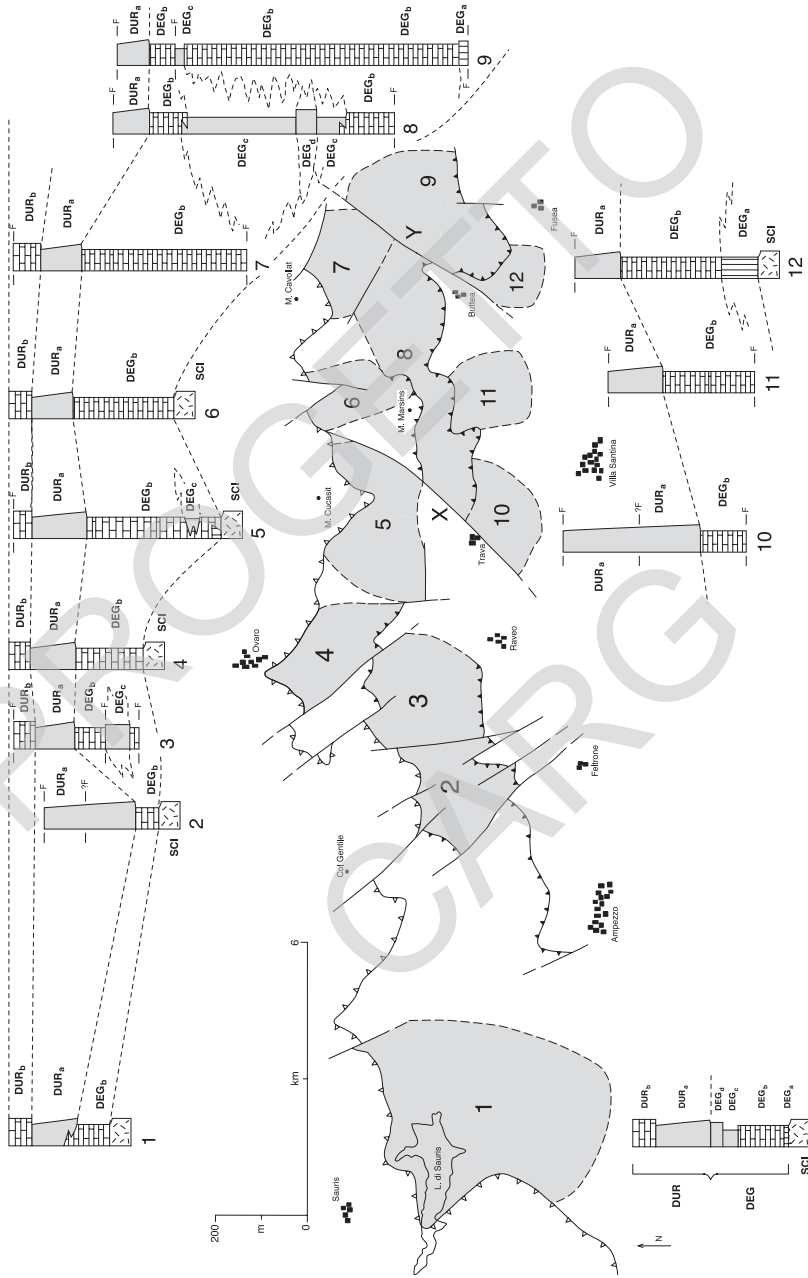
depocentro collocato tra le paleofaglie di Trava e Buttea, (figg. 40 e 66). A N di Villa Santina si sviluppano i *calcari bituminosi laminati*, con spessori massimi di circa 250 m. Le *areniti e marne torbiditiche*, arealmente molto circoscritte, hanno una potenza massima di 45 m e s'intercalano ai *calcari bituminosi laminati* (M. Vas) o, quando questa litofacies non si è sviluppata (Cazzaso Nuovo), ai *calcari scuri e marne*, dove sembrano dare luogo a due episodi distinti.

- *Limiti*. Il limite inf. dell'unità presenta caratteri variabili da zona a zona. Può essere erosivo sul gruppo del M. Siera, dove questo è coperta dalle *brecce e conglomerati carbonatici*; oppure netto, con superficie di dissoluzione, ancora sul gruppo del M. Siera, come si osserva lungo la strada che costeggia il Lago di Sauris (CARULLI *et alii*, 2000) dove ai carbonati carsificati si sovrappongono i *calcari scuri e marne*. La Formazione è eteropica con la 'Dolomia Cassiana', dove distinguibile, della quale costituisce l'equivalente lagunare. Il limite sup., che si realizza con la f.ne di Dürrenstein (litofacies ad *areniti, marne e calcari*), varia da netto a transizionale rapido e coinvolge i *calcari scuri e marne*.

- *Fossili*. Si concentrano nella litofacies a *calcari scuri e marne*. Tra i macrofossili si segnalano frequenti gasteropodi e bivalvi con la specie *Myophoria kefersteini* abbondante soprattutto nei livelli marnosi. Presenti anche brachiopodi, echinidi, coralli, foraminiferi ed alghe. Nella porzione inferiore della medesima litofacies sono frequenti gli ostracodi, a volte associati a microforaminiferi ed alghe.

- *Ambiente*. Le discontinue ruditi basali (*brecce e conglomerati carbonatici*) corrisponderebbero rispettivamente ad accumuli di frana e a depositi fluvio-deltizi. Entrambi potevano collocarsi in prossimità di modeste scarpate di faglia ubicate nei pressi di un margine costiero reso instabile da blandi movimenti tettonici verticali. I livelli basali dei successivi *calcari scuri e marne* attestano condizioni di laguna sottile periodicamente emersa (livelli di carbone) cui seguirono, secondo una tendenza trasgressiva, condizioni di piattaforma con mare più profondo. Anche le successive litofacies (*calcari bituminosi laminati* ed *areniti e marne torbiditiche*) sottolineano la pronunciata subsidenza del settore sud-orientale del Foglio. Lo confermerebbe il rapido incremento di spessore subito dalla formazione tra le paleofaglie di Trava e Buttea e la paleolinea But-Chiarsò nonché la presenza, nella medesima fascia subsidente, di depositi le cui litologie e strutture peculiari riflettono la presenza di un marcato depocentro sedimentario. A questo proposito si citano i) i livelli arenitico-tufitici, che indicano il probabile sviluppo di un non lontano centro vulcanico collegato ad una tettonica estensionale (?transensiva); ii) i *calcari bituminosi laminati* (con frequenti *slump*) che testimoniano

Fig. 40 - Colonne stratigrafiche misurate nella f.ne della Val Degano (DEG) e nella f.ne di Dürrenstein (DUR) (Carnico sup.). Nel Foglio le due unità affiorano solo a S della principale tra le linee di Sauris. Le aree di affioramento sono state suddivise in settori (1-12) con caratteri omogenei al loro interno. Le linee di Trava (X) e di Buttea (Y), orientate NE-SO, sono interpretabili come paleostrutture di età carnica. Allo stesso sistema appartengono la linea di Sezza (CARULLI *et alii*, 1982) e la linea But-Chiarsò (SELLI, 1963), affioranti appena oltre il limite orientale del Foglio.



una laguna in rapido approfondimento con fondali asfittici e superproduzione di fanghi carbonatici, ed infine *iii*) l'intercalazione terrigena (*areniti e marne torbiditiche*) che si configura come il prodotto dello smantellamento subaereo di un edificio vulcanico ubicato con tutta probabilità verso i quadranti meridionali, ad alcune decine di km di distanza.

Gli apporti terrigeni che ne derivarono furono convogliati verso le zone più depresse, coincidenti con il depocentro della laguna in approfondimento. In questa fase le facies ruditiche del Rio Ronchieson confermerebbero la propensione all'instabilità tettonica della zona sud-orientale del Foglio. Successivamente i *calcari scuri e marne* si riaffermarono sull'intero territorio ripristinando ovunque condizioni neritiche meno profonde, corrispondenti ad una stasi nell'attività tettonica sinsedimentaria.

- *Età*. L'associazione a microforaminiferi ed alghe (PISA, 1972) e la costante presenza di *Myophoria kefersteini* consentono di attribuire la pressoché completa unità al Carnico (Julico). Il ritrovamento del conodonte *Pseudofurnishius murchanus murchanus* colloca il limite Ladinico-Carnico nei primi metri dell'unità DEG_b .



Fig. 41 - *Rupe della Pieve di Gorto, presso la confluenza del Rio Miozza nel Torrente Degano (a S di Ovaro), quote 480-520 m. F.ne di Dürrenstein, areniti, marne e calcari (DUR_a), marne, calcari e dolomie (DUR_b). In questo settore la transizione rapida tra le due associazioni di litologie che scompaiono l'unità è marcata da una discordanza angolare di circa 10° . La ragione è imputabile ad un'attività tettonica sinsedimentaria che, procedendo verso E sul territorio del Foglio, ha prodotto una serie di effetti distensivi in progressiva intensificazione.*

5c. - SUCCESSIONE TRIASSICA MEDIO-SUP. - Parte superiore

Sono di seguito descritte le unità triassiche sup. che chiudono la successione del substrato, ad eccezione di due limitati affioramenti ruditici di presunta età ?mio-?pliocenica, presenti a poca distanza l'uno dall'altro, nel settore centrale del Foglio.

Le unità triassiche medio-sup. sono costituite, in ordine stratigrafico, dalla f.ne di Dürrenstein, dalla f.ne di Raibl, e dalla Dolomia Principale, quest'ultima rispettivamente preceduta dalla f.ne del Monticello e passante in eteropia alla dolomia di Forni, due unità a valenza locale caratteristiche del Sudalpino orientale.

La f.ne di Dürrenstein è qui identificata sulla base delle considerazioni espresse in PISA *et alii* (1980) e dei suggerimenti di P. Gianolla (com. pers.). Per rappresentare in modo adeguato le variazioni che l'unità presenta rispetto alle associazioni litologiche dei classici stratotipi dolomitici sono stati istituiti due suddivisioni informali a validità locale. Corrispondono a due delle originarie unità informali che costituivano la porzione superiore del 'gruppo di Raibl' *Auctt.*, dal quale vengono necessariamente scorporati. La scelta consente di collocare l'insieme delle unità carniche di questo settore in un quadro stratigrafico regionale correlabile con quello cadorino-dolomitico sulla base di una nomenclatura confrontabile a parità di significato genetico dei singoli litosomi.

In questa accezione la f.ne di Raibl comprenderebbe i soli tre membri sommitali dell'originario omonimo gruppo, così come inteso da PISA (in BRAGA *et alii*, 1971, 1972) per l'area carnica occidentale, la quale ricade per gran parte nel territorio del Foglio. La ridefinizione stratigrafica qui adottata consente dunque di trattare in modo omogeneo il settore carnico occidentale e quello cadorino, le cui successioni presentano indubbe analogie.

Per quanto riguarda la sovrastante successione di età carnico sup.-norica, già dagli inizi del secolo la letteratura geologica del Friuli riconosce la presenza della Dolomia Principale e ne individua una litozona basale carbonatica in strati sottili, grigi o nerastri, spesso bituminosi, ritenuta in parziale eteropia con le sue facies classiche (GORTANI, 1910b; FERUGLIO, 1929; ZENARI, 1929), gettando le basi per i moderni studi stratigrafici degli anni novanta.

Per FERASIN (1958), SELLI (1963, 1964), BRAGA *et alii* (1971) e COUSIN (1981) il litosoma si colloca generalmente nella parte inferiore dell'unità. MATTAVELLI & RIZZINI (1974) ne eseguono uno studio di dettaglio petrografico e sedimentologico, denominandolo dolomia di Forni. Recentemente l'unità è stata oggetto di studi sedimentologici e paleoambientali (DALLA VECCHIA, 1991; DALLA VECCHIA & MUSCIO, 1991a,b).

CARULLI *et alii* (1998 *cum bibl.*) nella più recente revisione della stratigrafia triassica sup. delle Alpi Meridionali orientali scorporano una seconda unità, la f.ne del Monticello, le cui litofacies risultavano originariamente comprese nella dolomia di Forni.

5C.1. - FORMAZIONE DI DÜRRENSTEIN (**DUR**) (C. Venturini & D. Ciavatta)

L'unità, definita nell'area dolomitica (PIA, 1937), è stata oggetto di revisione da parte di PISA *et alii* (1980a) che estesero le indagini litostratigrafiche verso E fino al limite nord-occidentale del Foglio. Fu identificata come f.ne di Dürrenstein una serie di unità non formalizzate che in precedenza costituivano la porzione inferiore del 'gruppo di Raibl' *Auctt.* dell'area carnica (BRAGA *et alii*, 1971; PISA, 1972, 1974). I successivi lavori confermarono la validità della proposta e, contestualmente, ridenominarono parte del 'gruppo di Raibl' del settore carnico come f.ne di Raibl, adeguando la nomenclatura a quella in uso nelle Dolomiti.

La f.ne di Dürrenstein, così come la f.ne di Raibl, è stata cartografata seguendo i criteri sopra enunciati. Sulla base di quanto esposto, l'unità è stata suddivisa in due litofacies, entrambe cartografabili alla scala 1:50.000, e denominate rispettivamente come *areniti, marne e calcari*, e come *marne, calcari e dolomie*.

- *Affioramenti*. Sono concentrati a S delle linee di Sauris e si estendono nella sola porzione meridionale del Foglio.

- *Caratteri*. Sono distinte e cartografate due litofacies stratigraficamente sovrapposte.

areniti, marne e calcari (DUR_a). Comprendono le 'arenarie quarzose violette e grigie' e i 'calcari e marne' *sensu* PISA (1972). Le 'arenarie violette' appaiono correlabili con la porzione arenacea della f.ne di Stabie di CARLONI & GHIRETTI (1966), affiorante in Cadore, ad O del Foglio. Sono presenti lungo una fascia continua, collocata a S delle linee di Sauris ed estesa dal M. Tinisa a Fusea. Le sezioni più rappresentative sono misurabili lungo i Rii Storto e Plottempoch (Lago di Sauris), nel Rio di Muina (a S di Ovaro) e nel Rio di Claupa, nei pressi di Trischamps (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sezz. 20, 22, 23, 24 e 25).

Nelle zone occidentali (Rio Storto N e Plottempoch) la litofacies in oggetto è rappresentata da prevalenti areniti e siltiti rosse, raramente grigie, con lenticelle carboniose spesse alcuni cm, alternate a frequenti peliti rosse e grigie ed occasionali marne. In certi tratti le peliti diventano il litotipo predominante. Spostandosi verso E tra le peliti s'intercalano sottili lenti calcaree (0,6-2 m) che da sporadiche (Rio Muina) possono diventare frequenti (Rio di Claupa).

Le siltiti e le areniti, con grana variabile da fine a grossolana, si inseriscono tra le peliti come strati singoli, generalmente sottili (2-30 cm), con basi nette e laminazioni piano-parallele. In alternativa i livelli arenitici si saldano a formare banchi potenti da 0,5 a 3-4 m; nella maggior parte dei casi costituiscono dei depositi canalizzati con base erosiva e stratificazione a festoni, o, più raramente, a *epsilon*.

Le paleocorrenti misurate alla base delle canalizzazioni distribuite sul Foglio, si disperdono nell'intervallo N280°-20°E, attestando una provenienza da SE e un massimo assoluto nell'intorno N310°-330°E (fig. 42). Sono stati inoltre riconosciuti sporadici banchi con stratificazione cuneiforme da battigia, potenti da 0,6

a 1,8 m. Si rinvengono anche rare bancate lentiformi, spesse 0,5-0,8 m, a base netta, non erosiva, formate da alternanze di siltiti, areniti e marne con frequenti frustoli ed intraclasti marnosi isolate tra cospicui spessori di marne e/o peliti. Le peliti, grigie e rosse, presentano laminazioni piano-parallele sovente obliterate dalla bioturbazione. I calcari sono rappresentati da micriti, spesso dismicritizzate, a volte trasformate in dolosparite.

La composizione delle areniti è prevalentemente quarzosa e litica. In sezione sottile il quarzo è presente con granuli angolari e subangolari, sempre monocristallini ad estinzione netta e frequenti golfi di riassorbimento; tra i frammenti litici abbondano le paste di fondo vulcaniche acide a quarzo microcristallino. Si osservano occasionali arricchimenti in granuli detritici opachi e frammenti pelitici ocracei. Rari i plagioclasti i quali, come molti quarzi e paste di fondo acide, sono profondamente alterati.

Le associazioni di facies più frequenti sono rappresentate da *a*) alternanze peliti-areniti organizzate in sequenze negative che culminano, ove il ciclo è completo, con una bancata arenitica canalizzata; lo spessore delle singole sequenze non supera i 6 m; *b*) peliti rosse, in spessori da 0,5 a 3 m, cui si intercalano bancate arenitiche canalizzate e sparsi livelli arenitici; *c*) peliti rosse e grigie con sottili intercalazioni carbonatiche che al tetto presentano soventi impronte da disseccamento.

La potenza della litofacies, che in passato veniva considerata variabile tra 80 e 350 m (BRAGA *et alii*, 1971), oscilla tra 70-100 m della conca di Sauris e 90-120 m della Val Degano. Spessori eventualmente maggiori non sono con sicurezza accertabili data l'abbondante vegetazione e la presenza di possibili faglie coperte.

marne, calcari e dolomie (DUR_b). Corrispondono ai 'calcari scuri, marne, calcari dolomitici e dolomie' di BRAGA *et alii* (1971) nonché, parzialmente, ad un insieme di litosomi disposti in successione verticale e indicati da PISA (1972) come 'calcari e marne, calcari e dolomie stratificati' e come 'dolomie cristalline massicce'. Poco oltre il limite occidentale del Foglio la litofacies corrisponderebbe alla f.ne di Stabie di CARLONI & GHIRETTI (1966).

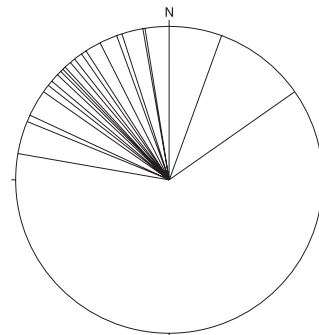


Fig. 42 - Paleocorrenti misurate nella f.ne di Dürrenstein (litofacies ad areniti, marne e calcari). Erosioni di base in canali fluviali. Conca di Sauris e Val Degano.

Questa litofacies affiora con regolarità su tutta la fascia meridionale del Foglio, quasi sempre a S delle linee di Sauris. Gli affioramenti migliori sono ubicati, da O verso E, nel Rio Tintina (Lago di Sauris), lungo la Valle del Degano, immediatamente a S di Ovaro, ed alle sorgenti del Rio Chiantone (cfr. Cap. VIII-Appendice, Sezz. 25 e 26). L'unico affioramento posto a N delle linee di Sauris è al Col dei Mughì, dove la litofacies è presente con esclusive litologie calcaree dolomitiche e dolomitiche stratificate in banchi metrici poggianti in (?) paraconcordanza sulla 'Dolomia Cassiana'. Nei settori a S di tali linee tettoniche la litofacies è formata da prevalenti alternanze tra calcari grigio-scuro stratificati e subordinate marne.

I calcari sono quasi sempre rappresentati da micriti massicce con un contenuto molto variabile in bivalvi, gasteropodi, foraminiferi ed alghe; tra i livelli basali sono stati riconosciuti sporadici calcari oolitici ad inquinamento terrigeno (paste di fondo vulcaniche acide, quarzo vulcanico, rari granuli opachi e plagio-clasi). I calcari formano strati lateralmente persistenti con spessori compresi tra i 5 e i 15 cm; possono saldarsi a formare banchi stratificati con spessori compresi tra pochi dm e i 6 m; in questo caso gli interstrati marnosi, di norma potenti da 0,5 cm fino a 0,5 m, scompaiono o si riducono ad impercettibili veli. Le basi degli strati calcarei sono nette, spesso debolmente ondulate per effetti di carico sulle sottostanti marne.

L'associazione litologica calcari/marne è organizzata in sequenze di rango inferiore. Ogni sequenza, spesso da 0,3 a 3 m, inizia con un livello basale calcareo e termina con un potente orizzonte marnoso. L'alternanza calcari/marne formante la sequenza mostra un progressivo assottigliamento degli strati calcarei verso l'alto e un parallelo ispessimento di quelli marnosi. Al tetto della successione si sviluppa un litosoma carbonatico massiccio potente circa 15 m e in gran parte formato da dolospariti. Queste ultime derivano da originarie micriti pelletifere.

La transizione dai sottostanti calcari e marne (*areniti, marne e calcari*) può avvenire attraverso l'interposizione di mezzo metro di calcari stratificati che sfumano superiormente alle dolomie (Costa di Runchs e Pieve di Gorto, a S di Ovaro), oppure sviluppando una fitta alternanza tra strati dolomitici e marnosi (Rio Storto, a S del Lago di Sauris). La potenza della litofacies varia da 40 a 60 m, ma oltre il limite SO del Foglio (Passo della Mauria) sono citati spessori massimi di 200 m (PISA, in BRAGA *et alii*, 1971).

- *Spessori*. La potenza complessiva massima della Formazione non raggiunge 200 m, con rapporti molto vari tra le due litofacies.

- *Limiti*. Il limite inf. è quasi ovunque con i *calcari scuri e marne* della f.ne della Val Degano. E' transizionale, attraverso un'alternanza di strati calcarei e livelli terrigeni fini (Rio Plottemploch e Rio di Claupa), oppure netto ed irregolare (Rio Muina), con rapida affermazione del cuneo clastico. Il limite sup. è netto con la *membro a peliti rosse* della f.ne di Raibl.

- *Fossili*. I rari macrofossili, concentrati in DUR_a, sono rappresentati da gasteropodi e bivalvi, con frequenti *Myophoria kefersteini* e *Myophoria wöhrman-*

ni. Sono stati ritrovati inoltre alcuni esemplari di fronde vegetali in buono stato di conservazione appartenenti alla specie *Pterophyllum brevipenne*.

- *Ambienti*. Le associazioni di facies descritte in ordine di frequenza per DUR_a, corrispondono (a) ad un ambiente deltizio passante a marino marginale nel quale progradavano barre di foce deltizia e canali distributori generanti sequenze negative; (b) ad una piana alluvionale solcata da canali fluviali; (c) ad un ambiente di laguna sottile periodicamente passante a piana alluvionale distale (deltizio). Si riconoscono inoltre rari depositi di spiaggia e modeste dune subacquee. Le paleocorrenti, distribuite su tutto il territorio e misurate sul fondo dei canali a stratificazione incrociata, individuano una precisa direzione di trasporto da SE verso NO (fig. 42).

La composizione delle areniti riflette lo smantellamento di rocce sorgenti formate da vulcaniti acide localizzate nei quadranti meridionali. Lo sviluppo dei centri vulcanici sembra essere associato ad un'attività tettonica estensionale (?transensiva). I relativi effetti sono ben percepibili anche nell'area del Foglio dove sono numerosi i dati tettonici sinsedimentari raccolti nelle areniti, marne e calcari; sono questi riferibili a faglie suturate, basculamenti che innescano nicchie di frana in ambiente marino neritico, rapide differenze di spessore nelle successioni e discordanze angolari. In DUR_b la successione calcareo-marnosa corrisponde ad una piattaforma poco profonda in condizioni lagunari epineritiche.

Le successioni carbonatiche a persistente inquinamento terrigeno, localizzate ad E di Muina, individuano un margine costiero inizialmente influenzato dalle maree. Almeno in un caso (Pieve di Gorto) il persistere dell'alimentazione terrigena è in relazione diretta con un'attività tettonica sinsedimentaria.

Esistono evidenze di locali basculamenti (circa 10°) dei fondali (fig. 41), di movimenti verticali controllati da faglie poi suturate, di nicchie di cedimento sottomarino (VENTURINI, in VAI *et alii*, 2002). Favorivano la genesi di circoscritte depressioni che richiamavano gli apporti clastici da settori esterni al Foglio e confinati molto più a S.

- *Età*. La presenza in DUR_a della specie *Myophoria kefersteini*, unitamente alle faune a bivalvi rinvenute da PISA (1972) in affioramenti di DUR_b posti immediatamente a S del Foglio, consentono approssimativamente di fissarne l'età al Carnico (Julico-Tuvalico).

5c.2. - FORMAZIONE DI RAIBL (RBA) (C. Venturini & G. Longo Salvador)

- *Affioramenti*. Sono limitati alla fascia più meridionale del Foglio e si collocano nel lembo posto al letto della principale tra le linee di Sauris. Questa struttura, di età alpina, è per certi tratti impostata lungo le litologie gessose dell'unità.

- *Caratteri*. La formazione consta di tre membri informali. Sono associazioni litologiche tutte dotate di scarsa resistenza al taglio.

5c.2.1 - *membro a peliti rosse* (**RBA₁**)

E' formato da argilliti e siltiti rosse con rari orizzonti verdi, a volte bioturbate, a tratti laminate. Occasionalmente sono presenti intercalazioni di areniti fini e rare brecciole dovute a rimaneggiamenti intraformazionali. Si osservano sporadici livelli ricchi in concrezioni diagenetiche (*caliche*). Presenta spessori compresi tra 80 e 100 m e si sovrappone, con contatto netto, generalmente non erosivo, alla f.ne di Dürrenstein (litofacies a *marne, calcari e dolomie*). Costituisce un litosoma continuo, probabilmente sincrono, tracciabile dalle Dolomiti alla Carnia centrale. Paleontologicamente sterile, è tuttavia correlato dalla gran parte degli Autori con la f.ne di Tor del Tarvisiano.

5c.2.2. - *membro a gessi e dolomie grigie* (**RBA₂**)

E' costituito da un'originaria associazione litologica di gessi e dolomie grigie, in strati sottili singoli o formanti banchi di spessore variabile. La plasticità dei gessi, unitamente alla fragilità delle dolomie a stratificazione subdecimetrica, ha determinato una particolare risposta deformativa alle sollecitazioni tettoniche alpine. L'effetto è paragonabile a quello subito dal *membro a gessi e dolomie nere* (*facies fiammazza*) della F.ne a Bellerophon. I gessi hanno acquisito una laminazione tettonica da flusso e sono punteggiati da sciame di frammenti dolomitici, dimensionalmente compresi tra l'argilla ed il blocco. Lo spessore del membro è ritenuto dagli Autori intorno ai 350 m, valore probabilmente sovrastimato a causa di raddoppi tettonici di difficile individuazione.

5c.2.3. - *membro a dolomie e marne* (**RBA₃**)

E' composto da dolomie grigie, dolomie marnose, a tratti gialle, marne e subordinate argille varicolori. La stratificazione è in genere decimetrica con giunti netti e planari. Le litologie sono quasi sempre interessate da una brecciazione che in parte può essere originaria (per autoclastesi in ambiente evaporitico) e in parte deve essere ritenuta l'effetto delle sollecitazioni compressive d'età alpina. Appena oltre il limite meridionale del Foglio, PISA (in BRAGA *et alii*, 1971) valuta una potenza intorno ai 180 m.

- *Spessore*. Nel Foglio la stima, anche approssimativa, della potenza di quest'unità è impossibile per le deformazioni subite e per la presenza di coperture quaternarie molto diffuse. Riferendosi alle zone a S del Foglio (Forni di Sotto, Foglio 048 Tramonti di Sotto), dove è presente una successione meno deformata e pressoché continua dell'unità, si ricavano oltre 600 m di spessore complessivo (PISA, 1972).

- *Limiti*. Sia quello inferiore, con la f.ne di Dürrenstein (litofacies a *marne, calcari e dolomie*), sia quello superiore, con la f.ne del Monticello, sono netti.

- *Fossili*. Non sono stati rinvenuti fossili né sono citati in letteratura precedenti ritrovamenti.

- *Ambiente*. Ai tre membri corrispondono i seguenti rispettivi ambienti. Una piana alluvionale distale in condizioni di *terminal fan* i cui sedimenti fini finivano per distribuirsi in un mare basso. Gli apporti terrigeni fini provenivano dallo smantellamento di centri vulcanici localizzati distalmente, nei quadranti meridionali, lungo una fascia tettonicamente mobile orientata circa E-O (BRUSCA *et alii*, 1982). Una laguna sottile in condizioni di periodica evaporazione. Un mare basso in condizioni peritidalico-evaporitiche con debole inquinamento terrigeno fine.

- *Età*. L'unità è concordemente attribuita al Carnico sup. (Lacico).

5c.3. - FORMAZIONE DEL MONTICELLO (**DMM**) (G. Longo Salvador, G.B. Carulli & M. Ponton)

- *Affioramenti*. Si concentrano nella parte inferiore del Foglio, lungo il versante idrografico destro del Tagliamento.

- *Caratteri*. L'unità è stata introdotta da CARULLI *et alii* (1998) attraverso lo studio della successione tardo-triassica ubicata oltre i limiti meridionale ed orientale del Foglio. In quest'ultimo l'unità è costituita in gran parte da dolomie non laminate e prive di strutture e si caratterizza per il colore tendenzialmente grigio chiaro dei litotipi. La stratificazione è netta con giunti di strato piano-paralleli. Subordinatamente sono presenti strati dolomitici (20-40 cm) caratterizzati da una regolare alternanza di lamine millimetriche chiare e scure per concentrazione differenziata di sostanza organica, talora interrotte da straterelli più chiari, con spessore 0,5-2 cm. Sono presenti livelli stromatolitici che possono costituire successioni di spessore metrico. Ancor più rari sono i livelli dolomitici con noduli e/o lenti di selce nera e le dolomie marnose, nere o brune, fittamente laminate e fissili, presenti per lo più come intercalazioni mm-cm (DALLA VECCHIA, 1991). Nel Rio di Preone (Foglio 048 Tramonti di Sotto), oltre il limite meridionale del Foglio, sono stati ritrovati banconi plurimetrici di megabrecce costituite da grossi clasti di dolomia cristallina grigio scura, in certi casi pluridecimetrici, a spigoli debolmente smussati. Limitati episodi di colata gravitativa sono stati osservati nella successione a NE del M. Verzegnis.

- *Limiti*. Nel Foglio la f.ne del Monticello (cfr. membro della Valvestino, DPR₁) è compresa fra la f.ne di Raibl e la dolomia di Forni. Esternamente ad esso può passare superiormente alla Dolomia Principale.

- *Spessore*. Ha potenze mediamente comprese tra i 200-300 m.

- *Fossili*. Sono stati rinvenuti bioclasti di gasteropodi, bivalvi e alghe. Sono presenti inoltre, appena oltre il limite meridionale del Foglio, associazioni polliniche con *Staurosaccites quadrifidus*, *Cycadopites follicularis*, *Partiti-*

sporites quadruplicis, *P. densus*, *Granuloperculatipollis rudis*. Il tetto dell'unità contiene invece *Tsugapollenites pseudomassulae*, *Corollina* sp., *C. meyeriana*, *Granuloperculatipollis rudis*, *Ovalipollis pseudoalatus* e bisaccati.

- *Ambiente*. L'unità corrisponde ad un mare poco profondo, di ambiente subtidale ristretto, lagunare o localmente intertidale, comune a tutta l'area considerata (CARULLI *et alii*, 1994b). I livelli stromatolitici rappresentano un mare sottile con momentanea ossigenazione di un ambiente generalmente asfittico. Gli episodi brecciati di certi settori starebbero ad indicare l'inizio di una fase di approfondimento con mobilitazione locale del sedimento ad opera di faglie di crescita. CARULLI *et alii* (1998) considerano la sottounità una rampa carbonatica raccordata alla Piattaforma di Trento, con facies detritiche più grossolane ad O (PODDA & PONTON, 1997) passanti verso E a facies di laguna più o meno ristretta.

- *Età*. La base dell'unità è databile tra la parte altissima del Carnico sup. (Tuvalico) ed il tetto al Norico inf.

5c.4. - DOLOMIA DI FORNI (DMF) (G. Longo Salvador, G.B. Carulli, M. Ponton & F. Podda)

- *Affioramenti*. Anch'essi, come quelli della f.ne del Monticello, si concentrano nella parte inferiore del Foglio, lungo il versante idrografico destro del Tagliamento.

- *Caratteri*. L'unità è costituita da prevalenti dolomie grigio scure, ben stratificate, spesso laminate e gradate, con frequenti intercalazioni marnose e livelli selciferi particolarmente diffusi nella parte inferiore della successione. Gli strati sono costituiti da dolomicriti e doloareniti, talora gradate, con spessore medio intorno a 20-25 cm. Presentano all'alterazione colore marrone da chiaro a scuro che tende al grigio scuro al taglio fresco. Hanno geometria prevalentemente tabulare, a volte lenticolare.

Si alternano a strati più sottili, molto frequenti, costituiti da dolomie grigio scure o bruno fittamente laminate. Le laminazioni, per lo più piano-parallele ma anche incrociate, sono date da alternanze ritmiche millimetriche di livelli chiari e scuri in cui la dolomitizzazione non permette di valutare un'eventuale gradazione, oppure centimetriche a struttura gradata, generalmente diretta.

- *Spessore*. Nelle aree di depocentro raggiunge spessori di 700 m.

- *Limiti*. Poggia con contatto stratigrafico sulla f.ne del Monticello mentre lateralmente passa in eteropia alla Dolomia Principale.

- *Fossili*. La gran parte dei macrofossili è costituita da resti di crostacei, in minor misura da pesci foliodoridi (BRAGA, 1966) e vegetali, e da rari rettili pterosauri di grande interesse paleontologico (CALZAVARA *et alii*, 1981; WILD, 1984; TINTORI *et alii*, 1985; PINNA, 1987; DALLA VECCHIA *et alii*, 1990, 1991; DALLA VECCHIA & MUSCIO, 1991; ZAMBELLI, 1990; DALLA VECCHIA, 1991a). Gli pterosauri sono i più antichi rettili volanti conosciuti; essi, assieme ad alcuni

rettili terrestri, provano l'esistenza, in alcuni momenti, di aree emerse in vicinanza della piattaforma. Resti vegetali d'ambiente continentale (frammenti lignei di coniferali e pollini), anch'essi indicatori di vicine aree emerse, sono dispersi in tutta la successione. Sono presenti inoltre rari fantasmi di radiolari. I frammenti di gasteropodi e molto più raramente di bivalvi, di ostracodi, di qualche resto algale (Dasycladaceae) e di sporadici foraminiferi sono risedimentati e provengono dalle aree di piattaforma.

- *Ambiente*. La dolomia di Forni rappresenta in genere un ambiente euxinico bacinale, com'è dimostrato dall'assenza di bioturbazioni e dall'abbondanza di sequenze torbiditiche. Per quanto riguarda gli apporti detritici silicoclastici, il bacino ne riceveva in minima quantità essendo essi limitati a rari ed isolati granuli di quarzo, di feldspati e miche chiare. Non esistevano quindi nelle vicinanze estese aree cristalline emerse sottoposte ad erosione.

Dalle caratteristiche generali riscontrate si può affermare che a condizioni di anossia del fondo facevano riscontro presso la superficie acque ossigenate. La profondità del bacino nel Norico medio-sup. è ritenuta intorno a poche centinaia di metri (?200-?400 m). I tassi di sedimentazione, specie ai margini del bacino, si possono stimare in circa 300 m/Ma.

- *Età*. La dolomia di Forni ha un'età norica (Alauniano) basata su associazioni a conodonti rinvenute oltre i limiti del Foglio (ROGHI *et alii*, 1995), lungo il versante N del M. Verzegnis (Foglio 048 Tramonti di Sotto).

5c.5. - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR) (G.B. Carulli, G. Longo Salvador, M. Ponton & F. Podda)

- *Affioramenti*. E' presente solo nel nucleo del Creton di Clap Grande, lungo il margine occidentale del Foglio.

- *Caratteri*. L'unità presenta la classica sequenza ciclica peritidale descritta da BOSELLINI (1965, 1967). E' costituita da dolomie microcristalline o afanitiche a megalodonti, gasteropodi, e da dolomie stromatolitiche laminate con *fenestrae*, talora culminanti nella parte alta del ciclo con strutture da disseccamento. I cicli possono essere incompleti ed in questi casi prevalgono le dolomie subtidali in strati dm-m.

- *Limiti*. La Dolomia Principale è presente nell'unico nucleo del Creton di Clap Grande, delimitato da faglie distensive e dove i contatti con le unità sotto- e sovrastanti sono sepolti o cancellati dalle erosioni quaternarie.

- *Spessore*. Nell'unico nucleo affiorante del Foglio lo spessore affiorante supera i 600 m, anche se verso S (Foglio 048 Tramonti di Sotto) raggiunge valori prossimi ai 1500-2000 m.

- *Fossili*. Frequenti stromatoliti algali e bivalvi (*Megalodon* sp.).

- *Ambiente*. L'unità è costituita da una monotona successione di cicli peritidali e rappresenta una piana mareale.

- *Età*. La successione affiorante è norica *s.l.* (PISA, in BRAGA *et alii*, 1971).

6. - SUCCESSIONE ?MIO-?PLIOCENICA

Sono dubitativamente assegnati all'intervallo Miocene sup.-Pliocene inf. due affioramenti ruditici, nettamente discordanti sul substrato triassico. Non sono ascrivibili alla successione quaternaria sulla base del loro grado di tettonizzazione, per i caratteri sedimentologici (costituiscono i depositi alluvionali e gravitativi accumulati sul fondo di una paleovalle), e per la loro particolare posizione in quanto affiorano in posizione di crinale, isolati dalle erosioni quaternarie, occupando le culminazioni di alcuni rilievi minori del gruppo del M. Arvenis.

6.1. - RUDITI DEL M. CLAUPA (RMC) (C. Venturini)

- *Affioramenti.* Sono limitati a due nuclei distinti e separati, posti immediatamente a S del M. Arvenis, quasi al centro del Foglio. Coincidono con le porzioni di crinale del M. Claupa e della Punta Bella Mont, a circa un km di distanza uno dall'altro. Solo il primo dei due affioramenti era già noto (FRASCARI RITONDALE SPANO, 1969; AA.VV., 1971) e veniva indicato come deposito fluvio-glaciale quaternario.

- *Caratteri.* L'unità è formata da ruditi carbonatiche grigie a cemento tenace, in banchi e strati da 0,3 a 1 m (fig. 43). Il cemento è vadoso, a menisco e stalattitico. Sono presenti microcavità (porosità intergranulare) riempite da silt vadoso laminato. I clasti sono di derivazione locale e rappresentano, per oltre l'80% del loro volume, la 'dolomia del Serla inf.' e la 'f.ne del Serla sup.'.

In subordine compaiono litologie assimilabili alla sottostante F.ne di Werfen. Al M. Claupa la rudite è formata da conglomerati il cui assetto è compreso tra i valori N300°-320°E/30°-40°SO. Le dimensioni modali dei clasti, in gran parte subarrotondati, oscillano tra 2 e 12 cm, con maggiori frequenze tra 7 e 9 cm. Verso l'alto della successione si osservano episodi a blocchi subarrotondati (ϕ_{\max} 50 x 70 cm).



Fig. 43 - M. Claupa, 1,5 km dal M. Arvenis, in direzione SW, quota 1790 m. Ruditi del M. Claupa (RMC). Conglomerati tenaci, bimodali, con scarsa matrice e clasti subarrotondati derivanti dall'erosione delle unità triassiche inf. e medie.

La matrice è sempre scarsa. Gli strati presentano frequenti gradazioni dirette. Il deposito è interessato da tre principali sistemi di fratture (N-S, NE-SO e NO-SE). Alla Punta Bella Mont la rudite è una breccia monogenica, priva di matrice, in banchi di 0,3-0,5 m con clasti eterometrici formati unicamente da carbonati massicci della 'f.ne del Serla sup.' Le loro dimensioni variano da pochi cm ad oltre il metro. L'assetto del deposito è N270°-300°E/25°S e rappresenta una clinostratificazione. Confrontando i caratteri e l'aspetto di campagna del deposito con quelli delle ruditi della successione anisica (cfr. Cap. 5.4. - Gruppo di Braies) si esclude ogni identità e correlazione.

- *Spessore.* Al M. Claupa la successione preservata dalle erosioni quaternarie raggiunge i 10-12 m, mentre alla Punta Bella Mont non supera gli 8 m.

- *Limiti.* L'unità si appoggia, tramite superficie erosiva, alla F.ne di Werfen (*Membro di Cencenighe*). L'affioramento è confinato lateralmente da una faglia alpina e dall'erosione quaternaria. Alla Punta Bella Mont il deposito è interrotto lateralmente da una faglia alpina orientata N-S. Una seconda struttura (N30°E/Vert.) ne induce la parziale verticalizzazione.

- *Fossili.* L'unità è sterile.

- *Ambiente.* I caratteri del deposito affiorante al M. Claupa sembrano acquisiti in un contesto fluviale prossimale, mentre quelli della successione di Punta Bella Mont corrispondono ad un accumulo gravitativo di versante. Nell'insieme individuano un paleocorso fluviale che scorreva in una valle i cui versanti erano rivestiti da conoidi di deiezione e falde detritiche.

- *Età.* L'attribuzione al Quaternario data a questo litosoma dagli Autori (AA. VV., 1971) è qui emendata sulla base delle seguenti considerazioni:

a) evidenze tettoniche: fratture, faglie, uncinature e basculamenti degli strati interessano la successione con un'intensità di effetti sconosciuta nei depositi pleistocenici dell'intero Foglio; b) l'associazione di facies e la composizione dei clasti sono indicativi di una situazione morfologico-ambientale sensibilmente differente da quella attuale o recente; c) le elevate quote di affioramento e la posizione dei depositi (in condizione di crinale) sono in antitesi con l'ubicazione dei depositi quaternari di natura alluvionale e gravitativa, normalmente relegati nei fondivalle o tuttora appoggiati ai versanti di alimentazione.

Si avanza l'ipotesi che il litosoma costituisca un deposito alluvionale residuale connesso ad un paleodrenaggio di età ?messiniano-?pliocenica inf. La paleovalle avrebbe costituito la risposta erosiva alla rapida variazione del livello di base dovuta al disseccamento del Mare Mediterraneo.

Le attuali quote di affioramento delle ruditi del M. Claupa (1800 m) sarebbero l'effetto dei sollevamenti nealpini plio-quaternari della catena carnica, stimabili in oltre un migliaio di metri. Questo deposito dunque potrebbe essere tentativamente considerato coevo con il Conglomerato di Osoppo (VENTURINI, 1992), affiorante nella fascia pedemontana tra Osoppo e Braulins, a N di Udine, ed interpretato come il riempimento di un solco fluviale connesso ai paleodrenaggi attivi nell'intervallo intorno al limite Mio-Pliocene (VENTURINI, in CARULLI *et alii*, 2000).

7. - SUCCESSIONE QUATERNARIA

Nel Foglio in oggetto i depositi del Quaternario continentale (Pleistocene ?Med.-Sup.-Olocene) costituiscono un'abbondante copertura recente e sono stati suddivisi, descritti e cartografati seguendo prevalentemente il criterio sintemico (UBSU, unità a limiti inconformi) integrato da quelli litosomatici e litostratigrafici. Questo nell'intento di usare le potenzialità d'ogni tipo di unità stratigrafica riconoscibile sul terreno.

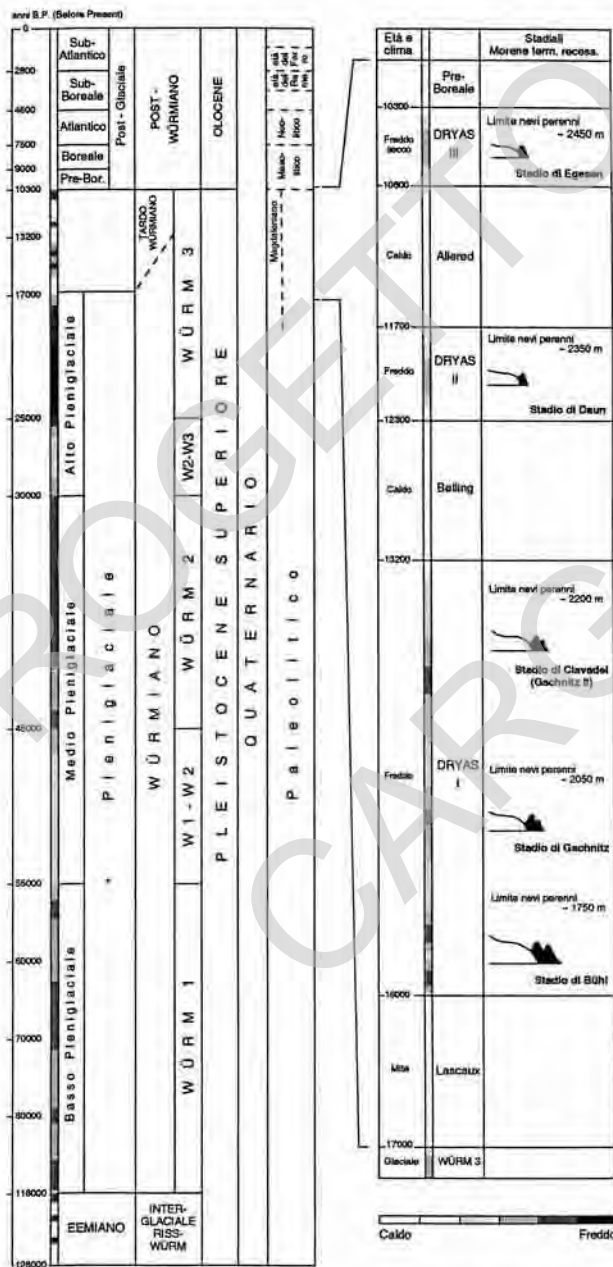
A tal fine sono stati individuati i corpi sedimentari formati da gruppi di litosomi limitati da superfici inconformi e le diverse unità e sottunità che costituiscono i sintemi. Lo si è fatto tenendo in considerazione: *a*) limiti esposti e lateralmente tracciabili dei sintemi; *b*) assetti e geometrie dei litosomi; *c*) forme degli accumuli in relazione alle loro strutture e tessiture; *d*) analisi di facies; *e*) distribuzione altimetrica; *f*) rimodellamenti subiti dagli accumuli; *g*) contesto climatico di formazione; *h*) contenuti organogeni ed età numeriche.

Il confronto tra le successioni presenti nel territorio rilevato, congiuntamente all'osservazione diretta dei contatti inconformi presenti tra le singole unità visibili nelle rare favorevoli esposizioni, ha consentito l'individuazione delle potenziali correlazioni tra le superfici dei limiti. Le unità della successione continentale di età pleistocenico sup.-olocenica del Foglio sono state suddivise in tre sintemi: alpino orientale pre-LGM, LGM e post-LGM, intendendo con LGM l'Alpine Last Glacial Maximum *sensu* RAVAZZI (2003). L'estensione areale e volumetrica dei depositi dei singoli sintemi aumenta esponenzialmente procedendo dal più antico verso il più recente. E' questa la prima volta che nell'ambito sia dell'area qui considerata sia, più in generale, del settore alpino carnico, è proposta una suddivisione in chiave sintemica dei numerosi depositi quaternari.

La soluzione è propositiva e per questo necessariamente (e doverosamente) perfettibile. La logica seguita da questa classificazione è quella di favorire la lettura dei vari e numerosi depositi quaternari del Foglio e dei loro rapporti spazio-temporali in un momento in cui la definizione della stratigrafia quaternaria alpina *s.l.*, e soprattutto della relativa nomenclatura e gerarchia, sono ancora oggetto di vivace discussione. Oltre alla scala cronometrica, quella temporale di riferimento qui utilizzata è sostanzialmente quella proposta da RAVAZZI (2003) per la successione tardo-quaternaria continentale delle Alpi.

In aree alpine rivestite da depositi pleistocenici superiori essa è attualmente la più adatta a rappresentare e correlare la successione di eventi che hanno condizionato lo sviluppo delle fasi deposizionali ed erosivo-esarative. Per l'intervallo tardiglaciale (fig. 44), le suddivisioni di RAVAZZI (2003) sono state integrate con quanto proposto da MAISCH (1982, 1992, 1995, 2000) e da MAISCH *et alii* (1999).

Fig. 44 - Scala cronostratigrafica dell'alto Quaternario. Le età numeriche sono indicative essendo molti dei limiti ancora indeterminati. Sulla destra sono evidenziate le possibili suddivisioni dei depositi tardiglaciali (archi morenici stadiali) riconosciuti nel Foglio 031 Ampezzo.



7.1. - SINTEMA PRE-LGM ALPINO ORIENTALE (QQA) (C. Venturini)

- *Caratteri*. Il sintema in oggetto comprende un insieme di depositi di età pleistocenica *s.l.* che nella cartografia alla scala 1:50.000 si è scelto di non suddividere se non in base ad una generica distinzione in facies, completamente svincolata da qualsiasi riferimento temporale. Questo per due motivi: la frammentarietà della distribuzione dei depositi pre-LGM sul territorio (ad esclusione dell'esteso nucleo ruditico di Ampezzo) e l'oggettiva impossibilità di riconoscere, se non in successioni e contesti arealmente troppo limitati e discontinui, le superfici di inconformità dei limiti. L'unico tentativo in tal senso (sviluppato su cartografie alla scala 1:10.000) è stato condotto nel settore di Ponte Arceons-Flaudona, lungo la media Val Pesarina (ASTORI & VENTURINI, 2005).

diamictite (tillite d'allogamento) (QQA_c). Gli sporadici affioramenti sono situati rispettivamente lungo l'alveo del T. Pesarina (Ponte Arceons) al M. di Sutrio (posteggio, q. 1300 m) e all'estremità occidentale del Lago di Sauris (sponda S, q. 1000 m). I depositi affioranti sono seguibili lateralmente per alcune decine di metri al massimo. Sono formati da limi sovraconsolidati con abbondanti ciottoli, sovente striati. A tratti il deposito può acquisire plasticità per prolungata imbibizione da acque percolanti. Lo spessore del deposito varia da 1 m ad oltre una decina.

brecce clinostatificate (deposito di versante) (QQA_a). Si concentrano a valle della zona denominata Flaudona (media Val Pesarina, versante sinistro) e nei dintorni di Villa Santina e Raveo; inoltre costituiscono un esiguo nucleo in località S. Antonio, ad O di Ampezzo. Sono brecce a cementazione tenace, in strati e banchi metrici con inclinazioni fino a 35°. L'affioramento più esteso e potente (1 km² e 100 m di spessore) è quello di Flaudona (ASTORI & VENTURINI, 2005). Le ruditi sono deposte in massa, in livelli disorganizzati alternati a più sottili (dm-m) episodi trattivi, sovente gradati. Nei depositi in massa i blocchi del substrato hanno ϕ_{max} 1,2 m (Flaudona) e superano occasionalmente i 50 m³ (pendice SO del Cuel Tarònt di Raveo). Nella zona di Flaudona rappresentano il prodotto di smantellamento erosivo del M. Creta Forata e dell'adiacente Creton di Tul (ASTORI & VENTURINI, 2005). La litofacies è interpretabile come il deposito clinostratificato di versante accumulato attraverso la prevalenza di processi di *debris flow*.

conglomerati (deposito fluviale e deltizio) (QQA_b). Gli affioramenti si concentrano in particolari zone di fondovalle. Più in dettaglio formano la diffusa copertura di origine fluvio-torrentizia che si estende da Ampezzo a Villa Santina, parzialmente coperta da morene LGM ed alluvioni recenti e si diffonde con sporadici affioramenti lungo il T. Pesarina e i suoi affluenti, lungo il medio T. Degano e di medio T. But (rupe di Ognissanti). Sono ruditi grossolane sempre ben cementate, localmente molto fratturate; sono organizzate in banchi spessi mediamente tra 0,5 e 1,5 m. I contatti tra i banchi sono di norma erosivi. Sono diffuse le embricature e sono sporadiche le evidenze di trasporti in massa,

confinare nei depositi alluvionali prossimali (rupe di Ognissanti). Alle ruditi grossolane s'intercalano rari livelli conglomeratici fini e scarse arenite. In queste ultime si notano accenni di stratificazioni incrociate. L'assetto dei depositi è sub-orizzontale. I clasti, da subarrotondati ad arrotondati, rappresentano le litologie affioranti lungo il solco vallivo che ospita il deposito. Sono presenti anche rare litologie alloctone (metamorfite), rimaneggiate da sottostanti tilliti di allogamento pre-LGM. Per i pochi blocchi fuori taglia può essere invocata una commistione con le breccie clinostratificate (fascia di transizione) o, in alternativa, un rimaneggiamento di blocchi morenici pre-LGM.

Nel Rio Feralz, ad E di Villa Santina (km 14,500), è esposto il passaggio per interdigidazione tra i conglomerati e le breccie clinostratificate. Lo stesso è osservabile anche lungo la strada Villa Santina-Raveo, di fronte all'abitato di Colza. La litofacies conglomeratica si concentra negli originari depocentri vallivi ed è interpretabile come deposito fluvio-torrentizio, in massima parte rappresentato da barre fluviali longitudinali. Localmente (Ponte Arceons, media Val Pesarina) sono presenti alternanze di conglomerati in banchi clinostratificati con altezza intorno alla decina di metri, interpretabili come facies deltizie lacustri intercalate ai normali depositi fluvio-torrentizi (ASTORI & VENTURINI, 2005).

Per quanto concerne i diffusi conglomerati a cementazione tenace affioranti nella conca di Ampezzo, in uno scavo da tempo coperto da un muro di sostegno e posto lungo la strada che da Mediis sale ad Ampezzo, PENK & BRÜCKNER (1909) segnalano la presenza di un esiguo livello morenico che separerebbe due unità conglomeratiche distinte e dunque depositate in tempi molto diversi. Si tenga però presente che i depositi morenici possono essersi inseriti in tasche erosive a sviluppo suborizzontale le quali, lungo trincee di scavo, possono simulare una alternanza verticale. GORTANI (1912), già scettico in proposito, riconosceva invece a poca distanza (Rio Voltris) due tipi di conglomerato sovrapposti: più tenace e con clasti striati quello a quote inferiori (definito 'fluvio-glaciale'), meno cementato e più erodibile quello superiore (definito 'fluviale').

Le abbondanti coperture, sia vegetali sia antropiche, non hanno permesso di ritrovare i dati originali citati dagli Autori, né tali caratteri sono stati riconosciuti nei numerosi ed omogenei affioramenti della zona.

limi sovraconsolidati (deposito lacustre) (QQA_e). Si ritrovano solo tra Avausa e Sostasio (bassa Val Pesarina). Si appoggiano con assetto orizzontale al substrato e raggiungono spessori di quasi 50 m. I limi sono compatti, laminati e sempre sovraconsolidati; si alternano a limi sabbiosi e sabbie ciottolose. La frazione sabbiosa rappresenta il 25%, quella ghiaiosa il 5-10% (FRIZ *et alii*, 1982). La particolare litofacies può essere ritenuta il deposito di colmamento d'un vaso lacustre formatosi in una valle secondaria già deglaciata (Val Pesarina) e sbarrata da una lingua glaciale in fase di ritiro che ancora occupava la valle principale (Val Degano). Il deposito è rivestito da una sottile coltre eluvio-colluviale. Il sovraconsolidamento dei limi, certamente dovuto ad un successivo carico da transito glaciale, fa scartare l'ipotesi di una collocazione contemporanea alla deglaciazione LGM.

- *Limiti*. Nel caso delle diamictiti il limite inf. è una superficie di discontinuità netta, erosiva sul substrato, generalmente conformata a deboli ed ampie ondulazioni ed attribuibile ad un'esarazione glaciale. Il limite sup., dove conservato (Ponte Arceons), è netto, debolmente erosivo e coperto dai depositi rudizici ben cementati e fratturati. Negli altri casi coincide con la superficie topografica e risente di esarazioni d'età LGM e/o di erosioni oloceniche.

Per i depositi alluvionali invece il limite inf. è costituito da una superficie di inconformità molto irregolare che intercetta termini differenti da zona a zona fino ad approfondirsi nel substrato. Il limite sup. è una superficie d'esarazione glaciale LGM, in parte ancora rivestita dal *till* di alloggiamento. In altri casi coincide con la superficie topografica che individua, a seconda delle zone, aree soggette ad erosione in atto, a non deposizione, o a lenta degradazione superficiale con formazione di suolo.

- *Età*. Quella delle diamictiti è stimabile solo indirettamente ed è potenzialmente riferibile ad una o più fasi glaciali, sicuramente pre-LGM ma difficilmente riferibili con certezza ad intervalli post- e/o pre-Eemiano. I depositi alluvionali, rivestiti da depositi morenici LGM corrispondono ad un generico Pleistocene Medio-Sup. precedente all'avvento dell'ultimo acme glaciale.



Fig. 45 - Ovaro, quota 500 m, visto dall'abitato di Mione. Sintema LGM alpino orientale (QOB). I due paesi sorgono sui depositi glaciali di fondo abbandonati durante il ritiro della lingua della Val Degano; ritiro seguito all'ultima significativa espansione glaciale corrispondente al LGM (Last Glacial Maximum).

7.2. - SINTEMA LGM ALPINO ORIENTALE (QQB) (C. Venturini)

- *Caratteri.* E' in massima parte formato da un *till* di allogamento che si distribuisce alle medie e basse quote dell'intero territorio, concentrandosi nei settori meno acclivi. Comprende dei subsintemi i cui depositi, riferibili alla fase di deglaciazione LGM, sono rappresentati da sedimenti terrigeni di contatto glaciale, e da accumuli e sedimenti glaciofluviali prettamente "tardiglaciali".

diamicton (till di allogamento) (QQB_c). Abbondante limo con ciottoli dispersi e blocchi frequentemente striati. Di solito la frazione clastica è inferiore al 50% del sedimento. Lo spessore è compreso tra un metro e la decina. Si distribuisce irregolarmente rivestendo le geometrie del sottostante limite. In molti casi copre le zone di potenziale spaglio di torrenti e rii secondari simulando, con una convergenza di forme, la presenza di ventagli di deiezione. E' questo un caso che ha le sue manifestazioni più evidenti lungo le fasce dei corsi che attraversano gli abitati di Ovaro (fig. 45), Forni Avoltri (rio anonimo che scende dal M. Tuglia) e dei rii che scalano le pendici settentrionali del M. Zoncolan, verso Ravascletto e Povoletto.

- *Limiti.* Il limite inf. costituisce una superficie di inconformità modellata sia sulle alluvioni pre-LGM che, molto più spesso, sul substrato pre-quadernario di età variabile. La superficie del limite è ad ampie ondulazioni, complicate da conche e tasche delle dimensioni più varie. Alla scala dell'affioramento la sua geometria è ben percepibile nei ripiani che circondano Ampezzo, dove intercetta le precedenti breccie e conglomerati (sintema alpino orientale pre-LGM). Lungo le pendici vallive la superficie del limite assume una conformazione ad ampi gradoni ereditata da precedenti cicli erosivo-esarativi e riproposta dalle coperture moreniche che la rivestono. I ripiani sono moderatamente inclinati verso l'asse vallivo (10°-20°).

Una simile geometria si fa particolarmente evidente lungo il Canale di Gorto (Valle del Degano), da Comeglians a Villa Santina, e nella Val Pesarina. I relativi caratteri sono percepibili anche nell'alto Canale di San Pietro (Valle del But) intorno a Timau (ripiani di Faas), nonché lungo qualche corso minore profondamente inciso, come i Torrenti Novarza e Vinadia, e l'alto T. Lumiei. La superficie del limite inferiore è generata da un'esarazione glaciale che spesso ha rimodellato eredità morfologiche precedenti. L'età d'impostazione del limite inf. risale al LGM.

Il limite sup. può essere, secondo le zone, di sola alterazione e blando rimaneggiamento, oppure nettamente erosivo. Nel primo caso la relativa superficie coincide con quella topografica relitta, nel secondo il suo sviluppo appare circoscritto a fasce preferenziali corrispondenti ai solchi di drenaggio. Alle quote inferiori si sono formati appariscenti terrazzamenti del *till* di allogamento (morena di fondo), ben percepibili nei dintorni di Raveo, nella conca di Sauris, lungo la Valle del Degano (tra Comeglians ed Ovaro), nella media Val Pesarina, nonché lungo la Valcalda (Ravascletto) e la Valle del But.

In altri casi l'approfondimento erosivo si è rivelato, al contrario, la risposta ad una variazione del livello di base locale (formazione ed estinzione di paleolaghi da sbarramento glaciale (cfr. sistema alpino orientale post-LGM).

L'erosione sembra essere, in parte, la risposta al sollevamento dell'area, tuttora attivo. Sollevamento innescato dalla deglaciazione würmiana e, in minima parte data la differente velocità di affermazione dei relativi effetti, dal proseguire delle spinte compressive alpine.

- *Età*. L'età d'accumulo del *till*, è riferibile all'LGM. Più in particolare, l'abbandono della coltre morenica di fondo risalirebbe alla fase di rapida deglaciazione. Pleistocene sup.

7.2.1. - *subsistema di Illegio (QQB₁)*

L'unità comprende i sedimenti di *Kame* LGM presenti nel Foglio. Tra questi si possono distinguere depositi di 'contatto glaciale' in senso stretto, ossia appoggiati in origine ad una lingua glaciale (*Kame s.s.*), e depositi di 'contenimento glaciale', ossia da sbarramento vallivo d'origine glaciale (*Kame s.l.*). I migliori esempi del primo tipo sono distribuiti lungo la media Valle del T. Lumiei e nell'alta Valle del But; lungo la Val Pesarina si ritrovano ottimi esempi dei secondi.

- *Caratteri*. Sono formati da ghiaie sabbiose, con alla base subordinate sabbie ciottolose e limi, organizzati in strati planari (0,3-1 m) da moderatamente inclinati (20°) a suborizzontali; inclinazioni più elevate sembrano enfatizzate da *creeping* di versante (T. Lumiei). In questa località si alternano detriti sciolti con blocchi fino a 2-3 m, sia spigolosi sia arrotondati (rimaneggiamento del deposito glaciale di fondo). In genere la matrice è da media a bassa e sono diffuse le embricazioni dei ciottoli, da subangolari a subarrotondati, con dimensioni modali comprese tra 3 e 25 cm. Nell'insieme formano dei corpi omogenei, potenti da 2-5 fino a 10-15 m. Sono depositi di natura alluvionale propiziati dalla presenza di una lingua glaciale in progressivo ritiro.

Quest'ultima poteva o semplicemente appoggiarsi ad un versante appena deglaciato oppure avere funzione di sbarramento per una valle laterale e i suoi rami confluenti. Nel primo caso i depositi alluvionali, prodotti da erosioni del substrato e rimaneggiamenti di materiale morenico, hanno originato ridotti conoidi di deiezione appoggiati alla lingua glaciale che fungeva da sostegno. I depositi che appartengono a questo tipo (*Kame s.s.*) si rinvergono a quote elevate sul fondovalle. E' questo il caso degli affioramenti ubicati ad O di Timau, lungo il versante destro del T. But, o anche di quelli distribuiti lungo la Val Degano (fig. 46) e il versante destro del T. Lumiei, a valle dell'unico ponte che lo attraversa, sospeso su una forra. Quest'ultimo deposito si distribuisce su distanze di 2 km in tre piccoli nuclei posti ad altezze di 200 m sul fondovalle attuale. Originariamente i tre affioramenti dovevano saldarsi a formare un deposito continuo, compreso tra il versante roccioso e la lingua glaciale in fase di ritiro che occupava la vallata.



Fig. 46 - Clavais, quota 825 m, frazione di Ovaro, Valle del Torrente Degano. Sintema LGM alpino orientale, subsintema di Illegio (QQB₁). La spianata, dovuta ad accrezione ed ampia 4 ha, è interpretata (A. Astori, com. pers.) come evidenza di deposito di contatto glaciale (Kame) formatosi durante il ritiro del ghiacciaio della Val Degano, in corrispondenza della fase terminale del LGM.

Nel secondo caso invece (*Kame s.l.*) si è verificato il sovralluvionamento di estesi segmenti vallivi, con produzione di successioni fluviali e subordinatamente deltilio-lacustri potenti fino a parecchie decine di metri, puntualmente erose e terrazzate al definitivo ritiro della lingua glaciale.

I depositi geneticamente riferibili a questa tipologia (*Kame s.l.*) si concentrano in particolare lungo le basse quote della Val Pesarina. Formano dei conoidi le cui superfici si collocano a varie altezze sull'attuale fondovalle e sono sempre incise da ripide scarpate erosive fluviali. Inoltre, essi si presentano spesso cannibalizzati da recenti erosioni che hanno generato conoidi di deiezione telescopici, incastrati nei primi a quote inferiori. Questo tipo di deposito ha il suo esempio più rappresentativo alla foce del Rio Salangian (versante destro) con un accumulo che prosegue idealmente 3,5 km più a valle, nel deposito sciolto di fronte al paese di Avausa, lungo la sponda destra del T. Pesarina (q. 600 m).

- *Limiti.* Quello inferiore è per contatto debolmente erosivo sul *till* di alloggiamento LGM (sintema LGM alpino orientale). Il superiore coincide spesso con la superficie topografica. Si presenta in genere coperto da vegetazione arbustiva e non di rado risente di incisioni recenti ad opera di flussi incanalati.

- *Età.* L'età degli accumuli, diacrona, è pleistocenica sup. (ritiro glaciale LGM).

7.2.2. - *subintema delle alte valli (QQB₂)*

E' formato da litosomi di natura morenica distribuiti lungo un medesimo solco vallivo o una stessa conca glaciale a quote progressivamente più elevate. Formano degli archi frontali sul cui retro si possono accumulare modesti ventagli di alluvioni in facies deltizio-lacustri o, più frequentemente, torrentizie (subsintema di Cima Sappada).

Nel Foglio le maggiori evidenze dell'unità (figg. 47 e 48) sono distribuite alle medie quote dei Monti Creta Forata e Cimon (versanti settentrionali, affacciati su Cima Sappada), nella Conca dei Laghi d'Olbe (Cresta del Ferro, a N di Sappada), nelle zone sommitali dei Monti Crostis e Pic Chiadin (ad O di Timau) e dei Monti Arvenis e Tamai (a E di Ovaro). Inoltre, splendide evidenze morfologiche sono osservabili lungo un'estesa fascia a decorso O-E che comprende le conche di vetta dei Monti Festons, Malins, Pieltinis, Torondon, Novarza, Val Boaria e Losa, tutte cime intorno ai 2.000 m di quota situate a N e NE del Lago di Sauris.

Ulteriori interessanti accumuli sono collocati lungo il versante settentrionale dei Monti Brutto Passo e Tinisa (a S del Lago di Sauris) nonché, in tono minore, al M. Veltri e al Col Gentile.

Sono depositi di natura glaciale organizzati in archi frontali arcuati con la concavità rivolta a monte e la cui estensione massima arriva ad alcune centinaia di metri. In sezione formano dei rilievi d'altezza variabile che può raggiungere anche parecchie decine di metri. Sono spesso distribuiti in successione lungo un medesimo solco vallivo o una stessa conca di vetta, a quote progressivamente più elevate.

Si presentano rivestiti da scarso suolo poco evoluto dal quale, in mancanza di tagli erosivi, emergono solo i blocchi maggiori. Si distribuiscono in livelli compresi tra 800 e 2000 m di quota, con massimi di concentrazione tra 1500 e 1900 m. Sono legati agli avanzamenti di ridotte lingue glaciali avvenuti in seguito alle fasi di deterioramento climatico del tardiglaciale.

- *Caratteri.* Gli accumuli sono costituiti da frammenti eterometrici, con pietrisco e blocchi fino a 200-250 m³; si presentano sciolti o con locali plaghe cementate. Le litologie dei clasti riflettono sempre quelle presenti nel bacino idrografico che ospita il deposito. Nei casi in cui le litologie della roccia madre siano particolarmente disgregabili e/o fratturate la frazione fine può diventare consistente. In tal caso danno luogo ad accumuli clastici circoscritti, spesso con limiti tuttora integri o solo parzialmente erosi.

Il deposito rappresenta un *till* di ablazione (morena frontale). A seconda della maggiore o minore estensione della relativa lingua glaciale, sono collocati a mezza costa, o lungo i versanti vallivi prospicienti a piccoli circhi glaciali (fig. 47), oppure nell'impluvio di un fondovalle (fig. 48).

In quest'ultimo caso è frequente osservare l'incisione della parte centrale dell'accumulo, eroso trasversalmente dal corso d'acqua del fondovalle sostituitosi alla



Fig. 47 - Malga Agareit (M. Arvenis E), quota 1670 m. Sintema LGM alpino orientale, subsintema delle alte valli (QOB₂). Arco morenico tardiglaciale che riceveva l'alimentazione da una ridotta conca morfologica modellata nel versante orientale del M. Arvenis. In alto a destra Paluzza.

lingua di ablazione durante e dopo il suo ritiro. Più in dettaglio, gli accumuli glaciali frontali riconosciuti nel Foglio ed individuati sulla base dell'originario limite altimetrico delle nevi perenni (l.n.p., ELA), confrontato con i dati riportati per la cerchia alpina (MAISCH, 1982, 2000), possono essere tentativamente riferiti a differenti stadi (VENTURINI, 2003; DISCENZA, 2004): stadi di Bühl, di Gschnitz e di Clavadel (Gschnitz II *Auctt.*), mentre mancano i depositi riferibili ai successivi stadi di Daun e di Egesen.

- *Stadio di Bühl* (Dryas I). E' il più rappresentato all'interno del Foglio. Ad esso potrebbero appartenere numerosi archi morenici di ridotta estensione, distribuiti in genere a quote elevate, ed alcuni archi posizionati a quote relativamente basse, giustificati da serbatoi glaciali collocati a considerevoli altitudini e pertanto in grado di produrre lingue di una certa consistenza ed estensione. Il corrispondente l.n.p. può essere fissato, per il territorio del Foglio, intorno a 1750-1780 m; valore che deriva dalla trattazione statistica di un centinaio di dati misurati nella parte centrale e settentrionale del territorio in esame (DISCENZA, 2004). Qui di seguito sono sommariamente trattati i tre principali accumuli tra quelli riconosciuti nel Foglio.

a) Fontanòn di Timau (q. 850 m). In passato l'accumulo era cartografato come detrito di falda. Si distribuisce tra la sorgente carsica del Fontanòn (fig. 48) e



Fig. 48 - Fontanon di Timau. Sorgente carsica perenne che sgorga a circa 900 m di quota. Attraversa un deposito tardiglaciale parzialmente cementato. Sintema delle alte valli, stadio di Bühl (QQB₂).

l'alveo del T. But, di fronte al paese di Timau. Alle quote inferiori è in gran parte eroso dalle incisioni fluviali e ricoperto dalle alluvioni recenti. Ai livelli più elevati è parzialmente sepolto dai detriti di falda. Lungo il taglio morfologico della statale, appena a valle del Fontanòn di Timau, il *diamicton*, a tratti cementato, è composto da blocchi calcarei devoniani eterometrici e da frammenti di *argilliti rosse e verdi* (Fm. del Dimon), affioranti solo sul lato opposto della valle. Nell'alveo del T. But, all'altezza del centro di Timau, emerge un dosso coperto da vegetazione. E' la propaggine più avanzata del *diamicton* in parte rimaneggiato dalle erosioni oloceniche e a tratti rivestito dalle alluvioni recenti. E' formato da massi calcarei devoniani e più rari blocchi della Fm. del Hochwipfel.

b) Cima Sappada (1290 m) e Ripiani del Cristo, alto Fiume Piave (q. 1380 m). Si presenta come un accumulo sciolto, eterometrico e volumetricamente consistente, formante due archi distinti. Il primo (Cima Sappada) si appoggia alle pendici settentrionali del M. Siera; il secondo (Ripiani del Cristo), è collocato nell'angusta incisione del Fiume Piave a 2 km di distanza dal precedente, nei pressi della Baita Piani del Cristo. Hanno una potenza compresa tra i 60 m (Ripiani del Cristo) e i 90 m (Cima Sappada) e sono formati da prevalenti blocchi di dolomie e dolomie calcaree (F.ne dello Sciliar), (fig. 51).

c) Pradibosco, Val Pesarina O (q. 1200 m). Ampio arco morenico frontale costituito da un deposito eterometrico, sciolto, caratterizzato da numerosi massi calcareo-dolomitici subarrotondati. A monte dello stesso affiorano 6 m di limi sottoconsolidati e suborizzontali (subsistema di Cima Sappada) incisi dall'approfondimento del Rio Ampiadè. Testimoniano l'esistenza di un effimero bacino lacustre tarso-glaciale originato per sbarramento morenico.

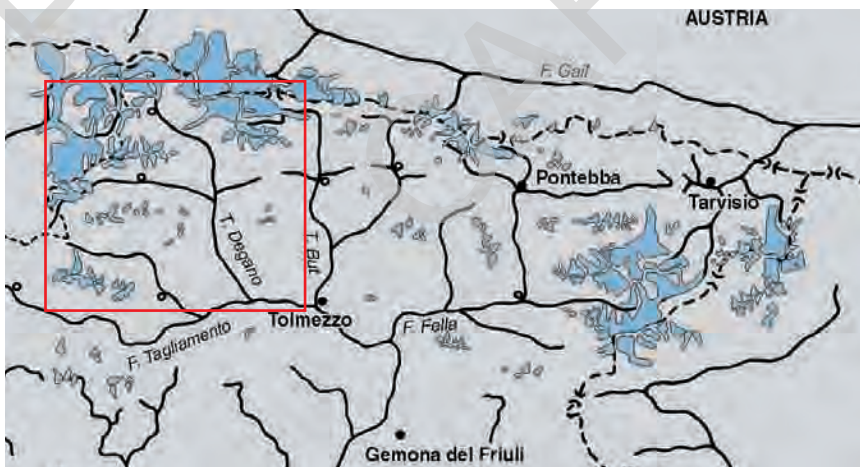


Fig. 49 - Espansione dei piccoli nuclei glaciali del Foglio Ampezzo (in rosso) durante il principale tra gli stadi tardiglaciali würmiani (stadio di Bühl). (Da VENTURINI, 2003).

- *Stadio di Gschnitz* (Dryas I). Apparterrebbero a questo stadio una serie di accumuli frontali distribuiti a quote variabili e per le quali è stato calcolato un comune l.n.p. attestato intorno a 2000-2050 m s.l.m. Sono accumuli clastici grossolani con frazione fine che aumenta dove le condizioni di fratturazione delle litologie di derivazione lo consentono. Si presentano sempre sciolti e rivestiti da suolo sottile e poco evoluto.

- *Stadio di Clavadel* (Dryas I). Questo stadio (*sensu* MAISCH, 1982, 2000) sembrerebbe corrispondere allo 'stadio di Gschnitz II' o allo 'stadio dello Sciliar' *Auct.* Ad esso potrebbero essere tentativamente attribuite le morene frontali corrispondenti ad un l.n.p. intorno ai 2200 m. Gli unici dati probabili si riferiscono alle morene frontali della Cresta del Ferro (versante O e Laghi d'Olbe), a N di Sappada e lungo il versante settentrionale del Creton di Clap Grande. Per questi depositi valgono i caratteri descritti per il precedente stadio.

- *Stadio di Daun* (Dryas II). Il l.n.p. calcolato per questo stadio tardiglaciale è stimabile intorno ai 2350 m. Nel Foglio mancano le condizioni altimetriche e/o morfologiche adatte alla formazione di serbatoi glaciali.

- *Stadio di Egesen* (Dryas III). Con questo stadio, che nel Foglio non ha fornito accumuli, termina il tardiglaciale. Il relativo l.n.p. parrebbe essersi attestato intorno ai 2450 m. Sono quote ormai prossime alle sommità delle più elevate cime del Foglio.

- *Limiti.* Il limite inf. alle quote dei fondivalle è netto, erosivo sul *till* di alloggiamento LGM e, occasionalmente, sul substrato. Quello superiore quasi ovunque coincide con la superficie topografica e può essere rappresentato dall'originaria superficie di accrezione, oppure essere il risultato di una erosione torrentizia post-glaciale (Olocene inf.).

- *Età.* Gli archi morenici frontali distribuiti nel Foglio, sulla base sia delle quote di affioramento sia delle altezze medie delle conche di originaria alimentazione glaciale, possono essere riferiti al tardiglaciale; cronologicamente si collocherebbero, approssimativamente, tra 16.000 e 12.000 anni B.P. Pleistocene sup.

7.2.3. - *subsistema di Cima Sappada (QQB₃)*

I relativi depositi, formati da alluvioni in facies deltizio-lacustri o, più frequentemente, torrentizie, sono organizzati in conoidi di raggio ridotto. Si collocano sul retro degli archi morenici frontali tardiglaciali i quali ne propiziavano l'accumulo e il contenimento. Spesso il deposito è rivestito da coltri erbose o arbustive ed in tal caso è riconoscibile dalla morfologia a ventaglio.

Non di rado le incisioni torrentizie attive e alcuni rari scavi antropici hanno consentito l'osservazione diretta dei caratteri. Il trasporto clastico era convogliato verso la morena frontale dallo scaricatore glaciale delle singole lingue in arretramento. Il deposito più esteso e caratteristico è presente nella piana

dell'abitato di Cima Sappada (VENTURINI, 2003); in origine era contenuto e racchiuso da un ampio arco morenico frontale (stadio di Bühl) attualmente inciso in corrispondenza del Fiume Piave (figg. 50 e 51). Altri esempi, con depositi di ridotta estensione, sono segnalabili sul retro di alcuni tra gli archi morenici tardo-glaciali (alta Valle Pesarina, località Pradibosco).

- *Caratteri*. Alternanze di ghiaie e sabbie ciottolose in banchi e strati submetrici; più raramente sono presenti sabbie e sporadici limi laminati in spessori che localmente possono raggiungere alcuni metri. Formano localizzati ventagli di deiezione talvolta passanti a depositi deltizio-lacustri. Lo spessore del litosoma è vario ed è in relazione all'altezza dell'accumulo morenico che lo contiene.

- *Limiti*. Il limite inf. della sottounità è erosivo sul *till* di alloggiamento (morena di fondo LGM) e lateralmente passa ad una superficie di appoggio in *on-lap* sul subsistema delle alte valli. Il limite sup. quasi ovunque coincide con la superficie topografica; può essere rappresentato dall'originaria superficie di accrezione, oppure essere il risultato di una erosione torrentizia post-glaciale (Olocene inf.).

- *Età*. Cronologicamente si colloca, approssimativamente, tra 15.000 e 10.000 anni B.P. (tardiglaciale *s.l.*), in coincidenza con fasi climatiche più miti che comportavano l'arretramento delle locali lingue glaciali. Pleistocene sup.



Cima Sappada (QQB_3). Spianata di accrezione alluvionale i cui depositi (QQB_3), visibili in occasionali scavi edilizi, si sono accumulati sul retro di un articolato sistema di archi morenici tardiglaciali (QQB_2), ora in parte smantellato dall'erosione del Fiume Piave (cfr. fig. 51b). Dalle alluvioni emerge, al centro della foto, la sommità di un rilievo morenico interno all'arco principale.

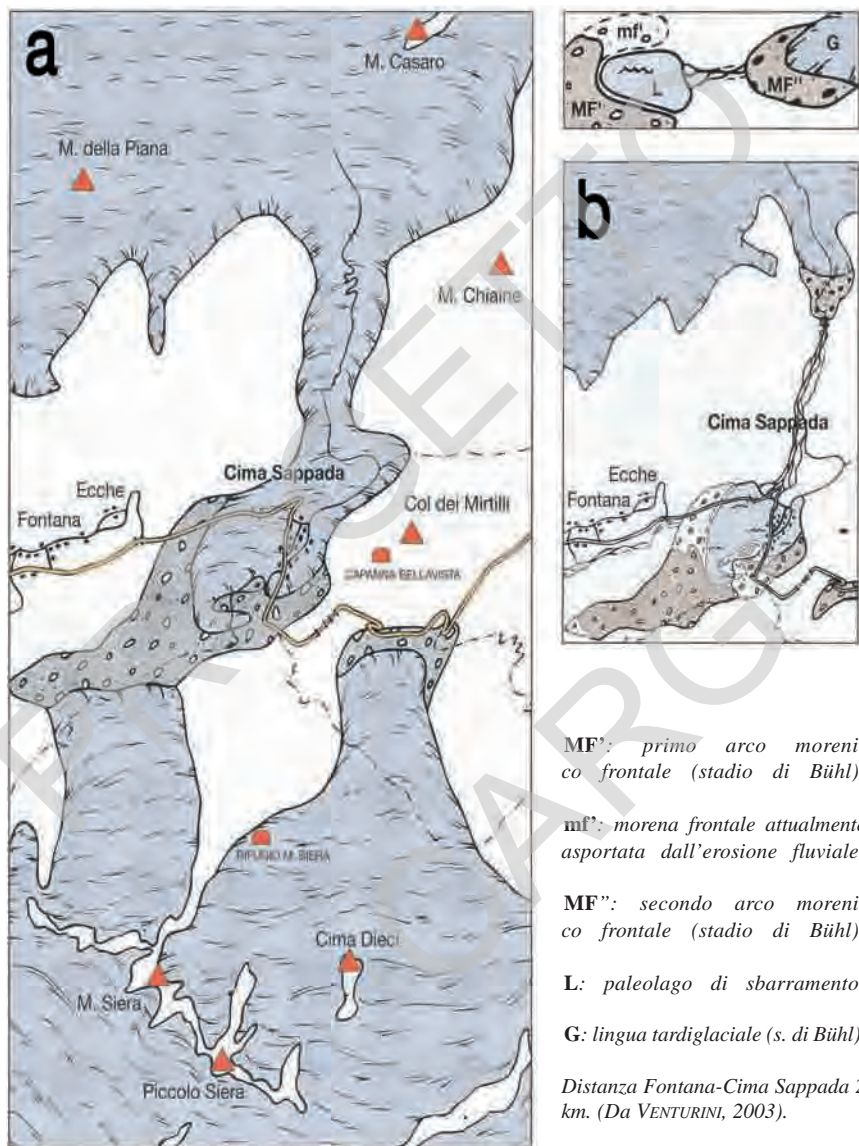


Fig. 51a,b - Cima Sappada. Distribuzione degli accumuli glaciali (subsistema delle alte valli, QQB_2) prodotti dall'avanzamento e stasi dei ghiacciai locali durante lo stadio di Bühl.

7.3. - SINTEMA POST-LGM ALPINO ORIENTALE (QQC) (C. Venturini)

- *Caratteri.* E' rappresentato da depositi alluvionali concentrati in massima parte sul fondo delle principali aste fluviali (F. Piave, T. Degano, T. But e F. Tagliamento). Formano sia riempimenti di paleolaghi sia conoidi di deiezione, questi ultimi di ridotta estensione e solo in parte tuttora attivi.

In genere l'attività dei conoidi di deiezione si localizza dove corsi a carattere torrentizio hanno portate solide stagionali particolarmente elevate (ad es. Rio Saustri di Sutrio, Rio Miozza di Agrons e Rio Fuina di Pesariis), che tuttavia sono state sensibilmente smorzate dalle regimazioni idrauliche degli ultimi cinquant'anni.

ghiaie e sabbie (deposito fluviale) (QQC_b). Prevalenti ghiaie bimodali e ghiaie sabbiose organizzate in banchi di 0,3-2 m con basi erosive e granulometrie decrescenti verso l'alto. Sono a tratti presenti anche livelli esigui di sabbie, talvolta ciottolose, e rare sabbie limose che danno luogo a strati da 0,1 a 0,4 m. Sono frequenti le embricature dei clasti la cui composizione rispecchia quella del substrato affiorante nel bacino d'alimentazione. Si rinvengono anche sporadici elementi alloctoni (metamorfiti austroalpine) quali evidenti rielaborazioni di *till* di età LGM. Le potenze massime del deposito sono stimabili in poche decine di metri.

- *Limiti.* La superficie del limite inf. è il risultato di un approfondimento erosivo che ovunque ha dato origine a una superficie terrazzata giunta spesso ad asportare, in parte o totalmente, anche le sottostanti unità quaternarie fino ad intaccare il substrato. Il suo sviluppo è immediatamente posteriore alla locale deglaciazione LGM e, in alcuni settori, è proseguito oltre il tardiglaciale interessando l'Olocene.

Il limite sup. in molte zone coincide con la superficie topografica nel qual caso testimonia una forma di aggradazione relitta e non più attiva; in altre circostanze può essere erosivo, d'impostazione relativamente recente e tuttora in evoluzione. L'erosione recente è spesso l'espressione dell'adeguamento del profilo torrentizio o fluviale che fa seguito ad una fase dominata da aggradazione.

A sua volta l'aggradazione è stata sovente la conseguenza di un'intensa erosione subita dai rilievi dopo la deglaciazione e prima dello sviluppo di una consistente copertura vegetale. In particolari settori il limite è netto con i subsintemi qui di seguito trattati. La sua età di sviluppo è olocenica *s.l.* (localmente pleistocenica sup.).

- *Età.* L'età del deposito spazia dalla parte alta del Pleistocene sup. (successivamente alla deglaciazione dei segmenti vallivi principali) all'Olocene. Le uniche datazioni numeriche disponibili (¹⁴C) si riferiscono ad un livello di torba campionato in uno scavo effettuato nelle alluvioni sciolte del conoide del Rio Saustri (Sutrio).

Le torbe, intercalate a livelli di deposizione in massa, si appoggiano con contatto erosivo sui limi lacustri (Olocene inf.) del paleolago di Sutrio. L'età ¹⁴C fornita dal livello organico è 1887± 47 B.P. (età calibrata di 23-240 AD, LABORATORIO CNR-ROMA).

7.3.1. - subsistema di Paluzza (QQC₁)

E' presente nella conca di Sutrio e Paluzza (fig. 52). In essa sono riconoscibili due distinte litofacies, entrambe distinte in carta. I caratteri dei depositi sono visibili in rare incisioni e scavi e negli smottamenti diffusi, presenti nella conca della media Valle del T. But.

- *Caratteri.* E' formata da una successione continua che, dal basso verso l'alto, comprende due litofacies.

sabbie e ghiaie (deposito fluvio-deltizio) (QQC_{1b}). Sabbie fini, grossolane e sabbie ciottolose, in alternanza con ghiaie sabbiose e ghiaie da fini a grossolane. La granulometria aumenta procedendo verso N, verso O e verso E, direzioni di provenienza degli apporti terrigeni, trasportati rispettivamente dal T. But, dal Rio Gladegna e dal T. Pontaiba. Le litologie dei clasti sono quelle delle successioni permo-triassica inf. e paleozoica antica.

Lo spessore del corpo ghiaioso eccede i 50 m. La litofacies rappresenta un deposito fluvio-deltizio che s'appoggia sui sedimenti fini distali di fondo lacustre sui quali progradava. Il livello del lago superava di poco i 600 m, quota massima di ritrovamento dei limi sottoconsolidati (affioranti su un fronte di 2 m sul lato occidentale della scala che porta alla Chiesa d'Ognissanti, appena a S di Sutrio, e attualmente coperti da un muro di sostegno).



Fig. 52 - Conca di Sutrio e Paluzza (media Valle del Torrente But), quote del fondovalle: 520-620 m, vista da S. L'ampio fondovalle ospita depositi di riempimento lacustre databili all'Olocene inf. Sistema post-LGM alpino orientale, subsistema di Paluzza (QQC₁). Sullo sfondo, a sinistra, si staglia il massiccio calcareo devoniano del Pizzo di Timau, appena esterno al vertice NE del Foglio.

limi sottoconsolidati (deposito lacustre) (**QQC_{1e}**). Si tratta di argille e limi argillosi grigi e nocciola in lamine piano parallele suborizzontali, con intercalazioni siltoso-sabbiose e di ghiaio verso l'alto. Spesso si rinvencono sparsi frustoli e frammenti carbonificati di conifere. Lo spessore affiorante raggiunge 70 m (quasi totalmente rivestiti da suolo). In profondità i sondaggi geoelettrici (MARTINIS, 1979) hanno evidenziato la presenza di limi sottoconsolidati fino a 35-40 m dal piano campagna. La litofacies è confinata nelle porzioni più distali del bacino di sedimentazione lacustre. Il lago, con superficie di 6 km², fu propiziato da una paleofrana staccatasi dal M. Cucco (appena esterno al Foglio). Bloccando il corso del T. But favorì la deposizione dei sedimenti deltizio-lacustri (VENTURINI *et alii*, 2004). La soglia del lago era collocata appena oltre il limite orientale del Foglio, nel punto dove ora sorgono le propaggini esterne dell'esteso conoide di deiezione del Rio Randice, alimentato dal disfacimento del M. di Rivo.

Tale conoide alluvionale (subsistema di Àlzeri), contrariamente a quanto espresso in letteratura (MARTINIS, 1979), non sarebbe stato la causa dello sbarramento, essendosi formato successivamente all'evento deposizionale fluvio-lacustre. Lo si evince confrontando l'altezza massima raggiunta dai limi (600 m, base della Chiesa di Ognissanti) e quella del conoide nel punto di originario sbarramento (570 m), e inoltre considerando che il conoide alluvionale si sovrappone ai limi stessi (MARTINIS, 1979) dunque postdatandoli.

- *Limiti*. Il limite inf. della sottounità è dato da una superficie erosiva che, in zone sopraelevate rispetto al fondovalle, intercetta il substrato permiano, i conglomerati ben cementati pre-LGM (rupe di Ognissanti) e il *till* di alloggiamento LGM. Il limite sup. corrisponde ad una superficie erosiva che ha terrazzato i depositi lacustri giungendo localmente ad intaccare, sui lati della vallata, anche i precedenti depositi quaternari ed il substrato. Nei depositi fluvio-deltizi e lacustri sono riconoscibili numerosi ordini di terrazzi, il maggiore dei quali è delimitato da una scarpata di oltre 20 m.

- *Età*. L'età della sottounità è stata estrapolata in base alle datazioni ¹⁴C (MARTINIS, 1979) ottenute su reperti collocati in due posizioni intermedie all'interno della successione di limi. Rapportando i dati cronologici allo spessore del deposito e al tasso di sedimentazione (circa 2,5 cm/anno) il lago di Sutrio dovrebbe essere stato presente approssimativamente tra 10.000 e 5.000 anni fa (VENTURINI, in VAI *et alii*, 2002). Cessò di esistere per colmamento, cui seguì l'abbattimento dell'accumulo di paleofrana e il rapido terrazzamento del deposito. Olocene Inf.

7.3.2. - subsistema di Àlzeri (**QQC₂**)

Si situa in prossimità del depocentro vallivo del T. But. E' costituito da depositi alluvionali organizzati in ventagli alluvionali in rapida progredazione (Rio Saustri).

- *Caratteri*. Ghiaie e ghiaie sabbiose alternate a frequenti episodi metrici di colata con blocchi di 1-2 m³ rimaneggiati a spese dei depositi glaciali di fondo appoggiati ai versanti vallivi. Nella parte inferiore del sistema si rinvenivano due livelli di torba. In carta il subsistema è rappresentato dai sedimenti del conoide inattivo del Rio Saustri. Fuori carta, sul lato opposto della valle è rappresentato dai depositi stabilizzati del conoide del Rio Randice, formante i declivi di Àlzeri.

- *Limiti*. Il limite inf. è una superficie netta, generata per erosione regressiva durante lo svuotamento del paleolago di Paluzza. Quello superiore coincide con l'ultima superficie di accrezione del conoide alluvionale del Rio Saustri, abbandonata in epoca storica per approfondimento erosivo del corso.

- *Età*. I due livelli di torba (VENTURINI *et alii*, 2004) hanno fornito un'età ¹⁴C 1887 ± 47 (età calibrata 23 - 240 AD, LABORATORIO CNR-ROMA).

7.3.3. - subsistema di Forni Avoltri (QQC₃)

E' costituito da un'unica litofacies affiorante che si distribuisce sul fondo del solco vallivo del medio T. Degano e del suo affluente Rio Acqualena, dai Piani di Luzza alle estreme propaggini sud-orientali di Forni Avoltri.



Fig. 53 - Forni Avoltri (890 m), Sistema post-LGM alpino orientale, subsistema di Forni Avoltri (QQC₃). Il paese si distribuisce sui terrazzi che modellano i conoidi alluvionali coalescenti, generati alla confluenza tra il T. Degano e il Rio Acqualena-Rio Bianco nell'immediato post-glaciale.

- *Caratteri.* E' formato da una litofacies ghiaioso-sabbiosa che incisioni diffuse e smottamenti recenti mettono in evidenza lungo il Rio Acqualena e l'alto T. Degano.

Le ghiaie e sabbie danno luogo a livelli metrici, con sabbie che aumentano procedendo da Forni Avoltri verso SE. Sono organizzate in conoidi che traevano la loro principale alimentazione dal T. Degano e dal Rio Bianco (fig. 53). La concentrazione di un accumulo alluvionale volumetricamente così elevato, collocato in un'angusta conca valliva, potrebbe essere giustificata da un improvviso blocco del deflusso delle acque nella zona immediatamente a valle del deposito, a SE di Forni Avoltri. Non sono conservate tracce di tale ostacolo, probabilmente legato ad un crollo il cui accumulo è stato in seguito smantellato e ridistribuito dalle correnti fluviali del T. Degano. E' invece riconoscibile la potenziale nicchia di distacco, ubicata lungo il versante NE del Col di Mezzodi, tra i Rii Rosso e Crete Rosse. In quel punto della valle, particolarmente stretto, sarebbe bastato un ostacolo alto poche decine di metri per formare una barriera e dare luogo al sovralluvionamento la cui potenza, nelle zone prossimali, raggiunge alcune decine di metri.

- *Limiti.* L'erosione recente, inibita da opere di regimazione idraulica, non si è potuta approfondire a tal punto da scoprire il limite inf. del deposito. Lateralmente, a quote più elevate, quest'ultimo si appoggia tramite superficie erosiva ora sul substrato, ora sulle unità pre-LGM, ora sul *till* di alloggiamento LGM. Anche nella conca di Forni Avoltri l'abbassamento improvviso del livello di base locale, a causa dello smantellamento dell'accumulo di paleofrana posto trasversalmente al T. Degano, innescò una rapida e marcata erosione dei depositi alluvionali.

I due conoidi alluvionali che, coalescendo, avevano sovralluvionato la valle, furono incisi da tre ordini di terrazzi; sul più elevato (circa 25 m sul fondovalle) è situato il cimitero di Forni. Sopra la superficie del limite, nella zona di deocentro, si depositarono inizialmente sottili alluvioni tardo-oloceniche (sintema post-LGM alpino orientale) propiziate dall'espansione del piccolo conoide di deiezione del Rio Crete Rosse che rallentò il flusso del T. Degano. Entro poco tempo, con il calo degli apporti solidi del Rio Crete Rosse, si ristabilì un regime erosivo. Come conseguenza, nelle alluvioni si approfondì un solco di qualche metro nel quale si è impostato l'alveo attuale del T. Degano, rivestito di alluvioni in formazione (**b**).

- *Età.* Mancando le datazioni assolute è genericamente collocata nell'Olocene.

7.3.4. - *subsintema di Sappada (QQC₄)*

E' formato da depositi alluvionali con limi sottoconsolidati ai quali si sovrappongono sabbie e ghiaie deltizie e fluviali. Sono quasi ovunque celati da una copertura erbosa e/o arbustiva cresciuta sopra un suolo sottile e poco evoluto. Diffuse incisioni e smottamenti recenti mettono in evidenza i caratteri dei depositi che si sviluppano nella Valle del Piave, tra i paesi di Cima Sappada e Sappada (VENTURINI, in prep.).

- *Caratteri*. La sottounità è formata da due litofacies distinte in carta. *sabbie e ghiaie* (deposito fluvio-deltizio) (QQC_{4b}). Sabbie fini, grossolane e da sabbie ciottolose, in alternanza con ghiaie sabbiose e ghiaie da fini a grossolane in strati e banchi da 0,1 a oltre 2 m. I reciproci contatti sono planari o debolmente erosivi. Nei clasti sono frequenti le embricature. Non sono percepibili altre strutture interne. Alle ghiaie da flusso trattivo s'intercalano episodi di risedimentazione in massa con abbondante limo contenente numerosi clasti flottati. Costituiscono il rimaneggiamento delle estese coperture glaciali (morene di fondo LGM) che rivestono i versanti vallivi ai margini del bacino lacustre. Dalle stesse coperture moreniche derivano anche alcuni blocchi sporadici, con dimensioni fino al m³, presenti nei livelli ghiaiosi. Le litologie dei clasti rappresentano le successioni affioranti nell'immediato entroterra. A queste si aggiungono le rare litologie alloctone (micascisti) di derivazione austroalpina, anch'esse espressione del rimaneggiamento delle coperture glaciali di fondo. Nel suo complesso il litosoma forma estesi ventagli alluvionali deltizio-fluviali, ovunque incisi e terrazzati dalle successive erosioni torrentizie.

Di fronte a Sappada quest'ultima litofacies si sovrappone con transizione rapida ai successivi *limi sottoconsolidati*. A Cima Sappada invece, area prossimale dello stesso bacino, essa ricopre il substrato triassico. Lateralmente il deposito si appoggia agli archi morenici frontali tardiglaciali (*subsintema delle alte valli*). Nel bacino di Sappada il deposito ha formato ventagli alluvionali potenti da 15 a 25 m, alimentati dai Rii Lerpa, del Mulino, Puiche e Fauner, e dallo stesso Fiume Piave.

limi sottoconsolidati (deposito lacustre) (QQC_{4c}). Argille grigio chiare sub-orizzontali, prive di strutture e con rare intercalazioni limose. Il tetto del litosoma corre intorno a q. 1205 m e il suo spessore, pari a 26 m, è misurabile con precisione nel tratto centrale dell'affioramento (Sappada), che complessivamente si estende per quasi 2 km. La litofacies fine è confinata nelle porzioni più distali del bacino di sedimentazione, mentre in quelle prossimali è presente solo la precedente, più grossolana.

Il deposito era confinato in un ambiente lacustre che passava, sia lateralmente sia verticalmente, al deltizio-fluviale. L'evoluzione da valle fluviale a paleolago fu propiziata dall'improvviso formarsi di una barriera morfologica con soglia intorno a 1230 m, localizzata poco oltre il limite occidentale del Foglio. L'ostacolo che per un imprecisato intervallo di tempo bloccò il deflusso del Fiume Piave fu un accumulo di paleofrana staccatosi dalla propaggine più meridionale della Cresta del Ferro, a NNW di Sappada.

L'originario ostacolo è ancora parzialmente conservato sul versante destro della valle e attraversato (appena fuori carta) dalla S.S. 355. Il suo smantellamento erosivo determinò il terrazzamento del litosoma fluvio-deltizio-lacustre che colmava (in parte o totalmente) l'invaso. Le superfici a ventaglio che si aprono in corrispondenza dei corsi inferiori de Rii Puicher e Fauner

(a E di Sappada) sono solo apparentemente di accrezione simulando, con la loro forma, la presenza di un conoide detritico stabilizzato mentre, al contrario, costituiscono una superficie di erosione modellata a spese dei precedenti depositi deltizio-lacustri durante il progressivo svuotamento del lago (cfr. *subsintemi di Paluzza e di Forni Avoltri*).

- *Limiti*. L'unità si appoggia su una superficie erosiva che incidendo il *till* d'allogamento LGM si approfondisce fino ad intaccare il substrato. Il limite inf. è in particolare visibile alle confluenze dei Rii Storto e Lerpa col Fiume Piave, dove i limi sottoconsolidati rivestono la successione triassica sup. In corrispondenza del depocentro vallivo, il limite si era approfondito per erosione fluviale fino ad eliminare totalmente la coltre morenica di fondo LGM. Quest'ultima invece, risalendo i versanti, è ancora integra, mentre alle quote inferiori è terrazzata dalla superficie del limite.

- *Età*. Alla base del subsistema, lungo il corso del Fiume Piave e a pochi dm dal contatto con il substrato triassico, sparsi frustoli vegetali e steli di equisetali ben conservati e parzialmente carbonificati hanno fornito un'età ^{14}C di 3.973 ± 81 B.P. (età calibrata 2.855-2.405 a.C., LABORATORIO CNR-ROMA), Olocene sup. Il tasso di sedimentazione dei limi di fondolago in contesti lacustri intramontani sono molto rapidi (cfr. il paleolago di Sutrio e Paluzza, *subsistema di Paluzza*, QQC_{1a}). Su questa base si ritiene che il paleolago di Sappada abbia avuto una attività stimabile intorno a 1.000 anni.

7.3.5. - *subsistema di Fontana* (QQC₅)

E' riconoscibile nel depocentro vallivo del F. Piave, nei dintorni di Sappada.

- *Caratteri*. Nella parte bassa sono prevalenti gli episodi di colata, con *mass flow* limosi a ciottoli sparsi, evidente rimaneggiamento dei limi del *subsistema di Sappada* intaccati dall'erosione. Verso l'alto sono sostituiti da episodi trattivi rappresentati da ghiaie fini e sabbie grossolane, in orizzonti metrici a stratificazione sottile, alternati a ghiaie grossolane (ϕ_{max} 25-40 cm) organizzate in strati e banchi spessi da 0,35 a 1,6 m con basi erosive. La sequenza è negativa e ha uno spessore di 12 m.

- *Limiti*. Il limite inf. è dato da una superficie erosiva generata in seguito al cedimento dell'accumulo di frana che aveva propiziato il paleolago di Sappada. L'erosione regressiva terrazzò i depositi deltizi del subsistema di Sappada, dando luogo ad un'incisione profonda 40 m che in alcuni punti finì con l'intaccare il substrato triassico. Il limite sup. coincide con l'ultima superficie di accrezione, abbandonata durante il recente approfondimento erosivo, tuttora attivo, del Fiume Piave.

- *Età*. E' stimata indirettamente in base ai rapporti con il subsistema di Sappada. Si ipotizza, sulla base dell'unico dato cronologico, che i depositi del subsistema di Fontana si siano formati intorno al primo millennio a.C.

7.4. - UNITÀ UBIQUITARIE

7.4.1. - *cordoni morenici laterali (c₅)*

Gli accumuli, abbandonati sia dal ghiacciaio durante la fase di definitivo ritiro LGM, sia dalle ridotte lingue del tardiglaciale, hanno dato origine a cordoni morenici laterali ben individuabili, anche se rari. Gli esempi più evidenti sono ubicati a Raveo a NE di Prato Carnico e ad E del M. Talm. Sono inoltre da segnalare quelli ospitati dalle conche di vetta dei M.ti Morgenleit, Pieltinis, Torondon, Novarza e Losa, tutte cime di spartiacque tra la Val Pesarina e il bacino del T. Lumiei.

- *Caratteri.* Sono costituiti da blocchi eterometrici e pietrisco in accumuli privi di organizzazione interna. Sono coperti da suolo scarso e poco evoluto. Formano corpi stretti, allungati al massimo per alcune centinaia di metri, subparalleli alle curve di livello. I maggiori sono ubicati a Raveo, a NE di Prato Carnico, e ad E del M. Talm. Questo tipo di deposito si appoggia al *till* di alloggiamento LGM o direttamente al substrato roccioso.

- *Età.* A seconda dei casi l'età d'accumulo è contemporanea alla deglaciazione LGM oppure all'affermazione degli stadi tardiglaciali. Pleistocene sup.

7.4.2. - *accumuli glacio-nivali (c₇)*

I migliori esempi, peraltro rari, sono ubicati al M. Pieltinis, a N di Sauris.

- *Caratteri.* Breccie eterometriche, sciolte e disorganizzate, non coperte da suolo. Producono archi di limitata estensione e spessore con forma concava verso monte. Sono archi glacio-nivali di recente formazione e in certi casi tuttora alimentati.

- *Età.* Sono successivi al ritiro delle lingue tardiglaciali e si collocano nell'Olocene *s.l.*

7.4.3. - *coltre eluvio-colluviale (b₂)*

Rappresentano la copertura quaternaria più diffusa del Foglio.

- *Caratteri.* Sono generati sia dal rimaneggiamento, con trasporto limitato, del *till* di alloggiamento LGM, sia dall'alterazione *in situ* dei depositi quaternari e pre-quaternari sciolti.

- *Età.* Il deposito, spesso in formazione, è databile all'intervallo Pleistocene sup.-Attuale.

7.4.4. - detriti di falda e di versante (a₃)

Il deposito è diffuso in tutto il Foglio e si concentra di preferenza alla base dei massicci carbonatici più intensamente fratturati (Dolomiti Pesarine, Val Pesarina, Valle di Sappada) e dei rilievi silicoclastici appartenenti alla successione ercinica (M.ti Terzo e Zoufplan).

- *Caratteri.* Breccie e brecciole con frammenti litici classati, in strati ben definiti, privi o con bassi valori di matrice. La gran parte del deposito è formata da litologie carbonatiche d'età triassica e silicoclastiche d'età carbonifera inf., sulle quali, nelle fasce non attive, ha attecchito una coltre erbosa seguita da vegetazione pioniera impostata su una sottile coltre humifera.

I depositi sono generalmente sciolti ma possono sfumare, a tratti, in plaghe a cementazione precoce. Sono sempre clinostratificati, con pendenze intorno ai 30°. Si tratta di accumuli detritici di falda e di versante che presentano rimaneggiamenti attivi nei periodi di piovosità concentrata, con redistribuzione dei detriti in ripidi conoidi di deiezione regolati da processi di deposizione in massa.

- *Età.* L'età è prevalentemente olocenica ma nei settori precocemente deglaciati la deposizione è iniziata già al termine del LGM proseguendo durante tutto il tardiglaciale e, in molti casi, continuando fino al presente. Pleistocene sup.- Attuale.



Fig. 54 - Massiccio dolomitico di (da sinistra a destra) Cima Dieci (2151 m), Piccolo Siera (2430 m) e M. Siera (2443 m). Sono evidenti i detriti di falda (a₃) che ammantano le pendici dolomitiche (gruppo del M. Siera), intensamente fratturate. I detriti, periodicamente rimaneggiati da intensi quanto brevi ed effimeri flussi idrici di superficie, danno luogo ad ampi conoidi di deiezione. La maggiore o minore freschezza dei depositi e il grado di copertura vegetale degli stessi consentono di attribuire un'età relativa ai singoli corpi deposizionali definendone la quiescenza o l'attività presente.

7.4.5. - *accumuli di paleofrana (a_{1b})*

Si concentrano, in particolare, nella parte settentrionale del Foglio e possono dare luogo ad accumuli di discreta estensione. Sono evidenti le paleofrane ubicate a NE del M. Pleros, il grande accumulo tra Ampezzo e Forni di Sopra staccatosi dal M. Tinisa E, del Bosco Bandito (di fronte a Sigilletto), del Clap della Polenta (basso T. Lumiei), e del Monfreda S nonché quelle, numerose, del Creton di Clap Grande. Sono anche da segnalare la paleofrana del Bosco Lavareit, presso Timau (parzialmente rimobilizzata in tempi storici e oggetto di recenti sistemazioni) e quella di Cleulis, entrambe collocate su substrato paleozoico antico (Flysch ercinico).

- *Caratteri.* Formano depositi eterometrici sciolti, disorganizzati, con prevalenti blocchi di grandi dimensioni, sovente stratiformi. E' sempre riconoscibile la zona di provenienza del materiale litoide, ubicata lungo pareti in roccia esposta non distanti dalla zona d'accumulo. La copertura humica è scarsa. In genere il deposito si è originato per crollo da una parete rocciosa acclive e fratturata.

- *Età.* Sono in genere l'espressione di un'instabilità dei versanti che si manifesta dopo la deglaciazione LGM e prosegue nell'Olocene. Pleistocene sup.-Olocene.

7.4.6. - *accumuli di frana recente (a_{1a})*

Non sono frequenti e si distribuiscono in modo disomogeneo all'interno del territorio senza per altro dare luogo ad ampi dissesti se non in casi isolati (cfr. Cap. VII - Elementi di geologia tecnica ed applicata, Dissesti).

- *Caratteri.* Sono accumuli caotici sparsi sul territorio con frequenza non elevata. Si presentano come franamenti a blocchi interessanti il substrato, oppure sono connessi a smottamenti che coinvolgono le coperture quaternarie sciolte, o ancora si presentano come scoscendimenti con scivolamento lungo superficie rotazionale profonda. Altri tipi di frana hanno sfruttato l'assetto a franappoggio di interi versanti, come avvenuto per la frana del Masareit, ad O di Timau, che insiste su parte della paleofrana del Bosco Lavareit, o per il movimento di Cazzaso.

- *Età.* Sono fenomeni spesso in evoluzione, a volte innestati su paleofrane, e sempre collocati in tempi storici.

7.4.7. - *depositi alluvionali attuali (b)*

Si concentrano lungo gli alvei di piena dei principali corsi d'acqua.

- *Caratteri.* Ghiaie da grossolane a medie, sabbie ciottolose e rare plaghe sabbiose. Costituiscono un materasso alluvionale soggetto a lento trasferimento

in una generale tendenza erosiva. Nell'ultimo secolo questa tendenza è stata rallentata o interrotta da interventi di regimazione concentrati in particolari segmenti idraulici a rischio. Nei fondivalle questo è il deposito più recente ed è caratterizzato da geometrie tabulari nastriformi.

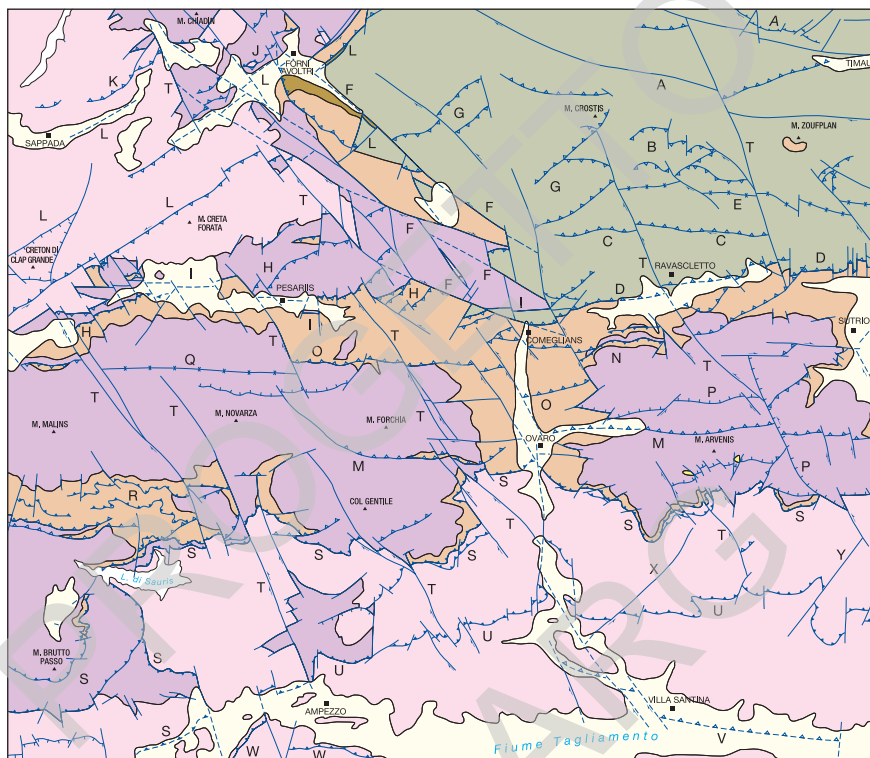
- *Età.* Il deposito è in formazione.



Fig. 55 - Pian dei Larici, quota 1675 m. Vista ravvicinata sui detriti di falda (a_3) del Piccolo Siera. E' evidente il rimaneggiamento recente con ridistribuzione dei clasti in ventagli detritici che intaccano la fascia boschiva. Quest'ultima riveste in parte una serie di caratteristiche morfologie a dosso ricollegabili ad archi morenici stadiali (QQB_2). Sopra ad uno di essi è stato costruito il Rifugio M. Siera. La posizione dell'asterisco è la medesima della figura 54.

SCHEMA TETTONICO

Scala 1:200 000



- Depositi quaternari
Pleistocene sup. - Olocene
- Successione ?miocenica - ?piocenica
?Messiniano - ?Pliocene inf.
- Successione triassica medio-sup.
Anisico sup. - Ladinico - Camico - Norico
- Successione triassica inf. - media
Induano - Olenekiano (Anisico p.p.)
- Successione permiana sup.
?Guadalupiano-Loipigiano
- Successione permo-carbonifera
Carbonifero Sup. p.p. - Permiano Inf.
- Successione ordoviciano-carbonifera (ercinica)
Ordoviciano Sup. p.p. - Carbonifero Sup. p.p.
- Sovraccorimenti (il triangolo indica il lembo sovrascorso)
- Faglie inverse principali e secondarie
(il triangolo indica il lembo sollevato)

Linee tettoniche

- | | | | |
|---|--------------------------------------|---|-------------------------------------|
| A | Linea Creta di Collinetta-Pal Grande | M | Linea di Ovaro |
| A | Linea dell'alto Torrente Pal Grande | N | Linea del Rio Secco |
| B | Linea Monte Neväl-Piz di Mede | O | Linea Sette Staipe-Cuel Picul |
| C | Linea del Monte Runch | P | Linea dei Monti Arvens e Daüda |
| D | Linea Comeglians-Paularo | Q | Sinclinale della media Val Pesarina |
| E | Sinforme dei M.ti Tenchia e Valsecca | R | Linea della conca di Säuris |
| F | Linee della media Val Degano | S | Linee di Säuris |
| G | Linee Givigliana-Tuäts | T | Linee del Torrente Chiarzo |
| H | Linee della Val Pesarina | U | Linea Ampezzo-Tolmezzo |
| I | Linea del Torrente Pesarina | V | Linea di Villa Santina |
| J | Linea del Rio Bianco | W | Linea dell'alto Tagliamento |
| K | Linea del Rio Fäuner | X | Linea di Trava |
| L | Linee della Val Bordaglia | Y | Linea di Buttea |
- Faglie normali (i trattini indicano il lembo ribassato)
 - Faglie subverticali (la freccia indica trascorrenza; due frecce congruenti indicano riattivazioni con trascorrenza opposta)

Fig. 56 - Schema tettonico semplificato del Foglio 031 Ampezzo.

VI - TETTONICA

(C. Venturini & M. Pondrelli)

La successione ordoviciano-triassica sup. affiorante nel Foglio è stata deformata in modo marcato dalle fasi orogeniche neoalpine (Oligocene sup.-Quaternario). Gli effetti della precedente fase mesoalpina, o dinarica *Auctt.* (Eocene *s.l.*), non sono percepibili o sono difficilmente discriminabili da quelli neoalpini precoci.

Inoltre, le unità paleozoiche più antiche, d'età ordoviciano-carbonifera, hanno anche subito i rilevanti effetti delle compressioni orogeniche erciniche. L'area interessata da entrambi gli insiemi di deformazioni, erciniche ed alpine, è relegata nella porzione nord-orientale del Foglio e copre circa 1/5 del territorio complessivo.

Nel trattare le deformazioni alpine non si può trascurare il ruolo rivestito da alcuni elementi strutturali ereditati da fasi tettoniche sinsedimentarie di età tardo paleozoica e meso-cenozoica *p.p.* In determinati settori i sistemi di paleofaglie riattivati hanno condizionato e guidato l'architettura e lo sviluppo delle deformazioni alpine.

Le stesse deformazioni fraglie alpine, quando sono costituite da faglie verticali o subverticali di precoce attivazione, possono essere riutilizzate in tempi successivi con riattivazioni che ne modificano il ruolo, ad es. da trascorrente a compressivo o viceversa, oppure da trascorrente destro a sinistro e viceversa.

Sono di seguito descritti i principali elementi strutturali e gli insiemi deformativi prodotti sia dall'evento orogenico ercinico che, in maniera più diffusa, da quello alpino. E' inoltre proposta la ricostruzione della loro cronologia relativa di innesco e, da ultimo, la definizione delle associazioni di strutture correlate allo sviluppo delle singole fasi diastrofiche erciniche ed alpine.

1. - CICLO ERCINICO (C. Venturini & M. Pondrelli)

Le deformazioni erciniche trovano la loro massima espressione e decifrabilità nella successione calcarea d'età siluro-carbonifera inf. presente nell'estremo vertice nord-orientale del Foglio. Al contrario, nelle zone in cui affiora il Flysch ercinico (F.ni del Hochwipfel e del Dimon), caratterizzato da prevalenti depositi pelitico-arenitici, la più elevata plasticità dei litotipi ha favorito l'affermazione di un'intensa impronta deformativa alpina. Questa ha modificato, spesso anche radicalmente, gli originari assetti ercinici.

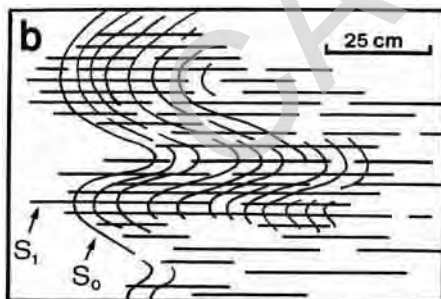


Fig. 57a,b - Strada Ravascletto-M. Valsecca, quota 1300 m. F.ne del Dimon, areniti e peliti grigio-verdi (DIM_a). Un raro esempio di pieghe isoclinaliche preservate riscontrato nelle litologie fini trasformate in slate. Nel disegno è schematizzato l'insieme degli elementi deformativi visibile al centro della foto. Alle pieghe isoclinaliche potrebbe essere ricondotta la S_1 pervasiva che, specie nelle argilliti rosse e verdi, resta quasi ovunque l'unico elemento riconoscibile, tanto da poter essere confuso con una laminazione primaria di origine sedimentaria, come spesso è accaduto in passato.

A questo si deve aggiungere la propensione che tali unità hanno, rispetto ai calcari, nello sviluppare diffuse coperture vegetali le quali condizionano negativamente l'osservazione dei dati macrotettonici. Nella successione ercinica del Foglio le litologie calcaree sono arealmente limitate e anche questo aspetto penalizza l'analisi tettonica. Il piano tettonico ercinico, all'origine della cosiddetta Catena Paleocarnica, è comunque ben espresso dalle evidenze di campagna di seguito riportate.

i) Le *argilliti rosse e verdi (slate)* della F.ne del Dimon, che rappresentano i termini più fini di tutta la successione ercinica, sono sempre interessate da una foliazione S_1 , pervasiva e submillimetrica. Questa si dispone sempre parallelamente alla S_0 che ne viene intersecata nelle rare chiusure di pieghe isoclinaliche ancora preservate. Gli assi delle numerose micropieghe conservano una direzione $N120^\circ E$ congruente con quella degli assetti ercinici della zona (VENTURINI, 1990a; PONDRELLI, 1998). La deformazione è di età ercinica in quanto non compare nelle peliti appartenenti alle soprastanti coperture epi-erciniche.

ii) Palesi discordanze angolari sono presenti tra la successione ercinica e le coperture epi-erciniche, rappresentate o da Conglomerato di Sesto e Arenaria di Val Gardena (Zovello E, lungo la Valcalda; M. Zoufplan, presso la vetta) oppure dai depositi permo-carboniferi (Rii Rosso e Alpo, Campiut, a NO di Rigolato). Nell'attiguo Foglio 032 Tolmezzo affiorano i numerosi dati che giustificano la presente interpretazione dei dati macrotettonici (VENTURINI, 1990a; PONDRELLI, 1998).

Per una trattazione esaustiva delle macrostrutture erciniche si rimanda a VENTURINI (1990a) e alle Note Illustrative dei Fogli 032 Tolmezzo e 018 Passo di M. Croce Carnico, di futura realizzazione, nei cui territori sono ubicati i classici affioramenti della Catena Paleocarnica.

1.1. - ELEMENTI TETTONICI PRINCIPALI

A - Linea Creta di Collinetta-Pal Grande

E' una superficie di accavallamento orientata $N120^\circ E$ ed immergente ad alto angolo verso N. Si osservano locali torsioni a $N90^\circ E$ indotte dalle dislocazioni alpine. Il lembo di tetto è formato in massima parte dai termini carbonatici della successione ercinica accavallati sulla F.ne del Hochwipfel, affiorante alle quote inferiori. La struttura, dislocata da numerose faglie subverticali di età alpina, si segue per soli 3 km e prosegue oltre i margini del Foglio.

B - Antiforme del Pizzo di Timau

Si sviluppa nel lembo di tetto della linea Creta di Collinetta-Pal Grande (in gran parte presente nel Foglio 018 Passo di Monte Croce Carnico) e coinvolge la successione ordoviciana sup.-carbonifera. L'asse della piega è orientato $N120^\circ E$ ed è visibile solo nell'estremo vertice nord-orientale del Foglio. Il piano assiale

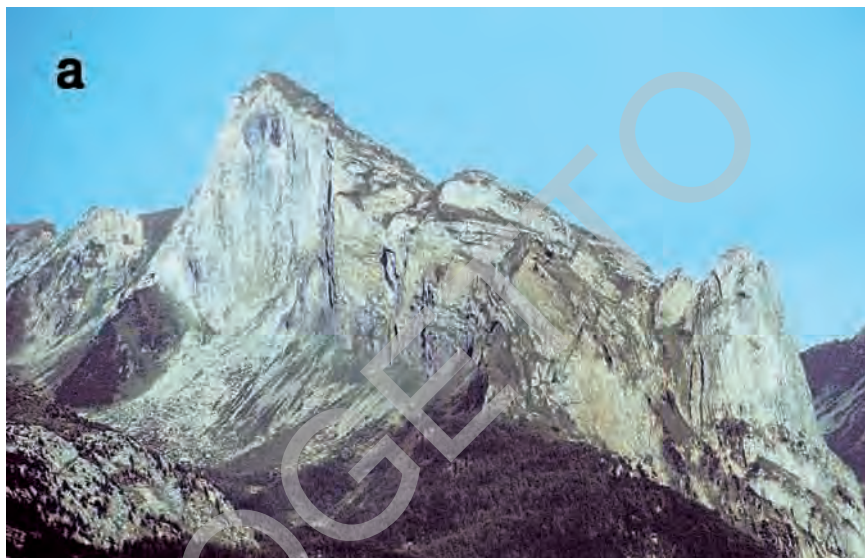
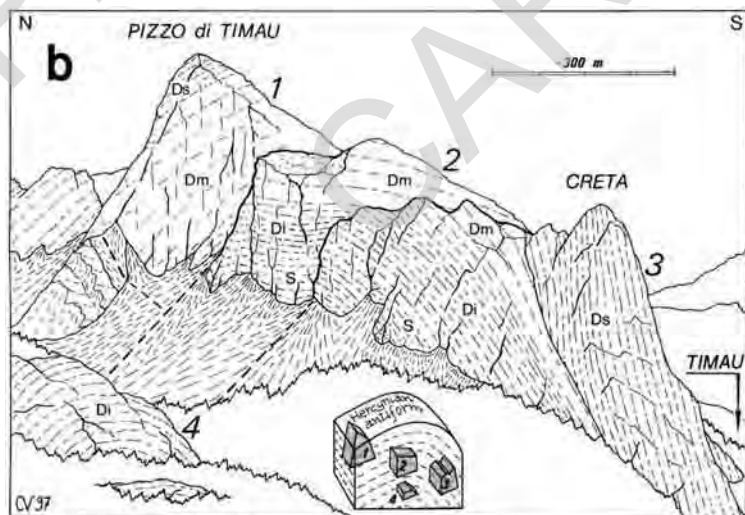


Fig. 58a,b - Creta di Timau (1847 m) e Pizzo di Timau (2217 m), quest'ultimo collocato appena oltre il vertice NE del Foglio. Calcari siluro-devoniani che nel loro insieme formano un'antiforme smembrata da un sistema di faglie verticali. La struttura plicativa (cfr. la ricostruzione del disegno) è interpretata come un esempio di deformazione ercinica, riconducibile al III stadio deformativo, che ripiega coassialmente precedenti scaglie tettoniche erciniche. La posizione dei quattro blocchi dislocati dai movimenti di età alpina è ricostruita nel 3D al centro del disegno, in basso (da VENTURINI & SPALLETTA, 1998).



affiora nel solco morfologico a N del Gamspitz; la piega è spezzata in cerniera da una faglia alpina. Sempre in età alpina il piano di scorrimento ercinico (A) è stato parzialmente riattivato, maggiormente inclinato e poi dislocato. Esso accavalla verso SSO l'antiforme del Pizzo di Timau su quella Volaia - M. Coglians. L'antiforme ripiega una serie di scaglie tettoniche. I piani di scorrimento che delimitano le scaglie mantengono direzioni parallele all'asse della piega.

C - Antiforme Volaia-M. Coglians

Dell'antiforme è presente nel Foglio solo la gamba meridionale, immergente verso SSO, mentre il suo asse corre poco oltre il margine settentrionale del Foglio. La costituiscono i carbonati delle pendici S dei Monti Volaia e Coglians e la soprastante successione terrigeno-vulcanica (F.ni del Hochwipfel e del Dimon). Anch'essa conserva il prevalente orientamento N120°E riconosciuto come ercinico (VENTURINI, 1990a). Verso meridione la struttura è interrotta dalle dislocazioni alpine e il piano tettonico ercinico di appoggio non è affiorante.

1.2. - INSIEMI DI STRUTTURE

Le strutture rilevate, le principali tra le quali sono state sopra discusse, possono essere raggruppate in differenti *insiemi strutturali*.

- *Insieme α*) scorrimenti in *duplex* N120°E

Delimitano un sistema di scaglie embricate SSO-vergenti; nel Foglio sono percepibili in corrispondenza dei rilievi carbonatici del Gamspitz e dell'antistante Creta di Timau. Di certo sono presenti anche nell'imponente volume delle F.ni del Hochwipfel e del Dimon come testimoniato, nelle zone di Rigolato e Comeglians, dalle scaglie formate da calcari di età siluro-devoniana tettonicamente imballate nel Flysch ercinico. Gli scorrimenti, con le relative scaglie, sono ripiegati dalle pieghe dell'insieme β.

- *Insieme β*) accavallamenti ed antiformi N120°E

Sono due sistemi di strutture posteriori all'insieme α e danno luogo, nel Foglio, a due antiformi di rampa, accavallate una sull'altra. Ogni antiforme ha un'altezza superiore ai 2 km ed è tracciabile lateralmente per una decina di km (VENTURINI & SPALLETTA, 1998).

1.3. - ASSOCIAZIONI DEFORMATIVE

La maggioranza degli affioramenti ercinici è presente nel quadrante NE del Foglio. L'assetto originario è preservato solo verso il corrispondente vertice, dove affiorano le unità carbonatiche di prevalente età devoniana. Esse formano i nuclei di estese pieghe erciniche che durante le compressioni alpine hanno

avuto un comportamento rigido, subendo solo smembramenti ad opera di faglie subverticali o parziali *serrage* delle pieghe stesse. Al contrario, procedendo verso S, l'enorme volume della F.ne del Dimon, ad alta deformabilità, è stato vistosamente riarrangiato dalle deformazioni alpine.

- D1 (σ_1 : circa NNE-SSO)

Appartengono a questa fase entrambi gli insiemi di strutture descritti (α e β) ed accomunati dall'orientamento N120°E. Le relative strutture del Foglio, costantemente SSO-vergenti pur essendosi sviluppate in tempi successivi e profondità crostali differenti, sono il risultato dell'applicazione di un unico sforzo deformativo. La strutturazione di questa porzione centro-occidentale della Catena Paleocarnica è documentata dai seguenti effetti deformativi:

a) scollamento della successione ercinica (Ordoviciano Sup.-Carbonifero *p.p.*) dal relativo basamento metamorfico e affastellamento in scaglie tettoniche embricate verso SSO (SELLI, 1963; VAI, 1963);

b) piegamento coassiale delle precedenti strutture secondo un motivo ad ampie antiformali SSO vergenti, guidate da superfici di scorrimento secondo uno stile a faglia a gradonata (VENTURINI, 1990a; PONDRELLI, 1998; VENTURINI & SPALLETTA, 1998). Si ritiene che la massima parte del volume deformato della Catena Paleocarnica si sia impilato in condizioni sottomarine. Questo giustificherebbe la preservazione di gran parte della catena - sepolta dai successivi depositi discordanti - che mostra di avere subito uno smantellamento subaereo solo parziale.

-Età della deformazione. Bashkiriano-Moscoviano.

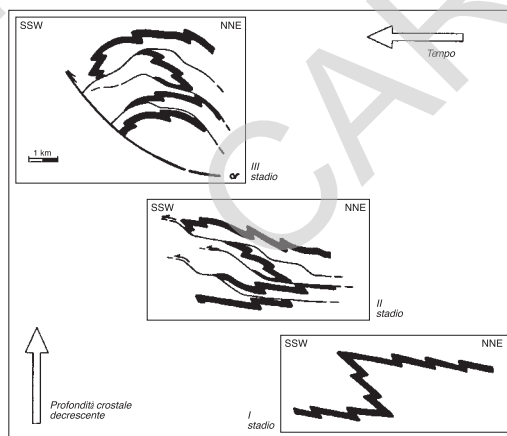


Fig. 59 - Sviluppo progressivo delle deformazioni erciniche che hanno portato alla strutturazione della Catena Paleocarnica durante il Bashkiriano-Moscoviano. Nella successione ordoviciano-carbonifera del Foglio i dati di terreno consentono l'individuazione del II e III stadio deformativo, descritti nel testo come D1-a e D1-b.

2. - CICLO ALPINO (C. Venturini)

La complessità strutturale delle Alpi Carniche (fig. 56) deriva dalla sovrapposizione, sul medesimo volume crostale, di deformazioni alpine che sono la conseguenza dell'applicazione di sforzi di compressione massima variamente orientati nel tempo e nello spazio.

A questo si deve aggiungere il ruolo, spesso fondamentale, giocato da una serie di paleofaglie d'età compresa tra il tardo-Paleozoico e l'Eocene inf.

Durante le compressioni alpine tali strutture sono spesso state riattivate con il risultato di condizionare, in particolari settori, l'architettura deformativa del comparto carnico in generale e del territorio del Foglio in particolare.

2.1. - ELEMENTI TETTONICI PRINCIPALI

Per l'ubicazione dei singoli elementi tettonici si fa riferimento allo schema tettonico alla scala 1:200.000 inserito al margine della carta geologica del Foglio 031 Ampezzo. Le principali tra le strutture discusse sono riportate anche nelle figg. 62 e 63 alle quali si rimanda.

A - *Linea dell'alto Torrente But*

E' una faglia subverticale orientata N120°-90°E. Per gran parte della sua estensione (prosegue nel Foglio 018 Passo di M. Croce Carnico) giace sepolta sotto le coperture quaternarie. Sul terreno discrimina le grandi masse silicoclastiche e vulcaniche delle F.ni del Hochwipfel e del Dimon (a S) dalle prevalenti litofacies carbonatiche siluro-devoniane (a N). Risente di moderati rigetti ad opera di faglie subverticali orientate N-S. La linea ha una componente trascorrente destra. Estensione complessiva: 12 km.

B - *Linee Monte Neval-Piz di Mede*

Sistema d'accavallamenti minori orientati N270°-290°E ed immergenti dai 60° ai 70° verso S. Si sviluppano all'interno della F.ne del Dimon e condizionano l'assetto alle alte quote del versante meridionale dei massicci M. Crostis-Cimon di Crasulina, a N di Ravascletto (fig. 16, inserto ubicazione). Alle linee si associano stratificazioni e mesopieghe ad assetto E-O. La vergenza delle pieghe è nella quasi totalità verso N. Il sistema interferisce con accavallamenti orientati N50°E (Piz di Mede, Pezzacul, Marinador), che in certi tratti inducono evidenti dislocazioni, e con faglie subverticali ad orientamento sia meridiano sia N150°E. Continuità massima: 5 km.

C - *Linea del Monte Runch*

Si situa a N di Ravascletto ed è una faglia inversa orientata E-O, immergente ad alto angolo verso N. In affioramento interessa i soli termini della F.ne del

Dimon. E' sottolineata da un'ampia macropiegia S-vergente con fianco verticale. Lateralmente, a quote inferiori verso E, è testimoniata una riattivazione trascorrente destra della linea. Lo attestano i tettoglifi e, alla macroscala, un sistema di pieghe orientate N50°E che si spengono contro la linea stessa. E' confinata, nonché dislocata, da un sistema di faglie subverticali orientato N150°E. Estensione della struttura: 7 km.

D - *Linea Comeglians-Paularo*

E' citata da Gortani (1926) come piega-faglia mentre SELLI (1963, in BRAGA *et alii*, 1971) e FRASCARI & VAI (1981), coi quali si concorda, la descrivono come faglia inversa con direzione N80°E e piano immergente da 60° a 80° verso N. Lungo il piano tettonico si accavalla la successione paleozoica antica, rappresentata dalla F.ne del Dimon e, subordinatamente, dai calcari siluro-devoniani inf., sulle unità permiane sup. (Arenaria di Val Gardena e F.ne a Bellerophon). Localmente (Zovello) la linea si sviluppa all'interno della F.ne del Dimon.

Il rigetto verticale si aggira intorno a 1,8 km. La struttura è frequentemente dislocata, sia ad opera di faglie verticali N150°E sia, soprattutto, meridiane. Queste ultime sono ben percepibili nella zona di Cercivento. La terminazione occidentale della linea si compie contro la più meridionale tra le linee della media Val Degano (F), strutture verticali orientate circa N120°E. Nel Foglio la struttura si estende per 12 km e prosegue verso E per altri 15 km (Foglio 032 Tolmezzo) (DISCENZA & VENTURINI, 2003).

E - *Piega dei Monti Tenchia e Valsecca*

E' una macropiegia sinforme, simmetrica ad ampio raggio, di età alpina. Interessa l'ingente massa della F.ne del Dimon affiorante lungo il versante settentrionale della Valcalda, a N della congiungente Comeglians-Ravaschetto-Cercivento. L'asse della sinforme, orientato E-O, corre a mezza costa lungo il versante e si torce procedendo verso O (Val Degano) fino ad assumere direzione N50°E. La torsione è sollecitata dalle trascorrenze sinistre (tardive) di un sistema di faglie subverticali diretto N150°E. La genesi dell'ampio motivo plicativo parrebbe connessa allo sviluppo della linea Comeglians-Paularo (D). Si estende lateralmente per circa 8 km.

F - *Linee della media Val Degano*

Rappresentano un fascio di strutture orientate circa N120°E con piani sempre prossimi alla verticale. Si sviluppano nella zona tra Comeglians e Rigolato e si estendono fino al limite settentrionale del Foglio proseguendo oltre, anche se con effetti sempre meno marcati.

La linea Frassenetto-Sigilletto di FRASCARI & VAI (1981) appartiene a questo sistema. Sono elementi spesso mascherati dalle coperture quaternarie. Il più importante corre in parte lungo il fondovalle del T. Degano, immediatamente a S di

Forni Avoltri, e separa unità permo-triassiche ed erciniche (lembo NE) da quelle permo-carbonifere (lembo SO).

E' molto probabile che questa linea, come tutto il sistema del resto, rappresenti la riattivazione di paleofaglie d'età permiana sup. (VENTURINI & DELZOTTO, 1993). Le linee della media Val Degano sono sede di trascorrenze alpine prevalentemente destre. Affiancano tettonicamente le unità del Triassico Inf. e Medio ed hanno singoli rigetti verticali intorno al centinaio di metri⁽¹⁾.

Dislocano i sistemi di accavallamenti orientati sia E-O sia SO-NE, e il sistema delle linee della Val Bordaglia (L). Inoltre, in momenti diversi, hanno funto da svincolo cinematico trascorrente destro per la linea Comeglians-Paularo (D), per il fascio di linee della Val Pesarina (H) e per le linee Givigliana-Tualis (G). Estensione del fascio di strutture: 14 km.

G - Linee Givigliana-Tualis

Formano un sistema di accavallamenti orientati N50°-60°E, immergenti a medio-alto angolo sia a SE sia a NO. Si distribuiscono in maglie chilometriche sulla sinistra del T. Degano coinvolgendo le F.ni del Hochwipfel e del Dimon con rigetti non ben precisabili.

Le più settentrionali tra le strutture si chiudono a N contro una vicariante della linea dell'alto T. But (A). Verso NE il sistema è ancora sporadicamente presente alle alte quote del Pezzacùl e del Piz di Mede. Verso O il sistema si chiude bruscamente contro le linee della media Val Degano (F). Estensione massima: 6 km.

H-H'-H'' - Linee della Val Pesarina

Corrispondono ad un fitto sistema di accavallamenti orientati N50°-60°E ed immergenti a medio-alto angolo in prevalenza a SE (SELLI, in BRAGA *et alii*, 1971). Accavallano le unità permiane sup. (F.ne a Bellerophon) e triassiche inf. (F.ne di Werfen) rispettivamente sui termini triassici inf. e triassici medi con singoli rigetti verticali fino a 500 m. Gli accavallamenti minori sono particolarmente evidenti alle sorgenti del Rio Fuina e, verso E, tra gli abitati di Pieria ed Entrampo.

Lungo l'intero versante settentrionale della Val Pesarina al sistema di strutture disgiuntive si associano in varia misura pieghe asimmetriche e simmetriche, tutte caratterizzate da assi N50°-60°E, paralleli all'assetto della stratificazione. Verso occidente il sistema prosegue nell'attiguo Foglio 030 Auronzo di Cadore, mentre a N si spegne contro i rigidi contrafforti del massiccio carbonatico dei Monti Pleros-Creta Forata-Creton di Clap Grande. Le linee della Val Pesarina (H - H' - H'') si chiudono contro la struttura più meridionale delle linee della media Val Degano (F) che ha agito come svincolo trascorrente destro. Avvicinandosi ad essa alcuni piani tendono a torcersi, assumendo direzione N90°E. Le strutture sono dislocate dal sistema di faglie subverticali N150°E a comportamento trascorrente destro (tardivo) e N-S. Estensione massima valutata all'interno del Foglio: 11 km.

I - *Linea del Torrente Pesarina*

E' una struttura ad orientamento E-O immergente ad alto angolo verso N. Si sviluppa alle quote inferiori del versante N della Val Pesarina. Verso occidente si chiude contro una delle linee della Val Bortaglia (L), alla base del Creton di Clap Grande, e corre all'interno della successione permo-triassica. Il suo tratto centro-orientale è sepolto sotto recenti scaglie tettoniche NO-vergenti (linee della Val Pesarina, H-H') mentre il suo tratto orientale più estremo, ad assetto verticale, riaffiora nei dintorni di Comeglians e discrimina le unità triassiche e carbonifere (a N) dai calcari siluro-devoniani (a S).

La faglia subverticale si sviluppa principalmente lungo il depocentro della Val Pesarina e in gran parte è sepolta dalle alluvioni del torrente omonimo o sotto le abbondanti coperture pre-oloceniche. Entrambe le sue terminazioni, a SE del Creton di Clap Grande e presso Comeglians, sono incerte. Sembra da ascrivere al medesimo sistema la struttura che, tra Sostasio e Comeglians, separa la F.ne del Dimon dai prevalentemente calcari siluro-devoniani. Ad O di Sostasio la linea si sviluppa all'interno delle F.ni a Bellerophon e di Werfen. E' frequentemente dislocata, principalmente ad opera di faglie verticali orientate N140°E; inoltre, nel suo tratto orientale, tra gli abitati di Prato Carnico e Sostasio, appare sepolta da più recenti accavallamenti NO-vergenti diretti N240°-250°E. Il fascio di strutture si estende in pianta per una lunghezza complessiva di quasi 15 km.

J - *Linea del Rio Bianco*

E' un accavallamento orientato N50°E/50°NO. Porta la successione anisica ('dolomia del Serla inf.' e 'sup.') a ricoprire la F.ne di Buchenstein. Nelle successioni al tetto ed al letto sono presenti pieghe anticlinali e sinclinali ultra-ettometriche i cui assi hanno direzione N50°E. Lateralmente all'incisione del Rio Bianco (a O di Forni Avoltri) la linea intercetta e disloca un precedente accavallamento orientato N90°E/60°S. La continuità laterale della struttura è circa 2 km.

K - *Linea del Rio Fauner*

E' un accavallamento ad angolo medio-alto che immerge verso N e NO. La sua direzione, orientata E-O nel tratto più occidentale (a N di Sappada), passa in breve a circa N50°E mantenendosi tale fino all'incisione del Piave dov'è dislocato da una faglia subverticale. Oltre, riprende l'andamento E-O. La struttura accavalla la piattaforma carbonatica anisico-ladinica sulle 'arenarie di Zoppè' (F.ne di Buchenstein). In esse, in corrispondenza degli andamenti N50°E del piano tettonico, si riscontrano pieghe ultra-ettometriche con assi N90°E/50°O. Quanto descritto porta a ritenere questa linea come in origine orientata N90°E, in concordanza con le coeve pieghe del lembo di letto sviluppate con asse inizialmente suborizzontale. Solo in un secondo tempo il parziale basculamento del settore avrebbe causato le locali modifiche delle loro orientazioni (cfr. Cap. VI - Tettonica, Il Ciclo Alpino, Associazioni deformative). La linea è dislocata da sistemi di faglie coniugate subverticali dirette N150°E e N30°E. Si estende per 4 km.

L - Linee della Val Bordaglia

Nel Foglio è presente la porzione meridionale di questo fascio di strutture subparallele (SELLI, 1963) orientate N40°-60°E ed immergenti in prevalenza a N, con inclinazioni variabili dai 60° fino a subverticali. Procedendo verso NE le linee, sollecitate dalle compressioni alpine, tendono attualmente a convergere (VENTURINI & DELZOTTO, 1993) e, in territorio austriaco (Foglio 018 Passo di M. Croce Carnico), finiscono per fondersi in un unico elemento tettonico.

Sono tre le principali linee della Val Bordaglia individuate nel territorio del Foglio. A NE di Forni Avoltri le più meridionali tra esse limitano una stretta fascia tettonica (0,5 km) formata da prevalente Arenaria di Val Gardena strizzata tra sottili lembi permo-carboniferi e triassici inf.

A SO di Forni Avoltri, oltrepassata la principale delle linee della media Val Degano (F) che le interseca e disloca, le linee si distanziano e diventano per un certo tratto solo ipotizzabili sulla base dei riscontri stratigrafici. Questo a causa delle abbondanti coperture quaternarie diffuse nel fondovalle tra Forni Avoltri e Cima Sappada e nell'area del Bosco Bandito, a NE del M. Pleros. Tornano evidenti tra la Valle del Piave e il M. Creta Forata, dove interessano i depositi bacinali di età ladinica e la corrispondente piattaforma massiccia (gruppo del M. Siera), proseguendo poi ai due margini del Creton di Clap Grande. In corrispondenza di quest'ultimo un segmento di una delle linee ha subito una riattivazione distensiva con abbassamento del lembo sud-orientale (Dolomia Principale).

SELLI (1963) riconosce una genesi ercinica delle linee nonché un'indubbia riattivazione alpina. VENTURINI & SPALLETTA (1998) ne esaminano il ruolo precoce avanzando un'ipotesi cinematica in cui nella costruzione della Catena Paleocarnica le paleostrutture risultano il più tardivo tra gli effetti deformativi fragili legati al ciclo ercinico. VENTURINI (1990a), VENTURINI & DELZOTTO (1993) e CASSINIS *et alii* (1997) ne analizzano i retaggi sinsedimentari permo-carboniferi sottolineando che, sia a NE sia a SO di Forni Avoltri, i depositi della successione permo-carbonifera sono confinati tra le linee della Val Bordaglia.

Al contrario, esternamente ad esse, su tutta la restante area del Foglio, sono sempre il Conglomerato di Sesto e l'Arenaria di Val Gardena a suturare il substrato ercinico (VAI, 1979). La particolarità viene ritenuta un indizio di attività tettonica sinsedimentaria di età carbonifera sup.-permiana inf. Nell'Oligocene è ipotizzabile un loro comportamento distensivo che generò un abbassamento del settore Forni Avoltri-Passo Giramondo, orientato N50°E e con ampiezza trasversale pari ad alcuni km.

Le linee della Val Bordaglia ebbero un ruolo fondamentale anche durante le compressioni della fase nealpina. VENTURINI (1990b) postula che esse si estendano verso SO fino a collegarsi con la linea Pieve di Cadore, costituendo un elemento guida nella costruzione dell'edificio sudalpino orientale. Numerosi dati mesostrutturali testimoniano una riattivazione trascorrente sinistra delle linee, attiva durante la compressione N-S ('stadio principale' della fase nealpina),

seguita da una riattivazione compressiva pura dei segmenti settentrionali, collocati a NE di Forni Avoltri (VENTURINI & DELZOTTO, 1993), durante la successiva compressione NO-SE ('stadio tardivo' della fase nealpina).

Quest'ultima compressione generò anche una serie di trascorrenze lungo un sistema di faglie trasversali alle linee della Val Bortaglia che le smembrarono in segmenti a comportamento cinematico indipendente. Di conseguenza, la riattivazione come faglia inversa modificò l'assetto dei singoli segmenti che assunsero immersioni opposte, a tratti verso NO, in altri casi verso SE, come osservabile tra il Creton di Clap Grande e la Creta della Fuina, a N di Forni Avoltri.

Le linee della Val Bortaglia risentono di numerose dislocazioni, sia ad opera delle principali tra le linee della media Val Degano (F) sia dei sistemi di faglie verticali e/o subverticali orientati N150°E e, in minore misura, N-S. L'estensione delle linee della Val Bortaglia nel Foglio raggiunge i 13 km e prosegue nei fogli adiacenti per almeno altri 20 km.

M - *Linea di Ovaro*

E' una faglia inversa orientata N90°E ed immergente a N con angoli di 75°-80°. Il rigetto varia da 150 a 300 m e s'incrementa procedendo da O verso E. Il sistema è confinato verso O da una faglia verticale a direzione N150°E che funge da svincolo trascorrente destro. E' dislocata da un sistema di faglie subverticali orientato N150°-170°E. La linea prosegue oltre il margine orientale del Foglio. La porzione compresa nel Foglio si estende per 15 km.

N - *Linee del Rio Secco*

Formano un sistema di retroscorrimenti ed associate strutture plicative NNO-vergenti. Intersecano trasversalmente il rio omonimo che scende dal M. Zoncolan, a SO di Ravaschetto. La più meridionale ed importante di tali linee coincide con una fascia cataclastica segnalata da FRASCARI RITONDALE SPANO (1969). Essa dà luogo ad un potente e localizzato raddoppio tettonico il cui piano di scorrimento (N250°E/50°SE) accavalla il membro a gessi e dolomie nere della F.ne a Bellerophon sulla F.ne di Werfen. La linea del Rio Secco genera al letto una stretta sinclinale che contiene e ripiega la linea Sette Staipe-Cuel Piciul (O), verticalizzandola.

La principale delle linee del Rio Secco rappresenta la lacerazione in cerniera di una grande piega asimmetrica NNO-vergente, con asse orientato circa N70°E. Significato comparabile ha un'ulteriore linea del sistema che, all'altezza di Maranzanis, sovrappone l'Arenaria di Val Gardena ed i soprastanti gessi della F.ne a Bellerophon al *membro a dolomie e calcari neri* di quest'ultima unità. Geometricamente queste strutture potrebbero anche ricollegarsi alle linee della Val Pesarina (H). Meno chiara è un'eventuale genesi comune che sembra comunque proponibile data la vicinanza e l'identità d'assetto tra gli elementi H ed N. Le linee del Rio Secco sono confinate da faglie verticali orientate N140°-150°E, con funzione di svincolo trascorrente. Si estendono per 2-3 km.

O - Linea Sette Staipe-Cuel Piciul

Si sviluppa tra la bassa Val Pesarina e la Valcalda, a S di Pesariis, Comeglians e Zovello. E' un piano di accavallamento orientato E-O con immersione a medio-alto angolo verso N. Il rigetto si aggira mediamente sui 150-200 m e si realizza all'interno della successione permiana sup.-scitica. Questa è spesso interessata da sistemi di pieghe, sia simmetriche (hm) sia asimmetriche (dam-hm), con ampi motivi anticlinalico-sinclinalici a scala ettometrica. Nei litotipi evaporitici della F.ne a Bellerophon (cava di gesso di Entrampo) presenti al tetto dell'accavallamento la traslazione tettonica ha generato un sistema di macropieghe S-vergenti. La struttura, intercettata e piegata da una delle linee del Rio Secco (N), è frequentemente spezzata da faglie subverticali orientate N140°-150°E. Si sviluppa in pianta per 15 km.



Fig. 60 - Cava di Entrampo (Comeglians), quota 530 m. F.ne a Bellerophon, membro a gessi e dolomie nere (BEL_1). Macropiegia S-vergente indotta dalla linea Sette Staipe-Cuel Piciul.

P - Linee dei Monti Arvenis e Dauda

Sono due sistemi di faglie distensive ad alto angolo, rispettivamente orientati circa E-O con immersione a N (M. Arvenis), e circa N150°E con immersione predominante verso ONO (M. Dauda). In affioramento le linee del M. Arvenis coinvolgono la F.ne di Werfen e la 'dolomia del Serla inf.' I rigetti sono compresi tra 100 e 500 m. Le linee potrebbero essere collegate ad un rilassamento estensionale immediatamente successivo allo sviluppo delle linee di Sauris (S).

Appaiono inoltre precedenti all'impostazione delle faglie coniugate trascorrenti (direzioni circa N150°E e N30°E) dalle quali sono dislocate. Le linee del M. Dauda dislocano quelle del M. Arvenis, frammentano e dislocano la linea di Ovaro (M) e inoltre fungono da svincolo trascorrente all'impostazione di successivi accavallamenti minori orientati N50°E. La distensione ha anche prodotto nella 'dolomia del Serla inf.', affiorante in vetta al M. Dauda, un ampio assetto anticlinorico-sinclinorico, con assi paralleli alle strutture disgiuntive. Le faglie più estese del sistema del M. Dauda superano in pianta i 5 km mentre quello del M. Arvenis si segue per 20 km, dal monte omonimo al M. Novarza, a N del Lago di Sauris.

Q - *Piega sinclinale della media Val Pesarina*

E' una struttura ultra-chilometrica con direzione E-O, sviluppata sul versante destro dell'omonima valle. Coinvolge le F.ni a Bellerophon e di Werfen. La struttura è frammentata da due sistemi di faglie verticali orientati N150°E e N-S. E' seguibile per 5 km.

R - *Linee della conca di Sauris*

Costituiscono un sistema di scorrimenti orientati N90°E ed inclinati dai 10° ai 60° verso N. Sono in gran parte all'interno del *membro a dolomie e calcari neri* della F.ne a Bellerophon la cui potenza risulta tettonicamente raddoppiata. Verso il limite occidentale del Foglio, la F.ne a Bellerophon si accavalla sui termini inferiori della F.ne di Werfen e questi ultimi su quelli superiori della stessa. Nella successione triassica inf. si generano vistose pieghe decametriche S-vergenti con assi N90°E, mentre i sedimenti permiani, più fragili, subiscono una cataclasi che interessa l'80% dell'intera massa coinvolta. Da notare che a tratti (M. Ruche E) gli scorrimenti si torcono assumendo una direzione circa N50°E, in sintonia con le parallele geometrie delle antistanti linee di Sauris (S).

Il sistema di linee della conca di Sauris è dislocato da alcuni accavallamenti orientati N60°-70°E che ruotano l'assetto della stratificazione e generano pieghe SO-vergenti. Quest'ultimo gruppo di strutture è confinato all'interno di un cuneo tettonico limitato da un fascio di faglie a direzione submeridiana. Contro ad esse si chiudono, verso E, anche le linee della conca di Sauris. L'estensione accertata di queste ultime è di 6 km, ma proseguono per altrettanti chilometri oltre il bordo occidentale del Foglio.

S - *Linee di Sauris*

Formano un serrato fascio di scorrimenti S-vergenti che costituisce l'elemento tettonico più importante e noto non solo del Foglio ma dell'intero comparto alpino carnico. Le superfici degli scorrimenti, il più continuo dei quali attraversa l'intero Foglio, risultano immergere verso N e, localmente, verso NO; gli angoli d'inclinazione sono sempre bassi e compresi tra i 10° e i 45°, con locali massimi

di 60° (M. Brutto Passo). Ad esse si associa un cospicuo raccorciamento, stimato intorno ai 14 km (CARULLI & PONTON, 1992). Il fascio di linee di Sauris, già riconosciuto da GORTANI (1920), tracciato da SELLI (1963) e successivamente definito nelle singole porzioni da VINK (1968), FRASCARI RITONDALE SPANO (1969) e PISA (1972), ha determinato, come motivo strutturale dominante, la sovrapposizione delle successioni permiana sup. e triassica inf.-media sulle unità del Carnico. Le scaglie tettoniche che s'interpongono per estesi tratti tra le superfici di scorrimento hanno spessore variabile da poche decine a parecchie centinaia di metri. Nel tratto ad E di Ampezzo le scaglie tettoniche sono costituite da lembi appartenenti alla 'Dolomia Cassiana', mentre in quello ad O si associano anche le unità triassiche inf. e medie.

Le linee di Sauris, ad approssimativo andamento E-O, si seguono agevolmente attraverso l'intero Foglio. Si estendono dal settore del M. Dauda a quello dei Monti Tinisa e Brutto Passo. In quest'ultima località è preservata una stretta anticlinale con piega rovesciata, già abbozzata in PISA (1972), lacerata e trasposta in cerniera (fig. 61), sviluppata secondo uno stile a piega per propagazione di faglia. L'elemento plicativo si estende su un fronte di oltre 5 km e verso E è confinato da una faglia verticale a direzione quasi meridiana.

Nella zona di Sauris le omonime linee costituiscono un motivo tettonico molto complesso formato da un fascio di superfici parallele e vicarianti. Procedendo verso E la struttura si semplifica riducendosi a due soli piani di scorrimento paralleli che a tratti (M. Veltri, M. Suelias) confluiscono in una linea unica. Osservando in carta l'assetto complessivo del fascio delle linee di Sauris, per estesi tratti orientato N90°E, si notano delle locali torsioni antiorarie (fig. 62).

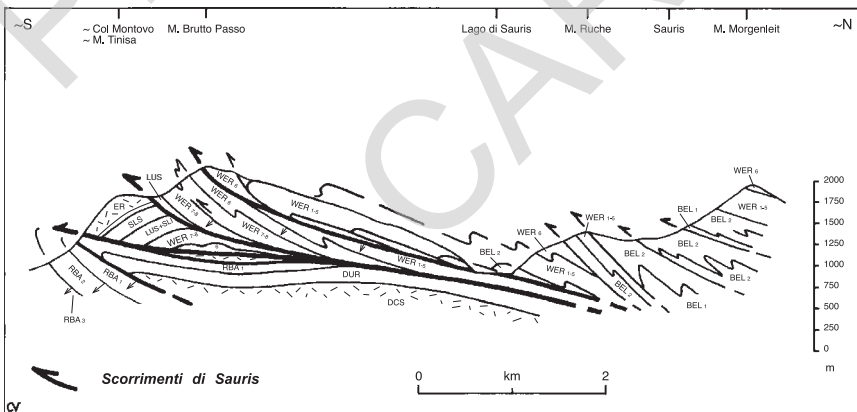


Fig. 61 - Principali geometrie deformative collegate allo sviluppo delle linee di Sauris (S) nel settore di denominazione. L'assetto tettonico è stato semplificato eliminando le strutture secondarie. Si riconosce, in particolare, una piega rovesciata (con frecce di polarità) che, lacerata in cerniera, coinvolge la successione triassica inf.-media.

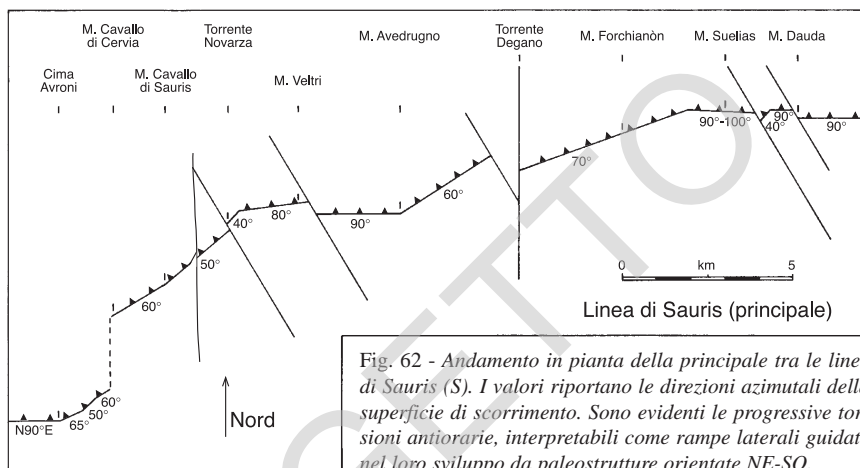


Fig. 62 - Andamento in pianta della principale tra le linee di Sauris (S). I valori riportano le direzioni azimutali della superficie di scorrimento. Sono evidenti le progressive torsioni antiorarie, interpretabili come rampe laterali guidate nel loro sviluppo da paleostrutture orientate NE-SO.

Come conseguenza i relativi piani hanno assunto direzioni con valori $N60^{\circ}$ - 50° E (e fino a $N40^{\circ}$ E), con immersioni verso NO. Quest'effetto si trasmette anche alle successioni al letto ed al tetto che si torcono solidalmente con il piano. Sono torsioni continue che si realizzano attraverso progressive diminuzioni del valore $N90^{\circ}$ E. Più in particolare le orientazioni $N60^{\circ}$ - 40° E sono sviluppate in due fasce ben delimitate (fig. 62). Procedendo da O verso E si riscontrano tra Cima Avroni ed il T. Novarza (6,5 km) e tra il M. Avedrugno e il M. Forchianon (5 km)⁽²⁾. L'estensione della più continua tra le linee di Sauris supera i 20 km.

T - Linee del Torrente Chiarzò

Formano un fascio di faglie subverticali orientate $N140^{\circ}$ - 150° E. Dislocano le linee di Sauris (S) con rigetto trascorrente destro di 2 km e, al fronte di questo, distorcono e frammentano la successione carnica assoggettandola ad un riassetto secondo la direzione N-S. Al medesimo sistema sono ascrivibili le faglie trascorrenti destre che, distribuite ai lati del fascio principale, si sviluppano lungo il corso del T. Lumiei e, con evidenze ancora maggiori, nella zona di Muina e Mione (Val Degano). Il sistema si segue in pianta per almeno 7 km.

U - Linea Ampezzo-Tolmezzo

E' uno scorrimento accompagnato da strutture minori vicarianti non sempre ben tracciabili sul terreno per le diffuse coperture quaternarie. Accavalla i carbonati massicci del gruppo del M. Siera sulle unità carniche o si sviluppa all'interno di queste ultime. I singoli rigetti stratigrafici possono raggiungere 400 m. Le direzioni dei piani di scorrimento, variabili da $N90^{\circ}$ E a $N60^{\circ}$, e possono localmente ruotare fino a disporsi N-S a causa delle torsioni indotte da tardive trascorrenze sinistre lungo le linee del Torrente Chiarzò (T). Le immersioni della linea, regolata

da geometrie a gradonata (*ramp and flat*), sono ad angolo molto variabile con massimi intorno a 50°. Corrisponde, in buona approssimazione, alla linea Monte Tinisa-Vinaio di SELLI, in BRAGA *et alii* (1971), anche se in queste Note l'estremità occidentale della struttura è considerata parte della principale tra le linee di Sauris, come già indicato da FRASCARI & VAI (1981). Si estende in pianta per 19 km.

V - Linea di Villa Santina

È uno scorrimento immergente a N di 20°-30° (FRASCARI & VAI, 1981) che porta la 'Dolomia Cassiana' ad accavallarsi sul *membro a gessi e dolomie grigie* della f.ne di Raibl. Nel Foglio è costantemente coperta dalle alluvioni del fondovalle. Si estende per 9 km proseguendo poi nel Foglio 032 Tolmezzo.

W - Linea dell'alto Tagliamento

Il piano di questo accavallamento, affiorante solo all'estremo margine meridionale del Foglio, emerge di circa 60° verso NO. La sua direzione ruota rapidamente da N50°E a N90°E, adeguando le proprie geometrie alle parallele torsioni seguite dalle linee di Sauris e dalla linea Ampezzo-Vinaio. Il piano tettonico accavalla la f.ne di Raibl sulla f.ne del Monticello. Da FRASCARI & VAI (1981) è ritenuto un piano sviluppato per lacerazione in cerniera di una piega coricata. Si estende all'interno del Foglio per 2 km e prosegue nel sottostante Foglio 048 Tramonti di Sotto per altri 15 km.

X - Linea di Trava

Paleofaglia NE-SO attivata nel Carnico inf. e delimitante un truogolo in rapido approfondimento. In esso l'incremento del tasso di sedimentazione dei depositi lagunari (f.ne della Val Degano) ha superato di oltre 5 volte quello delle aree limitrofe (fig. 40). Durante le compressioni nealpine si è riattivata come trascorrente.

Y - Linea di Buttea

Paleofaglia con caratteristiche comparabili alla linea di Trava. Insieme alle linee di Sezza e But-Chiarsò (*master fault*), appena esterne al bordo orientale del Foglio, formano un sistema di faglie sinsedimentarie orientato NE-SO che ha condizionato l'evoluzione del settore durante il Carnico (figg. 40 e 67).

(1) Sulla base dei rapporti macrostrutturali con le attigue strutture si ritiene che il sistema possa essersi inizialmente riattivato come distensivo puro (?Oligocene) per poi assumere successivamente un ruolo traspressivo destro.

(2) La ragione di simili effetti (cfr. Cap. VI - Tettonica, Il Ciclo Alpino, Associazioni di strutture) potrebbe essere imputabile *a*) alla presenza, lungo il piano principale di scorrimento, di rampe laterali orientate circa N50°E che hanno agito durante la compressione N-S determinando le variazioni di assetto; ovvero, in alternativa, *b*) agli effetti della compressione NO-SE che ha prodotto locali inclinazioni verso NO (e conseguenti apparenti torsioni antiorarie) nei piani originariamente orientati N90°E e generati durante le compressioni N-S. Si preferisce la prima interpretazione.

2.2. - INSIEMI DI STRUTTURE

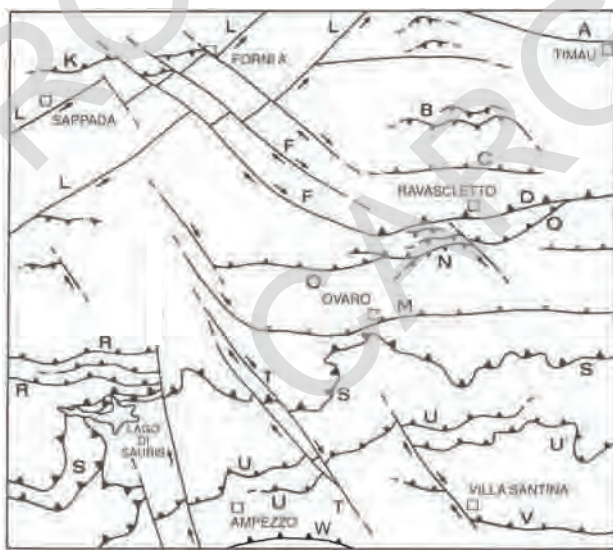
I sistemi di strutture rilevati, di cui sono stati sopra discussi i principali elementi, possono essere raggruppati in differenti insiemi strutturali.

- *Insieme α* faglie inverse, scorrimenti e pieghe, con orientazioni N120°E

Sono strutture poco frequenti, ritrovate in non più di una quindicina di siti. Quasi ovunque interferiscono con le strutture degli insiemi β e γ che le dislocano e/o ripiegano. A tal proposito sono particolarmente indicativi gli affioramenti del Rio Bianco di Forni Avoltri (q. 1125 m) e del T. Lumiei (q. 1120 m), con interferenze tra sistemi di pieghe e dislocazioni, del Col di Mezzodì, con dislocazioni, e del Rio Tesis della media Val Pesarina (q. 1200 m), con pieghe ripiegate e dislocazioni.

- *Insieme β* faglie inverse, scorrimenti e pieghe, con orientazioni N80°-110°E

Formano un insieme di strutture sviluppate alle più varie scale ed omogeneamente distribuite in tutto il Foglio. La direzione dei piani tettonici e degli assi di piega varia tra i N80°E e i N110°E, con un massimo assoluto intorno al valore N90°E.



Foglio 031 Ampezzo

Fig. 63 - Deformazioni nealpina fragili indotte dallo sforzo compressivo massimo orientato N-S, ritenuto attivo durante il Miocene medio-sup. Per le sigle delle strutture si fa riferimento al testo (cfr. Cap. VI - Tettonica, Ciclo alpino, Elementi tettonici principali) ed allo schema tettonico riportato in fig. 56.

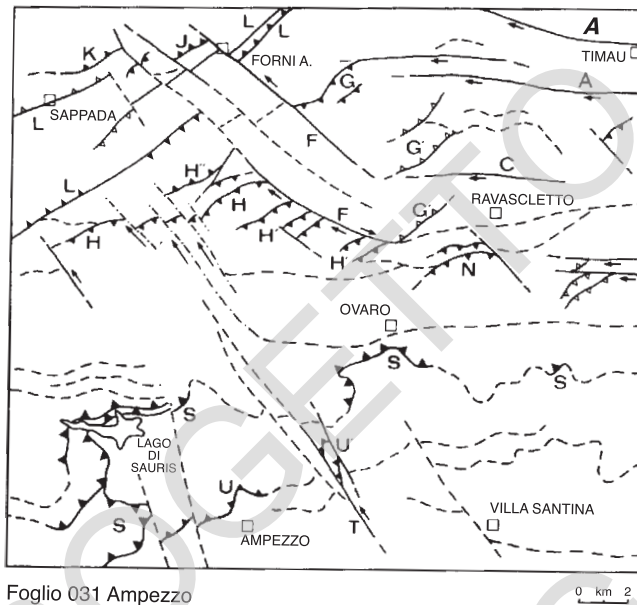


Fig. 64 - Deformazioni neopalpine fragili indotte dallo sforzo compressivo orientato NO-SE, ritenuto attivo durante il Pliocene s.l. In segno continuo sono rappresentate sia le strutture di neoformazione che le riattivazioni, anche parziali, di elementi ereditati dalla precedente compressione N-S. In tratteggio sono indicate le strutture generate durante la precedente compressione N-S e non più attive durante questo stadio. Inoltre, le frecce lunghe (trascorrenze) e gli elementi indicati a punto-linea rappresentano gli effetti tardivi (Pleistocene) di una momentanea ripresa della compressione N-S. Per le sigle delle strutture si fa riferimento al testo (cfr. Cap. VI - Tettonica, Il Ciclo alpino, Elementi tettonici principali) ed allo schema tettonico riportato in fig. 56.

Le pieghe hanno geometrie sia simmetriche sia, molto più spesso, asimmetriche, con fianchi verticali o rovesci. L'esempio più evidente è connesso alle linee di Sauris (S). La vergenza prevalente delle strutture è a S, verso l'avampagosa delle Alpi Meridionali. Sono rari i retroscorrimenti, caratterizzati da vergenze a N. Tra questi si riconosce la linea del Rio Secco (N).

A questo insieme appartengono piani di scorrimento e di faglia inversa con angoli di immersione molto variabili, da 10° a 70° e oltre. L'estensione in pianta dei più importanti elementi dell'insieme è compresa tra 11 e 20 km. I rigetti stratigrafici ad essi collegati possono raggiungere 2 km mentre le traslazioni orizzontali e i relativi raccorciamenti sono stimati intorno a 14 km (linee di Sauris, S). Gli elementi di questo insieme ripiegano e/o dislocano le rare strutture appartenenti all'insieme α .

All'insieme β appartengono le linee indicate con le lettere B, C, D, E, K, M, O, Q, R, S, U e W.

- *Insieme δ*) faglie inverse, scorrimenti e pieghe con orientazioni N25°-70°E

Rappresentano un sistema di strutture che, pur distribuendosi a maglie larghe su tutto il Foglio, appare particolarmente sviluppato in alcuni settori (ad es. i versanti sinistri della Val Pesarina e della Val Degano, Val Bordaglia e il versante destro del Rio Acqualeña). Il massimo assoluto delle orientazioni di questo insieme si concentra intorno alla direzione N50°-55°E. Ad esso appartengono scorrimenti immergenti tanto a NO quanto a SE, sovente accompagnati da pieghe frontali omoassiali, per lo più asimmetriche. Le principali strutture disgiuntive raggiungono in pianta gli 11-13 km. In molti affioramenti sono state riscontrate interferenze tra questo insieme di strutture e le linee e pieghe orientate N80°-110°E (β) e N120°E (α). Le interferenze sono espresse da: *a*) ripiegamenti di pieghe appartenenti all'insieme β e, più raramente, all'insieme α ; *b*) torsioni antiorarie di linee e pieghe dell'insieme β associate al contemporaneo sviluppo di strutture dell'insieme δ ; *c*) dislocazioni e piegamenti di strutture dell'insieme β ; *d*) inclinazioni di assi di pieghe dell'insieme β in corrispondenza dello sviluppo di scorrimenti dell'insieme δ . In particolare, la tipologia *b* è ben espressa lungo alcuni segmenti delle linee E, K, S, U e W.

All'insieme δ appartengono le strutture indicate con le lettere G, H, J, cui si aggiungono, dubitativamente, N ed L per i soli segmenti in tal senso riattivati.

- *Insieme ϵ*) faglie coniugate subverticali con orientazioni NO-SE e NE-SO

Costituiscono due sistemi coniugati di faglie trascorrenti, rispettivamente destre e sinistre. Hanno piani verticali e subverticali orientati N140°-160°E e N25°-35°E. Il primo sistema è distribuito in modo omogeneo nell'intero Foglio ed è certamente il più rappresentato. Entrambi i sistemi dislocano le linee e le pieghe orientate N80°-110°E (β) e, più raramente, le strutture con direzione N25°-70°E (δ). Più spesso invece, durante la formazione delle strutture dell'insieme δ , le faglie N140°-160°E (ϵ) sono riattivate come svincolo trascorrente sinistro, testimoniato dai numerosi dati cinematici misurati sulle superfici di faglia.

All'insieme ϵ appartengono le strutture indicate con la lettera T.

- *Insieme γ*) faglie normali con orientazioni E-O e NNW-SSE

Sono due sistemi di faglie distensive che si concentrano nel settore medio del Foglio. Il primo si estende verso E e prosegue nell'attiguo Foglio 032 Tolmezzo con le strutture del M. di Rivo (DISCENZA & VENTURINI, 2003) di cui la principale appare riattivata nell'Olocene (VENTURINI *et alii*, 2004). Il secondo sistema di faglie ha interessato la parte sommitale del M. Dauda, a SO di Sutrio, con vistose deformazioni e rigetti.

A quest'insieme sono ascrivibili le faglie indicate con la lettera P.

- *Insieme μ*) faglie verticali con orientazioni N-S

È un sistema di faglie verticali con direzione meridiana. Si distribuisce sull'intero territorio, pur se in modo non omogeneo e con scarsa frequenza.

2.3. - ASSOCIAZIONI DEFORMATIVE NEOALPINE

Le associazioni deformative riconosciute nella porzione pellicolare del volume crostale del Foglio sono qui ordinate secondo una cronologia di sviluppo necessariamente relativa. Questo limite è dovuto al fatto che mancano in tutta l'area, sedimenti a sutura delle singole associazioni di strutture. La sequenza di sviluppo delle deformazioni (D1-4) è desunta dallo studio delle interazioni reciproche tra i vari insiemi. Le interazioni sono state valutate attraverso le interferenze macro- e mesostrutturali, e tramite gli indicatori cinematici presenti sui piani di faglia e lungo le superfici di scorrimento interstrato (figg. 64 e 65).

L'età attribuita ad ogni associazione di deformazioni è stata invece ricavata, in maniera approssimata, attraverso il confronto con i dati bibliografici regionali riguardanti l'evoluzione cinematica delle Alpi Meridionali centro-orientali in generale (CASTELLARIN *et alii*, 1992; CAPUTO, 1996) e delle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie in particolare (VENTURINI, 1990b, 1991; LÄUFER, 1996; PONDRELLI, 1998; DISCENZA & VENTURINI, 2002; VENTURINI & CARULLI, 2002). Tutte le deformazioni qui riconosciute sono state riferite all'evento neoalpino.

- D1 (σ_1 : circa NE-SO)

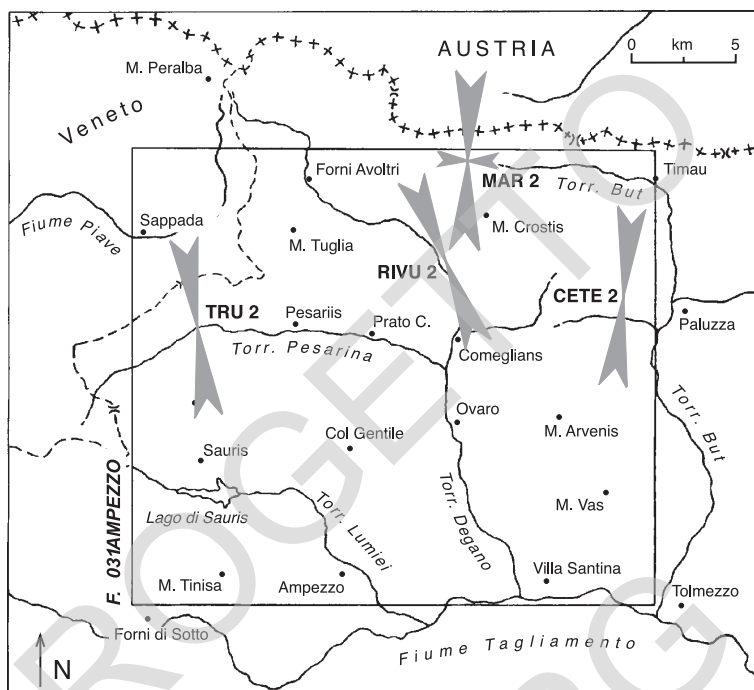
Appartiene a questa associazione deformativa solo l'insieme α , orientato N120°E. Le relative strutture sono sempre SSO-vergenti. Con tutta probabilità durante questo stadio il fascio di linee della Val Bortaglia (L), enucleatosi durante la fase tettonica sinsedimentaria permo-carbonifera (VENTURINI & DELZOTTO, 1993; VENTURINI & SPALLETTA, 1998), fu riattivato in senso trascorrente. L'entità della deformazione, e dei conseguenti raccorciamenti, appare limitata.

- *Età presunta della deformazione.* Fase neoalpina 'stadio precoce', Chattiano (Oligocene sup.) - Burdigaliano (Miocene inf.). Possibile alternativa: Eocene sup. (fase mesoalpina).

- D2 (σ_1 : circa N-S)

L'associazione di strutture prodotte (SELLI, 1963; VENTURINI, 1990a, 1991b) è costituita dall'insieme β (faglie inverse, scorrimenti e pieghe N80°-110°E), dall'insieme ϵ (faglie coniugate NO-SE e NE-SO, trascorrenti destre e sinistre) e dall'insieme μ (faglie verticali N-S). Al termine di questa fase si sono sviluppate le distensioni localizzate nei settori crostali più superficiali (insieme γ), con la linea del T. Pesarina (I) e le linee dei Monti Arvenis e Dauda (P). Ulteriori strutture distensive ascrivibili a questo intervallo sono presenti anche nel territorio dei confinanti Fogli 018 Passo di M. Croce Carnico e 032 Tolmezzo (VENTURINI, 1990a; LÄUFER, 1996; HUBICH *et alii*, 2001). I rapporti geometrici tra i citati sistemi ed insiemi di strutture evidenziano nell'ordine (fig. 62):

- a) lo sviluppo di scorrimenti e/o accavallamenti con associate pieghe (insieme β);
- b) l'innescò di confinate distensioni da rilassamento gravitativo (insieme γ);
- c) lo sviluppo, in condizioni crostali presumibilmente più superficiali, dei si-



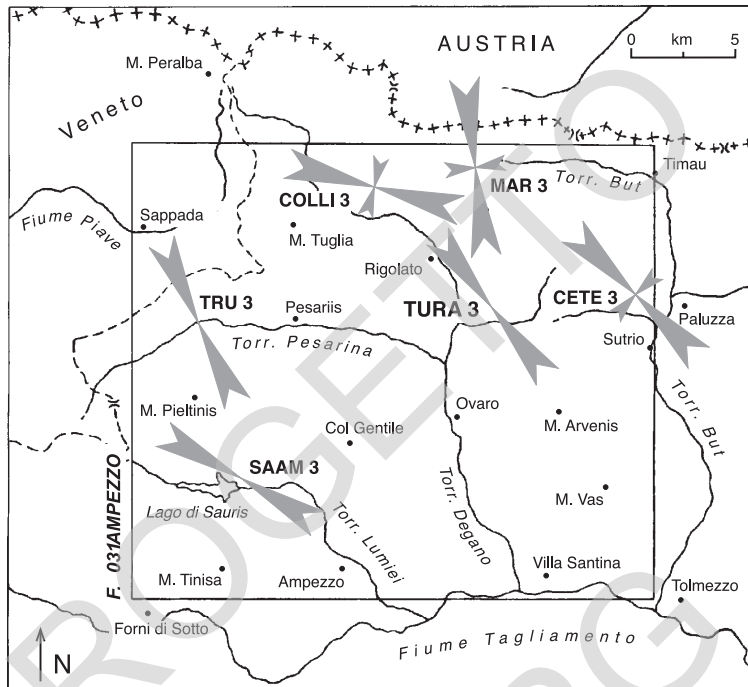
σ_1 sub-orizzontale; σ_3 sub-verticale

σ_1 sub-orizzontale; σ_3 sub-orizzontale

Fig. 65 - Fase nealpina. Orientazione dello sforzo compressivo massimo associato alla compressione circa N-S (D2, 'stadio principale'). Età presunta delle strutture: Miocene medio-sup. Dati raccolti da M. Pondrelli ed elaborati da G. Bressan con il metodo di GEPHART & FORSYTH (1984).

stemi di faglie coniugate (insieme ϵ) responsabili dello smembramento delle strutture dell'insieme β ; pressoché contemporanea deve ritenersi la genesi delle faglie N-S (insieme μ), impostatesi come distensive o più raramente - e in questo caso sarebbero più precoci - come faglie di lacerazione (*tear fault*) prodotte durante lo sviluppo degli scorrimenti dell'insieme β .

Durante questa fase alcune faglie sinsedimentarie orientate N120°E, ed ereditate dalla tettonica permiana sup., come le linee della media Val Degano (F), si riattivano come trascorrenti destre. Si riattiva anche il fascio di linee della Val Bortaglia (L, paleolinee permo-carbonifere già sede di distensioni di probabile età oligocenica). Lungo queste linee si sviluppano trascorrenze sinistre documentate alla meso- ed alla macroscale.



σ_1 sub-orizzontale; σ_3 sub-verticale

σ_1 sub-orizzontale; σ_3 sub-orizzontale

Fig. 66 - Fase nealpina. Orientazione dello sforzo compressivo massimo associato alla compressione orientata circa NO-SE (D3, 'stadio tardivo'). Età presunta delle strutture: Miocene ?sup.-Pliocene. Dati raccolti da M. Pondrelli ed elaborati da G. Bressan con il metodo GEPHART & FORSYTH (1984).

In questo territorio, come in tutto il comparto alpino carnico, le strutture compressive generate in questo stadio della fase nealpina sono le più intense tra quelle riferibili all'evento nealpino. Ad esse è imputabile il sensibile raccorciamento subito dal volume crostale del Foglio, stimabile intorno a 20 km complessivi, dei quali quasi due terzi attribuibili solo alle linee di Sauris (S).

- Età presunta della deformazione. Fase nealpina 'stadio principale', Miocene medio-sup.

- D3 (σ_1 : circa NO-SE)

Possono essere attribuite a questa associazione deformativa (VENTURINI, 1990a, 1991; LÄUFER, 1996; PONDRELLI, 1998) le strutture (fig. 64) dell'insieme

δ , rappresentate da elementi (linee e pieghe) orientati N25°-70°E. Il loro sviluppo è spesso guidato dalle riattivazioni trascorrenti di faglie subverticali NO-SE (insieme β) che fungono da svincolo cinematico, e di alcune faglie N-S (insieme μ), entrambe ereditate dalla precedente D2. Il fascio di linee della Val Bordingia (L) subisce, lungo particolari segmenti, una riattivazione che si traduce in compressione pura data la vantaggiosa orientazione delle strutture rispetto alla direzione di sforzo massimo. Si riattivano inoltre, in senso trascorrente destro, alcuni accavallamenti ad alto angolo e faglie inverse ad orientazione N90°E ereditati dall'insieme β , come avvenuto per la linea del M. Runch (C).

Le compressioni possono anche produrre particolari effetti concentrati in settori specifici. Ad esempio ripiegano le strutture (faglie e pieghe), oppure le basculano verso NO (o, più raramente, a SE) determinando torsioni antiorarie nella direzione dei piani di faglia ed immersioni a medio angolo degli assi delle stesse pieghe, come la linea del Rio Fauner (K). Gli effetti D3 diventano importanti al punto da mascherare quelli precedenti (D2) solo lungo il versante settentrionale della Val Pesarina e quello orientale della Val Degano, nonché lungo particolari fasce a ridosso delle linee della Val Bordingia. In genere i raccorciamenti indotti dalle strutture D3 non sono mai molto elevati e raggiungono i valori massimi nelle zone sopra citate.

Tab. 1 - Fase nealpina. Orientazioni degli assi massimo, intermedio e minimo del tensore di sforzo ottenuta, per ciascuna stazione strutturale, tramite processi di inversione da strie su faglia. I dati sono stati elaborati da G. Bressan con il metodo GEPARTH & FORSYTH (1984). Sono riportati il corrispondente scarto angolare minimo (misfit) e il rapporto R. Tutti i valori, ad eccezione di R che è adimensionale, sono espressi in gradi. Il numero tra parentesi che affianca la denominazione della stazione si riferisce alla quantità di misure trattate. (Da PONDRELLI, 1998 e suoi dati inediti).

Località	Misfit	σ_1		σ_2		σ_3		R
		Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	
CETE2 (14)	7.4	6	12	98	9	225	75	0.3
MAR2 (17)	8.0	2	8	108	64	268	25	0.8
RIVU2 (24)	4.4	338	4	70	28	240	62	0.9
TRU2 (19)	6.7	352	17	241	50	95	35	0.8

Località	Misfit	σ_1		σ_2		σ_3		R
		Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	
CETE3 (18)	8.5	135	22	30	32	252	49	0.9
COLLI3 (20)	11.0	285	36	128	52	23	12	0.9
MAR3 (17)	8.6	353	5	245	73	85	16	0.2
SAAM3 (20)	11.0	300	13	209	2	108	77	0.9
TRU3 (22)	10.1	155	13	245	1	342	77	0.1
TURA3 (21)	6.4	142	0	232	0	45	90	0.9

La distribuzione nel Foglio degli effetti deformativi D3, connessi allo ‘stadio tardivo’ della fase nealpina, è a ‘pelle di leopardo’. Si concentra in settori confinati tra faglie riattivate in trascorrenza e/o transpressione, con modalità già osservate in altre aree delle Alpi Carniche (DISCENZA & VENTURINI, 2002; VENTURINI & CARULLI, 2002).

- *Età presunta della deformazione.* Fase neogenica ‘stadio tardivo’, Pliocene *s.l.*

- D4 (σ_1 : circa N-S)

A questa associazione sono ascrivibili sporadiche strutture neotettoniche che interferiscono con le deformazioni D3 e che interessano i depositi del Pleistocene sup. Seppure quantitativamente limitate, il loro corredo di dati cinematici attesta una ripresa delle compressioni meridiane.

Occorre inoltre considerare che l’analisi dei meccanismi focali dei sismi che insistono sul complessivo settore friulano occidentale e bellunese *p.p.* (BRESSAN *et alii*, 1998, 2003) dà, per il presente, una direzione di compressione orientata NO-SE, mentre quella dei soli sismi contenuti nel volume crostale del Foglio (BRESSAN *et alii*, 2003) individua uno sforzo massimo diretto N340°E, sviluppato in regime trascorrente.

- *Età presunta della deformazione.* Pleistocene sup.

Tutte le associazioni deformative descritte (D1--4) sono riferibili alla fase nealpina (cfr. Cinematica, questo Cap.). Solo per le deformazioni più antiche (D1), per altro poco rappresentate sul territorio, resta il ragionevole dubbio che siano, forse in parte, da attribuire alla precedente fase mesoalpina.

2.4. - NEOTETTONICA

I nuclei che conservano chiare evidenze neotettoniche, con rigetti di faglia superiori al metro, sono quello di Ognissanti (Sutrio) e di Ponte Arceons (media Val Pesarina). Entrambi sono costituiti da ruditi ben cementate di età pleistocenica sup. (sintema pre-LGM alpino orientale, QQA). Nel nucleo di Ognissanti i conglomerati sono dislocati da una faglia distensiva orientata N90°E, immergente a S ad alto angolo (VENTURINI *et alii*, 2004). Ha riattivato una precedente struttura distensiva presente nel substrato triassico (VENTURINI *et alii*, 2001-2002). La sua attività olocenica inf. è ritenuta responsabile del vasto cedimento gravitativo che, decapitando il M. di Rivo (appena oltre il limite orientale del Foglio), bloccò temporaneamente il flusso del T. But generando un invaso lacustre. Nel nucleo di Ponte Arceons (ASTORI & VENTURINI, 2005) è segnalata l’attività pleistocenica sup. di una faglia inversa sinsedimentaria, immergente ad alto angolo a S, e quella di due faglie subverticali orientate N165°E e N110°E. La prima, in particolare, si sarebbe resa responsabile del grande franamento, precedente al LGM, che coinvolse ed asportò una consistente porzione del deposito quaternario cementato.

2.5. - CINEMATICA

Prescindendo dalle deformazioni erciniche e dagli effetti riconducibili agli 'orientamenti dinarici' (NO-SE), qui scarsamente rappresentati, le strutture tettoniche del Foglio sono in massima parte riconducibili alle compressioni neogeniche, come si evince dal precedente capitolo.

L'analisi cinematica non può però prescindere dall'individuazione delle principali fasi tettoniche sinsedimentarie subite dal territorio del Foglio durante la sua evoluzione pre-neogenica. Questo perché la riattivazione di alcune tra le paleostrutture, d'età compresa tra il Carbonifero Sup. e l'Oligocene, ha guidato lo sviluppo geometrico delle stesse deformazioni neoalpine. Pertanto, l'evoluzione cinematica del volume crostale sotteso dal Foglio può essere interpretata secondo la seguente successione di tappe deformative.

Carbonifero Sup. Terminati i parossismi ercinici, con la parziale esumazione della Catena Paleocarnica si attivano le paleolinee della Val Bordaglia (VENTURINI & DELZOTTO, 1993; CASSINIS *et alii*, 1997). Si inseriscono in un quadro di trascorrenze destre la cui struttura principale (VAI, 1991) è rappresentata dal vicino paleoLineamento Insubrico (segmento Pusteria-Gailtal). Le paleolinee della Val Bordaglia danno origine ad un trugolo tettonico orientato N50°E (VENTURINI & DELZOTTO, 1993; VENTURINI & SPALLETTA, 1998) che durante il Permo-Carbonifero è sede di accumulo del Supergruppo di Pramollo (cfr. Cap. V - Stratigrafia).

Permiano. Verso la fine del Paleozoico, durante la sedimentazione dei terreni rossi permiani di ambiente continentale, in gran parte del dominio circummediterraneo s'instaura un regime estensionale (CASSINIS *et alii*, 2000) che nel Foglio ha dato origine al sistema di paleolinee della media Val Degano, orientato N120°E, appartenente ad un fascio di strutture parallele che prosegue negli adiacenti Fogli 032 Tolmezzo e 033 Pontebba (VENTURINI, 1986, 1990a).

Anisico medio (-Ladinico). Dopo un intervallo dominato da generale stabilità, perdurata dal Permiano sup. all'Anisico inf. *p.p.*, riprende l'attività tettonica sinsedimentaria (v. Cap. V - Stratigrafia). I movimenti verticali si attivano in un contesto presumibilmente trascorrente, riflesso locale di un più generale quadro estensionale. Due sono i sistemi di paleofaglie, orientati N50°E e N120°E, che in parte riattivano precedenti eredità strutturali. L'attività sinsedimentaria prosegue sicuramente nel Ladinico, ma nel Foglio le paleostrutture individuate sul terreno (sistema N120°E) sono sempre di modesta entità ed estensione.

Carnico. Una stasi tettonica, collocata tra la fine del Ladinico e l'inizio del Carnico, è seguita, nel Carnico inf., dalla ripresa dell'attività sinsedimentaria con l'attivazione di un sistema di paleostrutture ad orientamento N50°E. E' stato in-

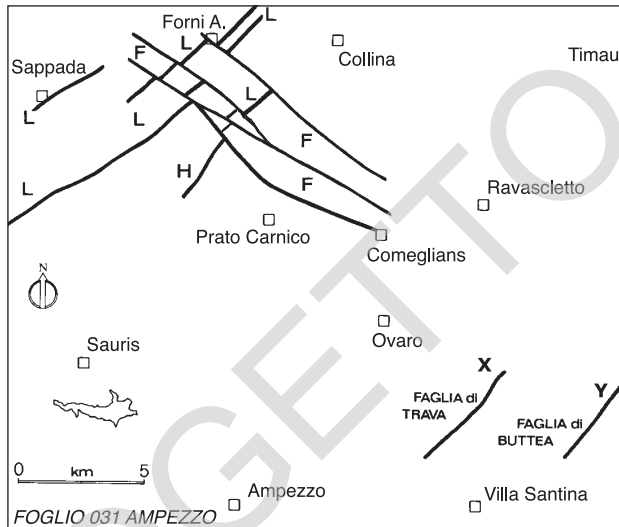


Fig. 67 - Distribuzione delle paleofaglie riconosciute nel Foglio ed attive durante il Permo-Carbonifero (linee della Val Bortaglia - L), il Permiano (linee della media Val Degano, F), l'Anisico (linee della Val Bortaglia - L; linea della Val Pesarina - H), il Carnico (linea di Trava - X; linea di Buttea - Y) e l'Oligocene inf. (linee della Val Bortaglia - L).

dividuato con certezza solo nel settore meridionale del Foglio, dove affiora la coeva successione sedimentaria (f.ne della Val Degano, f.ne di Dürrenstein; cfr. Cap. V - Stratigrafia). Al sistema appartengono le paleofaglie di Trava (X) e di Buttea (Y) nonché, appena oltre il limite orientale del Foglio, quella di Sezza (CARULLI *et alii*, 1982) e la paleolinea But-Chiarsò (SELLI, 1963). E' comunque molto probabile che anche alcune tra le precedenti paleostrutture dotate della medesima orientazione, possano essere state in parte riattivate durante questa fase (fig. 66). Un secondo sistema di paleofaglie, documentato da elementi minori, è orientato N120°-160°E.

Eocene medio-sup. Fase mesoalpina. Regionalmente prende corpo la fase compressiva mesoalpina, documentabile con certezza solo nelle aree meridionali friulane, esterne al Foglio (Prealpi Carniche e Giulie). Essa genera parte degli orientamenti definiti dagli Autori come 'dinarici' o, più precisamente, con 'orientazione dinarica' (NO-SE).

Oligocene. Una vivace fase estensionale, documentata in prossimità della Linea Insubrica nei territori a N e ad E del Foglio (LÄUFER, 1996), sembra avere innescato anche la subsidenza di un settore compreso tra i segmenti settentrionali delle linee della Val Bortaglia.

Oligocene sup.-Miocene inf. Fase neoalpina 'stadio precoce'. Dopo le distensioni oligoceniche si attivano le compressioni neoalpine, ascrivibili all'omonima fase. Sono inizialmente caratterizzate da una direzione di sforzo massimo circa NE-SO. Nel Foglio le strutture ascrivibili a queste precoci spinte neoalpine (D1) sono poche, sporadiche e non significative. Inoltre, nel Foglio non sono con certezza discriminabili da quelle eventualmente indotte dalla fase mesoalpina, caratterizzata da una simile orientazione dello sforzo di massima compressione.

Miocene (Langhiano-?Messiniano). Fase neoalpina 'stadio principale'. Alla compressione NE-SO si sostituisce uno sforzo meridiano che attiva la trascorrenza sinistra del fascio di paleolinee della Val Bordingia (L) e, appena oltre il limite orientale del Foglio, della paleolinea But-Chiarsò. Si enucleano scorrimenti ed accavallamenti, con relativi sistemi di pieghe simmetriche ed asimmetriche, orientati E-O e vergenti prevalentemente a S (figg. 56, 63 e 65). Le più importanti strutture del sistema sono le linee di Sauris (S) (figg. 61 e 62) e la linea Comeglians-Paularo (D).

La principale tra le linee di Sauris (S) ha una superficie di scorrimento a *ramp and flat* (cfr. sezioni geologiche inserite al margine del Foglio). In corrispondenza della parte centrale del Foglio (Val Pesarina-Valcalda), il piano tettonico immerge a N con rampa a medio-alto angolo. Nel lembo sovrascorso si è generata un'anticlinale di rampa ben percepibile nella sezione geologica B-B'. Le ricorrenti e progressive torsioni del piano di scorrimento (e relativi sistemi di pieghe frontali) da direzioni N90°E a N40°E appaiono giustificate dalla presenza di locali rampe laterali orientate circa N50°E. Il loro sviluppo potrebbe essere messo in relazione con l'inversione di un sistema di faglie sinsedimentarie N50°E di età triassica sup.

Durante il proseguire delle compressioni meridiane, le deformazioni si affermano in modo non omogeneo nei vari settori del Foglio. Nella conca di Sauris, lungo la principale tra le linee di Sauris (S), è documentabile lo sviluppo di un'iniziale antifornte di rampa in cui il segmento retrostante, ad assetto monoclinale, è coinvolto in una deformazione a piega per propagazione di faglia che genera un esteso fianco rovescio. Il proseguire della compressione lacera in cerniera la struttura plicativa inducendo un incremento del già sensibile raccorciamento. Sul retro della struttura plicativa rovescia si forma un raddoppio della successione permiana sup. (linee della conca di Sauris - R) favorita dalla plasticità dei gessi e dalla fragilità delle soprastanti dolomie (F.ne a Bellerophon). Verso E, entrambi i motivi strutturali sembrano chiudersi contro una faglia (o sistema di faglie) subverticale orientata circa N-S che funge da svincolo trascorrente.

Al fronte delle linee di Sauris, nel settore meridionale del Foglio, si enuclea in sequenza una serie di scorrimenti S-vergenti (U, V, W) che raddoppia la successione triassica sup. La porzione centrale del Foglio, dominata dalle F.ni a Bellerophon e di Werfen, è solo apparentemente meno raccorciata. Ad E della

conca di Sauris, sul retro delle omonime linee, l'exasperazione della compressione N-S induce un ulteriore insieme di scorrimenti e faglie inverse a medio-alto angolo, S-vergenti e confinati da faglie verticali di svincolo orientate circa NO-SE. Tra le faglie inverse spicca la linea Comeglians-Paularo (D), che sembra innestarsi e confluire in profondità sulla rampa della principale tra le linee di Sauris (S). E' confinata lateralmente da un sistema di paleolinee subverticali, orientate circa N120°E (linee della media Val Degano, F) e riattivate con ruolo trascorrente destro. Essa ha controllato il sollevamento di un ampio blocco che ha esumato la successione paleozoica antica.

In seguito al perdurare delle spinte N-S si formano localizzati retroscorrimenti, anch'essi confinati dalla riattivazione di svincoli laterali destri orientati N150°E. Anche in questo caso i raccorciamenti sono sensibili e non inferiori ai 5 km (cfr. Foglio, sezioni geologiche A-A', C-C'). I retroscorrimenti, che in certi casi (ad es. la linea del Rio Secco - N) intercettano, ripiegando, i precedenti scorrimenti S-vergenti, si propagano anche a N della linea Comeglians-Paularo (D), all'interno della successione ercinica (linee M. Neval-Piz di Mede - B).

Pliocene. s.l. Fase neoalpina 'stadio tardivo'. In questo intervallo, durante la fase neoalpina, alla compressione meridiana si sostituisce uno sforzo massimo orientato circa NO-SE. Lungo particolari fasce si osserva una riorganizzazione degli assetti tettonici con sviluppo di strutture (D3) in prevalenza NO-vergenti, rappresentate da accavallamenti e pieghe (Figg. 56, 64 e 66). Questi effetti sono evidenti lungo il versante settentrionale della Val Pesarina (linee della Val Pesarina - H) dove si osserva il massimo valore di raccorciamento complessivo (circa 3 km) in un *cul de sac* confinato tra il segmento di una delle linee della Val Bordaglia (L) e le linee della media Val Degano (F), riattivate con ruolo trascorrente destro. L'assetto immergente a S della gamba meridionale dell'ampia anticlinale di rampa che ricopre la principale tra le linee di Sauris (cfr. Foglio, sezione geologica B-B') ha favorito meccanicamente la genesi dei retroscorrimenti NO-vergenti del settore (linee della Val Pesarina - H).

Un raccorciamento di entità confrontabile si sviluppa anche nel settore di Forni Avoltri. A NE dell'abitato le linee della Val Bordaglia (L), che limitavano il bacino permo-carbonifero di Forni Avoltri prima ed il *Graben* oligo-miocenico poi, si riattivano in compressione pura (VENTURINI, 1990a; VENTURINI & DELZOTTO, 1993), accompagnate dall'enucleazione delle linee Givigliana-Tualis (G).

Tra Ampezzo e Raveo la linea Ampezzo-Vinaio (U) subisce una torsione antioraria sollecitata dalle trascorrenze sinistre delle linee del T. Chiarzò (T) mentre le rampe laterali delle linee di Sauris (S), già orientate NE-SO, sono sede di riattivazioni in compressione pura. Nel vertice NO del Foglio, tra Forni Avoltri e Sappada, lo sviluppo di accavallamenti orientati N50°E (ad es. la linea del Rio Bianco - J) impone il basculamento verso NO di blocchi estesi parecchi km².

Pleistocene-Olocene *p.p.* Fase nealpina, 'stadio recente'. In questo intervallo temporale, configurato all'interno della fase nealpina, gli sporadici dati neotettonici presenti nel Foglio (D4) attestano una ripresa dello sforzo N-S.

Gli effetti deformativi sono percepibili solo alla scala dell'affioramento e non alterano gli assetti macrotettonici acquisiti durante le precedenti compressioni nealpine, caratterizzate da sforzi massimi diretti prima circa N-S ed in seguito circa NO-SE

Presente. Infine, l'orientazione dello sforzo massimo attuale, misurato attraverso i meccanismi focali dei sismi che insistono sul volume crostale contenente quello del Foglio (BRAGATO *et alii*, 2000; BRESSAN *et alii*, 2003), individuano un vettore di compressione orientato N340°E sviluppato in regime trascorrente. Recenti dati inediti (G. Bressan, com. pers.) riguardanti l'analisi dei meccanismi focali che insistono sul solo volume del Foglio (periodo 1975-2001, 23 sismi) confermano sia l'orientazione dello sforzo (σ_1 : 340°/20°, σ_2 : 104°/57°, σ_3 : 240°/25°) sia il campo di sforzo, dominato da un regime trascorrente.

Da quanto esposto si ricava che nell'area del Foglio la fase nealpina, è stata caratterizzata da un'alternanza di sforzi di compressione massima variabili tra le direzioni N-S e NO-SE.

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

(C. Spalletta & C. Venturini)

1. - RISORSE (C. Spalletta)

Tra le risorse connesse allo sfruttamento del substrato si annoverano sia prodotti minerali e combustibili fossili, sempre in quantità minime e presenti sotto forma di metalli e carbone, sia prodotti di cava, con pietre da rivestimento (calcari e conglomerati) e da costruzione (conglomerati e breccie calcaree), nonché materiali per l'industria del cemento.

1.1. - MINERALIZZAZIONI E MINIERE

Le mineralizzazioni esistenti nell'area del Foglio in molti casi sono localizzate nei calcari devoniani e carboniferi inf., in prossimità del contatto con i sovrastanti depositi silicoclastici della F.ne del Hochwipfel (Viseano-Bashkiriano, Carbonifero). Lungo tutta la Catena Paleocarnica le diffuse mineralizzazioni hanno entità e concentrazione variabile, mai elevata a tal punto però da consigliarne al presente lo sfruttamento. Le mineralizzazioni di alcune località sono state coltivate fin dal Medioevo ed è presumibile che fossero già note dall'epoca romana; nessuno dei fronti estrattivi è rimasto attivo fino ai giorni nostri (ZUCCHINI, 1998). I corpi mineralizzati si possono raggruppare in due tipi di geometrie.

a) Corpi stratoidi ('piastrone siliceo' di OMENETTO & BRIGO, 1976; 'Plotta fm.' di SCHÖNLAUB *et alii*, 1991 e/o 'Plotta lydite' dei recenti schemi stratigrafici degli Autori austriaci); sono corpi situati generalmente al contatto tra i *calcari di*

Pramosio e la F.ne del Hochwipfel. Risultano costituiti da un orizzonte silicizzato o a calcite spatica, spesso da alcuni cm a qualche m, contenente mineralizzazioni metalliche in concentrazioni molto variabili; i minerali metallici talvolta si trovano anche sparsi nei calcari ad immediato contatto con il corpo stratoide.

b) Corpi filoniani, ad andamento sia obliquo che perpendicolare alla stratificazione; interessano la successione carbonatica per uno spessore verticale che può arrivare a 50 m e spesso si ramificano parallelamente agli strati; si tratta di filoni sedimentari riempiti da breccie delle rocce carbonatiche incassanti e da clastiti fini della F.ne del Hochwipfel; le mineralizzazioni metalliche si trovano spesso all'intersezione con i precedenti corpi stratoidi.

I minerali rinvenuti sono solfuri e solfosali, tra cui prevalgono tetraedrite, blenda, calcopirite, galena, cinabro; la ganga è costituita da barite, fluorite e quarzo. In queste mineralizzazioni predominano le tessiture dovute a fenomeni di ricristallizzazione e rimobilizzazione sin- e postdiagenetici, ma sono presenti anche tessiture primarie di deposizione sia chimica che meccanica. La genesi è probabilmente legata ad una concentrazione di ioni metallici di provenienza oceanica (da correnti di *upwelling*, magmatismo) nei calcari del *M. Coglians*, gli ioni metallici in seguito avrebbero subito una migrazione diagenetica verso il tetto della successione carbonatica (SPALLETTA *et alii*, 1982b). Non si esclude che localmente siano presenti concentrazioni e derivazioni delle mineralizzazioni legate a carsismo su limitate porzioni emerse dei calcari devono-dinantiani (BRIGO *et alii*, 1979, 1988; SCHÖNLAUB *et alii*, 1991; SPALLETTA & VENTURINI, 1994).

Complessivamente nel Foglio si rinvengono mineralizzazioni a tetraedrite, galena, blenda, pirite, calcopirite, bournonite, barite, goetite, azzurrite, cuprite, malachite, cerussite, covellina, quarzo, calcite, cinabro, ematite, allofane, pirrotina, stibiconite, tenorite e smithsonite, tutti in limitate concentrazioni. Acquistano maggiore consistenza solo a San Giorgio di Comeglians e Povolara, dove sono presenti barite e fluorite, bournonite, tetraedrite, galena, blenda, pirite ricca in Ni, calcopirite, e a NO di Timau.

E' stato quest'ultimo, nei secoli scorsi, il sito minerario di maggiore importanza del Foglio. In esso sono presenti tetraedrite argentifera con, in subordine, calcopirite, blenda e galena, in abbondante calcite e barite. Sulle pareti calcaree affioranti a monte del paese non sono rare le caratteristiche spalmature d'ossidi di rame (azzurrite e malachite). Lo sfruttamento del giacimento di Timau risale al XVI sec. e si è protratto fino al XVII sec.

Nell'area della bassa Val Degano sono segnalati sottili orizzonti litantraciferi d'età triassica sup. Già noti dal 1840 furono a più riprese sfruttati nei secoli scorsi. Una delle miniere più ricche è quella di Cludinico coltivata senza soste fino ad una cinquantina d'anni fa. Durante la prima guerra mondiale è iniziato anche lo sfruttamento di miniere situate nell'area del M. Dobis (Fusea), caratterizzate dalla presenza di due banchi a carbone. Quello inferiore, più continuo e potente (fino a 150 cm di spessore sfruttabile), è definito come litantrace magro, mentre il banco superiore è formato da una serie di strati di carbone intercalati a calcare

(PULLÉ, 1922).

Secondo le stratigrafie proposte da PELLIZZER (1952 *cum bibl.*) e dal confronto con le unità individuate nel Foglio, i due livelli di giacimenti riconoscibili nella bassa Val Degano hanno entrambi un'età carnica e sono situati il primo (livello 1) alla base della f.ne della Val Degano (DEG_b) ed il secondo (livello 2) all'interno della F.ne di Dürrenstein (DUR_a).

Tra le miniere di carbone inizialmente sfruttate durante la Grande Guerra la più ricca è quella di Corodonis, in Val Vinadia, il cui prodotto è stato classificato come litantrace generatosi in seguito ad accumuli vegetali di ambiente lagunare (BARNABA, 1955).

1.2. - CAVE

Nella porzione NE del Foglio sono numerosi i fronti di scavo aperti nei calcari paleozoici, in massima parte devoniani, anche se pochi ormai restano in attività. Il loro sfruttamento fu massimo negli anni '60 e cominciò a declinare nel successivo decennio. Attualmente, nel territorio del Foglio restano aperte, con attività saltuaria, solo le cave di Sigiletto e Collina e quella del Bosco Lavareit, ad O di Timau. Producono la varietà grigio carnico, caratteristico calcare venato di calcite, utilizzato per rivestimenti e pavimentazione d'interni.

Ancor più rare sono le cave di gesso, con piccoli fronti d'estrazione, da tempo abbandonati, ubicati presso Sauris, alla Sella Valcalda (Ravaschetto), ad Enemonzo e vicino a Raveo. In piena attività resta solo la cava di Entrampo, di fronte a Comeglians. Nei secoli scorsi era diffuso anche lo sfruttamento delle brecce (cataclasi ben cementate) della F.ne a Bellerophon, utilizzate come pietra da costruzione.

Non è raro osservarne l'utilizzo in molti degli antichi edifici di pregio (in particolare chiese) dei paesi collocati lungo la fascia di affioramento dell'unità (Ovaro, Comeglians, Cercivento, Sutrio). In Val Pesarina e ad Ampezzo si estraeva, con le stesse finalità e con destinazione prettamente locale, anche il conglomerato tenace di età pleistocenica sup.

2. - DISSESTI (C. Venturini)

Il territorio del Foglio è interessato da una microfranosità diffusa e da una franosità macroscopica, concentrata in settori circoscritti e fortemente instabili. Quest'ultima dà origine ad estesi fronti di movimento che coinvolgono ampi volumi di materiali. Sono in genere fenomeni che si sviluppano lungo versanti a rischio per i quali, se da un lato è facile riconoscerne la propensione al dissesto, dall'altro è particolarmente arduo, nonché azzardato, localizzare il punto del prossimo cedimento.

La microfranosità diffusa dà invece luogo ad elementi di dissesto di piccola e

Fig. 68 - Rio Bianco, Creton di Clap Grande (alta Val Pesarina, versante sinistro), quota 1090 m. Detriti di falda mobilizzati durante un violento nubifragio e ridistribuiti a formare uno stretto conoide di deiezione che periodicamente si riattiva intasando la sede stradale. Le condizioni geologiche e morfologiche del settore di alimentazione e diffusione dei detriti giustificano l'assenza di sistemazioni. L'unica soluzione resta l'allerta preventivo con il blocco del transito, basato sulle previsioni meteorologiche, e il successivo ripristino della viabilità, ad allarme cessato, tramite la rimozione dei detriti.



media estensione, non sempre cartografabili. E' concentrata su due diverse tipologie morfologiche: *a*) pareti rocciose acclivi, prive di coperture vegetali, pervase da sistemi di fratture beanti orientate sfavorevolmente al pendio; *b*) versanti di medio-alta e media pendenza, con o senza copertura vegetale, solcati da corsi d'acqua secondari con alvei stretti, non regimati, incisi in litologie ad elevata erodibilità; l'eventuale assetto a franappoggio della stratificazione e la presenza di intercalazioni litologiche scarsamente competenti accentuano il fenomeno.

Nel primo caso (*a*) il processo di franamento si attua con un distacco di materiale lapideo che, a seconda dei volumi coinvolti e della frequenza di crollo, può dar luogo a singoli ammassi o ripidi conoidi (eventi catastrofici), ovvero formare delle falde detritiche continue aggradate per caduta periodica e continuata di frammenti rocciosi (eventi normali). Le falde possono generarsi per coalescenza di singoli apparati detritici alimentati da sorgenti puntiformi

oppure lineari, quali faglie ovvero fasce cataclastiche. Non è raro osservare, in occasione di piovosità concentrata, la parziale rimobilizzazione dei detriti superficiali, ridistribuiti attraverso processi di trasporto in massa (versanti settentrionali del massiccio del M. Siera). Accumuli da fluimento con rimaneggiamento in massa di materiale detritico sciolto in elevate quantità (processi di colata) sono anche osservabili nell'alveo di alcuni corsi torrentizi sovralluvionati (Rio Secco del versante N del M. Zoncolan; Rio del Mus di Sutrio; Rio Bianco del Creton di Clap Grande; Rio Bianco di Sostasio; ed inoltre Rio Zuppigne, Rio Bianco di Forni Avoltri e Rio Fuina di Pesariis, limitatamente ai segmenti superiori, esenti da regimazioni idrauliche).

Al secondo caso (*b*) appartengono le frequenti aree sottoposte a denudazione ed erosione intensa. In esse l'iniziale cedimento della coltre morenica e/o eluvio-colluviale innesca un decorticamento che facilita l'azione erosiva delle acque meteoriche. Ne consegue l'ampliamento regressivo della fronte superiore del dissesto. Dissesti simili sono spesso propiziati dalla presenza, a debole profondità, di litologie ad elevata erodibilità il cui scalzamento al piede da parte di acque superficiali può innescare l'inizio di un movimento franoso⁽¹⁾.

La propensione all'erodibilità può essere un carattere intrinseco di alcune litologie, in particolare quelle scarsamente cementate, oppure costituire una propensione acquisita, ad esempio, attraverso processi di frammentazione tettonica che possono avere generato microfratturazioni, sistemi di fitte diaclasi o, in casi più estremi, cataclasi pervasiva. E' questo il caso della F.ne a Bellerophon (*membro a dolomie e calcari neri*) in cui le cui estese fasce cataclastiche creano condizioni di generalizzato dissesto sia nella conca di Sauris sia lungo i versanti meridionali della Valcalda e della Val Pesarina. Occorre però sottolineare come il dissesto concentrato in tali fasce non sia tanto dovuto agli effetti diretti della cataclasi (quasi ovunque la forte cementazione delle breccie cataclastiche è garanzia di stabilità e di scarsa erodibilità) quanto alla presenza di fitti sistemi di diaclasi a spaziatura metrica e/o plurimetrica che hanno fratturato le fragili litologie brecciate.

Tra gli esempi di microfranosità presenti nel territorio del Foglio sono inoltre da segnalare gli sprofondamenti. Sono causati dal cedimento della volta di cavità formatesi nel substrato e confinate a profondità variabili da alcuni metri fino a parecchie decine. Le cavità sono prodotte da dissoluzione (carsismo), attiva nella quasi totalità dei casi su litologie gessose (*membro a gessi e dolomie nere*, F.ne a Bellerophon, Permiano sup.; *membro a gessi e dolomie grigie*, F.ne di Raibl, Carnico sup.). In rari casi (conca di Sauris N), gli sprofondamenti possono essere anche conseguenza di cedimenti sviluppati in litologie cataclastiche (membri sommitali delle F.ne a Bellerophon e di Raibl). In essi le acque circolanti possono asportare, tra le rocce polverizzate dallo sforzo tettonico di taglio, quelle rare porzioni che si presentano poco cementate, producendo l'assessamento in profondità del materiale roccioso.

Il dissesto per sprofondamento, circoscritto ma pericoloso, dà luogo a cavità

imbutiformi con diametro massimo intorno ai 100 m e profondità variabili fino a parecchie decine di metri. In genere l'evoluzione del fenomeno è molto rapida. Le aree a rischio, in cui si concentrano i dissesti da sprofondamento sono la zona di Sauris, specialmente nei settori a N e ad E dei due abitati omonimi (CASTIGLIONI, 1962), l'abitato di Ovaro, con numerosi e sparsi edifici lesionati, il settore di Quinis (Enemonzo) nonché la bassa Val Pesarina, tra Avausa ed Entrampo. Una segnalazione di cavità imbutiforme (14 m di profondità) generatasi all'improvviso nelle alluvioni del Tagliamento (CORSI, 1969) "circa 280 m a valle... del Ponte per Preone" è riconducibile allo stesso processo di innesco attivo nel substrato delle alluvioni (F.ne di Raibl).

Ulteriori esempi di microfranosità diffusa sono dati dalle deformazioni plastiche che si riscontrano nella porzione superficiale di unità meccanicamente degradate, quali le F.ni del Hochwipfel e del Dimon e, in condizioni di fratturazione elevata, la F.ne di Werfen. Il fenomeno, in genere lento, può localmente accelerare in occasione di elevate precipitazioni. Questi dissesti possono evolvere in scoscendimenti, a volte in scivolamenti, qualora il substrato abbia assetto a franappoggio o, meno frequentemente, in frane di colamento. Le fasce maggiormente coinvolte sono i versanti del Rio Collina e della Val Degano, da Forni Avoltri a Comeglians, il versante destro dell'alta Valle del But, dal Passo di M. Croce Carnico a Cercivento (Paluzza) e, in particolare, la vallata del Rio Chiaula, ad O di Timau. Inoltre, lungo la Valle del But (versanti N dei Monti Zoufplan e Terzo), la disposizione a franappoggio di gran parte del substrato ha favorito, in aggiunta, una diffusa franosità per scivolamento. Ne sono coinvolte masse detritiche appoggiate sulle unità carbonifere (F.ni del Hochwipfel e del Dimon) caratterizzate da proprietà geomeccaniche molto scadenti.

Anche la conca di Sauris, nella fascia da 1300 a 2000 m di quota (CASTIGLIONI, 1962), è interessata da diffusi scoscendimenti, così come pure la zona tra Villa Santina e Lauco, ed il settore tra Piani di Luzza e Cima Sappada. In quest'ultima l'evoluzione del fenomeno ha prodotto anche crolli di materiale lapideo, tanto che negli anni '70 si è resa necessaria la scelta un nuovo tracciato per la S.S. 355.

Tra le frane di una certa estensione (franosità macroscopica) spicca la 'frana del Masareit', scoscendimento con piano di cedimento profondo, localizzata ad O di Timau. Si tratta di un dissesto complesso, regimato negli anni '80 con opere idrauliche poste al piede del movimento franoso, lungo il greto del T. But. Il corpo di frana presenta dei franamenti corticali da scivolamento di materiale detritico poggiato a zolle di substrato a franappoggio. In passato il corpo di frana sicuramente aveva bloccato il corso del T. But formando un ampio vaso rapidamente colmato da detriti alluvionali. Non casualmente il toponimo Laghetti indica l'estesa zona pianeggiante sovralluvionata formata a monte dello stesso.

Un altro dissesto esteso e complesso, scomponibile in più dissesti minori regolati da cause di innesco diverse, sta interessando da qualche decennio la già citata fascia tra Piani di Luzza e il Col dei Mirtilli, ad O di Forni Avoltri. In essa

si riconoscono frane per scoscendimento e, in subordine, per crollo. Un ulteriore cospicuo scoscendimento è sviluppato lungo il versante destro del basso Rio Chiaula. Lo scivolamento rotazionale ha coinvolto una porzione di versante pari a quasi 4 milioni di metri cubi di roccia. Per un certo tempo la frana deve avere occluso la valle, a giudicare dai depositi alluvionali che in parte ne ricoprono la sommità e che sono stati risparmiati dal successivo approfondimento erosivo del corso d'acqua. Tra i dissesti di maggiore ampiezza sono inoltre da segnalare la paleofrana che da Lauco si sviluppa verso Villa Santina, quella del versante NO del M. Neval, a S del M. Crostis e quella che ha generato l'ampio accumulo sul quale in tempi storici è sorto il paese di Cleulis. In tutti i casi citati le nicchie di distacco non risultano più attive e i corpi di frana sono stabilizzati.

Non pare così per l'ultimo tra i dissesti di una certa estensione (1 km²), la frana di Cazzaso, che prosegue oltre il margine SE del Foglio. E' classificabile come scivolamento il cui innesco è propiziato dall'assetto a franappoggio del substrato (f.ne della Val Degano) sul quale poggia un rivestimento morenico di fondo coinvolto nel movimento. Recentemente un cedimento superficiale di estese proporzioni (non cartografato) ha coinvolto l'abitato di Salars, frazione di Ravascletto, producendo danni ingenti.

Tra le frane con estensione rilevante sono inoltre cartografabili numerosi dissesti minori, compresi tra 0,1 e 0,2 km². Sono in genere classificabili come frane di crollo. Da segnalare tra queste le frane del M. Tuglia N, molto didattica, del Col dei Mirtilli S (Cima Sappada), di Cima Dieci e del M. Siera, del Cret di Navos (Forni Avoltri) e quelli delle Grotte di Flaudona (Creta Forata S) e del M. Santina (Rupe di Invillino). Solo in questi due ultimi casi è interessata la copertura quaternaria (alluvioni cementate di età pre-LGM); i restanti crolli si sviluppano a spese del substrato triassico e paleozoico. Molte tra queste frane furono probabilmente indotte da scuotimento sismico. Come frane di solo scoscendimento possono essere invece classificate quelle del M. Bioica O (a N di Rigolato), entrambe collocate lungo versanti intersecati da un'estesa faglia subverticale.

Sono state inoltre individuate alcune profonde trincee beanti interpretabili come indizi di superficie connessi a deformazioni gravitative profonde. Nella totalità dei casi interessano la F.ne del Dimon. Si sviluppano sul M. Valsecca SO intersecando il versante sinistro del Rio Tarond, caratterizzato da un assetto della stratificazione a franappoggio, al Passo di Saffrucella, dove coinvolgono il versante destro del Rio Chiadin, e sul M. Terzo (versante N), dove si collocano a monte della vasta 'frana del Masareit' commentata in precedenza.

(1) I fenomeni descritti coincidono in carta con le simbologie in uso per le 'scarpate in evoluzione attiva'. Per non appesantire la già densa simbologia utilizzata nel Foglio geologico si è scelto di non rappresentare tali fenomeni franosi, di fatto nella quasi totalità già individuabili sulla base topografica, e di rimandarne la segnalazione ad una carta tematica.

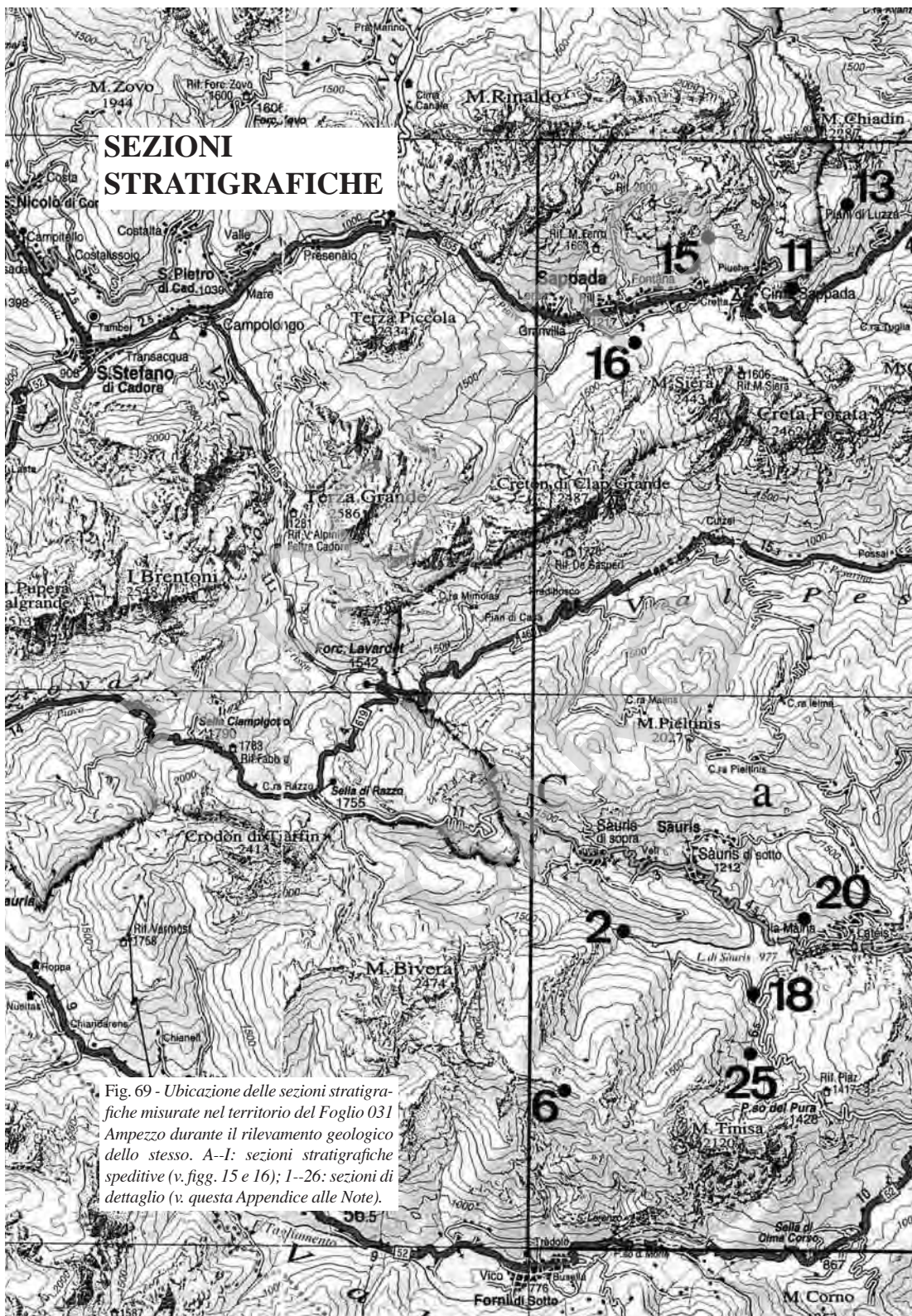
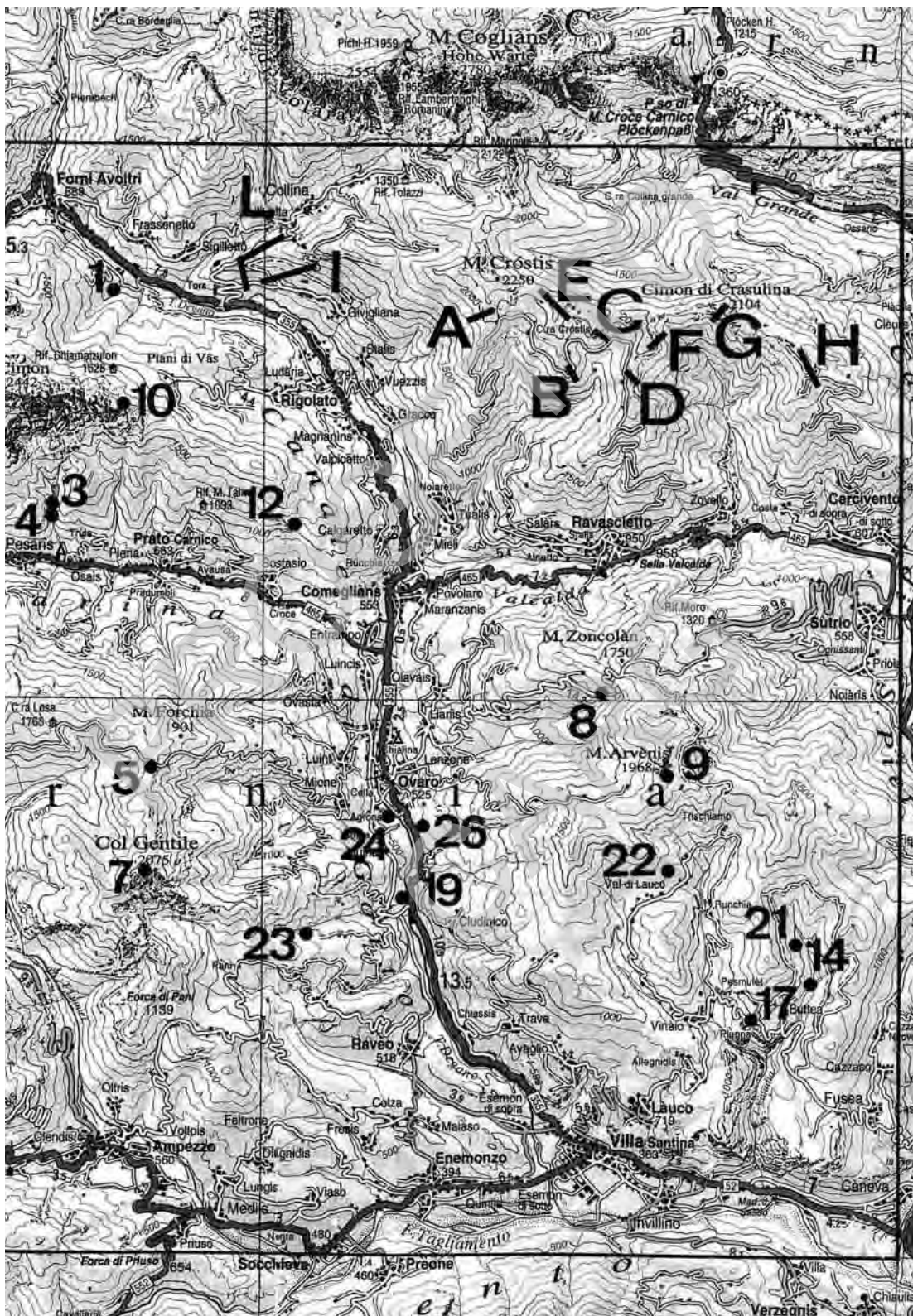
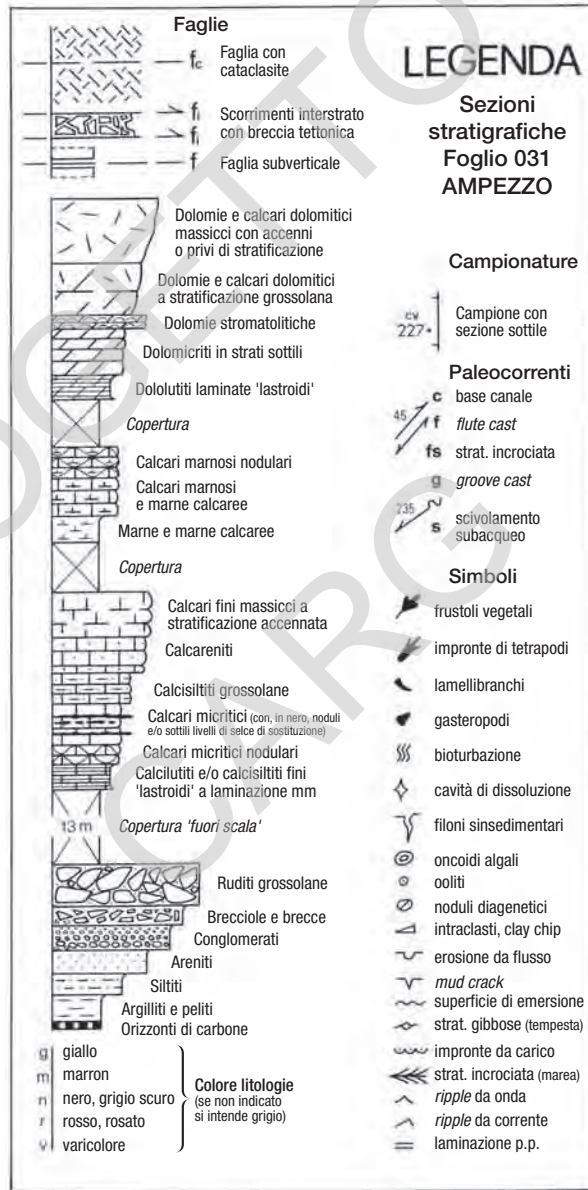


Fig. 69 - Ubicazione delle sezioni stratigrafiche misurate nel territorio del Foglio 031 Ampezzo durante il rilevamento geologico dello stesso. A-I: sezioni stratigrafiche speditive (v. figg. 15 e 16); 1-26: sezioni di dettaglio (v. questa Appendice alle Note).



SEZIONI STRATIGRAFICHE

C. Venturini



Di seguito si elencano le unità (+ eventuali sinonimie e sigle CARG) con, a fianco, le sezioni stratigrafiche (A--L, 1--26) riportate in Appendice (N = queste Note).

In aggiunta si citano le sezioni stratigrafiche di dettaglio pubblicate in letteratura (in: ...) e misurate nel territorio del Foglio.

L'elenco procede in senso stratigrafico, dalle unità più antiche alle più recenti.

SUCCESSIONE ERCINICA (ORDOVICIANO-CARBONIFERO)

F.ne dell'Uqua (UQU)

calcari ad 'Orthoceras' e argilliti a graptoliti (COH)

calcari del Rauchkofel (CDL)

calcari di Cuestalta (CTE)

calcareniti di Pal Grande (CLP)

calciruditi del Freikofel (CFK)

calcarea massiccio del M. Coglians (CGL)

calcari di Pramasio (CLG)

radiolariti del Rio Chianaletta (f.ne di Zollner *Auctt.*) (RRC); in: SPALLETTA (1982)

F.ne del Hochwipfel (HOC); in: SPALLETTA & VENTURINI (1988), VAN AMEROM *et alii* (1984)

F.ne del Dimon (DIM); N: Sezioni A--L (v. figg. 15 e 16)

SUCCESSIONE PERMO-CARBONIFERA

Gruppo di Pramollo (PR) (gruppo dell' Auernig *Auctt.*); N: Sez. 1

Gruppi di Rattendorf e del Trogkofel (RT, TG)

SUCCESSIONE PERMIANA MEDIO-SUP.

Breccia di Tarvisio (BTA); in: MASSARI *et alii* (1994)

Conglomerato di Sesto (CGS); in: MASSARI *et alii* (1994)

Arenaria di Val Gardena (GAR); in: VENTURINI (1986, 1990), MASSARI *et alii* (1994)

F.ne a Bellerophon (BEL); in: MASSARI *et alii* (1994), NOÈ (1987)

SUCCESSIONE TRIASSICA INF.

F.ne di Werfen (WER); N: Sezz. 2--8

SUCCESSIONE TRIASSICA MEDIO-SUP.

f.ne di Lusnizza (f.ne del Serla, mb. di Lusnizza *Auctt.*) (LUS); in: PISA (1972, 1974), CARULLI *et alii* (2000)

'dolomia del Serla inf.' (SLI) (f.ne del Serla, mb. dell' Arvenis *Auctt.*); N: Sez. 9; in: PISA (1972, 1974)

'f.ne del Serla sup.' (dolomia del Popèra *Auctt.*) (SLS)

Gruppo di Braies - subgruppo del Col dei Mirtilli (CM)

Conglomerato di Richthofen (Breccia di Ugovizza *Auctt.*) (RIC); N: Sezz. 10 e 11

Calcarea di Morbiac (calcari del M. Tuglia *Auctt.*) (MRB); N: Sezz. 10, 12 e 13;

in: FARABEGOLI & LEVANTI (1982)

F.ne del M. Bivera (BIV)

f.ne dell'Ambata (MBT); in: FARABEGOLI & LEVANTI (1982)

gruppo del M. Siera (dolomia dello Schlern *Auctt.*) (ER); in: PISA (1972)

calcarei del Clapsavon (CLV); in: PISA (1972)

F.ne di Buchenstein (BUC) (= F.ne di Livinallongo); N: Sez. 15; in: LEONARDI (1964), PISA (1972), FARABEGOLI & LEVANTI (1982)

f.ne di M. Fernazza (IMF); in: PISA (1972)

F.ne di Wengen-La Valle (WEN); N: Sez. 16; in: PISA (1972)

F.ne di San Cassiano (SCS); N: Sez. 16; in: FARABEGOLI & LEVANTI (1982)

'Dolomia Cassiana' (DCS); in: FARABEGOLI & LEVANTI (1982)

f.ne della Val Degano (gruppo di Raibl *Auctt.*) (DEG); N: Sezz. 17--21; in: BARNABA (1955)

f.ne di Dürrenstein (gruppo di Raibl *Auctt.*) (DUR); N: Sezz. 20-26

f.ne di Raibl (RBL)

f.ne del Monticello (DMM)

dolomia di Forni (DMF); in: ROGHI *et alii* (1995)

Dolomia principale (DPR)

SUCCESSIONE ?MIO-?PLIOCENICA

ruditi del M. Claupa (RMC)

SUCCESSIONE QUATERNARIA

sintema pre-LGM alpino orientale (QQA)

sintema LGM alpino orientale (QQB)

subsintema di Illegio (QQB₁)

subsintema delle alte valli (QQB₂)

subsintema di Cima Sappada (QQB₃)

sintema post-LGM alpino orientale (QQC)

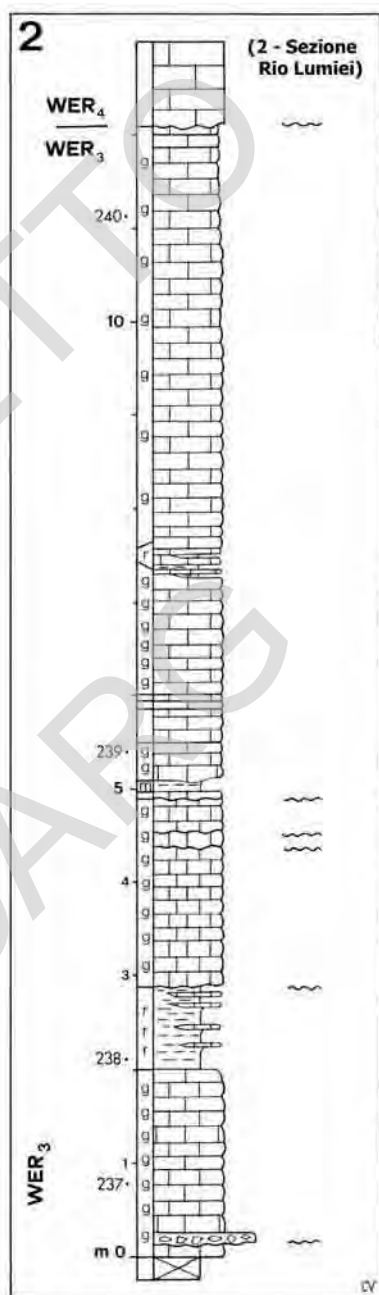
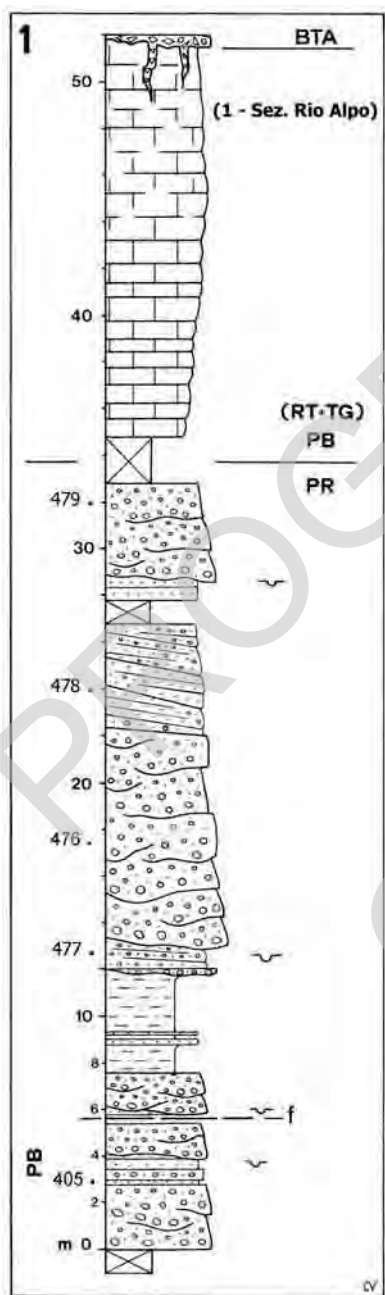
subsintema di Paluzza (QQC₁)

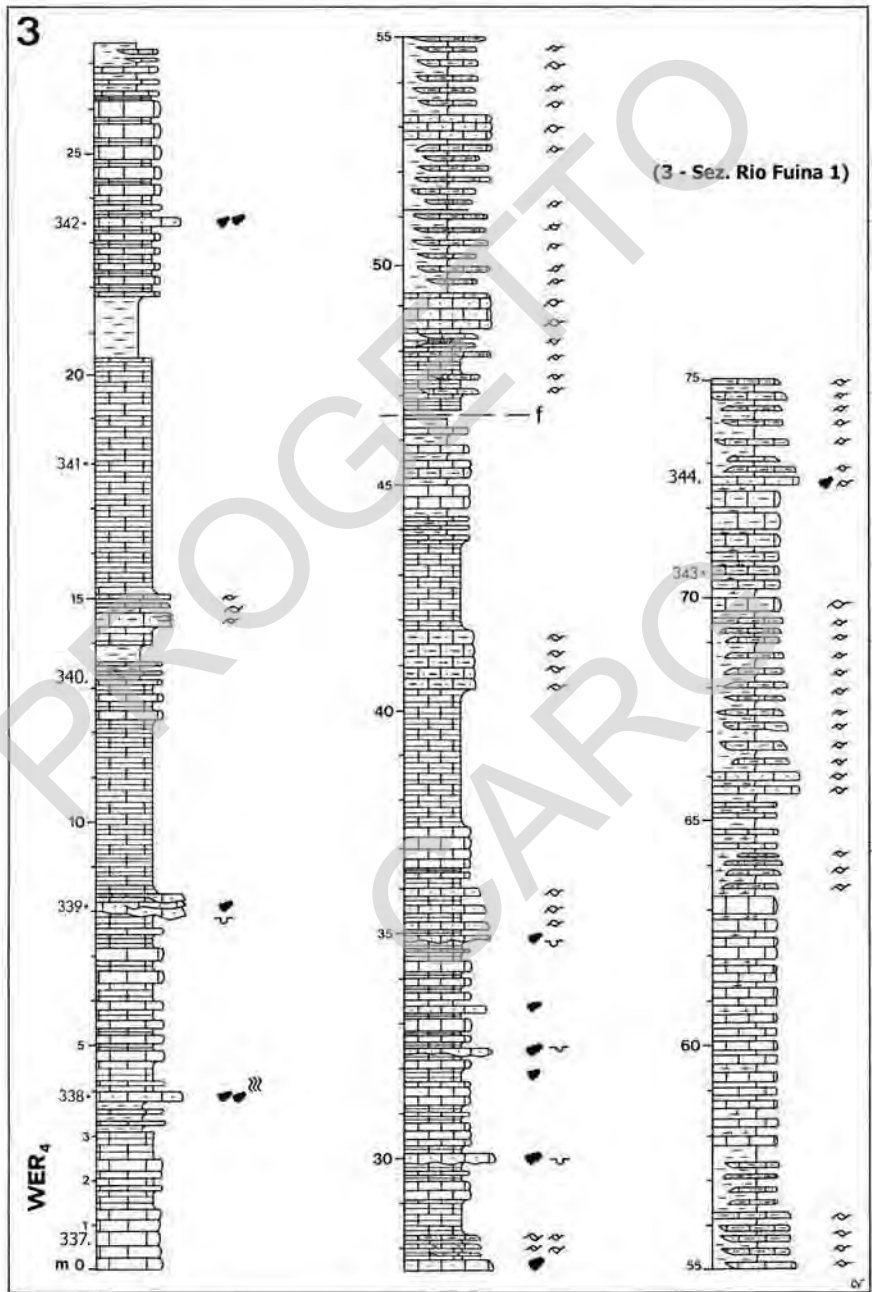
subsintema di Alzeri (QQC₂)

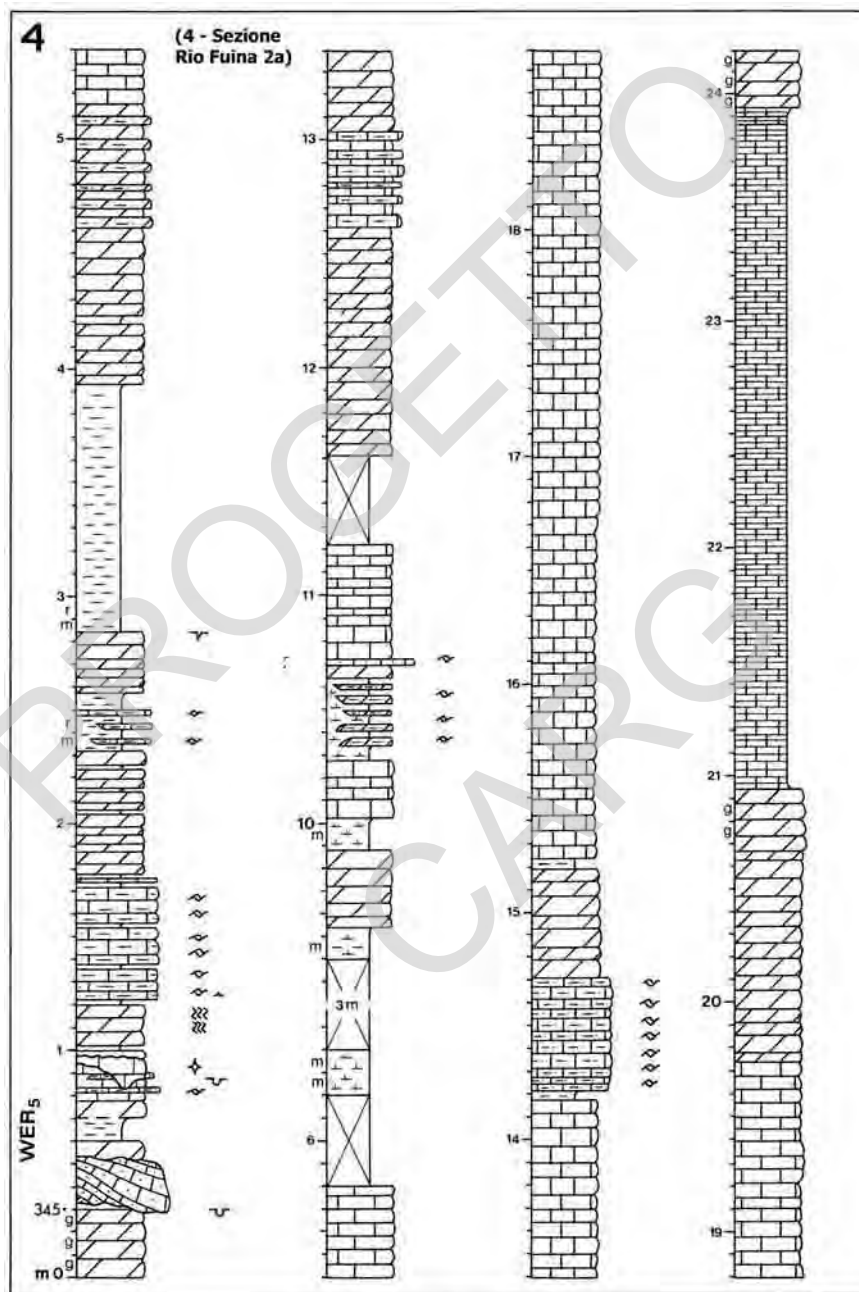
subsintema di Forni Avoltri (QQC₃)

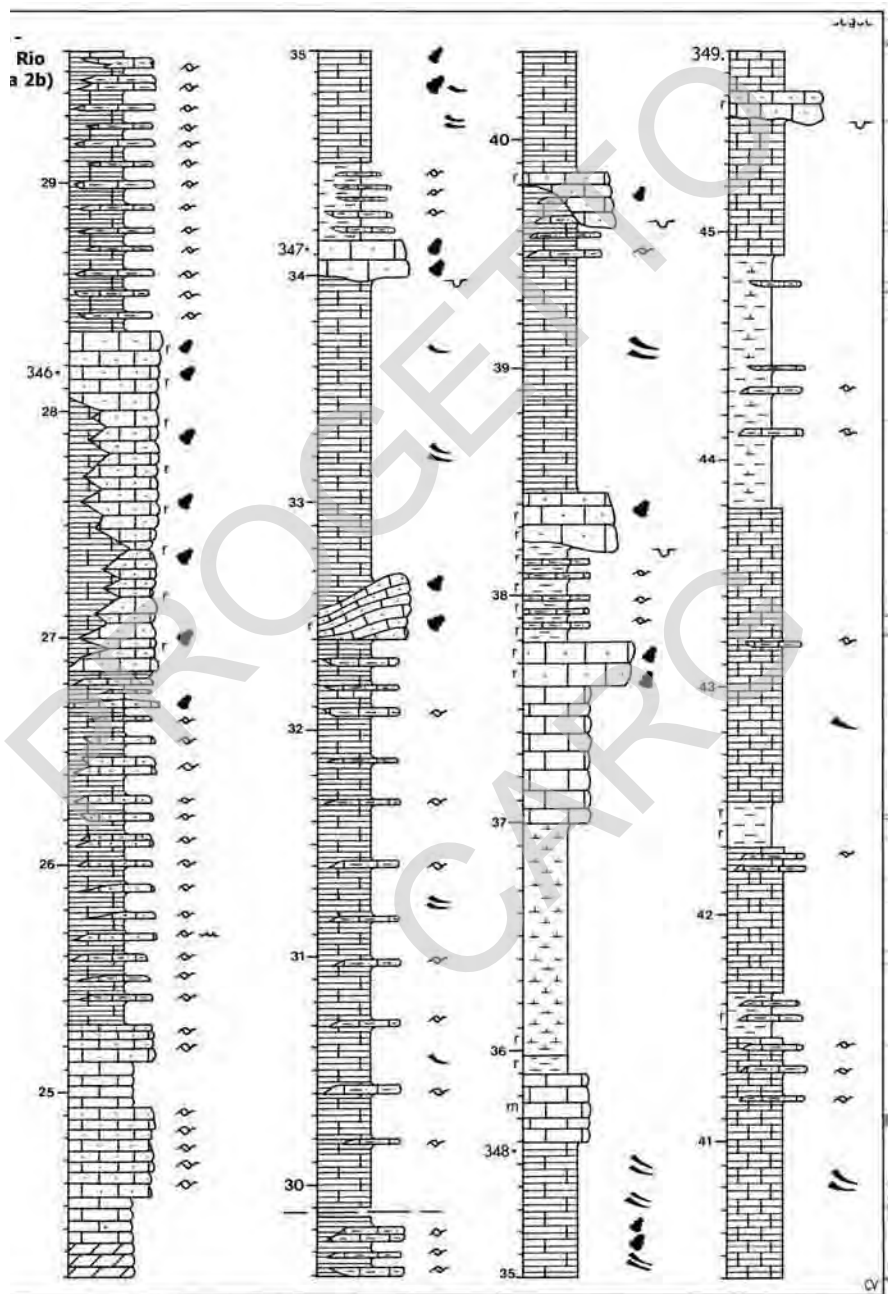
subsintema di Sappada (QQC₄)

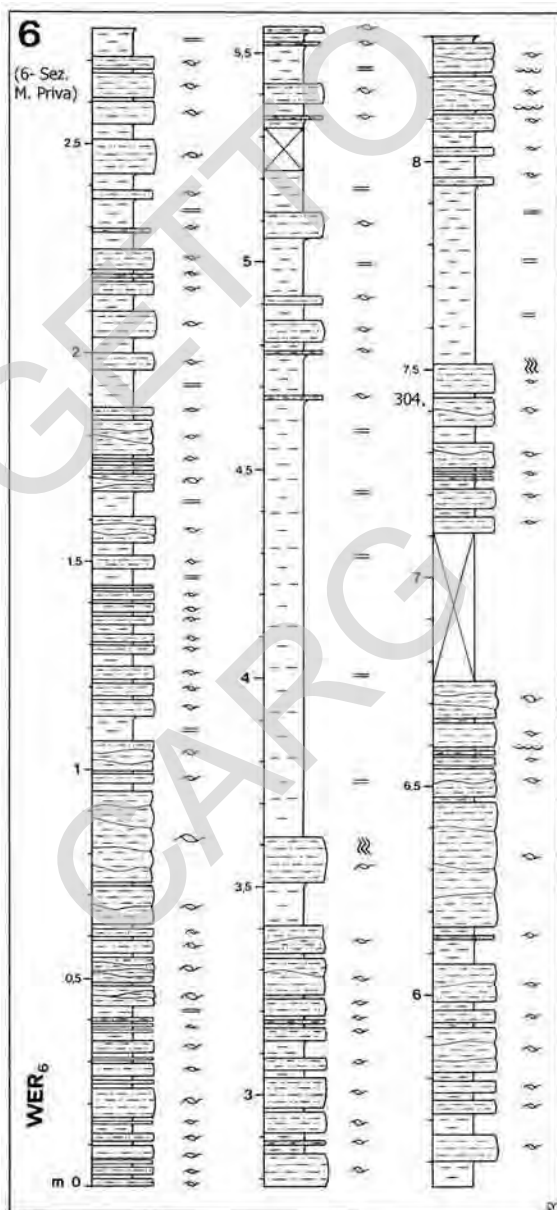
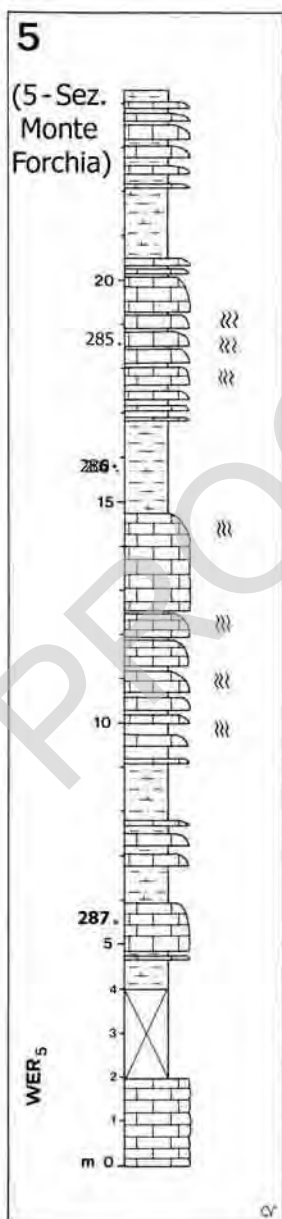
subsintema di Fontana (QQC₅)

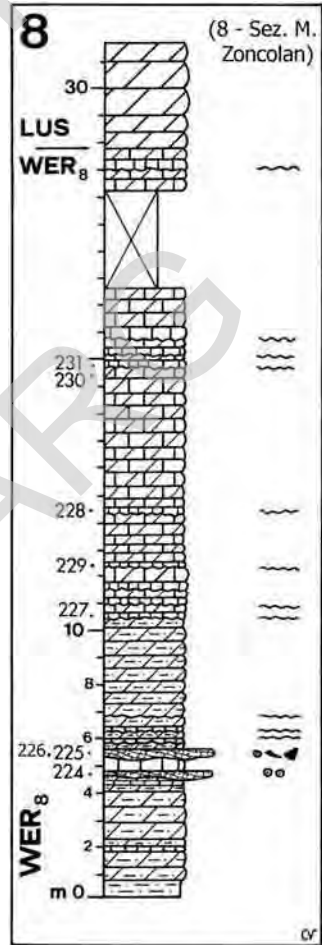
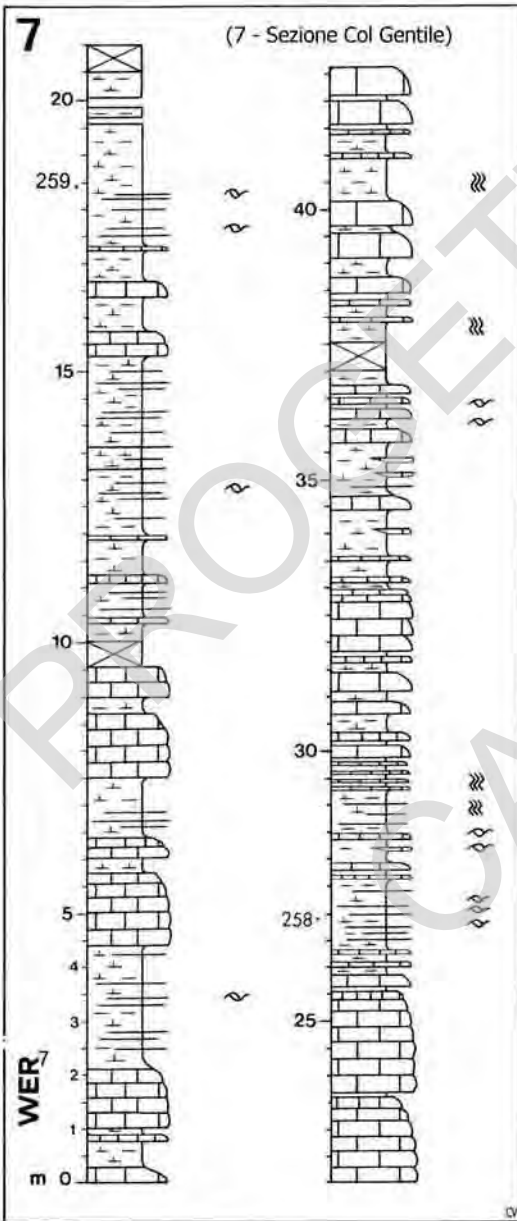


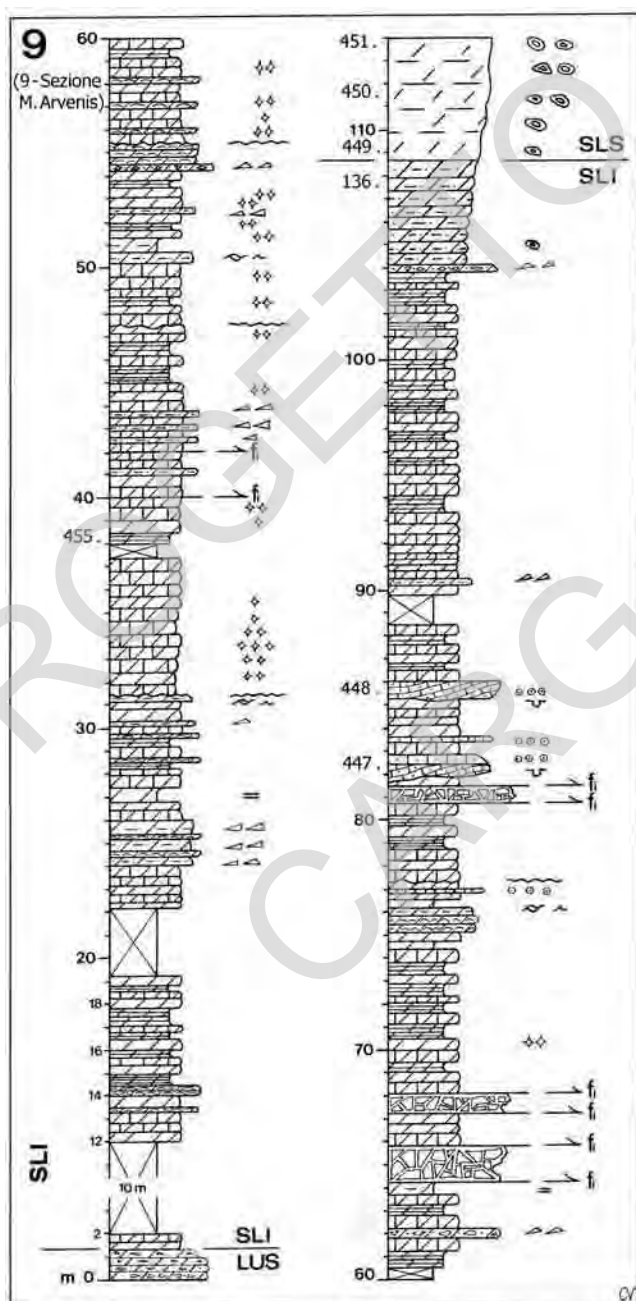


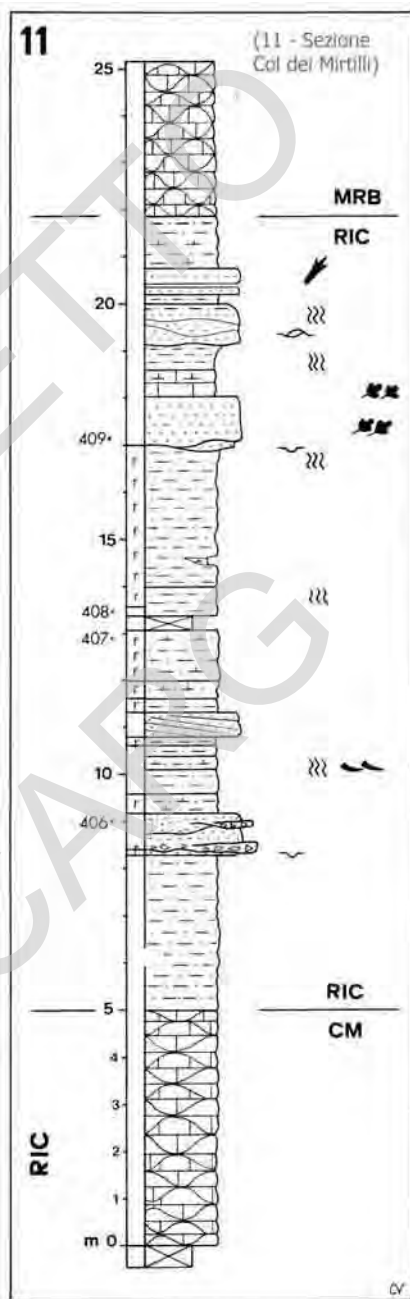
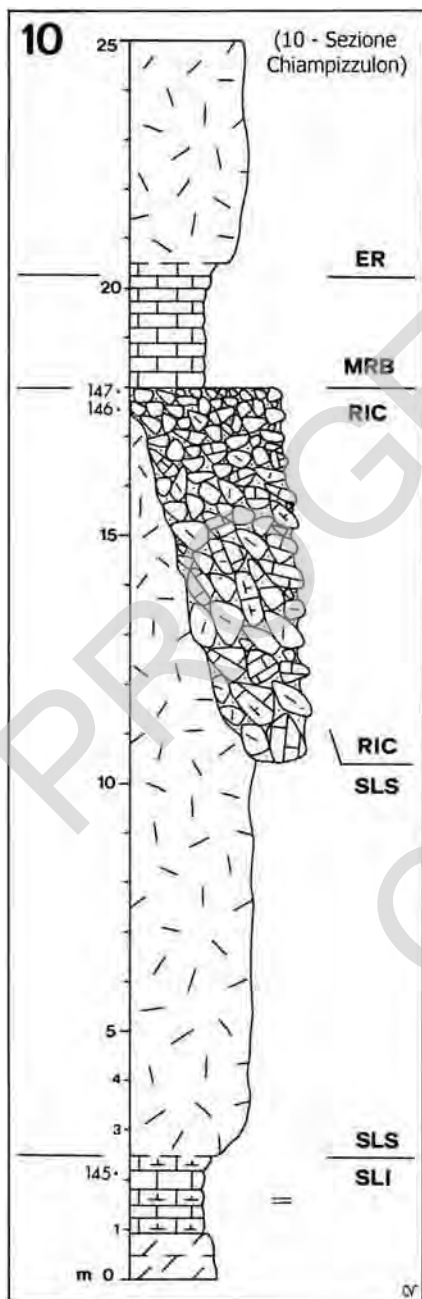


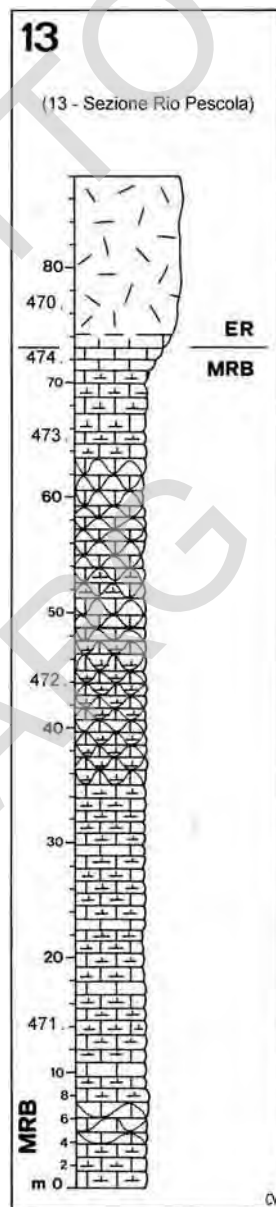
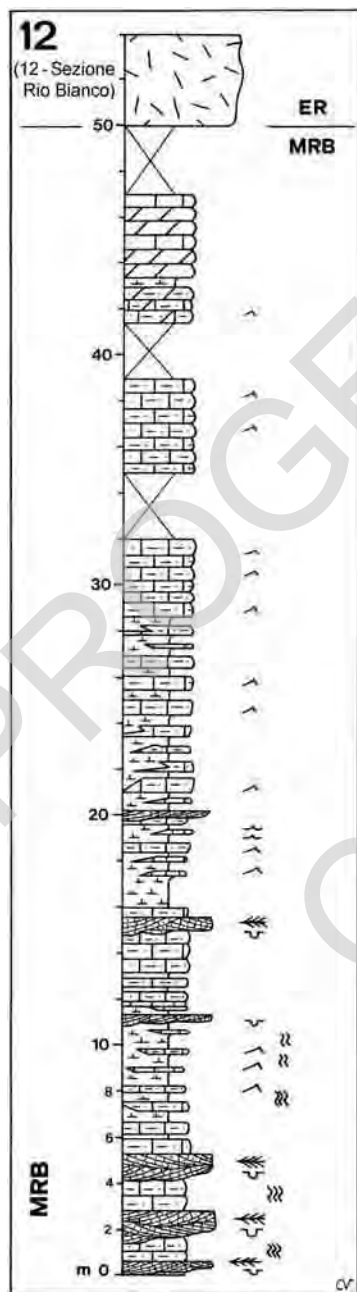




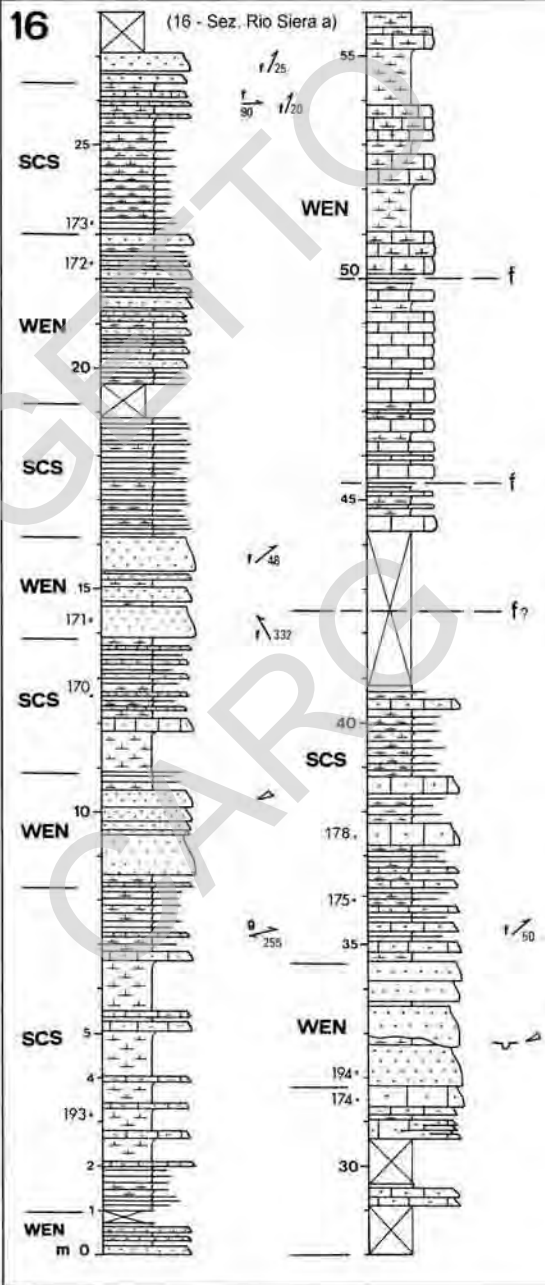
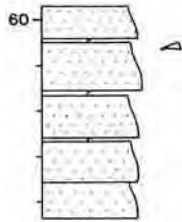


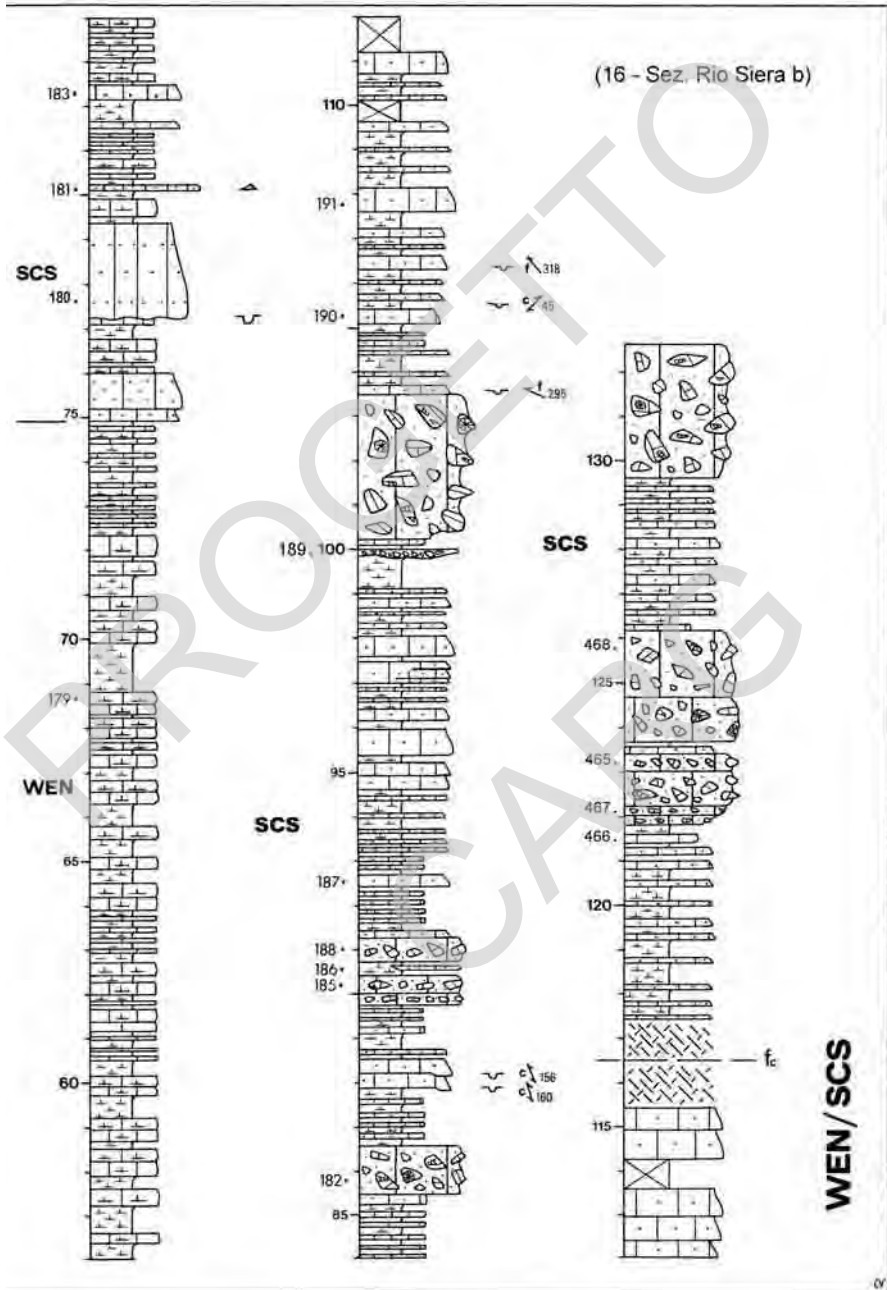


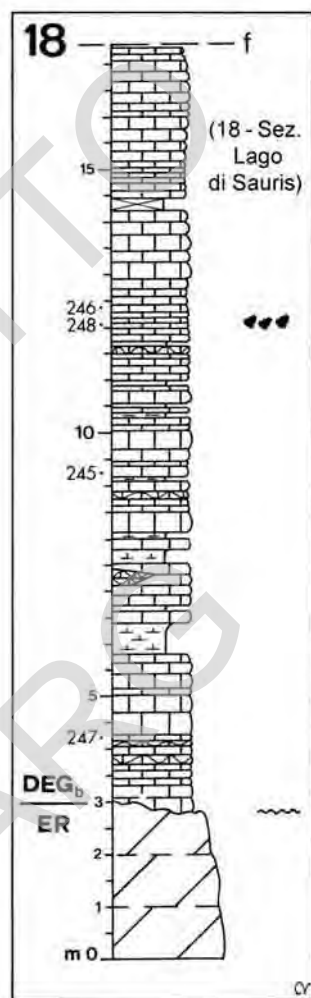
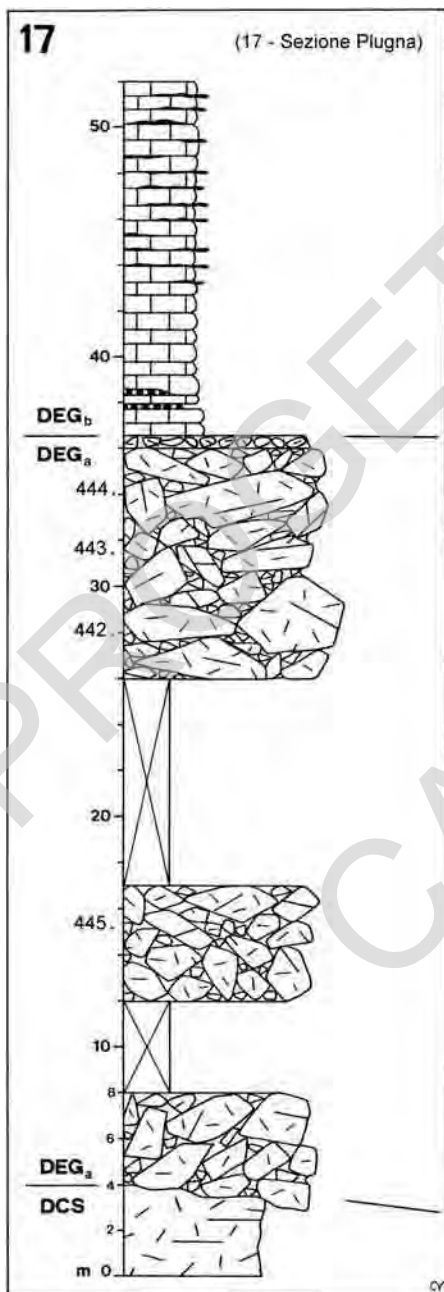


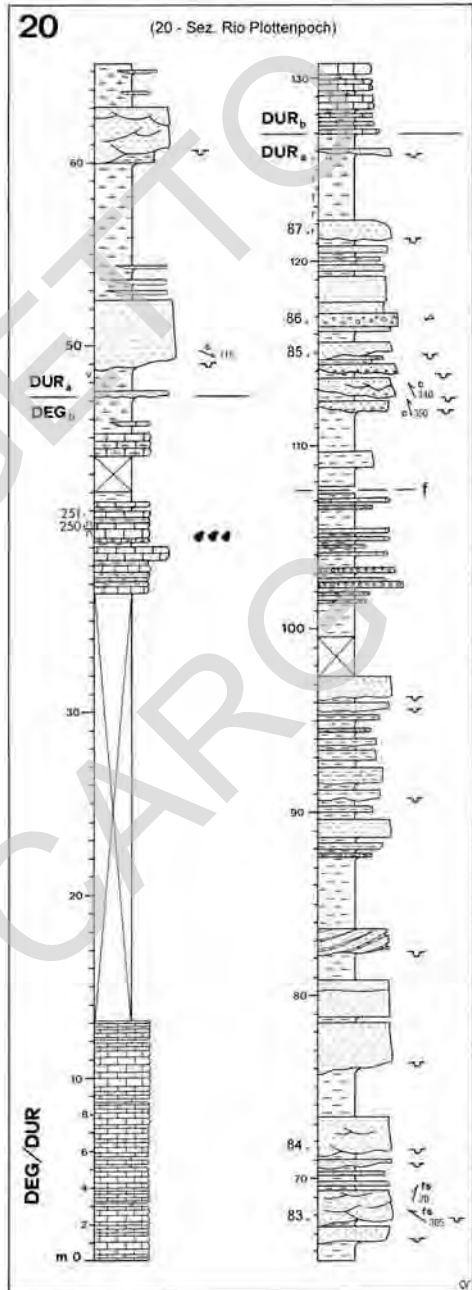
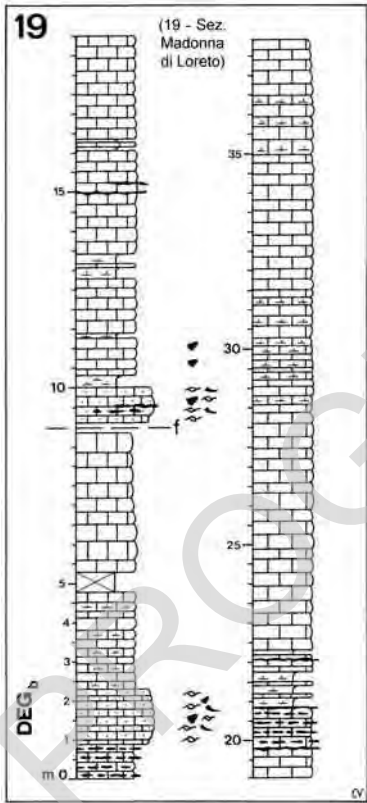


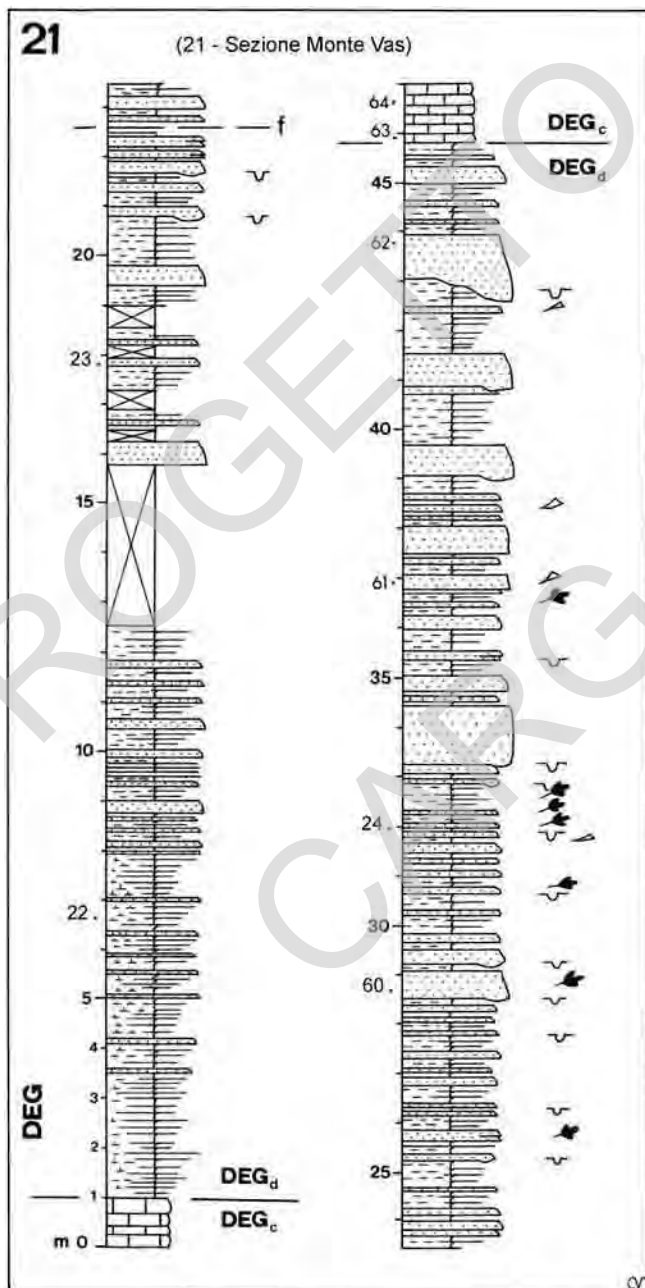
Sezione Rio Fauner)

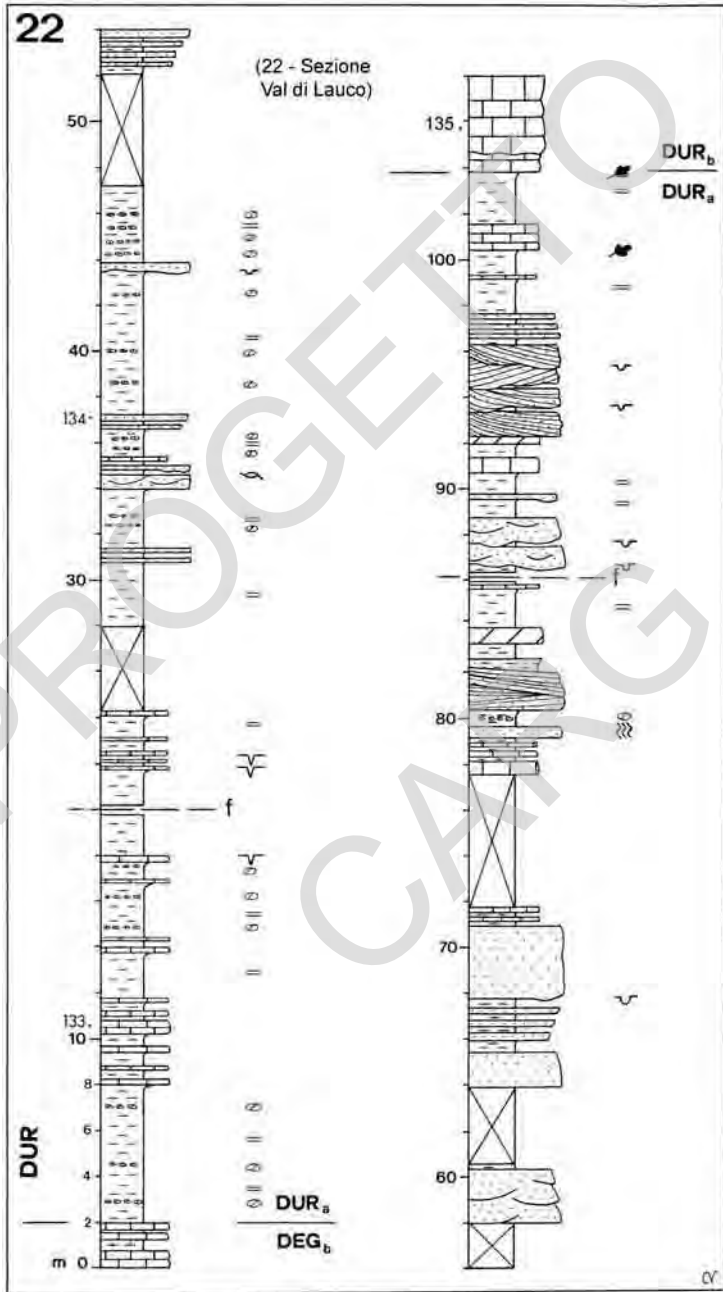


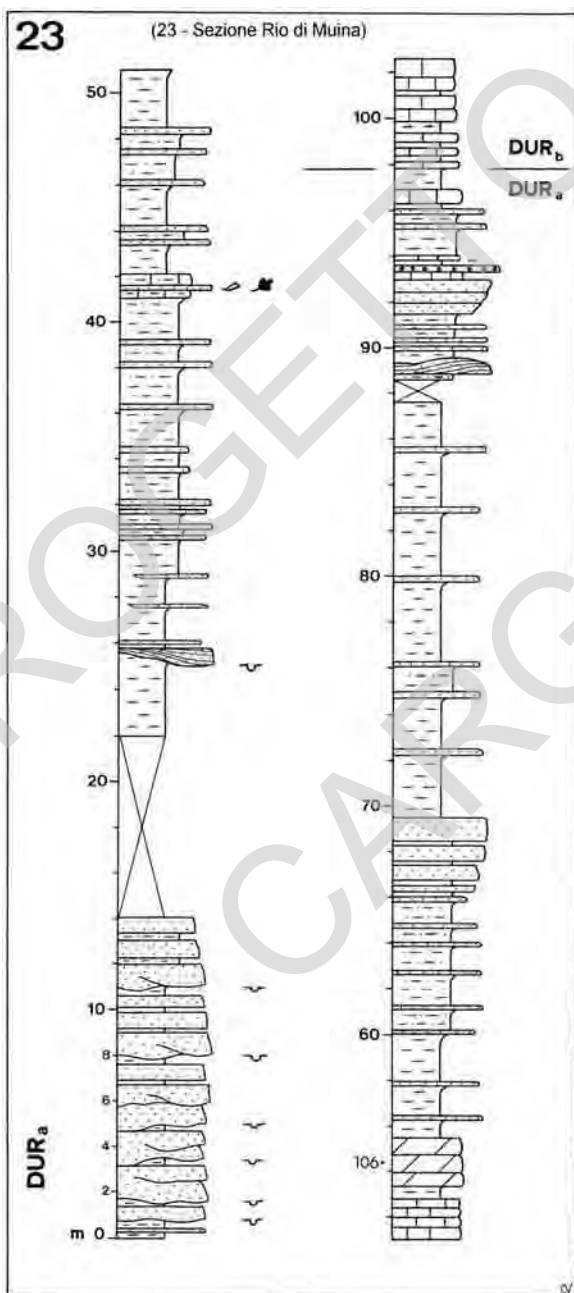


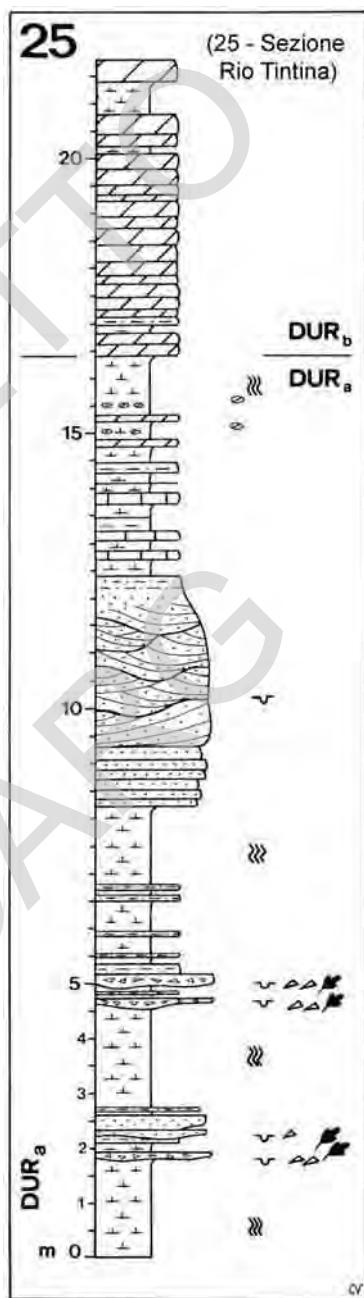
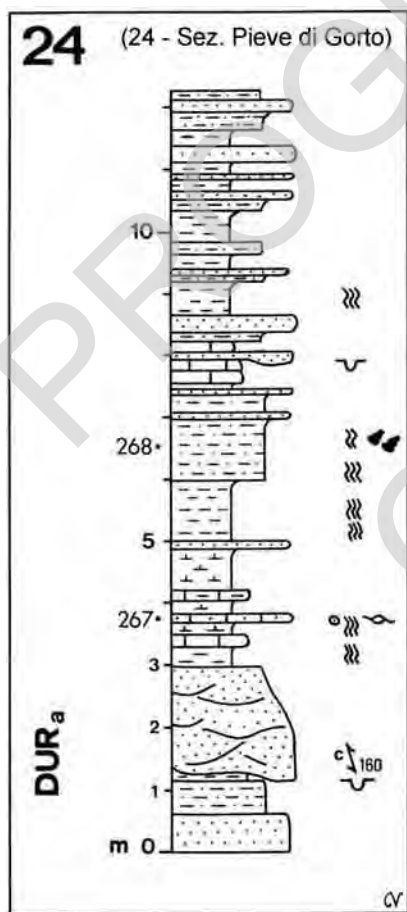


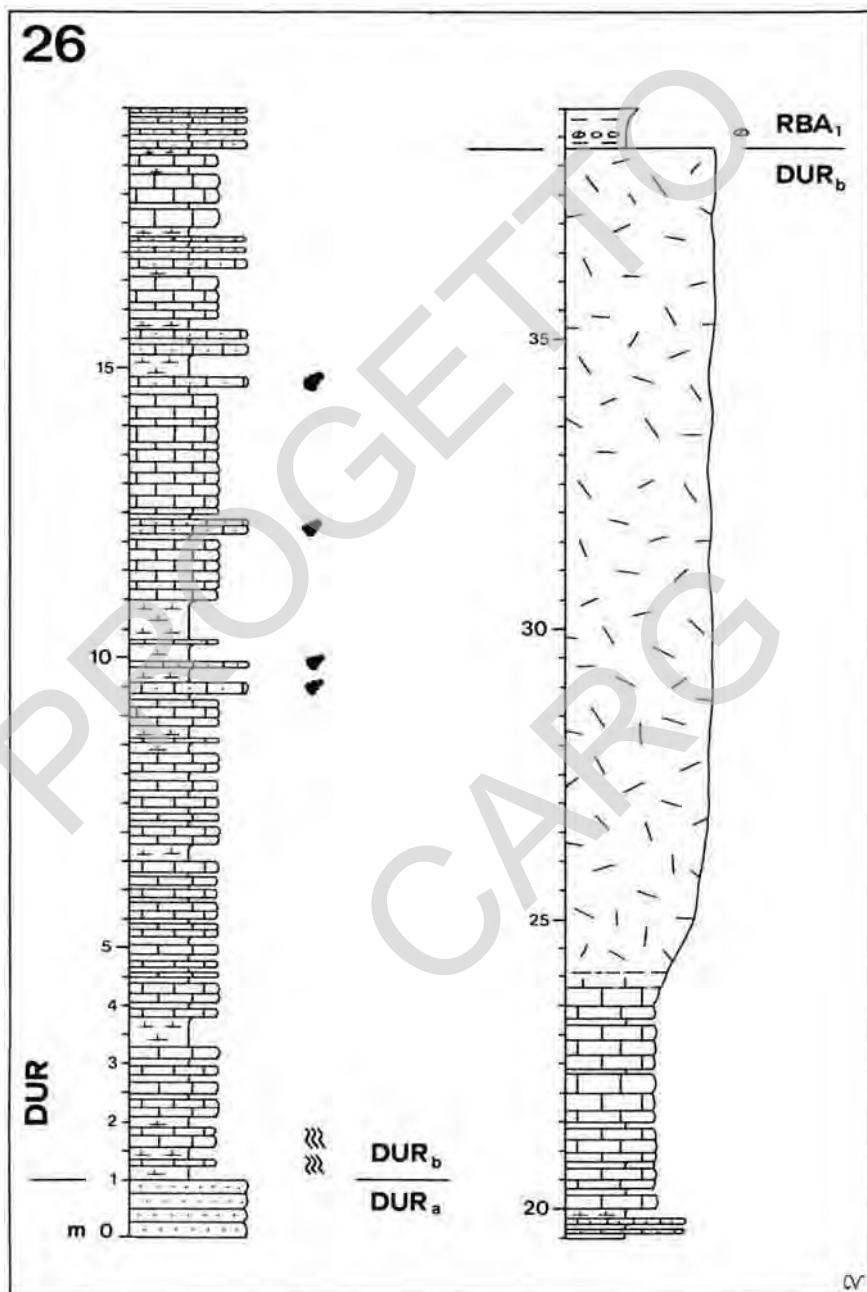












BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1971) - *Foglio 4c-13 Monte Cavallino-Ampezzo (scala 1:100.000)*. Carta Geologica d'Italia. Servizio Geologico Nazionale. Istituto italiano d'arti grafiche, Bergamo.
- ACCORDI B. (1959) - *Geologia dell'alta Valle del Corderolo (Dolomiti)*. Mem. Ist. Geol. Padova, 21: 3-27.
- AGOSTINI C. (1993) - *Biostratigrafia a conodonti del Devoniano Medio-Superiore (Alpi Carniche)*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Bologna: pp. 116.
- ARTHAUD F. & MATTE PH. (1977) - *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and Urals*. Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1305-1320.
- ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOUL F. (1977) - *The Pb-Zn mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological History and genetic interpretations*. Ind. Miner., 28: 267-302.
- ASSERETO R., DESIO A., DI COLBERTALDO D. & PASSERI L.D. (1968) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Scala 1:100000. Foglio 14 Tarvisio*. Nuova Tecnica Grafica: pp. 70.
- ASSERETO R. & PISA G. (1973) - *Triassico: Alpi Giulie e Tarvisiano*. In: A. DESIO (a cura di) "Geologia dell'Italia", 255-260, UTET.
- ASSERETO R. & PISA G. (1978) - *A propos d'une recente monographie de ph. Lagny sur la geologie de la conca di Sappada (Cadore nord-oriental, Italie)*. Riv. Ital. Paleont., 84: 93-120.
- ASTORI A. & VENTURINI C. (2005) - *Evoluzione pleistocenica della media Val Pesarina (Ponte Arceons-Flaudona, Alpi Carniche)*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., 26(2004): 25-40.
- AZZINI F. (1939) - *Le rocce eruttive della Carnia occidentale*. Atti R. Ist. Ven., 98(2): 393-408.
- BAGNOLI G., FERRETTI A., SERPAGLI E. & VAI G.B. (1998) - *Late Ordovician conodonts from the Valbertad Section (Carnic Alps)*. In: M. C. PERRI & C. SPALLETTA (eds.) "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". Giornale di Geologia, ser. 3a, 60 (Spec. Issue): 138-149.
- BARNABA P.F. (1955) - *Interpretazione della serie sedimentaria (Trias medio superiore) del Vinadia in Carnia*. Boll. Soc. Geol. It., 74(1): 158-182.
- BECHSTÄDT T. & Brandner R. (1970) - *Das Anis Zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser-und Olander Dolomiten, Südtirol)*. Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 9-103.
- BOSELLINI A. (1964) - *Stratigrafia, petrografia, sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permiano-Trias nelle Dolomiti Occidentali*. Mem. Museo St. Nat. della Venezia Tridentina, 15: 59-110.
- BOSELLINI A. (1965) - *Schema strutturale del Permo-Trias postercinico nelle Alpi Meridionali*. Atti Acc. Naz. Lincei Rend., Classe Sc. Fis. Matem. Naturali, 38: 216-222.
- BOSELLINI A. (1967) - *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. Boll. Soc. Geol. It., 86: 133-169, Roma.
- BOSELLINI A. (1968) - *Paleontologia pre-Anisica nelle Dolomiti Occidentali*. Mem. Atti Acc. Naz. Lincei, Classe Sc. Fis. Matem. Naturali, 35, 8-9: 1-32.
- BOSELLINI A. & HARDIE L.A. (1973) - *Depositional theme of a marginal marine evaporite*. Sedimentology, 20: 5-27.
- BRAGA G.P. (1966) - *Resti di pesci nei calcari dolomitici bituminosi del Trias superiore a sud di Ampezzo Carnico (Alto Tagliamento)*. Mem. Acc. Patav., Sc. Lett. Arti, Classe Sc. Mat. e Nat., 78: 329-337, Padova.
- BRAGA G.P., CARLONI G.C., COLANTONI P., CORSI M., CREMONINI G., FRASCARI F., LOCATELLI D., MONESI A., PISAG., SASSI F.P., SELLI R., VAI G.B. & ZIRPOLI G. (1971) - *Carta Geologica d'Italia Fogli 4c-13 Monte Cavallino-Ampezzo, Note Illustrative*. Serv. Geol. It., Nuova Tecnica Grafica, pp. 108, Roma.
- BRAGATO P.L., BRESSAN G. & VENTURINI C. (2000) - *Orientazione e stato di sforzo tettonico agente nell'area del Friuli Venezia Giulia*. In: G.B. CARULLI & G. LONGO SALVADOR (a cura di): "Riassunti delle comunicazioni orali e dei poster, 80° riunione estiva della Soc. Geol. It., Trieste 6-8 sett. 2000". Soc. Geol. It., 99-100.
- BRAMBATI A. & CAROBENE L. (1974) - *Studio petrografico-sedimentologico di una successione stratigrafica di passaggio Permo-Trias (Rivo-Carnia)*. Mus. Friul. St. Nat., Pubbl. 27:25-47, Udine.

- BRESSAN G., BRAGATO P.L. & VENTURINI C. (2003) - *Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia Region (Northeastern Italy)*. Bull. Seism. Soc. of Am., 3: 1280-1297.
- BRESSAN G., SNIDARCIC A. & VENTURINI C. (1998) - *Present state of tectonic stress in the eastern Southern Alps (Friuli Region)*. Tectonophysics, 292: 211-227.
- BRIGO L., DAL PIAZ G.V., FERRARIO A., OMENETTO P. & ZUFFARDI G. (1979) - *Correlazioni fra paleogeografia e mineralizzazioni: alcuni esempi dalle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., 19: 727-734.
- BRIGO L., DULSKY P., MÖLLER P., SCHNEIDER H.J. & WOLTER R. (1988) - *Strata-bound mineralizations in the Carnic Alps/Italy*. In: J. BOISSONNAIS & P. OMENETTO (eds.): "Mineral deposits within the European Community". 485-498, Springer, Berlin.
- BRIME C., PERRI M.C., PONDRELLI M., SPALLETTA C. & VENTURINI C. (2003) - *Thermal evolution of Palaeozoic-Triassic sequences of the Carnic Alps: Kübler Index and Conodont Colour Alteration Index evidence*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, Serie Spec., 9: 77-82.
- BROGLIO LORIGA C., GÓZÁN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., ORAVECZ SCHEFFER A., POSENATO R., SZABÓ M. & TÓTH MAKK Á. (1990) - *The lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and transdanubian mid-mountains (Hungary) and their correlation*. Mem. Sc. Geol., 42: 41-103.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. (1979) - *The Werfen Formation (Lower Triassic) in the Catinaccio Mt.* In: M. GAETANI (Ed.) "R. Assereto & G. Pisa field Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps". Field Guide-book, 40-47.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. (1983) - *La Formazione di Werfen (Scitico) nelle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 88: 501-598.
- BRUSCA C., GAETANI M., JADOUF F. & VIEL G. (1982) - *Paleogeografia ladinico-carnica e metallogenese del Sudalpino*. Mem. Soc. Geol. It., 22: 65-82.
- BUGGISH W. (1980) - *Die Geochemie der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karmischen Alpen*. Carinthia II, Sdr. 36: 13-50.
- BUGGISH W. & NOÉ S. (1986) - *Upper Permian and Permian Triassic boundary of the Carnia (Bellerophon Formation, Tesero Horizon, Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 34: 91-106.
- CALLEGARI E. & MONESI A. (1964) - *Il chimismo della "pietra verde" degli Strati di Livinallongo (Dolomiti). Contributo allo studio petrogenetico della "pietra verde" ladinica*. St. Trent. Sc. Nat., 41(1): 45-71.
- CALZAVARA M., MUSCIO G. & WILD R. (1981) - *Megalanosaurus Preonensis n.g. n. sp., a new reptile from the Norian of Friuli, Italy*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., 2(1980): 49-64, Udine.
- CANTELLI C., SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C. (1982) - *Sommersione delle piattaforme e rifting devono-dinantiano e namuriano nella geologia del Passo di Monte Croce Carnico*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (a cura di) "Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale". Guide geol. reg. Soc. Geol. It., 293-303, Tecnoprint, Bologna.
- CAPORALETTI F. & PELLIZZER R. (1967) - *Ricerche petrografiche sulle psammiti del Carbonifero medio-inferiore della Catena Paleocarnica*. Atti Accademia dei Fisiocratici, 13: 133-169.
- CAPUTO R. (1996) - *The polyphase tectonics of Eastern Dolomites, Italy*. Mem. Sci. Geol., 48: 93-106.
- CARLONI G.C. (1967) - *Ricerche geologiche nella Val Bortaglia (Carnia)*. Giorn. Geol., serie 2, 34 (1966): 221-240, Bologna.
- CARLONI G.C. & CREMONINI G. (1970) - *La geologia dell'alta valle del Piave*. Giorn. Geol., ser. 2a, 36: 543-566.
- CARLONI G.C. & GHIRETTI N. (1966) - *Geologia della Valle del Piave (Cadore)*. Giorn. Geol., ser. 2a, 33: 569-593.
- CARULLI G.B., COLIZZA E., PONTON M., PUGLIESE N. & VENTURINI C. (2000) - *Alpi Carniche centrali: La successione permo-anisica e la strutturazione alpina. Guida alle Escursioni. Escursione A - La successione stratigrafica e la strutturazione post-ercinica delle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie*. In: G.B. CARULLI G.B. & COLL. (a cura di) "Guida alle Escursioni, (Trieste, 6-8 sett. 2000)". Soc. Geol. It., Trieste, 37-51.
- CARULLI G.B. & COLL. (a cura di) (2000) - *Guida alle Escursioni, (Trieste, 6-8 sett. 2000)*. Soc. Geol. It., Trieste, 37-51.
- CARULLI G.B., COZZI A., LONGO SALVADOR, G., PERNARCIC E., PODDA F. & PONTON M. (1987). *Geologia delle*

- Prealpi Carniche*. Pubbl. n. 44, Museo Fr. St. Nat., Comune di Udine, pp. 48.
- 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 Ticin. Sc. Terra, 7: 159-183.
- CARULLI G.B., FRASCARI F., FRIZZO P., SEMENZA E., SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C. (1981) - *Foglio 14 Pontebba*. In: A. CASTELLARIN (a cura di) "Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000". CNR Prog. Fin. Geod., Pubbl. 441: 27.
- CARULLI G.B., FRASCARI F. & SEMENZA E. (1982) - *Geologia delle Alpi Tolmezzine (Carnia)*. In: A. Castellarin & G.B. Vai (a cura di). *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide Geol. Reg. S.G.I., 337-348, Bologna.
- CARULLI G.B., FRIZZO P., LONGO SALVADOR G., SEMENZA E., BIANCHIN G., MANTOVANI F. & MEZZACASA G. (1987) - *La geologia della zona fra il T. Chiarzò e il F. Fella (Alpi Carniche)*. Giorn. Geol., 49(1): 1-32.
- CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G., PISTOLATO M. & RAMPAZZO G. (1994a) - *Stratigraphy and Geochemical characterization of the Middle Triassic-Carnian Sequence of the Lumiei Valley (Carnia, Northeastern Italy)*. Geol. Croata, 46(1): 9-24.
- CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G., PODDA F. & PONTON M. (1994b) - *Platform-basin relationships in the Norian of the Carnia region (N-E Italy)*. Géol. Méditerran., 21(3-4): 27-30, Marseille.
- CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G., PONTON M. & PODDA F. (1997) - *La Dolomia di Forni: evoluzione di un bacino euxinico tardo-triassico nelle Prealpi Carniche*. Boll. Soc. Geol. It., 116: 95-107.
- CARULLI G.B. & PONTON M. (1988a) - *Assetto tettonico dell'area di Paularo (Carnia)*. Rend. Soc. Geol. It., 11: 247-250.
- CARULLI G.B. & PONTON M. (1988b) - *Interpretazione strutturale profonda delle Alpi Carniche Centrali*. Rend. Soc. Geol. It., 11: 251-252.
- CARULLI G.B. & PONTON M. (1992) - *Interpretazione strutturale profonda del settore centrale carnico-friulano*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. CROP 1/1A (1992/2); 275-284.
- CASATI P., JADOUL F., NICORA A., MARINELLI M., FANTINI SESTINI M. & FOIS E. (1982) - *Geologia della Valle dell'Anisei e dei gruppi M. Popera-Tre Cime di Lavaredo (Dolomiti orientali)*. Riv. It. Paleont. Strat., 87(3): 371-510.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNA G., DI STEFANO P., GAGGERO L., GULLO M., MASSARI F., NERI C., RONCHI A., SENO S., VANOSI M. & VENTURINI C. (1998) - *Synthetic Upper Palaeozoic correlation charts of selected Italian areas*. Atti Ticin. Sc. Terra, 40: 65-120.
- CASSINIS G., DI STEFANO P., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C. (2000) - *Permian of South Europe and its interregional correlation*. In: Y. YIN, J.M. DICKINS, G.R. SHI, J. TONG (Eds.) "Permian-Triassic evolution of Tethys and Western circum-Pacific", 37-70, Elsevier.
- CASSINIS G., PEROTTI C.R. & VENTURINI C. (1997) - *Examples of late Hercynian transensional tectonics in the Southern Alps (Italy)*. In: J.M. DICKINS, YANG ZUNYI, YIN HONGFU, S.G. LUCAS & S. K. ACHARYYA (Eds.) "Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and their Global Correlation. World and Regional Geology", 10: 41-49, Cambridge University Press.
- 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. Relationship with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, VI(1): 62-94.
- CASTELLARIN A., FRASCARI F. & VAI G.B. (1980) - *Problemi di interpretazione geologica profonda del Sudalpino orientale*. Rend. Soc. Geol. It., 2: 55-60.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *L'erosione attuale nella conca di Sauris (Carnia)*. In: G. MORANDINI (a cura di) "L'erosione del suolo in Italia". Vol. II: 91-112.
- CASTIGLIONI G.B. (1964) - *Sul morenico stadiale delle Dolomiti*. Mem. Ist. Geol. Padova, 24: 3-16.
- CAVALLIN A. (1979) - *Assetto strutturale del massiccio Cansiglio-Cavallo (Prealpi Carniche Occidentali)*. Atti del 2° Convegno di Studi sul Territorio della Provincia di Pordenone, 15-32.
- CERETTI E. (1965) - *Ricerche sulla geologia del Gruppo del M. Crostis e Zoufplan (Carnia)*. Boll. Soc. Geol. It., 84(2): 23-42.

- CORSI M. (1969) - *I movimenti franosi nel Friuli Venezia Giulia*. Atti del Convegno "Opere di prevenzione e soccorso nelle calamità naturali, 18 ottobre 1969". Regione Autonoma Friuli-V.G. - Assessorato Lavori Pubblici, 1-42, Trieste.
- COUSIN M. (1981) - *Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie*. Soc. Géol. du Nord, 5(1): 1-521, 5(2): 1-521.
- DAL CIN R. (1972) - *I conglomerati tardo-paleozoici post-ercinici delle Dolomiti*. Mitt. Ges. Geol. Bergbau-stud., 20: 47-74.
- DALLA VECCHIA F.M. (1991) - *Note sulla stratigrafia, sedimentologia e paleontologia della Dolomia di Forni (Triassico Superiore) nella valle del Rio Seazza (Preone, Friuli-Venezia Giulia)*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., 12(1990): 7-30, Udine.
- DALLA VECCHIA F.M. & MUSCIO G. (1991a) - *I fossili della Dolomia di Forni (Norico-Prealpi Carniche, Udine)*. Paleocronache, 9-19, Jaca Book, Milano.
- DALLA VECCHIA F.M. & MUSCIO G. (1991b) - *Occurrence of Thylacocephala (Arthropoda, Crustacea) from the Upper Triassic of Carnic Prealps (N.E. Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., 29: 39-42.
- DALLA VECCHIA M. & MUSCIO G. & TINTORI A. (1990) - *Le ittiofaune del Norico delle Prealpi Carniche*. In: TINTORI A., G. MUSCIO & F. BIZZARRINI (a cura di) "Pesci fossili italiani, scoperte e riscoperte", 49-61, Milano.
- DE GASPERI G.B. (1916) - *Grotte e voragini del Friuli*. Mem. Geogr. di G. Dainelli, 30: pp. 220.
- DE ZANCHE V. (1990) - *A review of Triassic stratigraphy and paleogeography in the Eastern Southern Alps*. Boll. Soc. Geol. It., 109: 59-71.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1982) - *Scythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11: 299-308.
- DE ZANCHE V., FRANZIN A., GIANNOLLA 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*. Eclogae Geol. Helv., 85(1): 127-143.
- DE ZANCHE V. & GIANNOLLA P. (1995) - *Litostratigrafia al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino orientale)*. Ann. Univ. di Ferrara, 5: 41-48.
- DE ZANCHE V., GIANNOLLA P., MANFRIN S., MIETTO P. & ROGGI G. (1995) - *A middle triassic back-stepping carbonate platform in the Dolomites (Italy): sequence stratigraphy and biochronostratigraphy*. Mem. Sc. Geol. di Padova, 47: 135-155.
- DE ZANCHE V., GIANNOLLA P., MIETTO P., SIORPAES C. & VAIL P.R. (1993) - *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 45: 1-27.
- DI COLBERTALDO D. & FERUGLIO GB. (1964) - *Le manifestazioni metallifere di Comeglians nella media Val Degano (Alpi Carniche)*. 103(2), 165-158.
- DISCENZA K. (2004) - *Evoluzione tardo quaternaria delle Alpi Meridionali orientali (Alpi Carniche e Giulie)*. Tesi di Dottorato inedita, Univ. di Bologna, pp. 102.
- DISCENZA K. & VENTURINI C. (2002) - *Evoluzione strutturale neoalpina del settore compreso fra Paluzza, Arta e Paularo (Alpi Carniche centrali)*. Atti dell'80^a riunione estiva Soc. Geol. Ital., Mem. Soc. Geol. It., 57: 259-272.
- DULLO W.C. (1992) - *Microfazies und Diagenese der Obererdoischen Cystoiden-kalke (Wolayerkalk) und ihrer Schuttfazies (Uggwakalk) in der Karnischen Alpen*. Jb. Geol. B.-A., 135(1): 317-333.
- ELMI C. & MONESI A. (1967) - *Ricerche geologiche nella tav. Prato Carnico*. Giornale di Geologia, ser. 2a, 34: 1-17.
- FABBRI M. (1992) - *Biostratigrafia a conodonti delle unità carbonatiche devono-carbonifere dell'area di Pal Grande (Alpi Carniche)*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Bologna, pp. 90.
- FARABEGOLI E. (1998) - *Field trip through the Southern Alps: an introduction to Late Permian and Triassic stratigraphy*. In: M.C. PERRI & C. SPALLETTA (eds.) "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". Gf. Geol., ser. 3a, 60 (Spec. Issue): 39-58.
- FARABEGOLI E. & GUASTI M. (1980) - *Anisian lithostratigraphy and paleogeography of M. Rite (Cadore, southeastern Dolomites)*. Riv. It. Paleont. Strat., 85: 909-930.
- FARABEGOLI E., JADOU F. & MARTINES M. (1985) - *Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi Giulie*

- occidentali (Alpi Meridionali-Italia)*. Riv. It. Paleont. Strat., 91(2): 147-196.
- FARABEGOLI E. & LEVANTI D. (1982) - *Triassic stratigraphy and Microfacies of the Monte Pleros (Western Carnia, Italy)*. Facies, 6: 37-58.
- FARABEGOLI E., LEVANTI D. & PERRI M.C. (1986) - *The Bellerophon Fm. in the Southwestern Carnia. Lavar-det-Rioda and Casera Federata Sections*. In: ITALIAN RESEARCH GROUP IGCP Pr. # 203 (Ed.) "Permian and Permian Triassic boundary in the South Alpine segment of the Western Tethis", S.G.I. Excursion guidebook. Soc. Geol. It., 65-71.
- FARABEGOLI E. & PERRI M.C. (1998) - *Permian/Triassic boundary and Early Triassic of the Bulla section (Southern Alps, Italy): litostratigraphy, facies and conodont biostratigraphy*. In: M.C. PERRI & C. SPAL-LETTA (Eds.) "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". Giorn. Geol., ser. 3a, 60 (Spec. Issue): 292-311.
- FARABEGOLI E., PISA G. & OTT E. (1977) - *Risultati preliminari sull'Anisico della Conca di Agordo e dell'alta Valle di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Boll. Soc. Geol. It., 95: 659-703.
- FARABEGOLI E. & VIEL G. (1979) - *Litostratigrafia della formazione di Werfen (Triassico inf.), Dolomiti occi-dentali*. Industria Miner., 6: 3-14.
- FENNINGER A. & SCHÖNLAUB H.P. (1972) - *Das Paläozoikum der Karnischen Alpen*. Exk. Führer Tagung Paläont. Ges., 18-60, Graz.
- FERASIN F. (1958) - *Ricerche geologiche sulle Prealpi Carniche*. La Ric. Scient., 28 (11): 2279-2285, Roma.
- FERASIN F., BRAGA GP., CORSI M., LOCATELLI D. (1970) - *La "Linea dell'Alto Tagliamento" fra la Val Ci-moliana ed il Gruppo del Verzegnis in Carnia*. Mem. Istituti Geol. e Mineral. Univ. Padova, 27 (1969-70): 1-13.
- FERRARI A. & VAI G.B. (1973) - *Revision of the Famennian Rhynchonellid genus Plectorhynchella*. Giorn. Geol., ser. 2, 39: 163-220.
- FERUGLIO E. (1929) - *Note Illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie*. Foglio Udine. Uff. Idrogr. Magistr. Acque di Venezia, pp. 77.
- FLORA O., MARTINO L. & COMIN CHIAROMONTI P. (1983) - *Some considerations on Palaeozoic spilites of Car-nia (Italian Eastern Alps)*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., 5(1982): 29-44, Udine.
- FLÜGEL E. (1980) - *Die Mikrofazies in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen*. In: E. FLÜGEL (ed.) "Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen". Carinthia II, Sdr. 36: 51-99.
- FLÜGEL E. (Ed.) (1980) - *Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen*. Carinthia II, Sdr. 36: 182 pp.
- FLÜGEL E. & FLÜGEL KAHLER E. (1980) - *Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen*. In: E. FLÜGEL (Ed.) "Die Trogkofel-Stufe im UnterPerm der Karnischen Alpen". Carinthia II. Sdr. 36: 113-182.
- FLÜGEL E. & KRAUS S. (1988) - *The lower Permian Sexten Breccia (Sexten Dolomites) and the Tarvis Breccia (Carnic Alps): microfacies, depositional environment and paleotectonic implications*. Mem. Soc. Geol. It., 34: 67-90.
- FOIS E. & JADOU F. (1983) - *La Dorsale Paleocarnica anisica di Pontebba*. Riv. It. Paleont. Strat., 89: 3-30.
- FONTANA D. & ZUFFA G.G. (1983) - *Composizione e provenienza delle Arenarie della Val Gardena e del Ver-rucano Lombardo (Permiano, Alpi)*. Mem. Soc. Geol. It., 24: 51-64.
- FORKE H.C. (1995) - *Biostratigraphy of the Lower Permian of the Carnic Alps (Austria): fusulinid and cono-dont data*. Permophiles, 26: 17-19.
- FRANCAVILLA F. (1966) - *Spore nel Flysch Hochwipfel*. Giorn. Geol., ser. 2, 33: 493-526.
- FRASCARI RITONDALE SPANO F. (1969) - *Ricerche tettoniche nel gruppo montuoso dell'Arvenis (Carnia)*. Giorn. Geol., 36: 1-20.
- FRASCARI F. & VAI G.B. (1981) - *Fogli 4c-13 M.te Cavallino-Ampezzo*. In: A. CASTELLARIN (a cura di) "Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000". CNR Prog. Fin. Geod. Pubbl. 441: 31-38.
- FRIZ C., GATTO G., SORANZO M. & VILLI V. (1982) - *Influenza dei fattori geologici e geologico-tecnici sulle condizioni di dissesto del versante sinistro della media Val Pesarina (Carnia)*. Mem. Sc. Geol. Univ. Padova, 35: 173-202.
- GALLI G. (1983) - *Rilevamento e stratigrafia della Cima di Ombladet e dintorni (Carnia Occidentale)*. Tesi di

- Laurea inedita, Univ. di Bologna: pp. 123.
- GALLI G. (1984) - *Hercynian synsedimentary tectonics: new analytical data*. Mem. Soc. Geol. Ital., 36, 453-460.
- GALLI G. (1985) - *Depositional Environments in the Devonian Limestones Succession of the Cima Ombladnet (Carnic Alps, Italy)*. Facies, 12: 97-112.
- GARUTI D. (1993) - *Rilevamento geologico e analisi strutturale dell'area del Monte Forchia (Alpi Carniche)*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Bologna: pp. 115.
- GENTILI G. & PELLIZZER R. (1964) - *Le rocce eruttive del Paleozoico Carnico*. Boll. Soc. Geol. It., 83: 151-205.
- GEPHART, J.W. & FORSYTH D.W. (1984) - *An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando Earthquake sequence*. Journ. of Geophys. Res., 89(B11): 9305-9320.
- GEYER G. (1901) - *Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie*. SW Gruppe N. 71, Oberdrauburg und Mauthen, 1: 75000, Verlag der k.k. Geol. Reichsanst.
- GNOLI M., PAREA G.C., RUSSO F. & SERPAGLI E. (1979) - *Paleoecological remarks on the "Orthoceras Limestone" of southwestern Sardinia (Middle-Upper Silurian)*. Mem. Soc. Geol. It., 20: 405-423.
- GORTANI M. (1903) - *Sul rinvenimento del calcare a Fusuline presso Forni Avoltri nell'alta Carnia occidentale*. Rend. R. Acc. Lincei, 11: 316-318.
- GORTANI M. (1906a) - *Le piramidi di erosione e i terreni glaciali di Fielis in Carnia*. Mondo Sotterraneo, 5(6): 3-9.
- GORTANI M. (1906b) - *Studi sulle rocce eruttive delle Alpi Carniche*. Mem. Soc. Toscana Sc. Nat., 22: 166-198.
- GORTANI M. (1907) - *Contribuzioni allo studio del Paleozoico Carnico - II, Faune devoniane*. Palaentologica It., 13: 1-64.
- GORTANI M. (1910a) - *Osservazioni geologiche sui terreni paleozoici dell'alta valle di Gorto in Carnia*. Rend. R. Acc. Sc. Bologna, 14: 58-64.
- GORTANI M. (1910b) - *Retico, Lias e Giura nelle Prealpi dell'Arzino*. Boll. R. Com. Geol., 17-172, Roma.
- GORTANI M. (1912) - *Sull'età delle antiche alluvioni cementate nella Valle del Tagliamento*. Boll. R. Com. Geol. It., 43: 91-112.
- GORTANI M. (1913) - *Rilevamento nel nucleo centrale carnico*. Boll. R. Com. Geol. It., 43(2): 71-75.
- GORTANI M. (1920) - *I bacini della But del Chiarsò e della Vinadia in Carnia. Geologia, morfologia, idrografia. Carta della permeabilità delle rocce*. Uff. Idrogr. Regio Magistr. alle Acque di Venezia, 104: 71 pp.
- GORTANI M. (1924) - *Graptoliti del M. Hochwipfel nelle Alpi Carniche (Estate 1925)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett., 57: 6-10.
- GORTANI M. (1926) - *Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche*. Atti IX Congr. Geogr. It., 56-59, Genova.
- GORTANI M. (1960) - *Bibliografia geologica d'Italia. 6, Friuli*. CNR, Com. Geogr., Geol. e Min., XXI: pp. 228, Napoli.
- GORTANI M. & DESIO A. (1925) - *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio 14, Pontebba*. Scala 1:100.000. Uff. Idrogr. Regio Magistr. alle Acque di Venezia, Firenze.
- HERITSCH F. (1928) - *Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen*. Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, Abt. I, 137: 303-338.
- HERZOG U. (1988) - *Das Paläozoikum zwischen Poludnig und Osternig in den Östlichen Karnischen Alpen*. Carinthia II, Sdr. 47: pp. 123.
- HUBICH D., LÄUFER A.L., LOESCHKE J., SCHMALHOLZ A. & STAIGER M. (2000) - *The boundary between the western and central Carnic Alps (Austria-Italy)*. Mem. Sci. Geol., 52/2 (2000):293-318.
- ITALIAN RESEARCH GROUP IGCP PR. # 203 (Ed.) (1986) - *Field conference on Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys*. Brescia, June 1986, pp. 158.
- JADOUF F. & NICORA A. (1979) - *L'assetto stratigrafico-paleogeografico del Trias medio-superiore della Val d'Aupa (Carnia orientale)*. Riv. It. Paleont., 85: 1-30.
- JIN, Y., WARDLAW B.R., GLENISTER B.R. & KOTLYAR G.V. (1997) - *Permian chronostratigraphic subdivisions*. Episodes, 20:10-15
- KAHLER F. & KAHLER G. (1982) - *Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen*. Nat. Gesch. der Vorzeit, 89-128.

- KAHLER F. & PREY S. (1963) - *Erläuterungen zur Geologischen Karte des Nassfeld-Gartnerkofel Gebietes in den Karnichen Alpen*. Geol. B.-A., pp. 116.
- KRAINER K. (1992) - *Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen*. Jb. Geol. B.-A., 135 (1): 99-193.
- KREUTZER H.L. (1990) - *Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnisches Hauptkammes*. Jb. Geol. B.-A., 133(2): 275-343.
- KREUTZER H.L. (1992a) - *Palinspastiche Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen*. Jb. Geol. B.-A., 135(1): 261-272.
- KREUTZER H.L. (1992b) - *Photoatlas zu den variszischen Karbonat-Gestein der Karnischen Alpen*. Abh. Geol. B.-A., 47: 1-129.
- LÄUFER A.L. (1996) - *Variscan and Alpine Tectonometamorphic Evolution of the Carnic Alps (Southern Alps) - Structural Analysis, Illite Crystallinity, K-Ar and Ar-Ar geochronology*. Tübinger Geow. Arbeiten A, 26: 102 pp.
- LÄUFER A.L., LOESKE J. & VIANDEN B. (1993) - *Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) - Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation*. Jb. Geol. B.-A., 136(1): 137-162.
- LÄUFER A.L., HUBICH D. & LOESCHKE J. (2001) - *A Variscan geodynamic evolution of the Carnic Alps (Austria/Italy)*. Int. J. Earth Sc. (Geol. Rundsch.) **90**: 855-870.
- LEONARDI G. (1964) - *Note stratigrafico-sedimentologiche sul Ladinico della conca di Sappada (Belluno)*. Ann. Univ. di Ferrara, 3: 187-209.
- LEONARDI G. (1968) - *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. Vol. 2: 553-1019, Trento.
- MAISCH M. (1982) - *Zur Gletscher- und Klimageschichtedes Alpinen Spätglazials*. Geographica Helvetica, 2: 93-104.
- MAISCH M. (1992) - *Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials*. Geogr. Helv., 37: 93-104.
- MAISCH M. (1995) - *Gletscher im ständigen Wandel*. Schweiz. Akad. Der Naturwiss., 6: 81-100.
- MAISCH M. (2000) - *The longterm signal of climate change in the Swiss Alps: glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future ice decay scenarios*. Geogr. Fis. E Din. Quatern., 23: 139-151.
- MAISCH M., WIPF A., DENNELER B., BATTAGLIA & J. BENZ C. (1999) - *Die Gletscher der Schweizer Alpen*. Schlussbericht NFP 31. Hochschulverlag AG, Zurich.
- MAMBRINI M. (1975) - *Rilevamento e stratigrafia dei dintorni occidentali di Timau (Carnia)*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Bologna: pp. 114 .
- MANARA C. & VAI G.B. (1970) - *La sezione e i conodonti del costone sud del M. Rauchkofel (Paleozoico, Alpi Carniche)*. Giorn. Geol., 2, 36 (1968): 441-514.
- MARABINI S. (1976) - *Geologia del Monte Tinisa (Carnia Occidentale)*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Bologna: pp. 108.
- MARTINIS B. (a cura di) (1977) - *Studio Geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. Riv. Ital. Paleont., 83(2): 199-393.
- MARTINIS B. (a cura di) (1979) - *Le acque sulfuree di Arta (Carnia) ed il loro ambiente geologico*. 186 pp., Aviani Ed., Udine.
- MARINELLI G. (1881) - *Annuario statistico per la Provincia di Udine*. Anno III, pp. 61.
- MARINELLI O. (1909) - *I pozzi con neve del M. Ciampon*. Mondo Sotterraneo, 5: 68-73.
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C. (1994) - *Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the Eastern Southern Alps (Italy)*. Mem. Scienze Geologiche, Padova, 46: 119-243.
- MATTAVELLI L. & RIZZINI A. (1974) - *Facies euxiniche nelle dolomie noriche dell'Ampezzano (Udine): petrografia e sedimentologia*. Mem. Riv. Ital. Paleont. Strat., 14: 114-138.
- MENNING M. (1995) - *A numerical time scale for the Permian and Triassic Periods: an integrated time analysis*. In: P.A. SCHOLLE, T. M. PERYT & D. S. ULMER SCHOLLE (Eds.) "The Permian of Northern Pangea", Vol. 1: 77-97, Springer-Verlag, Berlin.
- MIETTO P. & MANFRIN S. (1995) - *La successione delle faune ad ammoniti al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino, Italia)*. Ann. Univ. Ferrara, Sc. Terra, 5(suppl.): 13-35.

- MOJISOVICS E.M. (1882) - *Die Cephalopoden der mediterranen Trias-provinz*. Abh. K.k. Geol.Reichsanst., 10: 332 pp.
- MONTI A. (1992) - *Biostratigrafia a conodonti dei calcari del Devoniano Medio-Superiore dell'area di Pramsoio (Alpi Carniche)*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Bologna, pp. 118.
- NERI C. & POSENATO R. (1985) - *New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of Western Dolomites (Trento, Italy)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14: 83-107.
- OGILVIE GORDON M. (1902) - *The Geological structure of Monzoni and Fassa*. Transaction of the Edinburgh Geol. Soc., 8: 5-197.
- OMENETTO P. & BRIGO L. (1976) - *Metallogenese nel quadro dell'orogene ercinico delle Alpi (con particolare riguardo al versante italiano)*. Mem. Soc. Geol. It., 13 (1974): 1-24.
- ORI G.G. & VENTURINI C. (1981) - *Facies continentali permiane nelle Alpi Carniche*. Rend. Soc. Geol. It., 3: 21-24.
- PASINI M. (1963) - *Alcuni Fusulinida della serie del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico*. Riv. Ital. Paleont., 80(4): 591-602.
- PELLIZZER R. (1952) - *I giacimenti di carbone della bassa Val Degano (Carnia)*. Giorn. Geol., 22(1950): 85-105.
- PELLIZZER R. (1954) - *Le spiliti di Comeglians nella media Val Degano (Carnia)*. Rend. Soc. Min. It., X: 405-413, Pavia.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitaler*. Voll. I-II: 1176 pp.
- PERRI M.C. & SPALLETTA C. (1980) - *Conodonti e biozonatura del Frasniano (Devoniano Superiore) di Pramsoio, Alpi Carniche*. Boll. Soc. Paleont. It., 19(2): 281-310.
- PERRI M.C. & SPALLETTA C. (1998) - *Conodont distribution at the Tournaisian/Visean boundary in the Carnic Alps (Southern Alps, Italy)*. In: H. SZANIAWSKI (Ed.) "Proceedings of the Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI)". Palaeont. Polonica, 58: 225-245.
- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. pp. 284, Wien.
- PIERI M. & GROUPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. CNR, Agip. Prog. Fin. Geod., Pubbl. 414: pp. 23.
- PINNA G. (1987) - *Un nuovo esemplare giovanile di Drepanosaurus unguicaudatus del Norico di Val Preone (Udine)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 128(1-2): 80-84, Milano.
- PISA G. (1966) - *Ammoniti ladiniche nell'Alta valle del Tagliamento (Alpi Carniche)*. Giorn. Geol., ser. 2a, 33(2): 618-833.
- PISA G. (1972) - *Geologia dei monti a nord di Forni di Sotto (Carnia Occidentale)*. Giorn. Geol., ser. 2a, 38: 543-688.
- PISA G. (1974) - *Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio Triassica delle Alpi Carniche sud-occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., 13: 35-83.
- PISA G., CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. & SOMMAYLLA E. (1980) - *Middle Triassic magmatism in Southern Alps. A review of general data in the Dolomites*. Riv. It. Paleont. Strat., 85(3/4): 1093-1110.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1979) - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Mem. Soc. Geol. It., 18: 63-92.
- PISA G., MARINELLI M. & VIEL G. (1980) - *Infraraibl Group: a proposal (Southern calcareous Alps, Italy)*. Riv. It. Paleont., 85: 983-1002.
- PISA G., PERRI M.C. & VENERI P. (1980) - *Upper Anisian conodonts from Dont and M. Bivera Formations, Southern Alps (Italy)*. Riv. It. Paleont., 85: 807-828.
- PODDA F. & PONTON M. (1997) - *Evoluzione paleogeografica e paleostrutturale delle Prealpi Carniche settentrionali al passaggio Trias-Giura*. Atti Ticin. Sc. Terra, 39: 269-280, Pavia.
- PONDRILLI M. (1998) - *Evoluzione deformativa del nucleo ercinico carnico centro-orientale*. Tesi di Dottorato, Univ. di Bologna: pp. 178.
- PONDRILLI M. (2001) - *Thermal history of the Carnic Alps (NE Italy-S Austria) using CAI analysis*. Riv. It. Pal. e Strat., 108(3): 369-380.

- PULLÈ G. (1922) - *Le miniere di litantrace del Monte Dobis in Carnia*. La Miniera It., 6: 353-358.
- ROGHI G., MIETTO P. & DALLA VECCHIA F.M. (1995) - *Contribution to the conodont biostratigraphy of the Dolomia di Forni (Upper Triassic, Carnia, NE Italy)*. Mem. Sci. Geol., 47: 125-133.
- ROSS C.A. & ROSS J.R.P. (1988) - *Late Paleozoic transgressive-regressive deposition*. In: C.K. WILGUS, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER (Eds.) "Sea-level changes. An integrated approach". SEPM Spec. Publ. 42: 227-247.
- ROSSI D. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F^o. 011 Marmolada: La Fm. di Werfen*. Serv. Geol. It., 9-10.
- ROSSI P.L. & VAI G.B. (1986) - *New geochemical data on Silesian volcanics (Dimon Fm.) from the Carnic Alps and geodynamic implication*. IGCP Pr. No. 5, Final Meeting, Cagliari 1986. Abstracts, 77.
- SASSI R., ARKAI P., LANTAI C. & VENTURINI C., 1995 - *Location of the boundary between the metamorphic Southalpine basement and the Paleozoic sequences of the Carnic Alps: illite "crystallinity" and vitrinite reflectance data*. Plinius, 14: 280-282.
- SCHÖNLAUB H.P. (1971) - *Palaeo-environmental studies at the Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps*. Mém. BRGM, 73: 367-376.
- SCHÖNLAUB H.P. (1979) - *Das Paläozoikum in Österreich*. Abh Geol. B.-A., 33: 1-124.
- SCHÖNLAUB H.P. (1980) - *Field trip A: Carnic Alps*. In: H.P. SCHÖNLAUB (Ed.) "Guidebook abstracts Second European Conodont Symposium - ECOS II". Abh. Geol. Bundesanst., 35: 5-60.
- SCHÖNLAUB H.P. (1985) - *Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. Exkursion Wolayersee*. Arbeitstag. geol. Bundesanst., 34-69.
- SCHÖNLAUB H.P. (1988) - *The Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps of Austria*. Bull. Br. Mus. nat. Hist., 43: 107-115.
- SCHÖNLAUB H.P. (1997) - *The Silurian of Austria*. In: H.P. SCHÖNLAUB (Ed.) Ber. Geol. B.-A., 40(1): 20-41.
- SCHÖNLAUB H.P. & HEINISCH H. (1994) - *The classic Fossiliferous Paleozoic Units of the Eastern and Southern Alps*. In: H.P. SCHÖNLAUB & H.L. KREUTZER (Eds.) "IUGS Subcommittee on Silurian Stratigraphy - Field Meeting Eastern + Southern Alps, Austria". Ber. Geol. Bundesanst., 30: 6-41.
- SCHÖNLAUB H.P., KLEIN P., MAGARITZ M., RANTITSCH G. & SCHARBERT S. (1991) - *Lower Carboniferous paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy)*. Facies, 25: 91-118.
- SELLI R. (1963) - *Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali*. Giorn. Geol., ser. 2a, 30: 1-121.
- SELLI R. (1964) - *Cenni stratigrafici e tettonici sulle Alpi Carniche e Giulie occidentali*. Boll. Soc. Geol. It., 83(3): 349-363.
- SERPAGLI E. (1967) - *I conodonti dell'Ordoviciano Superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche*. Boll. Soc. Paleont. It., 6: 30-111.
- SIMONETTO L. (2005) - *La geologia e la paleontologia nel Friuli ottocentesco*. In: C. BIANCHINI (a cura di) "Historia Naturalis, Alle radici del Museo Friulano". Museo Friul. St. Nat., Comune di Udine, 85-99.
- SLEJKO D., CARULLI G.B., CARRARO F., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILCETO V., NICOLICH R., REBEZ A., SEMENZA E., ZANFERRARI A. & ZANOLLA C. (1987) - *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. CNR, Gr. Naz. Difesa Terremoti, Rend., 1: 1-82.
- SPALLETTA C. (1983) - *Concordanza stratigrafica tra carbonati, radiolariti e Flysch ercinico nelle Alpi Carniche (Devoniano-Silesiano)*. Mem. Soc. Geol. Ital., 24(1982): 11-21.
- SPALLETTA C. & PERRI M.C. (1998a) - *Givetian conodonts from the Poccis section (Carnic Alps, Italy)*. In: M.C. PERRI & C. SPALLETTA (Eds.) "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". Giorn. Geol., ser. 3a, 60 (Spec. Issue): 184-188.
- SPALLETTA C. & PERRI M.C. (1998b) - *Givetian and Frasnian conodonts from the Pramosio 327 section (Carnic Alps, Italy)*. In: M.C. PERRI & C. SPALLETTA (Eds.) "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". Giorn. Geol., ser. 3a, 60 (Spec. Issue): 190-197.
- SPALLETTA C. & VAI G.B. (1984) - *Upper Devonian intraclast parabreccias interpreted as seismites*. Marine Geol., 55: 133-144.
- SPALLETTA C. & VENTURINI C. (1988) - *Conglomeratic sequences in the Hochwipfel Formation: a new paleogeographic hypothesis on the Hercynian Flysch stage of the Carnic Alps*. Jb. Geol. B.-A., 131(4):

- 637-647.
- SPALLETTA C. & VENTURINI C. (1990) - *Stratigraphic Correlation Form (SCF) of the Paleozoic sequence in the Carnic Alps (Geotraverse B)*. In: F.P. SASSI & A. ZANFERRARI (Eds.) "Pre - Variscan and Variscan events in the Alpine - Mediterranean mountain belts: Stratigraphic Correlation Form". Rend. Soc. Geol. It., 12(1989): 417-421.
- SPALLETTA C., & VENTURINI C. (1994) - *Late Devonian-Early Carboniferous syn-sedimentary tectonic evolution of the Paleocarnic domain (Southern Alps, Italy)*. Giorn. Geol., ser. 3a, 56: 211-222.
- SPALLETTA C, PERRI M.C. & VAI G.B. (1983) - *Pattern of conodont reworking in the Upper Devonian of the Alps: palaeoenvironmental and palaeotectonic implication*. Lethaia, 16(1): 51-66.
- SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C. (1980) - *Il Flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche)*. Mem. Soc. Geol. It., 20 (1979): 243-265.
- SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C. (1982a) - *La Catena Paleocarnica*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (Eds.) "Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale". Guide geol. reg. S.G.I., 281-292, Tecnoprint, Bologna.
- SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C. (1982b) - *Controllo ambientale e stratigrafico delle mineralizzazioni in calcari devono-dinantiani delle Alpi Carniche*. Mem. Soc. Geol. It., 22: 101-110.
- TALAMO R., PAMPALONI M. & GRASSI S. (1978) - *Risultati delle misure di livellazione di alta precisione eseguite dall'istituto Geografico Militare nelle zone del Friuli interessate dalle recenti attività sismiche*. Boll. Geod. Sc. affini, 38(1): 61-75.
- TARAMELLI T. (1869) - *Osservazioni stratigrafiche sulle valli del Degano e della Vinadia*. Ann. Scient. R. Ist. Tecn. Udine, 3: 35-73.
- TARAMELLI T. (1881) - *Carta Geologica del Friuli rilevata negli anni 1867-74. Spiegazione della carta geologica del Friuli (provincia di Udine)*. Tipografia Fusi, Pavia.
- TINTORI A., MUSCIO G. & NARDON S. (1985) - *The Triassic fossil fishes localities in Italy*. Riv. It. Paleont. Strat., 91: 197-210.
- VAI G.B. (1961) - *Rilevamento geologico dei dintorni del Passo Volaja*. Giorn. Geol., ser. 2a, 30: 137-198.
- VAI G.B. (1963) - *Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaja (Alpi Carniche)*. Giorn. Geol., ser. 2a, 30: 137-198.
- VAI G.B. (1971) - *Ordovicien des Alpes Carniques*. Mém. BRGM, 73: 437-450.
- VAI G.B. (1976) - *Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., 13 (1): 7-37.
- VAI G.B. (1979) - *Una palinspastica permiana della Catena Paleocarnica*. Rend. Soc. Geol. It., 1: 25-27.
- VAI G.B. (1980) - *Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps*. Lethaia, 13: 79-91.
- VAI G.B. (1991) - *Palaeozoic strike-slip rift pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm*. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 87: 223-252.
- VAI G.B., FRANCAVILLA F., FERRARI A. & CONTARINI M.T. (1980) - *La sezione del Monte Carnizza (Carbonifero Superiore, Alpi Carniche)*. Mem. Soc. Geol. It., 20: 267-276.
- VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A. (a cura di), (2002) - *Guida alle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, alla pianura friulana e al Carso*. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., pp. 360.
- VAN AMERON H.W.J., FLAJS G. & HUNGER G. (1984) - *Die "Flora der Marinelli-Hütte" (mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien)*. Med. Rijks Geol. Dienst, 37(3): 1-41.
- VAN AMERON H.W.J. & SCHÖNLAUB H.P. (1992) - *Pflanzenfossilien aus dem Karbon von Nötsch und der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen (Österreich)*. Jb. Geol. B.-A., 135(1): 195-216.
- VENTURINI C. (1983) - *Il bacino tardoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): un'evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria*. Mem. Soc. Geol. It., 24 (1982): 23-42.
- VENTURINI C. (1986) - *Permian red beds of the Val Gardena Sandstone in the Carnic Alps*. In: ITALIAN RESEARCH GROUP IGCP Pr. # 203 (Ed.) "Field conference on Permian-Triassic Boundary in the Southalpine segment of the Western Tethys". Excursion Guidebook, 54-65.
- VENTURINI C. (1990a) - *Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali*. Museo Friulano St. Nat., Pubbl. 36: 220 pp., Udine.

- VENTURINI C. (1990b) - *Cinematica neogenico-quadernaria del Sudalpino orientale (settore friulano)*. St. Geol. Camerti, Vol Spec.: 109-116.
- VENTURINI C. (1991a) - *Evoluzione geologica e morfologica del bacino dell'alto But*. In: "Pramosio, Paluzza-Udine". Reg. Aut. Friuli-VG, 69-81.
- VENTURINI C. (1991b) - *Introd0Workshop Proceedings on Tectonics and Stratigraphy of the Pramollo Basin (Carnic Alps)*". Giorn. Geol., 53(1): 13-47.
- VENTURINI C. (1992) - *Il Conglomerato di Osoppo (Prealpi Carniche)*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., 13 (1991), 31-49, Udine.
- VENTURINI C. (2003) - *Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio*. In: G. MUSCIO (a cura di) "Glaciers, Catalogo alla Mostra: L'età dei ghiacci in Friuli: ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni". Comune di Udine, Museo Friulano St. Nat., 23-106.
- VENTURINI C. (2006) - *Evoluzione geologica delle Alpi Carniche*. Museo Friulano St. Nat., Pubbl. 48: 210 pp., Udine.
- VENTURINI C. & CARULLI G.B. (2002) - *Nealpine structural evolution of the Carnic Alps central core (M. Amariana, M. Plauris and M. San Simeone)*. Atti dell'80ª riunione estiva Soc. Geol. Ital., Mem. Soc. Geol. It., 57, 273-281.
- VENTURINI C. & DELZOTTO S. (1993) - *Evoluzione deformativa delle Alpi Carniche centro-occidentali: paleotettonica e tettonica nealpina*. St. Geol. Camerti, Vol. Spec. CROP 1/1A (1992/2): 261-270.
- VENTURINI C., DISCENZA K. & GARUTI D. (2004) - *The drafting project of a composite geosite: the Sutrio palaeolake (Carnic Alps)*. In: G. PASQUARÈ & C. VENTURINI (Eds.) "Geological mapping in Italy: examples from different crustal levels". Apat, 297-306, Roma.
- VENTURINI C., PONDRELLI M., FONTANA C., DELZOTTO S. & DISCENZA K. (2001-2002) - *Carta geologica delle Alpi Carniche, alla scala 1:25.000, Foglio occidentale (Sappada-M. Dimon), Foglio orientale (M. Tersadja-Ugovizza) - Geologic map of the Carnic Alps (Eastern Sheet), 990 km², S.E.L.CA. Firenze.*
- VENTURINI C. & SPALLETTA C. (1998) - *Remarks on the Palaeozoic stratigraphy and the Hercynian tectonics of the Palaeocarnic Chain (Southern Alps)*. In: M.C. PERRI & C. SPALLETTA (Eds.), "ECOS VII - Seventh international conodont Symposium held in Europe. Southern Alps field Trip Guidebook, June 27-July 2, 1998". Giorn. Geol., 60 (Spec. Issue): 69-88.
- VIEL G. (1979a) - *Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area dolomitico cadorina (Alpi Meridionali), I parte*. Riv. Ital. Paleont., 85(1): 85-125.
- VIEL G. (1979b) - *Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area dolomitico-cadorina (Alpi Meridionali), II parte*. Riv. Ital. Paleont., 85(2): 297-352.
- VINK B.W. (1968) - *Geological Map of Eastern Cadore and Western Carnia, Prov. of Belluno and Udine (N.E. Italy)*, scala 1:50.000.
- WALLISER O.H. (1964) - *Conodonten des Silurs*. Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 41: pp. 106.
- WILD R. (1984) - *A new Pterosaur (Reptilia-Pterosauria) from the Upper Triassic (Norian) of Friuli, Italy*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., 5(1983): 45-62.
- YUGAN J., WARDLAW B.R., GLENISTER B.F. & KOTLYAR G.V. (1997) - *Permian chronostratigraphic subdivisions. Episodes*, 20(1): 10-15.
- ZAMBELLI R. (1990) - *Note sui Pholidophoriformes: VII contributo Eupholidophorus forojuliensis n.g., n.sp.* Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., 11: 63-76, Udine.
- ZENARI S. (1929) - *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 24, Maniago, scala 1:100.000*. Uff. Idrogr. Magistr. Acque Venezia, Firenze.
- ZIEGLER A.M., HULVER M.L., LOTTES A.L. & SCHMACHTEMBERG W.F. (1984) - *Uniformitarianism and paleoclimates: Interferences from the distribution of carbonates rocks*. In: P.J. BRENCHELEY (Ed.) "Fossil and Climate", 3-25.
- ZIEGLER W., SANDBERG C.A. & AUSTIN R. L. (1974) - *Revision of Bispathodus group (Conodonta) in the Upper Devonian and Lower Carboniferous*. Geologica et Palaeont., 8: 97-112.
- ZUCCHINI R. (1998) - *Miniere e mineralizzazioni nella provincia di Udine. Aspetti storici e mineralogici*. Museo Friulano St. Nat., Pubbl. n. 40: pp.148.