

COMUNE DI BERGAMO

ASSESSORATO ALLA PUBBLICA ISTRUZIONE ED ATTIVITA' CULTURALI

RIVISTA

DEL

MUSEO CIVICO DI SCIENZE NATURALI « E.CAFFI »



Vol. 2° (1980)

FRANCO FORCELLA e PIETRO M. ROSSI (°)

CONSIDERAZIONI GEOLOGICHE E STRUTTURALI NELL'AREA COMPRESA TRA L'ALTA VALLE DI SCALVE E LA VAL CLEGNA, LOMBARDIA, ITALIA

KEY-WORDS - Gravity tectonics, decollement, Alpine orogeny, Southern Calcareous Alps.

SUMMARY - The geological setting of the area between the Scalve and Clegna Valleys (Southern Calcareous Alps) is analized.

The cristalline basement, its Permo-Carboniferous and Triassic sedimentary cover, mainly terrigenous at the base then carbonatic in the upper part, outcrops in the considered area.

From a structural point of view the outstanding feature is the decollement of the sedimentary cover in corrispondence of the brecciated evaporites of the Carniola di Bovegno formation, thas simulating a continuity in the stratigraphic succession. The allocthonous unit

continuity in the stratigraphic succession. The allocthonous unit, named Concarena-M. Cuel, is located at the eastern side of the M. Camino overthrust, an important structural unit of the upper Scalve Valley already known since years. Those two units are suggested to be separateds units which are possibly piled one on top of the other. The displacement is mechanically related to gravity tectonics which acted during the mid Tertiary phase of the Alpine diastrophism. Other allocthonous units of smaller size are also present, particularly on the right side of the Camonica Valley; they are related to epigliptic slidings in very recent times.

RIASSUNTO - Viene analizzato l'assetto strutturale dell'area compresa tra l'alta Val di Scalve e la Val Clegna (settore orobico delle Alpi Calcaree Meridionali). L'aspetto strutturale saliente consiste nell'alloctonia della copertura sedimentaria del Triassico medio e superiore. L'unità alloctona è stata denominata unità Concarena - M. Cuel; la sua base decorre per lo più in corrispondenza della Carniola di Bovegno, simulando in tal modo una perfetta continuità stratigrafica con le unità soggiacenti. Sono inoltre presenti lembi alloctoni di dimensioni minori mossisi in epoca molto recente; in un caso il movimento (lento) sembra tutt'ora in atto.

Il meccanismo di messa in posto dell'unità alloctona principale e

degli altri lembi minori viene ricollegato a tettonica di tipo gravitativo operante in questo settore della Alpi Meridionali a partire dall'Eocene-Oligocene.

^(°) C.N.R. - Centro di Studio per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali, piazzale Gorini 15, 20133 - Milano. Istituto di Geologia dell'Università di Milano (sezione di Bergamo), Piazza Cittadella, 4 - 24100 Bergamo.

INTRODUZIONE

Viene esaminata l'estremità orientale delle Alpi orobiche, compresa in massima parte nella tav. "Cerveno" (19 II SO) ed in minor misura nelle tav. "Capo di Ponte" (19 II SE), "Breno" (34 I NO) e "Niardo" (34 I NE), da un punto di vista essenzialmente strutturale. Fa parte delle Alpi Calcaree Meridionali ed in essa affiora sia lo zoccolo cristallino sud alpino sia la parte basale permotriassica della relativa copertura sedimentaria.

La sua ubicazione nel contesto del settore centrale delle Alpi è indicata nel riquadro di fig. 9.

I primi studi strutturali relativi alla zona in esame risalgono alla fine del secolo scorso. Taramelli (1896), segnala la duplicazione tettonica presente sul fianco sinistro dell'alta Val di Scalve, riconosciuta in seguito come la base dell'unità alloctona del Pizzo Camino.

In seguito nell'ambito degli studi intrapresi dagli allievi di De Sitter, Krol (1939), Dorsman (1940), Faber (1941) e Erdman (1941) si interessano di aree attigue a quella ora in esame occupandosi di proble mi stratigrafici e dell'assetto strutturale delle rispettive aree di studio. Nelle successive sintesi di De Sitter (1949, 1956, 1960-63) il Pizzo Camino (1) e la Concarena vengono interpretate come due masse tetto nicamente indipendenti, alloctona la prima ed autoctona la seconda, se parate dalla faglia a direzione N-S passante per il passo del Lifretto (1), una riprova di ciò sarebbe rappresentata dalla successione stratigrafica osservabile lungo la direttrice M. Campione-passo Campelli - Cimon della Bagozza, rappresentante, secondo De Sitter, una sequenza continua tra il "Verrucano Lombardo" ed il Calcare di Esino. Un aspetto saliente di questa interpretazione strutturale riguarda la dinamica de gli scorrimenti, parte dei quali viene imputata a spinte provenienti da

⁽¹⁾ Questi toponimi non sono reperibili nelle figg. 8 e 9 in quanto fuori dell'area ivi rappresentata.

sud ("opschuiving" es.: elemento di Cima Timogno e di Ardesio (1)) e parte a spinte da nord ("terugschuiving", es.: elemento della Presolana e del Camino). De Sitter evidenzia inoltre la necessità di postulare una faglia al di sotto della copertura alluvionale dell'alta Val di -Scalve (1949), in seguito ridotta al rango di semplice flessura (1960-63).

De Jong, altro olandese, si occupò in seguito delle Alpi bergamasche. Contrariamente ai predecessori ascrive (1967, 1979) le strutture presenti unicamente a traslazioni con direzione sud per effetto di una tetto nica di tipo gravitativo.

Recenti contributi di autori italiani rivalorizzano la tesi del raccorciamento crostale: Gaetani e Jadoul (1979), pur non respingendo il contributo della tettonica gravitativa, ipotizzano per le Alpi bergamasche un raccorciamento crostale superiore al 100%, ed un raccorciamento ancor più accentuato sostengono Vai (1978) e Castellarin (1978) per le Alpi carniche e friulane.

Tornando all'area esaminata in questa nota, recentemente se n'è occupa to, sempre dal punto di vista strutturale, Rossetti (1966 b) che ha re spinto la tesi della disgiunzione tra gli elementi del Camino e della Concarena ritenendoli entrambi alloctoni, per quanto con grado di alloctonia diverso, ed ha introdotto il termine di "sovrascorrimento del l'alta Val di Scalve" per indicare la traslazione di entrambi; non specifica però ove intende ubicare la discontinuità lungo la precitata di rettrice M. Campione-passo Campelli-Cimon della Bagozza.

La cartografia ufficale più recente (f. "Tirano", I ed., 1969) concorda sostanzialmente con gli autori olandesi dai quali ha chiaramente desunto larga parte dei rilievi.

Gli scriventi ritengono invece più aderenti al vero le tesi strutturali di Rossetti che vengono sviluppate e documentate cartograficamente utilizzando la nomenclatura formazionale introdotta da Assereto e Casa ti (1965) ai quali si deve la revisione stratigrafica dell'area immediatamente a sud di quella considerata in questa nota.

CENNI DI STRATIGRAFIA

Substrato roccioso

Le formazioni incontrate nell'area rilevata sono, dall'alto, le seguenti:

Formazione di Breno (Carnico inf. medio)

Calcare di Esino (Ladinico)

Formazione di Wengen (Ladinico medio e sup.)

Formazione di Buchenstein (Ladinico inf.)

Calcare di Prezzo (Anisico sup.)

Calcare di Angolo (Asinco inf. e medio)

Dolomia di Elto (Scitico sup.- Anisico inf.)

Carniola di Bovegno (Scitico sup.- Anisico inf.)

"Servino" (2) (Scitico)

"Verrucano Lombardo" (2) (Permico sup.)

Formazione di Collio (Permico inf.- Carbonico sup.)

Scisti di Edolo 1.s. (pre-Permico)

Lo schema dei rapporti stratigrafici è riportato in fig. 2.
Di ogni formazione si dà in questa sede solo una rapida caratterizzazione rimandando alla bibliografia esistente per descrizioni più dettagliate (segnalatamente Assereto e Casati, 1965; Casati e Gnaccolini
1967; note illustrative dei fogli "Tirano" (1969) e "Breno" (1970);
P.M. Rossi, 1975).

⁽²⁾ Racchiusi tra apici denominazioni ben affermate utilizzate in let teratura anche se non formulate secondo i dettami del Codice di Nomenclatura Stratigrafico (1961).

SCISTI DI EDOLO 1.s.

Formazione scistoso-cristallina formante l'ossatura del basamento sudalpino; è rappresentata da filladi e subordinati micascisti muscovitici, talora con biotite e granato. Essi costituiscono prodotti metamorfici di precedenti successioni sedimentarie prevalentemente pelitiche durante orogenesi pre-alpine.

Per maggiori dettagli si rimanda a Liborio e Mottana (1969, 1970), Boriani et Al. (1974).

FORMAZIONE DI COLLIO

Questa formazione apre, nell'area presa in considerazione, ove non è stato individuato il sottile orizzonte di "Conglomerato Basale" indica to da Faber (1941), le successioni terrigene del ciclo tardo e post-er cinico.

Suddivisibile in due membri: uno vulcanico ed uno sedimentario dei qua li solo il primo è rappresentato nell'area esaminata, e precisamente da ignimbriti tufacee verdastre a frattura scheggiosa e aspetto vitreo. La massima potenza osservata è 150 m, ben al di sotto quindi degli spessori (~2.000 m) raggiunti nell'attiguo bacino brembano.

"VERRUCANO LOMBARDO"

E' rappresentato da sequenze conglomeratiche grossolane con limitate in tercalazioni di arenarie e siltiti di color rosso.

Ad oriente del M. Campione ricoprono direttamente il basamento metamor fico. Tali sequenze terrigene formavano, al momento della deposizione, conoidi alluvionali pedemontane alimentate da correnti intermittenti che drenavano rilievi formati da vulcaniti di natura riolitica.

"SERVINO"

Formazione costituita da litotipi terrigeni e carbonatici che materia-

lizzano la prima generale ingressione marina eo-triassica. Lo spessore, estremamente uniforme in tutta la Lombardia, si aggira attorno a 100-130 m indicando conseguentemente la generale peneplanazione del corrugamento ercinico. Entro questa formazione sono estremamente diffusi nel l'area esaminata banchi mineralizzati a solfuri e carbonati di ferro. Data l'importanza che queste mineralizzazioni hanno assunto nell'area considerata, esse saranno richiamate in appendice.

CARNIOLA DI BOVEGNO

Formazione costituita da brecce monogeniche e poligeniche ad elementi di dolomie e calcari dolomitici ed, in minor misura, da elementi si siltiti e peliti, localmente (incisi a sud-est della località Cantagallo) da clasti di "porfiriti" d'età presumibilmente cenozoica (vedi oltre); la matrice è di natura carbonatica, di color giallo-bruno, la bancatura assente o grossolanamente delineata. Tra Pescarzo e Ono S. Pietro si trova intercalata una lente di gessi.

Rocce dalle caratteristiche analoghe a quelle della carniola qui de scritta affiorano estesamente e ripetutamente nelle sequenze triassiche delle Alpi sia intercalate a sequenze metamorfiche sia intercalate a sequenze non metamorfiche, come è il caso delle carniole della zona qui esaminata. La genesi della particolare struttura brecciata che presentano è oggetto di discussione da più di un secolo, riferiamo brevemente le principali teorie:

- a) Brecce sedimentarie legate alle numerose trasgressioni e regressioni avvenute durante il Triassico (Cadisch, 1953; Jackli, 1941, Brunn schweiler, 1948 (3)) o brecce risedimentate (Jerz, 1966 (3));
- b) Brecce residuali dovute al concentramento della frazione terrigena dispersa in formazioni evaporitiche in seguito a dissoluzione del gesso e degli altri sali (Duplaix e Fallot, 1960 a, b, (3));

⁽³⁾ Riferimenti bibliografici non consultati direttamente dagli scriventi ma desunti da Leine (1968), Masson (1972); Metzeltin e Vezzoli (1977).

- c) Brecce tettoniche dovute a cataclasi e/o milonisi in occasione di spostamenti differenziali di masse in presenza di debole pressione parziale d'acqua (ambiente essenzialmente "secco"); (Cornelius, 1925 1927; De Raaf, 1934; Hasler, 1949 (3); Leine, 1968, 1971);
- d) Brecce tettoniche dovute a fratturazione idraulica ad opera di un flui do iniettato ad altissima pressione entro una formazione essenzialmente dolomitica che può aver sortito, come causa concomitante, lo scollamento fra i corpi rocciosi sopra e sottostanti l' orizzonte brecciato. Questa teoria introdotta da Masson (1972) è stata utiliz zata da Metzeltin e Vezzoli (1977) per le carniole alpine della Sinclinale dello Spluga.
- e) Struttura puramente superficiale dovuta all'alterazione di alternanze di dolomie ed anidriti in presenza di falde acquifere superficiali che favorirebbero la trasformazione degli interstrati anidritici in gesso; ne conseguirebbe un aumento di volume con brecciazione del la compagine seguita da sostituzione del gesso con calcite e soluzione differenziale dei frammenti ad opera delle acque selenitose. Questa teoria introdotta da Brückner (1941) (3) è stata utilizzata da Casati e Gnaccolini (1967) per le carniole sudalpine della formazione in esame.

A questo gruppo si può ricollegare anche Micheletti (1959) per il quale le le acque circolanti asportano il gesso provocando contemporaneamente la cementazione perfetta della roccia che in profondità (ove non esiste possibilità di circolazione) si comporta come una "melma fluida ed invadente.....favorevole alle colate gravitative (op.cit., pag. 153 e 158).

Tutti gli autori moderni convengono comunque nell'attribuire alle carniole sudalpine il comportamento di orizzonti lubifricanti lungo i qua
li si sarebbe con più facilità verificato lo scollamento delle sequen-

ze rocciose sovrastanti (4) anche se, secondo lla teoria abbracciata, per alcuni lo scollamento precede la fratturazione, per altri è contemporaneo, per altri ancora successivo.

Riguardo alle teorie sopradescritte si fa notare ancora che alcuni invocano l'idratazione di anidridi, assunte come la componente evaporitica originaria, altri la disidratazione dei gessi, assunti a loro volta come la componente evaporitica originaria.

In affioramento si osservano tanto gessi (prevalenti) quanto anidriti (nell'area esaminata a Cemmo, poco più a sud a Costa Volpino e Pisogne) sempre in lenti di dimensioni cospicue ma di volumetria complessiva net tamente subordinata nei confronti della volumetria totale della formazione, mai come strati o livelli ripetutamente alternati ad altri lito tipi (si veda ad es. la Dolomia di Elto considerata eteropica della Carniola di Bovegno nel foglio "Tirano") o come clasti nell'ambito della Carniola stessa. Ciò spinge gli scriventi a ritenere che le lenti di gessi e/o anidriti attualmente visibili riflettano a grandi linee la forma originaria di tali corpi.

Tenendo presenti anche i principi fisici che permettono ampi movimenti di estesi corpi rocciosi (Hubbert e Rubey, 1959; Rubey e Hubbert,1959) riteniamo la teoria proposta da Masson (1972) come la più adatta a spie gare l'eventuale comportamento di lubrificante della formazione in esa me, che si sarebbe attuato al momento della permeazione dei fluidi ad alta pressione e quindi concomitantemente alla brecciazione della compagine. Il punto non completamente chiarito sta nella provenienza dei fluidi necessari; a nostro giudizio l'invocata disidratazione dei ges si o di formazioni argillose oppure la mobilizzazione di "acque sotter ranee normali particolarmente profonde" (Casati com. pers., in Metzeltin e Vezzoli, 1977) non può procurare una sufficiente quantità di acqua ad innescare la fenomenologia descritta.

⁽⁴⁾ E' interessante notare come questo comportamento lubrificante contrasti drasticamente con il nome tedesco della roccia (rauhwackes rocce ruvide) che ben riflette l'attuale aspetto scabro della roccia; è chiaro che tale aspetto è dovuto all'alterazione superficia le che nulla ha a che vedere con le caratteristiche evidenziate al momento dei potenziali scollamenti.

Il foglio geologico "Tirano" (1969, I ed.) evidenzia in località Passo d'Erbigno l'indentazione di questa formazione con la Dolomia di Elto, l'intercalazione non è stata confermata dalle nostre ricerche che hanno evidenziato piuttosto la sovrapposizione della Dolomia di Elto alla Carniola di Bovegno, nella località citata e in tutte le altre ove entrambe le formazioni affiorano. L'eteropia dovrebbe pertanto essere so stenuta per via indiretta in base a considerazioni cronologiche; sfortunatamente fino ad ora le formazioni in questione non hanno liberato fossili per cui rimane indeterminato se il lasso di tempo che esse rap presentano coincida o meno. L'eteropia quindi a giudizio degli scriventi è un fatto ancora da dimostrare, in ogni caso le due formazioni devo no essere ascritte all'intervallo Scitico sup.- Anisico inf. essendo en trambe delimitate dalle formazioni fossilifere del "Servino" (a letto)e del Calcare di Angolo (a tetto).

DOLOMIA DI ELTO

Formazione tipica dell'area considerata entro la quale esaurisce la sua area di affioramento; affiora tra M. Campione e Pizzo Garzeto (5) ove costituisce la parte più elevata del crinale montuoso che separa le valli Paisco e del T. Clegna. E' suddivisibile in due membri (cartograficamente indistinti) di cui l'inferiore massiccio è costituito da dolomie grossolanamente ed irregolarmente stratificate in grossi banchi:ta le litofacies è assente nella parte mediana dell'area di affioramento (punto quotato 2198 m ad est del passo di Tanerle (6)) mentre aumenta gradualmente procedendo sia in direzione est (Pizzo Garzeto, ove assume il massimo sviluppo) che in direzione ovest (M. Cuel). Il membro su periore è litologicamente formato da alternanze di dolomie, calcari e brecce per lo più sottilmente stratificate e laminate con giunti peli-

⁽⁵⁾ Il toponimo non compare sulla fig. 9, il rilievo è posto immediata mente ad est di M. Elto e non va confuso con passo Garzeto a SO di M. Elto.

⁽⁶⁾ Il toponimo non compare sulla fig. 9, il passo è posto immediata - mente ad est di Cima Sfandita.

tici che, limitati per lo più ad orizzonti centimetrici, raggiungono in qualche caso spessori di uno o più metri; il membro superiore è presente in modo continuo in tutta l'area d'affioramento della formazione. Il passaggio dalle sottostanti formazioni del "Servino" e Carniola di Bovegno è sempre piuttosto netto, sottolineato dalla comparsa di dolomie biancastre grossolanamente bancate o sottilmente stratificate. A luoghi si individua una chiara discordanza angolare, sul cui significato si tornerà in seguito, a luoghi il contatto è sostanzialmente concordante. Il passaggio alla sovrastante formazione avviene in modo piutto sto graduale con ripetute alternanze fra i litotipi tipici delle due formazioni.

Una sezione stratigrafica schematica è rappresentata in fig. 1.

CALCARE DI ANGOLO

Formazione deposta in continuità stratigrafica sulla precedente con le modalità sopraindicate. E' formata da calcari di color grigio scuro e nero, sottilmente e regolarmente stratificati in strati di 10-30 cm tal volta separati da sottili giunti argillosi giallastri. Le superfici di strato sono spesso ondulate per le numerosissime e ravvicinate bioturbazioni, frequenti soprattutto alla base della formazione. Tra i passi di Campelli e d'Erbigno la formazione è solcata da un fitto reticolato di vene calcitiche che conferiscono caratteristiche ornamentali al litotipo, oggetto in passato d'estrazione nei dintorni dei ruderi quotati 1940 m; presenti anche orizzonti riccamente fossiliferi che hanno permesso la datazione all'Anisico medio e inf. (Assereto e Casati,1965). Lo spessore raggiunto nell'area in esame varia tra 250 e 300 m mentre può raggiungere 700 m nella bassa val di Scalve ove è stato suddiviso in due membri; si ritiene che l'ambiente di deposizione fosse neritico con forte e differenziata subsidenza.

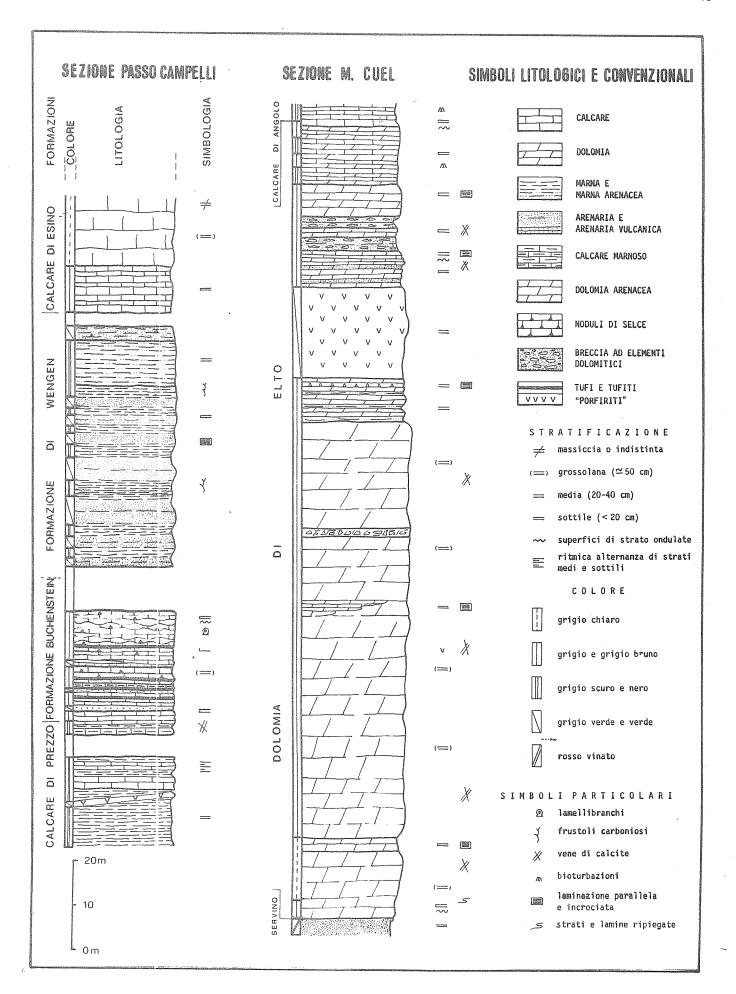


Fig. 1 - Sezioni stratigrafiche di dettaglio di alcune delle formazioni incontrate.

CALCARE DI PREZZO

Formazione costituita da ritmiche alternanze di calcari marnosi neri, marne e marne argillose, fissili, carboniose; quest'ultima facies risulta prevalente nell'area considerata. Il contenuto faunistico è piuttosto ricco (Lamellibranchi ed Ammoniti) ed ha permesso l'attribuzione dell'unità all'Anisico sup. (Assereto e Casati, 1965; Gaetani, 1970); l'ambiente di deposizione è ritenuto di mare profondo sulla scorta del le abbondanti faune pelagiche e dei limitati apporti detritici. La potenza della formazione si aggira, nell'area studiata, attorno a 100-150 m che rappresentano i massimi spessori raggiunti dalla formazione, altrove ridotta a 10-20 m o completamente assente (Alpi Orobie occidenta li). Il contatto è piuttosto netto sia con la formazione soggiacente che con la formazione superiore.

FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN

Formata da calcari grigio scuri e grigio azzurri più o meno silicei ben stratificati, talora nodulari con liste e noduli di selce irregolar mente dispersi nella massa micritica. Intercalati vi sono frequentemente livelli di tufiti e di arenarie vulcaniche che testimoniano la coeva vivace attività vulcanica estesa a tutto il settore lombardo. Poco a sud dell'area esaminata (Angolo) sono presenti ammassi lavici costituiti da porfiriti quarzifere. L'ambiente di deposizione dovette es sere bacinale con locali apporti di materiale vulcanico di deposizione primaria o, in maggior misura, rimaneggiato (arenarie vulcaniche) in conseguenza della tettonica sinsedimentaria concomitante al l'intensa attività vulcanica medio-triassica. I pochi fossili rinvenuti e la posizione litostratigrafica tra formazioni riccamente fossilifere permettono l'attribuzione dell'unità in esame al Ladinico inf.; an che gli orizzonti piroclastici possono guidare le attribuzioni cronolo giche in quanto costituiscono veri e propri livelli guida di posizione

abbastanza sicura in alcune zone lombarde (Muller et Al., 1964, per il Varesotto e Canton Ticino; Pasquarè e Rossi, 1969 per il gruppo delle Grigne). Nella sezione rilevata al passo dei Campelli (vedi fig.l) la formazione evidenzia uno spessore di 30 m che rimane pressochè costante nell'area esaminata.

FORMAZIONE DI WENGEN

Costituita da arenarie quarzose medio-fini, grigio verdi o grigio brune, a stratificazione decimetrica; le arenarie si presentano spesso la minate, contengono numerosi frustoli vegetali ed alcune strutture sedimentarie da essicamento (mud-craks). Localmente sono visibili intercalazioni di marne e marne arenacee grigio nerastre che, procedendo verso zone finitime occidentali (Schilpario), divengono la litofacies prevalente. Le caratteristiche sedimentologiche suggeriscono una evoluzione dell'ambiente deposizionale verso condizioni marine poco profonde mentre l'abbondante fauna (Lamellibranchi e scarse Ammoniti) ritrovata in val di Scalve consente l'attribuzione dell'unità al Ladinico superiore medio.

La formazione di Wengen è eteropica con il Calcare di Esino; nella area considerata è sempre posta alla base dello stesso e nella sezione misurata al passo dei Campelli presenta spessore di 60 m circa.

CALCARE DI ESINO

Potente formazione in cui è scolpita la quasi totalità delle vette del gruppo del Camino-Concarena; essenzialmente costituita da calcari e cal cari dolomitici biancastri, ceroidi, grossolanamente o non stratificati. Il rinvenimento di abbondanti faune a Diplopore, Evinosponge, Crinoidi e coralli, oltre a Lamellibranchi e Gasteropodi, permette di considerare la formazione come deposta in tipico ambiente di scogliera, talora soggetta ad emersioni come confermano parecchie cavità paleocarsi

che riempite da calcite spatica, riconoscibili soprattutto nell'alto bacino del T. Blè, presso Ono S. Pietro.

L'attribuzione cronologica dell'unità al Ladinico superiore è usualmente fatta sulla base di una fauna descritta da Mariani(1899, 1900) al P. Camino (7). Nell'area in esame, la base del Calcare di Esino, sempre da ta dalla formazione di Wengen, è sottolineata dalla presenza di un pacco di calcari e calcari arenacei neri ben stratificati, noti in letteratura col nome di "Esino basale" (Rossetti 1966 a); il limite superio re non è visibile nell'area considerata, ma in aree finitime è usualmente con il Calcare Metallifero Bergamasco; la massima potenza si aggira sui 1000 m.

FORMAZIONE DI BRENO

Unità suddivisa in due membri, il superiore essenzialmente dolomitico, l'inferiore costituito da calcari grigi spesso oolitici, ben stratificati, con subordinate intercalazioni di marne grigio nerastre. Normalmente compresa tra Calcare di Esino (alla base) e Formazione di S. Giovanni Bianco (al tetto), è riferita al Carnico medio-inferiore ed ha una potenza media, in val Camonica, di 400 m.

Nell'area rilevata, la Formazione di Breno è visibile solo in un picco lo affioramento isolato tra depositi incoerenti poco ad est della loca lità "i Fondi"; le caratteristiche litologiche della sequenza sembrano riferibili a quelle del membro inferiore.

⁽⁷⁾ In altre parti della Lombardia (ad es. nel Gruppo delle Grigne o in Val Brembana) l'intervallo deposizionale del Calcare di Esino è in feriore. L'unità può essere infatti eteropica oltre che con la Formazione di Wengen, con la Formazione di Buchenstein, il Calcare di Prezzo e la parte sommitale del C. di Angolo.

FILONI "PORFIRITICI"

La Val Camonica e la Val di Scalve, come molti altri settori delle Alpi Meridionali lombarde, sono costellate da numerosi filoni ed ammassi "porfiritici" di cui spesso risulta difficile stabilire con precisione l'età. Dai rapporti intercorrenti con le formazioni sedimetarie, pare che tali manifestazioni vulcaniche possano essere distinte in gruppi di età diversa: ladinica, carnica e terziaria. In aree limitrofe a quella esaminata, esistono tutti e tre i tipi di vulcaniti; ricordiamo, ad esempio, l'ammasso ladinico della Via Mala presso Angolo, quelli ladinici e carnici del M. Guglielmo, Val Trompia, Val Sabbia, e l'insieme filoniano cenozoico che circonda il plutone dell'Adamello.

Tutte le succitate manifestazioni sarebbero costituite - secondo la let teratura - da "porfiriti" non quarzifere, pirossenico-anfiboliche, o diabasiche; fa eccezione il ricco corteo filoniano associato all'Adamello, di composizione assai varia, e le "porfiriti" ladiniche di Angolo, acide. Queste ultime sono infatti costituite da lave a struttura porfirica manifesta con fenocristalli di plagioclasio spesso zonato (oligoclasio con nuclei di andesina), quarzo corroso e biotite; massa di fondo ricristallizzata a tessitura microgranofirica con scarsi microliti di K-feldspato e plagioclasio; frequente cloritizzazione e plaghe calcitiche secondarie.

Nell'alta Val di Scalve e nella Val Clegna, esistono numerosi corpi filoniani per lo più discordanti, iniettati in formazioni triagsiche comprese tra il "Verrucano Lombardo" ed il Calcare di Esino incluso, la cui messa in posto è quindi sicuramente posteriore all'età di quest'ultima formazione (Ladinico).

Si tratta di filoni orientati preferenzialmente N-S ed E-W secondo l'an damento generale delle direttrici tettoniche locali; la roccia, di color grigio verde o verde scuro mostra una struttura porfirica a prevalenti fenocristalli di anfibolo (orneblenda verde) e subordinati pla -

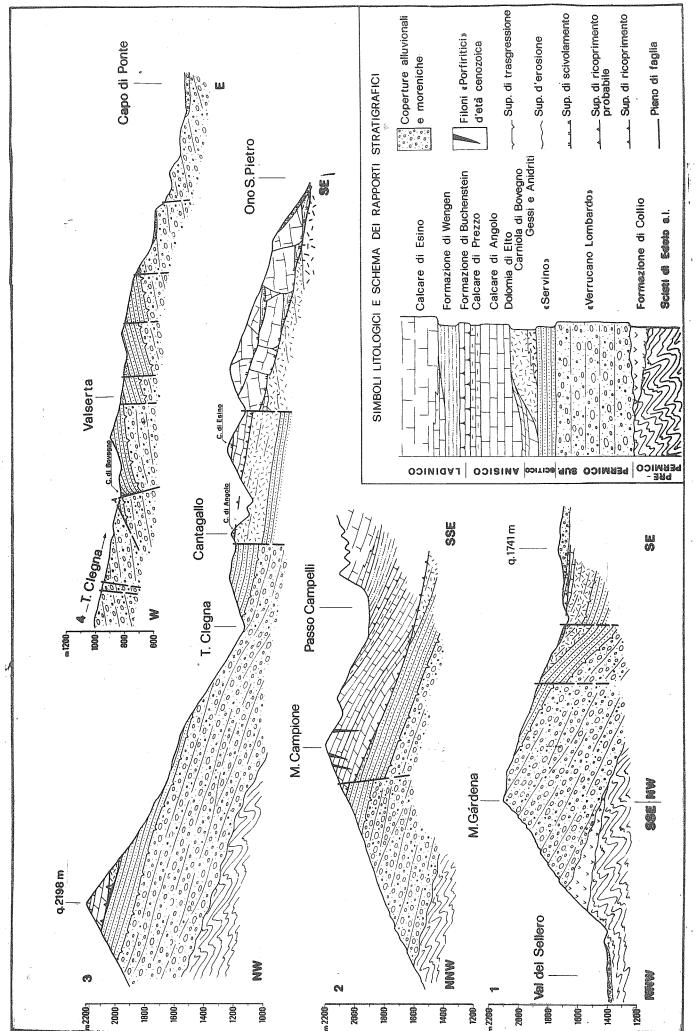
gioclasi, costituenti anche la componente principale della massa di fondo; l'associazione mineralogica è completata da plaghe di calcite secondaria, diffusa cloritizzazione degli anfiboli e numerose granulazioni di ossidi di ferro. Analisi chimiche effettuate su alcuni filoni provenienti da M. Campione (8) evidenziano, per la quasi totalità dei casi, una composizione basaltica moderatamente alcalina (solo in due casi subalcalina e fortemente alcalina in un terzo), con SiO₂ minore del 52%, rapporto normativo An/Ab maggiore del 50% in alcuni casi e minore in altri, ossido di titanio in genere inferiore all'unità percentuale e rapporto Na/K indicativo di rocce in parte sodiche ed in parte da moderatamente potassiche a potassiche.

Nel complesso i campioni esaminati sembrano riferibili a litotipi basaltici orogenici leggermente alcalini, talora tendenti verso andesiti o shoshoniti. (Gregnanin, com. orale).

Queste conclusioni sono però discutibili a causa del profondo stato di alterazione dei campioni analizzati.

Il chimismo normalizzato a 1,50% di P.F. si adegua ai trend orogenici riscontrati nell'Alto Adige occidentale (Gatto et Al., 1976), sebbene questi ultimi mostrino carattere più basico. Tali fatti pertanto non escludono che le "porfiriti" in esame siano legate a fenomeni magmatici terziari, quindi inserite in una fenomenologia di vulcanismo orogenico alpino. Ma permangono tuttavia notevoli perplessità suggerite dai caratteri dei prodotti triassici noti.

⁽⁸⁾ Parte dei risultati sono contenuti in Corbetta e Mariotte, Le "porfiriti" dell'alta Val di Scalve: loro significato geodinamico. Sottotesi inedita, Ist. Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università, Milano 1979).



- Schema dei rapporti stratigrafici e sezioni geologiche (il loro tracciato è indicato sulla fig. 8) ~ Fig.

Depositi Superficiali

L'area esaminata è estesamente ricoperta da depositi superficiali per lo più incoerenti; essi sono stati cartograficamente suddivisi nei seguenti tipi:

DEPOSITI DI VERSANTE

Conprendenti coni e falde di detrito (stabilizzati o in attivo accrescimento), coni misti di detrito-deiezione e, se sufficientemente este si e potenti, coltri eluvio-colluviali.

In questa categoria rientrano anche le brecce di pendio fortemente cementate.

DEPOSITI ALLUVIONALI

I depositi alluvionali, ulteriormente suddivisi in coni di deiezione (attivi o inattivi), depositi torrentizi di fondovalle (terrazzatio me no) e depositi fluvioglaciali, sono in genere semicoerenti.

DEPOSITI PALUSTRI E TORBIERE

DEPOSITI GLACIALI

Depositi glaciali con separazione delle morene würmiane legate al grande ghiacciaio camuno, dalle morene più recenti e di estensione locale delle conche Campione, Campelli, Plaurenti e alto torrente Blè. In especia poi sono state evidenziati i bastioni terminali con morfologia ben distinta.

CONSIDERAZIONI STRUTTURALI

La zona considerata è ubicata sul fianco meridionale della "Anticlinale di Cedegolo", struttura con asse allungato in direzione ENE-OSO che costituisce, secondo De Sitter (1949), uno dei lineamenti strutturali più antichi delle Alpi lombarde.

L'andamento di tale struttura determina l'orientamento fondamentale del le strutture della copertura sedimentaria. Nell'area rilevata infatti, astraendo per un momento dalle complicazioni tettoniche di genesi posteriore, si è in presenza di una successione di formazioni immergenti verso sud, con pendenza via via più elevata, con direzione orientata grosso modo E-O.

Ricoprimenti tettonici

Gli scriventi ritengono che la sequenza sedimentaria di questa zona sia interessata da un'importante discontinuità a giacitura suborizzontale decorrente per lo più al contatto tra la Carniola di Bovegno e le formazioni di Angolo e di Elto che costituisce, a loro giudizio, il motivo strutturale saliente dell'area esaminata.

Tale discontinuità è particolarmente evidente in almeno due zone:

- a) la parte superiore della valle dei Teiassi;
- b) le pendici occidentali e settentrionali di M. Cuel.

Nella prima zona la superficie di discontinuità sub-orizzontale decorre dapprima tra Carniola di Bovegno e Calcare di Angolo e, più a monte all'interno di quest'ultimo. Tale discontinuità è materializzata da una breccia dello spessore di 3 m costituita da clasti eterodimensionali composti prevalentemente da frammenti di Calcare di Angolo ed in minor misura da porfiriti e peliti; è osservabile per poche centinaia di me-

tri essendo ricoperta sia verso valle che verso monte da coltri detritico-moreniche, e probabilmente interrotta da una dislocazione sub-ver
ticale di direzione NE-SO passante per il M. Campione.

Sulle pendici occidentali e settentrionali di M. Cuel la discontinuità interseca trasversalmente i limiti formazionali: dapprima decorre al contatto "Servino" Dolomia di Elto, poi tra "Verrucano Lombardo" e Dolomia di Elto, infine tra "Verrucano Lombardo" e "Servino"; riprende a decorrere tra "Servino" e Dolomia di Elto lungo il versante orientale di M. Cuel ove il suo decorso è evidenziato da discontinuità angolari (fig.3) e lame tettoniche di brecce a clasti di composizione estremamente eterogenea. (9).

Al di fuori delle due zone sopraddescritte la presenza del piano di scorrimento non è altrettanto chiara per la sostanziale continuità del la sequenza stratigrafica, ma può essere ragionevolmente supposta in base a considerazioni indirette.

Lungo il versante occidentale di M. Campione, posto tra le zone soprad descritte, l'eccezionale riduzione di spessore evidenziata dal "Servino" immediatamente a nord di malga Giovetto (10), che si contrappone al lo spessore uniforme che questa formazione presenta, non solo nell'ambito dell'area rilevata, ma in tutta la Lombardia, fa pensare ad una riduzione tettonica. Ciò suggerisce anche che tutto il pacco roccioso, costituente la Carniola di Bovegno può essere considerato, nel suo insieme, il "piano" strutturale che graficamente può essere evidenziato tanto alla base quanto alla sommità della formazione stessa.

Sulla carta geologica allegata in questo settore è stato tracciato alla base della formazione, essendo la sommità mancante in seguito all'in nalzamento del blocco operato dalla già citata faglia con decorso NE-SO.

⁽⁹⁾ Tali brecce sono state considerate carniale poligeniche riferibili alla Carniola di Bovegno.

⁽¹⁰⁾ Il toponimo non compare sulla fig. 9, la malga è posta tra M. Campione e M. Gardena, nella zona delle miniere di Ba.

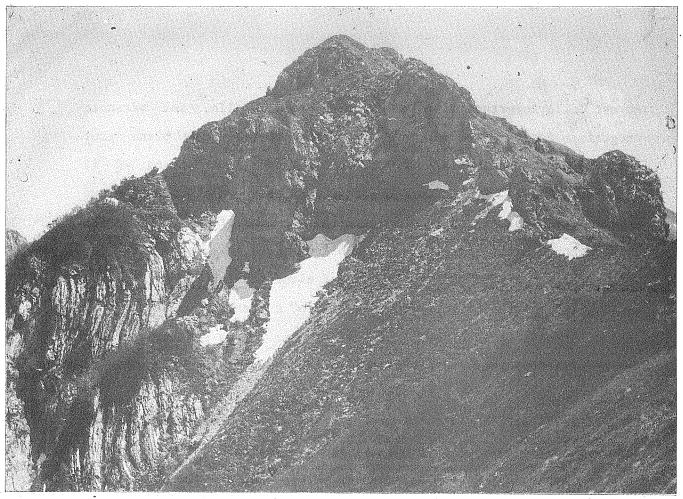


Fig. 3 - Versante settentrionale del M. Cuel: "Servino" con giacitura subverticale soggiacente alla Dolomia di Elto con giacitura suborrizzontale.

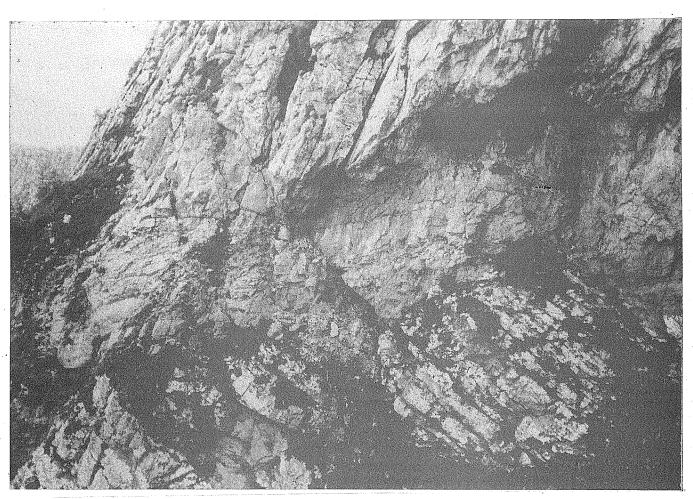


Fig. 4 - Versante settentrionale di Cima Sfandita: contatto discordante (tettonico?) tra il "Servino", immergente a sud, e la Dolomia di Elto.

Ad est delle coperture moreniche delle baite del Mella, sul versante orografico destro della valle del T. Clegna, il decorso del piano strut turale è stato continuato al limite tra la Carniola di Bovegno ed il Calcare di Angolo. Questa interpretazione ci pare sufficientemente suffragata dalle caratteristiche tessituriali evidenziate dalla Carniola di Bovegno: a tratti costituisce una breccia poligenica ed a tratti costituisce la "matrice" di una breccia ad elementi eterodimensionali di porfiriti. Inoltre, in località "Cantagallo" è presente un lembo di Calcare di Angolo, isolato dall'erosione, che per la sua giacitura non può essere stratigraficamente ricollegato al substrato sul quale appoggia e che assume quindi il significato di klippe.

Il decorso di tale contatto strutturale viene ricoperto più ad est da successivi scivolamenti comprendenti lembi di Calcare di Esino e Formazione di Wengen. Di questi scivolamenti si parlerà più oltre (11).

Sul crinale che delimita l'opposto fianco della val Clegna, e collega Cima Sfandita con M. Elto e pizzo Garzeto, alcuni dati sembrano suggerire la prosecuzione del principale piano di discontinuità. Per tale settore non è tuttavia sostenuta con certezza data la non univocità con cui i dati di campagna possono essere interpretati. Essi consistono nel la:

1) presenza di lievi discordanze angolari tra le due formazioni sopracitate (fig. 4), esse possono essere interpretate come la testimonianza del movimento relativo dei corpi rocciosi a contatto ma potrebbero anche essere ricollegate a fasi tettogenetiche eo-triassi

⁽¹¹⁾ Ad uno di tali scivolamenti (piuttosto che al motivo tettonico principale sopra illustrato) gli scriventi ritengono vada imputata la contrapposizione tra "Verrucano Lombardo" e Formazione di Wengen visibile sugli opposti contrafforti della Val Clegna all'altez za delle baite del Mella. Lo sperone scivolato viene a ricoprire sequenze anisiche affioranti ad est (Plemort) e ad ovest (Conca Campione) che appaiono perfettamente correlabili.

- che (montenegrine) che potrebbero aver causato il basculamento del "Servino" antecedentemente la deposizione delle sequenze anisiche;
- 2) presenza di poco estese lenti di Carniola irregolarmente interposte tra "Servino" e Dolomia di Elto, che potrebbero quindi assumere il significato di lame tettoniche;
- 3)-presenza di locali scompaginamenti entro la Dolomia di Elto interes santi tanto il membro massiccio quanto il membro sottilmente stratificato evidenziati da pieghe talora a piano assiale suborizzontale (fig. 5).

Gli scriventi ritengono dunque, in accordo con quanto prospettato da Rossetti (1966 b) ed in contrasto con De Sitter (1949, pag. 234) e la cartografia italiana alla scala 1/100.000, che il massiccio carbonatico della Concarena sia alloctono.

Occorre da ultimo esaminare la possibilità del collegamento dell'accavallamento qui delineato con l'accavallamento del Pizzo Camino, collegamento già suggerito da Rossetti (1966 b) che ha introdotto la dizione di "sovrascorrimento dell'alta valle di Scalve" per la designazione
di entrambi.

L'elemento strutturale del Pizzo Camino ha come base orizzonti stratigrafici d'età carnica (generalmente la formazione di S. Giovanni Bianco); l'elemento della Concarena-M. Cuel orizzonti stratigrafici d'età per lo più scitica (generalmente la Carniola di Bovegno). Per ammettere il loro collegamento occorre quindi presupporre un rapido approfondimento della base dell'alloctono verso orizzonti stratigrafici più antichi in direzione NE.

Tale approfondimento dovrebbe realizzarsi proprio nel breve tratto di circa 2 km, coperto da depositi superficiali, che separa le propaggini orientali dell'elemento strutturale del Pizzo Camino dalle propaggini occidentali dell'elemento della Concarena-M.Cuel.

A favore di questa possibilità vi è la tendenza evidenziata dal tratto





Fig. 5 - Scompaginamenti e pieghe con piano assiale suborizzontale entro la Dolomia di Elto, a) versante nord del crinale tra passo Garzeto e Cima Sfandita, b) versante nord di M. Elto.

più orientale dell'elemento del Pizzo Camino, esso ricopre infatti le Formazioni di S. Giovanni Bianco, di Breno e di Gorno (nell'ordine da ovest ad est).

Agli scriventi sembra tuttavia che tale modesto approfondimento vada vi sto come l'espressione di una locale variabilità e non come di una ten denza che continua e si incrementa verso est.

Tale variazione è dello stesso tipo ed ordine di grandezza delle varia zioni mostrate dall'elemento della Concarena-M. Cuel che, per quanto ge neralmente sovrapposto alla Carniola di Bovegno, può localmente interessare anche il "Verrucano Lombardo", il "Servino" e il Calcare di Angolo.

Non si ritiene quindi sufficientemente provata l'unitarietà degli elementi strutturali Camino e Concarena e si suggerisce che essi possano invece rappresentare due elementi tettonici sovrapposti.

Faglie

Nell'area esaminata, sono pure presenti, numerose faglie alcune delle quali probabilmente antecedenti il formarsi della predetta superficie di accavallamento, mentre altre sono successive e ne interrompono la continuità.

Uno dei lineamenti più dibattuti della zona è costituito dalla faglia dell'alta Val di Scalve ipotizzata per la prima volta da De Sitter (1949) sotto le coperture alluvionali e detritiche dell'omonimo tratto di valle che interessa l'estremità occidentale dell'area presa in considerazione. L'Autore citato la correla geneticamente all'anticlinale di Cedegolo al cui asse risulta parallela e simmetrica rispetto alle li nee del Sellero e della Gallinera. Tutti questi leneamenti strutturali sono ritenuti coevi.

Presupporre l'esistenza di una faglia sotto le coperture dell'alta Valle di Scalve sembra agli scriventi sufficientemente giustificato.

Sugli oppostiversanti dell'alta Val di Scalve affiorano sequenze di di versa posizione litostratigrafica e lo spazio intermedio, ricoperto dal le formazioni incoerenti recenti, non è sufficiente a contenere le sequenze intermedie. Nell'ambito dell'area considerata, alla altezza del la località denominata "i Fondi", il versante orografico destro della valle è costituito da "Servino", che giunge fino a fondovalle (12),men tre sul lato opposto la sequenza riprende con l'Argillite di Lozio. De Sitter riteneva che tale disturbo tettonico si estinguesse già ad ovest del passo dei Campelli per la supposta continuità stratigrafica ivi esistente; per quanto detto nelle pagine precedenti tale linea potrebbe invece essere ricoperta in quell'intorno dall'unità della Concarena-M. Cuel; si potrebbe quindi ricercarne la prosecuzione nella valle del T. Clegna, ad est delle baite del Mella.

Ivi il reticolato di faglie presenti è pouttosto complesso e di difficile interpretazione, alcune evidenziano però un decorso NE-SO (dintor ni di Cantagallo) con abbassamento del blocco posto a SE. E' difficile poter indicare con esattezza quale di queste linee in particolare possa rappresentare la prosecuzione della linea della val di Scalve, e,ad avviso degli scriventi, di secondaria importanza rispetto la constatazione della perfetta congruenza che questo fascio mostra con le linee del Sellero e della Gallinera le quali assumono un decorso SO-NE, con componente verso nord progressivamente più accentuata passando da occidente (Valle del Sellero) verso oriente (Valle Camonica).

Le faglie sopraddescritte provocano una gradinata tettonica verso il fondovalle camuno, particolarmente evidente nel tratto terminale del T. Clegna nei dintorni di Cemmo e Pescarzo per il netto riscontro morfolo gico accompagnato dalla ripetizione della successione "Servino" - Carniola di Bovegno (fig. 2, sez. 4).

⁽¹²⁾ Rossetti (1966 b) cartografa erroneamente Carniola di Bovegno, que sto Autore segnala anche in località Pradella il contatto tettoni co fra il "Servino" e l'Anisico autoctono, gli scriventi non sono riusciti a ritrovare tale affioramento.

Nell'inciso del T. Clegna, sono visibili anche nel tratto indicato due faglie inverse con piano immergente verso 0, di esse non è stato possibile individuarne la prosecuzione sugli opposti fianchi vallivi; quella più occidentale, che sottopone il "Servino" al "Verrucano Lombardo", potrebbe raccordarsi alla faglia inversa che interseca il T. Cristino in località Perseghinega (13) provocando lo stesso tipo di contatto. Faglie con decorso E-O N-S interrompono la continuità dei lineamenti tettonici precedenti contribuendo, come già detto, a rende re piuttosto confusa la locale situazione strutturale (14). Di più semplice interpretazione il reticolato di faglie nel settore più occidentale dell'area che risulta più recente del ricoprimento tet tonico in quanto ne scompone la continuità. Una dislocazione ad andamento NE-SO interseca trasversalmente i fianchi settentrionali del M. Campione e del M. Cuel prolungandosi, secondo il f. geologico "Tirano", ben oltre la val Paisco fino ad intersecare la linea del Sellero che ne risulterebbe dislocata. Secondo il foglio geologico la disloca zione in esame è collegata verso sud con la linea suborizzontale dell'alta valle d'Erbigno e termina con quest'ultima; è stata invece accertata la sua prosecuzione fino al punto quotato 1644 m della media Val dei Teiassi e l'indipendenza, geometrica e cronologica, dal piano suborizzontale predetto che delimita il ricoprimento della Concarena-M. Cuel.

E' pure presente nell'area un fascio di dislocazioni con piano subverticale di direzione N-S; esse sono particolarmente evidenti lungo il crinale che collega M. Colli con Pizzo Garzeto e sembrano costituire i lineamenti tettonici più recenti dell'area esaminata.

⁽¹³⁾ Questi toponimi non sono reperibili in fig. 9, il T. Cristino con fluisce nel T. Clegna presso Pescarzo, Perseghinega è una cascina posta 1 km a NNO di Pescarzo.

⁽¹⁴⁾ Nella carta geologica redatta dagli scriventi essa differisce sen sibilmente da quanto evidenziato nel foglio geologico "Tirano".

In corrispondenza della faglia più occidentale di questo sistema (ovest della cima di M. Colli, appena al di fuori dell'area cartografata) l'esame delle foto aeree ha evidenziato una modesta (~30 m) ma netta sfasatura orizzontale della linea di displuvio, elemento morfologico che suggerisce l'attività della dislocazione in età estremamente recenti. Per quanto riguarda il settore meridionale, e cioè i contrafforti rocciosi formati dal Calcare di Esino, dall'esame delle foto aeree è stato desunto un reticolato estremamente denso di fratture che ben si accorda con il comportamento rigido di questa formazione rocciosa. Esse si possono raggruppare in un triplice sistema: l'uno con direzione E-O, ove si ha il maggior addensamento e sviluppo orizzontale, gli altri con direzioni coniugate NO-SE e NE-SO. Nella maggior parte dei casi esse si intersecano senza evidenziare reciproci rigetti orizzontali per cui non è possibile indicarne la successione cronologica.

Scivolamenti gravitativi

A nord-ovest di Ono S. Pietro è nota da tempo l'esistenza di una vasta placca di Calcare di Esino ricoprente la successione del Trias medio-in feriore; dagli Autori è interpretata come scivolamento in tempi recenti dalle pareti orientali della Concarena. Più precisamente, secondo Ros - setti(1966 b), la massa sarebbe franata in periodo post-glaciale poichè giace in posizione anomala su formazioni già modellate dall'azione dei ghiacciai; lo stesso Autore segnala un'altra placca, di dimensioni inferiori, in località Pizzo degli Orti, dove però gli scriventi hanno constatato la presenza di Calcare di Esino autoctono ed indisturbato (15)

⁽¹⁵⁾ Riteniamo che l'esatta ubicazione di questa placca, che lo stesso Rossetti (1966 b) considera separata dalla precedente solo dall'azione erosiva del T. Blè, sia da porre in località "la Tavola" alla testata del T. Blè stesso; il Pizzo degli Orti è invece conside revolmente spostato più a sud, oltre l'incisione del T. Glera.Questa sembra essere anche l'opinione di Casati e Pace (1972), come si intuisce dall'esame della fig. 25, pag. 44 (op. cit.).

Oltre alle masse sopra citate, ne esistono númerose altre, sinora sfug gite all'osservazione e che verranno ora illustrate brevemente.

La zolla scivolata di maggiori dimensioni rimane quella a NO di Ono S. Pietro. Costituita da due scaglie sovrapposte (16) con duplicazione te stimoniata da esili livelli di siltiti ed arenarie della Formazione di Wengen presenti alla base di ciascuna.

La scaglia inferiore ha un'estensione di circa 2 km² ed è sovrapposta alla Carniola di Bovegno ed al Calcare di Angolo; la superiore, di circa 0,2 km² è sovrapposta alla prima con piano di accavallamento intuibile tra Persaniga e B.te del Duil (17).

Immediatamente a nord di queste, presso B.te Nuade, esiste una massa più piccola sovrapposta con contatto a franapoggio alle formazioni medio triassiche mentre massi scivolati di dimensioni ancora più ridotte, probabilmente crollati dalle pendici delle Corna Rosse, si ritrovano lungo il pendio tra B.te Natù ed il T. Blè, in posizione meridio nale rispetto agli affioramenti prima citati.

Anche sulla destra idrografica dell'alto vallone del T. Blè, in località "la Tavola", è visibile una discreta placca di massi disarticola
ti di Calcare di Esino franati dalle pareti prospicenti, circa 1 km ad
est della Cima della Bacchetta. Questa massa è con ogni probabilità da
identificare con quella citata da Rossetti (1966 b) e Casati e Pace
(1972).

Il numero e la distribuzione delle altre zolle sradicate appare chiara mente dalle figg. 8 e 9.

Caratteristica comune a tutte queste masse è quella di essere molto ca taclasate, con piani di movimento molto inclinati verso est e giacitura dei piani di stratificazione - ove visibili e conservati - discordanti rispetto a quelle delle formazioni soggiacenti; tutto ciò sembra

⁽¹⁶⁾ Contrariamente a quanto cartografato in precedenza (Erdman, 1941; De Sitter, 1949; F. Geol. n. 19 "Tirano", 1969).

⁽¹⁷⁾ Toponimi non reperibili in fig. 9, indicano cascine poste a mezza strada tra Ono S. Pietro e Pescarzo.

confermare un meccanismo di messa in posto di tipo gravitativo, con scivolamento delle scoscese pareti della Concarena lungo pendii a forte gradiente topografico; il movimento è stato con ogni probabilità agevo lato dalla presenza, alla base del Calcare di Esino, di litotipi meno competenti come le arenarie e le siltiti sottilmente stratificate della Formazione di Wengen.

Tuttavia l'affermazione secondo cui tali scivolamenti siano avvenuti in epoca postglaciale non pare trovare obiettivi riscontri sul terreno.

Le quote massime raggiunte dal grande ghiacciaio dell'Oglio (18) sono sempre al di sopra delle quote massime di affioramento delle masse scivolate (1200-1300 m); la loro messa in posto in epoca postglaciale,quin di, avrebbe dovuto causare brusche differenze morfologiche lungo il profilo di valli già modellate. Questo non avviene, ed anzi tutte le masse sono di solito poste in risalto dall'azione erosiva recente dei principali torrenti (per es.: Blè, T. Glera). L'età degli scivolamenti non può essere quindi riferita all'Olocene (De Sitter, 1949) o al post-glaciale (Rossetti, 1966 b; note ill. F. "Tirano", 1971), ma è da considerare precedente.

CONCLUSIONI E CONSIDERAZIONI SUI MECCANISMI DINAMICI

I dati geologici raccolti suggeriscono la seguente successione di even ti:

1) Formazione di pieghe e di faglie ad asse diretto OSO-ENE, tendenti ad assumere direzione SO-NE nel settore più orientale; di questo si stema fa parte l'anticlinale di Cedegolo, il cui fianco meridionale

⁽¹⁸⁾ In base a ritrovamenti di ciottoli di "Verrucano Lombardo" di provenienza settentrionale, l'altezza massima del ghiacciaio camuno è stata stimata, in zona, non superiore a quota 1600 m (Dosso Isiga, alcuni chilometri a SO di Cerveno).

interessa l'area esaminata, e la faglia dell'alta Val di Scalve, la cui esistenza è sostenuta sulla base di considerazioni indirette.

- 2) Messa in posto dei ricoprimenti della Concarena-M.Cuel (+ M. Elto?)
 e del Pizzo Camino (appena a ovest dell'area esaminata). La base di
 questi elementi strutturali corrisponde ad orizzonti stratigrafici
 piuttosto precisi.
- 3) Formazioni di faglie ad orientazione N-S ed E-O con probabile riattivazione di alcune faglie appartenenti al sistema precedente che
 vanno ad intersecare e scomporre i ricoprimenti precedentemente for
 matisi.
- 4) Scivolamenti epigliptici di limitate porzioni dell'elemento alloctono della Concarena lungo il versante vallivo prospiciente la Val Camonica e (?) il versante destro della valle del T. Clegna. Scivolamenti lenti in atto (Cima Sfandita).

La successione di eventi esposta collima con quella proposta da De Sitter (1949, 1960-63) e Gaetani & Jadoul (1979) per adiacenti settori del le Alpi bergamasche.

Il meccanismo di formazione dei lineamenti più antichi, 1), è attribuito a compressione regionale da De Sitter (1956) mentre vengono correlati a spinte verticali inquadrabili nell'ambito della "fase molassica" della tettogenesi alpina da Van Bemmelen (1966).

De Jong, allievo di quest'ultimo, ne ribadisce il concetto nel 1967 e 1979 suffragandolo con considerazioni tratte dalla meccanica delle rocce (1967, fig. 2).

La "fase molassica" della tettogenesi alpina è ascritta al Terziario medio (Van Bemmelen, 1973, pag. 49) e coincide con buona approssimazio ne con la "fase Meso-alpina" (Eocene sup. - Oligocene inf.) di Trümpy (1973), costituente, per quest'ultimo Autore, il principale evento deformativo (e metamorfico) delle Alpi Centrali.

I dislivelli generati dai lineamenti strutturali descritti costituisco no la premessa per le successive traslazioni a componente per lo più orizzontale che quindi assumono il significato di scivolamenti gravitativi verso sud.

-Anche gli scriventi concordano con questa interpretazione che ritengono suffragata anche dal fatto che le masse alloctone conservano una so
stanziale concordanza stratigrafica con il substrato (per lo meno lungo i tratti in cui il contatto è esposto) sul quale si sono mosse in
corrispondenza degli orizzonti lubrificanti costituiti dalla Carniola
di Bovegno (19) e dalla formazione di S. Giovanni Bianco.

Gli elementi alloctoni ricoprono localmente i lineamenti strutturali precedentemente individuatisi. Nell'area considerata ricoprono la faglia dell'alta Val di Scalve nei dintorni del passo dei Campelli.

L'età di questi scivolamenti è correlabile a quella delle manifestazioni porfiritiche, esse risultano immediatamente precedenti ("porfiriti" brecciate entro la Carniola) e susseguenti (filoni porfiritici entro i piani di movimento) gli scivolamenti. Essi risultano quindi ascrivibili all'Oligocene e sono da ritenersi verosimilmente isocroni con gli al tri grandi ricoprimenti delle Alpi bergamasche (Grigne, Resegone, Presolana, ecc.).

Gaetani & Jadoul (1979) vedono in essi la prova di raccorciamenti crostali superiori al 100%; un tale assetto dell'epidermide sedimentaria non coinvolge necessariamente il basamento cristallino che può rimanere re relativamente indisturbato come evidenziano gli schemi di De Jong (1973, fig. 8) e Van Bemmelen (1973, fig. 9) e ricollegabile ad una tettonica di tipo gravitativo.

Si aggiunga che i frequenti indizi di movimento osservabili al contatto tra lo zoccolo cristallino e la copertura sedimentaria in tutte le Alpi bergamasche suggeriscono che l'assenza di copertura nelle aree più

⁽¹⁹⁾ L'attribuzione di piano di movimento alla Carniola di Bovegno è stata fatta non tanto sulla base del comune convincimento di lubrificante tettonico assegnatole dagli Autori, quanto per le evidenze effettivamente osservate.

settentrionali del crinale orobico sia dovuta a denudamento tettonico piuttosto che ad erosione.

Successive espressioni della tettonica gravitativa sono individuabili negli scivolamenti epigliptici precedentemente ricordati. Essi costituiscono verosimilmente la risposta a riattivazioni recenti di alcune delle faglie già in precedenza individualizzate; il movimento non sembra tuttavia così recente come comunemente ammesso in letteratura (post glaciale): viene qui suggerito di retrodatarlo ad una fase immediatamente precedente (tardo-Pliocene ?).

Vi sono poi chiari indizi morfologici della persistente attività sia di movimenti connessi a faglie verticali, sia di movimenti connessi a sci volamenti lenti lungo pendii.

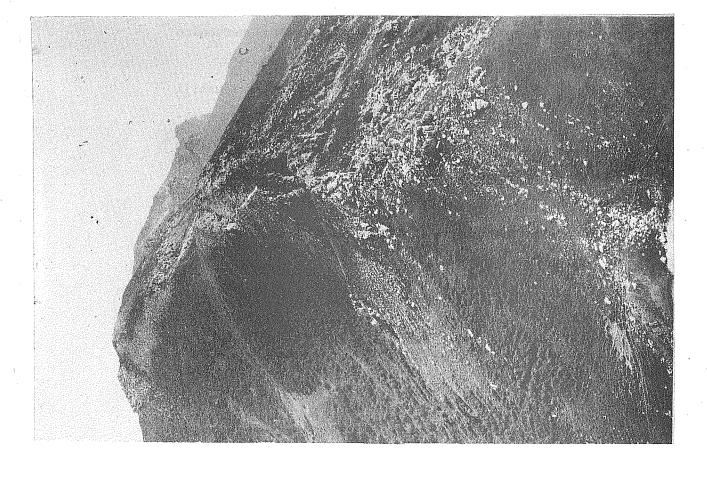
Nell'ambito dei primi ricordiamo la sfasatura della linea di displuvio nei pressi di M. Colli, nell'ambito dei secondi i vari prismi rocciosi costituiti da Dolomia di Elto in scivolamento lungo il versante meridionale di Cima Sfandita (fig. 6) con conseguente apertura delle fratture ad orientamento E-O che hanno provocato la loro disgiunzione e formazione di spazi beanti solo in parte riempiti dai detriti.

APPENDICE MINERARIA

Cenni storici

L'antico nome della Val di Scalve (Vallis Decia) e del fiume che la percorre (20) derivano dal nome dell'imperatore romano Decio Augusto, feroce persecutore di Cristiani e con ogni probabilità assiduo fornitore di mano d'opera (damnati ad metalla) per le miniere scalvine.

⁽²⁰⁾ Ancor oggi in dialetto bergamasco chiamato "Dec", da cui la dizione italiana di Dezzo.



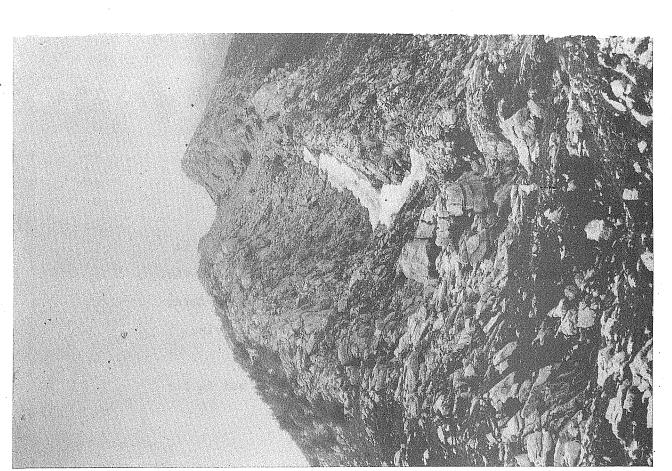


Fig. 6 - Cima Sfandita, a) vista generale con M. Elto sullo sfondo, b) particolare della cima.

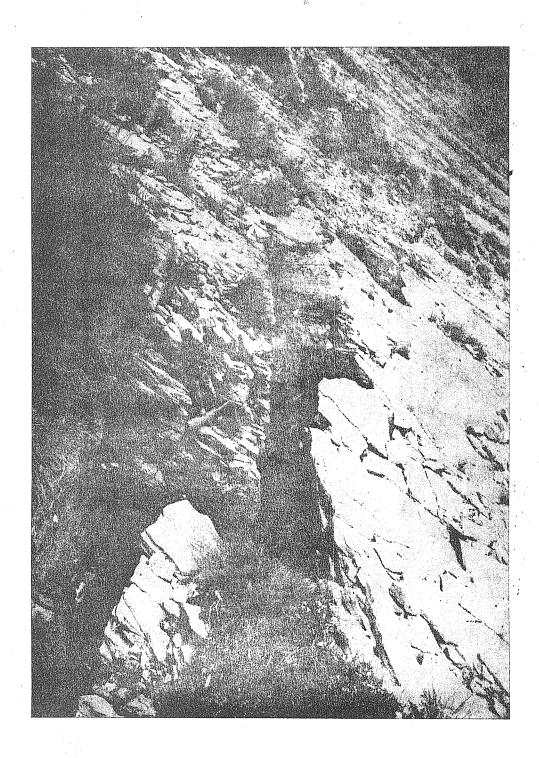
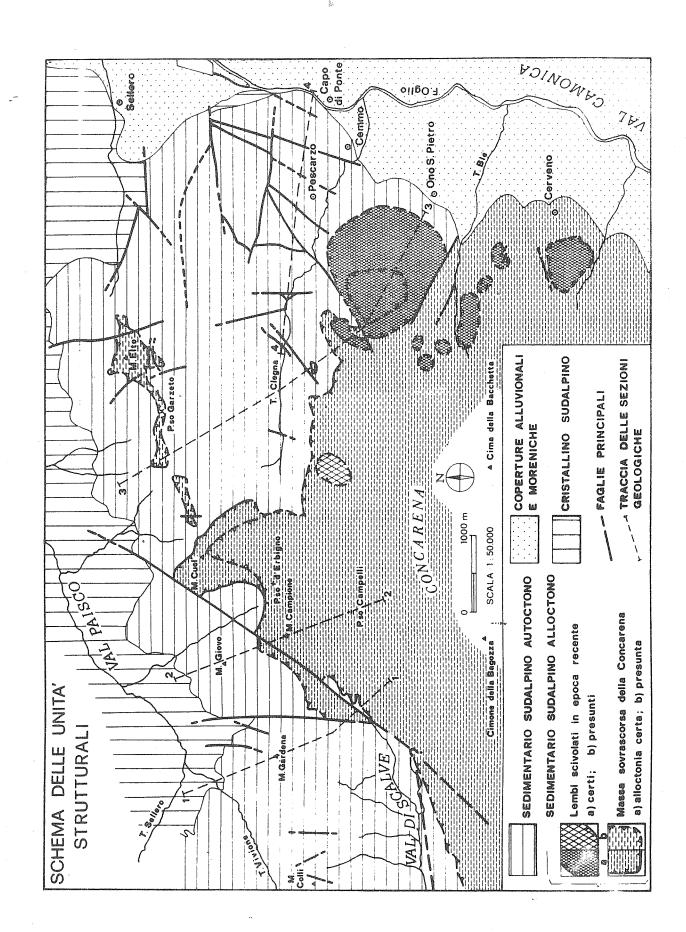


Fig. 7 - Versante meridionale di M. Colli: frattura beante entro il "Servino" con rigetto verticale variabile, circa 50 cm in primo piano ove è massimo; trovandosi in area oggetto in passato di intensa coltivazione mineraria può essere connessa a collasso di gallerie sotterranee.



Da allora i giacimenti di ferro in questione hanno sempre avuto una importanza fondamentale per l'evoluzione politico-economica della regione, come attestano ripetutamente numerosi documenti giunti sino a noi. Notizie storiche desunte da Bonaldi (1965) e Frumento (1963) riferiscono che il documento più antico risale all'imperatore Enrico II, ed è del 1047; in esso si concede agli abitanti della Val di Scalve il previlegio di vender metallo senza pagar gabella. E' opinione diffusa che tali concessioni non siano che la riconferma di antichi diritti che dovrebbero risalire all'imperatore Ottone I, se non a tempi ancor più antichi. Il diploma di Enrico II venne ribadito e ampliato da Enrico VII di Lussemburgo nel 1311, tutti i privilegi confermati dai Visconti e, nel 1428, dalla Repubblica di Venezia.

Tracce dell'importanza ch'ebbero le miniere di ferro per gli abitanti della valle, e non solo per essi, traspare dagli stessi "Statuti, ordini et leggi di tutta la Valle di Scalve" compilati per la prima volta nel 1372, ed aggiornati nel 1578, che, per quanto concerne l'attività mineraria, dovettero tener conto di una tradizione pressocchè millenaria (21). L'importanza delle miniere è confermata, negli Statuti, da articoli che negano il diritto di posseder concessioni agli stranieri e ad estranei alla valle. Il diritto di posseder miniere fu eccezionalmente concesso alla famiglia Soagher, di origine tedesca, a titolo di compenso per aver insegnato il modo di fabbricare e usare la polvere da mina verso la metà del XVII secolo.

Ancora all'inizio del secolo corrente Stella (1921) attribuiva notevole peso ai giacimenti di ferro scalvini, inserendoli in uno dei
cinque gruppi minerari in cui l'Autore divideva la sottozona bergamasca del distretto minerario delle Prealpi Lombarde. Attualmente le
miniere non sono più coltivate, ma in tutta la zona rimangono tracce
di tale intensa attività secolare; l'ubicazione delle maggiori coltivazioni è indicata in fig. 9.

⁽²¹⁾ La regolamentazione dell'attività mineraria è trattata nel capitolo "De Ferrariis, et modo ferrariae, et metallis; l'edizione del 1372 è in latino, quella del 1578 in italiano, ma conserva in latino i titoli dei capitoli.

Alcuni dati riguardanti l'estrazione del minerale (di Colbertaldo, 1958; Brigo et Al., 1975), riferentisi a cinque fra le più importanti miniere della zona di Schilpario (22), in periodo di sfruttamento regolare (1939-1943), indicano una produzione annua di circa 49.000 ton con tenori di 28-35% in Fe e 3-4% in Mn.

La coltivazione della barite non vanta la millenaria tradizione della siderite e, per quanto riguarda i giacimenti della Val di Scalve, si hanno poche notizie. Tuttavia questa rimane l'unica industria estrattiva ancora funzionante nella zona. In Val di Scalve si estraevano, sino a una decina di anni or sono, 15.000-20.000 ton annue di barite.

Cenni geologici

I giacimenti di ferro scalvini sono costituiti essenzialmente da siderite in lenti e banchi concordanti entro la formazione del "Servino", e da campi filoniani discordanti entro il "Verrucano Lombardo". Questi ultimi, costituiti da un complesso di filoni con vene secondarie e zone di impregnazione irregolare, sono assai meno importanti dei primi. Secondo Bianchi e Dal Piaz (1960) nel "Servino" della Val di Scalve sarebbero visibili cinque banchi mineralizzati denominati, dal basso: Pannello, a circa 30 m dalla base della formazione, spessore 1-3 m , grana del minerale media; Gruffone, separato dal precedente da pochi metri e talora coltivato insieme ad esso, spessore circa 3m, grana molto grossolana; Lignola, a circa 100 m dalla base della formazione, spessore circa 1 m, grana minuta; Lignolino, a 0,50 m dal precedente e talora non distinto da quello, spessore 0,30-0,40 m; Gruffella, a circa 20 m dal Lignola, spessore del banco, talora sdoppiato, circa 1 m, grana media (vedi fig. 39 in di Colbertaldo, 1958). I minerali utili dei banchi sono costituiti da siderite più o meno manganesifera, talora accompagnata da limonite ed idrossidi di manganese come ossidazione della siderite; presente anche l'ematite, ma raramente in percentuale utile. La ganga è formata da quarzo, calcite,

⁽²²⁾ Ci si riferisce alle concessioni: Spiazzo, Meraldo-Falk, Stentada, Ortasolo, Barisella.

barite in proporzioni variabili, oltre ad elementi argilloso-arenacei della formazione incassante.

I banchi mineralizzati sono spesso rigettati da faglie subverticali, di direzione prevalente N-S e NO-SE, con spostamenti di parecchie decine di metri (fino a 70-100 m).

Le mineralizzazioni in questione, in contrasto con l'interpretazione metasomatica della bibliografia meno recente (Stella, 1921; Micheletti, 1954; di Colbertaldo, 1958; Bianchi e Dal Piaz, 1960), sono oggi considerati di evidente origine sedimentaria (Brigo et Al., 1975 (23)). Per quanto riguarda i giacimenti di bario esistono nella zona ancora due miniere attive. La prima è ubicata presso il passo del Giovetto, lungo le pendici occidentali di M. Campione, ed è costituita da un corpo filoniano avente direzione N-S, incassato nella formazione del "Servino" e, per un limitatissimo tratto, nella Dolomia di Elto. La seconda miniera è arroccata sul fianco orografico destro della Val Paisco, lungo le pendici settentrionali della cima quotata 2198 m; essa sfrutta un corpo filoniano avente direzione N-S incassato nel "Verrucano Lombardo".

Nelle miniere scalvine il solfato di bario è nettamente prevalente sul carbonato di bario; oltre ad essi puo essere presente la celestina, la fluorite, la calcite, il quarzo, ed una certa percentuale di blenda, galena è ferro (Porro, com. orale, 1972). Secondo quest'ultimo Autore le formazioni carbonatiche sigillerebbero le fratture mineralizzate e le coltivazioni del M. Campione sarebbero state fermate verso sud proprio in concomitanza con l'inizio delle sequenze carbonatiche. Poi chè i giacimenti filoniani di barite si accompagnano sempre ai banchi sideritici, Brigo et Al. (1975) riconducono la genesi dei filoni a Ba a processi di mobilizzazione e riconcentrazione, probabilmente o possibilmente alpina, delle mineralizzazioni stratiformi.

⁽²³⁾ Già alcuni vecchi Autori (Polli e Lucchetti, 1879) ritenevano tuttavia che la giacitura stratoide dei banchi mineralizzati fosse indicativa della loro origine sinsedimentaria.

BIBLIOGRAFIA

- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) Revisione della stratigrafia permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia). Riv.It.Pal. Strat., 71,999-1077.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1960) Relazione geologico-mineraria sui giacimenti di Schilpario. CEDAM ed., Padova.
- BONALDI E. (1965) L'antica Repubblica e Comunità di Scalve. Vol.di 366 pagg., Scuola Grafica Salesiana ed., Milano.
- BORIANI A., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., von RAUMER J. & SASSI F.P. (1974) Caratteri, distribuzione ed età del metamorfismo prealpino nelle Alpi. Negli Atti del colloquio sul tema: "L'orogenesi ercinica nelle Alpi". Mem. Soc. Geol. It., 13, supplem. 1, 165-225.
- BRIGO L., BRUSCA C., OMENETTO P. & PERNA G. (1975) Alpi centro-orientali. Nella Memoria Illustrativa della Carta Mineraria d'Italia, (Castaldo G., Stampanoni G., coord.), 14, 213 pagg., Roma.
- BRÜCKNER W. (1941) Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. Ecl. Geol. Helv., 34, 117-134.
- BRUNNSCHWEILER R.O. (1948) Beiträge zur kenntnis der Helvetischen Trias ostlich des Klausenpasses. Mitt. Geol. Inst. Univ. Zurich, serie C, 33, 166 pagg.
- CADISCH J. (1953) Geologie der Schweizer Alpen. Vol. di XI+480 pagg., Wepf & Co. ed., Basel.
- CASATI P. & GNACCOLINI M. (1967) Geologia delle Alpi Orobie occidentali. Riv. It. Pal. Strat., 73, 25-162.
- CASATI P. & PACE F. (1972) Da Bergamo al Tonale attraverso la Val Cavallina, la Val Camonica ed il lago d'Iseo (sponda occidentale). Itinerari natur. e geogr. attraverso le montagne ital., C.A.I., serie 2, Vol. di 73 pagg.
- CASTELLARIN A. (1978) Il problema dei raccorciamenti crostali nel sudalpino. Rend. Soc. Geol. It., 1, 21-23.
- COLBERTALDO D. di (1958) Corso di giacimenti minerari. Vol. II, 110 pagg., CEDAM ed., Padova.
- CORNELIUS H.P. (1925) Zur Vorgeschichte der Alpenfaultung. Geol. Rund., 16, 350-377; ib. 417-434.
- CORNELIUS H.P. (1927) Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. Centralblatt Min. Geol. Pal., 1927 B, 120-130.
- DE JONG K.A. (1967) Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali. Boll. Soc. Geol. It., 86, 749-776.
- DE JONG K.A. (1979) Overtrust in the central Bergamasc Alps, Italy. Geol. Mijnb., 58, 277-288.
- DE SITTER L.U. (1956) A comparison between the Lombardy Alps and the Dolomites in connection with the excursion of the excursion of the "Società geologica italiana" to the Western Dolomites in September 1955. Geol. Mijnb., 3, 70-77.
- DE SITTER L.U. (1960-63) La structure des Alpes Lombardes. In Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot consacré à l'evolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpin d'Europe. Tome II, 243-256; Soc. Géol. France.

- DE SITTER L.U. & DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy. Leid. Geol. Med., 14, 257 pagg.
- DORSMAN L. (1940) De Geologie van het Val Dezzo en de Pizzo Camino, ten NW van het Val Camonica. Geol Mijnb., 10, 217-227.
- DUPLAIX S. & FALLOT P. (1960 a) Sur la constitution et la signification de la roche appelée "Konglomeratische Mergel" dans la zone bétique (Andalousie, Espagne). C.R. Ac. Sc., 250, 1403-1408.
- DUPLAIX S. & FALLOT P. (1960 b) Les "Konglomeratische Mergel" des Cordillères bétiques. Bull. Soc. Géol. France, 7, 308-317.
- ERDMAN D.A. (1941) De Geologie van de westhelling van het Val Camonica tusschen het den Val Borno en het Val Clegna. Vol. di 56 pagg., Van Gorcum ed., Leiden.
- FABER I. (1941) De Geologie van het boven Val Paisco en het boven Valle di Scalve. Vol. di 44 pagg., Leiden.
- FRUMENTO A. (1963) Imprese lombarde nella storia della siderurgia italiana. Vol. II: il ferro milanese tra il 1450 e il 1796. Vol. di 505 pagg., Tip. Allegretti di Campi ed., Milano.
- GAETANI M. (1970) Calcare di Prezzo. Studi ill. Carta Geol. d'It., Formazioni geol., 4, 33-42.
- GAETANI M. & JADOUL F. (1979) The structure of the Bergamasc Alps. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. VIII, 66, 411-416.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., MOLIN G.M., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976) Le manifestazioni "andesitiche" polifasiche dell'Alto Adige occidentale nel quadro geodinamico alpino. Studi Trent. Sc. Nat., 53, 21-47.
- HASLER P. (1949) Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 29, 50-155.
- HUBBERT M.K. & Rubey W.W. (1959) Role of fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting. Geol. Soc. Am. Bull., 70, 115-166; ib. 167-205.
- KROL G.L. (1939) De Geologie van het Valle di Scalve en het Valle Nembo. Leid. Geol. Med., 11, 267-360.
- JÄCKLI H. (1941) Geologische Untersuchungen im nördlichen westschams (Graubünden). Ecl. Geol. Helv., 34, 17-105.
- JERZ H. (1966) Untersuchungen über Stoffbestand Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schchten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). Geol. Bavarica, 56, 3-100.
- LEINE L. (1968) Raukwackes in the Betic Cordilleras, Spain. Princo N.V. ed., Rotterdam.
- LEINE L. (1971) Rauhwachen und ihre Entstehung. Geol. Rund., 60, 488-524.
- LIBORIO G. & MOTTANA A. (1969) Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie orientali. Rend. Soc. It. Min. Petr., 26, 179-204.
- LIBORIO G. & MOTTANA A. (1970) Il complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie. Variazioni delle proprietà roentgenografiche delle miche chiare degli Scisti di Edolo lungo direttrici metamorfiche. Rend. Soc. It. Min. Petr., 26, 179-204.

- MARIANI E. (1899) Appunti geologici e paleontologici sui dintorni di Schilpario e sul Gruppo della Presolana. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., ser. II, 32, 1-17.
- MARIANI E. (1900) Nuove osservazioni geologiche e paleontologiche sul Gruppo della Presolana e sulla Cima di Camino. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., ser. II, 33, 1-14.
- MASSON H. (1972) Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. Ecl. Geol. Helv., 65, 27-41.
- METZELTIN S. & VEZZOLI L. (1977) Le carniole della "Sinclinale dello Spluga" (Val Chiavenna). Riv. It. Pal. Strat., 83, 533-560.
- MICHELETTI T. (1954) I giacimenti di siderite delle Valli Lombarde. L'industria mineraria, serie II, 5, 533-543.
- MICHELETTI T. (1959) Ipotesi sulla relazione paragenetica della siderite metasomatica lombarda e della dolomia cariata del werfeniano. L'industria mineraria, serie II, 10, 153-158.
- MÜLLER W., SCHMID R. & VOGT P. (1964) Vulkanogen lagen aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giogio in den Tessiner Kalkalpen. Ecl. Geol. Helv., 57, 431-450.
- PASQUARE' G. & ROSSI P.M. (1969) Stratigrafia degli orizzonti piroclastici medio-triassici del Gruppo delle Grigne (Prealpi lombarde). Riv. It. Pal. Strat., 75, 1-87.
- POLLI L. & LUCCHETTI G. (1879) I minerali di ferro delle Alpi bergamasche. Atti Soc. It. Sc. Nat., 22, 121-155.
- RAAF M. de (1934) La géologie de la Nappe du Niessen. Beitr. Geol. Schweiz., 68, 1-105.
- RIVISTA IT. PALEONTOLOGIA E STRATIGRAFIA (1962) Codice di nomenclatura stratigrafica secondo i Nord-Americani. Versione italiana del Code of Stratigraphic Nomenclature. Riv. It. Pal. Strat., 68, 115-148.
- ROSSETTI R. (1966 a) Considerazioni sui rapporti tra le diverse facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano nord-occidentale). Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 17, 124-142.
- ROSSETTI R. (1966 b) Rapporti strutturali tra il Pizzo Camino e la Concarena (Bresciano nord-occidentale). Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 17, 143-154.
- ROSSI P.M. (1975) Structural and stratigraphical pattern of the Lombardy Southern Alps. Quaderni de La Ricerca scientifica, 90, 67-
- SERVIZIO GEOLOGICO d'ITALIA (1970) Carta geologica d'Italia. F. 34 "Breno" (I ed.), scala 1:100.000, e relative note illustrative. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO d'ITALIA (1969) Carta geologica d'Italia. F. 19 "Tirano"(I ed.), scala 1:100.000, e relative note illustrative. Roma.
- STELLA A. (1921) Le miniere di ferro spatico delle valli lombarde. II: le miniere della zona bergamasca. In Le Miniere di ferro della Italia (Stella A. coord.), vol. di XXVIII+426 pagg., Lattes ed. Torino.
- TARAMELLI T. (1896) Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Clusone e di Schilpario. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., serie II, 29, 1143-1154.
- VAI G.B. (1978) Una palinspastica permiana della catena paleocarnica. Rend. Soc. Geol. It., 1, 29-30.

Fig. 9

Carta geologica dell'alta Val di Scalve e della Val Clegna

- A) Unità alpine pennidiche e austridiche, B) Basamento cristallino sudalpino, C) Copertura sedimentaria sudalpina, D) Plutoniti cenozoiche,
- E) Sedimenti continentali molassici della pianura padana.
- 1) Coni e fasce di detrito, 2) Alluvioni recenti e attuali, 3) Conoidi alluvionali, 4) Conglomerati poligenici fluvioglaciali, 5) Morene del ghiacciaio camuno (età indeterminata), 6) Brecce monogeniche parzialmente cementate, costituite da elementi eterodimensionali di Calcare di Esi no, 7) Morene e principali creste moreniche degli apparati locali (tardo wurmiane), 8) Depositi argillosi e torbosi posti per lo più in depressio ni intermoreniche, 9) Principali filoni porfiritici, 10) Formazione di Breno, 11) Calcare di Esino, 12) Formazione di Wengen, 13) Formazione di Buchenstein, 14) Calcare di Prezzo, 15) Calcare di Angolo, 16) Dolomia di Elto, 17) Carniola di Bovegno e principali lenti di gessi e anidriti, 18) "Servino", 19) "Verrucano Lombardo", 20) Formazione di Collio (membro vul canico), 21) Basamento cristallino sudalpino (indifferenziato), 22) Giaci tura dei piani di stratificazione nella copertura sedimentaria, 23) Giaci tura dei piani di scistosità nel basamento cristallino, 24) Limiti strati grafici, 25) Faglie e loro probabile prosecuzione, 26) Ricoprimenti tetto nici della Concarena-M.Cuel, 27) Possibile ricoprimento tettonico lungo il crinale Cima Sfandita-M. Elto, 28) Scivolamenti recenti ("Paleofrane" con movimento in blocco dell'ammasso roccioso), 29) Fenditure beanti provocate da disarticolazione dell'ammasso roccioso connesso con scivolamenti len ti in atto (Cima Sfandita), 30) Trincee e fenditure beanti provocate da collasso connesso all'attività mineraria (M. Colli e M. Giovo), 31) Nica chie di distacco di frane, 32) Depressioni e doline (entro la Carniola di Bovegno ed il Calcare di Esino), 33) Principali indizi dell'attività mine raria, con il simbolo del minerale estratto (Ba) per quelle in attività, 34) Principali cave, 35) Ubicazione dei principali siti con incisioni rupestri (Capo di Ponte).

werebus