

GIUSEPPE BERRUTI\*

**OSSERVAZIONI SULLA TECTONICA DELL'ALTA VAL SERIA  
E DELLA VAL DI CÀSOLA  
(Brescia - Massiccio dell'Adamello)\*\***

**RIASSUNTO** - L'A. esamina le evidenze strutturali dell'alta V. Seria e della V. di Càsola (regione NE dell'Adamello), con particolare riguardo a due linee di dislocazione che ha riscontrato nelle metamorfite del basamento e nelle plutoniti, e ai caratteri delle pieghe del basamento. I fenomeni vengono correlati con evidenze in parte analoghe accertate in altre aree del versante N del massiccio. L'A. ritiene che quanto ha esaminato proponga un apprezzabile rapporto tra la dinamica della L. insubrica e l'assetto dello stesso batolite nel versante settentrionale.

**SUMMARY** - *Observations on the tectonic of the upper Val Seria and Val di Càsola (Adamello Group).* The Author examines the structural evidences of the upper Val Seria and Val Càsola in the Northeastern region of the Adamello group. Particular attention is paid to two displacement lines of the basement metamorphites and the plutonites as well as to the characteristics of the basement folds. The Author connects these data with similar evidences known along the northern side of the Adamello itself. In his opinion these elements strictly link the dynamic of the Insubric Line to the tectonic of the northern side of the batholith.

La valle dell'Acqua Seria (o val Seria) si sviluppa in direzione SE poco a valle della frazione Poia di Ponte di Legno. Superati i due successivi erti gradini, rispettivamente di Valbione e della rocciosa balconata glaciale di Pozzuolo, la Valle termina nell'ampio bacino del circo biforcuto dominato dalla cima di Salimmo. La val di Càsola ha un decorso parallelo alla parte inferiore e media della precedente — appena a W — dalla quale è separata dal Corno Marcio e dal Dosso delle Pertiche che costituisce la prosecuzione del Corno stesso verso N.

Osservazioni su taluni aspetti strutturali di parte della zona in esame vennero formulate da SALOMON (1908-1910), ma limitatamente alla collocazione del tracciato della Linea del Tonale; da CORNELIUS e FURLANI CORNELIUS (1930) la cui attenzione si concentrò solamente sul significato tectonico dei minuscoli lembi permo-triassici affioranti lungo il Dosso Prepazzone (destra V. Seria); ma soprattutto da ADAMI (1963).

ADAMI, dopo aver annotato che «la tettonica è in apparenza assai semplice», rileva che gli Scisti di Edolo immergono in generale verso NNW, con inclinazione tra 50° e 70°, direzione N 55°-65° E. Il forte raddrizzamento (da 70° a 85°) degli Scisti stessi nella zona della Bocchetta di Càsola e della culminazione di q 2509

---

\* Centro Studi Naturalistici Bresciani.

\*\* Ricerca eseguita con il contributo del Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia.



Fig. 1 - La V. dell'Acqua Seria: sulla destra, nella foto, la dorsale P.ta dei Buoi - Corno Marcio e il circo glaciale dell'alta V. Càsola.

(che si erge lungo la dorsale P.ta dei Buoi - M. Castablo - Bocchetta di Càsola - Corno Marcio, denominazione, quest'ultima, che l'A. attribuisce invece alla culminazione citata, sulla base dell'edizione precedente quella 5/73 della Tav. IGM 20 IV S.O. Temù) è interpretato da ADAMI come la possibile conseguenza di «una linea di disturbo di probabile età tardo-alpina», impostata «in corrispondenza alla Bocchetta di Càsola».

BONI (1978-1979), pur non occupandosi direttamente della tectonica della Valle in esame, osserva che una sensibile restrizione dell'areale di affioramento del basamento delle Alpi Meridionali, lungo il versante N del massiccio dell'Adamello, ha inizio a E del M. Càsola «dopo due linee NNE» e si accentua a E della Costa di Casamadre «dopo una linea NNE». Tale restrizione potrebbe essere pertanto posta in relazione con le linee indicate dall'A. citato.

La mia attenzione sul tema in esame è stata richiamata inizialmente dalla constatazione che una particolare facies degli Scisti di Edolo — le c.d. filladi carboniose, più o meno frequentemente milonitiche, corrispondenti agli «scisti grafitoidi» di SALOMON — si presenta con numerosi affioramenti, anche se non sempre estesi, tra la val di Càsola e la val Sozzine.

Quanto al significato di tale litofacies sotto il profilo tectonico è da ricordare che, come osservano LIBORIO e MOTTANA (1969), quando le zone a cataclasiti e miloniti negli Scisti di Edolo assumono una certa consistenza areale associata ad una

evidente continuità, devono considerarsi «vere e proprie linee tectoniche»: e in ogni caso trattasi di «testimonianze delle sollecitazioni alpine». Anche CORNELIUS e FURLANI CORNELIUS (1930) sottolineano l'«importante ruolo» che tale manifestazione esercita nell'ambito della tectonica alpidaica.

Prima di esporre i risultati delle mie osservazioni conseguenti ai rilevamenti effettuati nella zona in esame nel corso degli anni 1984, 1985 e 1986, mi sembra opportuno tracciare un sintetico quadro dell'assetto delle rocce del basamento delle Alpi Meridionali lungo il versante settentrionale del massiccio dell'Adamello, con particolare riguardo all'area compresa tra la grande conca glaciale a W del M. Avio (cui sottende la val Moia) e la val Sozzine. Intendo soprattutto riferirmi al verso di immersione delle rocce in questione, in assoluta prevalenza costituite da micascisti muscovitici e da micascisti quarziticci, nonché alle pieghe attribuibili all'orogenesi alpidaica.

Sia le indicazioni contenute nei Fogli 9 Tirano e 20 Adamello della Carta Geologica d'Italia, che i rilevamenti effettuati da SALOMON (che ne riassunse i dati nel citato lavoro del 1908-1910), dai CORNELIUS (1930) e da me, forniscono un quadro decisamente vario del verso di immersione degli scisti del basamento, della direzione e dei caratteri delle pieghe.

In sintesi si osserva che:

— lungo la dorsale che scende ripida dal M. Piccolo (m 2341) in direzione del grande terrazzo della malga Pozzolo, i banchi della copertura (metamorfiti attribuite, dal F.° 9 Tirano della Carta Geologica d'Italia, al Verrucano Lombardo; micascisti della Formazione di Edolo) presentano una direzione NW-SE. Alla forcella sottesa alla breve parete W del M. Piccolo (forcella che al mio altimetro è risultata a q 2300 ~) l'immersione è a NW con inclinazione di ~45°: tale verso di immersione persiste sino a ~200-220 metri prima del punto quotato m 2200 (Tav. IGM 19 I S.E. Edolo ed. 5/73). Successivamente l'immersione diverge a NE con valori di inclinazione analoghi a quello sopra indicato, sino a raggiungere, in buona parte del tratto terminale della dorsale, un assetto pressoché verticale;

— lungo la val Finale le rocce del basamento immergono in netta prevalenza verso NW;

— in val Paghéra si registra un'immersione a S lungo il versante sinistro; ma è da rilevare che lungo il versante destro — in particolare a SW del Roccolo Pornina e nella parte alta della vallecchia del Secca — si hanno frequenti mutamenti del verso, mutamenti che riflettono una fitta successione di pieghe vergenti a N;

— in V. Valzerù i CORNELIUS (1930) rilevarono una prevalente immersione a S; tuttavia a valle della Piana dei Morei esso muta in NW;

— in val Vallaro SALOMON (1908-1910) indica un verso meridionale lungo il versante destro;

— lungo il crinale ed entrambi i versanti dell'ampio e lungo dosso culminante nel M. Calvo, le variazioni del verso di immersione sono notevoli. Procedendo da S verso N, a partire dalla base del c.d. M. Mezzodì, q 2502 (la denominazione, senza indicazione di quota, è riportata solo sulla guida CAI-TCI «Adamello»), culminazione in tonalite, i micascisti metamorfosati per contatto sono immersi a N sino al dosso di q 2273 come a quello di q 2183, con inclinazione tra 80° e 85°. A settentrione del secondo dosso il verso ruota a NW con una drastica riduzione dell'inclinazione (40° ~);

— in val d'Avio, lungo il versante sinistro, mentre l'inclinazione è in generale compresa tra i 50° e i 65°, l'immersione è rivolta talora a N, talora a NW, o a S. Lungo il versante destro si ripresenta in sostanza, se pur meno accentuato e frequente, il fenomeno delle pieghe con le conseguenze già avvertite per la val Paghéra;

— per le due vallecole senza nome frontistanti Pontagna di Temù possiamo rifarci ai dettagliatissimi profili elaborati dai CORNELIUS (1930) che indicano un'immersione meridionale degli Scisti di Edolo, con un più o meno accentuato grado di inclinazione.

In margine agli elementi che ho potuto raccogliere nel corso dei rilevamenti compiuti nelle valli e dorsali prima ricordate, mi pare sia possibile aggiungere che le rocce del basamento delle Alpi Meridionali affiorino con una sostanziale omogeneità del relativo areale tra il versante sinistro della val Paghera e l'analogo versante della val d'Avio, in questo secondo caso all'altezza della confluenza nella Valle stessa della ripida V. di Mezzodi. A E di tale punto l'affioramento si espande verso S sino quasi alla testata della valle dei Buoi (la cui «corona» rocciosa è in granodiorite), mentre a ENE della dorsale M. Castablo - q 2509 - Bocchetta di Càsola, esso torna ai valori areali precedenti. Osserverei allora che la «sensibile» riduzione dell'affioramento del basamento a cui accenna BONI, nel lavoro citato, si registra decisamente ben più a oriente del M. Càsola, e precisamente a partire dal versante SW del Dosso di Casamadre.

## L'AREA TRA L'ALTA V. DI CÀSOLA E L'ALTA V. SERIA

Avendo riguardo alle zone particolarmente significative dell'area in esame, iniziamo con:

1. Bocchetta di Càsola (q 2397 e non 2497 com'è indicato, per un evidente errore di stampa, sulla citata Tav. IGM Temù).

L'immersione a NNW, con inclinazione compresa tra  $70^\circ$  e  $80^\circ$  è sostanzialmente comune a tutte le rocce del basamento affioranti nella zona in questione: e pertanto sia sul versante sinistro dell'alta val Seria ove i calcari cristallini molto silicatici della Formazione di Edolo — in particolare tra q 2100 e q 2170 — presentano una direzione ENE-WSW con inclinazione media di  $75^\circ$ ; quanto sul versante destro della testata della val di Càsola. In questo secondo caso l'immersione a NNW interessa anche il versante sinistro, vale a dire il costone dirupato che si conclude con la culminazione del M. Càsola.

Degni di nota sono soprattutto i due seguenti ordini di elementi:

1.1 sul lato occidentale del Corno Marcio, nell'affioramento delle filladi albitico-sericitiche termometamorfosate e delle quarziti (pure metamorfosate per contatto), si nota una graduale riduzione del grado di inclinazione dei banchi: attorno ai  $50^\circ$ . Nel contempo, a q 2280~, è in evidenza una piega anticlinale inclinata, il cui piano assiale è vergente a NW. Seguono più episodi di micropieghe, presumibilmente non correlabili con i processi orogenetici alpidici ma conseguenti agli eventi metamorfici regionali che hanno interessato la Formazione dei Edolo nel Paleozoico superiore; nonché mutamenti locali del verso di immersione di banchi che potrebbero almeno in parte essere attribuibili ad una originaria struttura a pieghe successivamente disarticolata (un esempio di sinclinale deformata è descritta dai CORNELIUS, 1930, nel profilo del basamento delle Alpi Meridionali a S di Vione);

1.2 sul fianco SW della Bocchetta si susseguono i seguenti litotipi (l'immersione è sempre a NW, con inclinazione attorno a  $65^\circ$ - $70^\circ$ ):

a. gabbrodioriti, lungo un fronte di ~2,5 m;

b. filladi sericitiche termometamorfosate, su un fronte di ~3 m, con ampio specchio

di faglia segnato da striature quarzitiche disposte ortogonalmente alla direzione NE-SW del piano di faglia;

c. filladi carboniose milonitiche;

d. filladi sericitiche termometamorfosate.

La dislocazione a rigetto pressoché verticale indicata in b. prosegue verso WSW sino a intersecare lo sperone roccioso che scende dalla dorsale culminante nel punto quotato 2509 e forma il fianco sinistro della testata della val di Càsola. All'altezza del piano di faglia intersecante lo sperone, lungo la linea di contatto tra le quarziti e le filladi carboniose, si hanno accentuati fenomeni di milonisi. Anche nel caso dei litotipi in questione l'immersione è a NW con inclinazione di  $\sim 70^\circ$ : è tuttavia da segnalare che nel tratto dello sperone interessato dalla faglia è impostata una stretta piega sinclinale. Quanto alla dislocazione, ritengo si possa attribuire ad essa un carattere diretto, tenuto conto dell'assetto dei banchi della zona in questione.

## 2. Dorsale P.ta dei Buoi - q 2509 - Bocchetta di Càsola.

Trascurando i litotipi affioranti subito a SW della Bocchetta, già indicati nel precedente punto 1.2, sono da rilevare apprezzabili differenze nello stato di affioramento dei litotipi — e nei relativi rapporti — tra il versante occidentale e quello orientale della dorsale.

Lungo il primo — tra la Bocchetta di Càsola e il M. Castablo — prevalgono decisamente le filladi sericitiche termometamorfosate (con episodi fillonitici), con immersione a NNW e inclinazione variabile tra  $60^\circ$  e  $70^\circ$ . Fanno eccezione, rispettivamente, un breve tratto ( $\sim 70$  m) a NNE del punto quotato 2509 m nel quale affiorano gabbri e tonaliti come aveva già rilevato ADAMI; la zona culminale del M. Castablo (a partire grosso modo dall'isoipsa 2560), in granodiorite, come il tratto di cresta tra il Monte stesso e la Punta dei Buoi. Anche nell'alta valle dei Buoi la granodiorite forma il relativo versante sinistro (a partire dalla zona dov'è situato il punto quotato 2208 m), mentre sul frontistante versante destro e sul fondo della conca le filladi della Formazione di Edolo affiorano sino a circa un centinaio di m sotto la linea di cresta.

Lungo il versante orientale della dorsale la successione dei litotipi (da NE a SW) è la seguente:

a. filladi sericitiche termometamorfosate, con brevi intercalazioni di filloniti, direzione NE-SW, immersione a NW, inclinazione  $70^\circ$ - $80^\circ$ , con uno sviluppo dell'affioramento molto più ampio lungo il ripidissimo pendio che non lungo la linea di cresta;

b. gabbri e tonaliti;

c. filladi come in a.;

d. granodioriti (linearmente si sviluppano per una quarantina di m);

e. filladi come in a., ma con un mutamento di direzione in ENE-WSW, banchi sostanzialmente verticali ( $85^\circ$  e oltre), con un fronte di affioramento di  $\sim 180$  m dalla linea di cresta sino all'isoipsa 2340, da cui inizia la zona dei detriti di falda con intervalli di suoli a copertura erbacea e radi arbusti;

f. granodioriti con lembi di filladi come in a., lembi di varia ampiezza e sparsi irregolarmente sopra la granodiorite o ad essa intercalati, sino alla base del M. Castablo e lungo parte del fianco settentrionale della diaclasi di cui tratterò nel punto che segue.

## 3. Monte Castablo.

Come si è osservato in precedenza il Monte in questione si colloca al limite del contatto tra le plutoniti e i litotipi del basamento; non appare perciò del tutto esatta l'affermazione di SALOMON (1908-1910: 134) secondo cui il «M. Castablo ap-

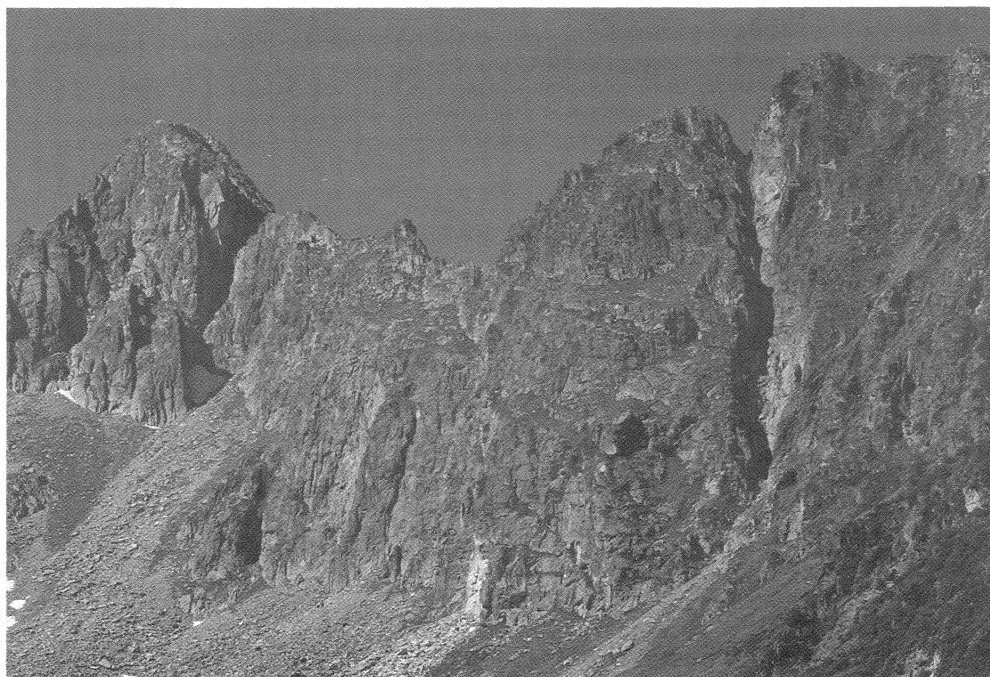


Fig. 2 - La faglia di M. Castaldo: a sin. la P.ta dei Buoi.

partiene ancora alla regione degli scisti». La sua culminazione, a q 2619, è bifida per una netta diaclasi che spacca il versante NNE del Monte quasi verticalmente per una altezza di ~200 m (la diaclasi si sviluppa invece per poco più di una ventina di m sul versante opposto). Alla base della diaclasi (sempre sul versante NNE) si apre un ampio cono di deiezione, in parte tuttora attivo per frane parziali di stacco, disposto lungo il ripido versante (~50°). Vi si rinvencono numerosi, grandi massi di granodiorite che in più casi presentano lati con netti specchi di faglia dalle marcate striature; nonché massi, di notevoli dimensioni, di rocce dal colore grigio-verdastro. L'analisi in sezione sottile di queste ultime (analisi cortesemente effettuata dalla Dr. K. Riklin dell'Institut Petrographie dell'E.T.H., Zurigo, che ringrazio vivamente) ha posto in evidenza che trattasi di cataclasi da granodiorite, parzialmente brecciose. È interessante notare che sono stati da me riscontrati, lungo il cono di deiezione, solo modestissimi casi di frammenti detritici delle filladi, a conferma della netta prevalenza delle plutoniti nel M. Castablo.

Ritengo si possa attribuire alla frattura il carattere di faglia, con direzione NE-SW, immersione a NW, con un'inclinazione del piano di faglia di 80°-85°. Anche in questo caso sono dell'avviso che trattisi di faglia diretta, tenendo conto dell'assetto dei «banchi» della granodiorite ai lati della zona di faglia.

Un «tema» di particolare significato e che tuttavia ritengo distinto e forse indipendente dai fenomeni rilevati lungo il tratto di dorsale compreso tra il M. Castablo e il punto quotato 2509 m, caratterizza la parte superiore del versante occidentale della dorsale stessa nel tratto sopra citato. Il versante è contrassegnato da una successione di conche il cui bordo sinistro idrografico — e perciò WNW — è costituito

da costoni rocciosi dal profilo più o meno accentuato, disposti parallelamente alla linea di cresta della dorsale. Trattasi in prevalenza di filladi sericitiche termometamorfosate e non che immergono a NW con un'inclinazione compresa tra i 55° e i 65° e in minor misura di plutoniti. Esattamente a W della culminazione di q 2509, alla base del relativo versante roccioso, le filladi presentano un apprezzabile specchio di faglia con un piano diretto NE-SW, immerso a NW.

Il fenomeno in questione (ringrazio il dr. Carlo Baroni, Conservatore della Sezione Scienze della Terra del Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia, che me ne aveva indicato la presenza sulla base delle foto aeree della zona in esame) appare caratterizzarsi come il risultato di uno scivolamento o scollamento di parte dei banchi delle rocce affioranti lungo la zona culminale. Esso prosegue in misura meno consistente poco oltre la zona della quota 2509, in direzione della Bocchetta di Càsola.

Appare possibile avanzare l'ipotesi di uno sdoppiamento della cresta originaria, mentre la morfologia attuale a «conche» potrebbe ritenersi conseguente alla formazione di intervalli costituiti da depositi detritici di falda consolidati.

Tornando al tema principale di queste note, appare utile — prima di valutare e interpretare l'insieme dei dati rilevati — completare il quadro degli elementi strutturali dell'alta val Seria, considerando il versante destro della Valle, nel tratto a N della zona di contatto tra i litotipi del basamento e la granodiorite.

Procedendo dalla Baita di Pozzuolo verso il Rifugio «Petitpierre», all'altezza del primo canalone le filladi termometamorfosate presentano una uniforme immersione a NNW, con inclinazione compresa tra 70° e 80°; all'altezza del secondo canalone si riscontra un'anticlinale la cui ala S immerge a SE con un'inclinazione di ~55°, mentre l'ala N immerge a NW, con inclinazione analoga. Anche in coincidenza del successivo, terzo canalone si rileva la presenza di un'anticlinale (il cui piano assiale si confonde con il tracciato del fondo del canalone, coperto da detriti e arbusti). La relativa ala S immerge a SSE con inclinazione di ~55°; l'ala N immerge a NNW, con inclinazione analoga a quella meridionale. Le pieghe sopra indicate presentano un piano assiale sostanzialmente verticale, con ali simmetriche: l'annotazione comprende molto dubitativamente anche la seconda anticlinale, date le accennate condizioni del terreno.

## CONSIDERAZIONI E INTERPRETAZIONI

A proposito dei mutamenti del verso di immersione delle rocce del basamento tra le plutoniti del massiccio dell'Adamello e la Linea del Tonale, i CORNELIUS (1930) ritengono trattarsi di effetti di «deformazioni locali» e «successive» rispetto alla dislocazione principale, deformazioni «perfino molto intense». Come si può ricavare dal pur sintetico quadro dei fenomeni rilevati sul terreno, quel che è maggiormente da sottolineare, oltre alla frequenza dei mutamenti, è che essi si manifestano spesso a brevissima distanza: tipico è l'esempio delle due vallecole frontistanti Pontagna di Temù ove gli scisti immergono a S, per immergersi invece a NW a poche centinaia di metri più a oriente, in val di Càsola.

Ritengo sia possibile affermare che quanto meno in un buon numero di casi (lungo la dorsale a W del M. Piccolo, in val Paghéra, in val Valzerù, lungo il dosso culminante nel M. Calvo, in val d'Avio, in val di Càsola), i mutamenti del verso di immersione dei banchi non siano che l'espressione di un chiaro elemento strutturale: il succedersi di pieghe, più o meno «regolari» e perciò più o meno manifeste.

Potremmo allora dedurre che le «deformazioni» cui accennano i CORNELIUS costituiscono senza dubbio il risultato di accentuazioni particolari (e quindi locali) del processo di compressione delle rocce del basamento; ma non ha da essere escluso che anche quando non appaiano evidenti strutture plicative, e si riscontrino soltanto variazioni *apparentemente* contraddittorie del verso di immersione, tali variazioni siano da inquadrarsi in un sistema disarticolato di pieghe, proprio per effetto della dinamica disomogenea della compressione.

Va in sostanza, a mio giudizio, tenuto conto del fatto che a settentrione del batolite si è prodotto — nell'ambito delle rocce del basamento delle Alpi Meridionali — il concorso di due ordini di fattori: la messa in posto delle plutoniti, in fasi

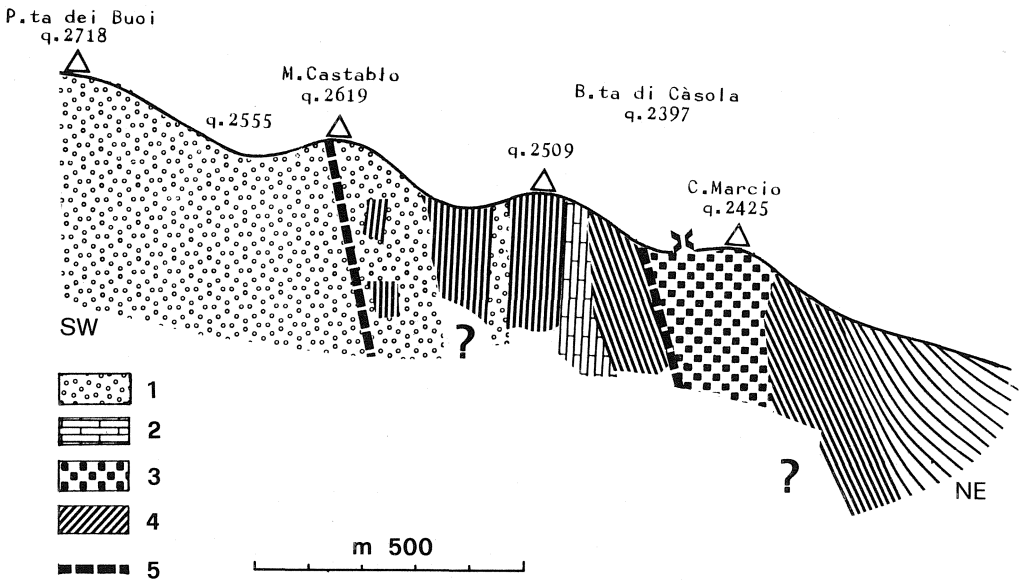


Fig. 3 - Sezione geologica della dorsale P.ta dei Buoi - Corno Marcio. Legenda: (1) Granodioriti; (2) Gabbri e Tonaliti; (3) Gabbri e Dioriti; (4) Scisti di Edolo; (5) Faglia.

cronologicamente differenziate (DEL MORO *et al.*, 1985); l'immediata prossimità del fascio di faglie della Linea del Tonale. Tanto che la compressione, in quest'area, si è tradotta in una forte riduzione dell'areale della copertura (basamento più i terreni sovrastanti), riduzione che poi — dalla Costa di Casamadre all'intersezione della Linea del Tonale con la Linea Giudicarie Sud — raggiunge via via livelli crescenti sino a porre le plutoniti, verso Dimaro, a contatto con il settore cristallino austridico.

A ulteriore supporto della tesi delle variazioni locali delle deformazioni rilevate nelle pieghe del basamento, è da notare che anche nel caso delle pieghe regolari ed evidenti, diversi ne sono i «tipi»: ad asse verticale e quindi simmetriche lungo il versante destro dell'alta val Seria; inclinate e isoclinali quelle del versante destro della val Paghéra; inclinate le pieghe riscontrate sui due versanti dell'alta val di Càsola. È da sottolineare infine che risulta vergente a NW il piano assiale sia delle



pieghe della val Paghéra che di quelle dell'alta val di Càsola. Così pure nel caso della sinclinale rilevata dai CORNELIUS nelle *quartzphylliten* affioranti di fronte a Vione.

Sullo specifico tema di questa nota, ritengo che:

1. le linee di faglia riscontrate alla Bocchetta di Càsola e al M. Castablo presentano identità di direzione, di verso di immersione, valori piuttosto prossimi tra loro del grado di inclinazione. Entrambe sono da inquadrare, a mio giudizio, nella dinamica di un processo che ha dato luogo ad un collasso gravitativo con un marcato, ancorché graduato, movimento differenziale verticale, movimento che ha interessato parte delle plutoniti e gran parte dell'area di affioramento degli Scisti di Edolo nel tratto della dorsale compreso tra M. Castablo, la Bocchetta di Càsola, il versante S e SE del Corno Marcio.

2. appare difficile non considerare contestuali e perciò sostanzialmente coeve le due dislocazioni. Semmai si propone il problema di quale collocazione cronologica attribuire all'evento.

I CORNELIUS, come ho già ricordato, attribuiscono alle «deformazioni» un'età successiva a quella della dislocazione principale. ADAMI si è espressa esplicitamente per un'età tardo-alpina per quanto osservato alla Bocchetta di Càsola. CASTELLARIN e VAI (1982), dopo aver rilevato che nel settore orientale delle Alpi Meridionali le rocce sono «fortemente» raccorciate, attribuiscono alle «fasi compressive più importanti» del settore stesso un'«età miocenica superiore e pliocenica». Anche LAUBSCHER (1985) osserva come «vi siano dati controversi indicanti successivi movimenti locali», rispetto alla fase terminale del Miocene, nell'attività del fascio insubrico.

Gli stessi fenomeni di «foliazione delle tonaliti lungo il bordo settentrionale del batolite», secondo CALLEGARI (1985), potrebbero essere conseguenti a «movimenti trascorrenti tardi» che, se non sono da escludere, non posseggono tuttavia — a giudizio dell'A. — il supporto di elementi di certezza.

Le analogie con i fenomeni del settore orientale, cui si riferiscono CASTELLARIN e VAI, appaiono piuttosto marcate e tali da non far apparire incongrua una collocazione cronologica degli eventi qui considerati nei termini indicati da questi AA. Al tempo stesso si propone un problema collaterale rispetto al tema specifico di queste note: il coinvolgimento delle granodioriti del Castablo nei processi esaminati (collasso, dislocazioni) è da considerare un evento di portata e significato soltanto locali, o è possibile che altre zone del batolite — lungo il suo bordo settentrionale — abbiano registrato eventi della stessa natura? Qualora tale ipotesi risultasse fondata, si porrebbe la questione del rapporto tra il batolite stesso — almeno nella regione considerata — e i movimenti lungo la Linea del Tonale: in termini di età come di intensità.

Allo stato attuale delle ricerche che ho compiuto in taluni settori della regione in esame, mi sembrano meritare attenzione e successivi approfondimenti i due casi seguenti:

a. A SSE del M. Calvo, poco dopo la zona di contatto tra gli scisti del basamento e la granodiorite si erge una marcata culminazione rocciosa, q 2502, alla quale — come ho già ricordato — la guida CAI-TCI «Adamello» attribuisce la denominazione di «monte Mezzodì». Essa è separata da una successiva culminazione senza nome, cui la citata Tav. IGM Temù attribuisce un'altitudine di 2548 m, da una netta frattura a direzione NE-SW (N 50°-60° E) alla cui base si apre la erta scarpata di testata della val di Mezzodì. L'altezza complessiva, o meglio il dislivello tra i due punti estremi della diaclasi è di ~270 m;

b. il Corno Pornina — con cui ha inizio il lato occidentale della testata della val Vallaro —, q 2815, è diviso dalla Cima di Vallaro di q 2893 (a SE del Corno)



Fig. 4 - La faglia del «Forcellone» tra il M. Pornina e le cime di Vallaro.

da una grande frattura subverticale denominata «il Forcellone» nella guida alpinistica citata: la sua forma è infatti a V. Essa interessa anche l'opposto versante (destra della val Paghéra).

Risalendo, dall'alta val Vallaro, la parte basale e quindi i sovrastanti balzi di roccia sino a ~2250 m lungo il lato destro della frattura (il fondo è coperto da ghiaccio e neve molto compatta), ho riscontrato che numerosi massi presentano lati con evidenti specchi di faglia, con le tipiche striature fitte e parallele. Nell'ampia conoide che si apre alla base della frattura tale fenomeno è molto più frequente. Nella parte più elevata della frattura stessa, in particolare lungo il suo lato destro, la granodiorite è caratterizzata da una fitta serie di giunti di fessurazione disposti pressoché verticalmente. Il dislivello tra i due punti estremi della frattura è di ~450 m: la direzione del «piano» della frattura è N 55°-60° E: a valle di essa si apre uno

stretto canale roccioso la cui direzione diverge a N 10° W. Più significativi mi son parsi gli elementi offerti dal versante opposto, vale a dire dalla c.d. «Valletta» che sale al passo delle Gole Larghe, iniziando poco sotto il rifugio «Aviolo» del C.A.I. Il versante in questione è costituito nel complesso da una successione irregolare di alti «gradoni» intersecati dalla frattura. Essa è netta e dà luogo — a differenza del versante della val Vallaro — ad un lungo canalone, dal ripido fondo ricoperto di detriti e massi. Risalendolo sino a ~2450 m ho constatato la presenza di massi costituiti da rocce fortemente cloritizzate anche alla frattura, interpretabili — a mio giudizio — come cataclasiti.

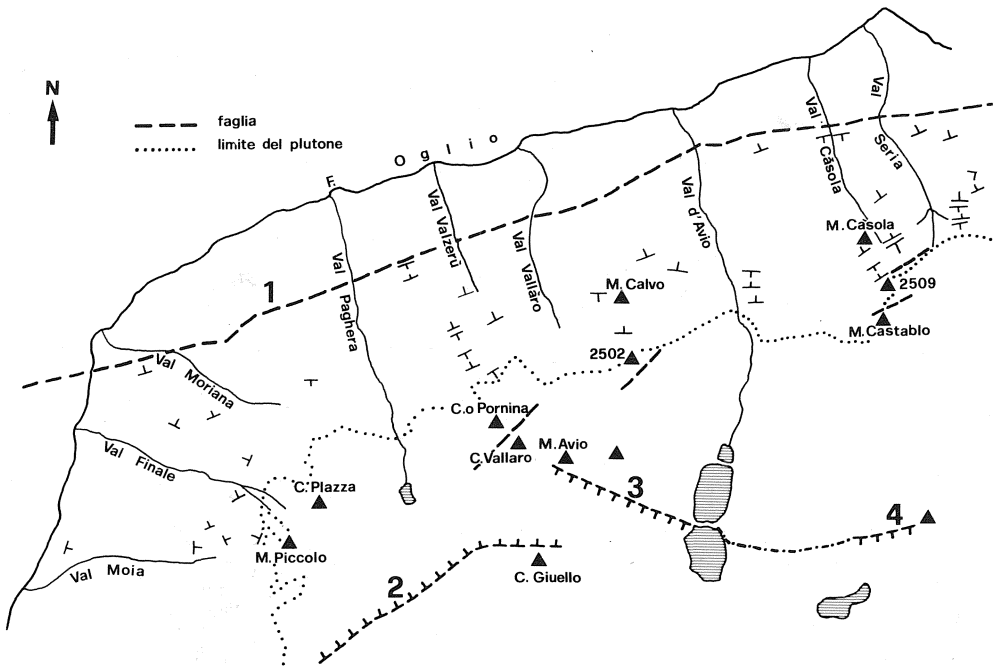


Fig. 5 - Schema tectonico del versante nord del massiccio dell'Adamello. Legenda: (1) Linea del Tonale; (2) Linea della Gallinera; (3) Faglia delle Gole Larghe; (4) Faglia del M. dei Frati.

Come ho accennato in precedenza, gli elementi che ho sinteticamente esposto nei punti a. e b. richiedono più approfondite verifiche: gli «indizi» raccolti sembrano comunque confermare l'esistenza di un apprezzabile rapporto tra il versante settentrionale del massiccio dell'Adamello e i processi connessi con la dinamica del fascio insubrico: nello spazio come nel tempo.

Tra questi elementi val la pena di ricordare in particolare il sostanziale parallelismo della direzione del piano delle faglie del M. Castabio e della Bocchetta di Casola, nonché delle fratture (utilizzo questo termine in attesa di maggiori verifiche, anche se nel caso del «Forcellone» ritengo sia interpretabile come il prodotto di una faglia), accertate al «M. Mezzodi» e tra le cime di Vallaro e Pornina, con il decorso della zona principale del fascio insubrico.

## B I B L I O G R A F I A

- ADAMI C., 1963 - *La massa femica dell'Alta Val Seria al margine settentrionale dell'Adamello. Studio geologico e petrografico.* Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 23, Padova.
- BIANCHI A. e DAL PIAZ G.B., 1940 - *Il settore Nord-occidentale del massiccio dell'Adamello.* Boll. R. Uff. Geol. It., 65, Roma.
- BIANCHI A., CALLEGARI E. e JOBSTRAIBIZER P.G. - *I tipi petrografici fondamentali del Plutone dell'Adamello. Tonaliti, quarzodioriti, granodioriti e loro varietà leucocratiche.* Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 27, Padova.
- BONI A., 1978-79 - *Note giudicariensi.* Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, XXVII-XXVIII, Pavia.
- CALLEGARI E., 1985 - *Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (Northern Italy).* Mem. Soc. Geol. It., XXVI, P.I., Roma.
- CASTELLARIN A. e GATTO G.O., 1981 - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000).* Pubbl. n. 441 P.F.G. (S.P. 5) C.N.R., Fo. 20 M. Adamello, Fo. 9 M. Cevedale (pro parte), Roma.
- CASTELLARIN A. e VAI G.B., 1982 - *Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino.* In: *Guide alla geologia del Sudalpino centro-orientale*, a cura di CASTELLARIN A. e VAI G.B., Soc. Geol. It., Bologna.
- CORNELIUS H.P. e CORNELIUS-FURLANI M., 1930 - *Die Insubrische Linie von Tessin bis Tonalepass.* Akad. Wiss. Wien, Denkschr. Mat. nat. Kl., 102, Wien.
- DAL PIAZ G.B., 1940 - *Scoperta di nuovi affioramenti di Verrucano e di Trias inferiore nell'alta valle Camonica.* Mem. R. Acc. Sc. Lett. Arti Padova, XVIII, Padova.
- DE JONG K.A., 1967 - *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali.* Boll. Soc. Geol. It., 86, Roma.
- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I.M. e CALLEGARI E., 1985 - *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps.* Mem. Soc. Geol. It., XXVI, P.I., Roma.
- LAUBSCHER H.P., 1985 - *The Late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric line.* Mem. Soc. Geol. It., XXVI, P.I., Roma.
- LIBORIO G. e MOTTANA A., 1969 - *Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobic orientali.* Rend. Soc. It. Min. Petr., XXV, f. II, Milano.
- SALOMON W., 1897 - *Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der Periadriatischen granitschkörnigen Massen.* Tscherm. Min. Petr. Mitt., 17, Wien.
- SALOMON W., 1908-10 - *Die Adamello Gruppe.* Abhandl. Geol. Reichsan., 21-22, Wien.

Indirizzo dell'Autore:

GIUSEPPE BERRUTI, Viale Europa 4 - 25124 BRESCIA