

GIUSEPPE LIBORIO - ANNIBALE MOTTANA

LINEAMENTI GEOLOGICO-PETROGRAFICI
DEL COMPLESSO METAMORFICO SUDALPINO
NELLE ALPI OROBIE ORIENTALI (*)

ABSTRACT. — *Outlines of the geology and petrology of the South-Alpine Complex in the eastern Orobic Alps.* The crystalline basement of the eastern Orobic Alps belongs entirely to the South-Alpine Complex. It is composed of four metamorphic units, which have been described here from the petrological, mineralogical and structural points of view.

a) The Edolo Schists form the main part of the region. They consist predominantly of micaschists ranging from the chlorite to the garnet subfacies of the greenschist facies (barrovian type). Large bodies of quartzites, lenses of amphibolites and chlorite-schists and, rarely, small pockets of marble are also present. Schists of any subfacies have been albitized, either irregularly or along belts up to several km long. In these, a well established succession of stages of albitization has been found, where, besides the growth of the albite, substituting for mica under postkinematic conditions, late crystallisation of muscovite can also be observed.

b) The Palone di Sopressà Gneisses outcrop within the Edolo Schists, forming large elongated bodies always associated with the Cima Fraitina formation (see below). The rock is a uniform chlorite-garnet gneiss, with local enrichment in biotite.

c) The Cima Fraitina Gneisses are phengite-rich gneisses. The last two formations characteristically contain widespread chessboard albite as an « old » plagioclase, associated with « new » albite with little or no twinning. The rocks may represent a metamorphic derivative of volcanic material, as has already been

(*) Lavoro eseguito presso l'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochemica dell'Università degli Studi di Milano, nel quadro dei programmi della sezione IV del Centro Nazionale di Studi Geologico-Petrografici sulle Alpi del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

described in lower grade metamorphic areas of the same Complex in the eastern Alps.

d) The Forno d'Allione Formation consists of finely mixed gneisses and amphibolites. It is the only unit in this area belonging to the amphibolite facies. Structural observations lead also to the conclusion that it represents the lowest stratigraphic terrain in the eastern Orobic Alps.

The above mentioned formations and especially the Edolo Schists are intruded by numerous dykes of porphyrites and diabases of alpine age.

The South-Alpine Complex dips very steeply (75° - 90°) towards the North in all the area, with the exception of the southernmost section where it is folded in a large antiform (the Cedegolo antiform), presumably of early alpine age. The boundary between the metamorphic rocks and the overlying sediments is almost everywhere marked by the great Orobic thrust, a main E-W structural feature of the alpine orogeny. This thrust merges without interruption with the Gallinera thrust towards the East, which runs from SW to NE and enters the Adamello pluton. The alpine deformation appears to have developed essentially during the Insubric phase, being very strongly influenced however by the previous structure, mainly Hercinian. Vertical movements on N-S planes block faulted the belt of rocks near the boundary between the basement and superstructure during the last phase of the Alpine orogenesis.

INTRODUZIONE E CENNI BIBLIOGRAFICI

Negli anni dal 1962 al 1965 abbiamo compiuto il rilevamento del cristallino orobico compreso nel F. 19 « Tirano », della Carta Geologica d'Italia, per la zona tra la Val Camonica e le Valli Malgine.

Per il rilevamento, a scala 1 : 25.000, abbiamo utilizzato le tavolette: Castello dell'Acqua III NO, Aprica III NE, Malonno II NO, Cervenone II SO, Schilpario III SE, Valbondione III SO, per complessivi 300 km².

I lavori geologici sulle Alpi Orobic che, ancor oggi, rivestono un certo interesse, sono quelli di MELZI (1891) e PORRO (1903) per la zona occidentale e di SALOMON (1901, 1908) per le parti adiacenti al gruppo dell'Adamello. A quest'ultimo risale la distinzione della serie nei due grandi gruppi degli « Scisti di Edolo » e degli « Scisti di Rendena ». Esclusivamente descrittiva e basata solo su alcuni itinerari esplorativi, è la memoria di CORNELIUS (1930) sulla Linea Insubrica: in essa la Catena Orobica è considerata solo in funzione della loro concezione tettonica, come labbro della grande faglia Insubrica. Analo-

gamente la Scuola di Leida, tra cui spiccano i lavori di Dozy e TIMMERMANS (1935) e quello conclusivo dei DE SITTER (1949), studiò il cristallino solo per i suoi rapporti con il sedimentario. Del 1963 è il lavoro petrografico di A. MOTTANA nella Valle di Arigna al margine occidentale dell'area in esame.

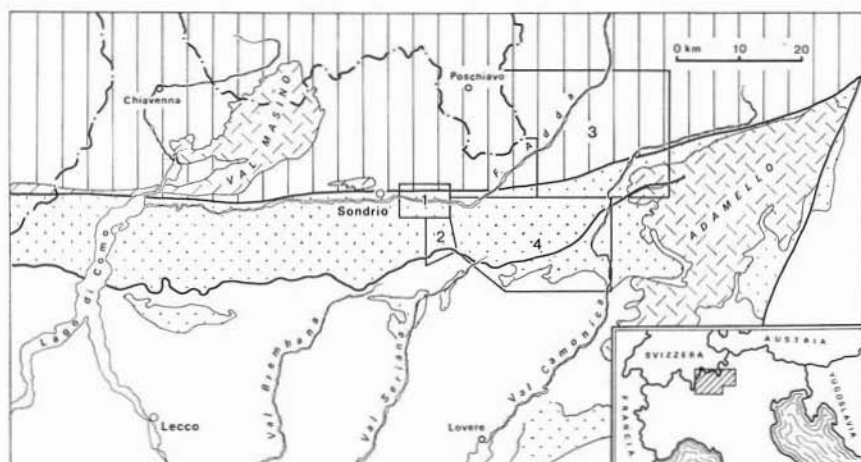


Fig. 1. — Posizione dell'area in esame nelle Alpi Centrali.

A tratteggio verticale le falde penniniche e austroalpine; a tratto incrociato i plutoni terziari; a puntini i cristallino sudalpino e in bianco il sedimentario indistinto. Le aree delimitate sono state oggetto di studio da parte del personale dell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Milano: 1: Crespi e Gandini (1959), 2: Mottana (1963), 3: Ragni e Bonsignore (in stampa), 4: area in esame.

Dal punto di vista tettonico, numerosi sono i lavori regionali: LUGEON e HENNY (1915), CACCIAMALI (1930), STAUB (1920, 1949), tutti inerenti il problema del « limite alpino-dinarico ».

Studi di dettaglio ed interpretativi sulle linee di dislocazione locali sono dovuti a PORRO (1911) ed agli allievi della Scuola di Leida. Più recentemente la tettonica d'insieme delle Alpi Meridionali è stata ripresa in esame da DE SITTER (1963), VAN BEMMELEN (1966) e DE JONG (1967).

PARTE PETROGRAFICA

Generalità.

Il rilevamento è stato compiuto su basi strettamente formazionali: le nostre suddivisioni sono basate sulla omogeneità di tipo litologico oppure sulla combinazione caratteristica di litotipi ricorrenti.

Data l'impossibilità, in una zona metamorfica, di designare una sezione tipo e, tanto meno, di descriverne la serie, per ogni formazione indicheremo semplicemente dove riteniamo essa affiori con le sue caratteristiche petrografiche più tipiche. Per quanto riguarda l'estensione areale delle formazioni descritte, per alcune di esse ci è interamente conosciuta, essendo limitate alla zona rilevata; per altre solo per correlazioni bibliografiche.

Il sedimentario è stato rilevato solo per le parti incuneate tra le metamorfiti ed al contatto meridionale di queste.

Precisiamo infine, ad escludere ambiguità, di aver adottato per le rocce metamorfiche la nomenclatura discussa recentemente da WENK (1963) sulle proposte di ALKER *ed altri* (1962), come accettata da WINKLER (1967). La nomenclatura dei tipi a sviluppo blastico è stata recentemente ridiscussa da D'AMICO (1961, 1962) e come tale l'adottiamo, pur con alcuni adattamenti ai fenomeni da noi incontrati.

Le determinazioni delle proprietà ottiche dei minerali sono state eseguite tutte al tavolino universale. In particolare per i plagioclasi sono stati usati il metodo zonale di RITTMANN (1929) con le cautele suggerite da TOBI (1961); per casi dubbi e per precisare le leggi di geminazione sono state effettuate anche proiezioni stereografiche complete secondo REINHARDT (1931).

Le determinazioni roentgenografiche sui minerali micacei sono state eseguite al diffrattometro secondo i metodi di CIPRIANI, SASSI e VITERBO (1967), di BRINDLEY (1961) e di FRANZINI e SCHIAFFINO (1966).

Scisti di Edolo.

Il termine « *Scisti di Edolo* » fu introdotto da SALOMON (1901) per designare il complesso scistoso di basso grado metamorfico affiorante

sia attorno all'Adamello sia a W della Val Camonica ⁽¹⁾ ed è da noi conservato con significato formazionale, benchè la zona di Edolo non sia affatto tipica, dato che si è affermato nella letteratura internazionale.

Riteniamo molto più degna di essere considerata effettiva area tipo della formazione la Valle di Arigna, già studiata da uno di noi (MOTTANA, 1963).

Teniamo a precisare inoltre che non vi è corrispondenza fra « *Scisti di Edolo* » e « *Quartzlagerphyllite* » come sostenuto da SALOMON. I termini filladici nell'area orobica, sono del tutto sporadici e pur nell'intenso metamorfismo retrogrado della formazione prevalgono decisamente i micascisti.

CLASSIFICAZIONE PETROGRAFICA.

Nella classificazione per facies metamorfiche ⁽²⁾ gli Scisti di Edolo rientrano nella facies degli scisti verdi di tipo barroviiano. L'esame delle sezioni sottili ha mostrato le seguenti paragenesi fondamentali:

B 1.1 Subfacies a qz - alb - musc - clor

- a) qz - musc - clor - ep
- b) qz - musc - alb - ep
- c) qz - musc - clor - alb - ep

B 1.2 Subfacies a qz - alb - ep - biot

- a) qz - biot - musc - clor - alb - ep
- b) qz - biot - musc - clor - ep
- c) qz - biot - clor - ep

B 1.3 Subfacies a qz - alb - ep - alm

- a) qz - alm - clor - musc - ep
- b) qz - alm - musc - clor - biot - ep
- c) qz - alm - musc - clor - biot - alb - ep
- d) qz - alm - clor - musc - alb - ep

⁽¹⁾ Contemporaneamente SALOMON denominò « *Scisti di Rendena* » rocce di grado metamorfico più alto affioranti in prevalenza sul versante E della Val Camonica. Esse dovrebbero arrivare sul versante destro presso Cedegolo, ma nelle aree limitrofe da noi rilevate (tav. Cervenò e Malonno p.p.) non se ne nota traccia. Va notato che già SCHIAVINATO (1951) aveva ritenuto impossibile una distinzione tra le due formazioni nella zona del Baitone.

⁽²⁾ Secondo l'ultimo aggiornamento di TURNER e VERHOOGEN (1960) e di WINKLER (1967).

La prevalenza netta (circa il 50% del totale) della subfacies più elevata, anche indipendentemente da considerazioni sul carattere retro-metamorfico di alcuni dei litotipi aventi paragenesi delle due subfacies precedenti, mostra, una volta di più, l'infondatezza dell'attribuzione al cristallino orobico di sole filladi.

Alle paragenesi sopra riportate corrispondono i seguenti tipi litologici:

Fillade albitica	Micascisto biotitico	
Fillade quarzifera	Micascisto cloritico-granatifero	
Fillade cloritica	Micascisto biotitico-granatifero	
Fillade granatifera	Quarzite	} ⁽³⁾
Micascisto quarzítico	Quarzite micacea	
Micascisto cloritico	Quarzite filladica	
Micascisto granatifero		

Nei tipi qui sopra classificati compaiono inoltre intercalazioni o fasce di rocce caratterizzate dallo sviluppo di albite e, subordinatamente, di muscovite posteriori all'atto metamorfico principale (post-cinematici e posttettonici). La loro descrizione è stata separata dalla trattazione generale della serie.

DESCRIZIONE MACROSCOPICA.

Il tipo litologico più diffuso della serie è un micascisto grigio plumbeo o grigio verdastro, con superfici di alterazione rugginose, che mostra una fine alternanza di letti micacei e di letti quarzosi. Esso passa, con transizione molto irregolare ed anche laterale, a tutti i tipi precedentemente elencati i quali costituiscono semplicemente delle variazioni per diaforesi più o meno spinta o per arricchimento in qualche minerale caratteristico (clorite, biotite). Vi sono infine tipi più francamente quarziti, intercalati sotto forma di banchi.

⁽³⁾ Le quarziti in parte formano letti intercalati agli scisti, in parte formano grandi ammassi, per i quali è stato istituito un membro.

Fig. 2. -- *Schizzo geologico-formazionale del Complesso Sudalpino nelle Alpi Orobic orientali, nell'area compresa tra Castello dell'Acqua, Edolo, Cedegolo e il Pizzo Coca.*

Segni convenzionali: 1: sedimentario indistinto; 2: cristallino delle falde austro-alpine; 3: Scisti di Edolo e loro intercalazioni (anfiboliti, cloritoscisti, porfiriti dioritiche, diabasi); 4: Membro delle quarziti della Ganda; 5: Gneiss del Palone di Sopressà; 6: Gneiss di Cima Fraittina; 7: Formazione di Forno d'Allione.

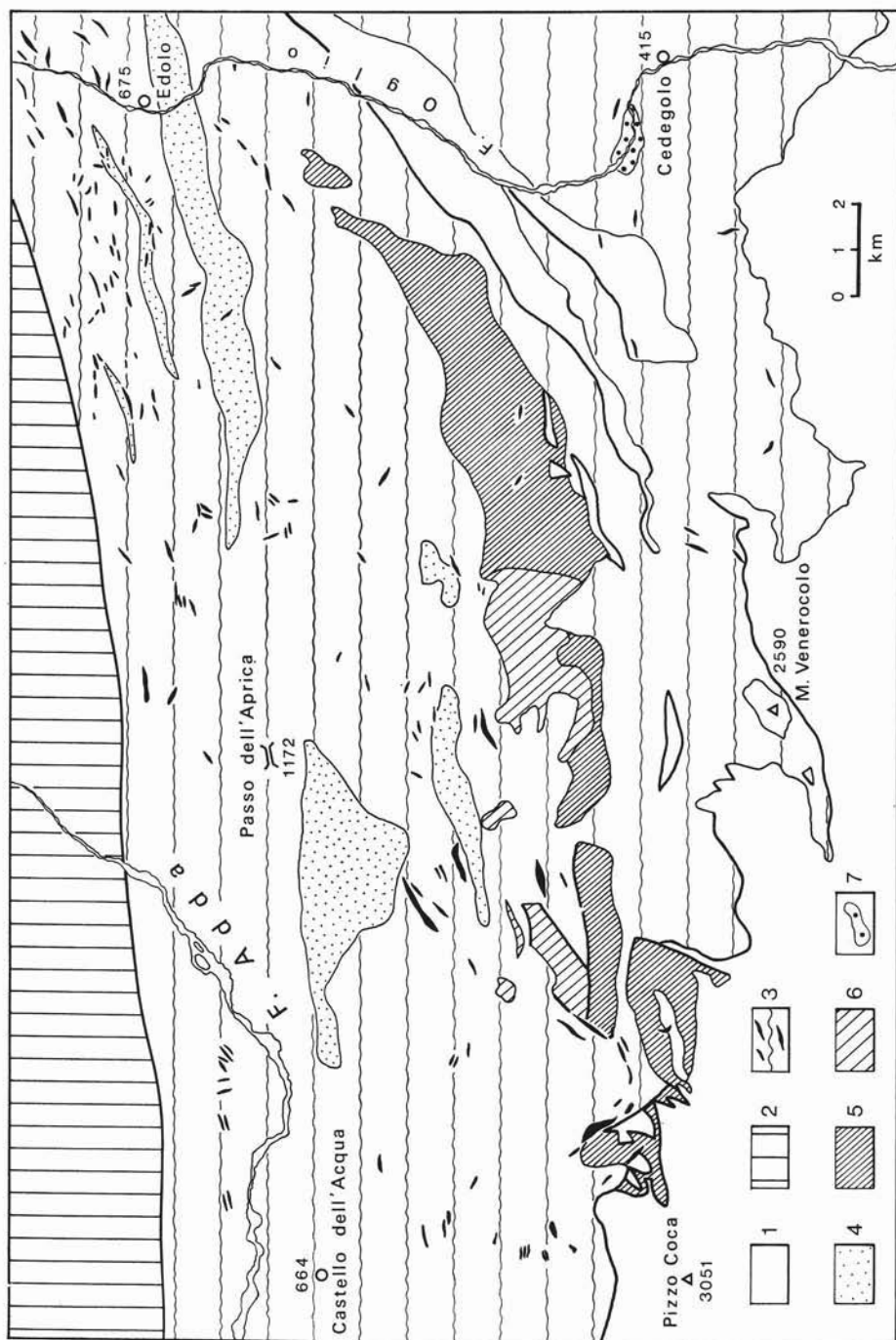


Fig. 2.

L'aspetto macroscopico delle rocce si avvicina a quello a letti tipico delle « *Quartzlagerphyllite* » di SALOMON. Molto diffuso il quarzo latteo in vene e noduli, sia paralleli alla scistosità sia, più frequentemente, contenuti nelle cerniere delle pieghe della stessa. Meno frequenti le vene di natura carbonatica (soprattutto siderite), per lo più discordanti.

Secondi, per diffusione areale negli Scisti di Edolo, sono i mica-scisti granatiferi. Con questo nome non comprendiamo l'intera sub-facies B 1.3 ma solo quei litotipi in cui il minerale si manifesta in modo macroscopicamente vistoso. Sono di colore grigio argenteo o leggermente verdastri, squamosi, a grana piuttosto grossa e con una fine ineresatura sulle superfici di scistosità. I granati hanno dimensione variabile da 0,5 a 20 mm. Non è possibile dire per ora se la zona a granati porfiroblastici faccia parte di una culminazione tettonica o metamorfica; comunque spesso essa è in diretto contatto con gli affioramenti gneissici della formazione del Palone di Sopressà.

Abbiamo constatato che la zona degli scisti scuri, oltre a presentare un effettivo grado metamorfico minore, è anche interessata da notevoli fenomeni diafforitici, che sembrano accentuarsi verso oriente. Questo è normale nella infrastruttura sudalpina dove si ha un progressivo declinare del grado metamorfico dalla Val d'Ossola, al Lago di Como, alla Valle del Sole; ma nel nostro caso i fenomeni si accentuano notevolmente in un breve tratto e questo può essere attribuito agli effetti delle numerose vicarianti insubriche dirette NE-SW e convergenti in direzione di Edolo.

DESCRIZIONE STRUTTURALE.

Gli Scisti di Edolo presentano caratteri strutturali complessi in conseguenza di una successione, non facilmente ricostruibile, di atti metamorfici e dinamici.

Macroscopicamente è riconoscibile sul terreno la S_0 (bancatura), testimoniata da alternanze litologiche abbastanza evidenti nel settore occupato dagli scisti scuri, quasi totalmente obliterata in quello degli scisti granatiferi. Si tratta essenzialmente di alternanze di banchi più o meno ricchi in quarzo oppure di intercalazioni con calcite o biotite in una serie per altro monotona. Sembra costante una orientazione di S_0 circa E-W con lievi inflessioni tra WNW-ESE e WSW-ENE e con immersione subverticale prevalentemente a N. Alle superfici S_0 è quasi

costantemente parallela la S_1 , riconoscibile, anche sul terreno, per una marcata alternanza di straterelli grano e lepidoblastici. E' un caso di fogliazione aggregata che non sembra dovuto tanto ad un fenomeno di segregazione metamorfica, quanto piuttosto ad una originaria microstruttura, accentuata semmai dal metamorfismo. Ad S_1 deve essere riferita probabilmente anche la scistosità dei micascisti granatiferi, nei quali, mancando comunemente la alternanza dei letti grano e lepidoblastici, può risultare dubbia la giacitura reale. Come già accennato, S_1 decorre nelle sue linee fondamentali E-W, con ristrette pieghettature a carattere assolutamente locale che sono da mettere in parte in relazione ad uno sviluppo incipiente di S_2 . Quest'ultima, trasversale alla precedente con un angolo di 60° - 80° e dalla quale sembra nascere per ultrapiegamento, risulta prevalente nelle zone retrometamorfiche e dovrebbe perciò rappresentare (Dozy, 1935; CORNELIUS e CORNELIUS FURLANI, 1930) una testimonianza del metamorfismo alpino. In un certo numero di casi si è anche riscontrata una S_3 di laminazione, impostata prevalentemente sui letti micacei e parallela ad S_1 . Essa è sottolineata da iniezioni di quarzo latteo o ialino, di carbonati e talora da sciami di minerali opachi.

Accenniamo infine che le lamine micacee di neoformazione, presenti nei termini blastici, mostrano, nelle singole sezioni esaminate, un irregolare parallelismo tra loro cui parrebbe corrispondere una S trasversale non sempre coincidente con S_2 . Sui campioni macroscopici sono riscontrabili anche delle evidenti strutture allineate. La più diffusa è una L_2 dovuta ad increspature tra loro parallele del piano di scistosità S_1 ; essa si mostra particolarmente sviluppata nei micascisti granatiferi. Parallelamente agli assi delle creste tendono anche in genere a svilupparsi i porfiroblasti di granato, che assumono così una forma ovale o subrettangolare e definiscono una L_1 . Non mancano però casi in cui L_1 è subortogonale a L_2 .

Nei micascisti scuri l'asse B è di norma meno evidente: la lineazione è data dalla intersezione con la superficie di campagna di pieghe di taglio generate da piegamento di S_1 per effetto dello sviluppo progressivo di S_2 .

DESCRIZIONE DEI COMPONENTI MINERALOGICI.

Quarzo. Minerale essenziale e comune, compare in letti più o meno continui, spessi da 0,2 a 3 mm con struttura a mosaico, oppure in granuletti tondeggianti entro le miche o, infine, in scala mesoscopica, in vene tardive che spesso seguono le increspature della scistosità. Costante l'estirazione ondulata.

Mica bianca. Essenziale e comune, presenta normalmente termini ricollegabili alla muscovite ($2V_x$ 30-35°; Δ 0,031-0,033; $d_{002} = 9,943-9,948$; $b_0 = 9,002-9,009$; politipo 2 M) e più raramente alla fengite ($2V_x$ 5-10°; Δ 0,046-0,050; $d_{002} = 9,963$; $b_0 = 9,027$; politipo 2 M). Abbiamo riscontrato i seguenti tipi strutturali: a) fascetti di lamine di dimensioni variabili, talora finissime, per lo più in concrescimento parallelo con clorite. Nell'insieme danno origine a letti di spessore variabile, alternati con letti quarzosi secondo la caratteristica struttura della *Quartzlagerphyllite* (SALOMON 1908). b) grandi lamine peciloblastiche ($2V_x \sim 45^\circ$; Δ 0,026-0,031) subparallele fra loro e trasversali alla S_1 , alla quale sono senz'altro posteriori come dimostrano gli sciami di accessori che le attraversano. Arricciature ed estinzioni a vortici fanno ritenere che si siano formate in condizioni sincinematiche contemporanee allo sviluppo di S_2 .

Clorite. Minerale tipomorfo della subfacies della clorite, è anche frequente nella subfacies della biotite come minerale primario e, come derivato, nelle rocce retrometamorfiche di qualsiasi facies. Nel primo caso si tratta di una pennina con pleocroismo da verde azzurrino a incolore; mentre nei prodotti di derivazione si trova clinocloro accanto a pennina, entrambi con pleocroismo sul verde giallastro. La clorite primaria forma generalmente pacchetti di lamine o sottili letti in alternanza con i letti micacei o quarzosi. Le proprietà roentgenografiche sono $d_{001} = 14,106-14,130$; $b_0 = 9,275-9,300$.

Biotite. Può comparire oltre che nella sua subfacies anche in quella del granato. Otticamente si distinguono due tipi (*) in base al colore su Z: il primo verde oliva ($\Delta = 0,043-0,048$), il secondo marrone tendente al rossiccio ($\Delta = 0,049-0,050$). I tipi strutturali sono analoghi a quelli della mica bianca: a) lamelle ben sviluppate e pacchetti spiccatamente peciloblastici disposti in concrescimento parallelo con gli altri minerali lamellari; b) lamine peciloblastiche trasversali a S_1 con evidenti fenomeni di sollecitazione dinamica. Esse presentano sovente una particolare zonatura nei colori di interferenza parallelamente a S_1 ed agli sciami di accessori che contengono. Ai raggi X è stato determinato un periodo basale di $d_{001} = 10,086$ e, in base al rapporto delle intensità, una formula approssimativa (Fe^{2+} 2,6 Mg 2,7).

Plagioclasio. Minerale frequente in tutte le subfacies ma sempre in quantità subordinata. Lo si trova costantemente in concrescimenti a mosaico nei letti quarzosi, fratturato e lievemente torbido. La composizione è costantemente albitica (3-8% An; $2V_x$ $81^\circ \pm 3^\circ$) e la geminazione, in genere semplice ed a poche lamelle, è in prevalenza secondo la legge dell'albite con pochi casi albite-periclino. In una fascia pedemontana tra l'Aprica ed il margine

(*) Sulla cui distribuzione non abbiamo dati sufficienti.

occidentale del rilevamento, fino ad una quota di circa 1100 m, associata all'albite di cui sopra, compare un'andesina 32-36% An, caratterizzata da ripetute geminazioni complesse (albite; albite-Carlsbad; albite-pericline; Carlsbad; in ordine di frequenza) e da avanzata alterazione. Questa andesina può avere un significato petrologico particolare: o di relitto psammitico o di culminazione metamorfica, per cui ci riserviamo successivi studi di dettaglio.

Granato. E' un costituente che può variare da essenziale ad accessorio a seconda delle località e può raggiungere frequenze e dimensioni notevoli (fino a 2 cm $\varnothing$). E' quasi costantemente nei letti micacei, ricco di inclusioni che mostrano disposizione ad elica. In alcuni casi si hanno forme incomplete «a chele». Si tratta di una varietà vicina all'almandino con tenori variabili di spessartina, e frequenti zonature messe in evidenza dai RX (a_0 varia da $11,52 \pm 0,01 \text{ \AA}$ a $11,60 \pm 0,01 \text{ \AA}$; n da $1,80 \pm 0,01$ a $1,82 \pm 0,01$. Coesistono in alcuni campioni due granati con a_0 11,575 e 11,603 $\text{\AA}$).

Minerali accessori. Essi sono epidoto, tormalina, apatite, zircone e carbonati di tipo ankeritico col 40% Fe, secondo TRENDALL (1965). Come inclusioni in particolari minerali si hanno titanite, rutilo e vari minerali opachi. Specie nelle zone retrometamorfiche, negli spazi intergranulari abbonda un pigmento opaco, forse grafite-carbonioso.

Fasce e zone albitizzate.

Entro Scisti di Edolo del tutto normali e di qualsiasi subfacies metamorfica compaiono litotipi caratterizzati da una fitta punteggiatura bianca dovuta ad ocelli di albite. Essi possono affiorare o in aree ristrette, oppure lungo fasce allineate in prevalenza E-W, concordanti con la direttrice tettonica.

Abbiamo cartografato albitizzazioni nelle seguenti località: q. 2537 antecima della C. Fraitina; versante E del M. Torsolazzo; Passo del Cavalefiche; q. 2095 sopra Malga Bondone in Val Brandet; M. Palone di Bondena; Piz Tri. Inoltre una grande fascia continua va dal Lago della Malgina Seriana al Pizzo Svolt, attraverso il Passo del Serio, l'Alpe di Pila in Val Belviso e, dopo uno sdoppiamento al Foppo Alto, il Monte Culvegla.

Oltre all'albite macroscopica, lo studio microscopico ha permesso di riconoscere albitizzazioni minute e muscovite di neoformazione costantemente ad esse associate. Albitizzazioni di questo genere erano già state riscontrate in Valle d'Arigna (MOTTANA, 1963) dove però esse sono solo microscopiche ed irregolarmente diffuse, mentre in queste valli più orientali il fenomeno mostra una regolarità spaziale (pur restando

distribuito in modo casuale entro una singola sezione sottile) che ne permette uno studio sistematico ed una ricostruzione più accurata ⁽⁵⁾.

Nella fascia sopra accennata e, in modo non esattamente controllabile, nelle zone, l'albite mostra una serie di caratteri strutturali che possono essere riferiti, come già fece D'AMICO (1961, 1962), a diversi stadi di crescita per sostituzione dei minerali della compagine, cioè essenzialmente della muscovite. E' interessante il fatto che nella fascia questi stadi si succedano in modo regolare e quasi simmetrico dai bordi verso il centro; essi sono:

1) *Crescita iniziale*: cristalli di dimensioni variabilissime, formati dall'associarsi di plaghette con centri di sviluppo iso-orientati, dai quali l'albite sembra iniziare la sostituzione della muscovite della compagine.

2) *Crescita intermedia*: singoli cristalli già omogenei, in fase di sostituzione della muscovite verso i bordi, senza muscovite nel centro, ma con gli accessori della compagine conservati in posizione nel cristallo.

3) *Crescita avanzata*: cristalli ad elevata purezza, ben sfaldati, talora geminati e con gli accessori oramai spostati verso i bordi.

4) *Crescita subidiomorfa*: cristalli con terminazioni morfologiche abbastanza ben sviluppate, talora zonati e frequentemente geminati.

Mentre i primi due stadi sono riferibili a cristallizzazione post-cinematica, gli ultimi due, e soprattutto il subidiomorfo, possono essere attribuiti a condizioni in parte pre ed in parte postcinematiche. Il plagioclasio di tutti i tipi ha composizione variabile da 0 a 13% An, con grandissima prevalenza dei valori fra il 3 ed il 5% An ($2 V_z = 81^\circ \pm 2^\circ$; valori estremi 78° - 85° ; in un solo individuo $2 V_z = 90^\circ$). I cristalli zonati, il cui orlo di accrescimento è sempre piuttosto sottile, mostrano zonature tanto normali che inverse, rimanendo però sempre nella composizione albitica. Il contatto tra nucleo e periferia è spesso segnato da addensamenti di minuscoli accessori della compagine. La muscovite che accompagna questa albite mostra caratteri simili: aspetto peciloblastico con accessori isoorientati con la compagine e sviluppo prevalentemente trasversale alla scistosità. In base ai caratteri osservati albite e muscovite sono da attribuirsi non a ricristallizzazione metamorfica di minerali detritici (intercalazioni originarie di tipo tufaceo o arcosico in una serie prevalentemente argillosa), bensì a sostituzione

⁽⁵⁾ Oltre agli accenni preliminari che seguono, il fenomeno è in corso di studio in maggior dettaglio e sarà oggetto di successivi lavori.

metasomatic sodica della muscovite della compagine. La muscovite di neoformazione deriverebbe, quindi, dalla fissazione del K mobilizzato. Ad analoghe conclusioni erano arrivati D'AMICO (1962) per il massiccio di Cima d'Asta e SASSI e ZIRPOLI per le filladi del Comelico e di Recoaro (1963, 1965, 1968). Quanto all'età del fenomeno blastico postcinematico, siamo propensi a considerarla alpina. Infatti dall'esame di numerose sezioni sottili (circa 50) su campioni raccolti in modo pressochè statistico, non è stata mai riscontrata albite interessata da fenomeni elastici, che pure sono costanti nei minerali della compagine. Anzi, essa sembra adeguarsi nello sviluppo alle microfratture della roccia e mostra talora tendenza a risanarle. Anche i cristalli a crescita avanzata e subidiomorfi, pur mostrando tracce di sollecitazioni, sono senz'altro posteriori alla maggior parte di quelle subite dalla roccia; il loro bordo di accrescimento inoltre si è formato in condizioni del tutto statiche.

Dal punto di vista geologico-tettonico la fascia Malgina-Pizzo Svolt ci fornisce un altro dato. Essa è in stretta relazione e decorre costantemente parallela ad una linea tettonica a direttrice alpina, nella quale sono incuneati lembi permotriassici (Linea Orobica). In più, al Passo del Serio, la milonite di questa linea di dislocazione è feldspatizzata al pari dei micascisti a Nord.

Concludendo: l'aspetto morfologico e cioè la mancanza di elatesi e la purificazione che in circa l'85% dei casi è solo iniziale od intermedia; il confronto con l'albite, probabilmente ercinica (MOTTANA, 1963) dei contigui Gneiss di Morbegno ed i rapporti con la tettonica che, essendo questa una zona di radice, deve essersi sviluppata con intensi fenomeni elastici in epoca alpina, confermano a nostro avviso l'età tardoalpina della albitizzazione.

Micascisti biotitici a carbonati.

In una fascia tra la Val Belviso e la Valle d'Arigna, dal fondovalle fino a circa 1100 m, entro gli Scisti di Edolo che nella zona contengono andesina associata all'albite (pag. 484), affiorano intercalazioni stratoidi (1-2 m di potenza) di rocce arricchite in carbonati. Esse mostrano tessitura a bande alterne formate da straterelli più o meno arricchiti: quelli chiari sono composti in prevalenza da quarzo e plagioclasio (tanto albitico che andesinico) e contengono larghi cristalli di

calcite ⁽⁶⁾, ben sfaldata, perfettamente geminata; quelli scuri sono costituiti da biotite in grosse lamine pleocroiche da giallino a marrone oliva (Δ 0,049 — 0,052) e da abbondantissimi accessori. Solo nell'affioramento di Piazzola vi si trova un po' di muscovite. Rocce di questo genere negli Scisti di Edolo erano state ritrovate finora da C. ADAMI in Val Seria (1962).

Miloniti e Ultramiloniti.

Fa le rocce diffuse ovunque, ma con estensione areale localizzata, sono quelle ad avanzato grado di clastesi sovente accompagnata da blastesi. Esse sono particolarmente potenti nella valle del Torrente Ogliolo dove numerose linee tettoniche convergono in direzione di Edolo. Sul terreno si rivelano con ampie fasce (fino a 400 m a Sud di Corteno) di cataclasiti con più limitate zone interne di miloniti e ultramiloniti. Queste due ultime sono rocce nero-verdastre, ora massicce ora estremamente laminate, a grana in ogni caso assai fine ed untuose al tatto. Il colore nero sembra dovuto a concentrazioni di materiali grafitici, che le fecero ritenere da alcuni Autori precedenti « filladi grafitoidi o carboniose » e, come tali, attribuire persino al Carbonifero.

Alla Malga Magnola si notano nella milonite sottili fiamme e noduli neri di aspetto corneo o vetroso, riferibili ai tipi « *gangmilonitici* » o « *pseudotachilitici* » già descritti da TROMP (1932) e DOZY (1935).

Vistose efflorescenze di solfati si trovano, tra l'altro, nella Val Dovala e in Val Brandet e sono riferibili a degradazione della mineralizzazione a solfuri diffusi in queste miloniti.

Membro delle Quarziti della Ganda.

La presenza di litotipi quarziticì è comune negli Scisti di Edolo, con tutti i possibili e continui passaggi da termini puri a micascisti. In alcune zone però essi compaiono non come semplici intercalazioni stratoidi, ma come ammassi di notevole estensione e di costante continuità e purezza. Di questi uno va dal Lago della Lavazza al Corno dell'Agna (con sviluppo massimo al Dosso Pasò) e sembra continuare nei più limitati affioramenti del Corno di Barbione; un secondo va da Carona ad Edolo con sviluppo massimo nella zona della Ganda (Ponte

(6) Determinazione al T.U. col metodo di EMMONS (1943).

di Ganda) (32 TNS 86991033): da questa località è tratto il nome formazionale. Il limite di queste due ultime fasce verso S è molto netto ed in alcuni tratti sottolineato da linee di dislocazione; verso N esso sfuma invece nei micascisti sia per un arricchimento in minerali micacei diffusi, sia per lo sviluppo di numerose e via via meno fitte intercalazioni (potenti sino a 20 m) di quarziti pure entro gli scisti. La giacitura segue di solito l'orientazione generale della serie. Gli affioramenti del Dosso Pasò e del Corno dell'Agha sembrano invece appoggiati sopra i micascisti ed hanno bancatura suborizzontale, come altre formazioni sulla stessa cresta. E' indicativa anche la presenza di piccoli lembi di micascisti scuri posti al limite tra le quarziti suborizzontali e le sottostanti quarziti a giacitura normale subverticale. Potremmo essere in presenza di locali fenomeni di tettonica gravitativa.

Macroscopicamente le quarziti si distinguono per il loro colore grigio chiaro o rosato, la bancatura potente e spesso la fratturazione parallelepipeda. In alcuni casi vi abbiamo riscontrato concrezioni di solfuri: antimonite, calcopirite, pirite, arsenopirite. Al microscopio mostrano paragenesi delle subfacies B 1.1 e B 1.2 ed una costante tessitura cataclastica: notevoli gli esempi di quarzo con struttura a mortaio ⁽⁷⁾. Vi è presente pure raro feldspato tanto albitico quanto andesinico. La presenza di sacche quarzitiche in micascisti corrisponde, evidentemente, ad una fase di deposizione neritica in una serie prevalentemente pelitica.

Intercalazioni tipiche della formazione.

ROCCE VERDI.

Abbastanza diffuse nel complesso Sudalpino sono le intercalazioni di rocce verdi tanto concordanti con la scistosità e con la bancatura, quanto nettamente trasversali a quest'ultima.

Un affioramento di anfiboliti negli Scisti di Edolo era già stato studiato, anche petrochimicamente, in Valle di Arigna (MOTTANA, 1963). Si tratta con tutta probabilità di una roccia orto, i cui caratteri si ritrovano in altri banchi anfibolitici trasversali delle Valli Malgine, del M. Largone, del Lago Barbellino, ecc. La paragenesi fondamentale è data da anfibolo ($2V_x = 74^\circ-82^\circ$; $Z^c 15^\circ-18^\circ$) prevalente, con plagio-

⁽⁷⁾ *Mörtelstruktur.*

clasio albitico-oligoclasico (5-15% An; $2V_z$ 77°-88°) e minerali accessori, tra cui abbondante la titanite.

Notevolmente più estese sono lenti con carattere di intercalazione concordante, con deciso lettaggio e frequenti variazioni composizionali tra i margini e il centro. In linea di massima l'anfibolo è presente solo nella parte centrale degli affioramenti, ma subordinato alla clorite. Clorite, plagioclasio albitico (5-10% An) ed epidoto pistacitico sono i componenti prevalenti, cui si associano in subordine biotite e carbonati. La presenza di questi ultimi esclude costantemente quella dell'anfibolo, come almeno appare negli affioramenti del Dosso di Val Belviso. La giacitura, la concordanza di grado metamorfico con le rocce incassanti e la presenza di carbonato fanno ritenere indubbia la derivazione di queste ultime rocce da intercalazioni marnose.

E' notevole infine, che a contatto con i rari lembi di marmo presenti negli Scisti di Edolo, si trovino sempre anfiboliti o gneiss anfibolici ad anfibolo incolore e con strutture a rosetta tipo « *Garbenamphibolit* ».

Un sottile banco di epidotite affianca l'anfibolite del lago naturale del Barbellino, al contatto con gli scisti. Un altro filone di epidotite è stato rinvenuto presso la Malga Torsolazzo in Val Brandet, discordante entro gli Gneiss del Palone di Sopressà.

Marmi.

Nel cristallino orobico gli affioramenti di marmi sono estremamente rari: solo due ne sono citati in letteratura (CORNELIUS e CORNELIUS FURLANI, 1930). Questi due affioramenti, detti « calchere » perchè locale fonte della calce, sono ubicati rispettivamente sul versante destro della Val Brandet a q. 1450 ca. e sopra la strada S. Giacomo di Teglio-Castello dell'Acqua in prossimità delle Case Gadaldi. Un terzo piccolo affioramento è stato rinvenuto allo sbocco della Valle di Arigna. I primi due sono costituiti da calcite spatrica bianchissima con rare venature grigie e sono potenti parecchie decine di metri il secondo, 5-6 metri il primo.

A Case Gadaldi il passaggio coi micascisti è netto a N e a S, mentre a SE compaiono mosche e bande di anfibolo in individui più o meno idiomorfi e di crisotilo in ciuffi raggiati, facendo progressivamente passaggio ad uno gneiss anfibolico ricco in calcite, potente pochi metri. In Val Brandet il limite con gli scisti è sempre caotico ed è

praticamente costituito da una breccia di scisto a cemento calcareo, ricco anche in pirite e soprattutto in noduli di steatite da rosea a verde scura (localmente « saponaria »). Quello del fondovalle tra il Ponte del Baghetto e la Valle di Arigna, di potenza non superiore al metro, è grigio scuro e contiene abbondante quarzo e plagioclasio. Anch'esso sfuma marginalmente in un cloritoscisto epidotico ricco in cristalli sfi-brati di anfibolo, mantenendosi concordante con le rocce incassanti.

Filoni di Porfiriti e Diabasi.

In tutte le formazioni sudalpine i filoni di rocce basiche sono estremamente diffusi e si possono sviluppare talora per parecchi km, sempre mantenendosi di ridotta potenza (attorno ai 2 m) e direzione pressochè costante. Essi talora attraversano, apparentemente indisturbati, più formazioni, sia metamorfiche che sedimentarie ed anche il limite tettonico tra infra e soprastruttura.

Le porfiriti dioritiche delle Alpi Orobie sono ben conosciute dal punto di vista petrografico (DE SITTER e DE SITTER KOOMANS, 1949; CRESPÌ e GANDINI, 1959; MOTTANA, 1963). Sul terreno e su campioni isolati si possono distinguere due tipi litologici in base ai fenocristalli prevalenti: porfiriti plagioclasiche e porfiriti anfiboliche. Vi sono inoltre porfiriti afanitiche prive di fenocristalli, ma in genere più ricche di noduletti quarzosi. Più rare sono le porfiriti biotitiche (SCHIAVINATO, 1954) che sono limitate alle aree circonvicine al gruppo dell'Adamello. Ancor più rare le porfiriti ibridizzate contenenti granato (ad es. presso Prena).

I diabasi sono sviluppati a partire dal Passo dell'Aprica verso Est e hanno la massima frequenza tra la Valle di Sant'Antonio e Edolo, dove furono descritti in dettaglio da AZZINI (1915, 1921) e da SCHIAVINATO (1954).

Le porfiriti sono normalmente concentrate, quasi a sciami, parallelamente a linee di dislocazione a direttrice alpina ⁽⁸⁾. In base alle loro relazioni con linee tettoniche quali l'Insubrica e l'Orobica, le porfiriti sono state datate generalmente al Terziario, più precisamente ad

(⁸) Essa è E-W nell'infrastruttura scistoso-cristallina; N-S nelle zone di limite col sedimentario, dove questa direttrice sembra corrispondere ai movimenti più tardivi d'assestamento.

un periodo compreso tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio. Un'età assoluta per un filone a Nord dell'Adda (zona di Teglio) è stata anticipata da GANSSE (1968) su dati di McDUGALL. Questa età, Cretaceo medio, non concorda con le nostre osservazioni geologiche e non sembra convincente, almeno finché non saranno noti il metodo analitico usato e la posizione del filone. Restiamo quindi convinti che la gran massa delle porfiriti sia di età tardo- o addirittura postalpina.

Un'età prealpina era già stata suggerita (Dozy, 1935; MOTTANA, 1963) per alcuni filoni porfiritici particolari e per i diabasi di Edolo. In questo ultimo caso SCHIAVINATO (1954) aveva ritenuta probabile un'età mesozoica ed una relazione col magmatismo ofiolitico legato alla tettonica embrionale alpina. Alcuni filoni diabasici però, pur essendo impostati con giacitura N-S ortogonalmente a zone milonitiche E-W di tipica direttrice alpina (Val Dovala, Val Doscalvo), non mostrano nessun fenomeno dinamico. In base alla frequenza geografica (progressivamente decrescente da W a E) sembra che le porfiriti si debbano riconnettere di preferenza con l'intrusione Val Masino-Bregaglia (apofisi di Triangia). Non possiamo tuttavia escludere un collegamento con la massa dell'Adamello per i filoni più orientali.

Ortogneiss pegmatitici.

Rarissimi banchi chiari attribuibili ad ortogneiss sono presenti negli Scisti di Edolo. Due di essi, quarzoso-muscovitico-micropertitici, sono stati osservati presso la Malga Magnolta a S dell'Aprica e presso la Malga Bondone in Val Brandet. La loro potenza è inferiore ai 2 m e la loro giacitura è trasversale, con intensi fenomeni di scaglionamento (boudinage).

Mineralizzazioni.

Numerosissime sono le piccole manifestazioni isolate di siderite nella zona orobica orientale. Si tratta sia di corpi minerari già conosciuti e sfruttati (miniere di Traversagna e di Malonno), compresi nei calcari triassici della Linea della Gallinera, sia di filoni ad ematite (sopra il Bacino di Lovenjo) ed a siderite (Conca del Torsolazzo, Malga Pila in Val Belviso e Malga Cantarena in Val Bondone). Tutti questi filoni di siderite sono orientati secondo le linee di dislocazione (circa E-W) e ad esse sono geneticamente collegati. Numerosissime sono le pic-

cole manifestazioni isolate, di cui non è possibile, per ragioni di spazio, dare indicazioni di località ⁽⁹⁾.

Le relazioni tra la mineralizzazione filoniana a siderite nel basamento e quella diffusa nella formazione del Servino non sono ancora state studiate.

Accenniamo infine ad una piccola manifestazione di solfuri di rame in località Foppo Alto in Val Belviso, già interessata da un assaggio. Prospezioni per uranio sono attualmente in corso presso Malga Pila nella zona di scaglie permiane al contatto tra il basamento cristallino e la copertura sedimentaria in posto.

Conclusioni sulla formazione.

Le rocce che hanno dato origine agli Scisti di Edolo erano essenzialmente peliti con locali intercalazioni siltoso-arenacee e più raramente marnose. Solo la parte settentrionale della zona, che corrisponde probabilmente al tetto della serie originaria, mostra un prevalere di materiali di derivazione neritica. Una datazione stratigrafica di queste rocce non è ovviamente possibile: in passato sono state suggerite età tra l'Archeozoico ed il Paleozoico inferiore e, su basi a noi ignote, è stato tracciato anche un limite cronostratigrafico all'interno della formazione !

Datazioni col metodo Pb- α su zirconi di metamorfiti del cristallino a S della Linea Insubrica, in Piemonte, hanno dato età precaledoniana: 613-795 M. A. (BUCHS *et al.*, 1962; CHESSEX *et al.*, 1964) confermata poi col metodo Rb — Sr: 980 M. A. (GRAESER e HUNZIKER, 1968).

Il fenomeno metamorfico principale è sicuramente prepermico (MOTTANA, 1963) e probabilmente ercinico, come indica un'età di 244 M. A. ottenuta col metodo K — A su una biotite negli scisti di Corenno Plinio, al limite occidentale delle Alpi Orobie (EL TAHLAWI, 1966). Alcuni autori (STAUB, 1948; DE SITTER e DE SITTER KOOMANS, 1949) propendono però per un duplice metamorfismo, caledoniano ed ercinico.

⁽⁹⁾ Questi filoni furono sfruttati, in gran parte, in modo artigianale fino ai primi del 1800 (vedi la grande diffusione delle località con nomi tipo: Forni e Fucine).

Il metamorfismo principale si mantiene nella facies degli scisti verdi, con l'eccezione della fascia pedemontana sotto Carona dove la presenza di andesina indicherebbe una facies delle anfiboliti. Il metamorfismo alpino sembra abbia portato solo a ricristallizzazioni retro-metamorfiche, accentuate in special modo verso NE. Ad una fase tardiva di esso riteniamo di poter datare il fenomeno blastico da noi descritto per gli scisti albitizzati.

Gneiss del Palone di Sopressà.

Il termine formazionale viene da noi introdotto per designare un complesso gneissico racchiuso entro gli Scisti di Edolo che, pur non presentando sempre continuità areale, mostra una notevole omogeneità di tipo litologico. Benchè la formazione copra un'estesa area, soprattutto nella parte orientale della zona, essa non era ancora stata distinta dagli Autori precedenti. Già PORRO (1911) aveva però accennato alla presenza di « gneiss verdi » e, successivamente, DOZY e TIMMERMANS (1935) e SCHIAVINATO (1954) avevano descritto petrograficamente come « ortogneiss » alcuni affioramenti marginali atipici della formazione.

Il nome formazionale è tratto dal Monte Palone di Sopressà (q. 2583) [32 TNS 97160774] dove la formazioine è visibile in tutta la sua estensione verticale e nei suoi rapporti normali con gli Scisti di Edolo. Nell'area del nostro rilevamento questi gneiss affiorano, ad Ovest, attorno al Pizzo del Diavolo di Malgina, dove i rapporti con gli Scisti di Edolo e con il sedimentario sono estremamente complicati; continuano con una fascia dalle Cime di Caronella al Monte Lorio, a contatto ora tettonico ora normale con gli stessi scisti; mostrano il principale sviluppo tra il Lago di Piccolo e lo spartacque camuno dove i contatti sono per lo più normali; terminano infine verso Est, sfumando in intercalazioni ad ammasso o a banco negli scisti, già rilevate da SCHIAVINATO (1954) come ortogneiss e colmiti.

I rapporti con gli Scisti di Edolo, escludendo quelli tettonici, sembrano estremamente netti; solo talvolta e soprattutto ad Est si assiste ad un apparente passaggio graduale per arricchimento in quarzo e muscovite e tendenza a tessitura scistosa. I rapporti con la formazione degli Gneiss di Cima Fraitina sono poco chiari: in alcuni punti il limite è netto, in altri si ha graduale passaggio, mentre non mancano zone con intercalazioni ripetute delle due rocce una nell'altra.

CLASSIFICAZIONE PETROGRAFICA.

Nella classificazione per facies petrografiche, le rocce in esame rientrano in quella degli scisti verdi. Le paragenesi riscontrate sono:

- a) qz - clor - muse - alb
- b) qz - clor - alb - ep
- c) qz - gran - muse - clor - alb
- d) qz - gran - alb - muse - clor - biot

La paragenesi del tutto prevalente è la *d* (50% circa) seguita dalla *c* (30% circa). Le altre paragenesi quindi sono probabilmente delle intercalazioni eccezionali, anche se ricorrenti, particolarmente povere di granato.

Questi i tipi litologici in base ai rapporti quantitativi tra i minerali:

- gneiss cloritico,
- gneiss granatifero a clorite,
- gneiss granatifero a biotite.

Come si può vedere, il tipo litologico prevalente appartiene alla subfacies B 1.3, di più alte P e T di formazione, come avviene per le rocce circostanti, cioè i micascisti granatiferi della formazione degli Scisti di Edolo.

DESCRIZIONE MACROSCOPICA.

Il tipo litologico che meglio si caratterizza in affioramento è uno gneiss verde massiccio, a struttura talora occhiadina, con modesto lettaggio. Anche ad occhio nudo si riconoscono: quarzo, feldspato, clorite, granato e, raramente, biotite.

Normalmente l'alterazione superficiale maschera la tessitura; però la compattezza della roccia e la sua fratturazione parallelepipedica, che danno origine ad un paesaggio più aspro di quello dei micascisti, permettono quasi sempre un riconoscimento anche a distanza. Il litotipo caratteristico è meglio rappresentato nella zona di massimo sviluppo della formazione, dove figurano anche, a tratti, banchi a tessitura occhiadina molto sviluppata ed a lettaggio talmente sfumato da poterli far definire « granitoidi » ⁽¹⁰⁾.

⁽¹⁰⁾ Questi ultimi affiorano anche in zone marginali con giacitura non molto chiara. Ciò ha indotto DOZY e TIMMERMANS (1935) a considerarli ortoderivati (Lago del Barbellino e Foppa di Sopra).

In zone tettonizzate ed in prossimità del limite con le rocce circostanti, si ha una convergenza di aspetto esterno con queste per aumento della fogliazione ed arricchimento in quarzo e muscovite. In particolare la definizione del limite con gli gneiss della Cima Fraitina, è resa difficile in certi punti dalla presenza di patine di alterazione rossastre e di arricchimenti in limonite derivata da siderite. Queste rocce atipiche formano anche le intercalazioni nelle quali sfuma la formazione sul versante camuno sopra Malonno, già descritte da SCHIAVINATO (1954) come « Ortogneiss chiari » ed associate alle colmiti.

DESCRIZIONE STRUTTURALE.

I caratteri strutturali descritti per i micascisti non sono altrettanto definibili negli gneiss in esame. Manca anzitutto una bancatura riferibile ad S_0 . In affioramento si notano talora dei piani tra loro subparalleli che sono però riferibili più alla fratturazione che ad alternanze litologiche primarie e mostrano, nel loro sviluppo complessivo, un andamento capriccioso. Analogamente mancano superfici di scistosità: nella tessitura gneissica, generalmente ben marcata, si riconosce solo un certo lettaggio dovuto ad isoappiattimento dei granuli feldspatici.

Nelle zone tettonizzate, oppure nelle aree marginali di affioramento, la roccia assume però un aspetto piuttosto scistoso, in relazione soprattutto ad una certa variazione nella composizione mineralogica nonché a fenomeni dinamici. E' sempre riconoscibile una lineazione L_2 definita dall'allungamento preferenziale subparallelo delle lamine di biotite e di clorite e da un appiattimento dei minerali granulari.

DESCRIZIONE DEI COMPONENTI MINERALOGICI.

Quarzo. Sempre presente, raramente abbondante, forma lenticelle o letti costituiti da granuli a contorni lobati. Nei litotipi marginali abbondano letti di grani fini avvolti da minuta pellicola micacea. Frequentissimo il quarzo a goce nel plagioclasio.

Granato. Costituisce un minerale caratteristico della formazione e ne permette una sicura distinzione sul terreno dai contigui Gneiss di Cima Fraitina. I cristalli (0,1-2 cm $\varnothing$), idiomorfi, raramente peciloblastici, sono poco alterati nei litotipi in paragenesi con biotite; in quelli con clorite ne rimangono pochi residui entro nidi feltrati di sericite e pennina che mantengono la forma esterna e le inclusioni dell'originario granato.

Biotite. Minerale comune in lamine microscopiche pleocroiche da marrone rossiccio a giallo ($2E \sim 7^\circ$; $\Delta = 0,048-0,057$). Normalmente è in atto

un avanzato processo di cloritizzazione che genera un pleocroismo sul verde oliva e segrega magnetite e sagenite. Meno frequente l'alterazione per decolorazione. In alcune zone limitate ($\sim 5\%$ dell'area) la biotite è macroscopica, raccolta in letti in cui le lamine hanno disposizione irregolare e mostrano deformazioni para (piegamento a S delle sfaldature, contorsioni, estinzioni ondulate) e posteristalline (sfibrillamento ai bordi).

Clorite. Minerale sempre presente, impartisce a queste rocce il caratteristico colore verde. Microscopicamente si riconosce una clorite primaria di tipo procloritico ⁽¹¹⁾, non molto abbondante ed in pacchetti a tendenza idiomorfa con deformazioni paracrystalline. Più diffusa la clorite secondaria, di tipo pennina, la cui quantità è funzione del grado di alterazione di biotite e granato. Le proprietà roentgenografiche di quest'ultima sono d_{001} 14,136-14,141 e b_0 attorno a 9,30.

Muscovite. E' diffusa, ma in modeste quantità, nelle rocce più tipiche, mentre nelle aree marginali aumenta decisamente impartendo alla roccia una certa tessitura listata. Otticamente la birifrangenza delle miche nelle due aree è la stessa ($\Delta = 0,025-0,031$), ma $2V_x$ nella prima è tipico della muscovite ($\sim 30^\circ$), nella seconda è tipico della fengite ($5-10^\circ$). Analogamente ai RX b_0 varia tra 9,034 e 9,040 per la fengite, mentre è attorno a 9,01 per la muscovite; d_{002} invece è più o meno costante per entrambe tra 9,947 e 9,959.

Plagioclasio. Sempre abbondante e talora preponderante mostra i seguenti tipi strutturali che normalmente coesistono:

a) la matrice a grana fine della roccia è data da granuli medio-piccoli, freschi, peciloblastici, raramente sfaldati e geminati, di composizione albitico-oligoclasica ($2V_x = 83^\circ \pm 2^\circ$).

b) cristalli medi cataclastici, corrosi ai bordi e ben sfaldati. La parte interna mostra una fine geminazione a lacinie del tipo « a scacchiera », che al bordo passa a geminazioni identificabili come albite ed albite-periclino ⁽¹²⁾. La composizione è albitica pura ($2V_x = 76^\circ \pm 1^\circ$).

c) cristalli di dimensioni variabili raccolti in occhi glomerati; la sfaldatura è irregolarmente distribuita, al pari della geminazione di norma inequiamellare (leggi dell'albite ed albite-periclino). Composizione albite-oligoclasio.

d) in alcune rare sezioni compaiono grossi cristalli oechiadini con aspetto « a chiazze » dovuto ad invasione del fenocristallo da parte di plagioclasio.

⁽¹¹⁾ Proprietà ottiche: sfaldatura poco netta; allungamento negativo; estinzione retta; pleocroismo vivace $X = Y$ verde azzurro - verde intenso, Z giallo, talora giallo verdastro; colori di interferenza anomali sul viola - lilla, $\Delta \sim 0,001$; $2E$ molto piccolo.

⁽¹²⁾ Dato che questo tipo di plagioclasio è molto più diffuso negli gneiss di Cima Fraitina, rimandiamo ad essi per una descrizione di dettaglio.

elasio dei primi due tipi. Abbondano le geminazioni sovente complesse (albite, albite-Carlsbad, albite-Carlsbad-perielino, albite-Ala B-perielino. La composizione è ancora albitico-oligoelastica.

Accessori. Epidoto è comune e, in un caso (Malga Torsolazzo), sembra sostituire il granato come elemento granulare colorato; carbonato, zircone, apatite, rutilo, tormalina, titanite e minerali opachi sono presenti in modo del tutto irregolare.

CONCLUSIONI SULLA FORMAZIONE.

La formazione è molto omogenea sia come litotipo sia come facies metamorfica; le variazioni sono modeste e limitate alle aree marginali. Se non ne è difficile lo studio petrografico, il problema sorge quando si vuol tentare di interpretarne la origine: alcuni dei suoi caratteri, sia petrografici sia strutturali, sono tali che possono farla riferire alternativamente ad un orto o a un paraderivato. Alla prima interpretazione inducono: la tessitura massiccia, la mancanza di alternanze litologiche, la struttura glomero-occhiadina e la presenza di albite a scacchiera (EXNER, 1949). Alla seconda: il passaggio laterale, almeno apparente, ai derivati pelitici degli Scisti di Edolo e l'abbondanza in granato. Anche la giacitura può portare alle due conclusioni: sovente queste rocce sono concordanti, quali sarebbero se fossero derivate da lenti originarie arcosiche, talora però si osservano aposifi della massa che si interpongono, in discordanza, negli Scisti di Edolo. In aree ristrette, questi caratteri portano decisamente ad una interpretazione orto, come già fu sostenuto da DOZY e TIMMERMANS (1935) e da SCHIAVINATO (1954).

Nell'insieme della formazione il quadro genetico rimane ancora dubbio: una interpretazione decisiva non sembra possibile se non dopo ulteriori approfonditi studi, anche petrochimici.

Gneiss di Cima Fraitina.

In base alle considerazioni generali introduttive, anche per gli gneiss chiari che affiorano tra la Val Caronella e la Val Brandet abbiamo istituito una formazione denominata Gneiss di Cima Fraitina dal luogo dove sono più caratteristici (32 TNS 85300624). Questa formazione non presenta continuità areale, sia per motivi tettonici, sia perchè passa talora agli Gneiss del Palone di Sopressà.

Area tipo è la cresta tra il Monte Lavazza ed il Passo del Serio, dove è presente il litotipo meglio definibile ed il suo limite normale con le formazioni incassanti. La formazione affiora con grande estensione areale nella media Val Campovecchio e, con lembi limitati tettonicamente, nell'alta Val Caronella; ma è caratteristica anche la sua presenza in affioramenti ad ammasso nei fondi valle (Malga Caronella, Baite S. Paolo, i Laghetti di Val Campovecchio, Lago naturale del Barbellino).

CLASSIFICAZIONE PETROGRAFICA.

Come tutte le formazioni di questa zona, anche quella in esame rientra nella facies degli scisti verdi mostrando le seguenti paragenesi:

- a) qz - alb - muse
- b) qz - alb - muse - clor
- c) qz - alb - biot - muse - clor

Prevale fra tutte la prima, che è quindi l'associazione caratteristica della formazione, alla quale corrisponde il litotipo più diffuso:

- gneiss chiaro a fengite (85%),
- gneiss a fengite e biotite (15%).

Nella suddivisione in subfacies, la formazione rientrerebbe in quella B 1.1. In base alla posizione nel Complesso e soprattutto in base agli intimi rapporti con gli Gneiss del Palone di Sopressà, è però probabile che, come questi, le rocce in esame abbiano subito un metamorfismo di grado più elevato e che l'associazione mineralogica non rispecchi altro se non una composizione di roccia originaria particolarmente povera in ferro e magnesio.

DESCRIZIONE MACROSCOPICA.

Sul terreno gli Gneiss di Cima Fraitina sono facilmente riconoscibili e mostrano notevole omogeneità. Si tratta di gneiss chiari rosati, molto massicci, in cui, in una mesostasi piuttosto fine, si notano porfiroblasti tondeggianti di plagioclasio (2-3 mm $\varnothing$) e laminette di muscovite. A tratti però la roccia può mostrare una certa fissilità, dovuta più ad una laminazione secondaria che ad una scistosità. Intercalati agli gneiss rosati, compaiono disordinatamente litotipi con biotite ma-

croscopica. Caratteristica la presenza, lungo le fratture, di spalmature di limonite e siderite, che conferiscono alla roccia il colore rosato in massa.

DESCRIZIONE STRUTTURALE.

I caratteri d'affioramento corrispondono, nell'insieme, a quelli della formazione del Palone di Sopressà: mancanza di S_0 , compattezza, omogeneità notevoli e fitta fratturazione. Nè sul campione, nè in sezione sottile sono riconoscibili, nei litotipi caratteristici, tessiture orientate: solo in aree limitate e probabilmente tettonizzate si sviluppa una certa tessitura listata, data da grossi letti quarzo-feldspatici, intercalati da sottili pellicole micacee. Si ha in questi casi una netta convergenza di aspetto coi litotipi marginali della formazione del Palone di Sopressà ⁽¹³⁾. Tutta la roccia appare interessata da fenomeni elastici con formazione di tipiche strutture a mortaio.

DESCRIZIONE DEI COMPONENTI MINERALOGICI.

Plagioclasio. E' il minerale che più caratterizza la roccia, in cui è nettamente prevalente (fino al 50%). I tipi strutturali sono:

a) fresco, debolmente peciloblastico, allotriomorfo, ben sfaldato e costantemente geminato per lo più secondo la legge dell'albite, con rari Carlsbad ed albite-pericline. Le lamelle di geminazione mostrano, di regola, sviluppo decisamente diverso. La composizione è albitica 3-9% An ($2 V_z = 80^\circ \pm 2^\circ$).

b) Peciloblastico con bordi limpidi, tondeggianti, fratturato e non bene sfaldato nè geminato. A volte forma strutture pavimentose con il quarzo, a volte gli è invece intimamente addentellato. La composizione è albitico-oligo-clasica 5-13% An ($2 V_z = 86^\circ \pm 2^\circ$).

c) Cristalli allotriomorfi, allungati o arrotondati, quasi mai a spigoli vivi, peciloblastici, debolmente caolinizzati e con estinzione ad onde. Costante e caratteristica una geminazione a lacinie con disposizione passante da fusi-forme a scacchiera. La distribuzione della geminazione è molto irregolare in uno stesso cristallo: accanto a zone finissimamente geminate, ce ne sono altre in cui le lamelle si individualizzano e la scacchiera si fa più evidente; ciò accade per lo più verso il bordo degli individui. La parte più minutamente geminata assume l'aspetto di una micropertite, pur dimostrandosi, dal segno ottico positivo e dalle osservazioni in luce parallela a forti ingrandimenti, albite totalmente omogenea. Nelle zone a scacchiera ben definite, l'esame al T.U.

⁽¹³⁾ In questi ultimi sono però sempre presenti granato e clorite.

mostra che questa è data da una geminazione discontinua albite-periclino. La composizione è albitica pura 0-4% An ($2 V_z = 78^\circ \pm 1^\circ$).

Mica bianca. Sempre presente e discretamente abbondante, assume disposizione orientata solo nelle aree marginali. Le lamine grandi e irregolarmente distribuite, hanno $2 V_x = 5 \div 10^\circ$ e birifrangenza 0,033-0,036, b_0 9,03, d_{002} 9,963-9,969, politipo 2M, caratteri corrispondenti a quelli della fengite. E' presente anche a tratti sericite feltrata, non organizzata, passante nelle zone marginali della formazione a lamine di medie dimensioni ed iso-orientate di muscovite ($\Delta = 0,024$, $2 E \sim 40^\circ$).

Quarzo. E' comune tanto in letti e noduli, che simulano talora una tessitura occhiadina, quanto in intime associazioni col plagioclasio, con contorni frastagliati e talora vermicolari.

Clorite. E' abbastanza diffusa, ma non nei litotipi più tipici. Si tratta di una pennina con pleocroismo debole dal verde pallido all'incolore.

Biotite. Rara di norma, caratterizza alcuni affioramenti dove compare in grosse lamine pieghettate e talora concresciute a pacchetti alterni con fengite. Il pleocroismo è intenso da giallo miele a marrone rossiccio; $\Delta = 0,042$ -0,046, $2 V_x = 6^\circ$ -8°.

Accessori. Sono rutilo, zircone, apatite, titanite e pistacite. Frequente ed abbondante è la siderite e talora l'ematite, entrambe limonitizzate in gran parte.

CONCLUSIONI SULLA FORMAZIONE.

Come per la formazione degli Gneiss del Palone di Sopressà, le indagini da noi svolte, sia sul terreno sia in laboratorio, non hanno finora permesso una interpretazione genetica che andasse oltre la semplice ipotesi di lavoro. Le due formazioni mostrano evidenti interdipendenze reciproche, per cui i dati dell'una dovrebbero permettere di precisare meglio l'interpretazione dell'altra, ma nell'insieme essi non sono sufficienti ad un chiarimento della loro origine.

Considerando singolarmente la formazione testè descritta nei suoi rapporti con gli Scisti di Edolo, essa forma: banchi interstratificati con contatti netti, ammassi anche discordanti nei fondivalle, masse che ricoprono in discordanza gli scisti e dalle quali si diramano lingue che passano ad intercalazioni concordanti. Nei suoi rapporti con gli Gneiss del Palone di Sopressà la formazione in esame ha a tratti l'aspetto di un'aureola di differenzazione, passante localmente ad intercalazioni irregolari di aspetto filoniano.

Questi dati possono essere interpretati o sotto un punto di vista orto, oppure più probabilmente come rocce di origine qualsiasi la cui posizione nella serie scistosa è stata assunta durante fenomeni dinamici

precedenti all'atto metamorfico principale. Le affinità petrografiche tra le due formazioni gneissiche sono evidenti: in particolare vi è comune la presenza di un plagioclasio « antico » che mostra struttura a scacchiera.

Questa geminazione è riportata in letteratura per rocce effusive acide (cheratofiri) e per rocce metasomatiche (albititi). Molto recentemente è stata rinvenuta anche in rocce a basso grado metamorfico (SASSI e ZIRPOLI, 1965; CALLEGARI e DE PIERI, 1967) ritenute di derivazione orto. In rocce di grado metamorfico maggiore sembra rara, ma EXNER (1949) la dà per tipica e diffusa in alcuni gneiss dei Tauri. Egli conclude che l'albite a scacchiera deriva da parziale smescolamento del K-Na-feldspato di una originaria roccia granitica, seguito da debole apporto metasomatico ⁽¹⁴⁾.

Nel nostro caso l'albite a scacchiera fa parte della paragenesi più antica, ma le relazioni strutturali sono troppo obliterate dal metamorfismo per poter giungere ad una conferma della origine orto di queste rocce. Qualora fosse possibile provarla, la massa di rocce in esame potrebbe essere l'equivalente, nelle Alpi Orobie, dei « porfiroidi » descritti da SASSI e ZIRPOLI (1963, 1965) nel Comelico ed a Recoaro e attribuiti da questi autori all'Ordoviciano.

Formazione di Forno d'Allione.

Tra Forno d'Allione e Cedegolo, sui due versanti della Val Camonica, sono esposte ⁽¹⁵⁾ rocce che, almeno sul versante orobico, ben si differenziano dai circostanti scisti. Geologicamente questo insieme di rocce colpisce per la giacitura a cupola, non usuale nelle Alpi Orobie. Sembra di essere in presenza di un nucleo anticlinale orientato circa NE-SW, parallelamente all'asse della Val Paisco. Petrograficamente esso si compone di gneiss grigio verdastrì chiari entro i quali sono intercalate numerosissime anfiboliti con andamento disordinato, quasi « a fiamme ».

⁽¹⁴⁾ L'origine dell'albite a scacchiera dal metasomatismo sodico di feldspato potassico ha avuto conferma sperimentale da parte di CHRISTOPHE MICHEL-LÉVY (1968).

⁽¹⁵⁾ Sezioni artificiali particolarmente indicative si hanno sulla SS 42 del Tonale tra i km 105 e 107.

L'esame petrografico dettagliato infine ha messo in mostra un salto di facies metamorfica tra le rocce in esame e gli scisti incassanti.

Questo insieme di caratteri distintivi ci ha suggerito di istituire una nuova formazione, detta di Forno d'Allione, la cui sezione caratteristica è visibile sul versante destro della Val Camonica in un dosso arrotondato presso la baita q. 463, appena oltre la fabbrica di Forno d'Allione in direzione di Cedegolo [32 TPS 02000470].

Le rocce sono le stesse citate da COZZAGLIO (1894) e da MONTI (1894) e riprese da SALOMON (1908) come probabili intercalazioni di colmiti (della formazione degli Scisti di Rendena) entro gli Scisti di Edolo. Questi ed altri Autori insistono sulla presenza nella zona di una struttura anticlinale (anticlinale di Cedegolo) di cui lo gneiss costituirebbe il nucleo.

CLASSIFICAZIONE PETROGRAFICA.

L'esame di numerose sezioni sottili ha messo in mostra le seguenti paragenesi:

1° - per gli gneiss:

- a) muse - qz - plag - alb - mier
- b) muse - qz - plag - alb - biot - mier
- c) muse - qz - plag - alb - biot - ep - mier

2° - per le anfiboliti:

- a) anf - plag - qz
- b) anf - plag - qz - biot - ep
- c) anf - ep - qz - plag

Negli gneiss è caratteristica la coesistenza costante di un plagioclasio « vecchio » di composizione andesinica e di un plagioclasio « fresco » albitico, entrambi di aspetto primario ma separati in letti diversi. Analogamente nelle anfiboliti plagioclasio basico zonato può coesistere con albite. Per la presenza di plagioclasio andesinico queste rocce appartengono, secondo la classificazione petrografica da noi seguita, alla facies delle anfiboliti ad almandino, subfacies probabilmente B 2.1.

DESCRIZIONE MACROSCOPICA.

Il tipo litologico che costituisce la roccia-trama della formazione è uno gneiss chiaro, verdastro o roseo sul campione fresco, rossiccio sulle superfici di alterazione. L'abbondanza di quarzo e le fini spalma-

ture di muscovite e clorite lo rendono lucido in frattura. Subordinati sono tipi decisamente verdastrì, a grana fine e con più evidente lettaggio. Ancor più subordinati sono banchi massicci bianco-rosati con struttura irregolarmente occhiadina, simili esteriormente alle « colmiti » descritte da SALOMON (1908). Solo a tratti sono state osservate macroscopicamente rocce biotitiche. Nella trama gneissica sono comuni anfiboliti a grana fine, verde scure, ricche di venule epidotiche che talora passano a lenticelle. Raramente le anfiboliti assumono grana abbastanza grossa, fino a mostrare cristalli individuabili.

DESCRIZIONE STRUTTURALE.

La struttura generale della massa è, come già accennato, decisamente anticlinale. Asse della piega e lettaggio degli gneiss, dove visibile, coincidono e sono diretti entrambi ENE-WSW. L'immersione varia sui due fianchi della piega con pendenze massime sui 45°.

Le anfiboliti affiorano in modo del tutto imprevedibile: non è stato possibile riscontrare nella formazione alcun orizzonte preferenziale nè, là dove esse affiorano, la loro giacitura locale è costante. Nello spazio di pochi metri si hanno bancate perfettamente concordanti, improvvisate terminazioni a lente, diramazioni discordanti: un andamento del tutto caotico. Questo può esser messo in relazione in parte con la locale tettonica a fini scagliature, ma per la maggior parte dei casi l'intercalazione gneiss-anfiboliti sembra premetamorfica.

La microstruttura è caratterizzata negli gneiss da un prevalente lettaggio, in cui i letti granulari hanno larga prevalenza su quelli lamellari. A questo è sovrapposta una struttura glomero-occhiadina, sviluppata particolarmente nei banchi « colmitici ». Deformazioni secondo una S_2 di laminazione sono frequenti, ma anche in una sola sezione l'orientazione di S_2 varia a seconda dello spessore dei letti interessati.

Nelle anfiboliti una decisa scistosità è riconoscibile solo nelle varietà a grana finissima, oppure là dove sono presenti alternanze di letti anfibolici con letti epidotici. La struttura è di norma feltrata, senza lineazione apparente.

DESCRIZIONE DEI COMPONENTI MINERALOGICI.

Lo gneiss di Forno d'Allione tipico è costituito da:

Quarzo. Minerale prevalente, in granuli lobati di medie dimensioni, sovente raccolti in letti ed appiattiti secondo S_1 . Esso è costantemente associato al plagioclasio.

Plagioclasio. Se ne riconoscono tre tipi, distinguibili tanto per composizione quanto per aspetto strutturale:

a) la maggior parte è data da plaghe allotriomorfe, costituite a loro volta da cristalli appiattiti secondo S_1 , finemente geminati secondo l'albite e l'albite-Ala B, più raramente albite-pericline. Lo stato di alterazione è avanzato, per sericitizzazione ai bordi ed a lamelle alterne. La composizione è decisamente andesinica, tra il 35 ed il 40% An ($2 V_x = 82^\circ-85^\circ$).

b) Meno frequenti, ma sempre presenti, sono agglomerati tondeggianti pseudo-occhadini, formati da più cristalli compenetrati, malamente sfaldati, ben geminati secondo le leggi albite o albite-pericline. A volte la geminazione diventa irregolare « a chiazze » o perfino « a scacchiera ». La composizione è albitica tra 0 e 10% An ($2 V_x = 74^\circ-80^\circ$).

c) Compone la massa di fondo albite fresca ($2 V_x = 80^\circ-82^\circ$) a grana minuta, coneresciuta a mosaico con quarzo, oppure formante accrescimenti al bordo dei glomeri pseudo-occhadini.

Microclino. E' presente in tutte le sezioni esaminate, in cristalli allotriomorfi grandi, sovente invasi e smembrati da albite tipo c. La struttura a graticcio è distribuita irregolarmente nei granuli, che a volte sono anche geminati sec. Carlsbad. Raramente si notano strutture micropertitiche dovute a infiltrazione di albite c nei piani 001. Angoli $2V_x 80 \div 84^\circ$ indicano trattarsi di un microclino massimo.

Mica bianca. Di tipo fengitico ($2 E = 5-10^\circ$) forma letti ondulati paralleli a quelli di quarzo e plagioclasio, costantemente zeppi di cristallini di epidoto. Al diffrattometro risultano coesistenti due varietà entrambe fengitiche ($b_0 = 9,026$), con diverso contenuto di paragonite ($d_{002} = 9,943-9,946$ per una; 9,963-9,965 per l'altra).

Biotite. Forma lamine isolate, fortemente alterate con segregazione ai bordi di componenti opachi e trasformazione generale in clorite.

Molto abbondante è l'epidoto pistacitico, in granuli di medie dimensioni contenuti nei letti micacei. Più raramente compaiono grossi granuli ortitici fratturati, ricementati da quarzo e pistacite. Altri accessori comuni sono l'apatite, l'ematite, la sagenite entro la biotite decolorata e la magnetite al bordo di questa.

Le anfiboliti, pur mostrando una notevole variabilità, sono costituite sempre per oltre il 75% da anfibolo, in cristalli di dimensioni variabili, sempre allungatissimi e privi di terminazione. I cristalli più grossi mostrano una decisa zonatura, con Z di colore più intenso alla periferia. Il pleocroismo è Z verde azzurrognolo, Y giallo, X giallino pallido o incolore; $Z^{\wedge} c 15^\circ-17^\circ$, $2 V_x = 86^\circ-92^\circ$.

Subordinati compaiono: epidoto pistacitico, di colore giallo intenso, in granuli ed in prismi allungati e di dimensioni variabili con quelle dell'anfibolo; plagioclasio, sia in sottili letti discontinui associati a quarzo ed epidoto, sia come plaghe intercristalline laddove gli anfiboli hanno disposizione intrecciata. L'alterazione dei plagioclasii è intensa e costante, sia per sericitizzazione sia per sanssurizzazione. I loro residui, raramente sfaldati e geminati, ma quasi costantemente zonati, mostrano al nucleo composizione andesinica ($2 V_x = 83^\circ$). E' presente in alcune di queste anfiboliti anche plagioclasio più acido (10-12% An) finemente geminato secondo l'albite e l'albite pericline.

Tra i componenti accessori il più frequente è la biotite, rara in grandi lamine, di norma cloritizzata; seguono magnetite, calcopirite, ematite, rutilo, titanite con leucoxeno ed apatite.

CONCLUSIONI SULLA FORMAZIONE.

L'affioramento di Forno d'Allione presenta una associazione litologica unica, a nostra conoscenza attuale, nella Catena Orobica. Quasi altrettanto unica è la presenza costante di un plagioclasio andesinico, da noi riscontrato altrove solo eccezionalmente in aree ristrette negli Scisti di Edolo. Grado metamorfico e struttura geologica rendono altamente plausibile l'ipotesi, già espressa nel secolo scorso, che le rocce dei dintorni di Cedegolo costituiscano l'orizzonte stratigrafico più profondo dell'infrastruttura scistosa delle Alpi Orobiche orientali. Sul materiale che ha dato origine a queste rocce però non vi sono dati sicuri. La caratteristica associazione anfiboliti-gneiss farebbe propendere per una origine para e la disposizione caotica delle prime potrebbe esser dovuta ad un esteso scaglionamento (boudinage). Anche sull'età di queste rocce e sull'età del loro metamorfismo valgono le considerazioni fatte per le altre formazioni. Il salto metamorfico tra gli Scisti di Edolo e le rocce di Forno d'Allione e la presenza in queste ultime di due plagioclasii di diversa composizione, suggeriscono però che esse sono polimetamorfiche. Poichè il metamorfismo in facies di scisti verdi, tipico del Complesso Sudalpino in questa zona, è considerato ercinico, quello in facies di anfiboliti deve essere anteriore, forse caledoniano. Retro-metamorfismi alpini non sono visibili in questa formazione.

PARTE TETTONICA

Generalità.

La tettonica della Catena Orobica, nella zona da noi rilevata, è stata trattata in numerosi lavori che avevano però, come scopo principale, il problema del « *limite alpino-dinarico* » e, come difetto comune, il non essere sufficientemente documentati su rilievi di dettaglio. Questo spiega come sia stata possibile l'annosa polemica tra HENNY e STAUB sull'esistenza e sul decorso della « *anticlinale insubrica* » e tra SPITZ, CORNELIUS, Gb. DAL PIAZ e STAUB sul problema della presenza nelle Alpi Orobiche delle radici della falda Silvretta.

Dato che non era nostro intendimento nè ritornare su ciò nè impostare una interpretazione regionale, di molto maggior interesse sono risultati per noi lavori di dettaglio su scala locale, quali quelli fondamentali del PORRO (1911) e della Scuola di Leida (cfr. DE SITTER e DE SITTER KOOMANS, 1949) sulla linea della Gallinera e sul complesso limite tra sedimentario e cristallino.

Gli olandesi avevano riconosciuto e seguito quasi tutte le linee tettoniche ma, mancando un sufficiente collegamento tra i singoli rilievi e soprattutto non avendo potuto completare il programma a N dello spartiacque, giunsero a conclusioni che, a nostro avviso, non corrispondono sempre alla realtà. In particolare i DE SITTER (1949), nel riassumere e sintetizzare questi lavori, diedero una ricostruzione tettonica generica tentando di ricollegare in modo forzato dislocazioni che, pur parallele, devono essere considerate nettamente distinte.

Descrizione delle principali dislocazioni.

All'interno delle metamorfiti del Complesso Sudalpino vi sono numerosissime zone milonitiche, normalmente subconcordanti con la direttrice generale (monoclinale circa E-W). Esse però, solo in alcuni casi, presentano continuità ed importanza tali da poter essere considerate vere e proprie linee tettoniche. Nella maggior parte si tratta evidentemente di testimonianze delle sollecitazioni alpine, essendo connesse con ampie fasce retrometamorfiche di cui le miloniti rappresentano la zona elastica poco ricristallizzata. In altri casi si tratta di fenomeni ancor più locali che possono essere dovuti a movimenti di assestamento

al limite tra masse o formazioni di diverse caratteristiche meccaniche (per es. al limite tra quarziti e micascisti).

Ai principali allineamenti di miloniti abbiamo assegnato un nome locale: essi verranno qui descritti procedendo da N verso S.

Salendo da Edolo lungo la strada per Santicolo e Corteno, sul versante destro del Torrente Ogliolo, circa allo sbocco della Val di Trivigno, si incontrano le miloniti nerastre della *Linea di Santicolo*, diretta ENE-WSW e seguibile sul terreno sino oltre Sant'Antonio. La potenza della fascia milonitica in vicinanza di Edolo è di circa 200 m, ma nelle valli tra Santicolo e Corteno le potenze riscontrate si aggirano sui 600-700 m. Ciò, con la morfologia di queste incisioni, suggerisce la presenza di una serie di disturbi trasversali diretti N-S. A Sant'Antonio, sul versante destro della Val Brandet, è ancora visibile una ultramilonite, con vistose efflorescenze di solfati, potente circa 150 m. La linea di Santicolo, visto il suo decorso e la presenza di analoghe dislocazioni parallele a N del Torrente Ogliolo (*linea del Monte Borga*) è senz'altro una vicariante della Linea Insubrica.

Un altro allineamento di miloniti, di particolare significato per la presenza di un lembo limitato di calcari arenacei del Servino, si riscontra al Monte Lavazza. La continuazione di questa linea, sul versante destro della Val Belviso, cade al limite tra le quarziti della Ganda ed i micascisti ed assume notevole potenza (fino a 70 m).

Analogamente, al limite tra i micascisti e la massa di quarziti del Monte Palabione, si sviluppa una potente milonite (400 m) in cui sono presenti persino pseudotachiliti (gangmiloniti). Sul versante sinistro della Val Belviso queste miloniti vanno a ricollegarsi, facendo limite tra gli Scisti di Edolo e gli Gneiss di Cima Fraittina, con una linea tettonica a direzione E-W che si dirama dalla Linea Orobica al Passo di Caronella e può facilmente essere seguita sino alla Val Campovecchio (*Linea del Monte Frera*). A q. 2530 sui costoni sotto le Cime di Caronella, nella milonite di questa linea tettonica è compreso un lembo di roccia di tipo conglomeratico simile ai conglomerati permici della soprastruttura, ma ricristallizzata nella massa di fondo.

Tutte le linee tettoniche finora descritte hanno un carattere limitato. Esse sono, a nostro avviso, locali scorrimenti vicarianti delle due dislocazioni di importanza regionale: la Linea Insubrica a N e la Linea Orobica a S. Quest'ultima, nella zona in cui è più rappresentativa, cioè nelle Alpi Orobiche occidentali tra il Lago di Como ed il Monte Masoni

(PORRO, 1899, 1903; DE SITTER e DE SITTER KOOMANS, 1949; CASATI e GNACCOLINI, 1967), è data da un unico limite tettonico continuo a carattere di sovrascorrimento della infra sulla soprastruttura. Più ad E, nelle Valli di Venina e di Arigna (DOZY, 1935; MOTTANA, 1963) non esiste più una linea di dislocazione unica e continua in senso longitudinale, ma il sovrascorrimento degli scisti da N verso S è frammentario e complicato da una serie di sprofondamenti relativi diretti N-S e sub-verticali, riscontrabili anche nel cristallino come limitate fasce milonitiche.

Il sovrascorrimento degli scisti sul sedimentario, quasi sempre accompagnato da lembi di Permotrias in scaglia, avviene secondo un piano molto inclinato nella zona finora descritta. Esso però tende poi ad appiattirsi progressivamente verso E, là dove la Linea Orobica viene a confluire nella Linea della Gallinera AA.

La *Linea della Gallinera* era stata riscontrata originariamente da SALOMON (1907, 1908) nella valle omonima (Gruppo del Baitone) e riconnessa con la tettonica orobica da PORRO (1911). Gli studi degli olandesi avevano definito tale linea in modo più dettagliato, ma la loro frammentarietà ed il non aver rilevato la testata della Val Belviso, li aveva portati a separare nettamente le dislocazioni a direttrice orobica (E-W) da quelle tipo Gallinera (prevalentemente NE-SW). Essi avevano prolungato queste ultime verso SW fino a ricongiungerle con la loro linea Val Canale-Bondione. In realtà, nella « Linea della Gallinera » l.s. AA., bisogna distinguere i due sovrascorrimenti settentrionali (che si ricollegano alla Linea Orobica attraverso il nodo del Foppo Alto) da quello più meridionale che, in base ai rilevamenti nel sedimentario, potrebbe realmente essere la continuazione della Linea Val Canale-Bondione suddetta. Nei particolari, l'andamento della linea è il seguente: nella zona tra la Val Malgina e il Monte Torenà il sovrascorrimento orobico si mantiene a S dello spartiacque, passando per il Passo di Cavrèl, il Lago di Malgina, il Passo di Caronella ed il Passo del Grasso di Pila. A N di esso si sviluppa un sistema di scaglie tettoniche, in cui si può ricostruire un motivo sinclinale (DOZY e TIMMERMANS, 1935; NANGERONI, 1931), costituito da linee prevalentemente N-S intersecanti linee E-W. Sul terreno non è stato possibile seguire esattamente il collegamento tra le dislocazioni nella zona tra le Valli Morte ed il Vallone del Vagh, dove si era arrestato il rilevamento di MOTTANA (1963), ma la continuazione della Linea Orobica può esser ripor-

tata alla linea già seguita in Val d'Arigna tramite una serie di dislocazioni trasversali fra le quali la più importante passa per la Cima Foppa e la Cresta della Pesciola. Questo motivo a scorrimenti differenziali si ripete sia più ad W (come in Valle di Scais) sia più ad E (come in Val Malgina). L'importanza del sovrascorrimento finora seguito è resa evidente anche dall'essere accompagnato da una fascia parallela e continua di zone di albitizzazione che interessano anche parte della milonite (es. Passo del Serio, ecc.).

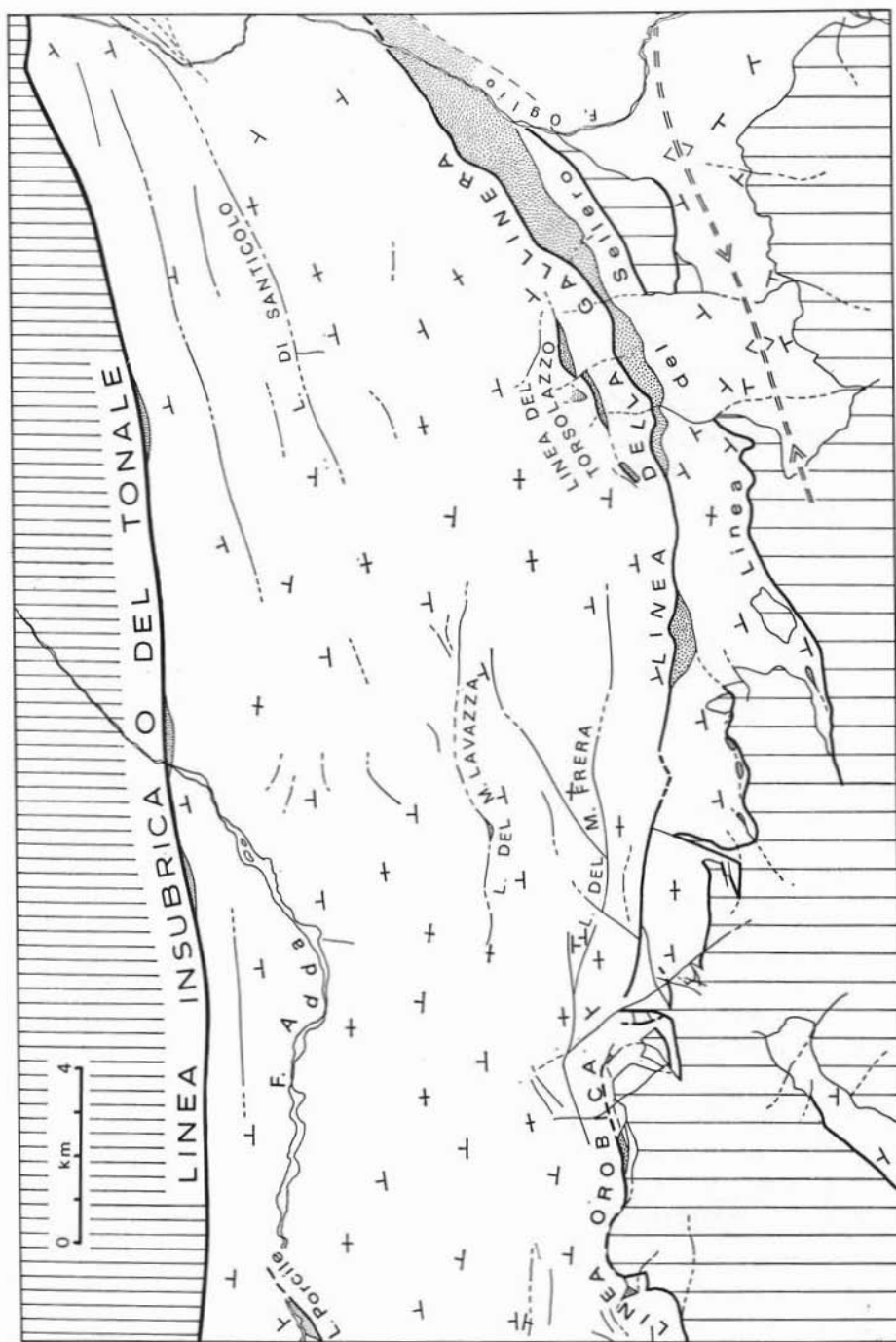
La linea è meno evidente nella testata della Val Belviso, dal Passo del Grasso di Pila al Foppo Alto. Il cuneo sedimentario di questa località, non ancora noto nella letteratura geologica, costituisce il punto nodale dal quale si divergono, attraverso rispettivamente il Passo del Sellero ed il Monte Colombaro, i due sovrascorrimenti superiori che fanno parte della «Linea della Gallinera» secondo tutti gli autori precedenti.

Quello più a N (chiamato da noi *Linea del Torsolazzo*) dopo il Passo del Sellero continua al Monte Culvegla, Pizzo Svolt, Monte Palone del Torsolazzo e si chiude poco più ad E, sempre accompagnato da estese fasce albitizzate. Il piano di movimento si mantiene per tutto questo tratto subverticale; l'intera linea sembra racchiudere il sedimentario come cuneo più che semplicemente delimitarlo a N, mantenendo a S un contatto normale come nelle due successive. D'altronde poco più a N ed anche a contatto diretto con la fascia in esame, affiorano testimoni della copertura sedimentaria in posto isolati per erosione (q. 2608 e q. 2617 a N del Monte Torsoleto; Monte Palone del Torsolazzo). Il piano di scorrimento è generalmente sottolineato da lembi discontinui di porfidi laminati bianchi del Collio («scisti sericitici»

Fig. 3. — *Schizzo tettonico delle Alpi Orobie orientali.*

Segni convenzionali: tratteggio verticale fitto: falde austroalpine; tratteggio verticale spaziato: sedimentario in posto; puntinato: cunei sedimentari entro linee di dislocazione (con alcuni lembi minori in posto). In bianco il cristallino del Complesso Sudalpino. Immersioni $\nwarrow$ subverticali ($> 85^\circ$), $\perp$ tra 70° e 85° .

N.B. Nello schizzo sono comprese anche le Valli di Arigna e di Scais (Mottana, 1963) e la zona di Sazzo (Crespi e Gandini, 1959) adiacenti a ovest, fino al limite cartografico del foglio 19 «Tirano» della Carta d'Italia. Per le aree a est del F. Oglio si sono utilizzati elementi tratti dalla Carta geologica rilevata da G. Schiavinato (1954).



di SALOMON (1907)) come per es. sulla cima del Monte Palone del Torsolazzo e sulla costiera a N del Pizzo Svolt. Essi hanno funzionato appunto come orizzonte lubrificante per le masse in movimento e sono stati resi decisamente metamorfici.

Il sovrascorrimento a S (*Linea della Gallinera s.s.*) va dal Monte Colombaro a Lava di Malonno attraverso la Val Largone, la Val di Scala e la Valle di Molbeno, con un aumento continuo della fascia sedimentaria permica che l'accompagna. Il piano di scivolamento, benché generalmente molto meno inclinato del precedente, ha a tratti dei bruschi raddrizzamenti, come nella Valle dei Mulini dove la fascia sedimentaria si riduce di potenza. A partire dalla Costa delle Blese il piano si appiattisce di nuovo e l'orizzonte sedimentario è costituito da una fascia sempre più potente in cui compaiono anche terreni del Trias inferiore.

Il più meridionale degli scorrimenti facenti parte della « Linea della Gallinera l.s. » AA. è la *linea del Sellero* (DE SITTER e DE SITTER KOOMANS, 1949) ⁽¹⁶⁾, che, a nostro avviso, pur avendo un significato tettonico simile a quello delle linee or ora descritte deve essere considerata a parte perchè da queste diverge per andare a collegarsi, con ogni probabilità, con la linea Val Canale-Bondione. Dal fondovalle della Val Camonica, dove la linea è ancora distinta dalla precedente per l'interposizione di limitati affioramenti di scisti cristallini (visibili sul fondo dell'Oglio al Ponte di Malonno), la linea del Sellero decorre, attraverso la Cornamarcia, Paisco e poi il Monte Gaviera e la Val Servera, fino al Venano di Mezzo. Qui, una faglia trasversale diretta NW-SE ⁽¹⁷⁾ la interrompe spostandola verso N fino al Passo di Venano, donde riprende verso W col nome di « linea dei Tre Confini » (DE SITTER e DE SITTER KOOMANS, 1949).

Una interpretazione generale ammette che la fascia sedimentaria che accompagna la linea del Sellero costituisca il fianco settentrionale in posto dell'*anticlinale di Cedegolo*, il cui nucleo scistoso affiora lungo tutta la Val Paisco. All'interno di questa fascia sedimentaria si è però riscontrata l'esistenza di un ulteriore sovrascorrimento, che interessa solo terreni esogeni e mette a contatto Collio vulcanico a N con Verrucano a S, sovrapponendoli quindi in serie rovesciata. Questo disturbo

⁽¹⁶⁾ ZIJLSTRA (1941) e FABER (1941) la denominarono invece linea del Sellerino.

⁽¹⁷⁾ Questa è probabilmente la continuazione della faglia delle Valli Malgine.

parte da Paisco, decorre E-W e termina contro la faglia N-S della Val di Scala.

Particolarmente interessante è il complicato assetto tettonico della Val Paisco. Qui, due faglie dirette circa N-S e convergenti verso N hanno intersecato i tre sovrascorrimenti precedentemente descritti nella zona tra la Val Largone e la Val di Scala. Data l'inclinazione via via meno accentuata del piano di scivolamento di questi ultimi, il motivo a horst, indotto dalle faglie trasversali, nel caso delle linee superiori ha semplicemente ridotto la potenza della fascia sedimentaria, nel caso della inferiore l'ha sollevata a tal punto da permettere la completa asportazione ad opera dell'erosione. Queste due faglie trasversali sono riscontrabili sia nel cristallino a N sia nel sedimentario di copertura sul lato destro della Val Paisco.

Altre faglie trasversali di questo tipo interessano l'intero contatto col sedimentario a partire dal Pizzo Strinato fino al Monte Demignone, dove esistono anche allineamenti di cunei permici, entro gli scisti, a breve distanza dal limite normale tra questi ed il sedimentario e scagliature di assestamento nella massa sedimentaria dello Scimech di Demignone.

Conclusioni.

Nelle Alpi Orobie orientali si devono distinguere due motivi tettonici fondamentali: quello della struttura interna del basamento e quello dei rapporti di movimento tra esso e la soprastruttura sedimentaria.

Possiamo riferire il primo, come giacitura di banchi, come scistosità ad essa parallela e come andamento generale delle linee tettoniche, ad una orogenesi antica, probabilmente ercinica. Il secondo, che interessa direttamente il sedimentario databile stratigraficamente, deve essere postpermico e non può essere riferito ad altro che alla orogenesi alpina.

La maggior parte delle dislocazioni del basamento con andamento E-W hanno probabilmente avuto origine già nella orogenesi ercinica: infatti si sviluppano, in gran parte, al limite tra strati di diversa resistenza meccanica. Esse però sono state riprese decisamente dalla orogenesi alpina, durante la quale il loro carattere di assestamenti meccanici locali è mutato in quello di scorrimenti laterali e sovrascorrimenti, come dimostrano i numerosi lembi sedimentari incuneati.

Nel periodo iniziale della orogenesi alpina si sono avuti anche, nelle zone del basamento più vicine al sedimentario, piegamenti a largo raggio quale la anticlinale di Cedegolo e Val Paisco.

L'assetto così acquisito dal basamento ha poi ulteriormente condizionato la tettonica tardo-alpina (*fase insubrica* dei DE SITTER, 1949). Le due maggiori dislocazioni insubriche (evidentemente posteriori ai piegamenti del sedimentario), sono infatti parallele alle direttrici antiche: il loro maggior sviluppo e continuità testimoniano l'intensità delle sollecitazioni come pure la loro età più giovane.

L'insieme di questi sovrascorrimenti del cristallino sul sedimentario è quasi certamente dovuto a sottospinte. Ad essi si sono poi sovrapposti movimenti di tettonica gravitativa, prevalentemente nel sedimentario; mentre in masse rigide come il basamento questa fase si è esaurita tramite assestamenti a blocchi verticali lungo faglie trasversali N-S, che hanno influenzato tutte le linee di dislocazione E-W, compresa la Linea Orobica.

RIEPILOGO E CONCLUSIONI GENERALI

In base ai rilevamenti di campagna ed agli studi di laboratorio ⁽¹⁸⁾ le rocce metamorfiche affioranti sul versante settentrionale delle Alpi Orobiche nell'area compresa tra Castello dell'Acqua, Edolo, Cedegolo e il Pizzo Coca, assegnate nelle suddivisioni tettoniche generali delle Alpi al Complesso Sudalpino, sono state suddivise in quattro unità fondamentali. Queste unità stratigrafiche sono, secondo l'indirizzo attuale, a livello formazionale, mentre in un solo caso è stato ritenuto opportuno istituire sottounità a livello di membro (Quarziti della Ganda).

Gli Scisti di Edolo costituiscono la formazione più diffusa. Si tratta dei derivati metamorfici in facies di scisti verdi di una serie sedimentaria prevalentemente pelitica a S, neritico-pelitica a N. Essa doveva essere alquanto monotona, ma il metamorfismo, che varia di sub-facies diagonalmente alla fogliazione, ha dato origine a litotipi differenziati, con prevalenza di micascisti filladici presso Edolo, di micascisti biotitico-cloritici nella zona pedemontana tra Adda e Oglio e di

⁽¹⁸⁾ Tali studi sono stati esposti qui in modo volutamente succinto, poichè è nostra intenzione sviluppare l'indagine delle rocce orobiche mediante una serie di monografie di dettaglio rivolte a tipi litologici caratteristici o a problemi specifici.

micascisti granatiferi nelle aree più interne della catena. Albitizzazioni posteinematiche, a zone o a fasce allungate in senso E-W, hanno interessato l'intera formazione. Di particolare significato petrologico è la presenza, nelle fasce più estese, di quattro diverse fasi di blastesi albitica, che si succedono in modo regolare dai bordi verso il centro della fascia. L'albitizzazione, come pure l'estesa rigenerazione di muscovite che l'accompagna, sembra d'età alpina, perchè condizionata nel suo sviluppo dall'ultima deformazione tettonica subita dalle rocce. Negli Scisti di Edolo sono intercluse, come larghe masse estese in senso E-W, le altre tre formazioni.

Gli Gneiss del Palone di Sopressà (gneiss granatifero-cloritici talora biotitici) e gli Gneiss di Cima Fratina (gneiss fengitici, raramente con biotite) affiorano nella parte sommitale della catena e sono quasi sempre intimamente associati. Dal punto di vista petrografico sono caratterizzati entrambi dalla presenza di albite a scacchiera, che rappresenta il plagioclasio più antico e deriva forse, come suggeriscono recenti studi (CALLEGARI e DE PIERI, 1967; CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, 1968), da un feldspato potassico metasomatizzato in condizioni dinamiche. La presenza di albite a scacchiera in questi gneiss potrebbe suggerirne la derivazione da arcose intercalate nelle peliti, ma non è da escludere che si tratti invece di ortoderivati (cfr. i porfiroidi di SASSI e ZIRPOLI, 1965). Dati geologici di campagna sembrano sostenere la seconda interpretazione che era inoltre già stata favorita da DOZY e TIMMERMANS (1935) e da SCHIAVINATO (1954) per affioramenti marginali della formazione del Palone di Sopressà.

Un'intima associazione di gneiss e anfiboliti, affiorante in una area ristretta ma di estremo interesse geologico e petrologico, è stata denominata Formazione di Forno d'Allione. Essa è la sola unità, nelle Alpi Orobiche orientali, il cui grado metamorfico superi la facies degli scisti verdi. Geologicamente l'affioramento costituisce il nucleo di una anticlinale a largo raggio (Anticlinale di Cedegolo) seguibile lungo tutta la Val Paisco, dove è evidenziata anche dall'andamento della copertura sedimentaria.

Il basamento sudalpino immerge a N in una apparente monoclinale. Rotazioni locali a NW si accentuano presso Edolo in concomitanza con la convergenza tra la Linea Insubrica e il fascio di dislocazioni orobiche. Nel basamento esse sono presenti come limitate linee dirette E-W e NE-SW. Avvicinandosi al limite col sedimentario esse però au-

mentano di frequenza ed intensità, fino a quell'imponente sovrascorrimiento degli scisti sulla sovrastruttura conosciuto col nome di Linea Orobica. Verso W questa ha un piano di scorrimento vicino alla verticale e comprende solo limitati cunei sedimentari; verso E il piano diminuisce di pendenza, le fasce sedimentarie diventano continue e di notevole potenza. La Linea Orobica, sempre più dislocata da assestamenti tardivi diretti N-S, si scinde, al nodo del Foppo Alto, in due sovrascorrimenti, già considerati parte della Linea della Gallinera l.s. AA.

In Val Paisco, in corrispondenza della struttura anticlinale sud-detta, un terzo sovrascorrimiento (linea del Sellero) viene a confluire nella Linea della Gallinera p.d., che, a E dell'Oglio e nella valle omonima, è rappresentata da un'unica fascia sedimentaria.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMI C. (1962) - *La massa femica dell'alta Val Seria al margine settentrionale dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 23, pp. 58.
- ALKER A., CLAR E., FRITSCH W., HOMANN O., KAHLER F., KRAJICEK E., MEIXNER H., MURBAN K., SCHARBERT H. G., SCHMIDEGG O., WEISS E. H., WIESENEDER H. (1962) - *Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer*. N. Jb. Min. Mh., 163-172.
- ANDREATTA C. (1961) - *Metablasten in kristallinen Sockel der Südalpen*. N. Jb. Min. Abh., 96, 228-232.
- ARDIGÒ G. (1953) - *Sul rilevamento della Val Paisco e dell'Alta Val di Scalve*. Boll. Serv. Geol. It., 75, 646-654.
- ARDIGÒ G. (1954) - *Rilevamento della zona ad est di Valbondione*. Boll. Serv. Geol. It., 76, 413-424.
- AZZINI F. (1915) - *Filone diabasico negli Scisti di Edolo*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 30, 1-18.
- AZZINI F. (1921) - *I filoni diabasici nella Valle di Corteno*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 34.
- BEMMELEN R. W. VAN (1966) - *The structural evolution of the Southern Alps*. Geol. Mijnb., 45, 83-127.
- BRINDLEY G. W. (1961) - *Chlorite minerals*. In: G. BROWN ed.: *The x-ray identification and crystal structures of clay minerals*. Miner. Soc. London. pp. 544.
- BUCHS A., CHESSEX R., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. (1962) - *Âges « plomb total » déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes*. Boll. Svizz. Min. Petr., 42, 295-305.
- CACCIAMALI G. B. (1930 a) - *Sulla tettonica delle Orobie*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., s. 2, 63, 438-446.

- CACCIAMALI G. B. (1930 b) - *Morfogenesi delle Prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della provincia di Brescia*. Brescia.
- CALLEGARI E., DE PIERI R. (1967) - *Crystallographic observations on some chess-board albites*. Boll. Svizz. Min. Petr., 47, 99-110.
- CASATI P., GNACCOLINI M. (1967) - *Geologia delle Alpi Orobiche occidentali*. Riv. Ital. Paleont., 73, 25-162.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. (1964) - *Nouvelles déterminations d'âges « plomb total » sur les zircons alpines*. 2e série. Boll. Svizz. Min. Petr., 44, 295-305.
- CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY M. (1968) - *Observations microscopiques de l'échange Na-K dans les feldspaths alcalins*. Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 91, 503-507.
- CIPRIANI C., SASSI F. P., VITERBO BASSANI C. (1968) - *La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico*. Rend. Soc. Min. Petr., 24, 1-37.
- CORNELIUS H. P., CORNELIUS FURLANI M. (1930) - *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 102, 207-301.
- COZZAGLIO A. (1894) - *Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Valcamonica*. Giorn. Min. Crist. Petr., 5, 23-43.
- CRESPI R., GANDINI P. (1959) - *Porfiriti sudalpine ad est di Sondrio*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., 94, 203-220.
- D'AMICO C. (1961) - *Sulla utilizzazione del concetto di metablastesi per molte metamorfiti sudalpine*. Rend. Soc. Min. It., 17, 219-244.
- D'AMICO C. (1962) - *La zona cristallina Agordo-Cereda*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 23, 1 p. 77.
- D'AMICO C. (1964) - *Petrografia e tettonica del Cristallino Sudalpino*. Atti Acc. Sc. Ist. Bologna, 12, 1-16.
- DE JONG K. A. (1967) - *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., 86, 749-776.
- DE SITTER L. U. DE SITTER KOOMANS C. M. (1949) - *The geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leid. Geol. Meded., 14 B, 1-250.
- DE SITTER L. U. (1963) - *La structure des Alpes Lombardes*. Livre Mém. Paul Fallot, 2, 245-256.
- DOZY J. J. (1933) - *Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda*. Leid. Geol. Meded., 6, 133-230.
- DOZY J. J. (1935) - *Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen*. Leid. Geol. Meded., 7, 63-84.
- DOZY J. J., TIMMERMANS P. D. (1935) - *Erläuterungen zur geologische Karte der zentralen Bergamasker Alpen*. Leid. Geol. Meded., 7, 85-109.
- EL TAHLAWI M. R. (1965) - *Geologie und Petrographie der nördlichen Comersegebietes (Prov. Como, Italien)*. Mitt. Geol. Inst. E. T. H. und Univ. Zürich N. F., 27, pp. 199.
- EMMONS R. C. (1943) - *The universal stage (with five axes of rotation)*. Geol. Soc. America, Mem., 8, pp. 205.

- EXNER CH. (1949) - *Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. I. Teil.*, Tschermaks min. u. petr. Mitt., 1, 197-284.
- FABER J. (1941) - *Die geologie van het boven Val Paisco en het boven Valle di Scalve.* Bijdrag tot de Geol. der Berg. Alpen, 21, 1-44.
- FRANZINI M., SCHIAFFINO L. (1966) - *On the x-ray determination of the iron-magnesium ratio in biotites.* Z. Krist., 122, 100-107.
- GANSSEER A. (1968). *The Insubric Line, a major geotectonic problem.* Boll. Svizz. Min. Petr., 48, 123-143.
- GRAESER S., HUNZIKER J. C. (1968) - *Rb-Sr- und Pb-Isotopen-Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-Zone.* Boll. Svizz. Min. Petr., 48, 189-204.
- LUGEON M., HENNY G. (1915) - *Le limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello.* C. R. Acad. Sc. Paris, seduta 22-III-1915.
- MELZI G. (1891) - *Ricerche microscopiche sulle rocce del versante valtellinese della Catena Orobica occidentale.* Gior. Min. Cris. Petr. 2, 1-34.
- MELZI G. (1895) - *Porfiriti della Catena Orobica settentrionale.* Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., 28, 480-488.
- MONTI R. (1894) - *Studi petrografici sopra alcune rocce della Val Camonica.* Giorn. Min. Crist. Petr., 5, 44-71.
- MOTTANA A. (1963) - *Il basamento cristallino sudalpino delle Valli di Arigna e di Scais (Alpi Orobiche centrali).* Atti Soc. It. Sc. Nat. Museo Civ. St. Nat. Milano, 102, 349-377.
- NANGERONI G. L. (1931) - *Osservazioni sulla tettonica delle Alpi Orobiche orientali.* Boll. Soc. Geol. It., 50, 249-253.
- PORRO C. (1899) - *Cenni preliminari ad un rilievo geologico dalla Valsassina al M. Venerocolo.* Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., s. 2, 32, 408-419.
- PORRO C. (1903) - *Carta geologica sulle Alpi Bergamasche, scala 1:100.000 con note illustrative.* Ditta Artaria di F.lli Sacchi e Figli Editori, Milano.
- PORRO C. (1911) - *Notizie geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane.* Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., s. 2, 44, 863-883.
- REINHARDT M. (1931) - *Universal Dreithischmethoden.* Wepf e Cie ed., Basel. 119 pp.
- RITTMANN A. (1929) - *Die Zonenmethode.* Boll. Svizz. Min. Petr., 9, 1-46.
- SALOMON W. (1901) - *Ueber neue Geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe.* Sitzungenh. k. preus. Akad. Wiss., Berlin, I, 170-185.
- SALOMON W. (1907) - *L'origine degli scisti sericitici in Val Camonica.* Comm. Aten. Bresciano, 199-212.
- SALOMON W. (1908) - *Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassif, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von Mechanismus der Intrusionen.* Abh. k. k. Geol. Reichsanst., 21, I & II. Teil., 598 pp.
- SASSI F. P., ZIRPOLI G. (1963) - *Osservazioni sugli scisti cristallini del Comelico.* Acc. Naz. Lincei, Rend. cl. Sc. fis. Mat. Nat., 34, 195-198.

- SASSI F. P., ZIRPOLI G. (1965) - *Contributo alla conoscenza degli scisti cristallini del Comelico (Cadore)*. Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., cl. se. Mat. Nat., 78, 35-72.
- SASSI F. P., ZIRPOLI G. (1968) - *Il basamento cristallino di Recoaro. Studio petrografico*. Mem. Soc. Geol. It., 7, 227-245.
- SCHIAVINATO G. (1951) - *Relazione sul rilevamento geologico-petrografico del Gruppo del Baitone (Adamello nord-occidentale)*. Rend. Soc. Min. It., 7, 94-107.
- SCHIAVINATO G. (1954) - *Sulle rocce diabasiche comprese negli scisti di Edolo in Val Camonica (Lombardia)*. Rend. Soc. Min. It., 11, 233-261.
- SPITZ A. (1919) - *Kritisches zur Frage der alpin-dinarisches Grenze*. Verhandl. Geol. Bund. Wien., 110-122.
- STAUB R. (1922) - *Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica*. Ecl. Geol. Helv., 16, 28-34.
- STAUB R. (1948) - *Aktuelle Fragen in alpinen Grundgebirge*. Boll. Svizz. Min. Petr., 28, 422-442.
- STAUB R. (1949) - *Betrachtungen über der Bau der Südalpen*. Ecl. geol. Helv., 42, 215-409.
- TOBI A. C. (1961) - *The recognition of plagioclase twins in sections normal to composition plane*. Amer. Min., 46, 1470-1488.
- TRENDALL A. F. (1965) - *Technique for optical identification of iron-bearing dolomites: a modification and evaluation*. Canad. Min., 8, 253-255.
- TROMP S. W. (1932) - *La géologie du Valle del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes*. Leid. Geol. Meded., 4, 123-320.
- TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1960) - *Igneous and metamorphic petrology*. 2a ed., Mc Grow-Hill ed., New York, pp. 694.
- WEEDA J. - (1936) - *Carte géologique de la Vallée supérieure du Sério*. Leid. Geol. Meded., 8, 1-54.
- WENK E. (1963) - *Zur Definition von Schiefer und Gneiss*. N. Jb. Min. Mh., 96-107.
- WINKLER H. G. H. (1967) - *Die Genese der metamorphen Gesteine*. 2a ed., Springer ed. Berlino, pp. 237.
- ZIJLSTRA G. (1941) - *Die geologie van de hoofgraat van de Bergamasker Alpen tusschen de M. Gleno en de Monte Venerocolo*. Beijldage tot de Geol. der Bergam. Alpen., 23, 1-62.