

DANIELE MASETTI e GIOVANNI BIANCHIN

GEOLOGIA DEL GRUPPO DELLA SCHIARA (DOLOMITI BELLUNESI)

SUO INQUADRAMENTO NELLA EVOLUZIONE GIURASSICA DEL MARGINE ORIENTALE
DELLA PIATTAFORMA DI TRENTO

(con 19 figure, 1 carta geologica e 1 tavola di sezioni)



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI
DI PADOVA
BIBLIOTECA DI GEOSCIENZE

554

537

(42)

PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1987



MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE
già *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*

Vol. XXXIX, pagg. 187-212, 19 figg., 1 carta geol. e 1 tav. sezioni
Padova, Settembre 1987

DANIELE MASETTI* e GIOVANNI BIANCHIN**

GEOLOGIA DEL GRUPPO DELLA SCHIARA (DOLOMITI BELLUNESI)

SUO INQUADRAMENTO NELLA EVOLUZIONE GIURASSICA DEL MARGINE ORIENTALE
DELLA PIATTAFORMA DI TRENTO

INDICE

ABSTRACT	187
RIASSUNTO	188
INTRODUZIONE	189
STRATIGRAFIA	189
EVOZIONE PALEOGEOGRAFICA E PALEOSTRUTTURALE	202
TETTONICA	204
RINGRAZIAMENTI	210
BIBLIOGRAFIA	211

Key words: Stratigraphy, Upper Triassic, Jurassic, Cretaceous, Continental Margin, Trento Platform, Southern Alps, Belluno Dolomites.

ABSTRACT

The stratigraphic sequence outcropping in the Schiara Mt (Belluno Dolomites) lies between the Dolomia Principale (Upper Triassic) at the bottom and the Scaglia Rossa Fm (Upper Cretaceous - Lower Eocene) at the top.

The studied area represents the northern segment of the eastern margin of the Trento Platform; its Jurassic history is dominated by the birth and evolution of the Belluno Trough.

During the Early Jurassic an incipient rifting leads to the individuation of a system of faults roughly oriented in NS direction; they cut the wide peritidal platform where the Dolomia Principale was formerly deposited, and separated the areas with different subsidence rates: a horst and graben morphology thus arised. East of the Marmol-line the ancestral Belluno Trough, separating the Trento Platform to the West from the Friuli Platform to the East, began to form.

The sedimentation patterns clearly differ on the two sides of the paleo-faults: on the West, shallow marine oolitic calcarenites (lower unit of the Calcari Grigi Fm) were deposited, while on the East dark basinal dolomicrotes locally associated to debris flow breccias (Dolomia della Schiara) were accumulated; during the subsequent deposition of the cherty sediments pertaining to the Soverzene Fm (Sinemurian?) the Belluno Trough reached its maturity stage.

In the late Sinemurian the activation of the Coro Mt.-Medone Valley line, located West of the Marmol line, caused the collapse of a marginal sector of the Trento Platform (Ardo Valley); the platform margin shifted to West, along the Eastern flank of the Cordevole Valley. This event can be correlated with the aborted drowning which is recorded over all the Calcari Grigi area.

The Lower Liassic is characterized by the paroxistic phase of the rifting which was followed in the Middle Liassic by a phase of tectonic stability. During Middle Liassic the platform prograded over the previously drowned segment of the margin as is documented by the calcarenitic member of the Soverzene Fm.

At the Domerian-Toarcian boundary the Trento Platform finally collapsed and rapidly evolved toward a pelagic plateau. The sinking was controlled by the activity of the N-S fault system. In the studied area, the reactivation of the Coro Mt.-Medone Valley line again brings down

* Istituto di Geologia dell'Università di Ferrara, Corso Ercole I d'Este 32, I - 44100 FERRARA (Italia).

** Via Tessari 22, I - 31100 TREVISO (Italia).

Lavoro eseguito con il contributo finanziario del M.P.I., contributo 40% (A. BOSELLINI) e 60% (D. MASETTI).

the Ardo area, allowing the deposition of the Val Erbandoli Calcarene. During the Toarcian an oceanic anoxic event recognized by JENKYNs and CLAYTON (1986) is recorded in the Belluno Trough by discontinuous levels of organic-rich shales pertaining to the Igne fm.

The toarcian drowning of the margin of the Trento Platform marks the end of the tensional tectonics along the N-S faults.

During the Dogger the Vajont Limestone, mainly consisting of oolitic turbidites progressively levelled up the previous high-relief, tectonically-controlled morphology.

The levelling of the area was interrupted at the time of the Fonzaso Fm (upper Callovian ?-Oxfordian); in fact the changes in facies and areal distribution of the bioclastic turbidites pertaining to this formation seem to affirm the existence of a paleohigh area EW oriented.

The Jurassic sequence is capped by the Upper Ammonitico Rosso Fm and by the micritic Biancone Fm. The sedimentation during the cretaceous was dominated by peri-platform oozes interbedded with fairly coarse turbiditic carbonates fed by the Friuli Platform.

In the Schiara Mt. the tectonic axes are mainly oriented according to a «Valsugana Line» direction (ENE-WSW); it is possible to subdivide the area, from North to South, into three sectors showing different tectonic features.

The northern sector is characterized by strong folding and by a fault system verging to the South (Valsugana Line, Vescovà line, Maé line) so that Talvena anticline and Vescovà syncline are reversed; the central belt is characterized by two dextral strike-slip faults E-W directed (Pegolera Valley line, Forcella line). In the southern sector N and NE verging faults occur (Cervoi line).

Tectonic features of the zone are presumably due to only one compressional phase whose direction is NNW-SSE; an EW component of the compressional stress caused the strike-slip movements and other minor accidents of the central zone.

RIASSUNTO

La successione stratigrafica affiorante nel Gruppo della Schiara (Dolomiti Bellunesi) è compresa tra la Dolomia Principale (Trias sup.) e la Scaglia Rossa (Cretacico sup.p.p.-Eocene inf.p.p.). Quest'area rappresenta il segmento più settentrionale del margine orientale della Piattaforma di Trento; la sua storia giurassica è quindi caratterizzata dalla nascita e dalla evoluzione del Bacino di Belluno. All'inizio del Giurassico la fase di *rifting* ha la sua espressione nella formazione di un sistema di faglie ad andamento meridiano che smembrano la piattaforma peritidale dalla Dolomia Principale e delimitano aree in progressivo approfondimento; si individua il primo embrione del Bacino di Belluno attraverso l'attivazione della linea del Marmol. Ai due lati di questa linea la sedimentazione si diversificò immediatamente: sabbie oolitiche ad occidente (porzione inferiore dei Calcarri Grigi) contrapposte a fanghi carbonatici scuri che si accumulavano nelle depressioni antistanti (Dolomia della Schiara). Il *rifting* eoliassico produsse una aspra morfologia articolata in *horst* e *graben* delimitati da scarpate di faglia.

La deposizione dei sedimenti selciferi della Formazione di Soverzene, avvenuta in un impreciso momento del Lias inferiore (Sinemuriano?) coincide con la fase di maturità del Bacino di Belluno.

L'attivazione della linea M. Coro-Valle del Medone durante il Sinemuriano superiore provocò il collasso del settore marginale della Valle dell'Ardo; il margine della piattaforma arretrò e si attestò lungo il versante orientale della Valle del Cordevole. È possibile correlare questo evento con la fase di annegamento, successivamente abortita, che è registrata con diverse modalità su tutta la Piattaforma dei Calcarri Grigi. Il Lias inferiore segna il momento parossistico del *rifting*; il Lias medio rappresenta invece un momento di relativa tranquillità che consente la progradazione della piattaforma al di sopra del settore marginale precedentemente sprofondato (membro calcarenitico della Formazione di Soverzene). Il limite Domeriano-Toarciano segna il collasso definitivo del margine orientale della Piattaforma di Trento che sprofonda rapidamente evolvendosi in *plateau* pelagico. L'affondamento della piattaforma è consentito dalla ripresa dell'attività lungo le faglie del sistema meridiano; la riattivazione della linea M. Coro-Valle del Medone abbassa nuovamente il settore dell'Ardo e permette il progressivo accumulo della Calcarene di Val degli Erbandoli. Un evento anossico oceanico a scala globale (JENKYNs e CLAYTON, 1986) consente la deposizione discontinua di scisti organici sul fondo del Bacino di Belluno (Formazione di Igne). L'annegamento toarciano della Piattaforma di Trento rappresenta il gran finale del tettonismo distensivo secondo il sistema di faglie N-S: con l'inizio del Dogger esse sono ormai inattive e sono definitivamente sepolte dalle turbiditi oolitiche del Calcare del Vajont che colmano il residuo dislivello esistente tra il Plateau di Trento ed il Bacino Bellunese.

Il livellamento operato dalle turbiditi oolitiche si interrompe durante la deposizione della Formazione di Fonzaso (Calloviano sup.? - Oxfordiano): spessore e distribuzione delle turbiditi bioclastiche sono piuttosto variabili e sembrano controllate da una soglia di andamento E-W. La successione giurassica si chiude con la deposizione dell'Ammonitico Rosso Superiore e delle micriti a Tintinnidi del Biancone. La storia cretacea del Gruppo della Schiara è caratterizzata dalla alternanza di fanghi di peri-piattaforma e di risedimenti più o meno grossolani provenienti dalla Piattaforma Friulana.

Nel Gruppo della Schiara gli assi tettonici sono prevalentemente orientati secondo la direttrice valsuganese (ENE-WSW); in esso è possibile distinguere, da Nord a Sud, tre fasce aventi diverse caratteristiche.

Nella fascia settentrionale troviamo forti ripiegamenti ed un insieme di faglie (Linea della Valsugana, del Vescovà e del Maè) che presentano una netta vergenza a Sud fino a provocare il locale, completo rovesciamento dell'anticiniale della Talvena e della sinclinale del Vescovà. La fascia centrale è caratterizzata da due linee trascorrenti destre di direzione E-W (linea Val Pegolera e linea della Forcelle). La fascia meridionale ha come peculiarità la presenza di dislocazioni vergenti a N o NE (linea di Cervoi).

Pur rilevando che il fenomeno di trascorrenza è quello relativamente più recente, risultando in realtà le linee trascorrenti a loro volta colpite da un lieve rigetto N-S, si ritiene che la tettonizzazione complessiva della zona sia dovuta ad una unica fase compressiva di direzione NNW-SSE che ha provocato, come fenomeno ultimo e più importante, la linea sudvergente di Belluno. Una componente EW di questa spinta ha prodotto le trascorrenze osservate ed altri fenomeni minori.

INTRODUZIONE

Il Gruppo della Schiara è il massiccio montuoso che occupa il vertice inferiore dell'area delimitata dai torrenti Cordevole e Maè alla loro confluenza nel Piave. Esso appartiene alle Dolomiti Sud-Orientali e culmina in tre elevazioni principali: al centro la cima più alta (m 2565) da cui prende il nome l'intero gruppo; a nord la grande e complessa mole della Talvena, a sud il M. Serva, le cui pendici meridionali arrivano a lambire l'abitato di Belluno.

Quest'area, posta alla periferia delle più classiche e celebrate Dolomiti Occidentali, è stata in passato oggetto di studio da parte di vari autori. Mojsisovics (1879) e DAL PIAZ (1912) si occuparono più o meno marginalmente del gruppo della Schiara nell'ambito di lavori ad ampio respiro. Il primo studio particolareggiato della zona lo si deve a BOYER (1914) le cui osservazioni sulla stratigrafia giurassica sono servite di base per tutti gli studi successivi. ZENARI (1938) eseguì dettagliati rilevamenti che contribuirono alla pubblicazione del Foglio Belluno. Il punto sulle conoscenze fino ad allora acquistate nell'intera area dolomitica venne fatto nel 1968 da LEONARDI e collaboratori con la pubblicazione di: «Le Dolomiti-Geologia dei Monti tra Isarco e Piave». CASATI e TOMAI (1969) approntarono un'accurata revisione stratigrafica dei terreni giurassici del versante settentrionale del Vallone Bellunese, ancora oggi preziosa fonte di informazioni e punto di partenza per il nostro studio. STEPHAN (1973) condusse un'analisi stratigrafico-strutturale nella «Regione di Longarone» includendo in tale area il settore nord orientale del Gruppo della Schiara. Attorno alla metà degli anni settanta, ricercatori dell'Università di Ferrara, coordinati dal prof. A. BOSELLINI, intrapresero lo studio stratigrafico e paleostrutturale del margine orientale della Piattaforma di Trento, dal Grappa alla Schiara. I risultati di tale ricerca, a più di dieci anni dall'inizio, sono stati solo in parte pubblicati in WINTERER e BOSELLINI (1981), BOSELLINI, MASETTI e SARTI (1981 a, 1981 b) e MASETTI, SARTI e ARDIZZONI (1983). Problemi di varia natura, in parte legati all'indubbia complessità geologica della zona, hanno creato notevoli ritardi nella divulgazione dei risultati ottenuti. Questa nota, corredata di carta geologica alla scala 1:25.000, vuole fornire un contributo alla conoscenza della stratigrafia e della tettonica giurassica ed alpina, di un'area chiave per la comprensione dell'evoluzione mesozoica del margine continentale sudalpino. Va inoltre considerata come la necessaria premessa al completamento, già annunciato ma non ancora pubblicato, di una sintesi relativa all'evoluzione giurassica dell'intero margine della Piattaforma di Trento.

D. MASETTI è autore della stratigrafia e dell'evoluzione paleogeografica e paleostrutturale giurassica; G. BIANCHIN dei profili e delle considerazioni sulla tettonica alpina.

STRATIGRAFIA

Le formazioni affioranti nel Gruppo della Schiara ed i loro rapporti stratigrafici sono indicati nella figura 1. Nelle pagine che seguono verranno descritte le singole formazioni di cui saranno analizzate le caratteristiche litologiche, spessori, rapporti verticali e laterali.

È tuttavia opportuno premettere qualche considerazione a carattere generale. Come già accennato in precedenza, il Gruppo della Schiara rappresenta, durante il Giurassico inferiore, la zona di transizione tra la Piattaforma di Trento ed il Bacino di Belluno. Le corrispondenti unità stratigrafiche sono state individuate e distinte soprattutto in funzione del significato da loro assunto nell'evoluzione del margine della Piattaforma. Le stesse unità sono quasi invariabilmente colpite da una intensa dolomitizzazione che ne ha obliterato la tessitura deposizionale rendendo ardua sia l'analisi di facies, sia l'attribuzione cronostratigrafica. Più in generale tutte le formazioni giurassiche pre-Ammonitico Rosso qui affioranti sono scarsamente caratterizzate dal punto di vista biostratigrafico. L'unica eccezione è rappresentata dalla formazione di Igne contenente una ricca fauna ad Ammoniti. Le attribuzioni cronostratigrafiche effettuate sono pertanto basate sulle correlazioni tra le unità litostratigrafiche ed i principali eventi registrati nella transizione Piattaforma-Bacino.

DOLOMIA PRINCIPALE

La Dolomia Principale è la formazione più antica presente nel Gruppo della Schiara ed affiora largamente sul fondo delle Valli del Cordevole e del Piave.

Essa è costituita da una potente sequenza di dolomie organizzate in sequenze cicliche. Secondo un recentissimo lavoro di BOSELLINI e HARDIE (in stampa), la Dolomia Principale è suddivisibile in due membri in larga parte delle Prealpi Venete, dalla Val d'Adige alla Val Cellina. I 2/3 inferiori (500-600 m), bene stratificati, sono costituiti dalla classica successione ciclica peritidale a scala metrica, il terzo superiore (200-300 m) è invece rappresentato da una dolomia saccaroides subtidale, male stratificata, cui si intercalano con frequenza media di 3-5 m livelli pedogenetici a pisoliti e *tepee*. Tale bipartizione risulta applicabile alla Dolomia Principale presente nella Valle del Cordevole. Lungo il fondo valle è chiaramente riconoscibile la facies peritidale del membro inferiore consistente di alternanze cicliche *shallowing-upward* in cui succedono, dal basso verso l'alto, le seguenti litofacies (BOSELLINI e HARDIE, in stampa): alla base un *lag* trasgressivo di spessore variabile da 1-2 fino a 40-50 cm, costituito da *grainstone* e *packstone* bioclastico-intraclastici; a queste sabbie seguono dolomie chiare, massicce, bioturbate, contenenti grossi modelli interni di Mega-

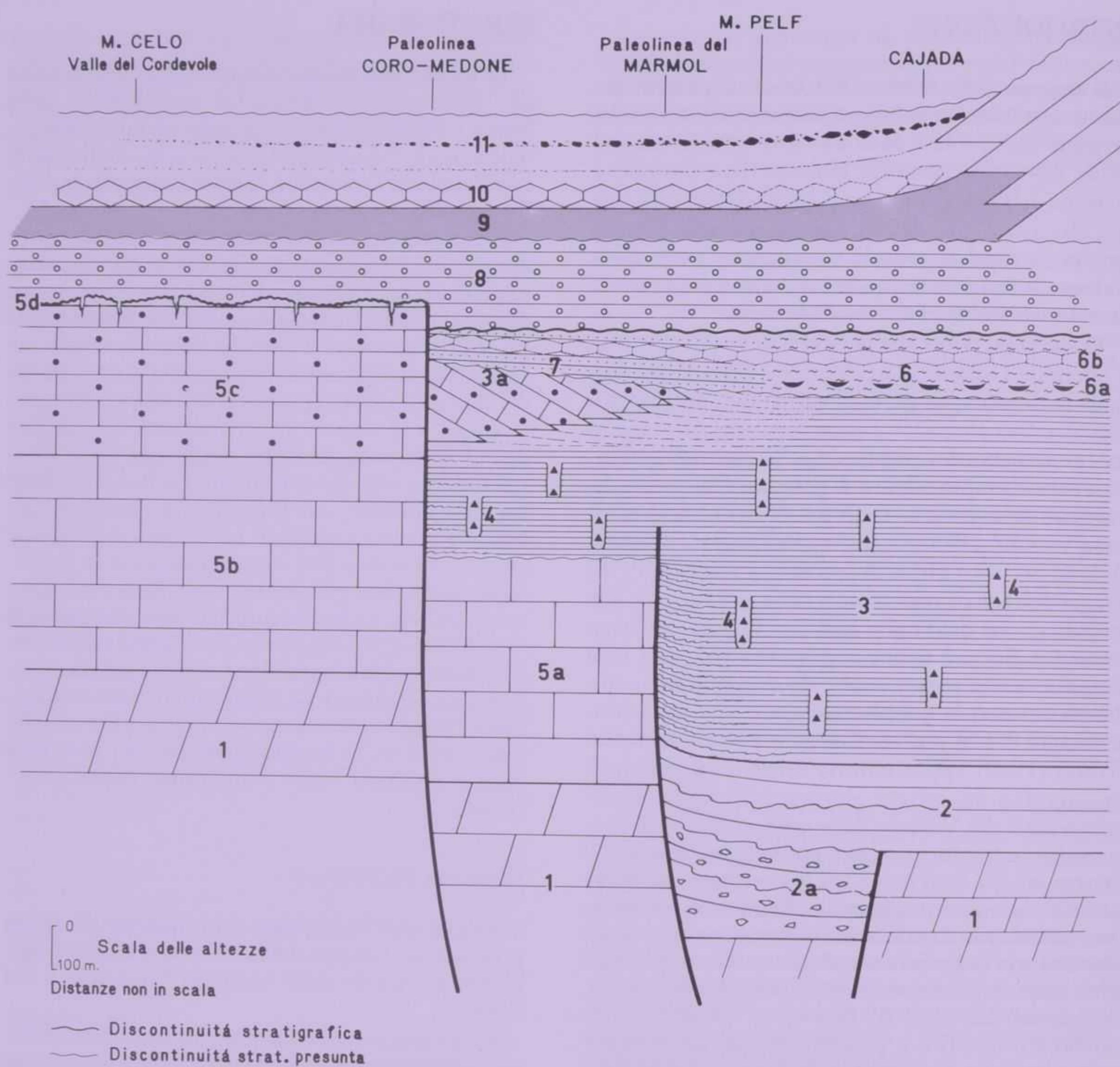


FIG. 1 - Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni affioranti nell'area studiata. È stata rappresentata una ideale sezione E-W che riporta sullo stesso piano situazioni tipiche dei settori settentrionale e meridionale del Gruppo della Schiara. (1) Dolomia Principale; (2) Dolomia della Schiara; (2a) Dolomia della Schiara, brecce del Marmol; (3) Formazione di Soverzene; (3a) Formazione di Soverzene, membro calcarenitico; (4) Breccia del Pelf, facies massiccia a corpi di breccia della Formazione di Soverzene; (5a) Calcare Grigi della Valle dell'Ardo; (5b) Calcare Grigi, membro inferiore peritidale; (5c) Calcare grigi, membro superiore oolitico; (5d) Calcare grigi, encriniti del M. Celo; (6) Formazione di Igne; (6a) Formazione di Igne, scisti organici; (6b) Formazione di Igne, Calcare nodulari in facies di Ammonitico Rosso; (7) Calcarene di Val degli Erbandoli; (8) Calcare del Vajont; (9) Formazione di Fonzaso; (10) Ammonitico Rosso Superiore; (11) Biancone.

Iodonti e Worthenie e livelli granulari perlopiù gradati (tempestiti). Tali bancate hanno uno spessore di ordine metrico e rappresentano, assieme al *lag* basale, la porzione subtidale del ciclo.

Nella parte alta del ciclo troviamo dolomie stromatolitiche fittamente laminate accompagnate da una vasta gamma di strutture tipiche delle piane sopratiche: *fenestrae*, poligoni di disseccamento, strati di tempesta. Questi ultimi (BOSELLINI e HARDIE, in stampa) sono costituiti da livelletti centimetrici massicci di dolomie bianche microcri-

stalline che interrompono la fitta laminazione delle dolomie stromatolitiche e rappresentano il prodotto della lenta decantazione di fango e peloidi dalla massa d'acqua spinta dall'uragano sulla piana sopratiche. Il ciclo *shallowing* può chiudersi in alto con le laminiti algali; in qualche caso a queste ultime si sovrappongono livelli centimetrici di argilliti verdi e/o brecce pisolitiche coinvolte in strutture a *tepee* testimonianti la rielaborazione in ambiente subaereo della sottostante unità. I 300 m sommitali della formazione, dal fondo del Canale d'Agordo fino al passaggio ai sovrastanti Calcare

Grigi, sono rappresentati da dolomie massicce prevalentemente subtidali più scure e bituminose delle sottostanti. È quindi possibile riferire questa porzione superiore della Dolomia Principale al membro subtidale superiore nel quale fluttuazioni eustatiche del livello marino implicavano l'emersione diretta dei sedimenti e la loro conseguente modificazione in ambiente subaereo. Nella Valle del Piave, nell'ambito di quello che diverrà il Bacino di Belluno, il membro subtidale a cicli diagenetici non è più facilmente distinguibile dalla sottostante facies peritidale. Lungo la strada che porta al Pian di Cajada i 200-300 m sommitali della formazione sono infatti costituiti da dolomie bituminose, grigio scure, prevalentemente subtidali, ma in cui persistono, sia pur ridotti come frequenza e spessore, livelli stromatolitici sopratalidi. Mancano inoltre evidenze di livelli a *tepee* e pisoliti vadose, mentre fanno la loro comparsa interstrati centimetrici di marne nere. Parrebbe quindi che la porzione sommitale della Dolomia Principale di questo settore registri, sia pur attenuato, l'evento retico durante il quale i settori marginali della Piattaforma di Trento subiscono un rapido aumento del livello marino relativo concomitante con l'arrivo di un fine apporto detritico (MASETTI *et al.*, in stampa).

Il limite inferiore della formazione non affiora; quello superiore con i Calcaro Grigi è stato fatto coincidere convenzionalmente con la comparsa di grossi banchi di dolomie a stratificazione incrociata. Ad oriente tale limite coincide con il passaggio, per la verità abbastanza graduale, agli strati sottili della Dolomia della Schiara. Lo spessore affiorante raggiunge in qualche caso il migliaio di metri.

La Dolomia Principale è considerata di età Norico-Retica; la mancanza di fossili significativi nei suoi livelli sommitali non consente tuttavia di stabilire la presenza della lacuna al passaggio Trassico-Giurassico ipotizzata da BOSELLINI e HARDIE (in stampa).

CALCARO GRIGI

Questo termine formazionale è qui usato nella accezione più vasta possibile per indicare una unità stratigrafica costituita da sedimenti di piattaforma carbonatica di età liassica, più o meno dolomitizzati. La loro estrema variabilità laterale in spessori, facies, ed età ha consigliato la scelta di un termine formazionale ormai largamente conosciuto come sinonimo della successione carbonatica liassica della Piattaforma di Trento, piuttosto che la creazione di unità stratigrafiche di importanza esclusivamente locale. 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 Calcaro Grigi.

La distribuzione e la grande variabilità laterale dei Calcaro Grigi così definiti è una conseguenza della

progressiva attivazione di un fascio di faglie distensive collegate alla fase di *rafting* 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 Calcaro Grigi. La formazione sarà quindi descritta distinguendo un settore occidentale rispetto alla paleolinea M. Coro-Valle del Medone ed uno orientale, annegato preco cemente, compreso tra quest'ultima e la paleolinea del Marmol (vedi carta allegata).

I Calcaro grigi del settore occidentale rappresentano la frangia estrema della omonima formazione affiorante nel versante settentrionale del Vallone Bellunese. La successione è stata misurata lungo il versante meridionale del M. Celo, scendendo dalla forcella Pongol alla Muda, e nella Val Vescovà, dalla carrozzabile che porta al rifugio Bianchet fino alla cima della Schiesora. Potenti circa 800 m, i Calcaro Grigi sono direttamente sovrastati dal Calcare del Vajont ed ulteriormente suddivisibili in due membri.

Il *membro inferiore*, potente circa 500 m, è costituito da dolomie saccoidi bianche organizzate in cicli peritidali *shallowing-upward* a scala metrica. Tali sequenze, sostanzialmente analoghe a quelle descritte a proposito del membro peritidale della Dolomia Principale, se ne differenziano per lo spessore minore e per l'assenza di strutture stromatolitiche nei livelli sopratalidi, sostituite da laminazioni meccaniche a *bird's-eyes* e fanghi polygonali. Argilliti verdi al tetto della sequenza sono il prodotto della alterazione subaerea durante l'estrema fase regressiva del ciclo. Sono presenti rare intercalazioni di calcareniti oolitico-bioclastiche. Nella porzione inferiore del membro, per circa 100 m di spessore, affiorano dolomie granulari scure, bituminose, a stratificazione incrociata bimodale a scala decimetrica. Questo evento di alta energia che rompe la monotonia delle successioni peritidali sopra e sottostanti è da mettere in relazione con l'individuazione eoliassica del solco di Belluno e rappresenta perciò il limite inferiore dei Calcaro Grigi.

Il *membro superiore* ha uno spessore al M. Celo di 350 m e consiste di prevalenti 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 bimodali 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.

Alla forcella Pongol il tetto dei Calcaro Grigi è rappresentato da un orizzonte di 20 m di spessore di calcareniti encrinetiche bianche e rosate contenenti *lag* conchigliari a Brachiopodi che hanno fornito

qualche esemplare determinabile (*Prianorhynchia quinqueplicata* ZIETEN e *Propygope crisilla* UHLIG). Gli strati, dello spessore di 50-100 cm hanno scarsa continuità laterale e presentano laminazioni parallele ed oblique a basso angolo e stratificazione incrociata a piccola scala. La microfacies è caratterizzata da *packstone* e *grainstone* a Crinoidi, spicole di Spugne, Foraminiferi a guscio ialino (*Lenticulina* sp.), peloidi e microintraclasti. I due metri sommitali dell'orizzonte encrinítico sono minutamente permeati da un reticolato di filoncelli sedimentari di spessore centimetrico generati dall'iniezione forzata di micriti rossastre e Lamellibranchi Pelagici e protoconche di Ammoniti. Il Calcare del Vajont ricopre in paraconcordanza il tetto dei Calcari Grigi.

Le encriniti alla sommità della formazione sono state considerate da BOYER (1914) di età domeriana sulla base della fauna a brachiopodi in esse contenuta. Tale attribuzione trova conferma dalla determinazione effettuata da M. GAETANI di alcuni esemplari di Brachiopodi provenienti probabilmente dallo stesso livello studiato dall'autore francese.

La sovrapposizione delle calcareniti oolitiche del membro superiore ai sedimenti peritidali sottostanti è considerata come la registrazione locale di un approfondimento ambientale che coinvolge durante il Sinemuriano superiore larghi settori del margine continentale sudalpino (vedi Evoluzione paleogeografica e paleostrutturale). 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 (BOSELINI e BROGLIO LORIGA, 1971).

L'ambiente deposizionale dei Calcari Grigi di questo settore è inizialmente caratterizzato da condizioni di margine di piattaforma instauratesi in corrispondenza della prima apertura del solco di Belluno, passa attraverso condizioni peritidali perdurate per gran parte del Lias Inferiore ed infine registra il passaggio a *shoals* oolitico-bioclastici durante il Sinemuriano Superiore-Domeriano. 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.

Il settore orientale è individuato dalle paleolinee del M. Coro-Valle del Medone e del Marmol e comprende la cima della Schiara e le valli del Medone e dell'Ardo. Come già ricordato, esso rappresenta un troncone marginale di piattaforma precocemente collassato e ricoperto dalle formazioni bacinali del Bacino di Belluno.

Nella Valle dell'Ardo, lungo il sentiero che sale al rifugio VII Alpini, la successione di piattaforma consiste di 390 m di dolomie nocciola grossolanamente

cristalline in strati di spessore metrico. Sono presenti stratificazioni incrociate tabulari bimodali a piccola scala cui si associano laminazioni incrociate a basso angolo legate alla rielaborazione da onda. L'unità in esame giace al di sopra della Dolomia Principale in facies peritidale a laminiti algali e passa superiormente ad un caotico orizzonte di brecce alla base della Formazione di Soverzene.

L'annegamento di questo settore della Piattaforma è riferito alla fase di collasso tardo sinemuriana prima citata; ne consegue che l'intervallo cronostratigrafico rappresentato è limitato al Lias inferiore.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad un complesso marginale di barre e *shoals* sabbiosi che racchiudevano le coeve lagune e piane tidali del settore occidentale.

Poco a Nord, lungo le vie ferrate che attraversano la parete meridionale della Schiara, la piattaforma liassica conserva la stessa facies ma è notevolmente più sottile, (100 m di spessore) arrivando alla completa elisione nel Van della Schiara. Il contatto discordante superiore e la presenza di olistoliti di Calcari Grigi all'interno della sovrastante Dolomia della Schiara suggeriscono una violenta fase di smantellamento subita da questo settore in un impreciso momento del Lias inferiore. L'asimmetria di comportamento lungo i tronconi meridiani potrebbe rappresentare l'indizio dell'attivazione di un tettonismo trasversale rispetto alle direttive dominanti del *rifting*.

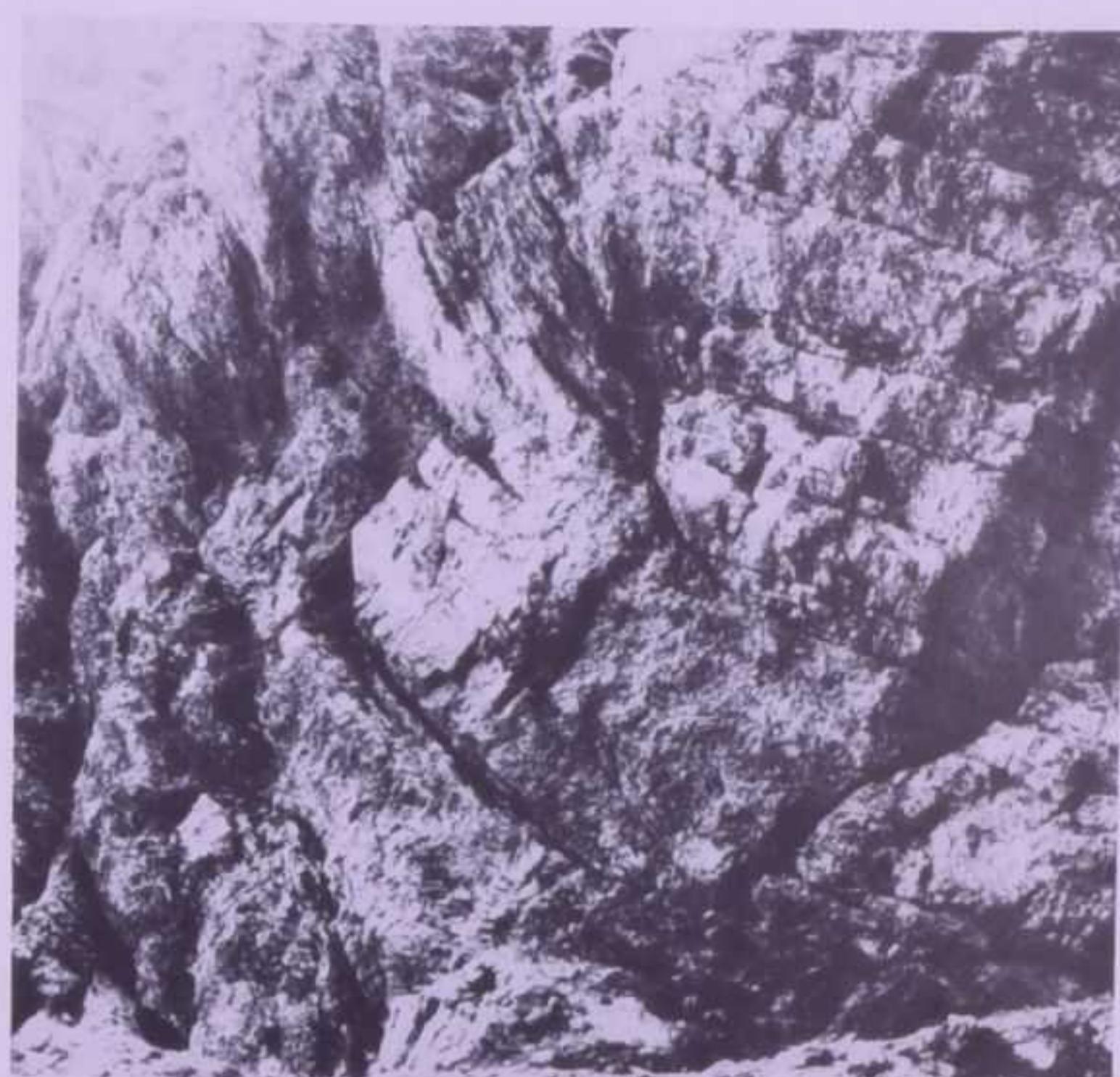


FIG. 2 - Discordanze infraformazionali nella Dolomia della Schiara. Forcella del Pis Pilon.

DOLOMIA DELLA SCHIARA

È una formazione di nuova istituzione con la quale si sono voluti distinguere i primi depositi accumulati sui fianchi del neonato Bacino di Belluno in via di

approfondimento. La Dolomia della Schiara affiora alla sommità della catena centrale del Gruppo, dalla forcella della Gusela fino alla cima del Burel; è tuttavia facilmente accessibile nella sua facies più comune soprattutto lungo il sentiero che dal rifugio VII Alpini porta alla forcella del Pis Pilon. Questa unità è costituita da dolomie grigio scure, bioturbate, in strati decimetrici raggruppati in *stratosects* metrici. Gli strati sono frequentemente coinvolti in scivolamenti intraformazionali che hanno originato discordanze di vario genere (Fig. 2) fino ad arrivare alla completa caoticizzazione del sedimento in massicci depositi di colata. La selce è completamente assente e fa la sua comparsa solo alla base della sovrastante Formazione di Soverzene. Questa facies raggiunge al Pis Pilon lo spessore di circa 200 m; al di sotto, in corrispondenza della gola del Marmol, affiora un corpo di brecce di circa 100 m di potenza, incluso nella Dolomia della Schiara. Esso era controllato dal contemporaneo sviluppo di scarpate di faglia che ne impedivano l'espansione verso oriente (Cajada). Si tratta di prevalenti parabrecce suddivisibili in due litofacies sulla base dell'area di provenienza dei clasti:



FIG. 3 - Parabrecce a prevalenti elementi di piattaforma imballati in una matrice di dolomia scura bacinale. Porzione inferiore della Dolomia della Schiara, gola del Marmol.

a) Brecce a prevalenti clasti di piattaforma: queste brecce (Fig. 3) sono raramente canalizzate e formano corpi di 2-4 m di spessore la cui continuità laterale non è quantificabile stante l'esiguità degli affioramenti. Gli strati presentano una rossa gradazione verticale che si realizza attraverso una brusca riduzione granulometrica nei 30-40 cm superiori. I

clasti hanno dimensioni variabili da pochi mm fino a 20-30 cm e sono costituiti da dolomie biancastre, talora a *bird's-eyes*, provenienti dalla coeva piattaforma dei Calcari Grigi e/o dallo smantellamento della Dolomia Principale affiorante al fondo di una incisione sottomarina. La porosità intergranulare è riempita da una matrice di dolomia bituminosa nera simile a quella che forma i rari clasti di *slope* presenti.

Questo tipo di deposito trae la sua origine da materiali di piattaforma che scendevano verso il bacino sia per *debris flow* che per flusso turbolento viscoso, incorporando lungo il cammino frammenti ancora plastici del fango che si andava accumulando lungo la scarpata (COOK e TAYLOR, 1977).

b) Brecce a clasti provenienti dalla scarpata della piattaforma: formano corpi di geometria analoga ai precedenti; i clasti deformati plasticamente hanno foggia tabulare e sono esclusivamente costituiti da dolomie laminate e bituminose di *slope*. Esse derivano da scivolamenti in massa lungo la scarpata che si sono evoluti durante il trasporto in colate di detrito.

I corpi di brecce dei due tipi sono intercalati a strati decimetrici di dolomie laminate analoghe a quelle che forniscono i clasti delle brecce ad elementi di *slope*.

Nel Van della Schiara e lungo la parete meridionale della catena l'unità in esame contiene olistoliti a scala decametrica di dolomie in grossi banchi verosimilmente provenienti dallo smantellamento della adiacente piattaforma dei Calcari Grigi.

In Pian di Cajada la formazione appare più chiara e grossolanamente stratificata in *stratosects* di 1-1,5 m di spessore in cui si alternano orizzonti a lamine parallele da decantazione ad altri bioturbati e massicci. Sono inoltre meno frequenti le discordanze intraformazionali.

Lo spessore della Formazione mediamente decrese dalla Schiara (300 m) verso il Pian di Cajada (150 m circa); rapide variazioni laterali sono una conseguenza dell'attivazione di *graben* ad andamento meridiano (M. Cimon, M. Belvedere) durante la fase iniziale di *rifting*.

La Dolomia della Schiara giace direttamente sulla Dolomia Principale ad oriente della paleolinea del Marmol; ad occidente di questa poggia sui Calcari Grigi. Superiormente essa fa passaggio alla Formazione di Soverzene.

In completa assenza di fossili la formazione è riferita al Lias inferiore esclusivamente per la sua posizione stratigrafica.

L'ambiente deposizionale della Dolomia della Schiara passa transizionalmente da ovest verso est dalla scarpata della piattaforma fino al fondo dell'antistante Bacino Bellunese in via di individuazione.

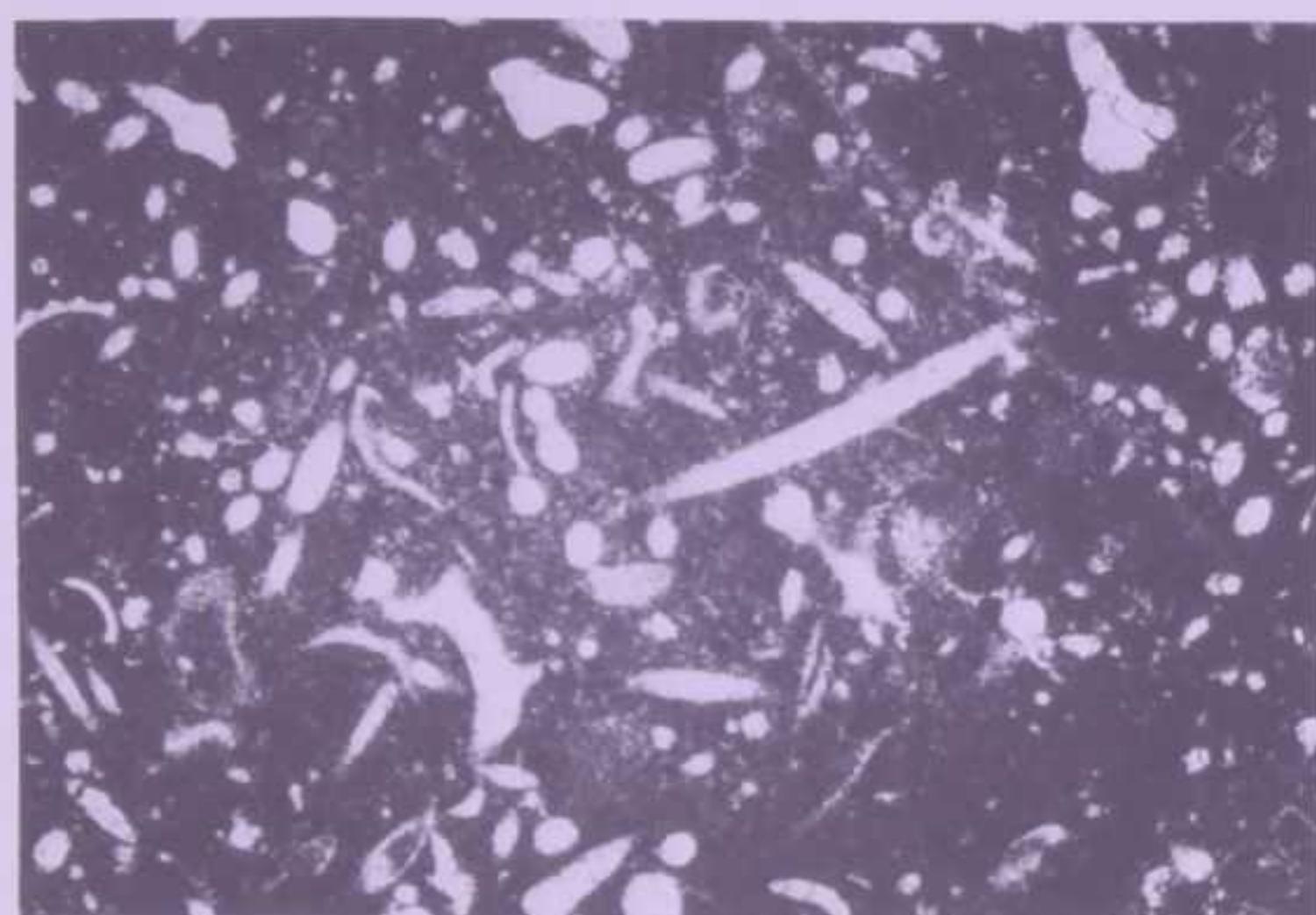


FIG. 4 - Microfacies della Formazione di Soverzene caratterizzata dalla abbondante presenza di spicole di Spugna e Radiolari sostituiti da calcite. Val di Nerville.

FORMAZIONE DI SOVERZENE E BRECCIA DEL PELF

La Formazione di Soverzene è stata distinta per la prima volta in 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, ottimamente esposti nella sezione di Soverzene. Il termine originario di CASATI e TOMAI è stato ripreso e modificato da BOSELLINI *et al.* (1981) in Breccia del Pelf per indicare una unità coeva della Formazione di Soverzene caratterizzata dalla grande abbondanza di brecce sinesedimentarie. Tale termine è ora utilizzato esclusivamente per indicare la facies massiccia a corpi di breccia della Formazione di Soverzene, molto frequente nel massiccio del Pelf.

La Formazione di Soverzene consiste (BOSELLINI *et al.*, 1981) di una monotona successione di *mudstone* e *wackestone* bruni in strati di 20-40 cm di spessore associati a letti e noduli di selce nera o gialla. La microfacies è dominata da Radiolari e spicole di Spugna sostituite da calcite (Fig. 4); sono anche presenti frammenti di Echinodermi e Foraminiferi a guscio arenaceo. La porzione inferiore è bituminosa e completamente dolomitizzata, quella superiore (Valli del Grisol e del Maè) è caratterizzata dalla ritmica intercalazione di livelli centimetrici di marne giallastre e da associazioni di icniti dei generi *Chondrites* e *Planolites* (Fig. 5). Alle micriti si alternano sporadiche passate torbiditiche ad ooidi e peloidi alimentate dalle sabbie di piattaforma. I depositi torbiditici sono invece abbondanti nella parte alta della formazione affiorante nella Valle di Nerville, dove formano un orizzonte di 150 m di spessore di *packstone* e *grainstone* a peloidi ed ooidi superficiali in strati metrici amalgamati.

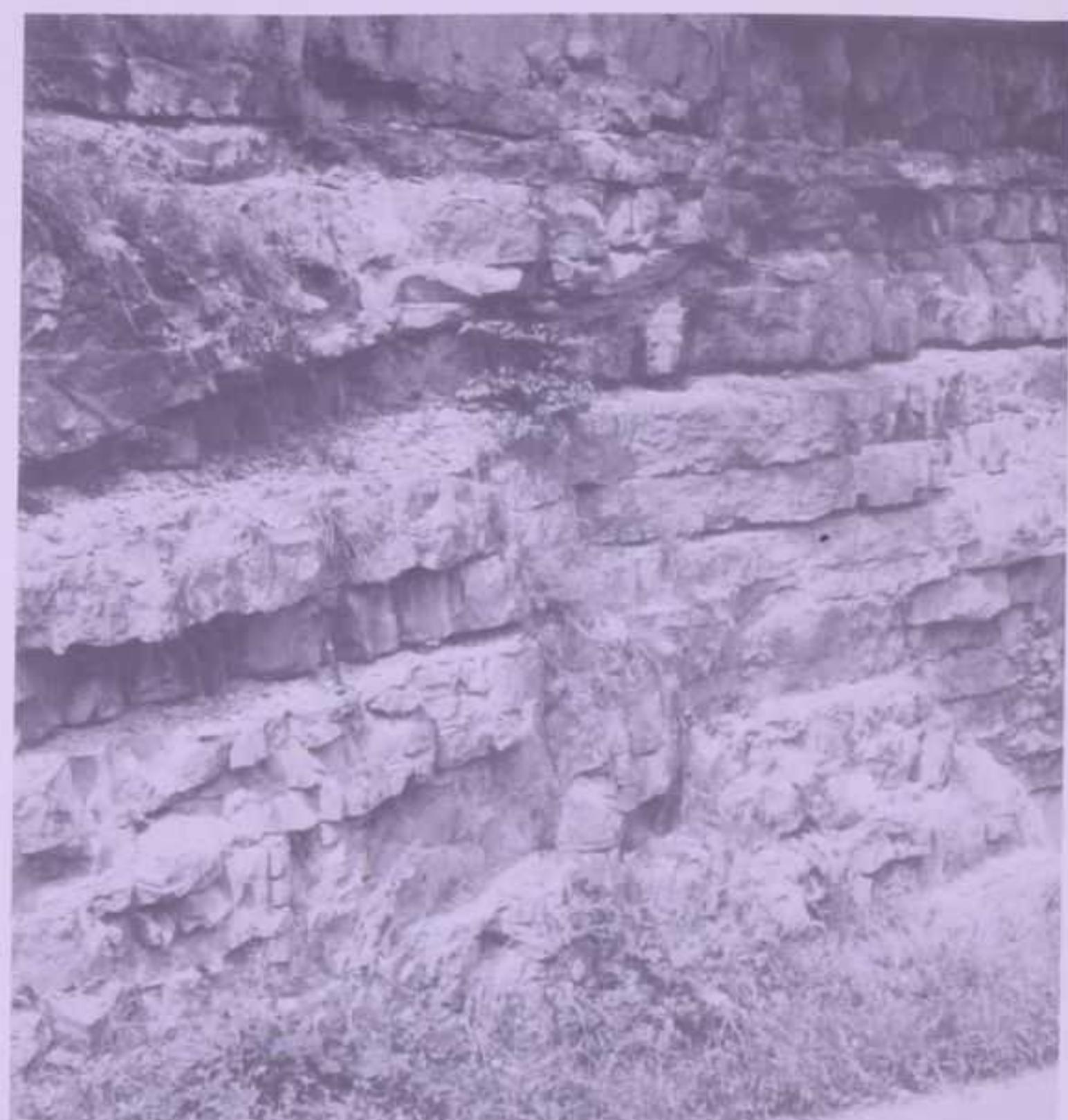


FIG. 5 - Micriti bacinali della Formazione di Soverzene ritmicamente alternate a livelli centimetrici di marne. Val Grisol, in prossimità dell'abitato di Soffranco.

La formazione di Soverzene è il prodotto dell'accumulo di fanghi di peri-piattaforma sui fianchi e sul fondo del Bacino Bellunese che aveva nel frattempo acquisito i caratteri di un'area francamente bacinale interposta tra le Piattaforme di Trento e del Friuli.



FIG. 6 - Contatto tra il massiccio membro calcarenitico della Formazione di Soverzene e la sovrastante Calcarenite di Val degli Erbandoli. Si noti la stratificazione sottile ed estremamente regolare di quest'ultima unità. Versante settentrionale delle Cime del Bachet.

Nel settore settentrionale del Gruppo della Schiara, a nord della Val Vescovà (Val degli Erbandoli, Costa dei Nass, M. Megna), la porzione superiore della Formazione di Soverzene è rappresentata da un membro calcarenitico di circa 200 m di spessore nettamente differenziato dalle unità sopra e sottostanti grazie alla stratificazione più grossolana (Fig. 6). Tale membro consiste di *grainstone* e *packstone* a peloidi, ooidi, ooidi superficiali, Foraminiferi ed articolati di Echinodermi. Il colore è nocciola; la stratificazione ha ritmi di 1-1.5 m di spessore; peculiare è la presenza di stratificazioni incrociate tabulari unimodali evidenziate da letti di selce gialla impostati sugli avansetti (Fig. 7).

L'ambiente deposizionale è riferibile ad un complesso marginale di barre e *shoals* sabbiosi che si impostarono sui sottostanti fanghi di *slope* secondo una sequenza deposizionale *shallowing-upward*. Tale sequenza è generata dalla progradazione della Piattaforma che riguadagnò la parte superiore della scarpata deposizionale instaurandovi bassi ed agitati fondali.



FIG. 7 - Stratificazioni incrociate evidenziate da letti di selce impostati sugli avansetti nel membro calcarenitico della Formazione di Soverzene. Val degli Erbandoli.

Nel settore meridionale la fase di progradazione della piattaforma è verosimilmente abortita in presenza di una più acclive scarpata di *by-pass*. Il sedimento prodotto in eccesso veniva così ridistribuito dalle correnti di torbidità che oltrepassavano la scarpata superiore e si accumulavano al piede di questa nell'orizzonte grossolano segnalato nella valle di Nerville.

La formazione 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 (Fig. 8) riferibile alla Zona a *margaritatus*, Subzona a *subnodosus* (Domeniano; JENKYNS *et al.*, 1985). Precedentemente inserito all'interno della Formazione di Igne (BOSELLINI *et al.*, 1981; JENKYNS *et al.*, 1985) tale orizzonte è ora collocato al tetto della Formazione di Soverzene: la base della sovrastante Formazione di Igne viene così a coincidere con l'avvento delle marne. L'orizzonte ad *Aulacoceras* rappresenta probabilmente un evento di condensazione bacinale conseguente al definitivo annegamento della Piattaforma di Trento.



FIG. 8 - Livello condensato ad *Aulacoceras* ed Ammoniti della Zona a *margaritatus* al tetto della Formazione di Soverzene. Poco a Nord della Cima di Nerville.

La stratificazione sottile della Formazione di Soverzene è assai frequentemente interrotta da corpi di breccia a scala metrica o decametrica. Tali brecce sono ulteriormente suddivisibili sulla base dei loro rapporti di concordanza o discordanza rispetto alle rocce circostanti. Un corpo concordante di brecce di circa 50 m di spessore è stato incluso nella porzione inferiore della Formazione di Soverzene affiorante nella valle dell'Ardo. I clasti consistono prevalentemente di dolomie chiare di piattaforma di dimensioni variabili da pochi cm fino a blocchi stratificati di oltre 1 m di diametro associati a clasti spigolosi centimetrici, talora selciferi, di dolomie scure di origine bacinale. La matrice di dolomia microcristallina è localmente tanto abbondante da fornire il supporto alla roccia. Il fabric caotico e la presenza di matrice

permettono di interpretare questo deposito come colate di detrito che fluivano lungo la scarpata alimentate da una fase di smantellamento della piattaforma dei Calcari Grigi.

I corpi discordanti di brecce (Fig. 9) 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 (Fig. 10) ancora giustapposti per lo scarso trasporto subito, sia di interi noduli variamente ripiegati e fratturati nei punti di cerniera. È localmente possibile osservare il graduale passaggio laterale tra *slumps* e depositi massicci di colata contenenti blocchi metrici di dolomie stratificate. Clasti a matrice sono evidentemente derivati dalla rielaborazione, a diversi stadi di litificazione, dei litotipi della circonstante Formazione di Soverzene.



FIG. 9 - La freccia indica un corpo discordante di Breccia del Pelf che secca con contatto pressoché verticale la stratificazione. È evidente il *fabric* caotico e massiccio dei corpi di breccia passanti lateralmente alle dolomie sottilmente stratificate (in basso nella fotografia) della Formazione di Soverzene. Anticima orientale della Schiara.

I contatti dei corpi di breccia con la roccia incassante avvengono secondo piani verticali o fortemente inclinati (Fig. 9) la cui orientazione prevalente è intorno a N-S. Già interpretate come *slumps* e colate di detrito accumulate lungo la scarpata della Piattaforma (BOSELLINI *et al.*, 1981), solo raramente queste brecce derivano da un tale tipo di fenomeni. Più frequentemente esse rappresentano il riempimento di truogoli o fratture ad andamento meridiano gene-

rati da una tettonica distensiva sinsedimentaria. Le esatte modalità con cui avveniva tale fenomeno non sono ancora conosciute, né d'altra parte ciò rientrava negli scopi di questo lavoro. 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 paleocataclasiti.

Brecce a clasti di piattaforma giustapposti che presentano un certo grado di affinità con quelle appena descritte sono state studiate da FÜCHTBAUER e RICHTER (1983) nel Triassico e Giurassico dell'isola di Idra (Grecia) e denominate «brecce interne». Esse sono considerate indicative di margini di piattaforma tectonicamente attivi e spiegate con fasi alterne di estensione e compressione che agivano congiuntamente a sovrappressioni del fluido interstiziale.

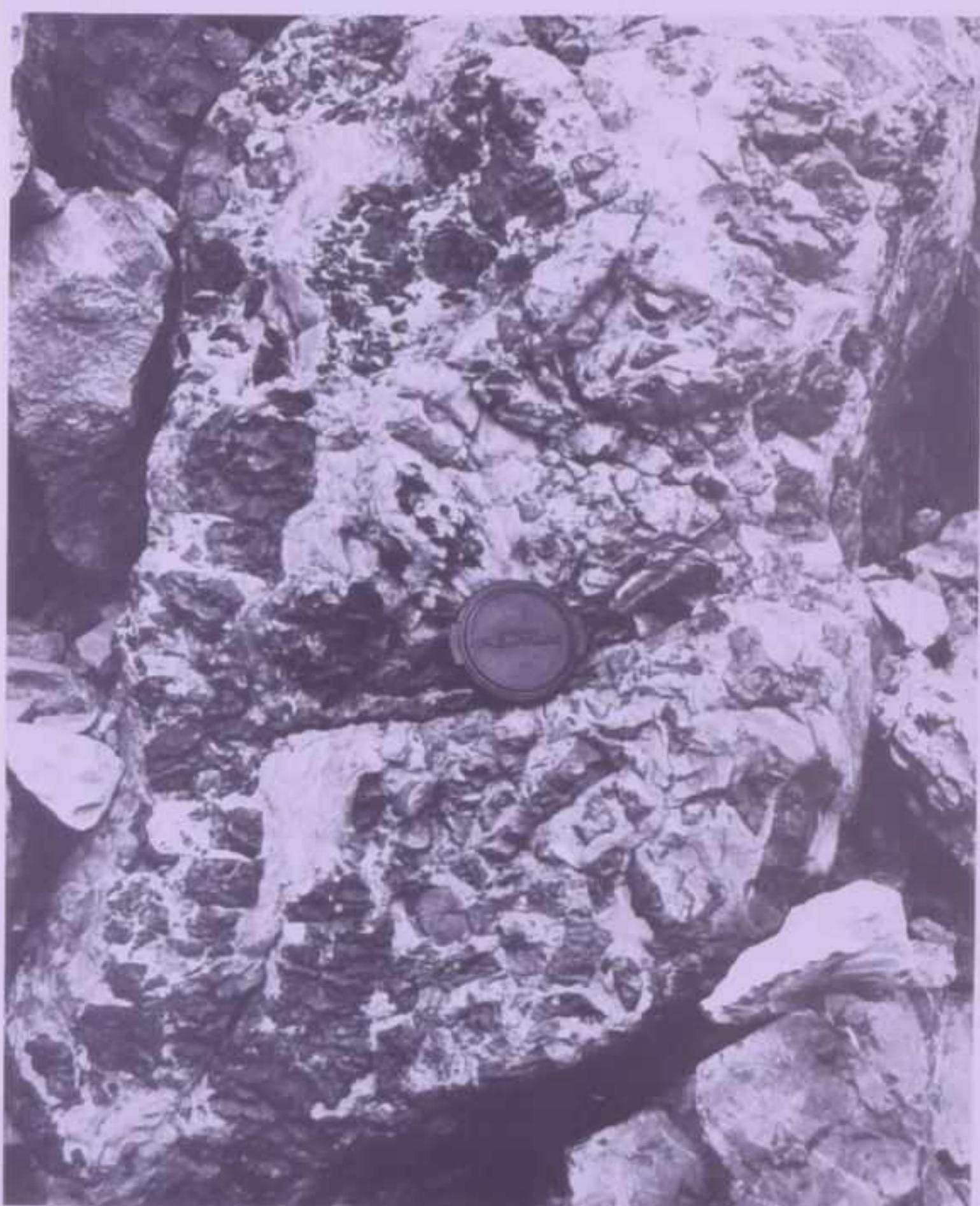


FIG. 10 - Breccia del Pelf a clasti di selce nera: a sinistra nella foto è chiaramente visibile la giustapposizione dei clasti all'interno del nodulo originario parzialmente smembrato; a destra, il maggior trasporto subito ha allontanato i clasti gli uni dagli altri. Blocco nel detrito, subito sotto la forcella Pis Pilon.

È opportuno osservare che corpi discordanti di brecce sono presenti a più livelli stratigrafici, dalla Dolomia Principale al Biancone, in larghi settori delle Prealpi Venete. La loro orientazione e tipologia è assai varia comprendendo filoni sedimentari s.s. fino a corpi di breccia *in situ* dai contatti transizionali con la roccia in posto. È un problema indubbiamente stimolante che si spera possa presto ricevere un interesse adeguato.

Lo spessore complessivo dell'unità raggiunge all'incirca gli 800 m al M. Pelf; assai minori sono i valori registrati nelle cime di Cajada dove la potenza supera di poco i 200 m. La grande variabilità di spessore è probabilmente indotta da blocchi a subsidenza differenziata individuati da un tettonismo sinsedimentario disgiuntivo di cui i corpi discordanti di brecce sono un'altra espressione.

L'unità in esame giace normalmente sulla Dolomia della Schiara; nella Valle dell'Ardo essa invece si sovrappone ai Calcaro Grigi. Passa superiormente alla Formazione di Igne.

Il tetto della Formazione di Soverzene è datato con precisione e riferito al Domeriano; la sua porzione inferiore è riferita come ipotesi di lavoro alla parte alta del Lias inferiore dal momento che essa talora ricopre un settore di piattaforma dal presunto annegamento sinemuriano (Valle dell'Ardo).

FORMAZIONE DI IGNE E CALCARENITE DI VAL DEGLI ERBANDOLI

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. Questa formazione è stata oggetto di un recente lavoro di JENKYNNS *et al.* (1985) che aveva come scopo la tattura cronostratigrafica degli scisti organici in essa contenuti. Alcune delle osservazioni che seguono sono quindi dedotte dal lavoro citato, a cui si rimanda per maggiori dettagli.

L'unità in esame presenta una grande variabilità laterale come conseguenza sia di scivolamenti intraformazionali intervenuti nella sua porzione inferiore, sia di troncature erosive a vari livelli nella parte superiore, in concomitanza con l'arrivo delle torbidi oolitiche del Calcare del Vajont. Essa è bene esposta tutto intorno a Longarone, a Rizzapol e nella testata della Val Vescovà, nei pressi della Cima di Nerville. La successione completa, derivante dall'integrazione di più sezioni, è, dal basso all'alto, la seguente; marne e calcari marnosi grigi in alternanze cicliche con ritmi di circa 50 cm (spessore 35-50 m); scisti organici neri o bruni a illite e smectite (JENKYNNS e CLAYTON, 1986) e resti di pesci, (Fig. 11) intercalati a micriti manganeseifere rossastre (10-15 m); cicli decimetrici calcari-marne (10-20 m) culminanti in calcari nodulari verdi e rossi in facies di Ammonitico Rosso (5-10 m, Fig. 12). Questi ultimi contengono una ricca fauna di ammoniti appartenenti alla Zona a *bifrons* sottozona a *sublevisoni* (Toarciano medio; JENKYNNS *et al.*, 1985). I livelli nodulari sono caratterizzati da una microfacies a peloidi ricca di *Bositra buchi*, spicole di Spugne, Radiolari e resti di Echinodermi.



FIG. 11 - Scisti organici dalla laminazione parallela perfettamente preservata in assoluta mancanza di bioturbazione. Formazione di Igne, Rizzapol.

L'evento erosivo al tetto della formazione ha talora preservato, al di sopra dei calcari nodulari e al di sotto del Calcare del Vajont, un ingente spessore (fino a 100 m) di micriti selcifere grigie o brune in strati sottili contenenti una grande quantità di *Bositra buchi*. I gusci dei Lamellibranchi pelagici sono spesso isoorientati a formare intervalli laminati in torbidi pelagici. Lo spessore della formazione è così variabile da 30-40 fino ad oltre 200 m. 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. Per gli Scisti organici si suggerisce un'età corrispondente alla zona a *falciferum* inferiore (Toarciano inferiore), in perfetta corrispondenza con analoghi depositi di altri settori della Alpi Meridionali e dell'Europa Settentrionale. Essi rappresentano perciò un ottimo marker litostratigrafico. Non è invece possibile precisare l'età dei calcari selciferi talora preservati al tetto; *Bositra buchi* che li caratterizza ha infatti una distribuzione che spazia dal Toarciano all'Oxfordiano (JEFFERIES e MINTON, 1965). Si assume perciò come ipotesi di lavoro che essi rappresentino la porzione residua del Toarciano.

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 gran parte spiegata con la drastica riduzione degli apporti di fango carbonatico dalle piattaforme; l'evento to-

arciano provoca infatti il definitivo annegamento della Piattaforma di Trento e non è troppo azzardato ipotizzare una momentanea crisi di produttività legata all'approfondimento ambientale (fase di *start-up* di KENDALL e SCHLAGER 1981) per la Piattaforma Friulana. Gli scisti organici sono la registrazione locale di un evento anossico oceanico a scala planetaria (JENKYNS e CLAYTON, 1986).

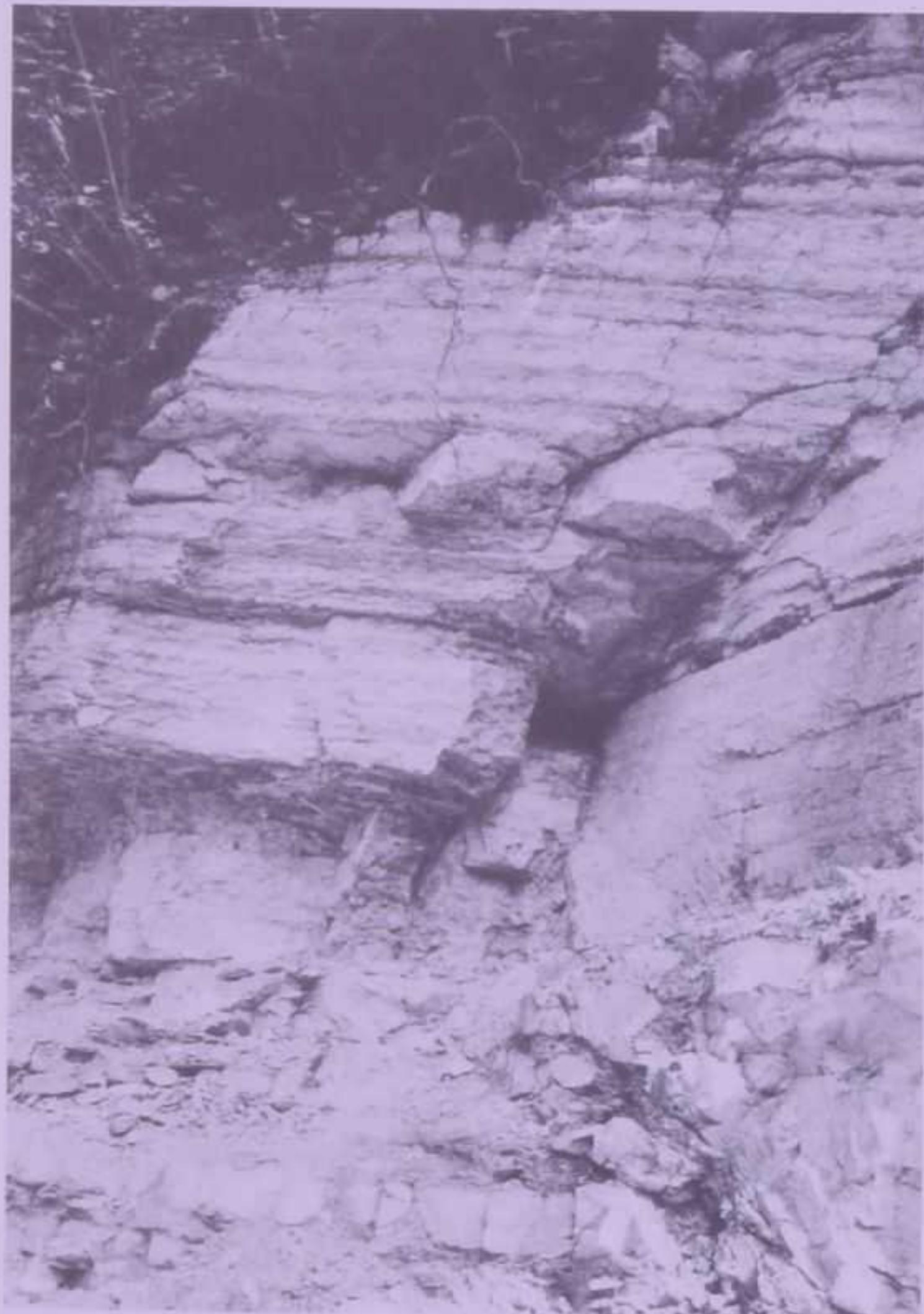


Fig. 12 - Orizzonte nodulare all'interno della Formazione di Igne contenente una ricca fauna ad Ammoniti della Zona a *bifrons*. (Toarciano medio; JENKYNS et al. 1985). Rizzapol.

La Calcarene della Val degli Erbandoli, distinta in BOSELLINI et al. 1981 è una unità consistente di prevalenti *packstone* nocciola contenenti peloidi, frammenti di crinidi, occasionali Foraminiferi biseriati a guscio arenaceo, spicole di Spugne e Radiolari sostituiti da calcedonio. La selce, gialla e rossastra, è molto abbondante e permea irregolarmente la roccia; gli strati hanno uno spessore medio di 15-20 cm, geometria tabulare ed una sorprendente regolarità e continuità laterale (Fig. 6). Le strutture più frequenti sono rappresentate da gradazioni dirette e laminazioni parallele. La Calcarene della Val degli Erbandoli si chiude in alto con un orizzonte di 10 m di spessore di calcarri marnosi nodulari rossi e verdi a *Bositra buchi*, più grossolani ma verosimilmente equivalenti agli analoghi depositi sopra descritti e riferiti alla Zona a *bifrons*.

Superiormente l'unità passa al Calcare del Vajont, inferiormente si sovrappone al membro calcarenitico a stratificazione incrociata distinto nella parte

superiore della Formazione di Soverzene; ad occidente poggia in *onlap* contro il margine fagliato della piattaforma (paleolinea Coro-Medone); ad oriente passa transizionalmente alla facies marnosa della Formazione di Igne. La potenza complessiva è di 130-150 m.

Questa unità è interpretabile come un corpo turbiditico accumulato durante il collasso della Piattaforma di Trento. In assenza di fossili significativi l'unità è riferita al Toarciano esclusivamente per inquadramento. Se si ammette che il membro calcarenitico sottostante rappresenti la fase di massima espansione della piattaforma e sia di conseguenza domeriano, allora la base della Calcarene della Val degli Erbandoli, che registra un indubbio approfondimento ambientale, potrebbe essere messa in relazione con il definitivo annegamento della Piattaforma di Trento ed essere così correlata con «l'evento marnoso» che identifica la base della Formazione di Igne. Se tali premesse fossero corrette, l'unità abbraccerebbe un intervallo stratigrafico in gran parte corrispondente a quello di quest'ultima formazione. Un'ipotesi alternativa proposta in BOSELLINI et al. (1981) considera questa unità come eteropica della parte alta della Formazione di Soverzene e quindi riferibile al Lias medio.

CALCARE DEL VAJONT

Calcareni oolitiche nocciola, massiccie o stratificate in grossi banchi, con intercalazioni di straterelli decimetrici di micriti bacinali brune. Sono frequenti livelli di brecce intraformazionali derivanti dalla rielaborazione delle micriti. La microfacies dei calcari oolitici comprende Foraminiferi bentonici (*Protopenopelopsis*, *Trocholina*), e resti di Crinidi, Alghe, Coralli e Molluschi; la microfacies delle micriti è caratterizzata da Radiolari, Lamellibranchi pelagici e spicole di Spugna.

Il Calcare del Vajont consiste di turbiditi calcarenitiche gradiate nella parte alta delle quali sono riconoscibili, qualora le condizioni dell'affioramento lo consentano, laminazioni parallele ed incrociate. Molti strati turbiditici sono amalgamati in grossi banchi plurimetrici; inversamente superfici stitolitiche generano una falsa stratificazione diagenetica non corrispondente agli eventi deposizionali. Ulteriori informazioni sulle tessiture, strutture e organizzazione sequenziale del Calcare del Vajont sono contenute in BOSELLINI et al. (1981 a, 1981 b).

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

Questa unità realizza la suturazione della paleogeografia ereditata dal *rafting* eoliassico e si espande in tutto il Gruppo della Schiara. Il Calcare del Vajont si spinge anche più ad occidente ed arriva, sia pure in facies distale, fino al gruppo delle Vette Feltrine.

Le variazioni di spessore della formazione sono particolarmente interessanti perché possono essere messe in relazione con il livellamento della residua morfologia. Lungo il versante settentrionale della Val Vescovà, il Plateau di Trento era ormai allineato con il bacino tanto che il Calcare del Vajont attraversa il vecchio margine della Piattaforma (paleolinea M. Coro-Valle del Medone) con piccoli cambiamenti di spessore. Nel settore meridionale (Valle del Medone) persisteva un cospicuo dislivello, tanto che il passaggio della stessa paleolinea comporta una brusca variazione di spessore che passa da 350 a circa 200 metri da oriente verso occidente. Altre variazioni di spessore che intervengono, ad esempio, tra i due versanti della Valle del Piave sono invece in esclusiva relazione con faglie di crescita indotte dal carico litostatico. In generale lo spessore della formazione diminuisce da Est verso Ovest e da Sud verso Nord; il valore massimo è raggiunto nella valle dell'Ardo (350 m), il valore minimo al M. Vallaraz (100 m). Il Calcare del Vajont giace sulla Formazione di Igne-Calcarene di Val degli Erbandoli e sui Calcari Grigi rispettivamente ad oriente ed occidente della paleolinea M. Coro-Valle del Medone; in alto fa passaggio alla Formazione di Fonzaso.

CASATI e TOMAI (1969) attribuiscono il Calcare del Vajont all'intervallo Bajociano (forse Batoniano) - Calloviano sulla base della distribuzione della zona a *Protopeneroplis striata* e *Trocholina*. 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.

FORMAZIONE DI FONZASO

La complessa successione di terreni che nell'area bellunese è compresa tra il Calcare del Vajont e la Scaglia Rossa è stata riferita da GNACCOLINI (1968) ad un'unica formazione denominata Calcare di Soccher. Nel Gruppo della Schiara 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 Fonzaso, Ammonitico Rosso e Biancone. L'adozione di questa tripartizione è fondamentalmente consentita dalla agevole identificazione sul terreno dell'Ammonitico Rosso che conserva nella zona studiata una facies abbastanza vicina a quella classica.

La Formazione di Fonzaso consiste in micriti fortemente selcifere, brune 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 *packstone* a peloidi a lamine parallele e *ripple* al tetto (torbiditi diluite); quella grossolana da strati metrici, talora amalgamati o canalizzati, di calcareniti e calciruditi bioclastico-intraclastici 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 media della formazione si spinge dalla Valle del Piave (Soverzene) fino alla Valle dell'Ardo.

Grossolanità e quantità degli apporti torbiditici e spessore della formazione si riducono sensibilmente dal settore settentrionale del Gruppo a quello meridionale. Al M. Vallaraz e tutto intorno al massiccio della Talvena la Formazione di Fonzaso contiene esclusivamente fini torbiditi a peloidi ed ha uno spessore di circa 25 m; a sud, nelle valli del Medone e dell'Ardo, lo spessore è di poco inferiore ai 100 m e sono frequenti le brecce e le calcareniti sopra descritte.

La Formazione di Fonzaso si sovrappone al Calcare del Vajont 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., 1987) nel Batoniano 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 Fonzaso si depositò sotto la profondità di compensazione dell'aragonite (ACD) ma al di sopra di quella della calcite; la grande diffusione della selce in questa unità riflette inoltre la generale tendenza riscontrata nei bacini tetidei durante l'intervallo Calloviano-Oxfordiano-Kimmeridgiano. La causa di ciò è da ascrivere ad una aumentata produttività di silice organica piuttosto che al semplice aumento della dissoluzione dei carbonati (WINTERER e BOSEL-

LINI, 1981). Secondo JENKYN e WINTERER (1982) tale aumento non coinciderebbe con un periodo di elevata produttività oceanica registrata a scala planetaria, ma sarebbe conseguente all'individuazione di numerosi piccoli bacini ricchi di organismi silicei e in cui la profondità di compensazione dei carbonati (CCD) era relativamente superficiale. Durante l'Oxfordiano, corrispondente al periodo di massimo sviluppo delle facies silicee pelagiche, un fattore concomitante era rappresentato dalla risalita della CCD indotta dalla contemporanea fase trasgressiva (WINTERER e BOSELLINI, 1981).

La Formazione di Fonzaso passa superiormente ai calcari nodulari dell'Ammonitico Rosso superiore.

L'attribuzione cronostratigrafica proposta rimanda a quanto affermato da CASATI e TOMAI (1969). Questi autori riferiscono la base del Calcare di Soccher, unità in cui includevano la Formazione di Fonzaso, 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* indicativa nelle Alpi Meridionali del Kimmeridgiano-Titoniano. La stessa associazione è stata tuttavia recentemente segnalata (CLARI *et al.*, 1984) già nell'Oxfordiano medio.

AMMONITICO ROSSO SUPERIORE

Come già affermato in precedenza, l'Ammonitico Rosso affiora nel Gruppo della Schiara con una facies che, salvo rare eccezioni, non è troppo dissimile da quella classica. Caratteristiche peculiari della formazione sono la struttura nodulare, l'intensa bioturbazione e la litificazione precoce di alcuni livelli. Tessituralemente si tratta di *packstone* e *wackstone* a peloidi la cui microfacies è caratterizzata da *Saccocoma* e *Globochaete alpina* LOMBARD. È sempre presente la selce sotto forma di noduli rossastri.

La scarsa qualità degli affioramenti non ha permesso l'identificazione di strutture stromatolitiche analoghe a quelle segnalate in COSTACURTA *et al.* (1979) nella vicina Valle del Vajont. Analogamente alla sottostante Formazione di Fonzaso, l'Ammonitico Rosso subisce variazioni di colore e di spessore dal settore settentrionale a quello meridionale del Gruppo della Schiara. A Nord (M. Vallaraz e massiccio della Talvena) la formazione ha la tipica colorazione rossa ed uno spessore di circa 10 m; a sud (Valle dell'Ardo) il colore è grigio e lo spessore è salito 15 m; questa tendenza è confermata da quanto succede poco ad occidente, nella Valle del Mis, dove l'Ammonitico Rosso raggiunge i 33 m (CASATI e TOMAI, 1969). In questa unità sono apparentemente assenti 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), l'assetto della circolazione oceanica e della risalita dei nutrienti condizionanti la fertilità delle acque superficiali, ecc..

La struttura nodulare dell'Ammonitico Rosso 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 nell'Ammonitico Rosso 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.

BIANCONE

I calcari selciferi che nel Gruppo della Schiara succedono all'Ammonitico Rosso e precedono la Scaglia sono stati riferiti al Biancone nonostante si discostino dalla tipica facies di questa formazione per il colore variabile e generalmente più scuro e per la presenza di numerose intercalazioni torbiditiche. Una soluzione alternativa consistente nell'uso del termine formazionale di Calcare di Soccher non è stata utilizzata perché avrebbe attribuito a questa unità un intervallo stratigrafico diverso da quello assegnatole originariamente.

La descrizione che segue fa riferimento soprattutto alla successione affiorante nella Valle dell'Ardo. La sua peculiarità è rappresentata dalla ripetuta alternanza di torbiditi più o meno grossolane alimentate dalla Piattaforma Friulana a micriti con faune pelagiche accumulate per pura decantazione dalla colonna d'acqua. Queste ultime si evolvono dal basso verso l'alto come segue: durante il Neocomiano si ha la deposizione di *mudstone* e *wackestone* bianchi, in strati decimetrici massicci dai giunti stilolitici senza strutture visibili. Gli strati sono riuniti in *stratsets* metrici, contengono letti e noduli di selce grigia e giallastra e sono sporadicamente coinvolti in scivolamenti intraformazionali (spessore: 320 m). La microfacies contiene Tintinnidi, spicole di Spu-

gna e modelli di Radiolari riempiti di micrite, sabbie o calcedonio. Verso l'alto (Zona a Radiolari superiore, Hauteriviano-Barremiano p.p.) i Radiolari sono i componenti pressoché esclusivi della microfauna. L'intervallo Aptiano-Albiano è rappresentato dalla ciclica alternanza con ritmi di 10-20 cm di micriti e marne grigio scure bioturbate (40 m). La microfacies è caratterizzata da Foraminiferi planctonici (Protoglobigerine, Hedbergelle, Rotalipore). Poco sotto la sommità della formazione è presente un orizzonte nodulare verde rossastro di 7 m di spessore consistente di *wackestone* e *packstone* 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 Vajont non è più localmente distinguibile all'interno di una successione condensata e lacunosa in facies di Ammonitico Rosso che è talora comprensiva del Giurassico superiore e di buona parte del Cretacico (M. Buscada, Val Zemola, San Martino; COSTACURTA et al., 1979). Nella carta allegata l'orizzonte in questione è stato incluso nel Biancone ma è distinto in legenda con il nome di Marmo di Castellavazzo, dalla omonima località in cui viene attivamente cavato (FRIGHI, 1971). L'intervallo stratigrafico corrispondente varia dal Cenomaniano sup. (Valle dell'Ardo), al Turoniano (Valle del Mis; CASATI e TOMAI, 1969), al Coniaciano (M. Talvena, CASATI, 1971). Tra quest'ultimo orizzonte e la base della Scaglia al M. Talvena si interpongono 30-40 m di micriti selcifere chiare a Globotruncanidae del Coniaciano-Campaniano (CASATI, 1971).

I depositi appena 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 lungo le picnoline (*peri-platform oozes*; SCHLAGER e JAMES, 1978). Ciò premesso, si potrebbe postulare come concausa degli eventi condensati segnalati (Marmo di Castellavazzo) una riduzione negli approvvigionamenti fangosi dalla Piattaforma.

I depositi torbiditici frequentemente intercalati nei fanghi di peri-piattaforma possono essere distinti, sulla base del materiale che li costituisce e in accordo con COSTACURTA et al., (1979) in due categorie fondamentali: torbiditi a bioclasti e/o peloidi e calcareniti e brecce, spesso grossolane, ad intraclasti ed extraclasti.

Le prime contengono materiali coevi dei sedimenti cui si intercalano e rappresentano eventi «fisiologici» attraverso i quali viene scaricato nei bacini il materiale prodotto in eccesso sulla piattaforma. Il controllo sulla periodicità dei processi di risedimentazione è probabilmente esercitato dalla variazione

del livello marino; se tuttavia un aumento nella quantità dei materiali risedimentati avvenga in corrispondenza di un suo innalzamento od abbassamento, rimane un problema completamente aperto.

Nella Valle dell'Ardo i depositi di questo tipo sono rappresentati da *grainstone* bioclastici di colore nocciola in strati amalgamati arrangiati in sequenze *thickening-upward*, di 2-3 m di spessore. La microfacies consiste di microintraclasti, Foraminiferi bentonici e frammenti di Echinodermi, Molluschi ed Alghe. Tali intercalazioni costituiscono due distinti livelli: il primo di età valanginiana; il secondo, contenuto nella porzione mediana della Zona a Radiolari superiore, è riferibile all'Hauteriviano-Barremiano.

Una loro variante finemente detritica e con una forte componente di materiale pelagico è rappresentata da *packstone* a peloidi, Tintinnidi e Radiolari. Il colore è grigio chiaro; gli strati, gradati e pianlammati, hanno spessore decimetrico e talora presentano la sequenza verticale di strutture descritta da STOW e SHANMUGAN (1980) nelle torbiditi fini.

Distinguibili con difficoltà da depositi di pura decantazione, questi fanghi gradati sono presenti lungo tutta la successione, con un massimo di frequenza nella porzione inferiore. Essi traggono la loro origine da correnti di torbidità a bassa concentrazione che venivano alimentate dai materiali accumulati lungo la scarpata della piattaforma.

Le calcareniti e le brecce ad intraclasti ed extraclasti, localmente associate a lacune, consistono di clasti di piattaforma e clasti di micriti di peri-piattaforma 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 brecce. Questi depositi sono messi in posto da flussi gravitativi di grande volume che, espandendosi su larghe superfici, si evolvevano lateralmente da colate di detrito a correnti di torbidità (le brecce gradate di 50 cm di spessore dell'Albiano inferiore affioranti nella Valle dell'Ardo sono l'equivalente distale delle plurimetriche colate presenti nella Valle del Vajont ed in Val Cellina; COSTACURTA et al., 1979). La presenza di extraclasti e l'associazione con lacune stratigrafiche fanno ritenere che questi risedimenti abbiano un significato «patologico» in quanto rappresentano la registrazione bacinale di fasi di smantellamento subite dalla piattaforma, forse in corrispondenza di movimenti tettonici e/o temporanee emersioni.

In sintesi: il Biancone del Gruppo della Schiara ha uno spessore variabile da 370 m nel settore meridionale a 210 in quello settentrionale (CASATI, 1971); esso abbraccia un intervallo stratigrafico compreso tra il Titoniano p.p. ed il Campaniano (CASATI e TOMAI, 1969; CASATI, 1971). Dal punto di vista ambientale la formazione rappresenta la base della scarpata deposizionale della Piattaforma Friulana e/o la frangia bacinale ad essa immediatamente adiacente.

SCAGLIA ROSSA

È la più giovane formazione presente nel gruppo della Schiara ed affiora con cattiva esposizione al limite meridionale dell'area rilevata e lungo il versante meridionale della Talvena e del M. Megna.

La cattiva qualità degli affioramenti e la mancanza del limite superiore al Flysch di Belluno ha impedito una ulteriore, dettagliata suddivisione di questa formazione secondo le unità distinte da Di NAPOLI ALLIATA *et al.* (1970) nel vicino Col Visentin. È stata pertanto cartografata come Scaglia Rossa tutta la successione calcareo-marnosa compresa tra il Biancone ed il Flysch eocenico.

Essa consiste di marne e micriti marnose rosse in basso e grigie in alto (M. Talvena), localmente accompagnate da noduli di selce e da torbiditi bioclastiche in strati decimetrici. Sono frequenti le bioturbazioni del genere *Zoophycos*; la microfacies è caratterizzata da biomicriti a Foraminiferi planctonici. In mancanza del suo limite superiore non è possibile

inferiore p.p. come massima estensione verso l'alto della successione calcareo-marnosa pre-flysch (Di NAPOLI ALLIATA *et al.*, 1970).

La porzione inferiore della formazione fa passaggio verso Oriente al talus detritico della Piattaforma Friulana (Calcare dell'Alpago; GHETTI, 1987); si sovrappone poi in *onlap* a quest'ultimo (Maastrichtiano) ed infine ricopre il tetto della piattaforma collasata (Paleocene; GHETTI, 1987).

La Scaglia Rossa è una formazione pelagica che si depositava in aree riparate dall'influenza dei coevi flysch terrigeni in rapido accumulo nelle aree adiacenti.

EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA E PALEOSTRUTTURALE

Le considerazioni che seguono, preliminari rispetto alla sintesi relativa all'intero margine orientale della Piattaforma di Trento, sono finalizzate alla



FIG. 13 - La paleolinea M. Coro-Valle del Medone nel versante settentrionale della Val Vescovà. Essa mette a contatto attraverso un piano debolmente inclinato i Calcari Grigi (CG), a sinistra della fotografia, con la Calcarene di Val degli Erbandoli (CE), a destra. Il Calcare del Vajont (CV) sutura la linea attraversandola pressoché indisturbato. FF = Formazione di Fonzaso; ARS = Ammonitico Rosso Superiore; B = Biancone.

definire lo spessore completo della formazione; nel massiccio della Talvena la Scaglia, in continuità con il Biancone, ha uno spessore di circa 250 m.

Il limite inferiore della Scaglia affiorante nella Valle del Medone è riferibile al Campaniano inferiore (CASATI e TOMAI, 1969); quello superiore non è collocabile con precisione a causa delle difficoltà cui si è prima accennato; viene quindi proposto l'Eocene

descrizione della evoluzione paleostretturale del Gruppo della Schiara guidata dalla progressiva attivazione del sistema di faglie N-S cartografate nella carta geologica allegata. Sono state considerate giurassiche e cartografate in blu le faglie che esercitano un controllo sulle coeve formazioni, riattivate o meno dalla tettonica alpina; si sono rappresentate in rosso le faglie, attivate o riattivate in epoca alpina, di

cui non si hanno evidenze che permettano di accettare la loro individuazione giurassica.

Alla fine del Triassico l'area corrispondente al Gruppo della Schiara era incorporata nello sterminato dominio peritidale della Dolomia Principale; l'affinità retica che questa formazione presenta nella Valle del Piave (colore nero e piccole quantità di marna) è una conseguenza della persistente vocazione bacinale dell'area bellunese.

All'inizio del Giurassico la frammentazione crostale conseguente alla fase di *rifting* ha la sua espressione nell'attivazione di un sistema di faglie ad andamento meridiano che delimitano aree in progressivo approfondimento (BOSELLINI *et al.*, 1981). Nel Sudalpino orientale si individua il primo embrione del Bacino di Belluno interposto tra due regioni in cui la sedimentazione di piattaforma proseguiva interrotta (Piattaforme di Trento e del Friuli). Il margine orientale della Piattaforma di Trento è rappresentato in questa fase dalla linea del Marmol che decorre lungo la gola omonima con un assetto pressoché verticale probabilmente legato alla riattivazione alpina; attiva durante il Lias inferiore, essa è successivamente suturata, durante il Lias medio, dalla progradazione del membro calcarenitico della Formazione di Soverzene. Ai due lati di questa linea la sedimentazione si diversificò immediatamente: sabbie verosimilmente oolitiche ad occidente (dolomie a stratificazione incrociata della Valle dell'Ardo) contrapposte a fanghi carbonatici scuri intercalati a brecce che si accumulavano nelle depressioni antistanti a circolazione ristretta (Dolomia della Schiara).

Il *rifting* eoliassico produsse una aspra morfologia articolata in *horst* e *graben* delimitati da scarpate di faglia che alimentavano ingenti spessori di breccia (brecce del Marmol) e controllavano lo spessore dei sedimenti bacinali. Questa situazione è esemplificata dall'analisi dei *graben* di Pian di Cajada. Si tratta di strutture guidate da faglie dirette N-S che secano il tetto della Dolomia Principale e controllano l'accumulo, talora caotico, dei sedimenti bacinali della Dolomia della Schiara in stretti truogoli meridiani. La loro modalità di formazione presenta quindi delle affinità con la messa in posto, a scala minore, dei corpi discordanti della Breccia del Pelf. L'attività delle faglie sembra attenuarsi, fino a spegnersi, all'interno della Formazione di Soverzene.

In un impreciso momento del Lias inferiore, approssimativamente inquadrabile tra la fase iniziale del *rifting* e la deposizione della Formazione di Soverzene, i Calcari Grigi affioranti nel massiccio della Schiara subirono un pronunciato evento erosivo che ha talora provocato la completa elisione della formazione. Le cause di tale evento potrebbero essere ricercate nell'attivazione di un tectonismo trasversale rispetto alle direttrici del *rifting*, responsabile della creazione di una ripida scarpata d'erosione che dalla Schiara scendeva verso N o NE. La successiva caotica deposizione dei sedimenti bacinali della

Dolomia della Schiara, accompagnata dal rilascio di olistoliti provenienti dalle adiacenti aree di piattaforma, suturò questa dirupata incisione sottomarina.

La deposizione dei sedimenti selciferi della Formazione di Soverzene, avvenuta presumibilmente nella parte alta del Lias inferiore (Sinemuriano ?), coincide con la fase di maturità del Bacino di Belluno.

L'attivazione della linea M. Coro-Valle del Medone provocò il collasso del settore marginale della Valle dell'Ardo; il margine della piattaforma retrograda e si attesta lungo il versante orientale della Valle del Cordevole. La linea Coro-Medone ha andamento N-S ed è suddivisa in due segmenti. Il segmento meridionale (Valle del Medone) è fortemente deformato dalla tectonica alpina ed ha una giacitura verticale; quello settentrionale (M. Coro, Val Vescovà, Fig. 12) è invece indeformato, è caratterizzato da una debole inclinazione (circa 30°) e da una geometria probabilmente listrica, leggermente concava verso l'alto, del piano di faglia. Attiva, con le fasi alterne di quiescenza, dal Sinemuriano superiore, essa è suturata definitivamente dalle torbiditi oolitiche del Calcare del Vajont. In mancanza di fossili significativi si può datare il collasso di questo settore marginale correlandolo con la fase di annegamento, successivamente abortita, che è registrata con diverse modalità su tutta la Piattaforma dei Calcari Grigi. Nel suo settore centrale (Lessini, Altopiano di Asiago) essa corrisponde alla ingressione oolitica del membro medio della formazione (BOSELLINI e BROGLIO LORIGA, 1971); alle Vette Feltrine è in coincidenza con la deposizione di calcareniti selciferi a Poriferi (BELLINAZZI, 1985) del Sinemuriano superiore (DAL PIAZ, 1907) ricoperti dai calcari oolitici domeriani in sequenza *shallowing-upward*. Tale sequenza sembra riflettere le fasi di *start*, *catch* e *keep-up* previste da KENDALL e SCHLAGER (1981) per le piattaforme carbonatiche che subiscono un rapido aumento del livello marino relativo. Lo *start-up* si verifica quando l'accumulo di sedimento è inferiore all'aumento del livello marino relativo e coincide quindi con approfondimento dei fondali all'interno della zona fotica; nella fase di *catch-up* l'accumulo di sedimento è superiore all'aumento del livello marino ed ha inizio la sequenza *shallowing*; nel *keep-up* la piattaforma si è riportata al livello del mare e quindi accumulo e aumento del livello marino approssimativamente si egualgiano.

Il Lias inferiore segna il momento parossistico del *rifting*; il Lias medio rappresenta invece un momento di relativa tranquillità che consente lo sviluppo di *slope* fangosi drappegianti le faglie del sistema meridiano ormai evolute in faglie di crescita. La debole inclinazione della scarpata deposizionale nel settore settentrionale del Gruppo consente la progradazione della piattaforma che riconquista il settore precedentemente sprofondato (membro calcarenitico della Formazione di Soverzene); nella parte centrale della piattaforma dei Calcari Grigi si instaura la «laguna» a *Lithiotis* del membro di Rotzo dei

Calcaro Grigi che passa lateralmente agli *shoals* oolitici del Vallone Bellunese. Persiste una residua tettonica disgiuntiva che è responsabile della messa in posto dei corpi discordanti della Breccia del Pelf.

Il limite Domeriano-Toarciano segna il collasso definitivo della Piattaforma di Trento che sprofonda rapidamente evolvendosi in *plateau* pelagico. L'inizio di questa fase cruciale ritenuta da WINTERER e BOSELLINI (1981) il momento del *break-up* del margine continentale giurassico è fedelmente registrato dall'orizzonte condensato ad *Aulacoceras* al tetto della Formazione di Soverzene (Zona a *margaritatus*; JENKYNS et al., 1985). L'affondamento della piattaforma è consentito dalla ripresa dell'attività lungo le faglie del sistema meridiano; la riattivazione della linea M. Coro-Valle del Medone abbassa nuovamente il settore dell'Ardo e permette il progressivo accumulo della Calcarenita della Val degli Erbandoli. Sul tetto della Piattaforma che sprofondava si formano treni di *sand waves* encrinite successive secate da filoncelli sedimentari riempiti di micriti rosse a Lamellibranchi pelagici (M. Celo); un evento anossico oceanico a scala globale (JENKINS e CLAYTON, 1986) consente la deposizione discontinua di scisti organici all'interno di piccole depressioni sul fondo del Bacino di Belluno. Il rinnovato tettonismo Toarciano è responsabile del rilascio di olistoliti e dello sviluppo di troncature intraformazionali di vario tipo nella porzione inferiore della Formazione di Igne. L'annegamento toarciano della Piattaforma di Trento rappresenta il gran finale del tettonismo distensivo secondo il sistema di faglie N-S: con l'inizio del Dogger esse sono ormai inattive e non esercitano più alcun controllo sulle facies sedimentarie fino ad essere definitivamente sepolte dalle torbiditi oolitiche del Calcare del Vajont. Questa formazione si sovrappone ad una paleogeografia giurassica che nel settore settentrionale del Gruppo era quasi completamente appiattita; a sud, nella Valle del Medone, il Calcare del Vajont colma il residuo dislivello (200 m circa) che persisteva tra il Plateau di Trento ed il Bacino Bellunese.

Il generale livellamento operato dalle torbiditi oolitiche si interrompe durante la deposizione della Formazione di Fonzaso (Calloviano sup.? - Oxfordiano): spessore e distribuzione delle torbiditi bioclastiche variano considerevolmente da Nord a Sud e sembrano controllate da una soglia di andamento E-W che impedisce l'espansione settentrionale dei risedimenti più grossolani provenienti dalla Piattaforma Friulana.

Durante il Kimmeridgiano l'Ammonitico Rosso Superiore si stava depositando su tutto il Plateau di Trento che aveva nel frattempo raggiunto la profondità di circa 1000 m (WINTERER e BOSELLINI, 1981); verso oriente esso faceva transizione al *talus* progradante della Piattaforma Friulana.

Con il Titoniano si afferma massiccia a scala regionale la sedimentazione carbonatica pelagica a nannofossili; il corrispondente passaggio del colore dei sedimenti dal rosso al bianco sarebbe (OGG, 1981) una conseguenza dei seguenti fattori: a) un aumento nel tasso di sedimentazione che diluiva i minerali di Fe e nel contempo consentiva il seppellimento di una maggiore quantità di materia organica che li riduceva; b) una diminuzione nella quantità di Fe liberato dalla attività idrotermale della dorsali oceaniche; c) il drastico rallentamento delle correnti di fondo.

La storia cretacea del Gruppo della Schiara è caratterizzata dalla ritmica alternanza di fanghi di peri-piattaforma e di risedimenti più o meno grossolani provenienti dalla Piattaforma Friulana. La periodicità e il tipo degli apporti rappresentano un ottimo indizio dello stato di salute dell'area alimentatrice; l'analisi comparata dei coevi sedimenti di piattaforma e di scarpata rappresenta la chiave di lettura delle modalità di comportamento degli ambienti carbonatici alle fluttuazioni, assolute e relative, del livello marino.

TETTONICA

Il Gruppo della Schiara è compreso tra la linea della Valsugana a Nord e la linea di Belluno a Sud. In esso gli assi tettonici sono prevalentemente orientati secondo la direttrice valsuganese (ENE-WSW). Gli elementi strutturali più significativi, andando da Nord a Sud, sono i seguenti: 1) l'anticlinale della Talvena (SEMENTA in LEONARDI et al., 1968); 2) la sinclinale del Vescovà, che corrisponde qui alla sinclinale della Valsugana e che verso Est si sdoppia in due sinclinali: quella del M. Megna a Nord e quella del Maè a Sud (SEMENTA in LEONARDI et al., 1968); 3) l'anticlinale del Pelf (ZENARI, 1938), e la parte più occidentale dell'anticlinale del Frugna.

La descrizione che segue viene suddivisa in tre parti relative ad altrettante fasce aventi diverse caratteristiche: la peculiarità della fascia settentrionale è costituita da forti ripiegamenti e sovrascorrimenti sudvergenti (linee della Valsugana, del Vescovà, del Maè); la fascia centrale è caratterizzata dall'esteso affiorare delle formazioni rigide al nucleo della anticlinale del Pelf limitata a Nord e a Sud da faglie trascorrenti; la fascia meridionale corrisponde al fianco meridionale della stessa anticlinale ed alla parte più occidentale dell'anticlinale del Frugna, e ha come caratteristica la presenza di dislocazioni nordvergenti, antitetiche rispetto alla struttura principale, (linea di Belluno), chiaramente sudvergente. (Fig. 14).

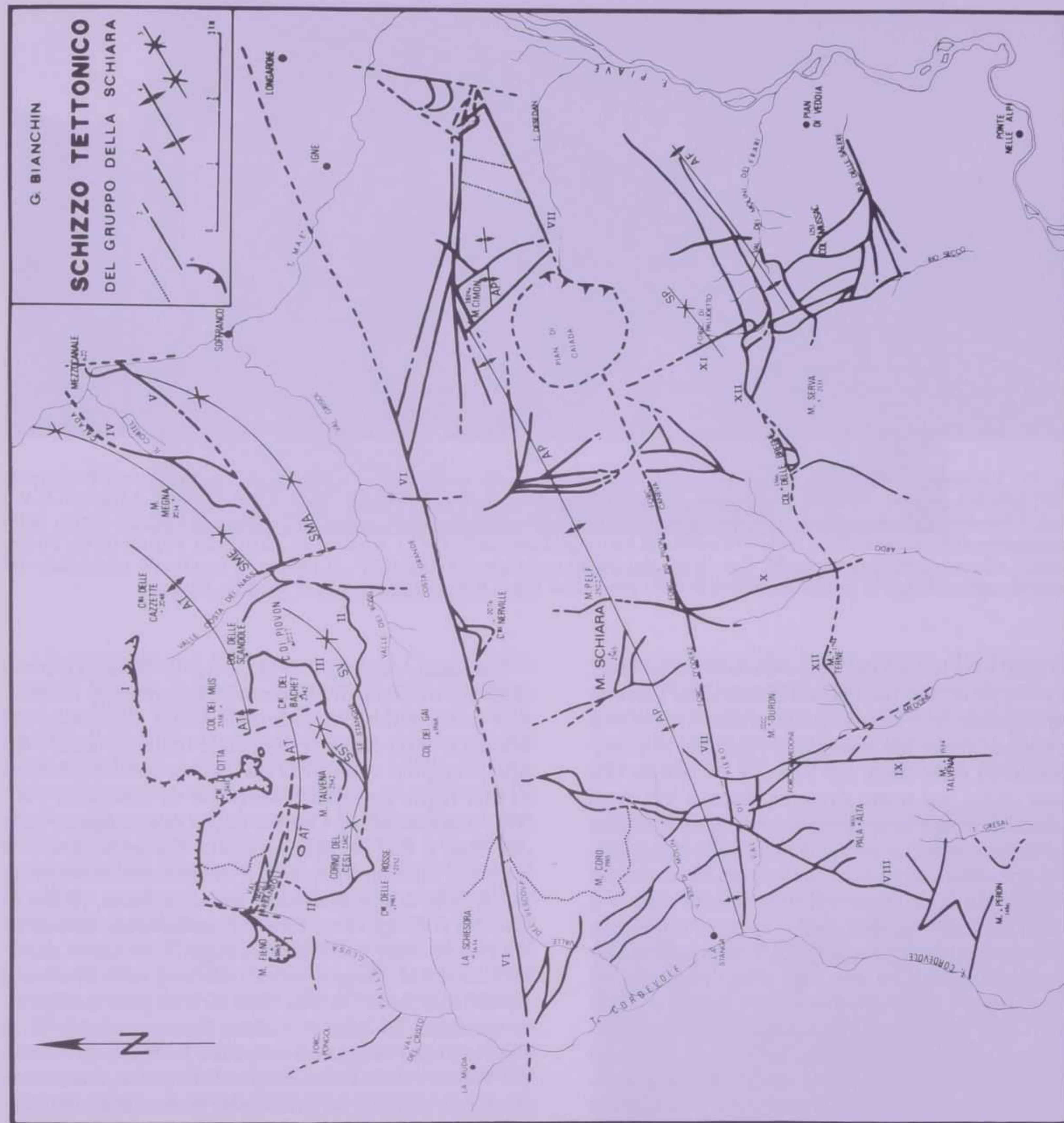


FIG. 14 - 1 = Faglie giurassiche non riattivate in epoca alpina; 2 = Faglie alpine e riattivazione alpina di faglie giurassiche; 3 = Scorrimenti; 4 = Anticlinali; 5 = Sinclinali; 6 = Limite di frana. I = Linea della Valsugana; II = Linea del Vescovà; III = Linea di Le Stanghe; IV = Linea di Calada; V = Linea del Maè; VI = Linea di Val Pegolera; VII = Linea delle Forcelle; VIII = Linea del Forcellon; IX = Linea del Medone; X = Linea dell'Ardo; XI = Linea di Forcella Paludetto; XII = Linea di Cervoi. AT = Anticlinale della Talvena; SME = Sinclinale del Megna; SMA = Sinclinale del Maè; AP = Anticlinale del Pelf; SP = Sinclinale di Paludetto; AF = Anticlinale del Frugna.

FASCIA SETTENTRIONALE

La struttura di questa zona ha come elemento dominante la linea della Valsugana, il cui decorso lungo il margine settentrionale del gruppo della Schiara è stato ora definito con maggiore precisione.

Come si vede chiaramente sulla carta, il piano di scorrimento immerge con debole inclinazione a NNW, pertanto sul terreno affiora lungo una linea

alquanto sinuosa che separa la Dolomia Principale dei monti Pala, Cime di Città e del Pramper dai sottostanti terreni giurassico-cretacici. Nel complesso il piano presenta una notevole uniformità di giacitura lungo tutto il tratto descritto. Le spinte che hanno prodotto i movimenti in corrispondenza della linea della Valsugana hanno provocato sulle strutture meridionali (anticlinale della Talvena e sinclinale del Vescovà) notevoli disturbi, i più meridionali



FIG. 15 - Versante occidentale del massiccio della Talvena. Alla sinistra della fotografia è visibile la Dolomia Principale (DP) delle Balanzole sovrascorsa sulle formazioni giurassiche della Valle del Piacedel e delle Cime di Città. Al centro la Val degli Erbandoli sul cui fianco destro affiora la successione bacinale liassica costituita dal membro calcarenitico della Formazione di Soverzene (FS) e dalla Calcarene di Val degli Erbandoli (CVE). Al tetto il Calcare del Vajont (CV). Poco a sinistra, ad ovest della paleolinea M. Coro-Valle del Medone, i Calcarri Grigi (CG). A destra la sinclinale rovesciata del Vescovà tagliata lungo la gamba meridionale della omonima linea. B = Biancone; SR = Scaglia Rossa.

dei quali sono la linea del Vescovà e la linea del Maè. La parte più occidentale dell'anticlinale della Talvena e la sinclinale del Vescovà risultano infatti spostate e rovesciate verso Sud essendo sovrascorse in corrispondenza della linea del Vescovà. Si ritiene che quest'ultima, nel tratto situato a Nord di Val degli Erbandoli, venga fortemente e variamente ribassata dal sistema di faglie presenti nella valle omonima. Vediamo infatti comparire la linea del Vescovà solo a Sud di Val degli Erbandoli sulla sinistra della Val Clusa, dove disloca verso Sud il fianco meridionale della sinclinale quasi coricata del Vescovà; lo scorrimento prosegue fino alla base del Corno del Cesi dove presenta un rigetto orizzontale di almeno 1000 metri (Fig. 15). Proseguendo quindi verso Est, lungo il versante meridionale della Talvena, la linea del Vescovà taglia in parte il fianco settentrionale della sinclinale omonima e si divide in due linee: quella meridionale, che chiameremo ancora linea del Vescovà, si dirige verso Val Costa dei Nass dove è visibile un rigetto di oltre 1000 metri, mentre quella settentrionale (linea di Le Stanghe) prosegue con andamento sinuoso verso NE, percorrendo poi un ripido canalone a Nord di Cime di Piovon, divenendo infine parallela agli strati e perciò non facilmente riconoscibile. La linea di Le Stanghe nel primo tratto è accompagnata da deformazioni che denunciano una sua componente E-W, la più vistosa delle quali è la sinclinale rovesciata di Le Stanghe. Queste deformazioni sono troncate ad Est da una faglia «di svincolo», ad Est della quale le Cime di Bachet presentano strati lievemente immersi a Sud. È importante notare che questa faglia separa e rigetta due tronconi dell'anticlinale della Talvena, il più occidentale dei quali è assai più deformato di quello orientale.

Sul fianco sinistro di Val Costa dei Nass, gli strati della Formazione di Soverzene, fortemente raddrizzati nella gamba meridionale della sinclinale del Megna e in quella settentrionale della sinclinale del Maè, vengono a contatto tra loro in corrispondenza di una faglia pressoché verticale di direzione NE-SW (linea del Maè). Questa faglia raggiunge la valle del Maè a Sud di Mezzocanale correndo entro il membro calcarenitico della Formazione di Soverzene. A NW di Mezzocanale, un'altra linea, (linea di Calada) si dirige verso Sud con andamento sinuoso e confluisce colla precedente lungo il versante meridionale del M. Megna, troncando una zolla di terreni liassici interessati da una fitta serie di pieghe alquanto strizzate. La linea di Calada limita quindi a SE la sinclinale del Megna ed un cuneo formato da calcare del Vajont e dalla Formazione di Fonzaso, che risulta innalzato rispetto ad entrambe le sinclinali del Megna e del Maè.

Sul fondovalle, a Sud di Mezzocanale, è interessante notare la presenza di una piccola zolla costituita dai calcarri marnosi della Formazione di Igne, ribassati per faglia rispetto sia al fianco destro sia a quello sinistro del Maè. Qui infatti è chiara l'esistenza di un'altra faglia subverticale al di là della quale la Formazione di Soverzene affiora fino a quote molto elevate.

FASCIA CENTRALE

Come si è detto, quest'area è caratterizzata dall'affiorare delle masse rigide al nucleo dell'anticlinale del Pelf e dalle linee trascorrenti destre che ne tagliano i fianchi settentrionale e meridionale.



FIG. 16 - Val di Piero. Il piano di faglia della linea del Medone, qui inclinato verso Ovest, come appare sul fianco destro della valle.

L'anticlinale del Pelf attraversa da Ovest ad Est tutto il Massiccio omonimo mantenendo un'orientazione ENE-WSW fino a Nord di Pian di Caiada. Qui, tra Pian di Stelle ed il M. Cimon, il piano assiale della anticlinale è stato rigettato a Sud dalla riattivazione alpina di una linea giurassica, ad oriente della quale esso assume andamento E-W, mentre il piegamento va attenuandosi rapidamente fino ad annullarsi a circa 3 km ad Ovest della Valle del Piave. È da tener presente che a Sud di Pian di Caiada si individua un'altra anticlinale (anticlinale del Frugna), che si sviluppa prevalentemente ad Est del Piave (FERASIN 1956; SEMENZA 1960), e che verrà trattata dettagliatamente nella Fascia meridionale.

Delle due linee trascorrenti che limitano questa fascia centrale, quella settentrionale inizia il suo corso in Val Pegolera (fianco destro del Cordevole) da cui ha preso il nome (SEmenza in LEONARDI *et al.*, 1968) ed è ben evidente nelle foto aeree lungo il Boral della Forchetta, in Val Vescovà e in Val di Nerville a Sud di Costa Grande. Lungo la carrauccia che sale al Pian dei Gat (Rifugio Bianchet) si osserva in vari punti una larga fascia cataclastica ed è ben visibile un rigetto di circa 300 metri della paleolinea giurassica M. Coro-Valle del Medone. Più ad Est, da Casera Grave di S. Marco (situata a Sud di Costa Grande) fino alla Valle del Piave, il percorso pressoché rettilineo della linea della Val Pegolera è riconoscibile per la presenza di frequenti cataclasiti e dall'orientazione dei vari specchi di faglia (per esempio lungo il Rui di Forca, sui due fianchi del Maè e, più ad Est, al di fuori della zona rilevata, poco a Nord di Igne e sotto il crinale di Col Daloi).

La trascorrente meridionale (linea delle Forcelle) non è facilmente individuabile sul terreno nel suo

tratto iniziale, dalla Val Cordevole alla Fratta del Moro. Dalle foto aeree è però possibile seguirla per tratti discontinui, talora con vicarianti; nei pressi di Costa Bramosa essa sembrerebbe rigettata a Nord da una linea che dal M. Coro arriva con andamento

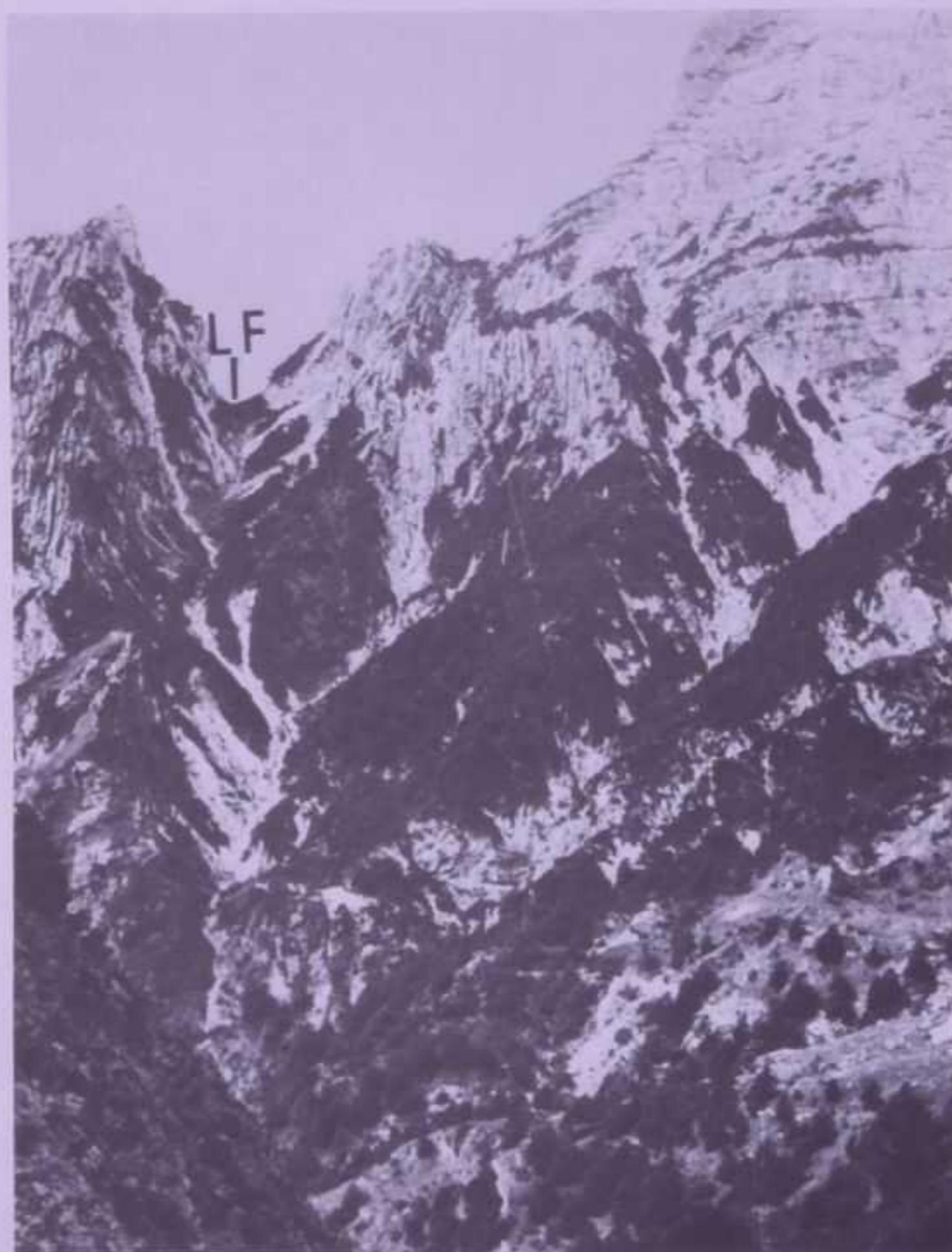


FIG. 17 - La forcella d'Oderz percorsa dalla linea delle forcelle (LF) vista da Est (F.lla Pis Pilon). Sulla destra gli strati fortemente inclinati verso Sud del versante meridionale della Schiara.

meridiano fino verso il margine meridionale del Gruppo della Schiara (linea del Forcellon). Un secondo rigetto, sempre verso Nord, è invece evidente sul fondo della Val di Piero in corrispondenza di Fratta del Moro ad opera della linea del Medone (Fig. 16). Verso Est la linea delle Forcelle è chiaramente distinguibile fino al Pian di Caiada, passando per Forcella d'Oderz (Fig. 17) e, più oltre, dopo aver subito un rigetto a Nord per la riattivazione alpina della linea del Marmol, per la Forcella del Pis Pilon e per la Forcella Caneva. Oltre al Pian di Caiada, ricompare lasciando a destra alcuni cocuzzoli situati a valle della carrozzabile che porta a Faè, e scende quindi in Val del Piave.

La zona compresa tra le due trascorrenti è interessata da un certo numero di disturbi obliqui e trasversali. Per quanto riguarda le faglie trasversali, esse sono rappresentate nella parte occidentale della zona da una serie di linee con direzione NW-SE che raccordano le due trascorrenti, mentre ad Oriente, poco prima di Pian di Caiada, un fascio di faglie N-S opera un rigetto verticale abbassando i terreni ad Est. Il crinale M. Cimon - M. Belvedere è tagliato da una serie di faglie giurassiche ad andamento meridiano che controllano gli spessori della Dolomia della Schiara. Di esse solo le due più occidentali risultano riattivate in età alpina.

Della più occidentale si è già detto, la seconda è evidenziata dagli specchi di faglia esistenti lungo il Ru dei Corvi e non dà rigetto apprezzabile. Importanti sono le faglie oblique situate a Nord del M. Cimon con andamento E-W parallelo al versante, che aumentano il rigetto da W ad E fino a portarlo a qualche centinaio di metri all'altezza del Col della Sparlonga. Potrebbe trattarsi di faglie di collegamento tra le due trascorrenti che hanno consentito un innalzamento della zona meridionale rispetto a quella settentrionale. Altri disturbi, di carattere compressivo, sono invece riscontrabili lungo il crinale che dal Col della Sparlonga scende a N verso Villanova. Un fenomeno analogo sembra abbia interessato il fianco sinistro della Valle del Piave dove, alle falde settentrionali del M. Toc, la Costa Vasei (fuori carta), costituita da Calcare del Vajont, è rimasta isolata da faglie di orientazione all'incirca E-W.

Ulteriori complicazioni nella zona circostante il Col della Sparlonga sono probabilmente conseguenti alla formazione della fossa tettonica di Longarone. Tra il torrente Desedan ed il Col della Sparlonga si nota infatti una serie di fratture difficili da inquadrare con le altre ora descritte, anche per la presenza di una notevole copertura che impedisce di verificare i dati forniti dalle foto aeree.

Nell'area centrale sono visibili un pò ovunque vistose fasce cataclastiche talora accompagnate da discordanze (parete meridionale della Schiara): è possibile interpretarle come l'effetto di movimenti lungo strato durante il ripiegamento.

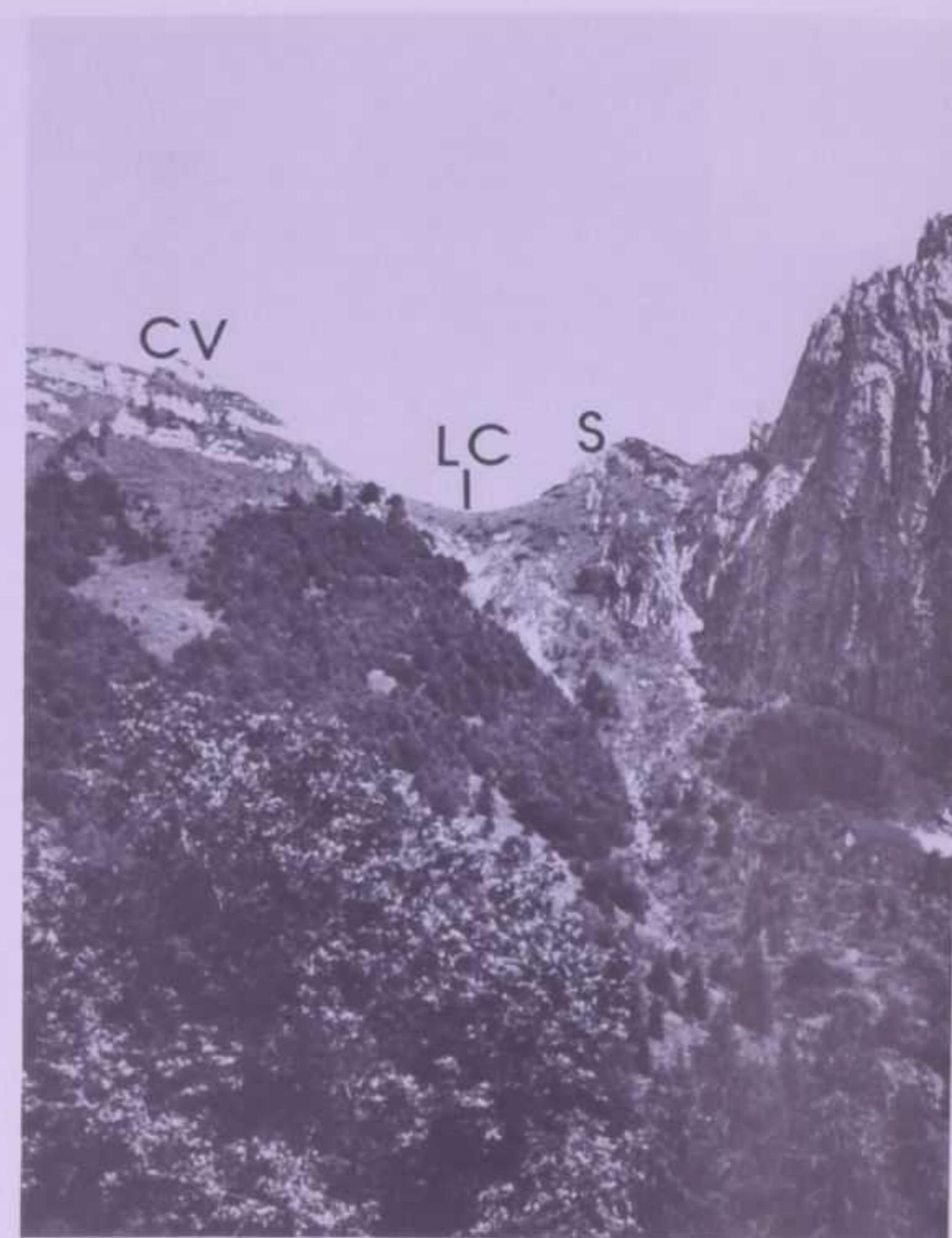


FIG. 18 - La linea di Cervoi (LC) che mette a contatto alla forcella omonima il Calcare del Vajont (CV) con la Formazione di Soverzene (S) per poi scendere lungo il canalone sottostante dirigendosi verso SE.

FASCIA MERIDIONALE

Questa fascia corrisponde al fianco meridionale dell'anticlinale del Pelf e alla estremità occidentale dell'anticlinale del Frugna. Quest'ultima è ben visibile a NE del M. Serva dal quale è separata dalla linea di Cervoi. Di qui l'anticlinale si dirige verso ENE (direzione valsuganese) e non è perciò esattamente allineata con quella che riteniamo essere la sua continuazione ad Est del Piave, e cioè dalla Val Gallina alla Val Cellina, e che mantiene complessivamente lungo questo tratto direzione E-W. Ma la geometria dei due tronconi è praticamente identica, con il fianco settentrionale debolmente inclinato e quello meridionale raddrizzato, o addirittura rovesciato nel tratto inferiore a ridosso della linea di Belluno. Tra i due tronconi si situano le faglie N-S della fossa tettonica di Longarone, che come è noto si trova al passaggio dalla zona a direzione ENE-WSW (valsuganese) a quella E-W. Queste faglie, probabilmente contemporanee o di poco posteriori al ripiegamento, hanno svolto una funzione di svincolo ed hanno anche permesso che il raccordo tra i due tronconi, dapprima presumibilmente sviluppato secondo una debole piega di torsione, si sia poi evoluto con una variazione netta di direzione. Per queste considerazioni si può ritenere che si tratti effettivamente di due tronconi della stessa anticlinale, che FERASIN (1956) aveva chiamato anticlinale del Pelf-Frugna.

Ben evidente è però la distinzione tra l'anticlinale del Frugna e quella del Pelf: infatti questa ultima, come si è già detto, passa per il M. Cimone ma il suo ripiegamento si annulla poco ad Est, mentre la prima nasce a NE del M. Serva e si sviluppa notevolmente verso Est. Si tratta perciò di due anticinali ben distinte e tra loro vicarianti, per cui è logico tenere distinti i rispettivi nomi.

Lungo tutta la fascia meridionale sono visibili strutture vergenti a N o a NE che colpiscono il fianco meridionale dell'anticlinale del Pelf.

Si tratta principalmente di una faglia inversa (linea di Cervoi) a vergenza N con piano immergente a S, che attraversa longitudinalmente tutto il Gruppo della Schiara passando a N dei monti Terne e Serva. Pure notevole è la presenza di due paleolinee giurassiche riattivate in età alpina, (linea del Medone e linea del Marmol).

Come già accennato in precedenza, la linea del Marmol, subverticale, è una faglia giurassica responsabile della prima individuazione del Bacino Bellunese attraverso un abbassamento del suo settore orientale. Essa è impostata sul fianco sinistro della valle dell'Ardo che viene tagliata inizialmente in modo rettilineo con direzione NNW-SSE fin presso il Rifugio VII Alpini; da qui, debolmente rigettata da una faglia locale, si dirige verso Nord percorrendo la Gola del Marmol e assumendo un andamento sinuoso. Sono dovuti a questa linea il già citato rigetto orizzontale della linea delle Forcelle e le cataclasiti che si incontrano lungo il sentiero che sale al Rifugio VII Alpini.

La linea del Medone, che rappresenta la riattivazione alpina del segmento meridionale della faglia giurassica M. Coro-Valle del Medone, (v. paragrafo sull'Evoluzione paleogeografica e paleostrutturale) incide verso l'alto il fianco destro della valle con andamento rettilineo e piano verticale fino alla omonima forcella. Devia quindi leggermente verso W ed è riconoscibile sulla sinistra della Valle di Piero dove il piano diventa obliquo (Fig. 16). Una sua vicariante alpina è qui distinguibile ancora per un breve tratto lungo le pareti del fianco destro della stessa valle.

Questa linea separa due zone litologicamente assai diverse: quella occidentale è costituita dalle rigide formazioni liassiche di piattaforma (Calcaro Grigi), mentre ad oriente affiorano i coevi e più plastici terreni bacinali.

Forti spinte in senso N-S hanno causato in età alpina il movimento della paleolina spostando verso Nord le formazioni bacinali liassiche affioranti ad oriente. Queste spinte vanno ricollegate alla presenza del grande scorrimento sudvergente, noto come linea di Belluno, che troviamo subito a Sud della zona studiata, e hanno anche provocato la formazione della linea di Cervoi, faglia inversa con vergenza opposta. Il piano di movimento di quest'ultima, variamente inclinato, inizia sul fianco destro della valle del Medone, a ridosso della omonima linea, dove

taglia la Formazione di Soverzene. Successivamente, sempre con piano immerso a Sud, raggiunge la valle del Gresal e quella dell'Ardo, dove diventa verticale. Al di là della linea del Marmol la linea di Cervoi si dirige poi lungo il fianco nordoccidentale del M. Serva, con piano immerso verso SE, aumentando progressivamente il rigetto che a Forcella Cervoi, dove mette a contatto la Formazione di Soverzene col Calcare del Vajont, supera i 400 metri (Fig. 18).

C'è da notare che lungo questo tratto, poco a Sud di Col delle Breghe, la linea di Cervoi interseca la linea di Passo della Cavalla, faglia normale, con piano immergente ad W e inclinato di circa 60°. Il rigetto di quest'ultima, molto forte al Passo della Cavalla, va riducendosi rapidamente verso Sud fino ad annullarsi.

Ad Est della forcella omonima, nella testata della Valle dei Molini dei Frari, la linea di Cervoi provoca notevolissimi disturbi. I terreni costituenti le formazioni di Soverzene e di Igne, tra F.lla Cervoi e la F.lla Paludetto, sono ripiegati ad anticlinale assai stretta con asse E-W e fianco meridionale verticale. Da qui fino al Medol il piano della faglia diventa gradualmente poco inclinato (fino a 50° circa, Fig. 19) e si dirige verso SE suddividendosi in due o più piani che individuano scaglie sovrapposte con vergenza NE.

A differenza di quanto visto in quest'ultimo tratto, al Medol osserviamo, a SE di una faglia di dire-

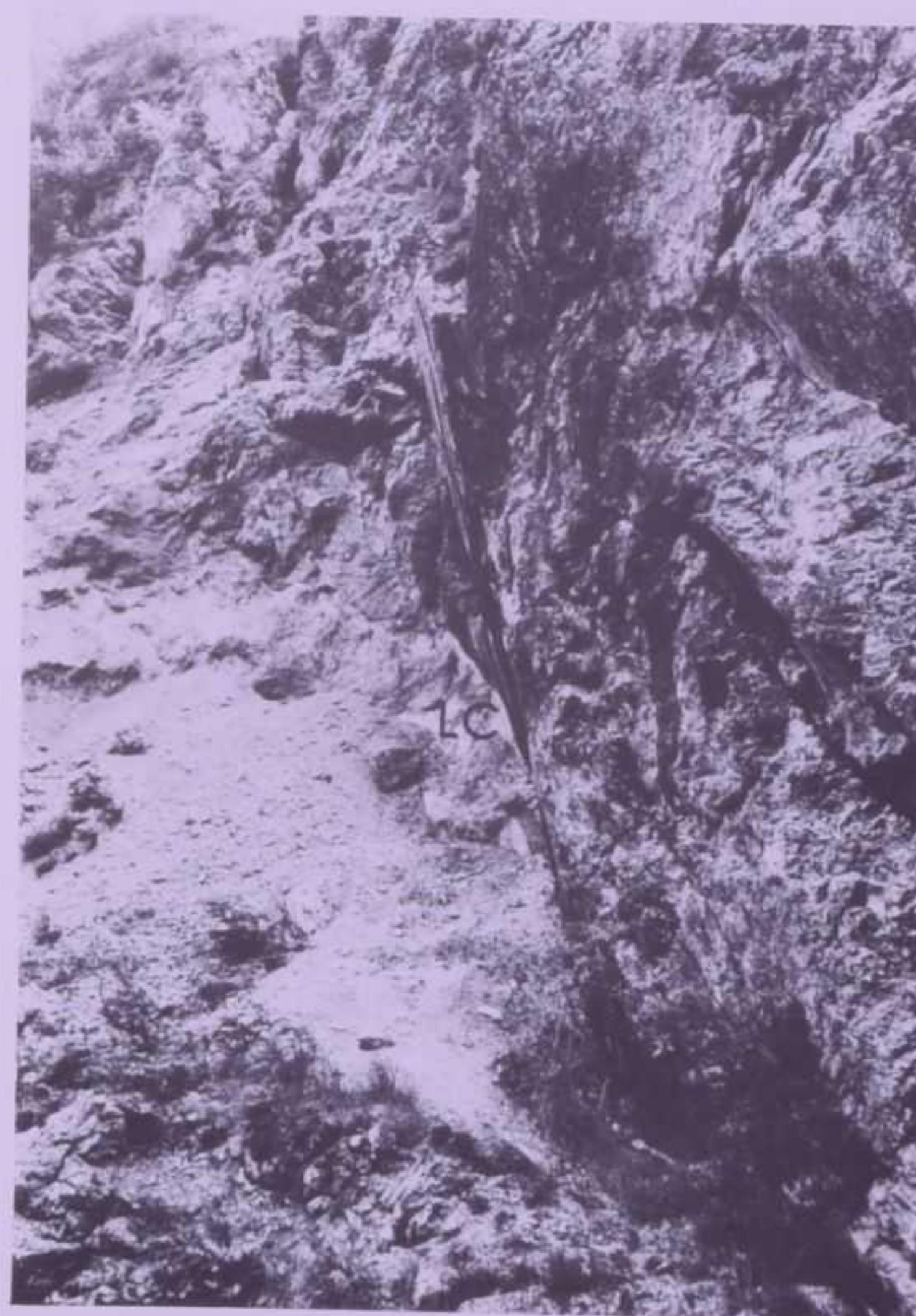


FIG. 19 - Piano di faglia e cataclasiti che accompagnano la linea di Cervoi, qui orientata NNW-SSE, lungo il versante nordorientale del M. Serva, alla testata di Val dei Molini dei Frari.

zione complessiva ENE, una serie di faglie subverticali di direzione circa NNW-SSE, che determina un graduale abbassamento delle formazioni verso ENE. Tali faglie giungono fino alla testata del Ru delle Salere dove incontrano un fascio di linee ad esse quasi ortogonali, che convergono ad Est verso un'unica linea; questa corre lungo il Ru delle Salere parallelamente agli strati di Dolomia Principale, che qui appaiono verticalizzati e talora rovesciati con direzione ENE-WSW. Le formazioni affioranti a Sud del Ru delle Salere, verticali o rovesciate, appaiono interessate da numerose fasce cataclastiche.

Numerosi sono i disturbi minori presenti nella fascia meridionale. Notevoli tra questi sono quelli subverticali che si incrociano con angolo di circa 60° nella zona della Pala Alta ed a Nord del monte Serva.

Osservando nel loro complesso la fascia centrale e quella meridionale, rileviamo come la linea del Forcellon e quella di F.lla Paludetto suddividano il fianco meridionale dell'anticlinale del Pelf in tre settori aventi caratteristiche strutturali diverse. La zona situata ad Ovest della linea del Forcellon si presenta blandamente corrugata, a differenza di quella adiacente dove gli strati, in Val dell'Ardo e lungo il Rio Freddo, raggiungono facilmente inclinazioni dell'ordine di 40-50° con l'immersione verso Sud. Queste pendenze tendono a ridursi verso M. Cervoi, con esclusione della zona direttamente interessata dalla linea omonima.

La linea di F.lla Paludetto, che passa subito ad Est di M. Cervoi con direzione NW-SE, delimita ad Ovest un'ultima zona; nella sua parte settentrionale, come già detto trattando della fascia centrale, questa presenta un'immersione a Nord che si inverte solo all'altezza di Val dei Molini dei Frari; questo andamento generale è complicato soltanto da un blando piegamento a sinclinale a Sud del crinale M. Cimon-Belvedere, in una piccola zona ad Est di F.lla Paludetto, e dal vistoso rovesciamento delle pendici sudorientali del massiccio del M. Serva.

OSSERVAZIONI CONCLUSIVE

Volendo sintetizzare le osservazioni analitiche fin qui esposte, conviene innanzitutto raggruppare le dislocazioni di diverso tipo. Distingueremo così le faglie giurassiche da un lato e le deformazioni alpine dall'altro. Tralasciando le prime, già trattate nel paragrafo riguardante l'Evoluzione paleogeografica e paleostrutturale, tra quelle alpine distingueremo l'anticlinale del Pelf e quella del Frugna, gli scorrimenti sudvergenti, le faglie di svincolo, il retroscorrimento Terne-Cervoi, le due trascorrenti con i piccoli fenomeni compressivi connessi ed il sistema di faglie coniugate di direzione NW-SE e NNE-SSW.

L'insieme di questi fenomeni tettonici, che compaiono nella carta geologica, e che sono stati qui

sopra sommariamente descritti, non consente di distinguere nettamente fasi distinte di deformazione. L'osservazione più ovvia è che le due trascorrenti (linea di Val Pegolera e linea delle Forcelle) sono le dislocazioni più recenti; anch'esse tuttavia appaiono rigettate, seppure in misura minima, dalle faglie del sistema coniugato.

Tutti i fenomeni sono comunque inquadrabili in un'unica fase compressiva all'incirca NNW-SSE, interrotta da una sottofase con una componente di direzione E-W, che ha provocato fenomeni di trascorrenza destra. Più precisamente è possibile ritenere che si sia avuto come primo atto un generale ripiegamento con asse di direzione valsuganese, che tuttavia verso Est tende ad assumere direzione E-W. Successivamente si è avuta una fase di deformazione con scorrimenti e faglie che ha interessato in un primo tempo la fascia settentrionale. A tale fase sono riconducibili vistosi scorrimenti che deformano le pieghe preesistenti e faglie di svincolo che separano settori diversamente deformati. La deformazione si è poi gradualmente spostata a Sud con la stessa direzione di spinta principale, ma con una componente E-W denunciata soprattutto dalle due grandi trascorrenti destre. L'effetto principale della compressione in direzione NNW-SSE è la linea di Belluno.

A Nord di questa la compressione ha prodotto il retroscorrimento Terne-Cervoi e le faglie del sistema coniugato, alcune delle quali sono impostate su vecchie faglie giurassiche. Due di queste faglie (linea del Forcellon e linea di F.lla Paludetto) appaiono più importanti in quanto separano settori diversamente ripiegati.

RINGRAZIAMENTI

Molte sono le persone cui, dopo tanti anni e per diversi motivi, dobbiamo riconoscenza. Ricordiamo tra queste i colleghi dell'Istituto di Geologia dell'Università di Ferrara che in varia misura sono stati coinvolti nella ricerca: il prof. A. BOSELLINI, il dr. M. SARTI e il dr. F. ARDIZZONI; un caloroso ringraziamento al prof. E. SEMENZA per gli utili consigli prestati nell'esecuzione dei profili geologici e per la revisione critica delle considerazioni sulla tettonica. A questi dobbiamo aggiungere gli amici di Belluno F. MIOTTO, M. AZZALIN e la SANTINA, che ci hanno fornito l'indispensabile appoggio logistico in una zona tanto impervia e certamente non agevole da percorrere, la Comunità Montana di Belluno per averci permesso lo studio delle foto aeree, il prof. G. ANGELINI che ha messo a nostra disposizione il suo archivio fotografico. Si ringraziano anche: i Proff. M. GAETANI per aver determinato alcuni esemplari di Brachiopodi provenienti dal M. Celo, F. MASSARI per gli scambi di idee sulla genesi delle brecce selcifere del M. Pelf, il dr. C. NERI per le utili discussioni e per la lettura critica del testo, la dr.ssa S. GHETTI per avere determinato i Foraminiferi planctonici della sezione dell'Ardo.

BIBLIOGRAFIA

- ARDIZZONI F., - *Paleogeografia e paleotettonica del Giurassico delle Dolomiti Bellunesi*. Tesi di laurea inedita, Università di Ferrara, 203 pp., Ferrara.
- BELLINAZZI M., 1985 - *I Calcaro Grigi delle Vette Feltrine e la Facies ad ? Ellipsactinie*. Tesi di laurea inedita, Università di Ferrara, 157 pp., Ferrara.
- BOSELLINI A. e BROGLIO LORIGA C., 1971 - *I Calcaro 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., v. 5, pp. 1-61, Ferrara.
- BOSELLINI A. e MASETTI D., 1972 - *Ambiente e dinamica deposizionale del Calcare del Vajont (Giurassico Medio, Prealpi Bellunesi e Friulane)*. Ann. Univ. Ferrara, v. 5, pp. 87-100, Ferrara.
- 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. e HARDIE L.A., - *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Mem. Soc. Geol., v. 30, Roma, (in stampa).
- BOSELLINI A., MASETTI D. and SARTI M., 1981a - *The Vajont Limestone: an oolitic deep-sea fan, Middle Jurassic, Venetian Alps*. Guidbk. Excurs. 8, 2nd I.A.S. Regional Meet., Bologna.
- BOSELLINI A., MASETTI D. and SARTI M., 1981b - *A Jurassic «Tongue of the Ocean» infilled with oolitic sands: the Belluno Trough, Venetian Alps, Italy*. Marine Geol., v. 44, pp. 59-95, Amsterdam.
- BOYER G.R., 1914 - *Étude géologique des environs de Longarone (Alpes Vénitaines)*. Bull. Soc. Géol. France., Ser. 4, v. 13 (1913), n. 8, pp. 451-485, Paris.
- CASATI P., 1971 - *Stratigrafia dei calcari selciferi del Giurassico superiore - Cretacico nella regione del Monte Talvena (Alpi Bellunesi)*. Arti Grafiche Artigianelli Pavoniani, 18 pp., Monza.
- CASATI P. e TOMAI M., 1969 - *Il Giurassico ed il Cretacico del versante settentrionale del Vallone Bellunese e del Gruppo del Monte Brandol*. Riv. Ital. Paleont. Strat. v. 75, n. 2, pp. 205-340, 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. v. 90, n. 1, pp. 15-86, Milano.
- COOK H.E. and TAYLOR M.E., 1977 - *Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lower Ordovician of Nevada*. In COOK H.E. and ENOS P. (Eds.) - Deep-water Carbonate Environment. Soc. Econ. Paleon. Mineralogists Spec. Pub. n. 25, pp. 51-81, Tulsa.
- COSTACURTA R., GRANDESSO P., MASSARI F., MEDIZZA F., 1979 - *Il Giurese Superiore-Cretacico della regione compresa tra Casso e Claut (Prealpi Carniche occidentali)*. St. Trent. Sc. Nat., v. 56, pp. 3-25, Trento.
- DAL PIAZ G., 1907 - *Le Alpi Feltrine*. Mem. R. Ist. Veneto Sc. Lett. Arti, 176 pp., Venezia.
- DAL PIAZ G., 1912 - *Studi geotettonici sulle Alpi Orientali (Regione tra il Brenta ed il Lago di Santa Croce)*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, v. 1, pp. 1-196, Padova.
- 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., v. 9, pp. 1-28, Roma.
- FERASIN F., 1956 - *Geologia dei dintorni di Cimolais (Udine)*. Mem. Ist. Geol. e Mineral. Univ. Padova, v. 20, 31 pp., Padova.
- FRIGHI M., 1971 - *Analisi sedimentologica del «Marmo di Castellavazzo»*. Tesi di Laurea inedita Università di Ferrara, 150 pp., Ferrara.
- FÜCHTBAAUER H. and RICHTER K.C., 1983 - *Carbonate internal breccias: a source of mass flows at early geosynclinal platform margins in Greece*. SEPM Spec. Pub. 33, pp. 207-215, Tulsa.
- GHETTI S., 1987 - *Evoluzione cretacea del margine settentrionale della Piattaforma Friulana*. Tesi di Dottorato, Dottorato di ricerca in Scienze della Terra, Consorzio delle Università di Ferrara, Firenze, Parma e Pavia, 180 pp., Ferrara.
- GNACCOLINI M., 1968 - *Sedimentologia del Calcare di Soccher nella regione compresa tra la Valle del T. Vajont (Pordenone) e l'Alpago (Belluno)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 74, n. 3, pp. 829-864, Milano.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. and VAIL P.R., 1987 - *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million year ago to present)*. Science, v. 235, pp. 1156-1167 Washington.
- JEFFERIES R.P.S. and MINTON P., 1965 - *The mode of life of two Jurassic species of «Posidonia» (Bivalva)*. Paleon., v. 8, pp. 156-185, London.
- JENKYN H.C. and CLAYTON C., 1968 - *Black shale and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic*. Sedimentology, v. 33, pp. 87-106, Utrecht.
- JENKYN H.C., SARTI M., MASETTI D. and HOWARTH M., 1985 - *Ammonites and stratigraphy of Lower Jurassic black shales and pelagic limestone from the Belluno Trough, Southern Alps, Italy*. Eclogae Geol. Helv., v. 78, n. 2, pp. 299-311, Basel.
- JENKYN H.C. and WINTERER E. L., 1982 - *Paleooceanography of Mesozoic ribbon radiolarites*. Earth and Planetary Sciences Letters, v. 60, pp. 351-375, Amsterdam.
- KENDALL G. ST. C. and SCHLAGER W., 1981 - *Carbonates and relative changes in sea level*. Marine Geology, v. 44, pp. 181-212, Amsterdam.
- LEONARDI P., 1938 - *Geologia dei Monti di Zoldo e territori circostanti (Dolomiti Orientali). Stratigrafia e tettonica*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, v. 12, pp. 243-302, Padova.
- LEONARDI P. et al., 1968 - *Le Dolomiti. Geologia dei Monti tra Isarco e Piave*. Op. in 2 voll., 1019 pp., Manfrini, Rovereto.
- MASETTI D., SARTI M. and ARDIZZONI F., 1983 - *A tectonic-controlled platform to basin transition: the jurassic eastern margin of the Trento Platform*. Abstract, 4th I.A.S. Reg. Meeting, Split.
- MASETTI D., NERI C., STEFANI M. e ZANELLA R., - *Cicli e tempeste nel Retico delle Dolomiti di Brenta*. Mem. Soc. Geol. It., v. 30, Roma, in stampa.
- MOJSISOVICS von E., 1879 - *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen*. 1 Vol., 552 pp., Hölder, Wien.
- MUTTI E., 1985 - *Turbidite systems and their relations to depositional sequences*. 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.

- SCHLAGER W. and JAMES N.P., 1978 - *Low magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas*. Sedimentology, v. 25, pp. 675-702, Utrecht.
- SEMENTZA E., 1960 - *Nuovi studi tettonici nella Valle del Vajont e zone limitrofe*. Rend. Acc. Naz. Lincei Cl. Sc. fis. mat. e nat., S. VIII, v. 28, n. 2, Roma.
- STEPHAN J.F., 1973 - *Contribution à l'étude géologique des Alpes Meridionales: La région de Longarone (Province de Belluno - Italie)*. Thèse 3. ème cicle, pp. 1-158, Paris.
- STOW D.A.V. and SHANMUGAN G., 1980 - *Sequence and structures in fine grained turbidites, comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments*. Sediment. Geol., v. 25, pp. 23-42, Amsterdam.
- 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, v. 24, 64 pp., Padova.
- WINTERER E.L. and BOSELLINI A., 1981 - *Subsidence and Sedimentation on a Jurassic Passive Continental Margin (Southern Alps, Italy)*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., v. 65, pp. 394-421, Tulsa.
- ZADRA F., 1917 - *La Valle del Desedan (Bacino idrografico del Piave)*. Acc. Sc. Veneto - Trentina - Istriana, ser. 3^a, v. 9, pp. 65-76, Padova.
- ZENARI S., 1938 - *Particolarità tettoniche nelle Alpi Bellunesi. Studio geotettonico del Gruppo Monte Schiara - Monte Pelf - Monte Serva*. Boll. Soc. Geol. Ital., v. 57, n. 1, pp. 49-76, Roma.