



PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

SCALA 1:50'000

F. 063-BELLUNO

BELLUNO

| | | |
|-----------------------------------|---------------------------|------------------|
| 045 S. Martino di Castrozza | 046 Longarone | 047 Claut |
| 062 Feltre | 063 BELLUNO | 064 Aviano |
| 083 M. Grappa | 084 Vittorio Veneto | 085 Pordenone |

PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
alla scala 1:50.000

NOTE ILLUSTRATIVE

del

F° 063

BELLUNO

V. Costa, C. Doglioni, P. Grandesso,
D. Masetti, G.B. Pellegrini, E. Tracanella

S. Donato Mil.se 1992

INDICE

| | |
|---|--------|
| 1 — INTRODUZIONE (E. Tracanella) | Pag. 3 |
| 2 — DESCRIZIONE STRUTTURALE-TETTONICA (V. Costa - C. Doglioni) | » 4 |
| 3 — STRATIGRAFIA (D. Masetti, P. Grandesso, G.B. Pellegrini) | » 20 |
| — 36 Dolomia Principale | » 20 |
| — Inquadramento Paleogeografico e Paleostrutturale delle Formazioni Giurassiche e Cretaciche | » 20 |
| — 35 Calcari Grigi | » 21 |
| — 34 Formazione di Soverzene | » 25 |
| — 33 Formazione di Igne | » 26 |
| — 32 Calcare del Vaiont | » 27 |
| — 31 Rosso Ammonitico - Formazione di Fonzaso | » 28 |
| — 30 Biancone | » 30 |
| — 29 Calcare del Fadalto | » 32 |
| — 28 Formazione di Cugnan e Scaglia Rossa | » 33 |
| — 27 Marna della Vena d'Oro e Scaglia Cinerea | » 35 |
| — 25-26 Flysch di Belluno | » 36 |
| — 24 Siltite di Curzoi | » 37 |
| — 22 Arenaria Glauconitica di Belluno | » 38 |
| — 23 Calcarenite dell'Alpago | » 41 |
| — 21 Siltite di Bastia | » 41 |
| — 20 Calcarenite di Castelcuoco | » 42 |
| — 19 Arenaria di Libano, Siltite di Casoni, Arenaria di Orzes | » 43 |
| — 18 Marna di Bolago | » 45 |
| — 17 Arenarie di S. Gregorio | » 45 |
| — 16 Marna di Monfumo | » 46 |
| — 15 Formazione del M. Baldo | » 46 |
| — 14 Marna di Tarzo | » 47 |
| — 13 Arenaria di Vittorio Veneto | » 47 |
| — 12-11 - Conglomerato del Montello | » 48 |
| — 10 Conglomerato della Valle del Piave e delle valli secondarie — 9 Depositi glaciali di ablazione e di fondo | » 49 |
| — 8 Depositi detritici di grandi frane mobilizzate dal ghiacciaio | » 53 |
| — 7 Depositi dei torrenti locali della fase cataglaciale | » 56 |
| — 6 Depositi fluviali e fluvio-glaciali | » 56 |
| — 5 Depositi fluviali postglaciali | » 57 |
| — 4 Depositi palustri e torbiere | » 58 |
| — 3 Accumuli detritici delle frane principali | » 58 |
| — 2 Depositi fluviali dei corsi d'acqua attuali | » 58 |
| — 1 Detrito di falda | » 58 |
| 4 — MORFOLOGIA (G.B. Pellegrini) | » 61 |
| 5 — IDROGEOLOGIA (E. Tracanella) | » 63 |
| 6 — DISSESTABILITÀ (E. Tracanella) | » 66 |
| 7 — ATTIVITÀ ESTRATTIVE (E. Tracanella) | » 68 |
| 8 — BIBLIOGRAFIA | » 69 |

I — INTRODUZIONE

(E. Tracanella)

Il Foglio Geologico 063 - Belluno, in scala 1:50.000, comprende il Vallone Bellunese, parte delle Prealpi e delle Alpi Orientali e ricade interamente nel Foglio 23 - Belluno in scala 1:100.000.

Geologicamente l'area si presenta particolarmente interessante sia dal punto di vista stratigrafico in quanto rappresenta l'evoluzione del Bacino di Belluno e delle Piattaforme Trentina e Friulana, sia dal punto di vista strutturale perché caratterizzata dagli eventi tettonici che durante l'Orogenesi Alpina hanno interessato il bordo meridionale del Sudalpino.

La carta geologica in scala 1:100.000 F° 23 Belluno, edita nel 1941 dal Magistrato alle Acque di Venezia è servita come riferimento per i rilievi condotti nel bellunese dall'AGIP S.p.A. tra il 1977 ed il 1987. Questi rilievi, unitamente a dati geofisici, di laboratorio e di sottosuolo (pozzi Belluno 1 e Sedico 1) messi a disposizione dall'AGIP, hanno costituito la base per la realizzazione della nuova carta geologica che presenta numerose innovazioni in particolare per quanto riguarda la tettonica e la stratigrafia.

Il rilievo di campagna è stato eseguito su tavolette I.G.M. e quindi tutta la documentazione cartografica di riferimento è in scala 1:25.000.

Il presente Foglio comprende rilievi e studi particolareggiati eseguiti da docenti delle Università di Padova e Ferrara che, unitamente a docenti dell'Università di Milano, hanno collaborato con i geologi dell'AGIP S.p.A.

La stampa del Foglio, presso l'Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, è stata curata dai cartografi: G. Monticelli e C. Moretti.

Allestimento grafico delle Note Illustrative a cura di V. Pannuti (Servizio Geologico d'Italia)

II - DESCRIZIONE STRUTTURALE-TETTONICA

(V. Costa, C. Doglioni)

Il foglio Belluno è situato nella parte centro-orientale delle Alpi Meridionali (Fig. 2.1) che sono notoriamente un margine passivo mesozoico collisionato in età alpina (Fig. 2.2). Questa evoluzione strutturale è registrata molto bene anche nel foglio Belluno, localizzato in gran parte proprio all'interno dell'omonimo Bacino di Belluno (BOSELLINI et al. 1981), struttura interposta tra la Piattaforma Trentina a NW e la Piattaforma Friulana ad E, elementi strutturali a direzione meridiana attivi durante le fasi tensionali mesozoiche (Fig. 2.3). Le strutture distensive mesozoiche sono state importanti geometrie ereditate dalla collisione alpina tra Promontorio Africano ed Europa, la quale ha deformato, innalzato e trasposto verso sud il vecchio margine continentale passivo. Questa eredità è particolarmente visibile nell'angolo sud-est del foglio dove il fascio di faglie inverse Revine-Fadalto-Cadola a direzione decrescente da N 60° E a N 0° costituiscono la rampa obliqua e laterale del sovrascorrimento di Bassano-Vittorio Veneto a direzione N 60°-70° E che si sviluppa a sud ovest fuori del foglio: la transpressione suddetta si è manifestata proprio al margine tra il Bacino di Belluno (area del Visentin-Nevegal) e la Piattaforma Friulana (area del Cansiglio), Figure 2.4 e 2.5. Quindi la geometria attualmente visibile è il frutto dell'interazione tra l'architettura mesozoica (faglie distensive circa N-S nella zona del Fadalto, corpi di piattaforma carbonatica più competenti progradanti verso ovest dalla Piattaforma Friulana sui sedimenti bacinali) e la compressione alpina con traiettoria di stress massimo neogenico N 25° W (DOGLIONI 1988).

L'area del foglio Belluno ha costituito nel Paleogene l'avanfossa della catena dinarica (DOGLIONI & BOSELLINI 1987) i cui sovrascorimenti e pieghe a direzione N 0°-40° W si fanno via via più intensi verso est in Friuli, ed interessano solo molto blandamente il margine est del foglio.

La transpressione sinistra lungo la valle del Fadalto è riconoscibile anche dall'anticlinale del Monte Grappa (fuori foglio) il cui asse a direzione N 70°-60° E devia gradualmente verso nord nella zona dei monti Agnellezze, Visentin e Pascolet, a riprova di un trascinamento sinistro della struttura. La transpressione è altresì evidente dalle sezioni attraverso il Col delle Poiate, il Col Visentin, Col Toront e Malghe di Pezza, dove il sovrascorrimento di Bassano-Vittorio Veneto e l'anticlinale da rampa connessa (M. Grappa), costituenti le strutture frontali della pianura veneta (a sud-ovest e fuori del foglio Belluno 1:50.000) sfumano passando in rampe oblique e poi laterali a nord, evidenziate queste ultime da tipiche strutture a fiore con una direzione N 0°-20° E congruente con uno stress massi mo orizzontale N 25° W (Fig. 2.6).

La struttura dell'area in esame è in larga parte legata alle geometrie suddette: si osservi per esempio la forma svasata della Sinclinale di Belluno che è geneticamente connessa alla geometria ondulata del piano di movimento del sovrascorrimento di Bassano-Vittorio Veneto che passa in profondità, immergendosi verso nord, al di sotto del foglio. La Sinclinale di Belluno termina infatti sul fianco della struttura a fiore sinistra che va appunto dal M. Agnellezze a Ponte nelle Alpi. Il fianco sud della Sinclinale di Belluno costituisce il fianco posteriore dell'anticlinale da rampa del M. Grappa, struttura come detto in gran parte fuori del foglio, ma che pur tuttavia ne

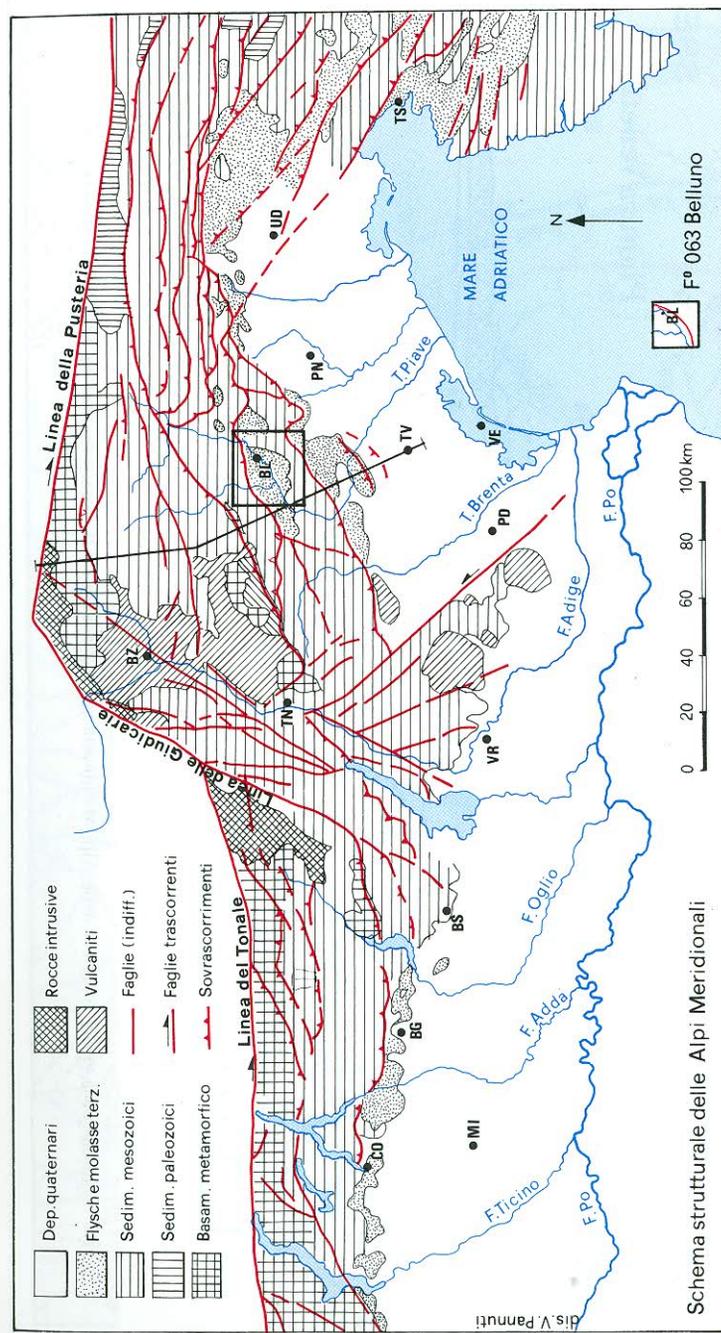


Fig. 2.1 - Schema dei lineamenti tettonici principali delle Alpi Meridionali e localizzazione del F.° Belluno 1:50.000 al loro interno. Tratto da Castellarin (1981) e dall'interpretazione di immagini da satellite.

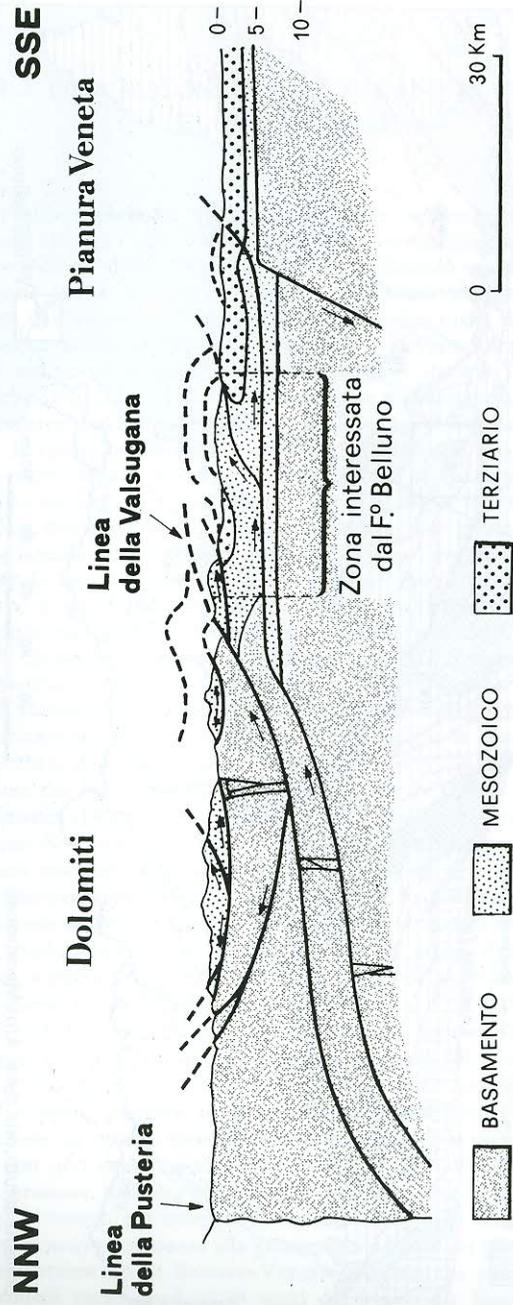


Fig. 2.2 - Sezione della crosta superiore delle Alpi Meridionali centro-orientali tra la linea della Pusteria a nord e la Pianura Veneta a sud.

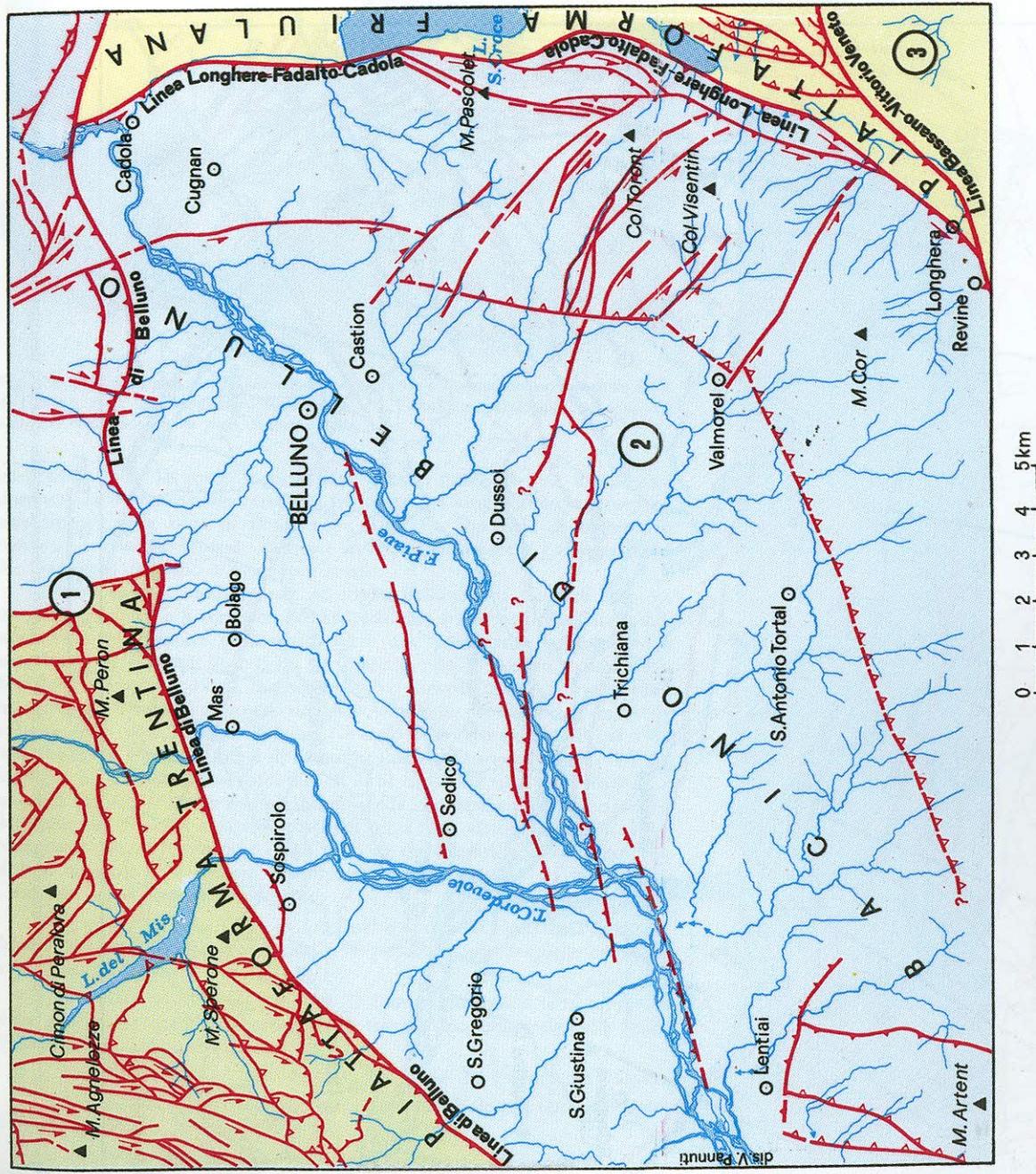


Fig. 2.3 - Principali ambienti paleostrutturali e paleogeografici mesozoici caratterizzanti il F.º Belluno. L'area è suddivisibile inoltre in tre settori principali separati dalla Linea di Belluno e dalla Linea di Bassano-Vittorio Veneto, entrambi sovraccorrimenti sud-vergenti.

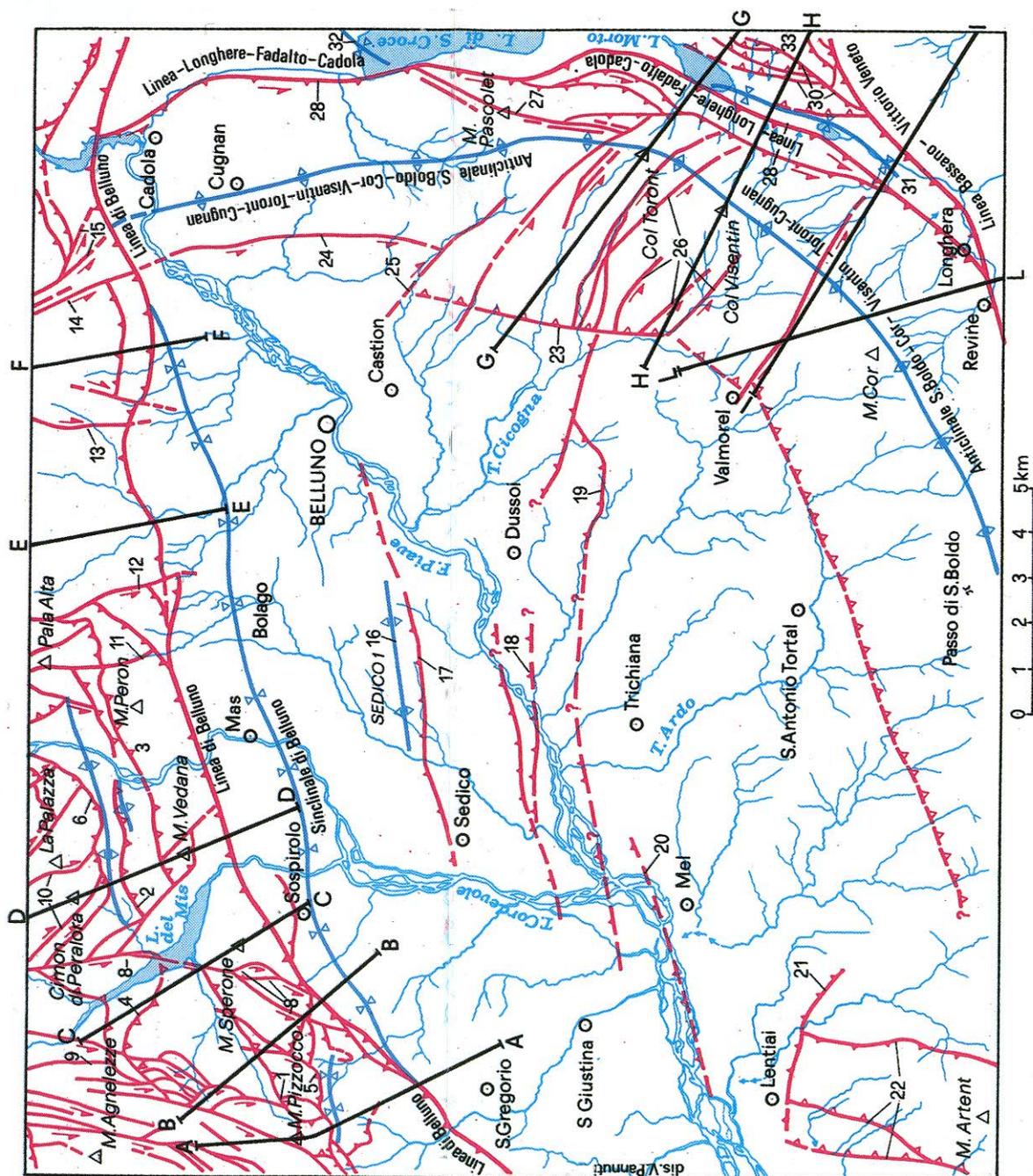


Fig. 2.4 - Elementi tettonici principali del F. Belluno 1:50.000; i numeri si riferiscono alle strutture descritte nel testo e le lettere alle sezioni geologiche delle figure 6 e 7.

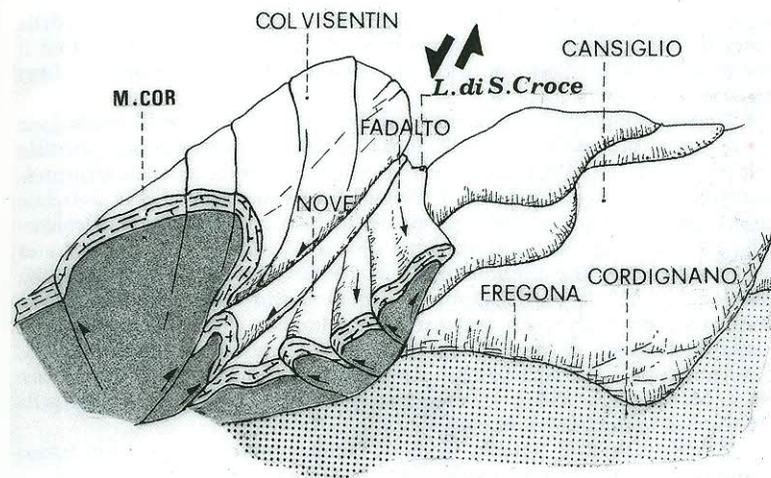


Fig. 2.5 - Modellizzazione tridimensionale della fascia transpressiva sinistra della Valle di Fadalto dove una struttura a fiore positiva è l'elemento principale che tende ad esaurirsi verso nord nella zona di Ponte delle Alpi.

costituisce tutta la parte meridionale: questa anticlinale va man mano decrescendo di dimensione verso est, fino a morire lungo la fascia transpressiva sinistra nella zona di Ponte nelle Alpi. La Sinclinale di Belluno di converso si espande andando da ovest ad est, proprio perché l'anticlinale del M. Grappa si fa mano a mano più sottile.

Altro elemento fondamentale del foglio Belluno è la Linea di Belluno, un sovrascorrimento S-vergente. Le caratteristiche di questo sovrascorrimento sono state interpretate utilizzando, oltre alle conoscenze geologiche di superficie, gli elementi forniti da un limitato rilievo sismico e dal pozzo Belluno 1 (MARTINIS, 1966). Il rilievo sismico consiste in soli 17 km di linee registrati con il sistema analogico nel 1959 nella Valle del Piave da Longarone a Ponte nelle Alpi. Il pozzo Belluno 1 è stato perforato dall'AGIP nel 1960 nella Valle del Piave nei pressi di Fortogna (appena fuori dell'angolo NE del foglio) e ha raggiunto la profondità di 2614 m (-2202 da livello mare). La quantità dei dati è scarsa e la qualità è quella che permetteva la tecnologia del 1960; per il pozzo mancano quasi del tutto i log elettrici ed il dipmeter. Nonostante queste limitazioni i dati sono da considerarsi molto importanti. Il loro riesame e la recente reinterpretazione ha portato ad individuare i seguenti piani di sovrascorrimento:

- 1) a 1120 m circa (-708 da l.m.) nel corpo della Dolomia Principale, dove si osserva una variazione brusca di pendenza, rilevata dalle carote di fondo, da 30°-35° a 7°-8°;
- 2) a 1725 m (-1313 da l.m.) con Dolomia Principale a tetto e Formazione di Fonzaso e Rosso Ammonitico a letto (piano principale della Linea di Belluno);
- 3) a 2090 m circa (-1680 da l.m.) nel corpo del Calcare del Vaiont;
- 4) a 2490 m (-1978 da l.m.) con Calcare del Vaiont a tetto e Formazione di Fonzaso e Rosso Ammonitico a letto.

La Linea di Belluno ha a tetto una anticlinale da rampa (fig. 2.7) molto rilevata ed aumenta di rigetto gradualmente verso est. A letto la Sinclinale di Belluno presenta due «out-of-syncline thrust», o sovrascorrimenti della sinclinale esterna (sovrascorrimenti di Sedico e di S. Giustina), posizionati secondo le regole dei sovrascorrimenti nel fianco meridionale

della sinclinale al piede della Linea di Belluno. Nell'anticlinale a tetto della Linea di Belluno è preservato il margine tra la Piattaforma Trentina ed il Bacino di Belluno ad est (zona dell'alto corso del Torrente Gresal, MASETTI & BIANCHIN 1987).

Questa geometria ereditata è probabilmente la causa dell'ondulazione assiale dell'anticlinale a tetto della Linea di Belluno (prosecuzione orientale dell'Anticlinale del M. Coppolo) nella zona del M. Serva; la locale transpressione destra a tetto della Linea di Belluno ad ovest del M. Serva potrebbe essere appunto dovuta all'intersezione del sovrascorrimento con il paleomargine giurassico tra sedimenti di piattaforma a W e di bacino a E. La Linea di Belluno che ha una direzione media N 70°-80° E tende a flettersi con una direzione N 45° E tra Sospirolo e San Gregorio nelle Alpi nella parte occidentale del foglio: ciò necessariamente implica che in questa parte la Linea di Belluno si trovi in rampa obliqua, con transpressione sinistra, peraltro riconoscibile anche a tetto del sovrascorrimento tra il M. Agnellezze ed il M. Sperone; ciò è ancora probabilmente dovuto ad eredità nella struttura e stratigrafia mesozoica dell'area.

L'anticlinale a tetto della Linea di Belluno presenta spesso nel fianco posteriore a nord dei retroscorrimenti, descritti più avanti in dettaglio.

Per un esame dettagliato dell'assetto strutturale l'area può essere suddivisa in tre settori:

1) Il tetto della Linea di Belluno, con preservato il margine tra Piattaforma Trentina e Bacino di Belluno all'interno dell'anticlinale del M. Coppolo.

2) Tutta la fascia che comprende il letto della Linea di Belluno ed il tetto della Linea di Bassano-Vittorio Veneto, di cui fanno parte la Sinclinale di Belluno, l'Anticlinale del M. Grappa-M. Agnellezze-Ponte nelle Alpi, tutte strutture in gran parte poste nel Bacino di Belluno mesozoico.

3) Il letto della Linea di Bassano-Vittorio Veneto caratterizzato dal fascio di linee transpressive sinistre Revine-Fadalto-Cadola e costituito dalla Piattaforma Friulana e dai terreni terziari di Serravalle-Vittorio-Veneto.

L'assetto strutturale odierno è dunque fortemente influenzato dalle geometrie sviluppatesi durante le fasi tensionali mesozoiche (particolarmente triassiche e giurassiche). In sezioni N-S l'area presenta un raccorciamento conservativo di 10 km per la Linea di Belluno (Fig. 2.8); prendendo in considerazione anche la Linea di Bassano-Vittorio Veneto il raccorciamento conservativo totale può arrivare anche ad oltre 25 km.

La sismicità dell'area è tutt'ora elevata (SLEJKO et al. 1987), con meccanismi focali che rispecchiano il significato tettonico delle strutture affioranti.

SETTORE 1

Il settore 1 è costituito da una complessa anticlinale variamente fagliata, coinvolgente formazioni prevalentemente carbonatiche del Mesozoico, sovrascorse sui terreni terziari costituenti la Sinclinale del Vallone Bellunese.

L'anticlinale è la prosecuzione verso E dell'Anticlinale del M. Coppolo e si trova a tetto della Linea di Belluno. Il settore 1 è limitato a N dalla Linea della Valsugana (fuori foglio) e a S dalla Linea di Belluno. La Valle del Mis, la bassa Valle del Cordevole e la Valle del Piave a monte di Ponte nelle Alpi sono profonde incisioni che tagliano trasversalmente questo settore sovrascorrendo delle importanti sezioni naturali, ma interessano una parte troppo superficiale e quindi non danno elementi riguardo alla profondità e all'andamento del piano di sovrascorrimento. L'interpretazione dei dati di superficie suggerisce che lo scollamento principale della Linea di Belluno sia avvenuto a livello di formazioni incompetenti quali potrebbero essere gli Strati di Raibl o la Formazione di S. Cassiano. Il

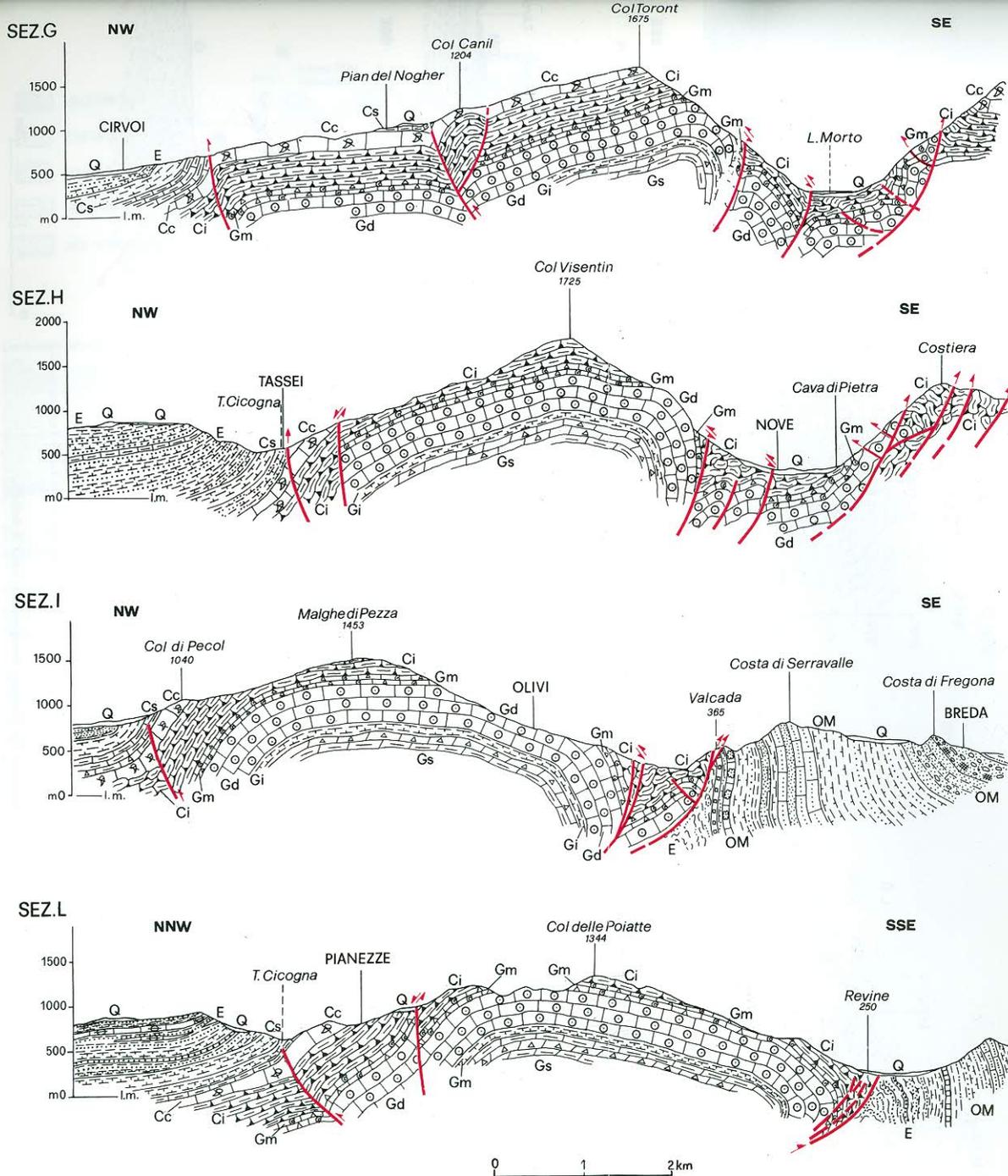


Fig. 2.6 - Sezioni geologiche trasversali alla Linea di Bassano-Vittorio Veneto (si veda fig. 4 per il riferimento) nella zona di transizione da rampa frontale (sezione L) a obliqua (sezioni I e H) a laterale (sezione G) dove è ormai evidente la geometria a fiore dovuta alla transpressione sinistra. La Linea Bassano-Vittorio Veneto cambia dunque significato nella sua terminazione orientale e viene altresì chiamata Linea Longhere-Fadalto-Cadola.

Q: Coperture quaternarie; OM: Molasse oligo mioceniche; E: Flysch di Belluno; Cs: Scaglia; Cc: Calcari del Fadalto; Ci: Biancone F.ne di Sochër; Gm: F.ne di Fonzaso Rosso Ammonitico; Gd: Calcare del Vajont; Gi: F.ne di Igne; Gs: F.ne di Soverzene.

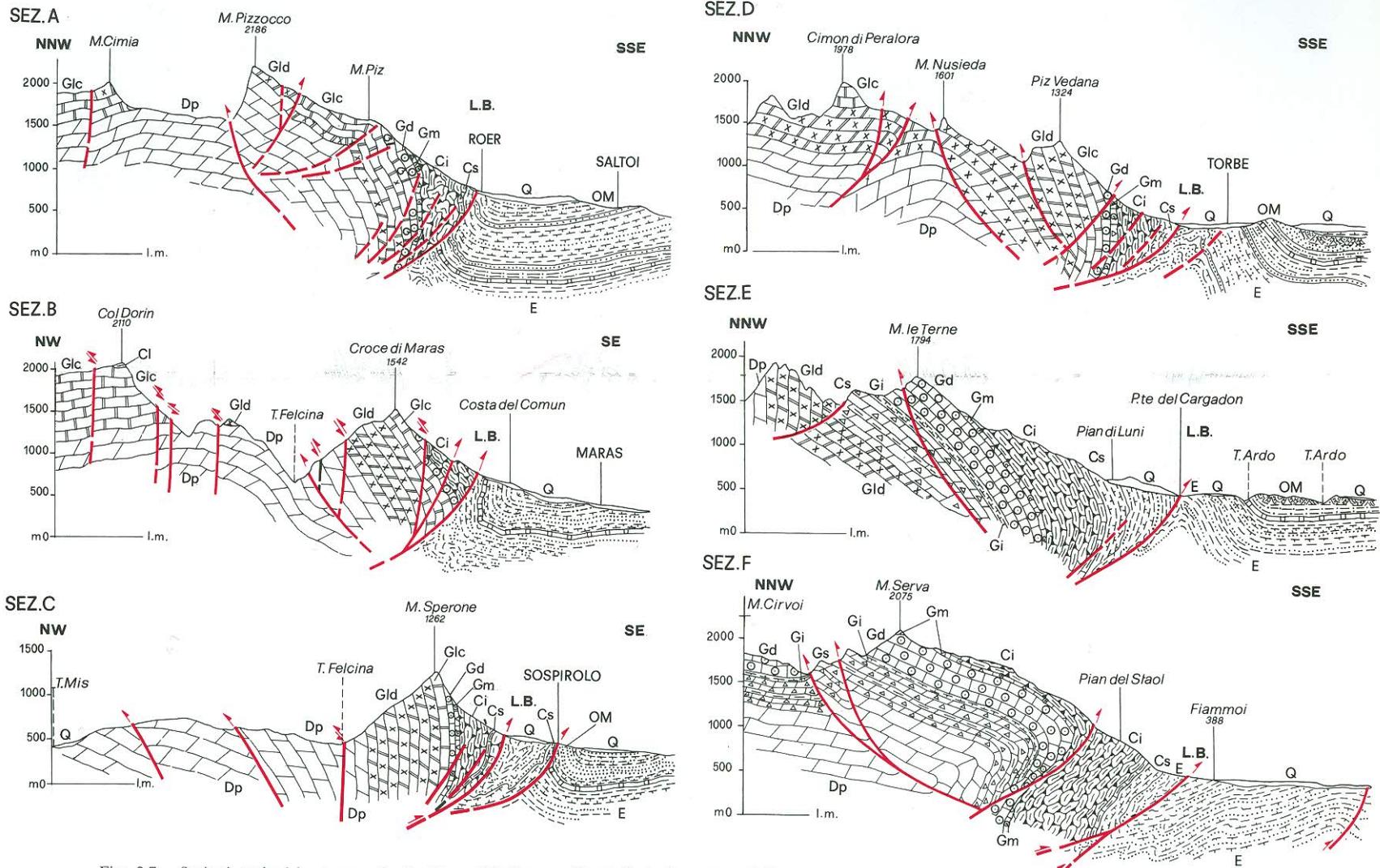


Fig. 2.7 - Sezioni geologiche trasversali alla Linea di Belluno e all'anticlinale da rampa relativa.

Q: Coperture quaternarie; OM: Molasse oligo mioceniche; E: Flysch di Belluno; Cs: Scaglia; Ci: Biancone F.ne di Socchèr; Gm: F.ne di Fonzaso Rosso Ammonitico; Gd: Calcare del Vaiont;

Gi: F.ne di Igne; Gs: F.ne di Soverzene; Glc: Calcarei Grigi; Gld: Calcarei Grigi dolomitizzati; Dp: Dolomia Principale; L.B.: Linea di Belluno.

0 1 2 km

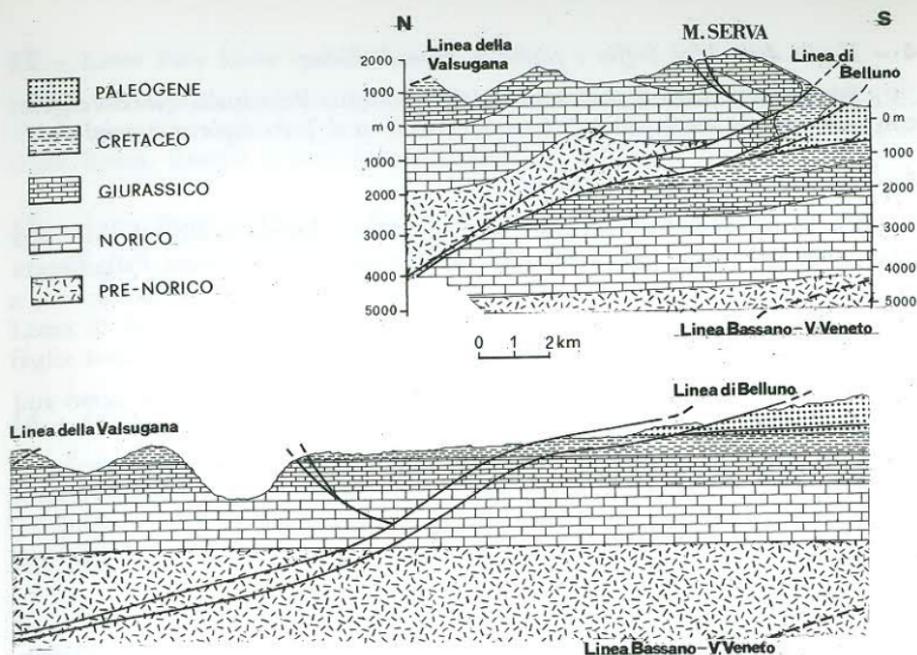


Fig. 2.8 - Sezione bilanciata e retrodeformata della sezione F secante la Linea di Belluno a NNE di Belluno.

fronte di questo settore corrisponde alla fascia di montagne che bordano il fianco settentrionale del Vallone Bellunese e continua verso oriente col fianco N della conca dell'Alpago.

L'anticlinale a tetto della Linea di Belluno si presenta asimmetrica e con un caratteristico retroscorrimento continuo lungo tutto il fianco settentrionale. Il fianco S presenta in genere giacitura verticale, talora rovesciata e nelle formazioni post-liassiche frequenti mesopieghie chevron dovute al taglio semplice in prossimità della Linea di Belluno, operato su formazioni a strati sottili e ad interstrati argillosi che facilitano lo scivolamento flessurale. La Linea di Belluno non è ben affiorante in quanto spesso mascherata da abbondanti coperture detritiche.

A tetto della Linea di Belluno affiorano i terreni più antichi tra quelli presenti nell'ambito del foglio, quali la Dolomia Principale del Norico e le formazioni liassiche.

Dalla trama di elementi strutturali che caratterizzano la tettonica del Settore 1 si evidenziano qui di seguito i più significativi. Il numero progressivo li identifica sullo schema tettonico (Fig. 2.4).

1 - Retroscorrimento della V. Falcina

Faglia inversa con vergenza verso Nord; piano molto inclinato talora coincidente con la stratificazione (Sez. B Fig. 2.7). È interrotta da una trascorrenza nella zona di confluenza della Val Falcina nella Valle del Mis.

2 - Retroscorrimento F.lla dei Pizzet-Case Salet-Col di Frare-Val Greva

Faglia Nord-vergente con piano molto inclinato (45° - 60°). Ad Ovest è interrotta da una trascorrenza destrorsa; ad oriente si interrompe con la linea del Gresal. Il piano di faglia è molto evidente specie nella zona della F.lla dei Pizzet ed ha a tetto, nella zona di Costa Maioler, un'anticlinale chiusa con a nucleo la Dolomia Principale.

3 - Retroscorrimento della Val Carpenada-Val di Vido-Val Madonnetta

Struttura Nord-vergente parallela a quella descritta sopra, distante da questa solo poche centinaia di metri e di limitato rigetto.

Il piano è molto inclinato (60° - 80°) e spesso coincide con la stratificazione.

4 – *Faglie della Val Soffia e faglia di Pian di Colaz*

Sono faglie inverse nell'ambito della Dolomia Principale, Nord-vergenti con una grande evidenza sul terreno anche se il loro rigetto è modesto.

5 – *Faglia M. Pizzocco-M. Fornel*

Faglia inversa Sud-vergente con modesto rigetto collegata con una piega sinclinale asimmetrica con asse W-E passante per Casera Palia-Casera Campo.

6 – *Faglia Peralora-Val della Mussa-Col dei Rondo*

Sovrascorrimento Sud-vergente di discreta entità che sposta verso sud una porzione rilevante dei Monti del Sole.

7 – *Faglia dei Fortin, Faglia di S. Andrea e Faglia del Passo del Fogher* (Destra e Sinistra Piave a Nord di Ponte nelle Alpi vicino a Cima i Prà)

Serie di faglie e sovrascorrimenti paralleli alla Linea di Belluno che formano una struttura embricata.

8 – *Linea Val Soffia-Col di Foia-Valle delle Pelade* (con diramazioni nella zona a Sud nella Valle del Dof e Valle Pezzericola)

Si tratta di una trascorrente sinistra con direzione N-S (N 20°-30° E a S) di notevole importanza in quanto divide il Settore 1 in due zone aventi strutture e trend tettonici differenti evidenziati sullo schema tettonico di Fig. 4.

Va inoltre rilevato come nella zona di collegamento con la Linea di Belluno avvenga un notevole cambio di direzione della linea stessa: da N 40° E fino nei pressi di Sospirolo a N 75° E da qui fino a Pascoli a Nord di Belluno. In profondità questa linea di trascorrenza dovrebbe esaurirsi sul piano di sovrascorrimento principale senza interessare altre unità tettoniche.

9 – *Linea della Valle Brenton-La Gusela-Cime di Picola*

È un sistema di trascorrenze sinistre parallele a quelle descritte precedentemente ma di minore importanza. Strutture compressive locali si possono osservare nella zona di Spigol Sec, dove ci sono influenze ed interazioni con la faglia di Pian di Colaz e nella zona de La Gusela e Cime di Picola.

Un sistema di fratture e faglie trascorrenti molto evidenti sul terreno, ma con modesti rigetti interessano la zona dei Piani Eterni (M. Agnellezze-Le Pelse-Cimia) con direzione NNE-SSW.

10 – *Trascorrenze dei Monti del Sole*

Sono una serie di trascorrenze destre che caratterizzano con i loro trend NW-SE la zona dei Monti del Sole dalla Valle Soffia alla Val Cordevole. Si raccordano con il sovrascorrimento Peralora-Valle della Mussa-Col dei Rondo (vedi 6). La più esterna, ad occidente, interrompe la faglia di F.lla dei Pizzet (vedi 2) e della Val Carpenada (vedi 3).

11 – *Linea Pala Alta-Gresal*

Questa linea corrisponde ad una paleofaglia di età liassica che separava la Piattaforma Trentina dal Bacino di Belluno (MASETTI e BIANCHIN 1987). Questa linea di debolezza è stata ereditata e riattivata durante la fase tettonica nealpina. Sono evidenti le interruzioni, contro questa linea, di vari elementi strutturali, indicando che essa si è comportata come piano di trasferimento nelle più recenti deformazioni.

12 – *Linea Pala Bassa-Val Medone*

È un'importante linea di trascorrenza sinistra di direzione NNW-SSE che ha rigettato anche la Linea di Belluno come è documentato nella zona di Colle Roaia, Pascoli e Sant'Antonio (Nord di Tisoi).

13 – *Linea Bocca del Rospo-Ponte del Gargadon*

Faglia trascorrente destra di direzione N-S ben evidente sul terreno e con un discreto rigetto che si va attenuando verso Sud in prossimità della Linea di Belluno. Una vicariante di questa linea può essere considerata la faglia trascorrente parallela distante qualche centinaio di metri, ad Est.

14 – *Linea di Rio Secco*

Importante trascorrente sinistra di direzione NNW-SSE con notevole sviluppo verso Nord. L'allineamento con la faglia trascorrente della Vena d'Oro suggerirebbe che possa interessare anche i terreni del Settore 2, ma non pare dislocare la Linea di Belluno.

15 – *Linee Cime Scalet-Polpet*

Trascorrenti sinistre collegate con la linea di Rio Secco che suddividono e differenziano alcune porzioni del fronte del sovrascorrimento della Linea di Belluno.

SETTORE 2

Il Settore 2 occupa la porzione più rilevante del Foglio 063-BELLUNO ed è compreso tra la Linea di Belluno a Nord e la Linea di Bassano Valdobbiadene-Vittorio Veneto a Sud-Est. Oltre ai dati della geologia di superficie esiste un limitato rilievo sismico e un pozzo, il Sedico 1. Il rilievo sismico consiste in alcune linee registrate nel 1959 naturalmente con il sistema analogico e ubicato nella zona di S. Gregorio-Lentiai e Sedico-Belluno-Nevegal. I dati ricavabili sono scarsi ma confortano in buona misura il modello e le ipotesi adottate per la costruzione delle sezioni geologiche allegate alla carta. Anche per quanto riguarda la profondità del piano di sovrascorrimento della linea Bassano-Vittorio Veneto (che passa in profondità sotto il settore) ci sono elementi per ritenerlo, nella zona di Belluno-Sedico-Lentiai a -3500, -3800 m.

Il pozzo Sedico 1 è stato perforato dall'AGIP nel 1961, ha raggiunto la profondità di 2997 m nella Formazione Calcarea del Vaiont senza attraversare il piano di sovrascorrimento e senza fornire grossi contributi per la soluzione dei problemi riguardanti l'assetto tettonico. Lo scollamento di questo settore deve essersi prodotto a livello di formazioni poco competenti situate al di sotto della Dolomia Principale, analogamente a quanto avvenuto per il Settore 1.

Questo sovrascorrimento è forse più recente in quanto più esterno nel sistema di accavallamento delle Alpi Meridionali. Le strutture tettoniche sono anche meno «evolute» ma sostanzialmente analoghe a quelle analizzate nel settore precedente. Le unità stratigrafiche coinvolte non hanno variazioni di facies significative in quest'ambito.

L'erosione in questo settore è in uno stadio poco avanzato; le incisioni trasversali alle strutture sono poco pronunciate. La più profonda è quella della Valle di Tovenà-Passo S. Boldo che comunque non mette a nudo la base dei Calcari del Vaiont.

La struttura del fronte ha una variazione evidente nella zona ad oriente di Revine, dovuta all'influenza della transpressione sinistra delle strutture tettoniche della Valle del Meschio-Fadalto-bordo dell'Altopiano del Cansiglio

che sono esaminate in seguito. Nella stessa zona cambia anche la direzione del sovrascorrimento (da N 70° E a N 50° E a N).

Gli elementi strutturali principali del Settore 2 sono:

- Sinclinale di Belluno;
- Anticlinale S. Boldo-Col Visentin-Cugnan.

La Sinclinale di Belluno

Si tratta di una ampia sinclinale asimmetrica con asse situato a letto della Linea di Belluno in parte sepolto nell'area di S. Gregorio e di Ponte nelle Alpi, dai terreni sovrascorsi tramite la Linea di Belluno. Il nucleo della sinclinale è costituito da terreni miocenici il più recente dei quali è la Marna di Monfumo (Langhiano). A parte gli affioramenti oligo-miocenici del nucleo, la sinclinale è in gran parte costituita da flysch eocenico. Il fianco settentrionale è in genere molto più inclinato, talora rovesciato. È spesso problematica l'individuazione delle faglie ed ancor più difficile la valutazione del rigetto nell'ambito dei piani di scollamento all'interno del flysch data la sua incompetenza e la carenza o assenza di livelli caratteristici. È inoltre difficile provare la continuità e l'estensione dei fenomeni per la facilità con cui questa formazione viene coperta dalla vegetazione nonché per le estese coperture fluvioglaciali e alluvionali.

Tra gli elementi strutturali minori si segnalano:

16 - Anticlinale di Bes

Tra i vari piegamenti di scarso interesse nell'ambito della sinclinale di Belluno è l'unico di dimensioni discrete. Si tratta di una anticlinale da rampa con asse N 80° E, evidenziata dalla geologia di superficie e confermata dal rilievo sismico asimmetrica con sovrascorrimento Sud-vergente sul fianco meridionale (17). È l'alto strutturale interessato dal pozzo Sedico 1.

17 - Sovrascorrimento di Sedico

È una struttura di modesto rigetto Sud-vergente del tipo «out-of-syncline thrust» ben individuabile nella zona di Sedico-Boscon-Cugnan mentre meno documentata è la sua continuazione verso Est, fino a Belluno. La sua direzione è N 60°-80° E, subparallelo alla Linea di Belluno.

18 - Sovrascorrimenti di Ponte S. Felice e Pasa

Sono faglie Sud-vergenti di direzione N 80° E messe in evidenza dal rigetto dei livelli di calcareniti nummulitiche contenute nel flysch.

19 - Faglie di Casare Nantei e S. Pietro in Tuba

Faglie inverse Sud-vergenti con rigetti modesti ed evidenziati dai calcari nummulitici come sopra (18) e con un probabile collegamento alle evidenze di faglia inversa presenti nell'alveo del T. Ardo a Nord di Farra e Paldier.

20 - Faglia di Mel

Faglia inversa probabile con scarsi indizi nei radi affioramenti di flysch affioranti nei pressi dell'alveo del Piave.

21 - Faglia di Lentiai

Faglia inversa con significato analogo a 18-19-20 con evidenza appena a Sud dell'abitato di Lentiai e nell'alveo del T. Rimonta.

22 - Faglie dell'Arten

Faglie inverse di direzione N-S poste a sinistra e destra della dorsale Colderù-M.Arten. Sono da imputarsi agli stress connessi al sistema di faglie trascorrenti e transpressive che hanno determinato anche il cambio di direzione del corso del F. Piave nei pressi di Busche e favorito l'incisione del tratto di valle che, perpendicolare all'asse dell'anticlinale del M. Grappa, porta il fiume allo sbocco in pianura.

Anticlinale S. Boldo-M. Cor-C. Visentin-C. Toront-Cugnan

Questo alto strutturale è dato da una pronunciata anticlinale, continuazione verso Est dell'Anticlinale del Grappa.

L'anticlinale è a tetto della Linea di Bassano-Vittorio Veneto e corrisponde continuazione a NE Linea Longhere-Fadalto-Cadola. La struttura ha direzione all'incirca NE fino alla zona del M. Cor. Da qui la direzione varia gradualmente con una ampia curvatura fino a disporsi N-S correndo parallelamente alla linea Longhere-Fadalto-Cadola.

L'asse principale di questo alto per un lungo tratto (fino in prossimità del P.sso S. Boldo) è esterno al foglio quindi passa nei pressi del M. Cor, Col Visentin, Col Toront, Losego, Cugnan. Complessivamente le caratteristiche sono abbastanza costanti. Asimmetria più o meno pronunciata con il fianco settentrionale od occidentale normalmente più blando e fianco meridionale e orientale molto inclinato o rovesciato.

Come elementi tettonici più rilevanti si evidenziano:

23 - Faglia inversa del T. Cicogna-Medil

Si tratta di un elemento di notevole continuità, posto ad W dell'Anticlinale S. Boldo, M. Cor, C. Visentin, C. Toront, Cugnan. Per un lungo tratto, dai pressi di Praderadego fino a Valmorel, è cieco, evidenziato in superficie solo da un brusco cambio di giacitura degli strati, ma con probabile sviluppo nelle formazioni più fragili in profondità.

Dalla zona dell'alto corso del T. Cicogna verso N-NE risulta ben sviluppato ed evidente. Una piega locale provocata dai movimenti di questa faglia può essere osservata nella zona di Col Canil, nei pressi del Nevegal.

È una faglia inversa che costituisce il ramo occidentale della struttura a fiore positiva al cui nucleo è posta l'Anticlinale S. Boldo-M. Cor-Cugnan. Il suo rigetto inverso è massimo dove la transpressione della zona del Fadalto è parimenti massima (zona del Col Toront).

24 - Faglia della Vena d'Oro

Faglia trascorrente sinistra di direzione N-S con significato simile, ma di minore intensità, alla faglia inversa del T. Cicogna-Medil (25).

Il piano in superficie è subverticale, molto evidente in affioramento nei pressi degli stabilimenti per l'acqua minerale Vena d'Oro. Ha avuto movimenti anche recenti ed è forse possibile un collegamento con la faglia di Rio Secco (Settore 1 n° 14). Il rigetto si attenua verso Sud e si trasferisce tramite una trascorrenza destra (25) alla struttura 23.

25 - Faglia della V. di S. Mamante

Faglia trascorrente destra. Dovrebbe trattarsi di un Riedel antitetico al taglio generale transpressivo sinistro dell'Anticlinale S. Boldo-M. Cor-Cugnan.

26 - Faglie del Nevegal-Col Visentin

Faglie trascorrenti sinistre di direzione N 40°-50° W poste nella zona di curvatura dell'asse dell'Anticlinale S. Boldo-M. Cor-Cugnan dove la transpressione sinistra è massima.

27 – *Fratture del M. Pascolet-Costa Fraine*

Fratture verticali di direzione N 10°-20° E prodottesi nella zona di cerniera dell'anticlinale.

28 – *Linea Longhere-Fadalto-Cadola*

È uno degli elementi tettonici più interessanti e significativi del Foglio Belluno. Si tratta di una faglia transpressiva sinistra che costituisce la rampa laterale del sovrascorrimento Linea di Bassano-Vittorio Veneto. La linea limita verso Est l'anticlinale di Col Visentin-Col Toront-Cugnan. Come già detto la linea si è impostata su una zona di debolezza ereditata, in corrispondenza del limite tra il Bacino di Belluno e la Piattaforma Friulana, probabilmente costituito da faglie attive dal Lias fino al Cretacico sup. Il sigma 1 neogenico di direzione N 25° W, trasversale a questa linea di debolezza, ha provocato una componente compressiva con forti piegamenti ed un significativo accavallamento del lembo occidentale su quello orientale; si vedano le figure 5 e 6 esemplificative della struttura.

È da rimarcare la piega affiorante in maniera spettacolare nella zona della scarpata sovrastante la zona di Nove-Lago Morto al cui nucleo affiora il Calcare del Vaiont.

Il raccordo con il sovrascorrimento Bassano-Valdobbiadene-Vittorio Veneto si ha nella zona Longhere-Revine. Sul terreno, nonostante le vaste coperture detritiche, il fenomeno si segue bene e presenta evidenze importanti specie nelle zone di Croda Rossa, Croda Longa e a NW di S. Croce.

SETTORE 3

Corrisponde all'angolo SE del Foglio, a Sud della Linea Bassano-Valdobbiadene-Vittorio Veneto e la zona ad Est della Linea Longhere-Fadalto-Cadola.

È rappresentato da affioramenti di formazioni terziarie con strati rovesciati, verticali o comunque molto inclinati e dagli elementi più occidentali della Piattaforma Friulana (Cansiglio).

La sedimentazione delle formazioni mioceniche in quest'area è stata influenzata dalla tettonica dinarica. Si è formato il piegamento più esterno con una depressione asimmetrica con il fianco più ripido ad oriente e asse con direzione NW-SE passante all'incirca nella zona di Vittorio Veneto. Questo ha influenzato la sedimentazione come testimoniato dalla geometria delle lenti conglomeratiche del Tortoniano in questa zona (Massari et al. 1986).

29 – *Sovrascorrimento Biscosta-Valscura*

Si tratta di un importante sovrascorrimento collegato alla linea Bassano-Vittorio Veneto nella zona di Revine. Il piano di sovrascorrimento da Revine alla località Sega (presso l'alveo del Meschio) è coperto da depositi quaternari mentre per il tratto successivo è visibile sebbene a tratti obliterato da varie coperture. In questo tratto il piano è molto pendente, 65°-70° e mette a contatto le formazioni mesozoiche a tetto con le formazioni oligo-mioceniche a letto (Vedi Fig. 2.6, I).

Il Flysch di Belluno è completamente soppresso con la sola eccezione di piccole scaglie tettoniche costituite da calcari a nummuliti presso Valscura.

30 – *Faglie di Costiera*

Il fianco orientale della sinclinale (scarpata dell'Altipiano del Cansiglio) è interessato da questa struttura, costituita da un sovrascorrimento con le

caratteristiche di una rampa laterale analogamente alla Linea Longhere-Fadalto-Cadola (28) complicata da faglie inverse antitetiche facenti parte della struttura a fiore di Fig. 2.5.

31 – *Basso strutturale del F. Meschio-Fadalto*

Corrisponde alla valle che dal Passo del Fadalto va fino in prossimità di Serravalle. Si tratta di una zona di basso strutturale, una sinclinale tormentata da una tettonica molto intensa: infatti è compresa tra il sistema transpressivo di Longhere-Valdobbiadene-Vittorio Veneto e il bordo occidentale del Cansiglio, area che si è comportata certamente in maniera più rigida presentando il maggior spessore di calcari di piattaforma giurassico-cretacici. La sinclinale ha un asse di direzione N 20° E come, per questo tratto, la Linea Longhere-Fadalto-Cadola ed è particolarmente stretta e complicata.

32 – *Sinclinale dell'Alpago*

Di questo importante elemento strutturale in questo foglio geologico ne rientra solo una minima parte. L'asse, in questo tratto, ha direzione N 25° E e il nucleo è rappresentato da formazioni del Miocene inferiore. La sinclinale si arresta bruscamente contro la trascorrenza di Longhere-Fadalto-Cadola. Nel particolare questi rapporti non sono visibili a causa delle coperture quaternarie.

33 – *Alto Strutturale del Cansiglio*

Anche questo elemento si sviluppa esternamente al Foglio Belluno, per la quasi totalità nel Foglio Aviano. Un angolo di questo è rappresentato dagli affioramenti della formazione dei Calcari del Fadalto e Biancone nella zona di Costiera (pendici del M. Pizzoc).

Per la struttura di questo alto e soprattutto per il suo assetto tettonico superficiale ha avuto di certo un notevole peso la presenza di un rilevante spessore di calcari del complesso di piattaforma giurassico-cretacico con un comportamento rigido e la maggior duttilità delle formazioni eteropiche bacinali quali il Biancone e la Scaglia.

Per la comprensione di questa zona è indispensabile prendere in considerazione un ambito più vasto, perlomeno l'intero complesso Cansiglio-Alpago.

III STRATIGRAFIA

TRIASSICO

T⁶⁻⁵ (36) - *Dolomia principale (Retico-Norico)*, (D. Masetti)

La Dolomia Principale è la formazione più antica presente nell'area del Foglio Belluno ed affiora esclusivamente nel versante settentrionale del Vallone Bellunese.

Essa è costituita da una potente sequenza dolomitica organizzata nelle classiche sequenze cicliche peritidali a scala metrica in cui si succedono, dal basso all'alto, le seguenti litofacies (BOSELLINI e HARDIE, 1988); alla base dolareniti bioclastico-intraclastiche in strati decimetrici cui seguono dolomie chiare, massicce, bioturbate, contenenti grossi modelli interni di Megalodonti e Worthenii e livelli granulari gradati interpretabili come strati di tempesta. Tali bancate hanno uno spessore di ordine metrico e rappresentano, assieme ai depositi basali, la porzione subtidale del ciclo. A questa si sovrappongono dolomie stromatolitiche fittamente laminate accompagnate da una vasta gamma di strutture tipiche delle piane sopratidali: fenestrate, poligoni di disseccamento, strati di tempesta. Questi ultimi (BOSELLINI e HARDIE, 1986) sono costituiti da livelletti centimetrici massicci di dolomie bianche microcristalline che interrompono la fitta laminazione delle dolomie stromatolitiche e rappresentano il prodotto della lenta decantazione di fango e peloidi della massa d'acqua spinta dall'uragano sulla piana sopratidale. Il ciclo può chiudersi in alto con le laminiti algali; in qualche caso queste ultime sono ricoperte da livelli centimetrici di argilliti verdi e/o breccie pisolitiche coinvolte in strutture a tepee testimonianti la rielaborazione in ambiente subaereo della sottostante unità. La persistenza dei livelli stromatolitici sopratidali fino al limite superiore della formazione non permette la distinzione nel Vallone Bellunese del membro subtidale superiore riconosciuto da BOSELLINI e HARDIE (1988) in larghi settori delle Prealpi venete. Tale membro è infatti costituito da dolomie saccaroidi esclusivamente subtidali, male stratificate, in cui si intercalano, con frequenza media di 3-5 m, livelli pedogenetici, pisoliti e tepee come conseguenza di fluttuazioni eustatiche ad alta frequenza che implicavano l'emersione diretta dei sedimenti subtidali e la loro conseguente modificazione in ambiente subaereo. Il limite inferiore della formazione non affiora; quello superiore con i calcari grigi è di difficile collocazione per l'analogia di facies tra la Dolomia Principale e la parte inferiore dolomitica dei Calcari Grigi. Elementi diagnostici per l'individuazione di tale limite sono: a) la comparsa di grossi banchi di dolomie a stratificazione incrociata (Valle del Cordevole); b) la diminuita frequenza dei livelli stromatolitici peculiari della Dolomia Principale; c) la saltuaria presenza di irregolari plaghe conservanti l'originaria composizione calcarea.

Lo spessore raggiunge in qualche caso il migliaio di metri.

La Dolomia Principale affiorante nell'area veneta, laddove le facies retiche sono assenti, è classicamente considerata in età norico-retica. Secondo Mietto (1977), il limite superiore di questa formazione nelle Prealpi Vicentine coinciderebbe con il limite tra il Triassico ed il Giurassico; l'assoluta mancanza di fossili significativi in corrispondenza del passaggio tra la Dolomia Principale ed i sovrastanti Calcari grigi rende tuttavia assai ardua la sua precisa taratura stratigrafica.

Inquadramento Paleogeografico e Paleostrutturale delle Formazioni giurassiche e cretache,
(D. Masetti)

Il Vallone Bellunese rappresentava, durante il Giurassico inferiore, un segmento ad andamento ENE-WSW del margine orientale della Piattaforma

di Trento, altrove orientata intorno a NS (M. Grappa, Valle del Piave, Fig. 3.1). Nel versante settentrionale del Vallone Bellunese affiora quindi una potente successione di carbonati di piattaforma di età liassica (Calcari Grigi), mentre il versante meridionale è caratterizzato dalle coeve formazioni bacinali del Bacino di Belluno, sia pur scarsamente affioranti.

L'individuazione di questi due domini paleogeografici è una conseguenza della fase di rifting eoliassico che attivò un sistema di faglie ad andamento meridiano delimitanti tronconi di piattaforma a diversa subsidenza (BOSELLINI et al., 1981). La presenza di tali faglie giurassiche è stata recentemente segnalata nel Gruppo della Schiara (MASETTI e BIANCHIN, 1987), all'estremità nord-orientale del foglio.

L'assetto paleogeografico e strutturale del Giurassico inferiore rappresenta un'eredità che sopravvive all'annegamento tardo liassico della Piattaforma di Trento. Tutta la storia giurassico-cretacea posteriore è infatti caratterizzata dalla contrapposizione di un'area settentrionale più stabile ad un'area meridionale mediamente più profonda e subsidente; quest'ultimo settore è caratterizzato da grandi quantità di materiali risedimentati che, alimentati dalla adiacente Piattaforma Friulana, si intercalavano in varie proporzioni alle micriti bacinali.

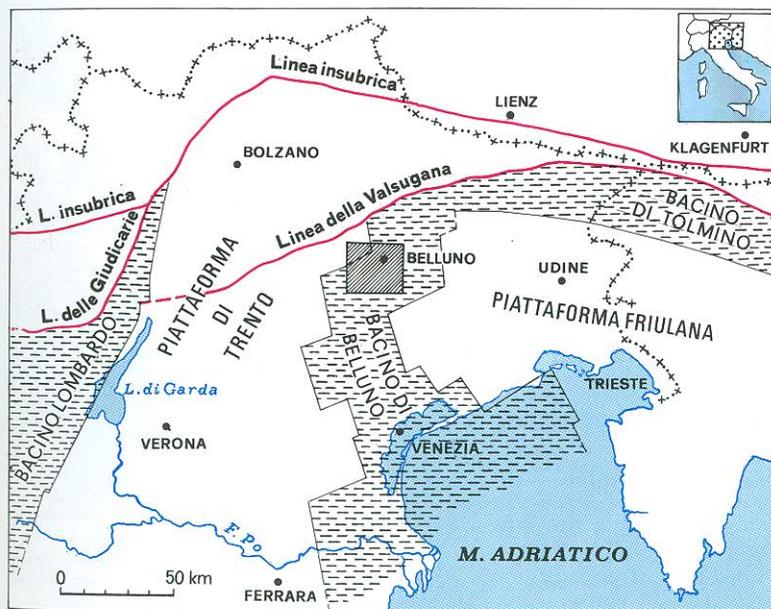


Fig. 3.1 - Collocazione dell'area corrispondente al foglio Belluno (tratteggio obliquo) nell'ambito della paleogeografia del Giurassico inferiore delle Alpi Venete.

35-G⁴⁻¹ - *Calcari Grigi (Lias Medio-Lias Inferiore)*, (D. Masetti)

Questa unità è presente nell'ambito del Foglio Belluno con caratteristiche notevolmente dissimili dalla classica facies che caratterizza i Calcari Grigi nella tipica area di affioramento (Lessini, Trentino). Tale termine formazionale è quindi usato nella accezione più vasta possibile per indicare una unità stratigrafica costituita da sedimenti di piattaforma carbonatica di età liassica più o meno dolomitizzati. In tale denominazione è stata quindi inclusa anche la Dolomia del Nusieda, unità descritta da ZENARI (1938) ma formalizzata da CASATI e TOMAI (1969) come facies dolomitizzata dei Calcari Grigi.

I Calcari Grigi affiorano ampiamente nel versante settentrionale del Vallone Bellunese; la loro distribuzione e grande variabilità laterale nel settore orientale del foglio è una conseguenza della progressiva attivazione di un fascio di faglie distensive collegate alla fase di rifting liassico. Tali faglie determinarono l'individuazione di tronconi marginali il cui precoce e progressivo affondamento provocò la retrogradazione verso occidente del margine della piattaforma e la conseguente sovrapposizione delle formazioni bacinali liassiche ai Calcari Grigi (Fig. 3.2). È quindi opportuno distinguere un settore occidentale rispetto alla Valle del Medone, corrispondente alla omonima linea giurassica (MASETTI e BIANCHIN, 1987), ed uno orientale, corrispondente alla parte alta delle Valli dell'Ardo e del Medone, annegato precocemente e ricoperto dalla Formazione di Soverzene. Ad oriente dell'Ardo le formazioni bacinali liassiche si sovrappongono direttamente alla Dolomia Principale (Fig. 3.2).

I Calcari Grigi del settore occidentale hanno una potenza che si riduce gradualmente da oriente verso occidente, passando dagli 800 m affioranti in Val Cordevole (MASETTI e BIANCHIN, 1987) ai 350 m circa del M. Agnellezze (CASATI e TOMAI, 1969).

Questa unità è stata ulteriormente suddivisa in due membri:

Il membro inferiore, potente da 500 a 150 m circa, è costituito da dolomie bianche arrangiate in cicli peritidali a scala metrica. Tali sequenze, sostanzialmente analoghe a quelle descritte a proposito del membro peritidale

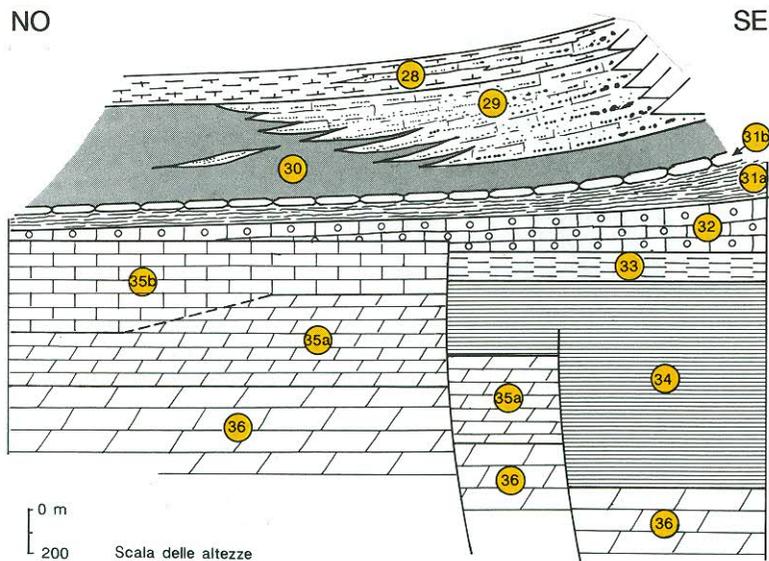
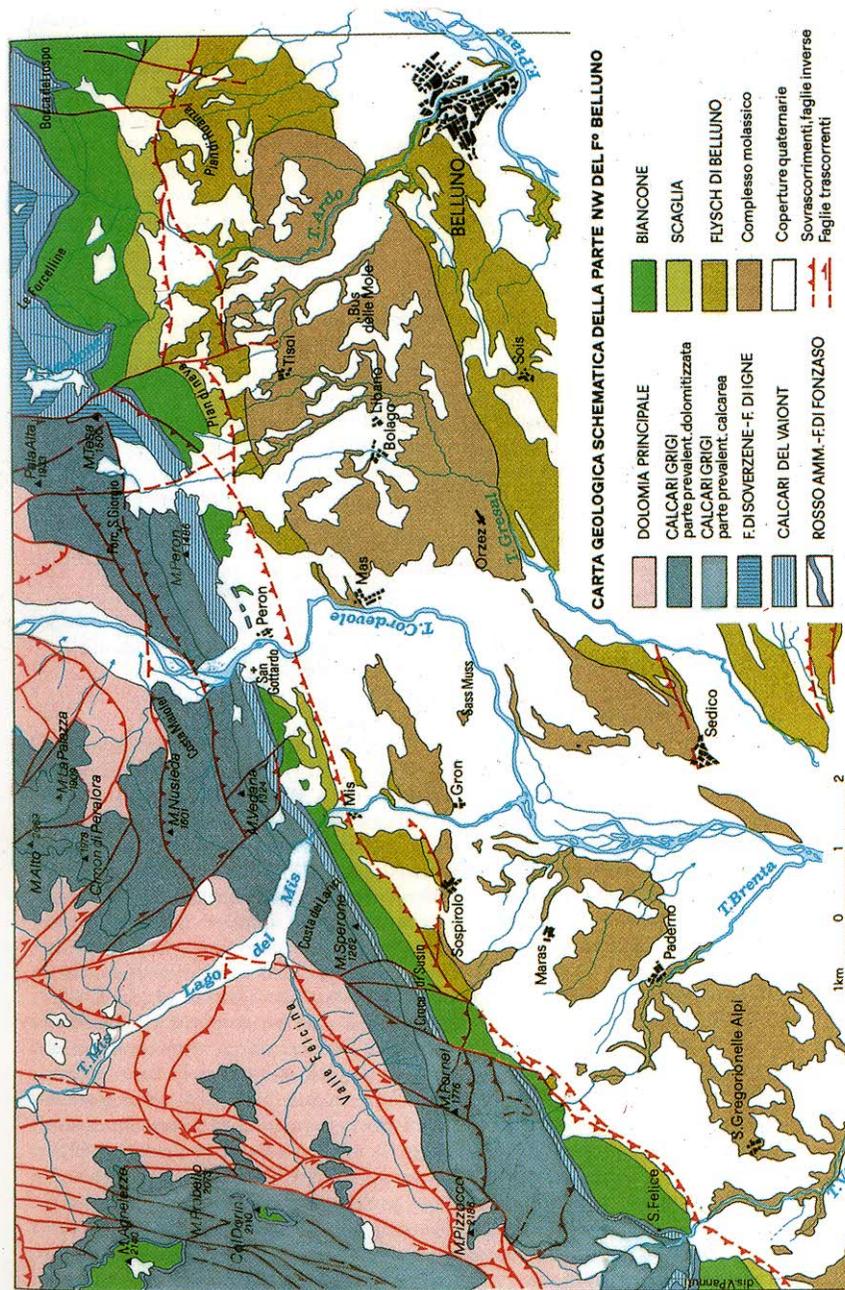


Fig. 3.2 - Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni mesozoiche affioranti nell'area del foglio Belluno. È stata rappresentata una ideale sezione NO - SE che riporta sullo stesso piano le situazioni che caratterizzano i settori nord-occidentali e sud-orientali del foglio. Le superfici oblique sulla destra dello schema rappresentano la scarpata della Piattaforma Friulana.

36 - Dolomia Principale; 35 - Calcari Grigi; a) dolomizzati, b) non dolomizzati; 34 - Formazione di Soverzene; 33 - Formazione di Igne; 32 - Calcare del Vajont; 31 - Rosso Ammonitico e Formazione di Fonozaso; a) Formazione di Fonozaso; b) Rosso Ammonitico; 30 - Biancone; 29 - Calcare del Fadalto; 28 - Scaglia Rossa e Formazione di Cugnano.

della Dolomia Principale, se ne differenziano per lo spessore minore e per la minore frequenza di strutture stromatolitiche nei livelli sopratidali, quasi invariabilmente sostituite da laminazioni a «bird's eyes» e fanghi poligonali. Argilliti verdi al tetto della sequenza sono il prodotto della alterazione subaerea



durante l'estrema fase regressiva del ciclo. Sono localmente presenti dolomie granulari scure a stratificazione incrociata bisensoriale a scala decimetrica. Questi depositi di alta energia rompono la monotonia delle successioni peritidali sopra e sottostanti e sono da mettere in relazione con l'individuazione eoliastica del solco di Belluno.

Il membro superiore ha uno spessore variabile, dal Cordevole al Mis, da 350 a 170 m e consiste di prevalentemente calcareniti e calciruditi ad ooliti, oncoliti, intraclasti e bioclasti, di colore nocciola chiaro in strati di 1-2 m di spessore. Sono presenti stratificazioni incrociate tabulari uni e bisensoriali e, più frequentemente, lamine parallele ed incrociate a basso angolo. Accumuli conchigliari gradati a scala decimetrica, sovrastati da un intervallo a lamine parallele, sono interpretabili come strati di tempesta. La dolomitizzazione è in genere scarsa e limitata a plaghe circoscritte.

Durante il rilievo sono stati evidenziati e cartografati i Calcari Grigi dolomitizzati, in parte corrispondenti al membro inferiore, ma in fase di elaborazione della carta si è ritenuto non opportuno introdurre questa distinzione.

In considerazione del fatto che questa informazione litologica può avere un'interesse per gli utilizzatori della carta geologica si rimanda alla Fig. 3.3 che rappresenta la parte nord-occidentale del foglio.

Il tetto dei Calcari Grigi è rappresentato da un orizzonte di alcuni metri di spessore di calcareniti encrinetiche bianche e rosate contenenti lumachelle che hanno localmente fornito ricche faune a brachiopodi. Gli strati, dello spessore di 50-100 cm hanno scarsa continuità laterale e presentano laminazioni parallele e stratificazioni incrociate a piccola scala. La microfacies è caratterizzata dalla presenza di frammenti di crinoidi, spicole di spugne, foraminiferi a guscio ialino (*Lenticulina sp.*), peloidi e microintraclasti. La porzione superiore dell'orizzonte encrinetico è frequentemente permeata da filoncelli sedimentari di spessore centimetrico generati dall'iniezione forzata di micriti rossastre a lamellibranchi pelagici e protoconche di ammoniti.

Il Calcare del Vajont ricopre in paraconcordanza il tetto dei Calcari Grigi, al M. Agnellezze (CASATI e TOMAI, 1969); la piattaforma liassica è invece direttamente ricoperta dalla Formazione di Fonzaso.

Le encriniti affioranti alla sommità della formazione nella valle del Cordevole sono state considerate da Boyer (1914) di età domeriana sulla base della fauna a brachiopodi in esse contenuta. Analoghe attribuzioni che si riferiscono ad altre località del Vallone Bellunese sono contenute in CASATI e TOMAI (1969).

La sovrapposizione delle calcareniti oolitiche del membro superiore ai sedimenti peritidali sottostanti è considerata come la registrazione locale di un aumento del livello marino relativo che coinvolge durante il Sinemuriano superiore larghi settori del margine continentale sudalpino (annegamento della piattaforma eoliastica della Corna, fase di collasso, successivamente abortito, dei Calcari Grigi delle vicine Vette Feltrine, BROGLIO LORIGA et al., 1992).

Utilizzando tale marker litostratigrafico il membro superiore viene così riferito all'intervallo Sinemuriano superiore-Domeriano e correlato con il Membro Medio Oolitico ed il Membro di Rotzo dell'area tipo della formazione; il membro inferiore dei Calcari Grigi della nostra area è di conseguenza confinato alla residua porzione del Lias inferiore, in perfetta corrispondenza con l'omonimo membro affiorante ad occidente (BOSELLINI e BROGLIO LORIGA, 1971).

L'ambiente deposizionale dei Calcari Grigi del Vallone Bellunese è inizialmente caratterizzato da condizioni peritidali che perdurano per gran parte del Lias inferiore e registra successivamente il passaggio a «shoals» e barre oolitico-bioclastiche durante il Sinemuriano superiore-Pliensbachiano. Questi ultimi sono ubiquitari in tutto il versante settentrionale del Vallone Bellunese (CASATI e TOMAI, 1969) e risultano laterali rispetto alle classiche facies lagunari a *Lithiotis* delle Prealpi Veronesi e Vicentine.

I Calcari Grigi del settore orientale affiorano nella porzione superiore delle valli del Medone e dell'Ardo, immediatamente a Nord dell'area

cartografata nel Foglio Belluno. Individuato dalle paleolinee del M. Corro-Valle del Medone e del Marmol (MASETTI e BIANCHIN, 1987), tale settore rappresenta, come già ricordato, un troncone marginale di piattaforma precocemente collassato e ricoperto dalle formazioni bacinali del Bacino di Belluno. Nella Valle dell'Ardo la successione di piattaforma consiste di circa 400 m di dolomia nocciola grossolanamente cristallina in strati di spessore metrico. Sono frequenti stratificazioni incrociate tabulari bisensoriali a piccola scala. L'annegamento di questo settore della piattaforma è riferito alla fase di collasso tardo sinemuriano prima citata; ne consegue che l'intervallo cronostatigrafico rappresentato è limitato al Lias inferiore.

L'ambiente deposizionale dei Calcari Grigi di questo ultimo settore è riferibile ad un complesso marginale di barre e «shoals» sabbiosi che racchiudevano le coeve lagune e piane tidali del settore occidentale.

34-G³¹ - Formazione di Soverzene (Lias Medio-Lias Inf.), (D. Masetti)

La Formazione di Soverzene è stata distinta per la prima volta da BOSELLINI et al. (1973) e successivamente utilizzata (WINTERER e BOSELLINI, 1981; BOSELLINI et al., 1981) per indicare l'intera successione bacinale compresa tra la Dolomia Principale e la Formazione di Igne. Essa corrisponde in parte alla Dolomia selcifera del Pelf di CASATI e TOMAI (1969); si è tuttavia preferita la denominazione adottata perché maggiormente rappresentativa delle caratteristiche dei sedimenti bacinali medio liassici del Bacino di Belluno, oltimamente esposti nella sezione di Soverzene.

Ad Est della linea del Marmol, una faglia giurassica il cui andamento è sostanzialmente coincidente con quello della Valle dell'Ardo (MASETTI e BIANCHIN, 1967), questa formazione è direttamente sovrapposta alla Dolomia Principale previa interposizione di un membro basale non selcifero, altrove distinto con il termine formazionale di Dolomia della Schiara; verso occidente essa ricopre un troncone di calcari precocemente sprofondati (Valli dell'Ardo e del Medone), azzerandosi in corrispondenza della Valle del T. Gresal.

La Formazione di Soverzene consiste di una monotona successione di dolomie grigie e brune in strati di 20-40 cm di spessore associati a letti e noduli di selce nera o gialla. Laddove sopravvivono isolate plaghe conservanti l'originaria composizione calcarea, la Formazione di Soverzene è costituita da micriti brune a radiolari e spicole di spugna, talora ritmicamente alternate a livelli centimetrici di marne giallastre. Alle micriti si alternano sporadiche passate torbidityche ad ooidi e peloidi alimentate dalle sabbie di piattaforma. La Formazione di Soverzene è il prodotto dell'accumulo di fanghi di peripiattoforma sui fianchi e sul fondo del Bacino Bellunese, che aveva nel frattempo acquistato i caratteri di un'area francamente bacinale interposta tra le Piattaforme di Trento e del Friuli.

Nel Gruppo della Schiara immediatamente a Nord dell'area cartografata nel Foglio Belluno, l'unità in esame si chiude in alto con un caratteristico livello condensato (5 m di spessore) di calcari chiari senza selce, contenenti una ricca fauna ad *Aulacoceras* ed Ammoniti riferibile (JENKYNs et al., 1985) alla Zona a *margaritatus*, Subzona a *subnodosus* (Domeriano). L'orizzonte ad *Aulacoceras* rappresenta probabilmente un evento di condensazione bacinale conseguente alla riduzione degli apporti di fango carbonatico dalla Piattaforma di Trento, definitivamente annegata, o in crisi di produttività, durante il Lias Superiore.

La stratificazione sottile della Formazione di Soverzene è assai frequentemente interrotta da corpi di breccia, per lo più discordanti, a scala metrica o decametrica. Tali corpi di breccia sono distribuiti lungo tutto lo spessore della Formazione di Soverzene e consistono di una matrice dolomitica

cristallina contenente clasti di selce nera sia sotto forma di frammenti spigolosi centimetrici e decimetrici, ancora giustapposti per lo scarso trasporto subito, sia di interi noduli variamente ripiegati e fratturati nei punti di cerniera. Clasti e matrice sono evidentemente derivati dalla rielaborazione, a diversi stadi di litificazione, dei litotipi della circostante Formazione di Soverzene. I contatti dei corpi di breccia con la roccia incassante avvengono secondo piani verticali o fortemente inclinati la cui orientazione prevalente è intorno a N-S. Essi rappresentano il riempimento di truogoli o fratture ad andamento meridiano generati da una tettonica distensiva sinsedimentaria. L'esatta modalità con cui avveniva tale fenomeno non è ancora chiarita. Non è infatti chiaro se la messa in posto dei corpi di breccia avvenisse in profondità o in prossimità della superficie e se debbano essere considerate come filoni sedimentari o paleocataclasi.

Lo spessore complessivo dell'unità è assai variabile a causa del tettonismo sinsedimentario disgiuntivo che individua blocchi a subsidenza differenziata; esso raggiunge infatti gli 800 m al M. Serva riducendosi a poco più della metà in corrispondenza delle pendici occidentali del M. Dolada.

L'unità in esame giace normalmente sulla Dolomia Principale; nella Valle dell'Ardo essa invece si sovrappone ai Calcari Grigi e passa superiormente alla Formazione di Igne.

Il tetto della Formazione di Soverzene è tarato con precisione e riferito al Domeriano; la sua porzione inferiore poggia sulla Dolomia Principale del Trias Superiore ed è così riferibile al Lias Inferiore per inquadramento.

33-G⁵⁻⁴ - Formazione di Igne (Aaleniano²-Toarciano), (D. Masetti)

La Formazione di Igne, distinta da Casati e Tomai (1969), è caratterizzata da una certa eterogeneità litologica che ha come denominatore comune la presenza più o meno abbondante di marna. La conseguente maggiore erodibilità rispetto alle formazioni adiacenti origina una cengia molto evidente riconoscibile in gran parte delle Prealpi bellunesi.

La grande variabilità laterale dell'unità in esame è una conseguenza sia di scivolamenti intraformazionali intervenuti nella sua porzione inferiore sia di troncature erosive a vari livelli nella parte superiore, in concomitanza con l'arrivo delle torbiditi oolitiche del Calcare del Vaiont. Essa è presente, generalmente con cattiva esposizione, in una fascia che dalla Valle del Piave si spinge ad occidente fino alla Valle del Medone con spessore variabile da 50 a 100 m circa. Ad Occidente del Medone, la Formazione di Igne è assente ed il Calcare del Vaiont poggia direttamente sui Calcari Grigi. La successione è, dal basso all'alto, la seguente: marne e calcari marnosi grigi in alternanze, con ritmi di circa 50 cm per uno spessore di 35-50 m; cicli decimetrici calcari-marne (10-20 m) culminanti in calcari nodulari verdi e rossi in facies di Rosso Ammonitico (5-10 m). Questi ultimi contengono una ricca fauna ad ammoniti appartenenti (Jenkyns et al., 1985) alla Zona a bifrons sottozona a sublevisoni (Toarciano medio). I livelli nodulari sono caratterizzati da una microfacies a peloidi ricca di bivalvi pelagici [*Bositra buchi* (ROEM)], spicole di spugne, radiolari e resti di echinodermi.

Tra i calcari nodulari e la base del calcare del Vaiont si interpone uno spessore (circa 50 m) di micriti selcifere grigie o brune in strati sottili contenenti una grande quantità di *Bositra buchi*. I gusci dei bivalvi pelagici sono spesso isorientati a formare intervalli laminati in torbiditi pelagiche. Non affiorano in quest'area gli scisti organici neri o bruni a resti di pesci segnalati da Jenkyns et al. (1985) tutto intorno a Longarone e che rappresentano la registrazione locale di un evento anossico oceanico a scala planetaria (JENKYNs & CLAYTON, 1986).

Lo studio delle faune ad Ammoniti effettuato da Jenkins et al. (1985) ha potuto stabilire che l'intervallo cronostratigrafico compreso tra la base

della formazione e i calcari nodulari va dalla parte più alta del Domeriano (Zona a spinatum al di sopra della Zona a margaritatus rappresentata al tetto della Formazione di Soverzene) fino al Toarciano medio (Zona a bifrons). La presenza di hard-ground al tetto della Formazione di Soverzene suggerisce una lacuna, per altro non documentabile, al limite tra le due formazioni. Non è invece possibile precisare l'età dei calcari selciferi talora preservati al tetto; i resti di *Bositra buchi* che li caratterizzano hanno infatti una distribuzione che spazia dal Toarciano all'Oxfordiano (JEFFERIES & MINTON, 1965). Si assume perciò come ipotesi di lavoro che essi rappresentino la porzione residua del Toarciano e forse l'Aaleniano.

L'ambiente deposizionale della Formazione di Igne rappresenta la prosecuzione verso l'alto della sedimentazione bacinale già instaurata in tutta l'area bellunese con le sottostanti formazioni. La grande diffusione dei sedimenti marnosi può essere in parte spiegata con la drastica riduzione degli apporti di fango carbonatico dalle piattaforme; l'evento toarciano provoca infatti il definitivo annegamento della Piattaforma di Trento e non è troppo azzardato ipotizzare una momentanea crisi di produttività, legata all'aumento del livello marino, della Piattaforma Friulana.

32-G³⁻⁶ Calcare del Vaiont (Dogger), (D. Masetti)

Calcareniti oolitiche nocciola, massicce o stratificate in grossi banchi, con intercalazioni di straterelli decimetrici di micriti bacinali brune. Sono frequenti livelli di breccie intraformazionali derivanti dalle rielaborazioni delle micriti. La microfacies dei calcari oolitici comprende foraminiferi bentonici (*Protopeneroplis*, *Trocholina*), e resti di crinoidi, alghe, coralli e molluschi; la microfacies delle micriti è caratterizzata da radiolari, lamellibranchi pelagici e spicole di spugna.

Il Calcare del Vaiont consiste di torbiditi calcarenitiche gradate nella parte alta delle quali sono localmente riconoscibili laminazioni parallele ed incrociate. Molti strati torbiditici sono amalgamati in grossi banchi plurimetrici; inversamente superfici stilolitiche generano una falsa stratificazione diagenetica non corrispondente agli eventi deposizionali. Ulteriori informazioni su tessiture, strutture e organizzazione sequenziale del Calcare del Vaiont sono contenute in Bosellini et al. (1981 a, 1981 b).

Ad occidente del Col Visentin, nell'area del Col di Moi e del Passo di S. Boldo il Calcare del Vaiont appare completamente sostituito da dolomie saccaroidi di diagenesi tardiva.

Il Calcare del Vaiont è stato interpretato (BOSELLINI e MASETTI, 1972; BOSELLINI et al., 1981) come un complesso di conii torbiditici coalescenti e progradanti alimentati dalla Piattaforma Friulana. Alla luce dei più recenti modelli deposizionali proposti per i sistemi torbiditici (MUTTI, 1985) e mantenendo inalterato il quadro generale proposto è ora preferibile considerare le torbiditi oolitiche come un piatto deposito di base scarpata e, come tale, non progradante.

Questa unità realizza la suturazione della paleogeografia ereditata dal rifting eoliassico e si espande in tutto il Vallone Bellunese spingendosi, sia pure in facies distale, fino al gruppo delle Vette Feltrine.

Le variazioni di spessore del Calcare del Vaiont sono particolarmente interessanti perché possono essere messe in relazione con il livellamento della residua morfologia (Fig. 3.2). Nella Valle del Medone la brusca variazione di spessore (da 350 a 200 m) registrata dal Calcare del Vaiont in corrispondenza del vecchio margine della Piattaforma di Trento (Paleolinea M. Coro-Valle del Medone; MASETTI e BIANCHIN, 1987) testimonia un cospicuo dislivello residuo tra il Plateau di Trento ed il fondo del Bacino di Belluno. Ad occidente di tale paleolinea si assiste invece ad un graduale assottigliamento della formazione il cui spessore si è ridotto a 9 m nella sezione di S. Agapito (CASATI e TOMAI, 1969). Tale

circostanza suggerisce che ad Ovest del Medone il Plateau di Trento costituisca un piatto tavolato (Fig. 3.2) sopra il quale le torbiditi oolitiche di provenienza friulana si espandevano liberamente. Più in generale, lo spessore della Formazione diminuisce da Est ad Ovest e da Sud verso Nord. Il valore massimo (oltre 500 m) è raggiunto nel versante meridionale del Vallone Bellunese (Col di Moi); i valori minimi nel settore nord-orientale del foglio.

Il Calcere del Vaiont è generalmente compreso tra la Formazione di Igne e la Formazione di Fonzasò; nel versante settentrionale del Vallone Bellunese, ad occidente della Paleolina M. Coro-Valle del Medone, le torbiditi oolitiche poggiano direttamente sui Calcari Grigi.

CASATI e TOMAI (1969) attribuiscono il Calcere del Vaiont all'intervallo Bajociano (forse Bathoniano) - Calloviano sulla base della distribuzione della zona a *Protopeneroplis striata* e *Trocholima*. Questi autori mettono in evidenza il ringiovanimento della base della formazione da Est (Valle dell'Ardo) verso Ovest (Valle del Mis) in accordo con il progressivo colmamento operato dalle torbiditi oolitiche.

31-G¹¹⁻⁹ Rosso Ammonitico e Formazione di Fonzasò (Malm p.p.-Dogger p.p.), (D. Masetti)

La complessa successione di terreni che nell'area bellunese è compresa tra il Calcere del Vaiont e la Scaglia Rossa è stata riferita da GNACCOLINI (1968) ad un'unica formazione denominata Calcere di Soccher. Nell'ambito del Foglio Belluno è tuttavia possibile distinguere, nell'intervallo stratigrafico corrispondente, unità ben differenziate e riferibili senza troppe difficoltà alle classiche formazioni che più ad occidente assumono i nomi di Formazione di Fonzasò, Rosso Ammonitico e Biancone. L'adozione di questa tripartizione è fondamentalmente consentita dalla possibilità di identificare sul terreno il Rosso Ammonitico che, nonostante sia frequentemente caratterizzato da anomale colorazioni grigiastre, conserva in gran parte della zona in esame la classica struttura nodulare che lo rende riconoscibile.

Formazione di Fonzasò (Oxfordiano p.p.-Calloviano p.p.?)

La Formazione di Fonzasò consiste di micriti fortemente selciferi, bruno in basso e rosse o verdi in alto, in strati decimetrici separati nella porzione superiore dell'unità da interstrati argillitici verdi. L'azione periodica di deboli correnti di fondo che fluivano attorno allo «slope» bellunese (BOSELLINI et al., 1981) è testimoniata dalla presenza di delicate laminazioni parallele ed incrociate. La microfacies è caratterizzata dalla presenza di spicole di spugna e radiolari sostituiti da calcedonio fibroso.

I depositi risedimentati sono frequenti, diminuendo però di abbondanza dal basso verso l'alto. La loro frazione più fine è rappresentata da strati sottili di calcareniti fini a lamine parallele e «ripple» al tetto (torbiditi diluite), quella grossolana da strati metrici, talora amalgamati o canalizzati, di calcareniti e calciruditi bioclastico-intraclastiche ad elementi provenienti dalla Piattaforma Friulana e dai fianchi del bacino. Gli orizzonti di calcareniti e calciruditi sono rozzamente gradati, a volte silicizzati, e rappresentano episodi torbiditici di grande volume ed estensione laterale; il banco di breccia presente nella parte mediana della formazione si spinge dalla Valle del Piave (Soverzene) fino alla Valle dell'Ardo.

Al pari del sottostante Calcere del Vaiont, grossolanità e quantità degli apporti torbiditici e spessore della formazione si riducono da Sud a Nord e da Est a Ovest. Al M. Agnellezze, nel settore nord-occidentale del foglio, la Formazione di Fonzasò non supera i 10-15 m di spessore ed è in prevalente

facies di Scisti ad Aptici (CASATI e TOMAI, 1969). Si tratta cioè di marne e calcari selciferi rossastri, meno frequentemente verdi, alternati a selci rosse. Gli strati, talora laminati, hanno uno spessore di 5-10 cm; caratteristica è la presenza di aptici. La frazione risedimentata è trascurabile e limitata a fini torbiditi a peloidi.

Nel versante settentrionale del Vallone Bellunese, dove sono frequenti le breccie e le calcareniti sopra descritte, lo spessore si aggira attorno ai 100 m nelle valli dell'Ardo e del Medone per poi ridursi a 25 m nella Valle del Mis. Nel versante meridionale del Vallone, dal Col Visentin al Col di Moi, la formazione non è mai inferiore ai 100 m e può localmente raggiungere i 200 m di spessore.

La Formazione di Fonzasò si sovrappone al Calcere del Vaiont attraverso un decremento degli episodi torbiditici ed una sostituzione relativamente rapida delle sabbie oolitiche con sedimenti bioclastici. L'avvicendamento nel tipo del materiale risedimentato è in stretta relazione con la contemporanea evoluzione della piattaforma alimentatrice (BOSELLINI et al., 1981). Una brusca diminuzione nel livello marino intervenuta nel Calloviano (più probabilmente, secondo HAQ et al., 1986, nel Bathoniano superiore) avrebbe esposto larga parte della Piattaforma Friulana alla diagenesi subaerea, interrompendo la produzione di ooidi e cementando le sabbie oolitiche. La successiva trasgressione oxfordiana avrebbe quindi invaso un substrato roccioso favorevole allo sviluppo di organismi costruttori, il cui smantellamento produceva le sabbie bioclastiche che rifornivano le correnti di torbidità.

La mancata conservazione delle ammoniti e la preservazione dei loro aptici dimostra che la Formazione di Fonzasò si depositò sotto la profondità di compensazione dell'aragonite (ACD) ma al di sopra di quella della calcite (CCD).

La Formazione di Fonzasò passa superiormente ai calcari nodulari dell'Ammonitico Rosso Superiore.

L'attribuzione cronostatigrafica proposta rimanda a quanto affermato da CASATI e TOMAI (1969). Questi autori riferiscono la base del Calcere di Soccher, unità in cui includevano la Formazione di Fonzasò, al Calloviano p.p.(?)-Oxfordiano; il tetto della formazione dovrebbe essere confinato all'Oxfordiano dal momento che essa è ricoperta dall'associazione a *Saccocoma* e *Globochaete alpina* (CITA & PASQUARÈ, 1959; CITA, 1964) indicativa nelle Alpi meridionali del Kimmeridgiano-Titoniano. La stessa associazione è stata tuttavia recentemente segnalata (CLARI et al., 1984) già nell'Oxfordiano medio.

Rosso Ammonitico (Titoniano p.p.-Oxfordiano p.p.)

Come già affermato in precedenza, il Rosso Ammonitico affiora nell'ambito del Foglio Belluno con una facies che, per quanto dissimile da quella classica per colore e contenuto in selce, è ugualmente riconoscibile senza eccessiva difficoltà. Tessitualmente si tratta di micriti a peloidi la cui microfacies è caratterizzata da *Saccocoma* e *Globochaete alpina*. È quasi sempre presente la selce sotto forma di noduli rossastri.

Analogamente alla sottostante Formazione di Fonzasò, il Rosso Ammonitico subisce variazioni di colore e di spessore dal settore nordoccidentale a quello sudorientale del foglio. Nel settore nordoccidentale (M. AGNELLEZZE, M. PRABELLO) il Rosso Ammonitico è presente nella sua più tipica facies rossastra, priva di selce, con spessori di 6-9 m (CASATI e TOMAI, 1969). Nel versante settentrionale del Vallone Bellunese (Valli dell'Ardo, del Medone e del Mis), la formazione perde alcune delle sue caratteristiche peculiari tanto che CASATI e TOMAI (1969) la inclusero nel Calcere di Soccher. In queste località infatti il Rosso Ammonitico, pur conservando la struttura nodulare, contiene noduli di selce rossastra, assume un colore grigiastro e presenta spessori decisamente maggiori oscillanti dai 15 m (Valle dell'Ardo) ai 33 m (Valle del Mis). Analoghe caratteristiche sembrano presenti anche nel versante meridionale del Vallone Bellunese, dal Col Visentin al Col di Moi.

Nel Rosso Ammonitico sono considerevolmente ridotti i depositi risedimentati che caratterizzano le formazioni adiacenti, sembra cioè che la Piattaforma Friulana alimentatrice sia in temporanea crisi di produttività.

Il passaggio dai sedimenti selciferi della Formazione di Fonzaso ai calcari ad ammoniti presuppone una deposizione di questi ultimi al di sopra della profondità di compensazione dell'aragonite. Il rapido approfondimento di quest'ultima e della CCD è legato (OGG, 1981) alla complessa interazione di diversi fattori includenti la produttività (la comparsa di *Saccocoma* avrebbe spostato la produzione di carbonato dalle piattaforme ai bacini), la distribuzione dei mari epicontinentali (la regressione kimmeridgiana diminuisce la produzione di carbonato sulle piattaforme e la incrementa di conseguenza nelle acque oceaniche) e la risalita dei nutrienti condizionanti la fertilità delle acque superficiali.

La struttura nodulare del Rosso Ammonitico è considerata (OGG, 1981) come acquisita durante la diagenesi precoce ad opera degli effetti combinati di bioturbazione, cementazione e dissoluzione. Questi fattori agivano su di un sedimento non omogeneo e costituito da variabili proporzioni di argilla detritica, nannofossili calcitici, bioclasti più grossolani (*Saccocoma*) e gusci aragonitici di ammoniti.

La formazione ricopre uniformemente tutto il Plateau di Trento dal Lago di Garda fino alla base della scarpata della Piattaforma Friulana.

La presenza nel Rosso Ammonitico di *Saccocoma* permette di riferire la formazione al Kimmeridgiano-Titoniano p.p. La recente segnalazione di CLARI et al. (1984), vedi Formazione di Fonzaso non permette tuttavia di escludere l'eventuale presenza di parte dell'Oxfordiano.

30-C⁹-1 - *Biancone* (Cretacico p.p.-Malm. p.p.), (D. Masetti)

I calcari selciferi che nell'area del Foglio Belluno succedono al Rosso Ammonitico sono stati riferiti al *Biancone* nonostante si discostino dalla tipica facies di questa formazione per la presenza di numerose intercalazioni torbiditiche e per il colore variabile e generalmente più scuro. Frequenza e spessore di questi depositi risedimentati diminuiscono da SE verso NO, in accordo con il progressivo allontanamento della Piattaforma Friulana che ne rappresenta l'area di alimentazione (Fig. 3.2). Al Fadalto e al Col Visentin le torbiditi bioclastiche depositate alla base della scarpata della piattaforma costituiscono quindi una unità potente più di 200 m che si sovrappone al *Biancone* e che è stata distinta in carta come *Calcarea* del Fadalto. Al M. Agnellezze, all'estremità opposta del foglio, la successione cretacica è invece virtualmente priva di intercalazioni grossolane.

Per chiarezza di esposizione, nella descrizione seguente saranno trattati separatamente i depositi risedimentati e le micriti con faune pelagiche accumulate per decantazione. Queste ultime si evolvono dal basso verso l'alto come segue: durante il Neocomiano si ha la deposizione di micriti bianche in strati decimetrici massicci dai giunti stilolitici senza strutture visibili. Gli strati sono riuniti in «stratoset» metrici, contengono letti e noduli di selce grigia e giallastra e sono sporadicamente coinvolti in scivolamenti intraformazionali. Lo spessore di questo membro inferiore del *Biancone* oscilla, nell'ambito del versante settentrionale del Vallone Bellunese, da 200 a 300 m circa. La microfacies contiene tintinnidi, spicole di spugna e modelli di radiolari riempiti di micrite, sparite o calcedonio. Nella Valle del Mis i primi strati di *Biancone* contengono associazioni a *Saccocoma* e calpionellidi, rappresentati dal genere *Chitinoidella* riferibili alla parte alta del Titoniano inferiore (CHANNELL e GRANDESSO, 1987). Ricche associazioni a calpionellidi caratterizzano anche il Valanginiano. Verso l'alto i radiolari appaiono come i componenti pressoché esclusivi della microfacies (Zona a Radiolari superiore superiore di CASATI e TOMAI, 1969; Hauteriviano-Barremiano).

L'intervallo Aptiano p.p.-Albiano è rappresentato dalla ciclica alternanza con ritmi di 10-20 cm di micriti e marne grigio-scure, talora ricche in

carbonio organico, caratterizzate dalle tipiche bioturbazioni dell'associazione a *Zoophycos*, *Chondrites* e *Planolites*. Questa facies calcareo-marnosa, che rappresenta il corrispondente bellunese degli Scisti a Fucoidi dell'Appennino, può assumere nell'area veneta varie denominazioni di importanza locale (Scaglia Variegata, Formazione di Cerro) ma è tradizionalmente considerata come un membro del *Biancone*. La microfacies di questa unità è caratterizzata da foraminiferi planctonici (globuligerine, hedbergelle, rotalipore); la sua potenza è di 40-50 m nelle valli dell'Ardo e del Mis.

Poco sotto la sommità del *Biancone* è presente un orizzonte nodulare verde e rossastro, noto come Marmo di Castellavazzo (MASETTI e BIANCHIN, 1987), di 4-7 m di spessore, consistente in biomicriti a rotalipore, preglobotruncane e radiolari. Esso è ubiquitario in tutto il versante settentrionale del Vallone Bellunese ed ha una particolare rilevanza morfologica sotto forma di un cornicione rossastro che corona in alto le pareti di *Biancone*. Verso oriente si spinge fino nell'alta Val Cellina (Claut) mentre nella Valle del Vaiont non è più localmente distinguibile all'interno di una successione condensata e lacunosa in facies di Rosso Ammonitico che è talora comprensiva del Giurassico superiore e di buona parte del Cretacico (M. Buscada, Val Zemola, San Martino; COSTACURTA et al., 1979).

L'intervallo stratigrafico corrispondente al Marmo di Castellavazzo varia dal Cenomaniano sup. (Valle dell'Ardo) al Turoniano/Coniaciano (Valle del Mis; CASATI e TOMAI, 1969). Nella Valle del Mis, tra l'orizzonte nodulare e la base della Scaglia Rossa si interpone una ventina di metri di micriti selciferi e rossastre a globotruncane riferibili al Coniaciano-Campaniano (CASATI e TOMAI, 1969).

I depositi descritti rappresentano verosimilmente il prodotto della decantazione di fango pelagico che si mescolava con variabili quantità di carbonato microcristallino prodotto nell'ambito della vicina Piattaforma Friulana, mandato in sospensione durante gli uragani e trasportato al largo (peri-platform oozes; SCHLAGER e JAMES, 1978).

I depositi risedimentati frequentemente intercalati nei fanghi di peripiattoforma sono prevalentemente rappresentati da calcareniti bioclastiche di colore nocciola in strati decimetrici talora organizzati (Valle dell'Ardo) in sequenze «thickening-upward» di 2-3 m di spessore. La microfacies consiste di microintraclasti, foraminiferi bentonici e frammenti di echinodermi, molluschi ed alghe.

Sabbie bioclastiche di questo tipo, che rappresentano integralmente il sovrastante *Calcarea* del Fadalto, potrebbero essere interpretate come il risultato di fasi di alta produttività della piattaforma alimentatrice che scaricava nei bacini il materiale prodotto in eccesso sotto forma di correnti di torbidità. Dal momento che questo tipo di materiale non prevede alcuna fase di smantellamento importante della piattaforma ma, al contrario, il suo eccellente stato di salute, è stata per esso proposta la definizione di «fisiologico» (MASETTI e BIANCHIN, 1987). Il controllo sulla periodicità dei processi di risedimentazione è esercitato dalle variazioni del livello marino; un aumento della risedimentazione di materiale definito come «fisiologico» sembra infatti coincidere con una fase di stazionamento alto del mare, responsabile della elevata produttività della piattaforma (DROXLER e SCHLAGER, 1985).

Meno frequentemente, i depositi risedimentati sono rappresentati da breccie e subordinate calcareniti ad intraclasti ed extraclasti, localmente associate a lacune. Esse consistono di clasti provenienti dalla piattaforma e clasti di micriti bacinali deformati plasticamente e talora provenienti dal rimaneggiamento di livelli più antichi; la matrice consiste di peloidi e bioclasti di mare sottile mescolati con foraminiferi planctonici coevi delle breccie. Questi depositi sono prevalentemente messi in posto da flussi gravitativi di grande volume che, espandendosi su larghe superfici, si evolvevano lateralmente da colate di

detrimento a correnti di torbidità. Le breccie gradate di 50 cm di spessore dell'Albiano inferiore affioranti nella Valle dell'Ardo sono l'equivalente distale delle plurimetrie colate presenti nella Valle del Vaiont ed in Val Cellina (COSTACURTA et al., 1979). Un altro esempio di questo tipo di depositi è fornito dalla breccia intraformazionale rossastra a geometria lentiforme del Turoniano (CASATI e TOMAI, 1969). La presenza di tale tipo di risedimenti di extraclasti, talora di grandi dimensioni, e la loro associazione con lacune stratigrafiche, fa ritenere che questi depositi, contrariamente a quanto prima suggerito per le torbiditi bioclastiche «fisiologiche», possano rappresentare la registrazione bacinale di importanti fasi di smantellamento subite dalla piattaforma a seguito di fluttuazioni del livello del mare od innalzamenti tettonici. Essi possono essere così definiti come «patologici» (MASETTI e BIANCHIN, 1987).

In sintesi, il Bianco affiorante nell'ambito del Foglio Belluno è nettamente suddivisibile in un settore nordoccidentale ed un settore sudorientale corrispondenti rispettivamente ai versanti settentrionale e meridionale del Vallone Bellunese. Nel versante settentrionale, la formazione si interpone tra il Rosso Ammonitico e la Scaglia Rossa ed ha uno spessore variabile dai 400 m della Valle del Medone ai 250 m della Valle del Mis, abbracciando un intervallo stratigrafico compreso tra il Titoniano p.p. ed il Campaniano superiore. Il pozzo Sedico 1 (AGIP 1961) ne ha attraversato 633 m. Nel gruppo del Col Visentin, nel versante meridionale del Vallone, la porzione superiore del Bianco è sostituita dalle torbiditi bioclastiche del Calcare del Fadalto. L'intervallo stratigrafico corrispondente dovrebbe di conseguenza essere confinato al Cretaceo inferiore (DI NAPOLI ALLIATA et al., 1970) mentre lo spessore si mantiene elevato e si aggira sui 500 m. Spostandosi ad occidente del Passo di San Boldo il Calcare del Fadalto si sfregia in corpi minori cartografati all'interno del Bianco (Fig. 3.2) che così si spinge nuovamente fino alla base della Scaglia Rossa. Lo spessore corrispondente è estremamente elevato e può raggiungere il migliaio di metri.

Dal punto di vista ambientale la formazione rappresenta la base della scarpata deposizionale della Piattaforma Friulana che verso NW faceva passaggio alla frangia bacinale ad essa immediatamente adiacente.

29 - *Calcare del Fadalto* (Cretacico superiore p.p.-Albiano), (D. Masetti)

Il fondamentale lavoro di Ferasin (1958) rappresenta il primo studio moderno sui potenti corpi di calcareniti e breccie che in Alpi e nel Vallone Bellunese si intercalano alle micriti pelagiche del Bianco e della Scaglia Rossa. In tale lavoro questi depositi furono correttamente interpretati come i detriti derivanti dallo smantellamento della scogliera che si accumulavano nell'antistante zona di fore-reef. I geologi dell'AGIP elevavano poi al rango di formazione queste sabbie bioclastiche, attribuendo loro la denominazione di calcare del Monte Cavallo (CUVILLIER et al., 1968), termine ampiamente utilizzato nella letteratura posteriore. DI NAPOLI ALLIATA et al. (1970) attribuivano successivamente il termine di Calcarenite di Col Palù ai terreni analoghi affioranti nel versante meridionale del Vallone Bellunese.

Recenti ricerche condotte nell'area di transizione tra la Piattaforma Friulana ed il Bacino Bellunese (GHETTI, 1987, 1989), hanno permesso di suddividere ulteriormente i depositi bioclastici di avanscogliera in due unità dal diverso significato ambientale. La prima, rappresentata da calcareniti e calciruditi in corpi massicci clinostratificati, è ottimamente affiorante alle pendici nordoccidentali del Monte Cavallo e rappresenta la facies di «slope» della piattaforma. La seconda unità, molto simile alla precedente dal punto di vista composizionale e tessiturale è invece costituita da torbiditi in strati tabulari accumulati alla base della stessa scarpata (Fig. 3.2). Da questa premessa discende che quest'ultimo corpo sedimentario, affiorante largamente in Alpi e nell'area del Foglio Belluno, non può conservare il termine originario di Calcare del M. Cavallo dal momento che nella omonima località esso non è rappresentato.

Ugualmente sconsigliabile è inoltre l'utilizzo del termine di Calcarenite di Col Palù, dal momento che essa trae origine da un toponimo di importanza locale collocato in un settore periferico rispetto al depocentro della formazione. Si propone quindi la nuova denominazione di Calcare del Fadalto per indicare un corpo di prevalente natura torbiditica alimentato dalla Piattaforma Friulana e depositato ai piedi di essa all'interno delle coeve formazioni pelagiche.

Essa consiste di calcareniti e calciruditi bioclastiche bianche e nocciola, in strati tabulari, talora amalgamati, di spessore da decimetrico a metrico. La frazione granulare è quasi esclusivamente costituita da frammenti scheletrici di rudiste ed altri lamellibranchi, gasteropodi ed alghe. Sono presenti anche subordinate quantità di foraminiferi bentonici (orbitoline, textularidi e miliolidi). È talora possibile osservare gradazioni dirette, laminazioni parallele ed incrociate ed altre strutture tipiche dei depositi torbiditici. Il riconoscimento di queste strutture è particolarmente importante perché rappresenta il principale elemento distintivo dell'unità in questione nei confronti delle più massicce sabbie di scarpata, composizionalmente analoghe. Sono localmente presenti intercalazioni di spessore metrico di micriti pelagiche in facies di Bianco. Alla sommità della formazione, nelle pareti che incombono sulla Sella del Fadalto, sono chiaramente visibili enormi ammassi lenticolari di circa 200 metri di base per 50 m di spessore che, in assenza di studi specifici e sulla base della loro geometria, sono presumibilmente da interpretare come «mounds» organogeni. Il Calcare del Fadalto costituisce un corpo a geometria cuneiforme che presenta i massimi spessori (4-500 m) nei Monti dell'Alpi, immediatamente a ridosso della scarpata alimentatrice (Fig. 3.2). Essa si assottiglia rapidamente verso Nord (circa 130 m a Lesis, nell'alta Val Cellina) e verso Ovest, dove si riduce a circa 200 m nell'area del Fadalto-Nevegal-Col Visentin. Si assottiglia ulteriormente, fino a sfregiarsi nei coevi depositi pelagici del Bianco, in tutti gli altri settori dei due versanti del Vallone Bellunese.

L'intervallo stratigrafico corrispondente a questa unità è compreso, nell'ambito del Foglio Belluno, tra l'Albiano-Cenomaniano ed il Santoniano-Campaniano (DI NAPOLI ALLIATA et al., 1970). La sovrapposizione delle sabbie bioclastiche di avanscogliera alle micriti pelagiche del Bianco era interpretata da Ferasin (1958) come l'effetto della progradazione verso occidente della Piattaforma Friulana. Un'ipotesi in parte alternativa prevede che l'aumento della frequenza delle torbiditi bioclastiche «fisiologiche» sia da mettere in relazione con un incremento della produttività carbonatica della piattaforma alimentatrice. A sua volta tale evento, in accordo con Droxler e Schlager (1985), potrebbe essere messo in relazione con una fase di stazionamento alto del mare intervenuta nell'Albiano-Cenomaniano. Ammettendo quindi che la distribuzione verticale delle sabbie bioclastiche di avanscogliera sia in esclusiva relazione con la produttività della piattaforma carbonatica, si potrebbe ipotizzare che la brusca interruzione degli apporti al tetto del Calcare del Fadalto rappresenti la registrazione bacinale della morte della piattaforma a rudiste. Comunemente attribuita al Maastrichtiano, la fine dell'attività della «scogliera» sarebbe invece così riferibile al Santoniano.

28-PC-C¹¹⁻⁷ - *Formazione di Cugnan e Scaglia Rossa* (Eocene inf. p.p.-Cretacico sup. p.p.)¹, (P. Grandesso)

Nei settori settentrionale e occidentale del foglio, a Ovest di Carve, la Scaglia Rossa poggia in continuità sul Bianco o sul Calcare di Soccher, mentre in quello sudorientale è sovrapposta al Calcare del Fadalto, con il quale è in parte eteropica.

¹ In queste note illustrative si fa riferimento agli schemi zonali, basati sulle associazioni a foraminiferi planctonici del Cretaceo Superiore-Terziario, pubblicati in: *Plankton Stratigraphy* (H.M. BOLLJ, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN eds.), Cambridge University Press, 1985.

Il passaggio tra il Biancone, o il Calcare di Soccher, e la Scaglia Rossa appare molto graduale con aumento progressivo della frazione argillosa, accompagnato dalla comparsa di colorazioni rossastre che si intercalano a quelle biancastre e grigie caratteristiche delle formazioni sottostanti; anche la selce da grigio scura diviene rossastra. Il limite tra le due formazioni è posto, con un certo margine di approssimazione, alla prima importante comparsa di marne calcaree rossastre, adottando il criterio di CASATI e TOMAI (1969). Buoni affioramenti di questo intervallo di transizione si trovano allo sbocco della Valle del T. Mis, nelle valli dei T. Medone e T. Ardo a Nord di Belluno, nei pressi di Soccher, lungo il T. Terche a sud di Tiago e il T. Rimonta a Sud di Tallandino.

La potenza complessiva della Scaglia Rossa appare molto variabile dai 20 m lungo il T. Meassa ad Est di Belluno, ai 200-250 m nel settore sud-occidentale del foglio. Nel versante settentrionale del Vallone Bellunese la formazione è frequentemente interessata dalla Linea di Belluno, per cui il suo spessore risulta incompleto. Nella Valle del T. Mis la Scaglia Rossa, seppur mancante dei termini più alti, raggiunge la potenza di circa 140 m. Il pozzo Sedico 1 (AGIP, 1961) ne ha incontrato uno spessore di 130 m. Nel settore sudorientale, da S. Antonio Tortal fino all'estremità Est del foglio, i banchi biocalcarenitici del Calcare del Fadalto fanno passaggio superiormente e lateralmente a calcari scagliosi selciferi, biancastri e grigi, via via più argillosi e rossastri.

Tale intervallo, distinto in Alpage e Cansiglio come «Scaglia Grigia» da MANTOVANI et al. (1976) e da GHETTI e CANCIAN (1989), in questo foglio viene accorpato alla Scaglia Rossa; esso raggiunge uno spessore di una ventina di metri a NE di Vittorio Veneto presso Valscura.

Entro la parte inferiore della Scaglia Rossa si intercalano saltuariamente livelli centimetrici di torbiditi bioclastiche biancastre che rappresentano il persistere di eventi di risedimentazione analoghi a quelli che hanno costituito il Calcare del Fadalto. Procedendo verso Est (Caloniche, Comolade, La Secca), esse aumentano di spessore e di grana associandosi ad ammassi lentiformi bioruditi.

Queste intercalazioni furono deposte da flussi gravitativi sotto forma di frane sottomarine e torbide, provenienti dal margine della contigua Piattaforma Friulana (FERASIN, 1958).

La base della Scaglia Rossa poggia in «onlap» sul cuneo bioclastico rappresentato dal Calcare del Fadalto e risulta quindi diacrona. Infatti CASATI e TOMAI (1969) nelle sezioni del versante settentrionale del Vallone Bellunese e DI NAPOLI ALLIATA et al. (1970) nell'area di Vena d'Oro, riconoscono nei termini basali della Scaglia ricche associazioni a foraminiferi planctonici con *Dicarinella asymerica* (SIGAL) e *Globotruncanella elevata* (BROTZEN); inoltre FADAT (1963) nella sezione di Soccher segnala la presenza di *Marginotruncana coronata* (BOLLI) e di *Globotruncana arca* (CUSHMAN).

Queste associazioni nel complesso indicano un'età Santoniano superiore - Campaniano inferiore. Nelle sezioni di Caloniche e di Valscura, più prossime alla Piattaforma Friulana, le associazioni dei termini inferiori indicano invece un'età campaniana superiore-maastrichtiana, essendo presenti *Globotruncanella stuarti* (DE LAPPARENT) e *Globotruncana ventricosa* WHITE, a cui si aggiungono nella porzione superiore della «Scaglia Grigia» *Globotruncanella conica* (WHITE) e *Rosita contusa* (CUSHMAN), specie esclusive del Maastrichtiano.

Verso l'alto la Scaglia Rossa diventa decisamente più marnosa e sottilmente stratificata: la selce rossa, molto rara, va scomparendo nei termini più alti.

In tutti i livelli della formazione si rinvencono ricche microfauze a foraminiferi planctonici, mentre rari sono i macrofossili rappresentati da echinidi ed inoceramidi; più frequenti e talora abbondanti nella parte alta gli ichnofossili (*Zoophycos*).

Nel settore settentrionale del Foglio ad Ovest del T. Ardo di Belluno ed in quello occidentale ad Ovest di Carve, la Scaglia Rossa passa superiormente al Flysch di Belluno attraverso alcuni metri di marne fogliettate rosso violacee alternate a bande grigie e verdastre di età ypresiana (Zona a *Morozzo-*

vella formosa formosa); procedendo verso Est-Suddest è limitato al tetto dalla Scaglia Cinerea di età thanetiana (Zona a *Planoralites pusilla pusilla*) e da S. Antonio Tortal fino ai dintorni di Roncan, dalla Formazione di Cugnan.

Quest'ultima unità, definita da DI NAPOLI ALLIATA et al. (1970) è caratterizzata dall'alternanza di biocalcarenitici grigio chiari in banchi o strati decimetrici e di calcilutiti e marne rosse e grigie, in facies di Scaglia Rossa, di spessore subordinato alle prime.

La potenza della Formazione di Cugnan appare molto variabile, con valori massimi attorno ai 25 m a Sud di Vena d'Oro e di 20 m nei pressi di Tassei; essa va riducendosi fino a scomparire sia verso Ovest che verso Nordovest.

Il materiale bioclastico rappresentato da briozoi, coralli, melobesie e miliolidi, complessivamente coevo con le associazioni delle intercalazioni pelitiche, fu deposto da correnti di torbidità provenienti presumibilmente da Sudest. Sembra infatti verosimile che in alcuni settori della piattaforma cretacea, si fossero ripristinate, durante il Paleogene, condizioni di produttività carbonatica (COUSIN, 1981).

Nelle sezioni della Valle della Vena d'Oro e di Tassei le microfaune planctoniche delle intercalazioni marnose indicano un'età compresa tra il Maastrichtiano superiore (Zona a *Abatophalus mayaroensis*) ed il Thanetiano inferiore (base della Zona a *Planoralites pusilla pusilla*). La successione risulta però lacunosa al passaggio Cretaceo-Terziario. Nelle sezioni di Tassei e di Vena d'Oro non è rappresentato o tutto il Daniano o la sua parte inferiore, rispettivamente. Mentre a Sudest di Vich, a qualche chilometro da Cugnan, manca per lacuna l'intera formazione. Qui la discontinuità, evidenziata da una netta superficie di erosione, mette a contatto in leggera discordanza angolare i calcari marnosi pre-maastrichtiani della Scaglia Rossa con quelli thanetiani (Zona a *Planoralites pusilla pusilla*) della Scaglia Cinerea (PREMOLI SILVA e LUTERBACHER, 1966; DI NAPOLI ALLIATA et al., 1970).

Tali lacune sembrano riflettere condizioni di instabilità nel pendio di raccordo tra l'alto strutturale friulano ed il bacino bellunese durante il Paleocene inferiore. Nell'area di centro bacino (es. T. Ardo di Belluno) i termini di passaggio Cretaceo/Terziario in facies di Scaglia Rossa, appaiono in successione più continua come dimostrato da Medizza (1968).

A Nord e ad Ovest la formazione passa lateralmente in eteropia con la Scaglia Rossa.

27-EI-PC - Marna della Vena d'Oro e Scaglia Cinerea (Eocene inf. p.p.-Paleocene p.p.), (P. Grandesso)

Le due formazioni istituite da DI NAPOLI ALLIATA et al. (1970) possono essere facilmente distinte tra di loro solo nell'area tipo, ossia sul versante occidentale di Col Visentin, a Nord di Tassei, e sulle sue propaggini settentrionali. Nelle aree adiacenti la loro delimitazione appare problematica per variazioni graduali di composizione e di colore.

La Scaglia Cinerea si interpone tra la Scaglia Rossa, la Formazione di Cugnan, ove presente, e la Marna della Vena d'Oro. Il limite inferiore della Scaglia Cinerea è posto in corrispondenza della comparsa di calcari marnosi grigi fittamente stratificati, presto seguiti da marne cinerine più o meno argillose. La componente argillosa varia nella successione con una certa ritmicità, evidenziata da fenomeni di erosione differenziale. Sono presenti saltuarie intercalazioni di torbiditi bioclastiche provenienti dalla Piattaforma Friulana. Vasti affioramenti si trovano sul versante occidentale della valle di S. Croce a Nord di Lizzona, lungo la S.S. Alemagna e in corrispondenza di grandi cave, nonché alla stretta di Ponte nelle Alpi; in questa zona la potenza della Scaglia Cinerea è di almeno 70 m. In sinistra Piave l'unità affiora in continuità sopra la Formazione di Cugnan lungo il T. Meassa,

a Sud di Vena d'Oro, per una potenza di circa 40 m; a nord di Tassei, lungo gli affluenti di destra del T. Cicogna, lo spessore aumenta fino a circa 70 m per poi ridursi a S. Antonio Tortal a meno di 50 m. Il pozzo Sedico 1 (AGIP 1961) ne ha incontrato uno spessore di 59 m.

La Scaglia Cinerea contiene ricche associazioni a foraminiferi planctonici della Zona a *Planoralites pusilla pusilla*, riferibili al Thanetiano inferiore e frequenti ichnofossili (*Zoophycos*, *Chondrites*), come si può osservare anche nella formazione soprastante.

La ricomparsa di colorazioni rossastre ed un aumento della componente argillosa nella successione marnosa indicano il passaggio tra la Scaglia Cinerea e la Marna della Vena d'Oro. Persistono a vari livelli marne e marne argillose cineree o verdastre, ma risultano subordinate a quelle rossastre e violacee. Nel complesso la Marna della Vena d'Oro manifesta una stretta affinità di facies con i termini superiori della Scaglia Rossa, sottostante al Flysch di Belluno (come ad esempio ad Ovest di Carve) e solo l'interposizione della Scaglia Cinerea ne permette la distinzione.

La Marna della Vena d'Oro affiora estesamente sulla riva sinistra del Piave a Cadola e a Sagrogn lungo il T. Meassa dove raggiunge la sua massima potenza con circa 240 m; affiora ancora più a Sud nella valle del T. Cicogna, nei pressi di Tassei, e lungo il T. Ardo presso S. Antonio Tortal con spessori rispettivamente di 100 e 170 m. Le microfaune planctoniche permettono di datare la Marna della Vena d'Oro al Thanetiano superiore-Ypresiano superiore p.p., essendo alla base caratteristiche della Zona a *Planoralites pseudomenardii* e al tetto della Zona a *Morozovella formosa formosa*.

La Scaglia Cinerea e la Marna della Vena d'Oro sono quindi eteropiche con la parte superiore della Scaglia Rossa e complessivamente sono da considerarsi, in relazione alla frazione terrigena pelitica, dei «preflysch» rispetto al Flysch di Belluno. Le due formazioni hanno lo spessore massimo nelle propaggini settentrionali della dorsale del Col Visentin, con spessori totali di quasi 300 m.

25-E-26-EC - *Flysch di Belluno* (Eocene), (P. Grandesso)

La formazione affiora estesamente, anche se in maniera discontinua, nella parte mediana del foglio, in particolare sul versante meridionale del Vallone Bellunese lungo i principali torrenti.

Sul versante settentrionale la formazione è interessata da complicazioni tettoniche (Linea di Belluno) che ne riducono lo spessore o addirittura la sopprimono, come a Nord di S. Gregorio e di S. Zenon; solo lungo il T. Medone, il T. Ardo e sul versante meridionale di Col di Roanza, a Nord di Belluno, il flysch affiora con una certa continuità. Affioramenti più ridotti si hanno nei dintorni di S. Croce, al limite orientale del Foglio.

La potenza del Flysch di Belluno può essere valutata quindi solo in maniera approssimativa; essa dovrebbe superare i 750 m nella sezione del T. Medone - T. Ardo (STEFANI e GRANDESSO, 1991) e raggiungere il migliaio di metri lungo il fianco meridionale della sinclinale (Gnaccolini, 1969). Il pozzo Sedico 1 (AGIP, 1961) ubicato su un affioramento della parte alta ma non sommitale della formazione, ne ha attraversato 1128 m.

La formazione è costituita in massima parte da depositi torbiditici ed è tipicamente rappresentata da un'alternanza regolare di strati e banchi arenitici e subordinatamente ruditici grigi, o nocciola per alterazione e marne grigie di spessore in genere prevalente su quelle dei livelli grossolani.

Quest'ultimi sono rappresentati per lo più da biocalcareni o biocalciriti a macroforaminiferi ed alghe, rari sono i livelli terrigeni. In termini di sequenza di Bouma si tratta di successioni tronche inferiormente che iniziano in genere con l'intervallo *c* (areniti a laminazione incrociata e convoluta), meno frequentemente con il *b* (areniti a laminazione piano parallela). L'inter-

vallo *a*, poco rappresentato, è limitato ai banchi più grossolani, talora microconglomeratici alla base, potenti più di un metro.

Normale è la presenza, al tetto dell'intervallo pelitico *e*, di emipelagiti di spessore millimetrico-centimetrico, costituite da marne grigio chiare intensamente bioturbate ricche di foraminiferi planctonici.

L'insieme dei caratteri litologici sembra indicativo di un ambiente deposizionale di piana di bacino, almeno per gran parte del flysch compreso nell'area del Foglio.

L'analisi delle paleocorrenti ricavate dalle controimpronte basali dà una prevalente provenienza da Nord-Ovest, mentre appare molto secondaria quella da Est (GNACCOLINI, 1968; RICHTER, 1970). La loro scarsa dispersione potrebbe indicare l'incanalarsi delle correnti di torbidità, a composizione e provenienza differenti, lungo l'asse deposizionale del bacino, la cui orientazione NO-SE sembra connessa con la tettonica dinarica (STEFANI e GRANDESSO, 1991).

Nel settore compreso tra Mel, S. Antonio Tortal, il T. Cicogna e la destra Piave affiorano bancate bioclastiche plurimetrie di notevole evidenza morfologica. Nella sua parte sud-orientale (Col di Pera, media valle del T. Limana, Colle di Mezzodi) esse sono costituite da breccie grossolanamente gradate ad elementi centimetrico-decimetri e grossi inclusi pelitici, mentre in quella nord-occidentale (Mel, destra Piave) manifestano spessori e grana minori, con clasti di dimensioni massime di qualche centimetro ed una evidente gradazione. Le bancate bioclastiche sono interpretate da GNACCOLINI (1968) come depositi con caratteri di transizione tra la frana sottomarina e la torbidite prossimale e le loro variazioni di grana e di spessore in senso SE-NO indicherebbero, secondo l'autore una provenienza dei clasti da SE.

I termini basali del Flysch di Belluno giacciono in sulla Marna della Vena d'Oro o sulla Scaglia Rossa e manifestano ricche associazioni a foraminiferi planctonici della Zona a *Morozovella formosa formosa* di età ypresiana. Appena ad Ovest del foglio, lungo il T. Caorame, la base del flysch appare più recente essendo riferibile alla parte bassa della Zona a *Morozovella aragonensis*. I termini sommitali, nel settore orientale del foglio, appartengono alla parte più alta della Zona a *Morozovella aragonensis* (DI NAPOLI ALLIATA e PROTO DECIMA, 1968), mentre in quello occidentale, nei dintorni di Salmenega, sono riferibili alla Zona ad *Acarinina pentacamerata* dell'Ypresiano superiore e nel Feltrino alla Zona a *Turborotalia cerroazulensis pussagnoensis* del Luteziano. Il Flysch di Belluno manifesta quindi un sensibile ringiovanimento verso Ovest legato alla migrazione dell'asse deposizionale del bacino, quale riflesso dell'avanzamento del fronte dei sovrascorrimenti dinarici.

24-O-E - *Siltite di Curzoi* (Oligocene Inf.-Eocene Sup.), (P. Grandesso)

Questa unità affiora unicamente nei dintorni di Sedico ed è ben esposta per uno spessore di circa 20 m in una cava abbandonata in località Curzoi, 1 km ad Est di Sedico. È costituita da siltiti e marne argillose abbondantemente micacee, di colore grigio cinerino. In esse si rinvengono piccoli gusci di bivalvi spesso corrosi e piritizzati, resti di pesci e frequenti frustoli carboniosi.

Nelle siltiti argillose massive, ma molto friabili, si intercalano livelli più compatti marnosi grigio chiari e, nella parte più bassa, due strati di calcisiltiti giallastre a squame di pesci, spessi da 20 a 30 cm. Le seppur scarse associazioni a foraminiferi planctonici e le nannoflore dei livelli più bassi affioranti e di quelli al tetto indicano un'età compresa tra l'Eocene superiore e l'Oligocene inferiore (GRANDESSO, 1976; CASON et al., 1981). I termini inferiori contengono *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* (COLE), *T. cerroazulensis cocoensis* (CUSHMAN), *Globigerina* cf. *ampliapertura* BOLLI e tra il nannoplancton *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE, *Discoaster barbadiensis* TAN

SIN HOK, mentre quelli più alti *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *G. ciperoensis angustiumbilitata* BOLLI, rare *G. cf. ciperoensis ciperoensis* BOLLI e nannoflore a *Ericsonia subdisticha* (ROTH & HAY).

Riguardo l'ambiente deposizionale di questa unità, il suo contenuto paleontologico suggerisce condizioni marine di piattaforma interna per il rapporto molto basso tra foraminiferi planctonici e bentonici e per la significativa presenza tra questi ultimi dei generi *Elphidium* e *Ampibistegina*. Anche se non affiorano i termini di transizione tra la Siltite di Curzoi ed il sottostante Flysch di Belluno, sembra verosimile che tra le due formazioni esista un'importante lacuna stratigrafica sia per l'età molto più antica di quest'ultimo (il flysch affiorante poco ad Est di Curzoi è databile ancora all'Eocene inferiore), sia per la marcata differenza di facies che le due unità manifestano. Tale discontinuità appare coerente con il contesto evolutivo della tetto-genesi dinarica, che determinò il sollevamento dell'area bellunese, il conseguente instaurarsi di condizioni neritiche, e la probabile emersione di alcuni settori verso la fine dell'Eocene.

La Siltite di Curzoi è troncata superiormente dal banco basale dell'Arenaria Glauconitica di Belluno, che vi poggia in discordanza angolare. Il contatto è attraversato da frequenti e profonde gallerie di bioturbazione riempite di glauconite.

La successione molassica

(P. Grandesso)

Le formazioni della molassa distinte nel foglio sono in massima parte corrispondenti alle unità introdotte in modo informale da Massari et al., (1986 a e b), a cui si rimanda per maggiori dettagli sulla sedimentologia e sull'evoluzione del bacino della molassa veneta.

22-O³ar - Arenaria Glauconitica di Belluno, (Cattiano)

La formazione rappresenta l'unità basale della successione molassica; poggia in discordanza sul Flysch di Belluno o sulla Siltite di Curzoi ed è eteropica con la Calcarenite dell'Alpago.

L'unità affiora con notevole continuità laterale attorno al nucleo della Sinclinale Bellunese. In particolare è ben esposta per tutta la sua potenza nel settore settentrionale, lungo il T. Ardo presso Conzago, a Ponte di Mas, nel Bosco di Gron e più a occidente a Nord di Maras in Val Aldega; in quella meridionale, a Nord di Salmenega lungo il torrente omonimo, a Sud di Orzes lungo il T. Gresal, sul T. Ardo presso Vezzano e poco ad Ovest lungo il T. Rui in località S. Sebastiano. Affiora anche nell'estremo settore sudorientale del foglio, nei dintorni di Serravalle di Vittorio Veneto, ma in modo molto discontinuo e ridotto; in particolare presso Valcada, l'Arenaria Glauconitica di Belluno è a contatto, per faglia, con la marne della Scaglia Rossa.

La potenza della formazione varia da 8-12 m nelle sezioni settentrionali, a più di 70 m in quelle meridionali.

L'Arenaria Glauconitica di Belluno comprende alla base il caratteristico banco verde cupo noto come «Glauconia di Belluno» (VENZO, 1937) cui seguono superiormente marne siltose grigie bioturbate con intercalati livelli arenacei talora abbondantemente glauconitici e fossiliferi. La formazione comprende al tetto un successivo banco arenaceo glauconitico che segna il limite con la Siltite di Bastia.

Il banco basale, potente 2-4 m, inizia con un «lag» trasgressivo conglomeratico zeppo di macrofossili, con piccoli ciottoli di selce e quarzo e frammenti del substrato entro una matrice di arenarie medio-grossolane glauconitiche.

Localmente (Val Aldega, Sedico, Boscon, Orzes) verso la base del banco è presente un'intercalazione spessa 20-30 cm di biocalciruditi ad alge corallinacee, briozoi e macroforaminiferi (*Nephrolepidina*). Alla cava di Curzoi, poco ad est di Sedico, affiorano altri due sottili livelli, ad essa sottostanti, di calcisiltiti laminate con microfaune rimaneggiate (GRANDESSO, 1976) che uniti al precedente vanno a costituire il substrato, spesso 60-70 cm, discordante sulla Siltite di Curzoi. Tali livelli calcarei sebbene presentino una litologia distinta dalla glauconia, per quanto vi appaiano quasi inglobati per l'intensa bioturbazione e non risultino in continuità stratigrafica con essa, vengono accorpate alla formazione per motivi cartografici, considerando il loro esiguo spessore e l'estensione locale.

Verso l'alto il banco basale mostra una diminuzione della grana, passando ad arenarie fini siltose, e del contenuto in glauconite; persiste l'intensa bioturbazione e possono ricomparire a più livelli lumachele costituite in netta prevalenza da bivalvi, per lo più pettinidi [*Chlamys deleta* (MIGHT)], e da gasteropodi, scafopodi (*Dentalium*), echinidi e denti di pesci.

Il passaggio alle marne siltose soprastanti è graduale, accompagnato dall'attenuarsi della bioturbazione, a volte evidenziata da concentrazioni di glauconite nelle gallerie, e da una maggiore dispersione dei fossili; verso l'alto possono comparire frustoli carboniosi, mentre la grana tende ad aumentare. Si tratta di una successione «coarsening upward» interpretabile come ciclo trasgressivo-regressivo.

Più netto appare il contatto tra le marne siltose e i banchi o livelli arenacei glauconitici successivi, anche se reso irregolare nel dettaglio dalla bioturbazione. In essi si ripresentano i caratteri tessiturali del banco inferiore con massima concentrazione di glauconite e di fossili alla base. Nell'Arenaria Glauconitica di Belluno si individuano così più cicli trasgressivo-regressivi (almeno cinque nella sezione di Curzoi, ove non affiora il tetto della formazione), i quali complessivamente manifestano una tendenza trasgressiva nell'ambito di una piattaforma.

Il banco glauconitico di tetto è mediamente di spessore più ridotto (1-3 m) rispetto a quello basale, con grana più fine (solo localmente, ad esempio sul T. Ardo presso Vezzano, sono presenti sparsi ciottolotti di selce) e una relativa minore concentrazione e varietà di macrofossili, tra i quali, oltre ai pettinidi sono comuni i coralli individuali; si trovano anche resti di piante come ad esempio nelle sezioni di Orzes e del T. Rui.

Nelle sezioni settentrionali la potenza della formazione risulta notevolmente minore, mancando le intercalazioni pelitiche. L'unità è costituita, come si può ben osservare a Ponte di Mas da tre o quattro banchi glauconitici sovrapposti, i cui limiti sono mal definibili per l'intensa bioturbazione. Il limite inferiore dell'Arenaria Glauconitica di Belluno è chiaramente erosivo e tronca con discordanza angolare il flysch, ben evidente sul T. Ardo nei pressi di Vezzano, e la Siltite di Curzoi. Spesso i livelli arenacei a contatto con il banco glauconitico mostrano caratteristiche perforazioni di litofagi riempite da glauconite.

Tale discordanza è connessa con un'ampia lacuna stratigrafica comprendente l'Eocene medio-Oligocene inferiore, rispetto al flysch, o a parte dell'Oligocene rispetto alla Siltite di Curzoi; può essere riferita alla fase compressiva dinarica che si sviluppò nel Sudalpino orientale principalmente durante il Paleogene (DOGLIONI e BOSELLINI, 1987).

L'età cattiana, attribuita al banco glauconitico inferiore in base alle abbondanti macrofaune da DAL PIAZ (1916) e VENZO (1937), viene estesa a tutta la formazione poiché le marne intercalate contengono ricche microfaune con *Globigerina ciperoensis ciperoensis* BOLLI, *G. sellii* (BORSETTI), *Globorotalia opima nana* BOLLI e *G. siakensis* (LE ROY), cui si aggiungono verso il tetto rari *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER, riferibili alla Zona a *Globigerina ciperoensis ciperoensis*. L'età cattiana viene confermata anche dal nannoplankton calcareo tipico della Zona a *Sphenolithus ciperoensis* (GRANDESSO, 1976).

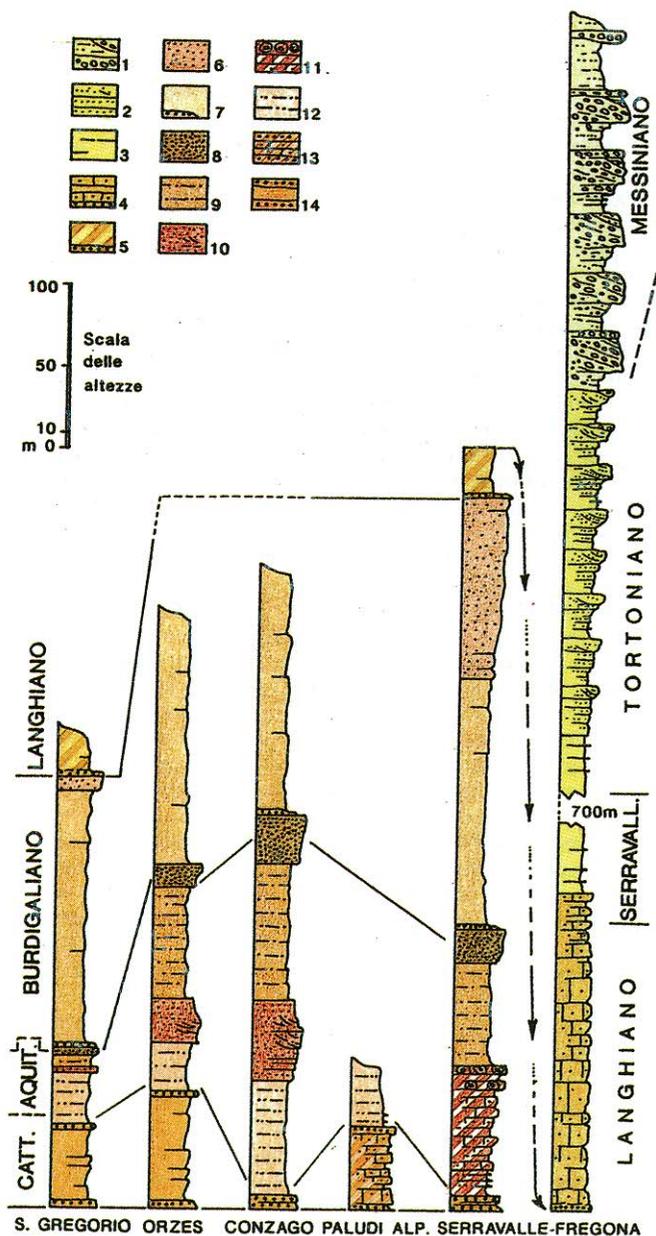


Fig. 3.4 - Colonne stratigrafiche della successione molassica 1 - Conglomerato del Montello; 2 - Arenaria di Vittorio Veneto; 3 - Marna di Tarzo; 4 - Formazione del M. Balbo; 5 - Marna di Monfumo; 6 - Arenaria di S. Gregorio; 7 - Marna di Bolago; 8 - Arenaria di Libano; 9 - Siltite di Casoni; 10 - Arenaria di Orzes; 11 - Calcareniti di Casteluccio; 12 - Siltite di Bastia; 13 - Calcareniti dell'Alpago; 14 - Arenaria Galuconitica di Belluno.

23-O³C - Calcareniti dell'Alpago, (Cattiano)

La formazione è comprensiva delle «Marne glauconiose fossilifere dell'Alpago...» e dei «calcarei a *Lepidocyclina elephantina*, *Nullipore*, *Scutella...*» della carta geologica delle Tre Venezie Foglio 23 Belluno, riferite rispettivamente al Cattiano e all'Aquitano. Affiora solo parzialmente nell'estremità orientale del foglio; lungo la strada che da Paludi sale a Tignes, si osserva per uno spessore di circa 15 m, una successione a stratificazione mal distinta di calcareniti nocciola e superiormente grigio verdastre debolmente glauconitiche con bivalvi sparsi, briozoi e lepidocycline. Esse sono ricoperte da un livello decimetrico di areniti fini glauconitiche con frequenti pettinidi, e sfumano verso l'alto a siltiti arenacee grigie.

Sezioni meglio esposte e complete si hanno poco più ad oriente del foglio, nei pressi di Garna e ad ovest di Montanès, lungo la Val Codoloi e il T. Tesa. Qui la formazione risulta potente oltre 50 m ed è discordante sul Flysch di Belluno; essa è caratterizzata dalla successione di più cicli negativi «coarsening-thickening upward» di significato presumibilmente analogo a quelli riconosciuti nell'Arenaria Glauconitica di Belluno. Ogni ciclo inizia in genere con un sottile livello di arenarie fini glauconitiche fossilifere o microconglomeratiche nel caso del ciclo basale, cui seguono siltiti marnose bioturbate per uno spessore di 2-5 m. La parte superiore dei cicli, potente 7-11 m, è data da arenarie fini ibride passanti a calcareniti, con associazioni a bivalvi, echinidi, briozoi, macroforaminiferi e alghe coralline. Le calcareniti verso l'alto sono attraversate da frequenti gallerie di bioturbazione riempite di silt glauconitico.

Al tetto della Calcareniti dell'Alpago, sulla sommità del versante occidentale della Valle Cantuna e ad est del Canale Cellina, si rivela un livello discontinuo di arenarie glauconitiche fossilifere, mentre più ad Est, fuori del foglio, tra Puos d'Alpago e Garna, l'unità termina con una lente calcarea a rodofite di spessore massimo di circa 5 m. Le alghe formano grossi noduli a struttura concentrica (rodoliti) immersi in una matrice finemente arenacea.

Le intercalazioni siltoso-marnose contengono scarse associazioni a foraminiferi planctonici con *Globigerina ciperoensis ciperoensis* BOLLII, *Globorotalia opima nana* BOLLII e *Gt. siakensis* (LE ROY), mentre nelle calcareniti al tetto della formazione, MANTOVANI et al. (1978) segnalano ricche associazioni a foraminiferi bentonici con *Miogypsinoidea*, *Operculina* e *Amphistegina*. Tali microfaune, sebbene non consentano determinazioni biocronostratigrafiche di dettaglio, sembrano sufficienti a riferire la formazione al Cattiano. Secondo Venzo (1939) le associazioni a *Chlamys pseudopasinii* (VENZO), *Scutella subrotundaeformis* (SCHAUROT) e *Lepidocyclina (Eulepidina) elephantina* LEMOINE & DOUVILLÉ delle calcareniti indicherebbero un'età aquitaniana, ma la loro distribuzione stratigrafica comprende anche il Cattiano.

Nel suo complesso la Calcareniti dell'Alpago può essere correlata con l'Arenaria Glauconitica di Belluno e la diversa litologia tra le due formazioni potrebbe riflettere condizioni batimetriche meno profonde nell'area dell'Alpago, in cui la fase regressiva di ogni ciclo instaurava temporanee condizioni epineritiche con maggior produttività carbonatica.

21-M¹ - Siltite di Bastia, (Aquitano p.p.)

Nel Bellunese la formazione è compresa tra l'Arenaria Glauconitica di Belluno e l'Arenaria di Orzes e affiora con una buona continuità lungo il T. Ardo, presso Conzago e Vezzano, a Ponte di Mas e lungo il T. Gresal ad Est di Orzes con spessori variabili da 20 a oltre 70 m.

Nell'Alpago la Siltite di Bastia succede alla Calcareniti dell'Alpago ove raggiunge la sua massima potenza di oltre 250 m. Nei dintorni di Paludi,

all'estremità Est del foglio, affiora solo la sua parte inferiore in corrispondenza di una cava.

A nord di Vittorio Veneto, settore sudorientale del foglio, la formazione è compresa tra l'Arenaria Glauconitica di Belluno e la Calcarenite di Castelcuco e affiora solo per alcuni metri presso Valcada.

La parte inferiore della formazione è costituita da arenarie fini silteose leggermente glauconitiche bioturbate con coralli isolati e pettinidi (*Cblamys pseudopasini* VENZO), più frequenti in Alpi dove sono associati a echinidi (*Pericosmus monteivalensis* SCHAUROT) e ostreidi di piccola taglia concentrati in sottili livelli glauconitici.

Dopo qualche metro si passa gradualmente a marne silteose grigio-azzurre che in breve sfumano a siltiti massive, sempre con diffusa bioturbazione, e nella parte superiore a siltiti finemente arenacee con fossili sparsi, rappresentati per lo più da coralli isolati, piccoli bivalvi e resti di piante. Il passaggio alla soprastante Arenaria di Orzes è segnato da un orizzonte arenaceo discretamente glauconitico, intensamente bioturbato. A Valcada affiora solo la parte alta della Siltite di Bastia, correlabile litostratigraficamente con parte dei livelli 10-13 di Accordi (1955), soprastanti il banco glauconitico a *Cblamys northamptoni* MICHELOTTI, tetto dell'Arenaria Glauconitica di Belluno. Alle siltiti si intercalano strati centimetrico-decimetrici di calcisiltiti e più rare calcareniti fini a bivalvi, echinidi, briozoi e coralli sparsi, le quali verso l'alto aumentano rapidamente di frequenza e di spessore. Il limite superiore con la Calcarenite di Castelcuco è posto al prevalere delle calcareniti sulle peliti.

Le microfaune sono abbondanti e ben diversificate nella parte inferiore più marnosa della formazione, con discrete percentuali di foraminiferi planctonici che vanno diminuendo verso l'alto fino a scomparire nei termini superiori, ove prevalgono nettamente le forme arenacee.

Nella Siltite di Bastia si riconoscono condizioni batimetriche più profonde, di piattaforma esterna, nei termini inferiori e una tendenza regressiva in quelli superiori con caratteri epineritici. La formazione è riferita al Cattiano/Aquitano poiché le associazioni a foraminiferi planctonici contengono non rari *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER, *Globoquadrina* cf. *debiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e *Globorotalia siakensis* (LE ROY). La consistente presenza di *G. primordius* potrebbe suggerire un'età già aquitana, ma la cattiva conservazione di esemplari attribuiti dubitativamente a *Globoquadrina debiscens* non consente di confermarla con sicurezza.

Accordi (1955) basandosi sulle macrofaune riferisce all'Aquitano i livelli 12 e 13 della sezione di Valcada corrispondenti ai termini superiori della Siltite di Bastia.

20-M¹c - Calcarenite di Castelcuco, (Aquitano p.p.)

Affiora esclusivamente nel settore sud-orientale del foglio a nord di Vittorio Veneto e costituisce la dorsale che fiancheggia in destra il Rio Pradal e prosegue a SO tra Biscosta e S. Gusè. Persiste lateralmente con pronunciato rilievo morfologico anche ad Ovest del foglio per molti chilometri fino a Crespano, oltre la località tipo di Castelcuco.

Si tratta di un litosoma potente 65-70 m composto da banchi metrici di biocalcareniti e subordinate areniti ibride nocciola, grigie o verdine per la presenza di sparsa glauconite, intercalati a rari livelli decimetrici di siltiti marnose e calcisiltiti azzurrine o giallastre per alterazione.

I fossili sono molto frequenti e spesso addensati a più livelli e costituiscono tipiche associazioni a «foramol» ad abbondanti echinidi, in prevalenza scutelle, pettinidi, macroforaminiferi (*Lepidocyclina*, *Miogypsinoides*, *Miogypsina*, *Operculina*, *Heterostegina*), briozoi e alghe corallinee incrostanti. Queste ultime aumentano di frequenza verso l'alto e alla sommità della formazione

costituiscono due banchi zeppi di noduli biancastri a struttura concentrica (rodoliti), immersi in scarsa matrice finemente arenacea e discretamente glauconitica, potenti 2-4 metri e separati da alcuni metri di calcisiltiti e biocalcareniti fini. Al tetto un sottile orizzonte di arenarie glauconitiche fossilifere segna il brusco passaggio alla Siltite di Casoni.

Accordi (1955) riferisce le «arenarie a *Scutella subrotundaeformis*» ed i «calcareniti a *Litbotamium*», affioranti presso Valcada e corrispondenti all'unità in esame, all'Aquitano. MASPERONI BASTIANUTTI (1964) segnala nelle calcareniti del Trevigiano occidentale (zona di Castelcuco-Bocca di Serra) frequenti specie di *Operculina* e *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) esclusive del Miocene, cui si associano verso l'alto *Miogypsinoides* e *Miogypsina*. La Calcarenite di Castelcuco rappresenta un sistema di barre sabbiose, a prevalente componente bioclastica, migranti su di una piattaforma di bassa profondità, soggette all'azione di correnti tidali e di tempeste. L'unità si sarebbe deposta in posizione molto distale rispetto all'Arenaria di Orzes, circa coeva.

19-M¹ar - Arenaria di Libano, Siltite di Casoni, Arenaria di Orzes, (Burdigaliano p.p.-Aquitano p.p.)

Nell'area del foglio le tre unità affiorano in successione pressoché continua solo lungo il T. Gresal dove si individuano le sezioni tipo.

Nel settore sud-orientale presso Vittorio Veneto affiorano in maniera molto discontinua e ridotta la Siltite di Casoni e l'Arenaria di Libano, che ad Est di Valscura sono in gran parte elise dal sistema di faglie della Linea della Valcada.

Procedendo in ordine stratigrafico dal basso all'alto, la prima unità è l'Arenaria di Orzes. Essa affiora molto bene, oltre che lungo il T. Gresal, nelle sezioni del T. Ardo, presso Vezzano e Conzago, di Ponte di Mas, e anche se non completamente, a Gron. Costituisce un litosoma arenaceo, di spessore variabile da 25 a 50 m, con notevole risalto morfologico.

Presenta una parte inferiore a tendenza negativa, evidenziata dall'aumento verso l'alto della grana e della scala della struttura, ed una superiore a tendenza positiva.

La base è segnata da un sottile livello di arenarie glauconitiche medio-grossolane intensamente bioturbate, cui segue qualche metro di arenarie fini, massive scarsamente fossilifere. Ad esse succedono rapidamente arenarie quarzose medie e grossolane grigio verdastre leggermente glauconitiche, a stratificazione incrociata concava (T. Gresal) o a basso angolo (T. Ardo presso Vezzano) sottolineata da lamine glauconitiche. I fossili sono molto rari, rappresentati per lo più da resti vegetali anche di dimensioni centimetriche. Nelle sezioni settentrionali (T. Ardo presso Conzago, Ponte di Mas e Gron) al di sopra della porzione basale massiva si osserva un intervallo a fitte alternanze di arenarie da fini a medie e subordinate siltiti con bioturbazioni descescenti verso la parte alta più grossolana, spesso una decina di metri, caratterizzata da stratificazione incrociata concava.

Nella porzione superiore, la tendenza positiva (da arenarie medio-grossolane a fini) è accompagnata da una ripresa della bioturbazione spesso evidenziata da concentrazioni di glauconite e da una relativa maggior frequenza di pettinidi e coralli individuali. Nella sezione del T. Ardo (Conzago) alla base della porzione superiore è presente un livello arenaceo discretamente glauconitico, molto bioturbato con locali concentrazioni di ciottolotti di quarzo e selce, cui succede un nuovo breve intervallo (1-2 m) di arenarie fini a stratificazione incrociata concava a più piccola scala.

L'Arenaria di Orzes è riferita all'Aquitano solo per inquadramento non contenendo fossili di significato biostratigrafico. Essa rappresenta un sistema di barre sabbiose rielaborate da correnti di marea e dal moto ondoso

alla foce di un estuario (parte inferiore «coarsening upward»), ricoperte da sabbie litorali di spiaggia esterna.

Il limite superiore con la Siltite di Casoni è segnato dalla progressiva diminuzione della grana, accompagnata da un forte aumento della bioturbazione; alle arenarie fini debolmente glauconitiche si intercalano livelli siltosi metrici che in breve diventano prevalenti.

La Siltite di Casoni affiora completamente, per una potenza di oltre 70 m, solo nella sezione del T. Gresal, nei dintorni della località omonima; nelle sezioni del T. Ardo è esposta solo la parte inferiore. Nel settore Sud-Est del foglio la formazione è compresa tra la Calcarenita di Castelcuoco e l'Arenaria di Libano e affiora solo parzialmente nei dintorni di S. Gusè.

Al di sopra della porzione basale, di cui si è già detto in precedenza, si passa a siltiti arenacee grigie, via via più marnose verso l'alto, con qualche intercalazione finemente arenacea.

A circa 15-20 m dalla base è rilevabile sia nel T. Gresal (ponte di Casoni) che nel T. Ardo un banchetto di arenarie fini glauconitiche molto bioturbate, con rari pettinidi, coralli isolati e resti vegetali fluitati; seguono siltiti marnose, superiormente più arenacee, con tendenza negativa sottolineata dalla comparsa verso il tetto di intercalazioni di arenarie molto fini a debole risalto morfologico. I fossili in questo intervallo sono molto dispersi e rappresentati soprattutto da resti di piante. Il limite con la soprastante Arenaria di Libano è transizionale e segnato dalla comparsa di arenarie fini quarzose massive.

Le microfaune della Siltite di Casoni sono abbondanti, ben diversificate e con discrete percentuali di foraminiferi planctonici nella parte bassa, mentre verso la parte alta tendono a divenire oligotipiche con associazioni a foraminiferi bentonici costituite quasi esclusivamente da *Florilus*, *Elphidium* e *Ammonia*. In questa successione si riflette un trend regressivo con condizioni di massima profondità nella parte inferiore e più prossimali in quella superiore in facies di prodelta.

Le associazioni a foraminiferi planctonici contengono *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER, *G. trilobus immaturus* LE ROY, *G. aff. altiapertura* BOLLÉ, *Globoquadrina debiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e *Catapsidrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ) indicative di un'età francamente aquitaniana.

L'Arenaria di Libano costituisce un litosoma massiccio di arenarie quarzose grigio verdastre da fini a grossolane, talora microconglomeratiche, ad evidente tendenza negativa. Contengono resti vegetali fluitati, anche di grosse dimensioni (pini e palme), e denti e ossa di squali e odontoceti, particolarmente frequenti nella parte alta, utilizzata un tempo come «pietra da mole». Più rare sono le malacofaune rappresentate da ostreidi e pettinidi (*Chlamys northamptoni* MICHELOTTI).

L'Arenaria di Libano è ben esposta nell'area bellunese poco ad est della località omonima, lungo il T. Gresal e lungo un suo affluente a nord di Casoni; mentre affiora solo in parte presso le cave abbandonate di Bolzano (Bus delle Mole).

Lo spessore dell'unità è di circa 6 m a nord di Casoni, 15 m a Libano e alle miniere di Bolzano dovrebbe raggiungere, secondo DAL PIAZ (1916), i 50 m. A questo aumento laterale di spessore si associa un leggero aumento di grana passando da arenarie medio-fini a grossolane.

Nel settore occidentale del foglio la formazione affiora lungo il T. Rumian, a NO di Marsiai, ed è costituita da un banco potente circa 3 m di arenaria fine grigio verde, debolmente glauconitica; al tetto passa ad un'arenaria glauconitica di color verde cupo, molto bioturbata, con rari ciottoloni di selce e pettinidi, spesso alcuni centimetri, che rappresenta la base trasgressiva della Marna di Bolago. L'Arenaria di Libano viene riferita dubitativamente al Burdigaliano p.p. - Aquitaniano p.p. solo in base ai suoi rapporti stratigrafici con le unità sotto - e soprastanti ed è interpretata da CASON et al. (1981) come un deposito di fronte deltizia. Il limite superiore con la

Marna di Bolago è netto, segnato da una brusca diminuzione di grana, passando da arenarie medie o grossolane a siltiti marnose, o localmente ad arenarie glauconitiche fossilifere (dintorni di Marsiai e di Tiso).

18-Ma 2-1 - Marna di Bolago, (Burdigaliano p.p.)

L'unità rappresenta il termine più recente della sinclinale di Belluno, ad Est del T. Cordevole.

Affiora pressoché in continuità per una potenza di oltre 150 m lungo il T. Gresal, al di sopra dell'Arenaria di Libano, senza però mostrare il suo limite superiore. I termini più alti, di transizione con la soprastante Arenaria di S. Gregorio, sono ben esposti nel settore occidentale, lungo il T. Rumarna a sud di S. Martino, nelle valli che attraversano la fascia collinare, a sud di S. Gregorio nelle Alpi-Carazzai e presso il ponte di S. Vittore Veses. Affiora, ma in maniera molto discontinua, anche nel settore Sud-Est del foglio presso S. Gusè e alla testata della valle del Rio Pradal, rivelando una potenza di almeno 150 m.

Alle arenarie glauconitiche e/o alle siltiti grigio verdine della base della formazione succedono rapidamente marne siltose e marne cinerine o grigio scure massive. Ad esse si intercalano saltuariamente strati o banchi di siltiti finemente arenacee in cui i fossili, di solito molto dispersi, si concentrano a formare delle lumachele a bivalvi, turritelle, frequenti radioli di echinidi e coralli individuali, spesso associate a grossi resti vegetali fluitati.

Nella parte più alta affiorante nella sezione del T. Rumarna e a Nord del Ponte di S. Vittore Veses è presente un banco zeppo di grosse ostre. Nella marna la frazione arenacea aumenta progressivamente fino a prevalere passando, dopo alcuni metri, ad un'arenaria molto fine, che rappresenta la base dell'Arenaria di S. Gregorio. La bioturbazione è abbastanza diffusa lungo tutta la formazione ed è talvolta evidenziata da un fine tritume di fossili o da concentrazione di glauconite.

Le associazioni microfaunistiche della Marna di Bolago sono in genere abbondanti e, in gran parte della successione, con elevate percentuali di foraminiferi planctonici rappresentati da *Globigerinoides ruber* (d'ORBIGNY), *G. trilobus trilobus* (REUSS) *G. bisphericus* TODD, nella parte più alta, *Globoquadrina debiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e *Globorotalia* del gruppo *siakensis-acrostoma*. Nei termini superiori prevalgono le associazioni bentoniche con frequenti *Haplobragmoidinae*, *Ammonia*, e ostracodi. La Marna di Bolago può essere considerata un deposito di piattaforma esterna che evolve verso l'alto a condizioni più prossimali, con sensibili influenze deltizie; la sua età, in base alle associazioni planctoniche risulta burdigaliana.

17-Mar²⁻¹ - Arenaria di S. Gregorio, (Burdigaliano p.p.)

L'Arenaria di S. Gregorio affiora solo nel settore occidentale del foglio, nei dintorni di S. Gregorio nelle Alpi, ed in quello sud-orientale, lungo il versante settentrionale della Costa di Serravalle.

Costituisce un litosoma a tendenza negativa, di arenarie da molto fini a medie, debolmente glauconitiche, grigio verdastre, massive, con qualche intercalazione siltosa a limiti sfumati, nella parte bassa. I fossili sono molto rari e dispersi, più frequenti i resti vegetali fluitati. La bioturbazione appare diffusa e particolarmente intensa al contatto con il livello arenaceo glauconitico soprastante che rappresenta la base trasgressiva della Marna di Monfumo.

La potenza della Arenaria di S. Gregorio è variabile da 8-10 m nei dintorni di S. Gregorio ad oltre un centinaio di metri nella Costa di Serravalle. Riferita al Burdigaliano superiore, per posizione stratigrafica, viene interpretata come un probabile deposito di fronte deltizia.

16-M^{2m} - Marna di Monfumo, (Langhiano p.p.)

È la formazione marina più recente della Sinclinale di Belluno e affiora parzialmente nei dintorni di S. Gregorio nelle Alpi-Carazzai. Nel settore Sud-Est del foglio è ben esposta la sua parte inferiore, all'estremità orientale della Costa di Serravalle e quella superiore in una cava a nord di Vittorio Veneto; complessivamente la sua potenza si aggira sui 30 m. La Marna di Monfumo, seppure di spessore limitato si estende su tutto il bacino della molassa veneto-friulana. La sua sezione-tipo si trova nei pressi di Monfumo, nel Trevigiano occidentale.

L'unità poggia in paraconcordanza sull'Arenaria di S. Gregorio, con un banco potente oltre un metro di arenarie molto glauconitiche intensamente bioturbate, con rari ciottolotti di selce e fossili per lo più concentrati alla base, ma non abbondanti; tra questi prevalgono i coralli individuali, più rari sono piccoli bivalvi, denti di selci e resti vegetali fluitati. Graduale è il passaggio a siltiti marnose e marne grigio azzurre o giallastre per alterazione, a stratificazione mal distinta, con qualche intercalazione di calcisiltiti nella parte superiore. In prossimità del tetto della formazione si rileva un orizzonte, potente alcuni decimetri, di cineriti lutitiche biancastre a frattura scheggiata e molto leggere, talora con noduli di selce scura, come nella sezione di Vittorio Veneto (GRANDESSO & STEFANI, 1991).

Il limite superiore con la Formazione del M. Baldo è netto e segnato da un livello di areniti ibride glauconitiche molto bioturbate, base dell'unità soprastante.

I macrofossili sono in genere poco diffusi, rappresentati da sparsi coralli individuali, gasteropodi e bivalvi di piccola taglia; molto abbondanti invece le microfaune, ben diversificate, con netta prevalenza di foraminiferi planctonici, in particolare nella porzione inferiore dell'unità. La presenza tra questi di *Praeorbulina glomerata* s.l., *P. transitoria* (BLOW) e *Globigerinoides bisphericus* (TODD), specie caratteristiche della Zona a *Praeorbulina glomerata*, consente di riferire la formazione alla parte inferiore del Langhiano.

La Marna di Monfumo costituisce un ciclo trasgressivo-regressivo, con depositi epibatiali e di piattaforma esterna, la cui porzione regressiva risulta in gran parte erosa, troncata dal soprastante orizzonte trasgressivo.

15-M^{3-2ar} - Formazione del Monte Baldo, (Serravalliano p.p.-Langhiano p.p.)

Corrisponde ai «Calcarei marnosi da cemento ad *Aturia aturi* di Serravalle» della Carta Geologica delle Tre Venezie F° 23 Belluno e affiora esclusivamente nel settore Sud-Est del foglio.

Costituisce l'ossatura della Costa di Serravalle e dell'adiacente dorsale del M. Baldo, ad Ovest. La sua sezione tipo è ubicata all'estremità occidentale della Costa di Serravalle, sul fronte di una cava abbandonata. Affiora estesamente, in particolare la parte medio alta, anche in quella situata a NO di Ciser.

I primi sei metri della formazione sono dati essenzialmente da arenarie fini bioturbate con glauconite concentrata al letto e più dispersa verso l'alto. Seguono areniti ibride e più frequenti calcareniti fini e calcisiltiti grigio chiare in banchi plurimetrici, di aspetto massiccio, con intercalazioni marnose decimetriche-metriche. Nella parte superiore, al passaggio con la Marna di Tarzo, lo spessore e la grana dei banchi calcarei va diminuendo progressivamente.

Il limite con la formazione soprastante è posto al prevalere degli intervalli marnosi su quelli calcarei.

La potenza della Formazione del M. Baldo supera i 200 metri. Il contenuto paleontologico è dato da dispersi bivalvi, *Lucinoma borealis* (LINNEUS), nautiloidi, gasteropodi [*Ficus conditus* (BRONGNART)] e più frequenti microfaune con associazioni a foraminiferi planctonici in percentuali da discrete a elevate, nei termini superiori.

Significativa è la presenza di *Praeorbulina glomerata circularis* (BLOW), *P. transitoria* BLOW, *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN e, verso il tetto, di *Orbulina universa* d'ORBIGNY e *O. bilobata* (d'ORBIGNY), specie che permettono di attribuire alla formazione un'età langhiana superiore-serravalliana basale.

La Formazione del M. Baldo viene riferita ad un sistema di barre off-shore soggette all'azione delle maree e degli uragani, che evolve verso condizioni di piattaforma esterna più profonda.

14-M⁴⁻³ - Marna di Tarzo, (Tortoniano p.p.-Serravalliano p.p.)

L'unità costituisce la fascia collinare compresa tra la Costa di Serravalle e la Costa di Fregona (angolo SE del foglio).

È data in massima parte da marne e marne argillose grigio-azzurre, o giallastre per alterazione, con qualche intercalazione calcarea o calcareo-siltosa nella parte basale. In quella superiore tendono a prevalere siltiti marnose, cui si intercalano siltiti arenacee e areniti fini in strati sottili. Il limite con la soprastante Arenaria di Vittorio Veneto è posto al prevalere della componente arenitica su quella siltosa marnosa. La potenza della Marna di Tarzo supera gli 800 metri.

I macrofossili, spesso calcinati e deformati, sono rappresentati per lo più da bivalvi quali *Anadara diluvii* (LAMARK) e sue sottospecie, e *Glossus humanus* (LINNAEUS), da gasteropodi, *Naticarius tigrinus* (DEFRANCE), e coralli isolati (ACCORDI, 1955).

Le microfaune, nella parte inferiore sono molto abbondanti e ben diversificate, con prevalenti associazioni planctoniche a *Orbulina universa* d'ORBIGNY, *O. bilobata* (d'ORBIGNY) e *Globigerinoides subquadratus* (BRÖNNIMANN); invece nei termini superiori tendono a divenire oligotipiche, con netta prevalenza dei generi *Bolivina* e *Uvigerina* e sensibile e progressiva diminuzione dei planctonici, rappresentati da rari esemplari di *Globorotalia acostaensis* BLOW, *G. continua* BLOW e *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ.

La Marna di Tarzo, in base alle associazioni fossili, può essere riferita all'intervallo cronostratigrafico compreso tra la parte bassa del Serravalliano e quella mediana del Tortoniano; risulta parzialmente eteropica con il Conglomerato di M. Piai di età tortoniana, affiorante a Sud-Ovest di Borghel, la cui deposizione fu delimitata ad Est da una soglia tettonica. L'unità manifesta un'evidente tendenza regressiva, passando dai termini inferiori costituiti da marne epibatiali e di piattaforma esterna, a quelli superiori dati da siltiti marnose di prodelta.

13-M⁴ - Arenaria di Vittorio Veneto, (Tortoniano p.p.)

Affiora lungo il versante settentrionale della Costa di Fregona e alla sua estremità orientale in corrispondenza della stretta del Caglieron ove è ben esposto in particolare il passaggio con il Conglomerato del Montello.

Il limite inferiore con la Marna di Tarzo invece non è facilmente definibile per la discontinuità degli affioramenti dei termini di transizione tra le due unità. La potenza dell'Arenaria di Vittorio Veneto può essere valutata approssimativamente attorno ai 250 metri.

La formazione è costituita in prevalenza da areniti a forte componente carbonatica (calciliti) grigio-azzurre, o giallastre per alterazione, più o meno cementate, in strati decimetrici o banchi plurimetrici a stratificazione incrociata concava, cui si intercalano siltiti arenacee e marne siltose di spessore subordinato alle prime, e in diminuzione verso l'alto. Nel complesso la successione mostra una tendenza negativa con aumento di spessore e di

grana delle areniti da fini, alla base, a grossolane con sparsi ciottolotti carbonatici e selciosi verso il tetto. In essa possono essere distinti, come si può osservare nella sezione del Caglieron, almeno sette cicli «Coarsening and thickening upward» fortemente asimmetrici con porzione regressiva dominante, spessi 20-25 metri (MASSARI, 1978). La parte basale di ogni ciclo è data da siltiti marnose intensamente bioturbate, talora con sottili lumachelle a gasteropodi e bivalvi. Ad esse si intercalano dapprima rari letti arenitici, che divengono poi più frequenti, più spessi e grossolani verso l'alto, fino a costituire la parte preponderante del ciclo.

Il contenuto fossilifero è abbondante, rappresentato in gran parte da gasteropodi (*Conus*, turrítelle, naticidi), da alcuni bivalvi [(*Anadara diluvii* (LAMARCK), *Pelecycora islandicoides* (LAMARCK)] ed echinidi (*Brisopsis dainellii* STEFANINI); frequenti anche frustoli carboniosi talvolta concentrati in sottili livelli.

Le microfaune piuttosto povere sono costituite per lo più da specie eurialine di *Ammonia*, *Elphidium*, *Florilus* e di ostracodi, indicative di condizioni epineritiche o litorali.

L'età della formazione, sulla base delle macrofaune viene considerata tortoniana superiore.

Con l'Arenaria di Vittorio Veneto continua il trend regressivo, iniziatosi nel Serravalliano, che porterà all'emersione del bacino della molassa nel Messiniano.

I cicli elementari individuati nella formazione riflettono brevi fluttuazioni batimetriche, nell'ambito della piattaforma interna, connesse con alterne fasi di progradazione di un sistema deltizio dominato dal moto ondoso.

12-M⁵cg - 11-M⁵as - Conglomerato del Montello, (Messiniano p.p.-Tortoniano p.p.?)

Nell'ambito dell'unità possono essere distinte due litofacies: una prevalentemente conglomeratica 12 (m5cg) e una pelitico-sabbiosa con subordinate intercalazioni più grossolane 11 (M5as).

La prima litofacies affiora lungo il crinale ed il versante meridionale della Costa di Fregona (angolo Sud-Est del foglio) e può essere seguita con buona continuità lungo la stretta del Caglieron, fino a Breda.

Dalle areniti microconglomeratiche del tetto dell'Arenaria di Vittorio Veneto si passa a qualche metro di siltiti molto bioturbate e areniti carbonatiche (calclititi) in strati via via più spessi verso l'alto. Ad esse succedono calclititi con sparsi ciottoli a stratificazione gibbosa (hummocky), sormontate da un banco conglomeratico a stratificazione inclinata, a piccola scala, potente da 6 a 13 m. I ciottoli, immersi in matrice calcareo-arenacea molto cementata, sono isodiametrici e mal classati nella porzione inferiore del banco, in prevalenza appiattiti, meglio cerniti ed embricati in quella più alta a stratificazione sottile cuneiforme. A tetto il banco può presentare qualche strato con ciottoli più grossolani, discordante su quelli sottostanti.

Questa successione rappresenta il primo di più cicli elementari trasgressivo-regressivi, che si ripetono nella parte inferiore (M5cg) della formazione. Il loro spessore è variabile da 15 a 30 metri e complessivamente raggiungono una potenza di quasi 200 m. Sono interpretati come cicli progradazionali di spiaggia ghiaiosa (MASSARI & PAREA, 1988).

Tra i ciottoli prevalentemente nettamente quelli calcarei e dolomitici, spesso improntati; molto subordinati sono quelli selciosi e arenacei. Le loro dimensioni sono mediamente comprese tra 1-4 cm, ma non mancano ciottoli con diametri maggiori di 10 cm, come si può osservare nella cava a Nord di Breda (MASSARI et al., 1974; MASSARI & PAREA, 1988).

I fossili in questa parte della formazione sono molto rari, rappresentati da ostreidi, potamididi e frammenti di altri molluschi, spesso concentrati in letti entro le siltiti o più raramente al tetto dei banchi conglomeratici. A questa

litofacies prevalentemente conglomeratica, succede più a sud di Breda la litofacies pelitico-sabbiosa, ben esposta nei suoi termini basali lungo la scarpata di una grossa frana ubicata circa 500 m a Sud-Ovest dell'abitato. Si tratta di argille sabbiose grigio-azzurre, giallastre per alterazione, relativamente compatte in banchi metrici, alternate ad argille con livelli carboniosi e sabbie calcaree più o meno cementate. Intercalazioni ghiaiose compaiono più a valle, in sparsi piccoli affioramenti, in probabile continuità laterale suggerita dal loro rilievo morfologico, con direzione grosso modo parallela alla Costa di Fregona. Ad Ovest di Vittorio Veneto, fuori foglio, queste intercalazioni appaiono potenti da alcuni metri a qualche decina di metri e si seguono lateralmente per qualche chilometro; sono interpretate come corpi conglomeratici fluviali e di conoide, alternati a peliti lacustri (MASSARI et al., 1992).

Nelle argille sabbiose al tetto dei conglomerati di spiaggia Stefanini (1915) segnala rari esemplari di *Potamides bidentatus* (DEFRANCE), ceritide di acque salmastre, e riconosce nei banchi pelitici sovrastanti resti di molluschi continentali (*Clausilia*, *Helix*, *Unio*, etc.) e un dente di proboscideato (*Dinothorium* cf. *giganteum* KAUP).

L'autore riferisce le prime argille sabbiose ancora al Tortoniano superiore, mentre considera messiniane (pontiche) le peliti con faune continentali. La datazione dei termini inferiori del Conglomerato del Montello rimane comunque problematica per l'assenza di associazioni fossili stratigraficamente significative.

I DEPOSITI DEL QUATERNARIO

(G.B. Pellegrini)

Premessa

Le formazioni quaternarie sono ben rappresentate in tutta l'area del Foglio Belluno; si tratta per lo più di depositi glaciali, fluvio-glaciali, detritici e fluviali.

Nella descrizione si seguirà l'ordine stratigrafico indicato nella legenda della carta a partire dalle formazioni più antiche.

10-cm - *Conglomerati della Valle del Piave e delle valli secondarie, con potenza variabile da luogo a luogo, costituiti da elementi del bacino del Piave (Cadola* e Cavessago*), del Cordevole (Sass Muss*) e della Valle dell'Ardo di Belluno, precedenti l'ultima espansione glaciale. Depositati glaciali di ablazione e di fondo sottostanti il Conglomerato di Cadola (Pleistocene).*

I più antichi depositi glaciali di fondo, ricchi di limo, sono situati sulla sponda sinistra del Piave presso Cadola. Essi giacciono al letto dei conglomerati di Cadola, poggiando a loro volta sulle marne rosse e cineree della Vena d'Oro. Lo spessore di questo deposito è di circa tre metri e sembra assottigliarsi verso monte dove le marne del substrato vengono direttamente a contatto con il conglomerato soprastante. Si tratta di un affioramento effimero nascosto sotto una falda detritica e messo in evidenza a quota 370 m mediante uno scavo esplorativo, eseguito in sito, ma già segnalato dal BRÜCKNER (1909). La superficie di separazione fra il deposito glaciale ed il Conglomerato di Cadola è netta, suborizzontale, leggermente immergente verso Nord. Il conglomerato soprastante è costituito, in questa zona di transizione, da banchi di sabbia che si alternano a letti di ciottoli e di ghiaie.

In conseguenza alla loro posizione stratigrafica, questi depositi glaciali vengono attribuiti ad una fase glaciale precedente all'ultima espansione glaciale würmiana. (PELLEGRINI, 1979).

Il conglomerato di Cadola

Questo deposito affiora per un centinaio di metri lungo la sponda sinistra del Piave nei pressi di Cadola, dove costituisce un piccolo colle (442 m) che domina i depositi alluvionali terrazzati della conca di Ponte nelle Alpi e a sua volta è parzialmente coperto da una sottile coltre morenica (Fig. 3.5, PELLEGRINI, 1979).

Il dislivello fra il letto del fiume (374 m) e la cima del colle è di circa 70 m, ma la potenza del deposito è di solo 50 m, essendo i banchi del conglomerato inclinati a franapoggio conformemente alle marne sottostanti, su cui il conglomerato sembra poggiare con continuità, fatte salve le zone ove, come si è detto, si rinvennero al letto i depositi glaciali.

Passando a un esame dettagliato di questo deposito, si nota innanzitutto che esso non deriva da una unica fase di deposizione, ma vi si possono riconoscere due facies in parte sovrapposte, ben distinguibili fra loro anche per il tipo di stratificazione. La composizione granulometrica è qui un elemento distintivo delle due parti del deposito.

La prima facies è costituita da una serie di banchi di ghiaia e sabbia fortemente cementati, disposti a formare alcune volte concentriche, semicilindriche, all'interno delle quali si trova un materiale poco cementato simile più a un deposito glaciale che a un deposito fluviale. Esso è costituito da ciottoli di forma irregolare e da massi calcarei del diametro massimo di 20 cm con qualche striatura, immersi in una matrice sabbioso siltosa.

Questa specie di galleria riempita dai depositi ora descritti, doveva prolungarsi, prima che l'erosione del fiume la demolisse, per almeno una trentina di metri verso Nord, come dimostrano le radici dei banchi conglomeratici subverticali che si rinvennero lungo la sponda sinistra del Piave. Per la disposizione dei banchi e per la natura del materiale che essi inglobano sembra potersi trattare di un deposito di tipo «esker».

Le caratteristiche descritte sono proprie della parte basale del conglomerato.

Al tetto della facies appena descritta e in netta discordanza stratigrafica con essa, si distingue una seconda facies costituita da grossi banchi di ghiaia con intercalazione di letti di sabbia; queste alternanze sono generalmente continue, sebbene vi siano a volte delle variazioni granulometriche; si rinvennero infatti, specie nella parte inferiore del deposito, elementi grossolani decimetrici e ciottoli non ben arrotondati. La cementazione è ovunque molto tenace. I banchi sono nettamente stratificati e sicuramente inclinati verso Nord (forse per banale errore di trascrizione il Brückner indica invece una inclinazione verso Sud) come le marne al letto, ma la loro inclinazione è anomala rispetto alla direzione di flusso sia antica che attuale del Piave, a cui essi devono essere geneticamente legati.

Il grado di arrotondamento dei componenti è molto vario. Nei ciottoli non sono state rilevate tracce di striature.

Non sembrano sussistere dubbi circa la natura alluvionale del deposito. Considerando tuttavia che al letto esso si trova a contatto con un deposito glaciale e con depositi del tipo ice-contact, tenuto conto della variabilità della granulometria e del grado di arrotondamento spesso modesto degli elementi che lo costituiscono, si ritiene che questi depositi alluvionali possano derivare da una rielaborazione di depositi glaciali che abbiano subito un breve trasporto prima di essere depositi. Potrebbe trattarsi allora di un deposito fluvio-glaciale legato ad un ghiacciaio la cui fonte non doveva trovarsi molto distante dalla conca di Ponte nelle Alpi.

Il conglomerato di Cavessago

Il conglomerato di Cavessago si rinviene presso questa località sita a Sud di Castion, sulla sinistra idrografica del Piave, a quota 453 m. Appartiene a quei depositi alluvionali che G. DAL PIAZ (1912) e S. VENZO (1939) avevano definito come «alluvioni interglaciali», unitamente ai conglomerati di S. Anna, Modolo e Pedecastello anch'essi situati sullo stesso altopiano di Castion.

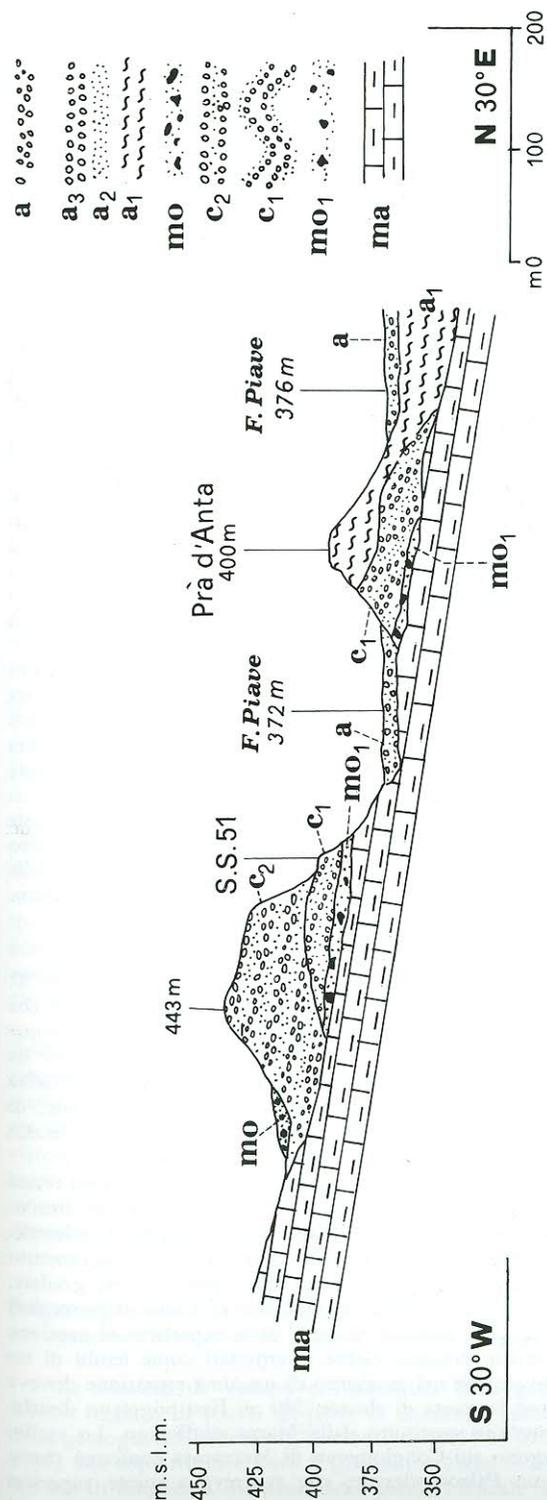


Fig. 3.5 - Il Conglomerato di Cadola e di Prà d'Anta. Rapporti di giacitura fra le diverse unità stratigrafiche: a) Depositi alluvionali (ciottoli, ghiaie, sabbia) attuali; a₁, a₂, a₃) Depositi alluvionali (ciottoli e ghiaie) olocenici; a₁) Depositi fluvio-lacustri (sabbie) olocenici (?); a₂) Depositi fluvio-lacustri (limi e argille) olocenici (?); mo) Depositi morenici würmiani e tardo-glaciali; c₁) Depositi fluvio-glaciali prewürmiani; c₂) Depositi di «contatto glaciale» prewürmiani; mo₁) Depositi morenici prewürmiani; ma) Marnes coeniche p-p. (in: G.B. Pellegrini, 1979)

La parte superiore di questo conglomerato costituisce una superficie ondulata localmente ricoperta da depositi glaciali dell'ultima glaciazione. Il dislivello fra tale superficie e l'alveo del Piave attuale è di circa 120 m, ma lo spessore massimo raggiunto da questo deposito è di 50 m. La sua base è caratterizzata da ciottoli di forma assai irregolare, frammisti a numerose grosse lastre di arenaria di 40-50 cm di lunghezza, provenienti dalla formazione del Flysch di Belluno su cui sembra poggiare direttamente, non essendo visibile alcun contatto diretto.

La parte media ed alta del deposito è costituita da banchi di ciottoli e ghiaia sempre poco arrotondati. Vi prevalgono le dolomie, più scarsi sono gli elementi calcarei ed arenacei, molto rari i ciottoli di altre formazioni rocciose del bacino del Piave, come per esempio la «Pietra Verde». Si tratta di un deposito fluviale appartenente ad un corso d'acqua che scorreva parallelamente all'asse della Val Belluna, come è possibile dedurre dalla disposizione embriicata dei ciottoli. Il substrato roccioso, costituito dal Flysch di Belluno, affiora solo per brevi tratti, essendo il piede della scarpata ricoperto da abbondante falda detritica e da accumuli di grossi blocchi di frana. Si deve considerare la posizione singolare di questo deposito la cui superficie è sita ad una quota di una cinquantina di metri al di sopra del più antico fondovalle del Piave. La valle è larga qui dai due ai tre chilometri. Questo dislivello rende poco verosimile l'ipotesi dei vecchi autori per i quali il Conglomerato di Cavessago e gli altri conglomerati dell'altopiano di Castion sarebbero dei lembi residui di un vastissimo letto fluviale, largo più di due chilometri, del Paleopiave, successivamente scavato ed esarato dai ghiacciai per uno spessore di almeno 50 m.

Il Conglomerato di Cavessago potrebbe essere invece stato il deposito di un corso d'acqua marginale di un ghiacciaio che occupava la vasta depressione del Vallone Bellunese con la superficie posta intorno a quota 400 m. La superficie ondulata di Cavessago e la sua scarpata possono allora essere interpretate come un terrazzo di «kame» di un ghiacciaio precedente l'ultima espansione glaciale.

Non si può escludere inoltre che il fianco meridionale della sinclinale bellunese, quello che costituisce l'altopiano di Castion e che si estende verso Nord-Est fino al dosso di Cugnan (Ponte nelle Alpi) abbia subito al ritiro delle grandi masse glaciali un generale sollevamento di assestamento glacio-isostatico.

Il conglomerato di Roe (Sass Muss) e di Mezzacasa

Questi depositi si trovano sulla sponda destra del T. Mis e del T. Cordevole in prossimità della loro confluenza. Si tratta di conglomerati che lo SQUINABOL (1902) ed il VENZO (1939) descrivono e classificano come «depositi fluvioglaciali dell'interglaciale Riss-Würm», essendo «coperti da morene con marocche del würmiano». I depositi di queste due località presentano le stesse caratteristiche generali di sedimentazione fluviale, di tessitura, di composizione litologica e di cementazione per cui si ritiene appartengano ad un'unica fase di sedimentazione.

Essi sono costituiti da tutte le rocce della serie dolomitica con prevalenza netta di dolomie e di calcari; i caratteri litologici e sedimentologici, trascurando la cementazione, sono gli stessi delle alluvioni attuali del Cordevole. Si tratta di ciottoli, ghiaie e sabbie, in strati suborizzontali, fissati da cemento calcareo. I corpi sedimentari sono suddivisi in lenti spesse 1-2 m, gradate, con sequenze tipiche di barra di piena; le sequenze di barra di piena non sono mai complete, ma sono troncate al tetto della superficie di erosione basale successiva. Si ritiene possano essere interpretati come lembi di un antico alveo del Cordevole che nel momento di massima estensione doveva raggiungere presso Gron la quota di almeno 380 m. Essi poggiano direttamente sul substrato roccioso costituito dalla Marna di Bolago. Lo studio delle paleocorrenti eseguito sui Conglomerati di Mezzacasa conferma che si tratta di depositi di un Paleocordevole, che scorreva a quote superiori

rispetto a quelle attuali, in stretta concordanza con il livello delle alluvioni del corrispondente Paleopiave.

In località Sass Muss, presso Roe, la superficie limite superiore del conglomerato è caratterizzata dalla presenza di un paleosuolo della potenza di 60 cm, parzialmente troncato dall'orizzonte superiore A, con orizzonte B di colore rosso bruno (5YR4/3) e di età: TL 107 ± 16 ka BP. Esso è ricoperto da depositi glaciali di natura assai complessa, costituiti da almeno due facies sedimentarie, che saranno descritte nelle pagine seguenti.

L'estensione areale di tale paleosuolo non è nota; gli affioramenti rinvenuti nell'area compresa fra il T. Mis e il T. Cordevole permettono tuttavia di fare delle precise correlazioni stratigrafiche e di attribuire ai depositi alluvionali cementati di Sass Muss e di Mezzacasa un chiaro significato paleogeografico che definisce il limite superiore della unità dei Conglomerati della Valle del Piave e delle Valli Secondarie.

9-dm - *Depositi glaciali di ablazione e di fondo e principali cordoni morenici dell'ultima espansione glaciale, (M. Pascolet*) e delle fasi di ritiro (Pian del Nevegal*, San Gaetano*, Col Palù*, Madonna del Parè*, Pellegai* e Mel*), (Pleistocene sup.)*

La carta geologica mette in evidenza la grande estensione dei depositi glaciali nel Vallone Bellunese. Essi sono stati oggetto di numerose ricerche soprattutto da parte del BRÜCKNER (1909), di G. DAL PIAZ (1912), di B. CASTIGLIONI (1923), di VENZO (1939) e di PELLEGRINI (1972 e 1975). Numerosi sono infatti i dossi morenici che dalle quote più elevate (morene del M. Pascolet di quota 1150 m, B. CASTIGLIONI, 1923) del versante settentrionale del Col Visentin (l.s.) si estendono con direzione subparallela all'asse della Val Belluna, via via a quote sempre più basse fino a definire, con i dossi morenici di Col Palù (620 m) presso la Vena d'Oro (Ponte nelle Alpi), di Faverga (458 m), di Madonna del Parè (406 m), di Zattier (365 m), di Mel (350 m), un allineamento che permette di individuare il margine sinistro di un ghiacciaio del catagliale würmiano del Piave, ancora sufficientemente rigonfio da occupare l'intero fondovalle in modo da lambire, sulla sponda opposta, la fronte del ghiacciaio del Cordevole, anch'esso in rapido ritiro. Di quest'ultima fase glaciale non si hanno per ora dati cronologici precisi. Per tali correlazioni spaziali ci si è basati su rilevamenti geomorfologici di campagna e su un esame di dettaglio delle fotografie aeree dell'intero Vallone Bellunese.

Nell'area esaminata si rinvengono depositi glaciali sempre molto freschi, dell'ultima espansione glaciale. Solo in località Le Ronce, sul versante settentrionale del Col Visentin, a monte di case Valdart, si rinviene un cordone morenico di modesta estensione, disposto parallelamente al versante ma da esso separato da una vallecchia, che presenta una modesta coltre di alterazione di 20 cm di spessore. Gli elementi litologici di questo deposito sono quelli tipici del Vallone Bellunese. Non si sono rinvenuti tuttavia ciottoli di «Pietra Verde» o di rocce cristalline, normalmente presenti nei depositi glaciali del Vallone Bellunese.

8-dgm - *Depositi detritici di grandi frane mobilizzati dal ghiacciaio dell'ultima espansione. Marocche di Vedana* e di Fadalto(?)* (Pleistocene sup.)*

Le Masiere di Vedana e l'accumulo della grande frana di Fadalto furono oggetto di studio da parte di numerosi autori che si interessarono della geologia del Bellunese (TARAMELLI, 1881; G. DAL PIAZ, 1912; VENZO, 1939). Ma soprattutto è stato il grande macereto di frana che si estende per 5,5 km di lunghezza dai piedi della parete verticale del M. Peron (m 1486)

nei dintorni di Mas (m 385) fino a Landris (m 331); ad attirare l'attenzione di molti studiosi e ciò per la vastità del fenomeno che, sebbene non presenti mai spessori superiori ai 120 m, coinvolge una massa di detriti di almeno 100 milioni di m³ (ABELE, 1972). Quasi tutti gli autori interpretarono questo grande macereto come materiale di una frana staccatasi per crollo dal M. Peron quando ancora un ghiacciaio occupava la valle del Cordevole, già separato però da quello del Piave.

Gli ampi scavi, che da molti anni si eseguono per sfruttare il pietrisco fornito da queste «Masiere di Vedana», hanno permesso un'analisi dettagliata del fenomeno, confermando almeno in parte l'interpretazione di una frana caduta in più fasi su lingua glaciale a partire dal Tardiglaciale würmiano, quando quest'area era ancora occupata dalla parte terminale del ghiacciaio del Cordevole, ma riattivata in età successive, anche in epoca recente, come ricorda lo storico bellunese del '500, G. Piloni.

Qui si descrive la sezione significativa di Sass Muss (Roe) dalla quale emerge la sequenza temporale dei fatti (vedi Fig. 3.6).

Dal basso verso l'alto si osserva:

1 - Substrato roccioso, costituito dalla marna di Bolago, in affioramento lungo il letto del vicino Cordevole a quota 330 m.

2 - Parete verticale di circa 30 m di altezza costituita da conglomerato fluviale di Roe (Sass Muss), in giacitura suborizzontale, fortemente cementato, costituito da elementi litologici della Valle del Cordevole.

3 - Paleosuolo dello spessore di 60 cm, troncato superiormente (5YR 4/3) di età: TL 107±16 ka BP.

4 - Morena (?) a calcari e dolomie, con spessore variabile da qualche metro ad una decina di metri. Si tratta di diamicton a contenuto litologico vario. Il passaggio ai depositi glaciali soprastanti è irregolare e, come si osserva chiaramente nelle cave poste a NE di Sass Muss, presenta deformazioni dovute a fenomeni di trascinamento e di spinta. L'età di alcuni frammenti lignei, raccolti in un cono d'argilla iniettato verso l'alto nei depositi soprastanti, è di 38.000±200 anni BP (C14).

5 - Morena (?) a calcari e dolomie, con spessore variabile da qualche metro ad una ventina di metri di aspetto bianco candido («materiale bianco» dei cavatori) a clasti di dimensione normalmente inferiore ai 20 cm; la matrice è fine raramente argillosa, fortemente addensata. Si differenzia dal diamicton precedente per la mancanza di elementi cristallini e delle litologie tipiche del Vallone Bellunese, come la Scaglia Rossa ed il Flysch di Belluno. Si rinvengono esclusivamente le litologie delle formazioni che affiorano nel tratto terminale del Canale d'Agordo, e cioè: Dolomie, Calcari Grigi e Calcare del Vaiont. Gli affioramenti più estesi di questo deposito si osservano nelle cave presso il Mas. L'età di alcuni sedimenti argillosi posti alla base di questo deposito è stata valutata col metodo della termoluminescenza ed è di 19.7±30 ka BP.

6 - «Marocca glaciale del Cordevole» o «Morena di ablazione», dello spessore di una decina di metri, costituita essenzialmente da quattro tipi litologici: Calcare di Socchèr, Rosso Ammonitico, Formazione di Fonzaaso e Calcare del Vaiont. Si tratta di diamicton massivo con elementi a spigoli vivi che hanno subito un trasporto massimo di 5,5 km; il materiale più grossolano è concentrato nella parte superiore del deposito e si rinviene nelle aree più esterne al complesso delle Masiere.

7 - Detrito di frana a grossi blocchi che, dalla nicchia del M. Peron, ha subito un trasporto massimo di 4 km. Ricopre ovunque la «Morena (?) a Calcari e Dolomie» e parzialmente i margini dell'apparato più esterno della Marocca del Cordevole. Lo spessore generalmente non è superiore ai 20 m.

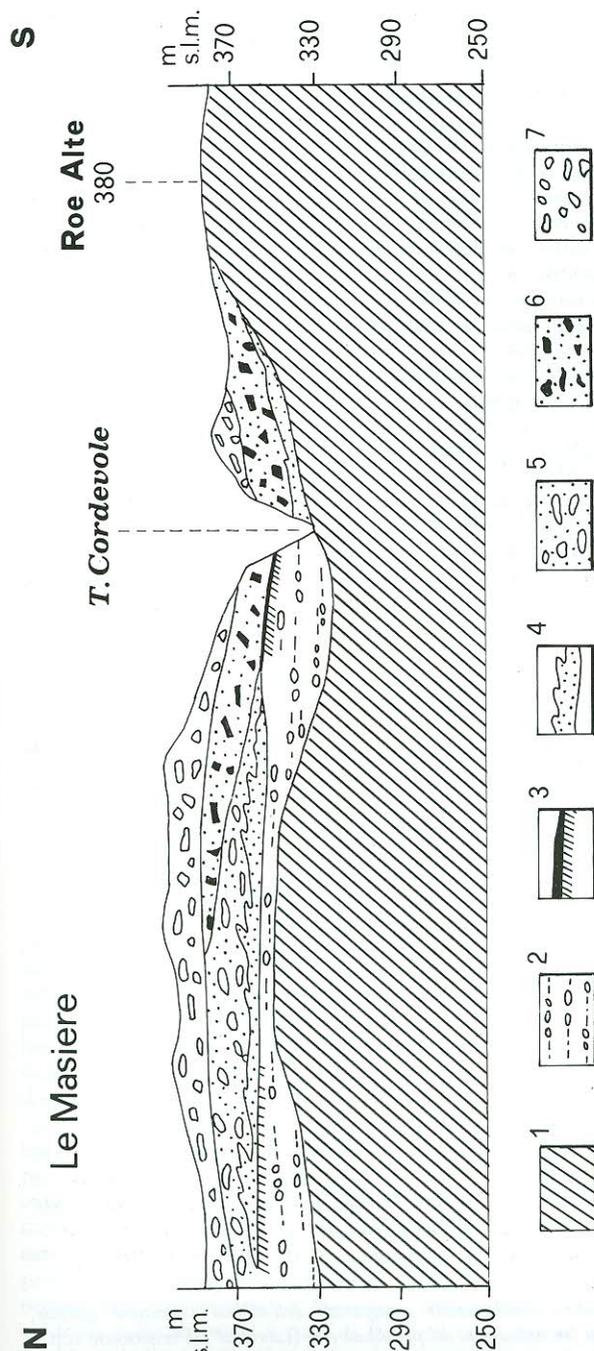


Fig. 3.6 - 1 - Substrato roccioso, 2 - Conglomerato fluviale in giacitura suborizzontale, con spessore variabile da alcuni metri a 30 m, 3 - Paleosuolo dello spessore di 60 cm, sepolto sotto depositi glaciali, superiormente troncato (5YR 4/3). Età: TL 107 ± 16 ka BP, 4 - Morena di fondo a spessore variabile da qualche metro ad una decina di metri. Frammenti lignei di età: 38.000 ± 200 BP (C14), 5 - «Morena (?) a calcari e dolomie» di spessore variabile da qualche metro ad una ventina di metri. Si rinviengono solo elementi di dolomie, Calcari Grigi e Calcari del Vaiont. Età di depositi fini in essa inglobati alla base: TL 19.7 ± 30 ka BP, 6 - «Marocca glaciale del Cordevole» dello spessore di una decina di metri, costituita essenzialmente da quattro tipi litologici: Calcare di Socchèr, Rosso Ammonitico e Formazione di Fonzaaso e Calcare del Vaiont, 7 - Detrito di frana a grossi blocchi, che ha subito un trasporto di circa quattro chilometri. Lo spessore di questo deposito non supera generalmente i 20 m. Nella sezione in esame è costituito esclusivamente da Calcari del Vaiont (G.B. Pellegrini).

Nella sezione in esame il deposito è costituito esclusivamente da Calcari del Vaiont in netto contrasto con le litologie dei depositi sottostanti, ma nella Paleovalle del Cordevole, sita a ridosso del versante meridionale del Piz Vedana, nella depressione occupata tutt'ora dal laghetto di Vedana, questo detrito a grandi blocchi e a matrice fine è costituito essenzialmente da Calcari Grigi.

Questa singolare distribuzione monolitologica dei detriti, dimostrerebbe una sequenza polifasica del fenomeno franoso che ha interessato le pendici del M. Peron nel Tardiglaciale würmiano, coinvolgendo prima le formazioni del Cretacico inferiore e del Giurassico superiore, fino alla Formazione del Calcare del Vaiont, e successivamente la formazione dei Calcari Grigi e delle dolomie sottostanti. Non si esclude che le ultime manifestazioni franose, caratterizzate dalla caduta di detriti a grossi blocchi di Calcari Grigi nella paleovalle del Cordevole, sia avvenuta, come aveva ipotizzato il Taramelli, quando già il ghiacciaio aveva lasciato libera tutta la conca del Mas.

Anche il fenomeno franoso che interessa la Sella di Fadalto è stato oggetto di controverse interpretazioni da parte degli autori nel passato. I più lo ritennero una semplice frana staccatasi dalle pendici del M. Pizzoc (Altopiano del Cansiglio), altri e fra questi VENZO (1977), ritennero che il fondovalle fosse coperto da potenti depositi morenici e «marocche». Con tali caratteristiche infatti, venne cartografato nel Foglio geologico 23 Belluno, del 1941. Non esistono ora i dati sufficienti per cambiare tale interpretazione. Nell'Olocene questa valle è stata caratterizzata da una serie di altri imponenti franamenti. Fra questi vanno ricordati quello di Alto Nove, staccatosi dalle pendici del Col Visentin, il cui macereto risali l'opposto versante, e quello staccatosi in più riprese dalle pendici del M. Cor, sempre sul versante meridionale del Col Visentin (l.s.), e che raggiunse in epoca storica il fondovalle.

7-dtr - *Depositi dei torrenti locali della fase cataglaciata dell'ultima espansione glaciale, (Canale di Limana*) (Pleistocene sup.).*

Questi depositi alluvionali costituiscono il prodotto di rimaneggiamento e di erosione dei torrenti che scorrevano nelle aree man mano sgombrate dalle masse glaciali in rapida fusione.

Le prime superfici deglaciate furono quelle delle valli sul versante settentrionale del Vallone Bellunese, interamente esposte a Sud. Quasi contemporaneamente però, anche i valloni che si dipartono dallo spartiacque meridionale, furono sgombrati sia dai ghiacciai locali, sia dalle lingue laterali del Ghiacciaio del Piave insinuatosi nelle varie depressioni vallive. Questi depositi torrentizi si osservano generalmente sul fondo di queste valli laterali che avevano come livello di base locale o le morene del Ghiacciaio Plavense o direttamente la massa di ghiaccio. I depositi più estesi sono quelli del Canale di Limana e di Pianezze sul versante meridionale e quelli dell'Alta Valle del Gresal sul versante settentrionale; essi possono essere osservati in tutta la loro potenza sulle scarpate dei terrazzi olocenici, formati durante la deglaciazione tardiglaciale. Si tratta di materiali sciolti, costituiti da ghiaie, sabbie e banchi di limo in alternanze irregolari. Le litologie presenti sono quelle delle formazioni che affiorano nelle singole valli da cui provengono. Raramente appaiono in strati cementati; in tal caso è difficile distinguerli dai depositi interglaciali, come nella valle dell'Ardo di Trichiana, presso S. Antonio Tortal.

6-al - *Depositi fluviali e fluvioglaciali cataglaciali dell'ultima espansione glaciale, localmente cementati con indicazioni dei principali conii (Levego*) (Pleistocene sup.).*

Questi depositi fluviali e fluvioglaciali occupano il fondovalle del Vallone Bellunese e delle valli laterali del Cordevole e di S. Croce. Essi costituiscono

inoltre la vasta serie di piccole pianure e conoidi dei corsi d'acqua marginali al ghiacciaio del Piave in rapida fase di fusione. Si distinguono dai depositi torrentizi precedenti per la loro estensione e potenza e, sul fondovalle, per la loro composizione litologica, che è quella delle formazioni del bacino del Piave. Il deposito più significativo è quello che costituisce il terrazzo principale del Piave su cui sorge la città di Belluno e che accompagna il corso d'acqua in modo discontinuo da Ponte nelle Alpi a Visome. Le caratteristiche di questi depositi alluvionali si possono osservare per uno spessore di almeno venti metri sulle scarpate che accompagnano il corso attuale del Piave. Si tratta di una successione di strati sottili di ghiaia e sabbia, spesso discretamente cementati, alternati a livelli ciottolosi molto cementati, costituiti in prevalenza da elementi grossolani, non molto arrotondati, con diametro inferiore ai venti centimetri. I ciottoli sono costituiti in prevalenza da calcari e dolomie, ma non mancano, pur essendo nel complesso rari, i ciottoli di arenaria, di scisti cristallini e di breccie quarzose.

Nella Valle di S. Croce alcuni scavi eseguiti su questi depositi alluvionali hanno messo in evidenza una variazione granulometrica molto marcata, man mano che ci si sposta da Socchèr verso il Lago di S. Croce; i ciottoli alluvionali del terrazzo di Socchèr in breve tratto scompaiono quasi completamente per essere sostituiti prima da sabbie e quindi da limi. Contemporaneamente alla deposizione delle alluvioni del terrazzo principale, si venivano formando, ad opera di alcuni ripidi torrenti che scendevano dai rilievi, una serie di ampie conoidi, le più significative delle quali sono quella di Ronchena, sulla sinistra Piave, a Sud di Lentiai, e quella di Cavarzano, sul T. Ardo, a Nord di Belluno.

5-a2 - *Depositi fluviali postglaciali per lo più terrazzati e relativi conii. Depositi lacustri ricoperti da depositi fluviali (La Venegia*) (Olocene).*

Nell'area del Foglio sono stati indicati con questa simbologia i depositi fluviali della fase conclusiva di riempimento alluvionale del fondovalle del Piave, quella che precede di poco e che di fatto caratterizza il modellamento della grande scarpata del terrazzo principale del Piave. La sezione più significativa è forse quella rinvenuta a La Venegia (373 m) durante lo scavo delle fondazioni di un grande edificio, nella parte più depressa del terrazzo principale del Piave a NE di Nogarè (vedi Fig. 3.7). Si tratta di un deposito di ghiaie sabbiose a strati orizzontali che include due potenti banchi di limi argillosi rispettivamente di 1,20 m e di 1,80 m, separati fra loro da un paleosuolo argilloso grigio bruno dello spessore di 45 cm. Un analogo paleosuolo, ma di soli 20 cm di spessore, segna l'inizio della sedimentazione dei limi argillosi. Questi sono ricoperti verso l'alto di uno strato di ghiaie sabbiose di 1,20 m di spessore. La sequenza lacustre e alluvionale termina con uno strato di sabbie limose di circa 1,40 m di spessore e con un suolo agrario di 30 cm.

Questo affioramento è rimasto in esposizione per un periodo molto breve ed ora non è più visibile. Il campione di paleosuolo, raccolto alla profondità di tre metri dalla superficie, ha dimostrato un'età del materiale organico in esso presente di 9.800 ± 500 anni BP (C14). Questa data indica sommariamente il periodo in cui andava compendosi il colmamento alluvionale, caratterizzato dalla presenza di alcuni bacini lacustri, laterali al corso principale del fiume. Successivamente iniziò l'incisione del terrazzo di secondo ordine, ben rappresentato a Sagrognà, sulla sinistra Piave e con maggiore evidenza nelle alluvioni a Sud di Belluno.

I conii alluvionali più estesi si trovano nella parte occidentale del Foglio e corrispondono alle confluenze nel Piave del T. Veses sulla destra e dei T. Ardo e Limana sulla sinistra.

4-1 - Depositi palustri e torbiere, (Olocene).

Questi depositi sono localizzati nelle diverse conche di sovraescavazione glaciale e in quelle formatesi per sbarramento morenico e per frane a partire dal Tardiglaciale würmiano. Il riempimento organico è strettamente legato alle condizioni morfologiche ed ambientali dei diversi bacini.

Depositi torbosi sono presenti sia in destra che in sinistra Piave, ma anche alle Masiere di Vedana. I più estesi e significativi si trovano sull'altopiano di Castion (a SE di Belluno) presso Modolo e nella Valle di S. Croce presso La Secca. (PELLEGRINI e ZAMBRANO, 1979).

3-f - Accumuli detritici delle frane principali, (Olocene).

Abbiamo già detto dei due fenomeni gravitativi più estesi che interessano l'area del Foglio: la frana del M. Peron e quella della Sella di Fadalto (in parte fuori carta). Inoltre per la Valle Lapisina abbiamo ricordato due altri importanti fenomeni franosi, anch'essi non rappresentati nella carta, quello di Nove Alto e quello del M. Cor. Nella realizzazione del Foglio si è ritenuto di applicare un criterio molto restrittivo per la rappresentazione di questi fenomeni, indicandone solo alcuni, quelli più significativi, anche dal punto di vista applicativo.

Si possono ricordare qui la frana di Cadola, verificatasi in epoca tardiglaciale nella valle di S. Croce. Il macereto e la nicchia di questa grande frana è riconoscibile lungo la statale di Alemagna, fra i chilometri 35 e 36. Il fenomeno ha interessato la formazione della Marna della Vena d'Oro, quando, dopo il ritiro dalla valle di S. Croce del ghiacciaio dell'ultima espansione würmiana, tale valle si presentava profondamente sovraescavata (vedi Fig. 3.8). L'accumulo di frana è stato successivamente in parte sepolto dai depositi alluvionali tardiglaciali del Paleopiave.

Ricordiamo infine altre due frane, non di grandi dimensioni. Una si è verificata sul Col Cavalier a Sud di Belluno, durante l'alluvione del 1882, in concomitanza col crollo del vecchio ponte di Borgo Piave, l'altra si trova nelle vicinanze di Dussoi, presso la Madonna del Parè, dove si è verificato il crollo in grossi blocchi di una potente bancata di calcareniti eoceniche.

2-a3 - Depositi fluviali dei corsi d'acqua attuali, con indicazione dei coni principali, (Attuale).

Vengono inclusi in questa categoria i depositi fluviali dei corsi d'acqua attuali. Si tratta dei materiali che costituiscono con ghiaie sabbie e ciottoli di notevoli dimensioni (con diametro superiore ai 40 cm) gli estesi letti fluviali del Piave e del Cordevole. La componente a grossi ciottoli prevale negli alvei degli affluenti laterali di questi due fiumi. Mancano vere e proprie conoidi, ma sono invece ben rappresentate le pianure di confluente come quella assai estesa fra il Piave ed il Cordevole.

1-dt - Detrito di falda, con indicazione dei coni detritici più significativi, (Attuale).

Nell'area del Foglio sono state indicate con questa simbologia quelle soggette a continuo franamento di frammenti rocciosi dalle pareti. Le fasce detritiche sono osservabili con continuità lungo la grande scarpata tettonica corrispondente alla Linea di Belluno, e nelle valli di S. Croce e di Fadalto, anch'esse interessate da importanti strutture tettoniche.

I blocchi che si staccano dalle pareti precipitano verso valle lungo ripidi canaloni, dando luogo, al loro sbocco sul fondovalle, ad ampi cono detritici, come quelli che si osservano sulle pendici orientali del M. Dolada, presso Socchèr.



Fig. 3.7 - Paleosuolo argilloso grigio bruno (7.5YR 4/0), incluso in potenti banchi di limi argillosi lacustri, in località «La Venegia» (Belluno). L'età del materiale organico in esso contenuto è di 9.800 ± 500 anni BP (C14) (G.B. Pellegrini).

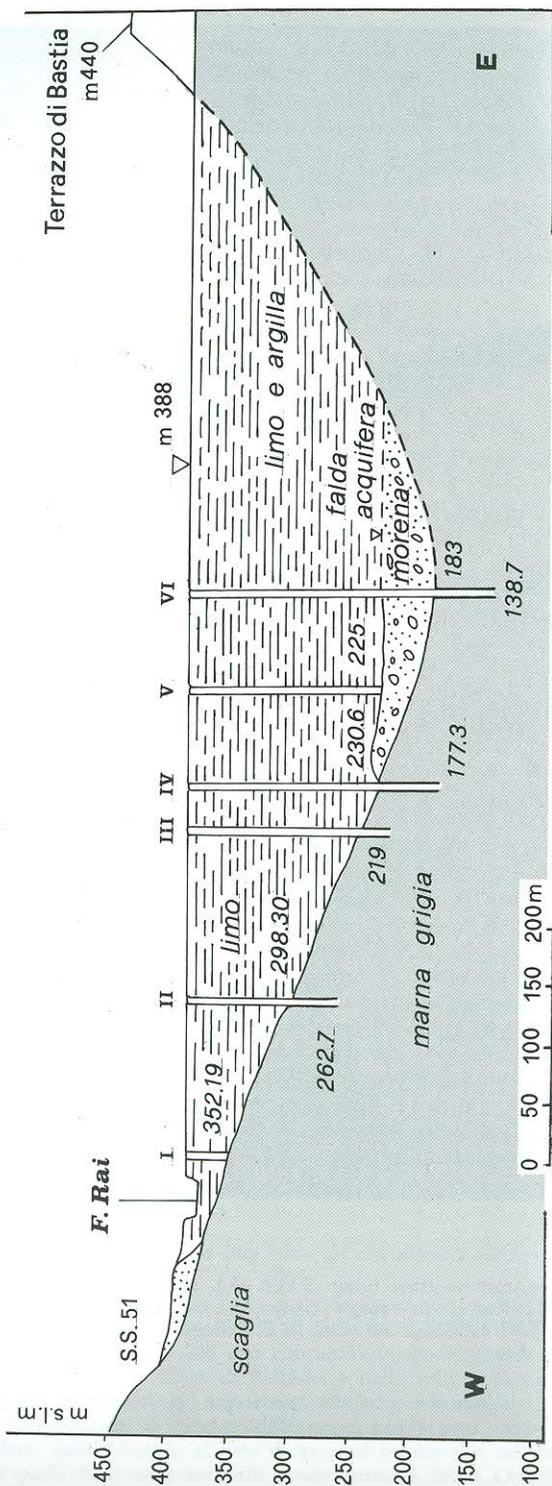


Fig. 3.8 - Interpretazione geomorfologica dei sondaggi geognostici ICOS effettuati presso il lago di S. Croce (loc. La Secca) (G.B. Pellegrini).

IV — MORFOLOGIA (G.B. Pellegrini)

In quest'area di transizione fra i rilievi alpini e quelli prealpini si passa dalle balze rocciose delle Dolomiti Bellunesi, alle forme dolci, con versanti poco inclinati e larghi tratti pianeggianti, del Vallone Bellunese. Nella parte meridionale del Foglio si riconosce l'ampia dorsale asimmetrica delle Prealpi Bellunesi interrotta verso oriente dalla Sella di Fadalto, che la separa dall'altopiano carsico del Cansiglio (fuori carta).

Questa dorsale è limitata verso Sud da una grande scarpata tettonica, parallelamente alla quale si è imposta la grande Valle Lapisina, attraversata nel Pleistocene dal ramo orientale del ghiacciaio del Piave che percorse questa valle e si riversò nella pianura, dando origine all'anfiteatro morenico di Vittorio Veneto.

La morfologia di quest'area è strettamente legata alla natura delle rocce e alle loro caratteristiche tettoniche; si osserva infatti una buona corrispondenza tra le forme del rilievo e l'andamento delle formazioni rocciose. La lunga dorsale prealpina che va dal Col Visentin (1761 m) al monte Favergera (1618 m) e che termina, verso Nord, nel dosso di Cugnan, riflette la disposizione anticlinale delle formazioni calcaree mesozoiche, con un versante mosso ed ondulato sul lato settentrionale, rivolto verso la Val Belluna, ma con un versante ripido, aspro e roccioso sul lato meridionale, prospiciente le colline subalpine, per la presenza della nota flessura Bassano - Valdobbiadene - Col Visentin. Questa flessura si collegherebbe, verso Oriente, al sistema di pieghe-faglie posto lungo il margine meridionale del massiccio Cansiglio-Cavallo.

Anche il ripido versante che limita a Nord il Vallone Bellunese corrispondente ad una grande scarpata tettonica, con andamento parallelo al margine alpino, che dal M. Coppolo (ad occidente fuori carta), raggiunge il gruppo dolomitico del M. Pelf e della Schiara, per proseguire verosimilmente nel bacino dell'Alpago.

Gli esempi più evidenti e semplici di corrispondenza tra andamento degli strati e forme del rilievo restano comunque la valle sinclinale di Belluno e la depressione tettonica di Fadalto, separate l'una dall'altra dal dosso anticlinale di Cugnan-M. Favergera (Ponte nelle Alpi).

La dorsale prealpina, il cui sollevamento si è realizzato in buona parte nel Pliocene superiore, è sempre stato un ostacolo naturale al deflusso verso la pianura dei fiumi dolomitici come il Piave ed il Cordevole. È provato che il Piave attraversò i rilievi prealpini, passando ora ad oriente per la Valle di Santa Croce e la Valle Lapisina, ora ad occidente per il Vallone Bellunese e la Stretta di Quero. Solo dopo il ritiro definitivo del ghiacciaio würmiano del Piave, questo fiume defluì stabilmente per la Val Belluna.

L'aspetto vario ed ondulato del paesaggio di questa grande valle e di quella vicina di Fadalto è il frutto dell'azione continua di modellamento degli agenti esogeni, dopo che il ghiacciaio ne aveva marcatamente plasmato il fondovalle ed i versanti fino a circa 1220-1300 metri, come è documentato dalle tracce più elevate delle morene laterali riconoscibili sul versante settentrionale del Col Visentin. Sempre su questo versante sono presenti numerosi cordoni morenici allungati parallelamente all'asse della valle, posti a quote diverse sul fondovalle, a testimonianza delle numerose soste operate dal ghiacciaio würmiano durante la fase di ritiro nel tardiglaciale. Particolar-

mente significativi sono i piccoli dossi morenici presso Ponte nelle Alpi che provano la diffluenza del Ghiacciaio Plavense verso il Vallone Bellunese e la Valle Lapisina.

Il fondovalle attuale è occupato da depositi alluvionali pleistocenici ed olocenici, ma sono presenti anche resti di depositi fluvioglaciali prewürmiani cementati, come sull'Altopiano di Castion, a Sud di Belluno e a Roe sulla destra del Cordevole.

Antiche ed importanti frane tardiglaciali e postglaciali sono quelle che si osservano al Mas (Masiere di Vedana) e lungo la Valle di Santa Croce, la più nota delle quali è la frana di Fadalto, che sbarra a Sud il Lago di S. Croce, dove convergono le acque dei numerosi torrenti dell'Alpago.

La rete idrografica superficiale è quasi del tutto assente sull'altopiano delle Agnellezze (angolo NO della carta) e su buona parte della dorsale del Col Visentin. Questo contrasto morfologico nelle forme di superficie si spiega con la netta differenza nella costituzione litologica, che ha permesso lo sviluppo di un carsismo a doline e di solchi carsici molto pronunciati sui calcari del Cretacico inferiore e sui calcari del Giurassico superiore. Un reticolo idrografico molto fitto si è sviluppato ancora sulla Formazione arenaceo-marnosa del Flysch di Belluno, caratterizzato dalla grande diffusione dei fenomeni franosi e di erosione torrentizia. Sono altresì numerose le gole di erosione fluviale, scavate profondamente nei terreni facilmente erodibili e nei terreni carbonatici. Si ricordano fra queste la Val di Piero nel canale d'Agordo, la gola del T. Ardo ed il Bus del Buson presso il Ponte della Mortis, le Cascate della Soffia e le marmitte di erosione nella valle del Mis.

V — IDROGEOLOGIA

(E. Tracanella)

Nell'area compresa nel Foglio Belluno 063 a scala 1:50.000, si sviluppa una fitta e ricca rete idrografica, favorita da un clima di tipo continentale con piovosità media annua aggirantesi sui 1400 mm.

Il fiume Piave, con il suo corso da NE verso SW, rappresenta il collettore principale delle acque superficiali che scendono, alla sua destra dalle Alpi Bellunesi e, alla sua sinistra, dalla Dorsale Prealpina Bellunese-Trevigiana.

L'afflusso maggiore delle acque superficiali è fornito dalla area alpina. Tale afflusso è stato notevolmente ridotto in questi ultimi decenni, a causa della costruzione di impianti idroelettrici che incanalano e deviano dagli alvei naturali il maggior volume delle acque superficiali.

Nell'area in esame sono presenti quattro laghi; tre derivanti da sbarramenti artificiali di corsi d'acqua ed uno da sbarramento naturale. Tutti questi invasi sono sfruttati a fini idroelettrici.

Nella parte Nord-occidentale del Foglio è presente il Lago del Mis, formato dallo sbarramento con diga del Torrente omonimo, ai margini della catena alpina prospiciente il Vallone Bellunese.

La porzione Nord-orientale del Foglio è occupata dalla parte settentrionale del Lago di Santa Croce, formatosi a seguito di accumuli di frane e depositi delle glaciazioni quaternarie che hanno sbarrato il deflusso delle acque verso la pianura veneta.

Le acque di questo lago, per «salti» successivi, formano a valle, verso Vittorio Veneto, il Lago Morto ed il Lago del Restello. Emissario di quest'ultimo è il fiume Meschio, le cui acque, a monte di Serravalle di Vittorio Veneto, vengono incanalate per fini irrigui ed idroelettrici.

La circolazione sotterranea delle acque è caratterizzata dalla natura litologica del suolo e del substrato roccioso, dall'assetto morfologico e tettonico strutturale dell'area ed è legata alla piovosità ed alla distribuzione delle acque superficiali.

In base alle caratteristiche di superficie e del sottosuolo, il Foglio Belluno 063 al 50.000 presenta un modello idrogeologico che può essere diviso nelle seguenti aree:

Area Alpina - occupata da rocce carbonatiche del Mesozoico, a prevalente permeabilità secondaria per fessurazione. L'assetto strutturale e l'alto grado di tettonizzazione subito dalle rocce fanno di quest'area un grande serbatoio acquifero. La presenza nel sottosuolo di grandi quantità di acqua dolce è stata accertata dal pozzo Belluno 1 eseguito dall'AGIP S.p.A. negli anni '60, nella Valle del F. Piave a Nord di Ponte nelle Alpi presso Soverzene. La serie carbonatica del Mesozoico, attraversata dal pozzo, presenta una buona permeabilità secondaria per fessurazione e risulta tutta mineralizzata ad acqua dolce.

Nella parte alta della serie mesozoica sono presenti livelli calcareo-marnosi e permeabilità secondaria per fessurazione che, localmente ed in particolari condizioni strutturali, possono costituire un multiacquifero per la presenza di livelli impermeabili a prevalente composizione marnosa.

Nell'area alpina sono presenti numerose sorgenti ubicate nei livelli alti della serie carbonatica mesozoica ed al contatto tra questa e la serie terziaria. Trattasi generalmente di sorgenti a carattere perenne e con portata costante.

Altre sorgenti sono ubicate nella coltre detritica di fondovalle, dalla quale scaturiscono per la presenza di lenti limoso-argillose.

Vallone Bellunese - Si estende da NE verso SW e occupa la maggior estensione areale del Foglio. Costituisce la parte morfologicamente e strutturalmente più bassa, ricoperta da una spessa coltre di sedimenti clastici del Quaternario poggianti su un substrato costituito da sedimenti terrigeni del Terziario.

I sedimenti quaternari sono costituiti da: copertura fluviale, detriti di falda, alluvioni attuali, alluvioni recenti, alluvioni antiche e terrazze, conglomerati interglaciali e depositi morenici. Questi sedimenti sono prevalentemente permeabili e, dato il loro considerevole spessore, specie nei fondovalle, costituiscono buoni serbatoi idrici naturali. La presenza in essi di vari livelli e lenti limoso-argillose impermeabili danno a questa unità litologica la caratteristica di multiacquifero.

Le sorgenti che scaturiscono dalla coltre quaternaria si trovano in aree con forti spessori di sedimenti grossolani in corrispondenza ad incisioni vallive locali, che favoriscono l'emergenza delle acque. Tutte queste sorgenti sono subordinate alle precipitazioni; risentono quindi delle variazioni pluviometriche stagionali ed hanno portate molto variabili. In quest'area i sedimenti del Terziario sono costituiti da: arenarie, arenarie glauconitiche, calcareniti, marne ed argille.

Questi sedimenti possono essere considerati, nell'insieme, un potente complesso impermeabile. In dettaglio la serie terziaria presenta livelli a bassa permeabilità primaria e secondaria e livelli impermeabili, sì da costituire un multiacquifero con portate molto deboli, localizzabili in bassi morfologici e strutturali. Questa caratteristica idrogeologica dei sedimenti terziari è stata evidenziata con il pozzo Sedico 1, eseguito dall'AGIP S.p.A. negli anni '60, nei pressi di Bes di Belluno. La presenza di livelli debolmente acquiferi, intercalati a più spessi livelli impermeabili, è stata accertata nel pozzo per tutto lo spessore della serie terziaria, cioè fino al contatto con la serie del Mesozoico.

Nel Vallone Bellunese le sorgenti che scaturiscono dalla serie terziaria si trovano lungo orizzonti a diverso valore di permeabilità. Trattasi generalmente di stillicidi che non rivestono alcun interesse per un eventuale approvvigionamento idrico. Alcune sorgenti perenni a limitata portata si trovano in livelli terziari interessati da faglie che hanno generato piani intensamente milonitizzati.

Area Prealpina - Occupa la parte orientale e meridionale del Foglio ed è rappresentata dalla Dorsale Prealpina e dalla fascia collinare pedemontana a Nord di Vittorio Veneto.

La Dorsale Prealpina è costituita da rocce carbonatiche del Giurassico e del Cretacico. In questa serie sono presenti livelli con discreta e buona porosità secondaria per fessurazione e carsismo e livelli impermeabili specie nella parte alta del Giurassico e del Cretacico. Nell'insieme questa serie può costituire un multiacquifero con serbatoi localizzabili, prevalentemente, nei bassi strutturali al contatto con strati impermeabili. Il pozzo Sedico 1, dianzi citato, ha potuto verificare queste caratteristiche idrogeologiche della serie Giurassico-Cretacica dalla profondità di -1.300 m circa alla profondità di -2.300 m circa.

Data la prevalente presenza in superficie di livelli essenzialmente impermeabili, le sorgenti in quest'area sono ubicate lungo alcuni piani di faglia, oppure scaturiscono, con carattere temporaneo e stagionale, alla base di depositi detritici.

La fascia collinare pedemontana, presente nell'angolo sud-orientale del Foglio, è formata da rocce terrigene del Terziario e da depositi clastici del Quaternario.

I depositi quaternari hanno una buona permeabilità primaria e, per la presenza in seno ad essi di livelli e lenti limoso-argillosi, si presentano con caratteristiche di multiacquifero. La presenza in questi livelli di modeste riserve idriche è stata accertata da recenti lavori di scavo eseguiti in quest'area.

I sedimenti del terziario formanti la zona collinare, sono costituiti da conglomerato, arenarie, calcareniti, marne ed argille. Ad eccezione della parte conglomeratica, questi sedimenti sono prevalentemente impermeabili e possono assumere la funzione di substrato agli acquiferi.

Le rare e piccole sorgenti presenti nella fascia collinare pedemontana hanno carattere stagionale e scaturiscono dalla copertura quaternaria, o al contatto di questa con i livelli del Terziario.

In tutta l'area compresa nel Foglio a scala 1:50.000 vi è abbondanza d'acque superficiali, nonostante la captazione e regimentazione delle stesse nelle aree montane immediatamente a settentrione del Foglio. Non si impone quindi, al momento, il problema di approvvigionamento dai serbatoi naturali del sottosuolo e dei massicci carbonatici, dai quali attualmente si utilizzano le emergenze spontanee.

In tutta quest'area le sorgenti, a regime perenne, che sgorgano dalla serie mesozoica o al contatto di questa con la serie terziaria, hanno caratteristiche fisiche e chimiche che ne consentono l'immediato utilizzo.

VI — DISSESTABILITÀ

(E. Tracanella)

Nel territorio compreso nel Foglio Belluno al 1:50.000, si possono distinguere dissesti legati alle trasformazioni geomorfologiche che interessano i versanti, oppure i fondovalle e le sponde dei corsi d'acqua. Questi dissesti sono strettamente connessi tra loro e, generalmente, ai dissesti di versante seguono dissesti di fondovalle.

Nell'area alpina ed in quella prealpina comprese nel Foglio, i versanti sono prevalentemente costituiti da rocce carbonatiche, con una morfologia a bastioni e parete. Queste rocce, spesso interessate da fenomeni disgiuntivi, si presentano intensamente fratturate, quindi soggette alla disgregazione fisica e chimica ad opera, principalmente, delle escursioni termiche e delle acque superficiali.

I detriti prodotti dalla disgregazione delle pareti carbonatiche, si sono accumulati alla base di queste, formando pendii generalmente uniformi e da tempo stabilizzati. In alcuni siti della Valle del Meschio-Fadalto, l'equilibrio della fascia detritica è ancora instabile, per la presenza di piccoli conoidi detritici attivi. Trattasi, in ogni caso, di dissesti che non interessano abitati od altre opere antropiche.

Sul versante sinistro delle valli del Piave, in corrispondenza di pendii molto ripidi, sono presenti piccole frane superficiali, generalmente provocate da forte imbibizione d'acqua dei sedimenti terrigeni del Terziario e, soprattutto, dei depositi detritici del Quaternario.

I movimenti franosi della coltre detritica sono spesso legati alla natura impermeabile del substrato roccioso ed all'azione erosiva che i corsi d'acqua esercitano ai piedi dei versanti, compromettendone la stabilità.

Nella Val Belluna, le lievi pendenze e la grande ampiezza dell'alveo del Piave hanno favorito il deposito dei detriti trasportati dal fiume e dai suoi affluenti, nei periodi di piena. Questi depositi hanno originato, a lato dell'attuale corso d'acqua, aree pianeggianti, spesso ricoperte da abbondante vegetazione cedua.

Nei periodi di piena, le piane alluvionali attuali sono particolarmente soggette a dissesti. In occasione di piene eccezionali, il maggiore accumulo detritico causa l'innalzamento dell'alveo con conseguenti esondazioni. Inoltre il corso del fiume può divagare nella piana alluvionale per la rottura delle sponde, sulle quali si esercita la più intensa attività erosiva.

Gli affluenti del Piave, specie quelli che scendono dall'area alpina, hanno trasportato notevoli quantità di detriti verso la Val Belluna, incidendo profondamente i loro alvei ed esercitando una forte azione erosiva lungo le loro sponde. Questa azione ha originato fenomeni franosi alla base dei versanti erosi dalle acque. Nelle frane sono coinvolti i depositi detritici fluviali e di versante nonché le rocce del substrato, laddove queste si presentano disgregate e dislocate per movimenti tettonici.

Questi tipi di dissesto sono particolarmente evidenti nella parte alta della valle del Mis ed in alcuni tratti delle valli del Cordevole e dell'Ardo. Dissesti simili, di più modesta entità, sono presenti nelle strette valli degli affluenti di sinistra del Fiume Piave.

La regimentazione dei corsi d'acqua a monte della Val Belluna, operata dall'uomo in questi ultimi decenni, ha considerevolmente diminuito l'apporto

idrico e detritico verso la valle. Di conseguenza si è avuta, da un lato una diminuzione quantitativa dei movimenti franosi, dall'altro, è aumentata la possibilità di più grandi ed improvvisi dissesti, legati ad eventi calamitosi naturali che potrebbero causare ondate di piena.

In caso di piene improvvise, verrebbero coinvolte le aree immediatamente adiacenti all'alveo e le golene del fiume.

In generale si può affermare che, nel territorio compreso nel Foglio, i dissesti più frequenti derivano dall'attività erosiva delle acque superficiali e coinvolgono, prevalentemente, aree ricoperte da detriti di falda, alluvioni e morene.

VII — ATTIVITÀ ESTRATTIVE (E. Tracanella)

L'attività estrattiva nell'area del foglio interessa esclusivamente materiali da costruzione rinvenibili negli affioramenti delle formazioni sedimentarie mesozoico-terziarie e negli accumuli detritici del Quaternario.

I materiali estratti sono essenzialmente costituiti da calcari, argille, sabbie e ghiaie.

Attualmente sono in attività cave per i seguenti tipi di rocce:

Calcari da taglio («marmi»)

Vengono estratti nelle propaggini settentrionali della dorsale prealpina del Col Visentin, in territorio del Comune di Ponte nelle Alpi.

La coltivazione interessa calcari marnosi di colore bianco avorio e verdolino (Form. di Cugnan), fittamente stratificati con giunti di 4-12 cm e calcari lastroidi con liste e noduli di selce nera.

Calcari per calce

Per questo scopo vengono coltivati i calcari bioclastici della Formazione di Cugnan e del Calcare del Fadalto (Cretacico sup.) affioranti in numerose località del versante sinistro del Vallone Bellunese.

Questi calcari particolarmente adatti alla produzione di calce venivano utilizzati anche nell'antichità come testimoniato dalla presenza di numerosissime piccole cave abbandonate.

Calcari e marne per cemento

Vengono coltivati in due grandi cave site nella fascia prealpina in territorio del Comune di Ponte nelle Alpi, tra La Secca e Cadola. Le cave alimentano il cementificio operante in loco.

Vengono sfruttati i calcari argillosi e le marne presenti nella Scaglia cinerea (Cretacico sup.) e Marne della Vena d'Oro (Paleocene pp.-Eocene pp.).

Argille per laterizi

Le cave di argilla sono per lo più ricavate nella zona collinare del Vallone Bellunese. Si utilizzano argille appartenenti alle formazioni Siltite di Curzoi (Oligocene inf.-Eocene sup.) e Marna di Bolago (Burdigaliano p.p.)

Sono inoltre coltivate le lenti argillose presenti nelle antiche alluvioni del F. Piave tra Ponte nelle Alpi e Belluno.

Ghiaie, sabbie e pietrischi

L'industria estrattiva di inerti per calcestruzzi e massicciate è per lo più localizzata nei depositi alluvionali attuali e recenti presenti ai lati dell'alveo del F. Piave e dei corsi d'acqua minori. Vengono altresì coltivati depositi glaciali detritici e di antiche frane («Marocche»), per la produzione di pietrisco e massi per scogliere.

Nel passato, nei dintorni di Belluno, venivano sfruttate le torbiere quaternarie come combustibile e le arenarie quarzose della Formazione di Libano (Aquitaniense p.p.), come «pietre molari».

VII - BIBLIOGRAFIA

Tettonica

BOSELLINI A. and DOGLIONI C., 1986: *Inherited structures in the hangingwall of the Valsugana Overthrust* (Southern Alps, Northern Italy). Journ. Struct. Geol., vol. 8/5, pp. 581-583.

BOSELLINI A., MASETTI D. and SARTI M., 1981: *A Jurassic «Tongue of the ocean» infilled with oolitic sands: the Belluno Trough, Venetian Alps, Italy*. Mar. Geol., vol. 44, pp. 59-95.

BOZZO G.P. e SEMENZA E., 1973: *Nuovi elementi tettonici del Vallone di Fadalto e loro inquadramento nella struttura del Veneto nordorientale*. Boll. Mus. Civ. St. Nat. Venezia, suppl. 12, pp. 11-25.

CASTELLARIN A., 1981: *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. CNR, pubbl. 441, pp. 1-220, Tecnoprint, Bologna.

DOGLIONI C., 1987: *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*. Journ. Struct. Geology, vol. 9/2, n. 18, pp. 1-193

DOGLIONI C., 1988: *Structure of the Venetian Southern Alps*. Tectonic Studies Group Abstract, Cambridge.

DOGLIONI C. and BOSELLINI A., 1987: *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundschau, v. 76/3, pp. 735-754.

MANTOVANI F., PANIZZA M., SEMENZA E. e PIACENTE S., 1976: *L'Alpago (Prealpi Bellunesi). Geologia, geomorfologia, nivopluiometria*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 95, pp. 1589-1656.

MARTINIS B., 1966: *Prove di ampi sovrascorrimenti nelle Prealpi friulane e venete*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, vol. 25.

MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. and ZANFERRARI A., 1986: *The Oligo-Miocene Molasse of the Veneto-Friuli region, Southern Alps*. Giorn. di Geologia, vol. 48/1-2, pp. 235-255, Bologna.

MASETTI D. e BIANCHIN G., 1987: *Geologia del Gruppo della Schiara*. Mem. Sc. Geol., vol. XXXIX, pp. 187-212, Padova.

SLEJKO D., CARULLI G.B., CARRARO F., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILICETO V., NICOLICH R., REBEZ R., SEMENZA E., ZANFERRARI A. e ZANOLLA C., 1987: *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. CNR, GNDT, Rend. 1, pp. 1-82, Trieste.

ZANFERRARI A., 1973: *Osservazioni geologiche sui terreni attraversati dalle gallerie dell'Autostrada di Alemagna presso Vittorio Veneto. Significato dei dati in rapporto alla tettonica del margine meridionale del Cansiglio*. Mem. Soc. Geol. It., vol. 12, pp. 529-548.

Stratigrafia

ABELE G. (1974): *Bergstürze in den Alpen*. Wissensch Alpenverein, 25, 230 pp.

ACCORDI B., 1955: *Stratigrafia e paleontologia delle formazioni oligo-mioceniche del Trevigiano orientale*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. 19, 64 pp.

BOSELLINI A. e BROGLIO LORIGA C., 1971: *I Calcari Grigi di Rotzo (Giurassico inferiore, Altopiano di Asiago) e il loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete*. Ann. Univ. Ferrara, Sez. IX, Sc. Geol. Paleont., vol. 5, pp. 1-61.

BOSELLINI A. e MASETTI D., 1972: *Ambiente e dinamica deposizionale del Calcare del Vajont (Giurassico medio, Prealpi Bellunesi e Friulane)*. Ann. Univ. Ferrara, vol. 5, pp. 87-100.

BOSELLINI A. e collaboratori, 1973: *Modelli di sedimentazione carbonatica nel Mesozoico delle Alpi Venete*. AGIP Mineraria, impegno 5852, rapporto interno non pubblicato, 41 pp., Milano.

BOSELLINI A., MASETTI D. & SARTI M., 1981 (a): *The Vajont Limestone: an oolitic deep-sea fan, Middle Jurassic, Venetian Alps*. Guidbk. Excurs. 8, 2nd I.A.S. Regional Meeting, Bologna.

BOSELLINI A., MASETTI D. & SARTI M., 1981 (b): *A Jurassic Tongue of the Ocean infilled with oolitic sands: the Belluno Trough, Venetian Alps, Italy*. Marine Geol., vol. 44, pp. 59-95, Amsterdam.

BOSELLINI A. e HARDIE L.A., 1988: *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Mem. Soc. Geol., vol. 30, pp. 245-266, Roma.

BOYER G.R., 1914: *Étude géologique des environ de Longarone (Alpes Vénétiennes)*. Bull. Soc. Géol. de France, vol. 13, n. 8, pp. 451-485, Paris.

BRÜCKNER E., 1909: *Die Venetianischen Gletscher*. In: PENCK A., BRÜCKNER E. (1909): *Die Alpen in Eiszeitalter*. 3 voll., Tauchnitz, Lipsia, pp. 954-1042.

CASATI P. e TOMAI M., 1969: *Il Giurassico ed il Cretaceo del versante settentrionale del Vallone Bellunese e del gruppo del Monte Brandol*. Riv. Ital. Paleont. Strat., vol. 75, n. 2, pp. 205-340, Milano.

CASON C., GRANDESSO P., MASSARI F. e STEFANI C., 1981: *Depositi delizi nella molassa cattiano-burdigaliana del Bellunese*. Mem. Sc. Geol., vol. 34, pp. 325-354, Padova.

CASTIGLIONI B., 1923: *Le tracce glaciali del Col Visentin presso Belluno*. Atti Acc. Sc. Ven. Trent. Istr., vol. 14, pp. 46-66.

CASTIGLIONI G.B., 1964 (a): *Forme del carsismo superficiale sull'Altopiano del Cansiglio*. Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. Mat. Nat., 122, 327-344.

CASTIGLIONI G.B., 1964 (b): *Sul morenico stadiale nelle Dolomiti*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 24, 16 pp.

CHANNEL J.E.T. & GRANDESSO P., 1987: *A revised correlation of Mesozoic polarity chrons and calpionellid zones*. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 85, 222-240, Amsterdam.

CITA M.B., 1964: *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sui sedimenti pelagici del Giurassico superiore e del Cretaceo inferiore nella catena del M. Baldo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., Mem. n. 10, 153 pp., Milano.

CITA M.B. e PASQUARÈ G., 1959: *Studi stratigrafici sul sistema cretaceo in Italia*. Nota IV: Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti. Riv. Ital. Paleont. Strat., vol. 65, n. 4, pp. 385-432, Milano.

CLARI P.A., MARINI P., PASTORINI M. e PAVIA G., 1984: *Il Rosso Ammonitico inferiore (Bajociano-Calloviano) nei Monti Lessini settentrionali (Verona)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., vol. 90, n. 1, pp. 15-86, Milano.

COSTACURTA R., GRANDESSO P., MASSARI F. e MEDIZZA F., 1979: *Il Giurese Superiore-Cretaceo della regione compresa tra Casso e Claut (Prealpi Carniche occidentali)*. St. Trent. Sc. Nat., vol. 56, pp. 3-25, Trento.

COUSIN M., 1981: *Les rapports Alpes-Dinarides. Le confins de l'Italie et de la Yugoslavie*. Soc. Géol. du Nord, vol. 5 (I) 521 pp.; (II) 521 pp., Villeneuve d'Ascq.

CUVILLIER J., FOURY G., e PIGNATTI MORANO A., 1968: *Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Friul occidental, Italie)*. Geol. Romana, vol. VII, pp. 141-153.

DAL PIAZ G., 1912: *Studi geotettonici sulle Alpi orientali. Regione fra il Brenta e i dintorni del lago di Santa Croce*. Mem. ist. Geol. Univ. Padova, vol. 1, pp. 1-195.

DAL PIAZ G., 1916: *Gli Odontoceti del Miocene bellunese*. Introduzione generale. Parte I: Rassegna storica e Studio stratigrafico. Parte II: Squalodon. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, vol. 4, 8 pp., 25 pp. e 94 pp.

DI NAPOLI ALLIATA E. e PROTO DECIMA F., 1968: *Segnalazione di una lacuna stratigrafica tra il «Flysch superiore» e la «Glaucônia cattiana» del Vallone Bellunese*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 87, pp. 233-234.

DI NAPOLI ALLIATA E., PROTO DECIMA F. e PELLEGRINI G.B., 1970: *Studio geologico, stratigrafico e micropaleontologico dei dintorni di Belluno*. Mem. Soc. Geol. It., vol. 9, pp. 1-28, Roma.

DOGLIONI C. & BOSELLINI A., 1987: *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geologische Rundschau, vol. 76, pp. 735-754.

DROXLER A.W. & SCHLAGER W., 1985: *Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Babamas*. Geology, vol. 11, pp. 235-239.

FADAT C., 1963: *Étude stratigraphique et tectonique de la région du lac de Santa Croce (Alpes méridionales, province de Belluno, Italie)*. Bull. Soc. Géol. de France, (7), vol. V, pp. 798-802.

FERASIN F., 1956: *Geologia dei dintorni di Cimolais (Udine)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. 20, 31 pp.

FERASIN F., 1958: *Il «complesso di scogliera» cretaceo del Veneto centro orientale*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 21, 58 pp.

FÜTTERER K., 1892: *Die Oberer Kreidebildungen der Umgebung des Lago S. Croce in den Venetianer Alpen*. Paleont. Abh. N.F., 2, 3-124.

GHETTI S., 1987: *Evoluzione cretacea del margine settentrionale della Piattforma Friulana*. Tesi di dottorato, Dottorato di ricerca in Scienze della terra, Consorzio delle Università di Ferrara, Firenze, Parma e Pavia, 160 pp.

GHETTI S. e CANCELAN G., 1989: *Stratigrafia del «Bus de la Genziana» (Cansiglio, Prealpi Venete)*. St. Trent. Sc. Nat., vol. 56, pp. 125-140.

GNACCOLINI M., 1968 (a): *Caratteristiche sedimentologiche del Flysch del Vallone Bellunese*. Riv. It. di Paleont. e Strat., vol. 74 (1), pp. 63-70, Milano.

GNACCOLINI M., 1968 (b): *Sedimentologia del Calcare di Soccher nella regione compresa tra la valle del T. Vajont (Pordenone) e l'Alpago (Belluno)*. Riv. It. Paleontol. Strat. vol. 74, n. 3, pp. 829-864, Milano.

GRANDESSO P., 1976: *Biostratigrafia delle formazioni terziarie del Vallone Bellunese*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 94 (1975), pp. 1323-1348.

GRANDESSO P. & STEFANI C., 1990: *Volcanic contributions to sedimentation in Upper Burdigalian-Lower Langbian sediments of the Venetian Molassic basin*. Riv. Ital. Paleont. Strat., vol. 96, pp. 337-350, Milano.

- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R., 1987: *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million year ago to present)*. Science, vol. 235, pp. 1156-1167, Washington.
- JEFFERIES R.P.S. & MINTON P., 1965: *The mode of life of two Jurassic species of «Posidonia» (Bivalva)*. Paleon. vol. 8, pp. 156-185, London.
- JENKYN H.C. & WINTERER E.L., 1982: *Paleoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites*. Earth and Planetary Sciences Letters, vol. 60, pp. 351-375, Amsterdam.
- JENKYN H.C., SARTI M., MASETTI & HOWARTH M., 1985: *Ammonites and stratigraphy of Lower Jurassic black shales and pelagic limestone from the Belluno Trough, Southern Alps, Italy*. Eclogae Geol. Helv., vol. 78 (2), pp. 229-311, Basel.
- JENKYN H.C. & CLAYTON C., 1986: *Black shale and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic*. Sedimentology, vol. 33, pp. 87-106, Utrecht.
- MANTOVANI F., PANIZZA M., SEMENZA E., PIACENTE S., 1976: *L'Alpago (Prealpi Bellunesi)*. Geologia, geomorfologia, nivopluiometria. Boll. Soc. Geol. It., 95, 1589-1656.
- MASETTI D. e BIANCHIN G., 1987: *Geologia del Gruppo della Schiara (Dolomiti Bellunesi)*. Suo inquadramento nella evoluzione giurassica del margine orientale della piattaforma di Trento. Mem. Sc. Geol. vol. XXXIX, pp.187-212, Padova.
- MASPERONI BASTIANUTTI C., 1964: *Studio micropaleontologico della serie di terreni priaboniano-langbiani del Trevigiano occidentale*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 24, 65 pp.
- MASSARI F., 1979: *High constructive coarse textures delta systems, Tortonian, Southern Alps*. Evidence of lateral deposits in delta slope channels. Mem. Soc. Geol. It., vol. 18 (1978), pp. 93-124.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & JOBSTRAIBER PG., 1986 (a): *A small polyhistory basin, evolving in a context of oblique convergence: the venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy)*. In: Foreland basins (P.A. Allen and P. Homewood Eds.), Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., vol. 8, pp. 141-168, Blackwell Scientific, Oxford.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & ZANFERRARI A., 1986 (b): *The Oligo-Miocene molasse of Veneto-Friuli region, Southern Alps*. Giorn. Geol., vol. 48, pp.235-255, Bologna.
- MASSARI F., MELLERE D. & DOGLIONI C., 1992: *Cyclicity in nonmarine foreland basin sedimentary fill: the Messinian conglomerate-bearing succession of the Venetian Alps*. Ias Spec. Publ., Blackwell Scientific Publications. in press.
- MASSARI F. & PAREA G.C., 1988: *Progradational gravel beach sequences in a moderate to high-energy, microtidal marine environment*. Sedimentology, vol. 35, pp. 881-914.
- MASSARI F., ROSSO A. e RADICCHIO E., 1974: *Paleocorrenti e composizione dei conglomerati tortoniano-messiniani compresi tra Bassano e Vittorio-Veneto*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 31, pp. 1-20.
- MEDIZZA F., 1967: *I generi Bolivinoides, Aragonia e Neoflabellina (Foraminifera) nelle formazioni cretaceo-eoceniche del Veneto*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 26, 44 pp.
- MIETTO P., 1977: *Considerazioni stratigrafiche e paleontologiche sulla Dolomia Principale dell'area di Recoaro (Vicenza)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., vol. 83, n. 4, pp. 687-696, Milano.
- MUTTI E., 1985: *Turbidite systems and their relations to depositional sequence*. In G.G. ZUFFA (ed.), Provenance of Arenites, pp. 65-93, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- OGG J., 1981: *Middle and Upper Jurassic Sedimentation History of the Trento Plateau (Northern Italy)*. In FARINACCI A. and ELMI S. (Eds.): *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings*. pp. 479-503, Roma.
- PELLEGRINI G.B., 1979: *I conglomerati prewürmiani della conca di Ponte nelle Alpi (Belluno)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., vol. 2, pp. 57-63.
- PELLEGRINI G.B. e ZAMBRANO R., 1979: *Il corso del Piave a Ponte nelle Alpi nel Quaternario*. Studi Trent. Sc. Nat., 56, 69-100.
- PELLEGRINI G.B. e ZANFERRARI A., 1980: *Inquadramento strutturale ed evoluzione neotettonica dell'area compresa nei fogli 23 Belluno, 22 Feltre (p.p.) e 24 Maniago (p.p.)*. In: C.N.R., Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Prog.Final. Geodimania, 356, 359-396.
- PREMOLI SILVA I. & LUTERBACHER H.P., 1966: *The Cretaceous: Tertiary Boundary in the Southern Alps*. Riv. It. Paleont. Stratigr., vol. 72, pp. 1183-1266.
- RICHTER D., 1970: *Flysch und Molasse an der Südalpen-Dinariden Grenze zwischen Brenta und Isonzo*. Geol. Mitteil., vol. 9, pp. 207-302, Aachen.
- SCHLAGER W. & JAMES N.P., 1978: *Low magnesian calcite limestone forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas*. Sedimentology, vol. 25, pp. 675-702, Utrecht.
- SQUINABOL S., 1902: *Venti giorni sui Monti Bellunesi*. Note di geografia fisica. pp. 1-52, Tip. Raffaello Giusti, Livorno.
- STEFANI C. e GRANDESSO P., 1991: *Studio preliminare di due sezioni del Flysch bellunese*. Rend. Soc. Geol. It., vol. 14, pp. 157-162.
- STEFANINI G., 1915: *Il Neogene Veneto*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, vol. 3, pp. 340-624, Padova.
- STURANI C., 1964: *La successione delle faune ad Ammoniti nelle formazioni medio-giurassiche delle Prealpi venete occidentali. (Regione tra il Lago di Garda e la Valle del Brenta)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 24, 64 pp., Padova.
- TARAMELLI T., 1883: *Note illustrative alla carta geologica della provincia di Belluno*. 215 pp., Tip. Fusi, Pavia.
- VENZO S., 1937: *La fauna cattiana delle Glauconie bellunesi*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. 13, pp. 1-207.
- VENZO S., 1939: *Osservazioni geotettoniche e geomorfologiche sul rilevamento del Foglio Belluno*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 58, pp. 443-541.
- VENZO S., 1977: *I depositi quaternari e del Neogene superiore nella bassa valle del Piave da Quero al Montello e del Paleopiave nella valle del Soligo (Treviso)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 30, 64 pp.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A., 1981: *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy)*. A.A.P.G. Bull., vol. 65, pp. 394-421, Tulsa.
- ZENARI S., 1938: *Particolarità tettoniche nelle Alpi Bellunesi*. Studio geotettonico del gruppo Monte Schiara - Monte Pelf - Monte Serva. Boll. Soc. Geol. Ital. vol. 57, n. 1, pp. 49-76, Roma.

Cartografia Geologica

BIANCHIN G. e MASETTI D., 1985: *Carta Geologica del Gruppo della Schiara (Dolomiti Bellunesi)*, scala 1:25.000 - Mem. Sc. Geol., Padova.

CASTIGLIONI B., 1940: *L'Italia nell'età quaternaria*. Carta alla scala 1:200.000. Tav. 3 dell'«Atlante fisico ed economico d'Italia», C.T.I., Milano.

PELLEGRINI G.B., 1970: *Carta geologica della zona compresa tra Belluno ed il lago di S. Croce* (Scala 1:20.000). In: DI NAPOLI ALLIATA E. et al. (1970): *Studio geologico, stratigrafico e micropaleontologico dei dintorni di Belluno*. Mem. Soc. Geol. It. vol. 9, pp. 1-28.

PELLEGRINI G.B., 1975: *Carta geomorfologica del bacino del T. Valda (Prealpi dell'Alpago)*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

PELLEGRINI G.B., 1990: *Prealpi Bellunesi (forme tettoniche, carsiche e glaciali)*, alla scala 1:100.000. In: T.C.I., Atlante Nazionale. Milano.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, REGIONE DEL VENETO, 1990: *Carta Geologica del Veneto*, Scala 1:250.000 con note illustrative, S.E.L.C.A., Firenze.

UFFICIO IDROGRAFICO-MAGISTRATO ALLE ACQUE DI VENEZIA, 1941: *Carta geologica delle Tre Venezie: Foglio 23-Belluno*. Studio Cartografico Giardi, Firenze.