

P0Vφ345795

BRUNO CASTIGLIONI

# IL GRUPPO DELLA CIVETTA

(ALPI DOLOMITICHE)



PADOVA  
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA  
1931

---

*Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova — Vol. IX.*

---



## PREFAZIONE

Tra i principali e più bei massicci delle Alpi Dolomitiche, questo della Civetta è rimasto fino a pochi anni fa tra i meno conosciuti. Le valli del Cordevole (Agordino) e del Maè (Zoldano), che lo limitano a ponente e a levante, erano, prima della guerra, quasi isolate, in un mondo alpino che, tutt'attorno, veniva percorso dalle maggiori correnti del turismo internazionale, attratte nei centri più rinomati e meglio organizzati del Cadore e del Trentino, fra loro collegati dalla grande « Strada delle Dolomiti » e dalle sue diramazioni. Del pari questo gruppo veniva trascurato dal turismo alpino, che preferiva i gruppi vicini, non perchè più belli, ma perchè serviti da una fitta rete di comodi rifugi e sentieri d'accesso, apprestati da potenti organizzazioni straniere. In conseguenza era rimasta egualmente in ritardo anche l'esplorazione più strettamente alpinistica, limitata quasi soltanto alle imprese di pochi pionieri, tra i quali vanno ricordati C. TOMÈ di Agordo e la pattuglia triestina guidata da NAPOLEONE COZZI.

Solo in questi ultimi anni l'attività alpinistica si è intensificata, richiamata dalla fama di alcune grandi imprese, e dal desiderio di quelle novità che ormai si stentano a trovare altrove. All'estremità del gruppo sorgeva nel 1905 il Rifugio Coldai, per merito della Sezione di Venezia del C. A. I. La Sezione di Conegliano, coll'aprire nel 1929 il Rifugio « Mario Vazzoler », ha finalmente reso agevole il soggiorno anche nella bellissima ed interessantissima parte meridionale del gruppo.



Anche la conoscenza geologica del gruppo ha fatto pochissimi progressi fino a questi ultimi anni, dopo che, mezzo secolo fa, TORQUATO TARAMELLI e specialmente EDMUND VON MOJSISOVICS ne avevano tracciato le linee fondamentali.

Nel 1926 feci alcuni rilevamenti nei dintorni di Agordo; e nel 1927, collaborando alla Carta geologica delle Venezie per incarico ricevuto dal Prof. G. DAL PIAZ, li estesi a quasi tutto il versante meridionale e a parte di quello occidentale, mentre già negli anni precedenti alcune ricognizioni e salite mi avevano fatto accorto della complicata struttura del Monte e della insufficienza delle vecchie rappresentazioni, specialmente pel versante orientale, i cui caratteri cercavo di delineare nel breve cenno descrittivo steso per la Guida delle Dolomiti Orientali di A. BERTI. Finalmente nel 1929 ripresi i miei rilevamenti nella regione e li condussi a termine per ciò che riguarda questo gruppo orografico. I risultati essenziali ho già esposti in una breve Nota (1930). Il ritardo con cui esce il presente studio mi ha ancora permesso di rettificare, con un'ulteriore ricognizione dell'agosto 1930, vari dettagli della complicata struttura del versante orientale.

Nel corso di questi ultimi anni si sono occupati della geologia della Civetta anche L. NÖTH (1929) e L. VAN HOUTEN (1930), l'uno per il versante nord-occidentale che fiancheggia il Cordevole fino a Cencenighe, l'altro per l'estremità settentrionale (Monte Coldai). R. VON KLEBELSBERG (1929) ha dato una descrizione delle tracce di stadi glaciali, specialmente del versante ovest, ed ha pure segnalato la presenza di calcari liasici sul versante orientale.

I risultati più importanti dei nuovi rilevamenti riguardano principalmente la struttura del versante orientale — che risulta molto complessa e sostanzialmente diversa da quella rappresentata nei vecchi schemi — ed il grande sviluppo che prendono i calcari liasici, in una gran parte di questo edificio montuoso, contribuendo anche a stabilirne le caratteristiche morfologiche. Questi due lati dello studio geologico del massiccio della Civetta ho fatto oggetto di più attente ricerche, insieme con un terzo problema, quello cioè dei limiti superiori della formazione dolomitica



mesotriasica e dei rapporti di giacitura fra essa ed i sedimenti clastici del piano Carnico. Ne risultano ancora una volta confermati, fino nei livelli più elevati, i complessi fenomeni di eteropia, connessi colla costruzione delle scogliere calcareo-dolomitiche di origine essenzialmente organica, secondo l'interpretazione che ne diede il MOJSISOVICS nell'opera fondamentale « *Die Dolomit-Riffe* », interpretazione che la maggior parte degli autori moderni ha accettato, con modificazioni che riguardano piuttosto la teoria, ma ne confermano l'applicabilità nel maggior numero dei casi. Ho ristretto a pochi cenni la rimanente trattazione della stratigrafia, per la quale non vi sono grandi mutamenti da appor- tare a quanto generalmente noto.

Nello svolgimento della parte tettonica, come in quella morfologica, mi sono preoccupato soprattutto di segnalare i fatti osservati, limitando le conclusioni di carattere generale allo stretto necessario, rifuggendo cioè dallo sconfinare troppo nel campo delle ipotesi.

Non pretendo di avere esaurito con questo studio il campo delle ricerche nei riguardi sia della tettonica tanto complessa, sia della strati- grafia, la quale per determinati livelli può riserbare interessanti que- stioni di dettaglio, specialmente a chi volesse con più tempo dedicarsi alla raccolta di fossili. Sono tuttavia pago di aver potuto raccogliere in queste pagine le mie osservazioni, frutto di amorevoli ricerche in uno dei nostri più interessanti ed affascinanti gruppi montuosi.

Mi è grato porgere i più sentiti ringraziamenti al Prof. GIORGIO DAL PIAZ, che ha voluto accogliere questo studio in un volume delle sue Memorie, e mi ha aiutato colla consueta larghezza nello svolgimento del lavoro e col rendere possibile la pubblicazione della Carta.



## ELENCO BIBLIOGRAFICO

(Opere più frequentemente consultate)

- MOJSISOVICS E. v. - *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*. Wien, 1879.
- TARAMELLI T. - *Appunti geologici sulla provincia di Belluno*. Atti Soc. It. di Scienze Nat., vol. XXI, Milano, 1879.
- *Monografia stratigrafica e paleontologica del Lias nelle provincie Venete*. Atti R. Ist. Veneto di Sc. L. A., Venezia, 1880.
- *Geologia delle provincie Venete*. Mem. R. Acc. Lincei, vol. XIII, 1882.
- *Note illustrative alla Carta geologica della provincia di Belluno*. Pavia, 1883.
- KEYSERLING H. - *Über ein Kohlenvorkommen in den Wengener Schichten der Südtiroler Trias*. Verhandlungen, Geol. Reichsanstalt, Wien, 1902.
- MARINELLI O. - *Attorno alla Civetta*. « In Alto », Udine, 1906.
- *I Ghiacciai delle Alpi Venete*. Mem. Geog. n. 11, Firenze, 1910.
- DAL PIAZ G. - *Studi geotettonici sulle Alpi Orientali*. Mem. Ist. Geol. Università Padova, vol. I, 1912.
- CASTIGLIONI B. - *Note tettoniche sulla Valle del Biois*. Atti Acc. Veneto-Trentina-Istrian, vol. XVII, 1926.
- *Sulla morfologia della Valle del Biois*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XLV, 1926.
- *Osservazioni geologiche nel gruppo della Civetta*. Atti Acc. Veneto-Trentina-Istrian, vol. XXI, 1930.
- NÖTH L. - *Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe*. Jahrbuch Geol. Bundesanstalt, 79 Bd., 1929.
- (Cfr. mia recensione, in « Studi Trentini di Scienze Naturali », 1929).
- KLEBELSBERG R. v. - *Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten*, Berlin 1929.
- *Die Trias-Jura-Grenze im « Dachsteinkalk »-Gebirge zwischen Gader und Boile*. Zeits. Deutsche Geol. Ges.: vol. 79, 1927.
- *Alle Gletscherstände in den Dolomitentälern*. Zeits. f. Gletscherkunde, XVII, 1929.
- VAN HOUTEN L. - *Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore*. Jahrbuch Geol. Bundesanstalt, 80 Bd., 1930.



## CAP. I.

# SERIE DEI TERRENI

## PERMIANO SUPERIORE

I terreni paleozoici, com'è noto, sono messi largamente allo scoperto intorno ad Agordo. Nell'area della carta figurano soltanto i sedimenti del Permiano superiore, lungo la Val Rova, e a Villalta, costituendo l'elemento stratigrafico più antico del massiccio della Civetta.

La serie si presenta coi soliti caratteri, prevalendo in basso gli strati gessiferi, indi le dolomie cariate, i calcari scuri con vene di calcite, in alto le marne cineree. Queste ultime fanno passaggio graduale agli strati del Werfeniano inferiore, di solito più ricchi di fossili (bivalvi).

Lungo il Cordevole il Permiano affiora anche tra Avoscan e Forchiade coi calcari marnosi dei livelli più alti, e quasi solamente sul versante destro.

## TRIAS INFERIORE O SCITICO

(SERIE DI WERFEN)

I terreni di questa serie affiorano largamente sulle pendici meridionali del massiccio, poi lungo il Cordevole, sotto e sopra la Chiusa di Listolade assumendo il massimo sviluppo intorno a Cencenighe. Qui ed in altri lembi isolati sul versante occidentale essi affiorano fino a grande altezza, (1300-1600 m.), in causa di ripetizioni tettoniche. Lo spessore stratigrafico dovrebbe comunque raggiungere almeno i 200 m. La serie delle arenarie variegata, ora più argillose, ora più calcaree,



spesso micacee, e con calcari marnosi a strati sottili, intercalati a vari livelli, è quella ben nota della regione dolomitica. Anche qui si distinguono grossolanamente le due suddivisioni principali, se non altro, per il colore prevalente, giallo e grigio nell' inferiore (« strati di Siusi »), rosso-violaceo in quella superiore (« strati di Campill » o di Longiarù).

#### ANISICO: FACIES CALCAREO-MARNOSA

Il tipico conglomerato a elementi werfeniani ben elaborati, con cemento calcareo-arenaceo, che spesso si intercala fra gli strati werfeniani e gli anisici, l'ho rinvenuto in pochi punti dell' area in esame: così nella Roa Grande di Alleghe e, più abbondante, sulla destra del Cordevole sopra Cencenighe.

Per lo più invece, lungo il versante occidentale della Civetta, non vi è un limite netto fra gli strati werfeniani e quelli anisici, in prevalenza calcareo-marnosi, talvolta anche arenacei, specialmente rossi, e tal altra con maggiore sviluppo di calcari a strati sottili, spesso bituminosi, o di calcari compatti chiari coi quali poi si passa alla facies dolomitica. In tutto, questo livello ha uno spessore di poche decine di metri, spesso però molto meno, quand' anche non sia eliminato del tutto per ragioni tettoniche (vallette sopra Alleghe, Bricol, ecc.). Calcari rossi marnosi molto tenaci e fossiliferi hanno un certo sviluppo presso Cencenighe, affiorando con maggiore spessore nel versante destro, sopra il Pian dell' Anime.

Nel versante meridionale, a N di Agordo e lungo la destra di Val Calleda, la facies prevalentemente calcareo-marnosa dell' Anisico, litologicamente poco differenziata dalla serie werfeniana, assume un grande spessore, avvicinandosi alle condizioni esistenti nella Valle Zoldana. Il maggiore sviluppo nell' Anisico superiore è preso da certi calcari marnosi con mal distinta stratificazione, a struttura conglomeratica, a macchie grigio-cerulee, gialle per alterazione, ricchi talvolta di impronte di *Spirigera trigonella*. Ancora meglio questo livello si può osservare



nel versante SE del contiguo gruppo delle Pale, sopra Frassenè. Verso l'alto non mancano strati calcari più compatti e qualche banco dolomitico, ma con scarsa potenza e non continui; cosicchè si passa agli strati ladinici senza l'interposizione, così caratteristica anche per la morfologia, della bancata dolomitica dell' Anisico superiore, generalmente diffusa in tutta la regione.

#### ANISICO : FACIES DOLOMITICA

Nel versante occidentale, da Alleghe alla Chiusa, si stende una fascia continua di dolomia bianca, più o meno cristallina, porosa, con stratificazione grossolana o del tutto indistinta, con spessore quasi sempre maggiore di 100 m., che può anche ascendere a 200-300 m. (all'imbocco della Chiusa). Gli « strati di Livinallongo » separano questa così detta « dolomia della Mendola » dalla soprastante dolomia ladinica o « dello Sciliar » (Schlern). Dove quegli strati vengono a mancare (Ru Antersass, Canale di Listolade, Val Corpassa, versante W del Framont), la dolomia anisica forma una massa unica con quella ladinica, senza possibilità di tenerle separate. In questa massa di scogliera organogena la distinzione delle diverse età è dunque puramente convenzionale e approssimativa, ed il limite fra di esse è lasciato incerto sulla Carta.

Per fenomeno tettonico la dolomia anisica è ripetuta due volte nel versante occidentale, dal Masarè a Ghisèl, e forma una zolla isolata anche più a sud. La roccia, specialmente in queste zone sprofondate, appare spesso tutta triturata e brecciata.



### LADINICO INFERIORE: STRATI DI LIVINALLONGO

Nel versante meridionale dai calcari marnosi dell' Anisico, anche senza intercalazione di calcari compatti o dolomitici, si passa a strati più sottili di arenarie marnose fogliettate e calcari marnosi scuri, più o meno bituminosi, talvolta ricchi di resti vegetali. Seguono altre marne fine e calcari a zonatura sottile, con liste intercalate di selci, poi anche di « pietre verdi ». A questi ben noti tufi compatti grigio-verdastri si intercalano e seguono altri strati sottili di marne scure e di calcari nodulari scuri, ricchi di incrostazioni di selci grige, che formano passaggio alla formazione di Wengen. Tutta questa serie, che si osserva specialmente bene nell' incisione del Torrente Framont, assume quivi un grande spessore, di almeno 200 m.

Press' a poco con gli stessi caratteri, variati solo nel dettaglio, gli « strati di Livinallongo » affiorano nel versante occidentale, però con spessore notevolmente ridotto specialmente a spese delle pietre verdi, sempre inferiore ai 100 m., ed intercalati fra le due formazioni dolomitiche, anisica e ladinica. Gli strati scuri basali sono quelli che la OGILVIE-GORDON e il NÖTH ascrivono ancora all' Anisico superiore. L' affioramento si estende, colle stesse ripetizioni tettoniche già osservate per la dolomia anisica, per tutto il tratto di Val Cordevole dal Lago d' Alleghe all' imbocco della Chiusa, determinando una caratteristica interruzione del versante, talvolta una vera terrazza. Alle due estremità lo spessore va scemando. Così alle Meriane Basse questi strati formano ancora un complesso di alcune decine di metri (alta Val Scura, a 1550 m. circa), molto disturbato da dislocazioni locali. Nel vallone seguente (della Rocca o Roa Grande) non ho potuto accertare l' affioramento di questi strati; ma rimane visibile, anche da lontano, il distacco fra le due formazioni dolomitiche. Nel vallone di Antersass invece non c' è più traccia di strati di Livinallongo, la massa dolomitica non subisce interruzioni o differenziazioni di sorta. Nel Ru de Porta l' eventuale affioramento resta nascosto dal materiale di frana. Infine



sul Crep di Sassel taluni sottili affioramenti di calcari nodulosi e zonati, colpiti da piccoli disturbi locali, sono visibili sul lato N (già segnalati dal NÖTH), altri lungo il lato W, strizzati nella dolomia; ed anche sul lato S la presenza di questi strati è rivelata almeno da frequenti erratici <sup>(1)</sup>.

Così pure sulle due sponde della Chiusa, o Canale di Listolade gli strati di questo livello si assottigliano verso S, e poi scompaiono del tutto, e al loro posto si vede continuare per un tratto una cengia attraverso la parete dolomitica. Più oltre anche la cengia scompare, e non si vede più alcuna soluzione di continuità nelle pareti lungo il Canale, e così pure lungo tutta la Val Corpassa.

È dunque chiaro che nell'interno della scogliera la costruzione proseguiva indisturbata anche nel tempo durante il quale nelle parti periferiche, sia verso l'Alto Cordevole, sia verso Agordo e Zoldo, aveva luogo la sedimentazione dei caratteristici strati di Livinallongo. Oppure, secondo il modo di vedere del HUMMEL <sup>(2)</sup>, si può anche pensare che la formazione dolomitica all'inizio di questo periodo si trovasse già alquanto soprelevata (ciò che può essere in rapporto col maggior spessore osservato nella dolomia anisica del Canale), specialmente nel centro dell'area su cui poi sorse la scogliera ladinica; in tal modo i sedimenti « di Livinallongo » non poterono ricoprirla, salvo che alla periferia.

#### FACIES VULCANICA E TUFACEO-MARNOSA DEL LADINICO MEDIO-SUPERIORE

Nella maggior parte del massiccio montuoso, sopra gli strati di Livinallongo, e, dove questi mancano, in diretta continuazione della dolomia anisica, sorge la grande costruzione dolomitica infraraibiana. Invece

<sup>(1)</sup> Ho precisato questi particolari, perchè essi servono a definire l'età della parte basale delle pareti dolomitiche nel bacino sovrastante ad Alleghe, che il NÖTH aveva complessivamente riunito alla Dolomia dello Sciliar (Ladinico), immaginando soppressa per ragioni tettoniche la dolomia anisica.

<sup>(2)</sup> HUMMEL K. *Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten*. Geol. Rundschau, Bd. XIX, 1928, pag. 225.



nelle parti periferiche, e specialmente a nord-ovest e a sud, tale costruzione è sostituita da formazioni vulcaniche, piroclastiche e da sedimenti arenaceo-marnosi.

Lungo la sinistra del Cordevole, nella zona esterna sprofondata fra Ghisel e la Val dell'Ander, gli elementi più giovani sono rappresentati da un complesso di varie centinaia di metri di rocce prettamente vulcaniche, continuazione di quelle largamente diffuse sulla destra del Cordevole e in tutto l'alto bacino dello stesso fiume.

In larga prevalenza stanno i tufi, compatti o arenacei o conglomeratici. Fra essi intercalata — però sempre nella porzione inferiore del complesso — affiora per lungo tratto una massa di lave <sup>(1)</sup>, prodotta da colate senz'ordine definito, con spessore vario, scemante verso sud. La rapida cessazione delle lave a nord della Val Scura è forse dovuta a cause tettoniche.

Tra le lave prevalgono i tipi di porfiriti, con marcatissima struttura porfirica, ricche di interclusi vistosi di plagioclasio più o meno alterati, in una massa fondamentale compatta grigia, o bruno-violacea per alterazione. In parecchi punti, si osservano passaggi a porfiriti più basiche a tessitura più minuta, con fenocristalli di plagioclasio e augite in varia proporzione in una massa grigia scura. I tipi più basici si possono considerare vere porfiriti augitiche.

Inferiormente alle lave affiorano tufi neri compatti, per lo più ad elementi molto minuti. Nel tratto fra Val Scura e Val del Bec di Mezzodì, anche nella parte basale, vi sono filoni e masserelle porfiriche intercalate a questi tufi, ed anche conglomerati e breccie con carattere esplosivo, con gran copia di frammenti calcarei d'ogni dimensione.

Sopra alle colate laviche, e nello stesso livello anche dove queste cessano (al Col, e per lungo tratto a sud della Val di Sala (Caldiera), dove i banchi di lava si esauriscono rapidamente), seguono per note-

<sup>(1)</sup> La loro presenza presso Alleghe mi è stata dapprima gentilmente segnalata dal Prof. GIORGIO DAL PIAZ.



vole spessore arenarie e conglomerati tufacei, costituiti dagli elementi stessi delle lave, o addirittura conglomerati e breccie grossolane inglobanti grossi ciottoli di lava.

Più in alto prevalgono tufi più o meno compatti, o arenacei, talvolta ancora conglomeratici, neri bruni o verdastri, spesso molto alterati. La stratificazione sedimentare è spesso evidentissima, di vario spessore: a volte, specie nei livelli più alti, sono frequenti gli strati sottili di arenarie tufacee fine, caratteristici del piano di Wengen. Ma il tipo predominante è quello di tufi molto compatti e tenaci, senza evidente stratificazione o con banchi molto grossi, omogenei in notevoli spessori.

Non mancano infine altri conglomerati ricchi particolarmente di frammenti calcarei e dolomitici, più o meno lavorati. Nel Ru Fosch e in Val Scura essi compaiono nella parte più alta della formazione tufacea; la qual posizione può però essere determinata da cause tettoniche, data la vicinanza della dislocazione (contatto colla dolomia anisica). L'inclusione di frammenti calcarei è tuttavia da ritenere sempre come primaria, in analogia ai molti esempi di conglomerati e breccie calcareo-tufacee in Fassa, Livinallongo, ecc., e si può mettere in relazione colla vicinanza delle masse calcareo-dolomitiche di scogliera.

Poichè fuori di questa zona sprofondata nel versante ovest della Civetta non affiorano altri tufi, si deve pensare che l'originario confine (limite di facies) tra i depositi vulcanici e la costruzione dolomitica Colrean-Alto di Pelsa passasse appunto nello spazio compreso tra quella zona di tufi, che poi sprofondò, e la parete dolomitica che ora le sovrasta. Poichè la dislocazione è quasi verticale, l'originario limite fra la scogliera e i tufi doveva passare in immediata vicinanza dell'attuale parete d'erosione della costruzione dolomitica. Nel costone di Col Mandro sotto la faglia principale è conservato anche uno scoglio dolomitico, i cui rapporti verso i sottostanti tufi non dovrebbero differire sostanzialmente da quelli originari.

Un complesso di rocce tufacee, analoghe alle ora descritte, si trova a est del massiccio della Civetta, sulla sinistra della Val della Grava.



Sostanzialmente non molto diverse sono quelle del Col Martinel e della Crepa Negra a sud del Framont; qui però, oltre ad arenarie tufacee, è presente uno speciale conglomerato tufaceo, ripieno di ciottolotti silicei e calcarei ben arrotondati, quale si trova, più largamente diffuso, lungo il versante meridionale dell'Agner e Croda Grande.

All'estremità nord del massiccio (Val dell'Ander), i conglomerati tufacei si sollevano sensibilmente. Con questi però, alla Forcella d'Alleghe e nei declivi di Palafavera, compaiono largamente anche le arenarie e marne tufacee scure a strati sottili, caratteristiche del piano di La Valle (Wengen). Lo stesso è nelle alture ad est della Valle di Pecol, dove però non mancano banchi di tufi compatti.

La facies marnoso-arenacea assume il massimo sviluppo nel versante sud (Val di Vie, Val Rova), con spessore di parecchie centinaia di metri.

Non è possibile condurre una vera separazione, nè teorica nè pratica, tra queste formazioni a tipo di flysch e quelle dove prevalgono i tufi massicci o i conglomerati. Sulla carta ho tenuto due distinzioni, secondo il carattere prevalente localmente in questi gruppi di rocce, e senza molto rigore, quanto all'estensione reciproca. Quanto all'età, se i tufi massicci ed anche i conglomerati rilevati in quest'area si possono riferire al Ladinico inferiore e medio, la facies marnosa invece si estende superiormente anche nel livello di S. Cassiano, talvolta senza sensibili mutamenti.

#### LADINICO SUPERIORE: STRATI DI S. CASSIANO

Dai predetti sedimenti si passa però anche ad altri strati, con caratteri tipici del livello di S. Cassiano.

Senza alcun limite preciso le arenarie tufacee scure si fanno verso l'alto più calcaree, giallo-brune o rossastre, con più frequenti intercalazioni di calcari marnosi in lenti e straterelli. Non mancano, per es. alla testata della Val di Pecol, banchi di arenarie scure molto tenaci,



ricche, come spesso i calcari, di numerosissimi frammenti di piccoli gusci e conchiglie della ben nota fauna di S. Cassiano, che rimangono in risalto sulle superfici soggette ad alterazione atmosferica.

Queste formazioni sono bene sviluppate nella regione circostante alla Forcella della Grava, dove, oltre ad arenarie più o meno argillose, formanti dorsali ondulate, sorgono alcune alture rocciose anche di notevoli dimensioni (tanto che mi è sembrato opportuno di tenerle distinte con apposita colorazione sulla carta), costituite da calcari marnosi tenaci, con blocchi inclusi di calcari compatti e dolomitici.

Le stesse formazioni sono ampiamente sviluppate nel versante meridionale, tra il Passo Duran e l'alta Val Rova, ma per lo più ricoperte da materiali di frana. Nella valletta di Vie, a circa 1700 m. agli strati tufacei si sovrappone una massa di alcune decine di metri di calcari arenacei grigi, tenaci, molto ricchi di steli di *Cidaris*.

Infine marne e calcari scuri tipici di questo livello vengono a giorno nella valletta del Ru dei Serrai (« Rio di Coldai » della carta), senza limite netto coi tufi marnosi scuri che formano le pendici a est, e colle arenarie a argille rosse di tipo raibliano alle falde del monte Coldai. Ai calcari marnosi si intercalano qui frequenti calcari dolomitici (tipo « Cipit ») in lenti e blocchi, com'è solito al margine delle scogliere dolomitiche. Presso l'alveo del Ru dei Serrai (località Val d'Ortiga, circa 1600 m.) si trova anche un calcare nero a strati sottili con noduli e incrostazioni di pirite, più o meno limonitizzate, e straterelli di carbone fossile, di cui prima della guerra fu tentata l'estrazione <sup>(1)</sup>. Sull'interpretazione dei depositi eteropici sotto il Coldai ritornerò in seguito (pag. 28).

<sup>(1)</sup> Una descrizione della miniera fu data dal KEYSERLING (op. cit.), che attribuiva il giacimento al livello di Wengen. Per il TARAMELLI l'attribuzione rimaneva incerta fra i livelli di S. Cassiano e di Wengen (*Geol. Prov. Venete*, pag. 104; e *Note illustr. Belluno*, p. 90).



### DOLOMIA INFRARAIBLIANA

Mantengo questa denominazione generica per significare il complesso litologico, relativamente omogeneo, di dolomie e calcari più o meno dolomitici che nella maggiore parte del nostro gruppo sostituisce la facies sedimentare normale e vulcanica del Ladinico e del Carnico, cioè dal livello di Livinallongo a quello di Raibl.

Questa formazione rocciosa mantiene i caratteri ben noti in tutta la regione Dolomitica veneto-trentina: massa notevolmente compatta, qua e là divisa irregolarmente in grosse bancate; roccia compatta o lievemente saccaroide, bianca o grigio-chiara, localmente anche con diversa colorazione. A volte la roccia è brecciata, ma più per cause di assestamento tettonico: specialmente lungo diaclasi che possono vedersi attraversare tutta la massa, in varie direzioni e inclinazione. Rare le impronte fossili; diplopore abbondano in qualche posizione più elevata (es. M. Pighera).

Nei livelli più alti si trovano calcari più puri, con stratificazione abbastanza distinta, soggetti ad un modesto carsismo superficiale (Pelsa, Colrean). Riesce però difficile tenere distinta questa varietà nel complesso della formazione di scogliera, che è unitaria e pur sempre relativamente omogenea. Perciò non posso seguire il NÖTH, che ha creduto di potere delimitare con una certa precisione una formazione calcarea distinta dalla « Dolomia dello Sciliar » (Schlerndolomit). Invece VAN HOUTEN alla parte superiore più calcarea e meglio stratificata attribuisce un valore stratigrafico più che litologico: « Cassianer Dolomit », per distinguerla dalla sottostante « Schlerndolomit » (la quale in ogni modo raggiunge anche il livello di S. Cassiano <sup>(1)</sup>). Non credo che, nel gruppo della Civetta, convenga neppure questa distinzione, che è

<sup>(1)</sup> Sulle carte di VAN HOUTEN e del NÖTH, per il piccolo tratto che hanno in comune (Coldai), i limiti tracciati dal primo per la dolomia cassiana non corrispondono per nulla a quelli assegnati dal secondo alla formazione calcarea.



invece ben logica nel resto del territorio studiato dal geologo olandese. Inoltre talune parti più alte della scogliera sono certamente di età rai-bliana, come dimostrerò in seguito.

Sul versante del Cordevole la scogliera dolomitica forma un poderoso piedestallo che regge il massiccio centrale della Civetta, sollevandosi in una serie di avancorpi distinti, quali il M. Coldai, il Colrean, il M. di Pelsa, il Framont. Il suo spessore raggiunge al Monte di Pelsa almeno gli 800 metri; ma dove non è possibile la separazione colla sottostante dolomia anisica, si ha un'altezza complessiva della massa dolomitica ben superiore ai 1000 metri (Canale di Listolade).

In alcuni tratti periferici la roccia assume l'aspetto speciale, caratteristico del contorno delle scogliere dolomitiche: diventa più frammentaria, si suddivide in banchi irregolari che inclinano verso l'esterno, assottigliandosi e terminando spesso con lingue di calcare conglomeratico giallastro, talvolta ricco di fossili, intercalate nei contermini depositi tufacei e marnosi. Blocchi e lenti di questo « calcare di Cipit » si trovano anche isolati ad una certa distanza.

Questo originario contorno della costruzione calcarea, creata dall'attività degli organismi in mezzo ai bacini di deposizione di materiale piroclastico e marnoso, è specialmente visibile in tre tratti: 1. le falde sud-orientali del Framont, dove già il MOJSISOVICS aveva descritto <sup>(1)</sup> i rapporti fra i banchi calcarei inclinati a est ed i conglomerati tufacei del Col Martinel. Poco più a nord, nell'alta Val Rova, e nel pendio sottostante alla Forcella di Camp, la scogliera degrada con banchi terrazzati, terminanti in linguette in mezzo alle marne gialle di S. Cassiano: il calcare è ricco di coralli, crinoidi, ecc.

2. Il basamento del versante orientale della Civetta: ad una tipica scarpata di scogliera (*Riffböschung*) s'addossano le arenarie scure e compatte e i tufi ladinici dell'alta Val di Pecol, le marne gialle di S. Cassiano della Forcella della Grava. In qualche punto, come

<sup>(1)</sup> Op. cit., pag. 326.



nell'altura a ovest della Fore. Grava, manca una separazione netta fra la dolomia e certi calcari grigi più o meno compatti, leggermente carsificati, strettamente legati alle marne cassiane (v. pag. 15).

3. Il versante est e nord-est del M. Coldai, degradante a terrazze, da oltre 2100 a circa 1750 m., su ognuna delle quali rimangono appoggiati, o si intercalano, i resti di sedimenti eteropici: dalle marne tufacee scure ladiniche ai calcari marnosi e arenarie giallastre fossilifere di S. Cassiano, alle argille rosse, arenarie varicolori e calcari impuri del Raibliano, come meglio dirò più avanti.

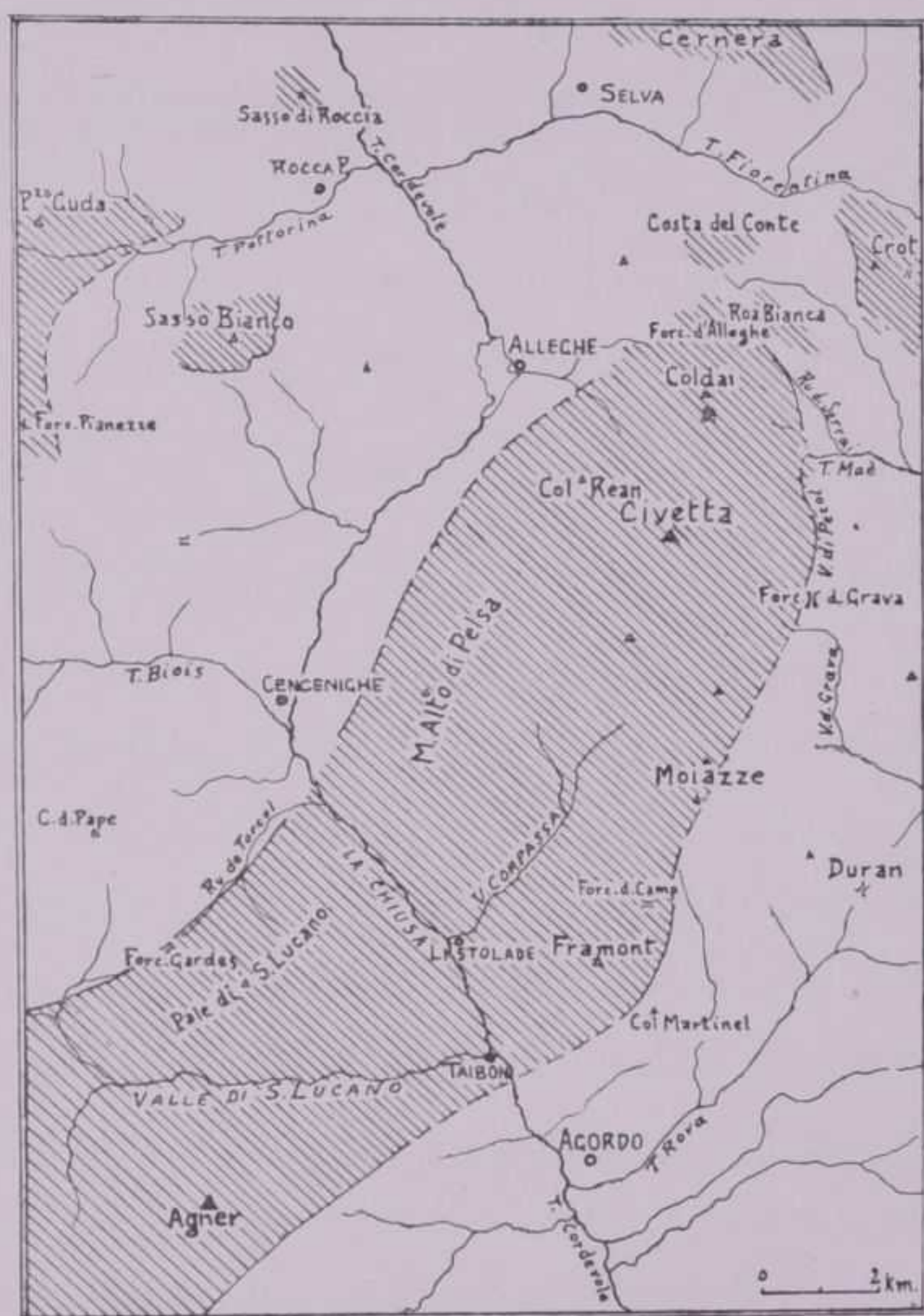
Abbiamo così sufficienti punti fissi per tracciare l'approssimativo contorno orientale del massiccio dolomitico infraraibliano, portandolo alquanto in fuori rispetto a quello stabilito dal MOJSISOVICS. Nel settore occupato dal sottogruppo delle Moiazze si può supporre con tutta verosimiglianza che detto limite passi, sotto le formazioni più recenti, in modo da allacciare semplicemente gli affioramenti ora citati della Forcella della Grava e dell'alta Val Roa.

Sulla destra del Cordevole le pendici orientali del M. Agner mostrano gli stessi caratteri osservati a SE del Framont, indicando il proseguire lungo il versante SE del gruppo delle Pale dell'originario limite della scogliera calcarea, cui si addossano i conglomerati tufacei e le arenarie scure. Non vi era discontinuità nelle formazioni eteropiche di qua e di là del Cordevole, il quale, al pari dei suoi affluenti Tegnàs e Corpassa, scorre oggi in una stretta valle che taglia fino alla base la costruzione dolomitica Pale-Pelsa.

Lungo il versante nord-ovest del massiccio mancano punti di riferimento sicuri per ricostruire l'originario limite tra la facies di scogliera e quella vulcanica prevalente nell'alto Cordevole. Vi sono però notevoli indizi che detto limite non passava molto discosto dall'attuale parete d'erosione del M. Pelsa, del Colrean ecc., salvo, eventualmente, per i livelli più alti equivalenti al S. Cassiano. La parete occidentale del M. Alto di Pelsa è interrotta da alcuni tratti a pendenza moderata, qua e là terrazzati, e con distinzione di banchi inclinati secondo il pendio, come appunto avviene nelle pareti più esterne delle costruzioni



di scogliera. La tipica scarpata di scogliera (*Riffböschung*) che limita a nord le vicine Pale di S. Lucano, con tutta verosimiglianza proseguiva direttamente lungo il fianco occidentale del M. Pelsa. Più a nord, coll' originario tracciato del limite di facies dovrebbe press' a poco coincidere quello della grande dislocazione, per la quale nel versante tra



Le costruzioni dolomitiche di scogliera  
nel Ladinico medio - superiore

Ghisel ed Alleghe vediamo sprofondata una lunga zolla di terreni del Trias inferiore e medio: nella quale zolla, come s'è detto, la Dolomia ladinica è già completamente sostituita dai tufi vulcanici. Da ultimo, anche all'estremità settentrionale, la scogliera dolomitica cessa praticamente col M. Coldai.

Nell' unito schizzo segno i contorni approssimativi della scogliera



dolomitica della Civetta, da confrontare con quelli tracciati dal MOJSISOVICS (<sup>1</sup>). Può darsi che nei livelli più alti di S. Cassiano la scogliera si estendesse qualche cosa di più verso ovest, ma non si può pensare che una bancata sola ininterrotta s' allargasse su tutta l' area delle Dolomiti occidentali. Sul lato orientale poi, se si eccettuino piccole propaggini o isole staccate, è piuttosto da credere che nei piani più alti la costruzione di scogliera andasse via via restringendosi, rispetto ai piani inferiori del Ladinico, stante lo spiccato carattere « difensivo » dei limiti eteropiei messi allo scoperto, specialmente al Framont e nell' alta Val di Pecol.

#### LIMITI SUPERIORI DELLA SCOGLIERA FACIES CALCAREO-MARNOSO-BITUMINOSA

Quanto ai limiti superiori, la scogliera si solleva ad altezze molto variabili da punto a punto. Vi sono luoghi ove ad essa si sovrappongono depositi raibliani arenaceo-argillosi; altri in cui, senza o quasi, alcuna interposizione di rocce tipicamente raibliane, la scogliera viene sormontata direttamente dalla Dolomia Principale. In diverse località si vedono i depositi raibliani affiancati alle più alte costruzioni calcaree, cosicchè anche per questo livello si può parlare di facies collaterali. L' esame dei depositi raibliani ci rivelerà che la scogliera si era in quest' ultimo periodo ridotta ad isole frammentarie, con estensione sempre minore verso l' alto. Dove i depositi argilloso-arenacei sono stati dilatati, le isole di scogliera ci appaiono nelle loro forme originarie pressochè intatte, con superfici pianeggianti o lievemente inclinate, con suddivisioni in banchi quasi paralleli: ma limitate talvolta su uno o più lati da pareti subverticali, come è dato di vedere bene specialmente al Framont (v. più avanti). Talora i contatti tra le due facies sono molto intimi. Altre volte si può pensare che i fianchi delle isole di scogliera

(<sup>1</sup>) *Die Dolomit-Riffe*: due tavole a pag. 482.



rimanessero esposti per un certo tempo all'azione delle onde o di correnti abradenti, prima che contro e sopra di esse si venissero depositando trasgressivamente i sedimenti sottili. Con questa ipotesi si intenderebbe meglio anche la formazione di falesie così ripide, quasi verticali, che oggi possiamo vedere scoperte, per l'allontanamento avvenuto di quei sedimenti marini più erodibili (v. pag. 24 e segg.).

Non ovunque regnano queste condizioni. In alcune parti i calcari dolomitici bianchi della scogliera « infraraibliana » vengono sostituiti da strati di calcari più o meno impuri, molto variabili: marnosi, arenacei, bituminosi, spesso a struttura conglomeratica e fossiliferi. Essi si sovrappongono o intercalano fra i più alti banchi dei calcari dolomitici; possono far passaggio ai depositi raibliani normali, oppure esserne del tutto staccati. Tra i fossili prevalgono le alghe; certi strati sono pieni zeppi di *Sphaerocodium*. In altri punti abbondano i frammenti di crinoidi, di piccoli lamellibranchi, ecc.

Questi strati grigio-bruni o nerastri costituiscono in complesso una facies lagunare-fangosa, che doveva regnare, con limiti assai variabili, durante il Carnico, in bacini circondati da scogli e barriere calcaree, sopraelevate e ancora in via d'accrescimento, prima, e in parte anche durante, la sedimentazione delle argille raibliane in bacini, contigui o no, relativamente più aperti, con acque più mosse (prevalenza di sedimenti meccanici, anzichè chimici).

Anche intercalati agli strati bituminosi, o sovrapposti ad essi si ripetono strati di calcari compatti, con minori impurità, oppure più marnoso-arenacei, facendo in tal caso passaggio alla comune facies raibliana.

Per questi stretti rapporti che ci sono fra i calcari marnosi e bituminosi e le argille raibliane, si può attribuire un'età raibliana anche ai primi, anche se in molti punti essi vengono invece ricoperti da altri banchi dolomitici « infraraibliani ». Raibliani sono stati infatti ritenuti



dal TARAMELLI, che in quegli strati riconobbe alcuni fossili <sup>(1)</sup>. I fossili da me raccolti, anche presso le Cime delle Pale di S. Lucano, che il collega dott. G. MERLA ha voluto esaminare con vera cortesia, avrebbero nel complesso un carattere misto fra i due livelli di S. Cassiano e di Raibl.

I calcari bituminosi sono specialmente diffusi sui pascoli di Pelsa, dai Laresei fino attorno alla Casera Favretti, e in parte si sovrappongono regolarmente ai banchi del calcare di scogliera del M. di Pelsa, in parte vi sono soltanto giustapposti, o ne sono dominati (come presso le Casere).

Sul lato ovest del Colnegro di Corpassa i calcari nerastri a strati sottili sono molto potenti; s'assottigliano sul lato sud, fino a sfumare sotto la Quota 1703, intercalati fra la dolomia compatta, la quale sembra ricoprire tutto il Colnegro. Un profilo anche più evidente si trova sul lato sud dei Laresei (alture a sud della Posa, portante la quota 2022). Gli strati bituminosi vi hanno uno spessore di parecchie decine di metri, ed alla loro base affiorano altri calcari fossiliferi compatti, irregolarmente fratturati, bianchi o più raramente rosati, con lieve odore di bitume, a facile corrosione carsica.

Spesso non c'è un limite netto fra questi calcari a strati piuttosto sottili, e la formazione di scogliera cui essi si appoggiano. In alcune località non li ho tenuti distinti, come per es. nel costone a sud della Palazza.

Al Villino Favretti e altrove ai calcari fetidi si associano calcari fossiliferi grigi o bruni, compatti o più o meno arenacei. Essi formano passaggio al Raibliano argilloso-arenaceo, specialmente sui bordi delle depressioni della scogliera che furono occupate da questo.

<sup>(1)</sup> *Geol. Prov. Venete*, pag. 104; *Note illustrative ecc.*, pag. 99. In un primo tempo li aveva creduti retici o liasici (*Appunti Geol. Belluno*, pag. 31-32).



### RAIBLIANO ARGILLOSO-ARENACEO

Nel suo sviluppo normale, comune ad una più vasta area della regione Dolomitica, il Raibliano è caratterizzato, dalla prevalenza di argille rosso-vino scuro, talvolta più violacee, talvolta verdastre o grige, in strati anche di notevole spessore: ed intercalati straterelli arenacei più chiari, banchi o lenti di conglomerato, calcari marnosi bianchicci.

Lungo la base meridionale della Moiazza e Duran questa formazione ha uno spessore probabilmente superiore a 100 m., ma è scoperta solo in pochi punti, di sotto ai grandi depositi di frana. Non vi è neppure un sicuro limite di separazione dai sottostanti terreni di S. Casiano, nei quali però prevalgono sedimenti arenaceo-calcarei, con colori meno intensi.

Al limite superiore si ripetono alcuni banchi di calcare lattiginoso, che facilmente si scheggia perpendicolarmente; e fra gli ultimi strati di argilla rossa si intercalano conglomerati calcarei piuttosto minuti, ricchi di ciottoletti silicei intensamente colorati in rosso, nero, ecc., arrotondati e levigati, talvolta con impronte fossili. A volte si osservano più radi ciottoletti silicei sparsi nei banchi calcarei quasi omogenei. Infine sopra alcuni altri banchi calcari lattei si sovrappongono i primi strati — prima sottili, subito più grossi — della Dolomia Principale.

Nell' interno del massiccio dolomitico la tipica formazione raibliana si sovrappone alla scogliera ladinica: in modo discontinuo, scoperta in pochi punti, cedendo il posto in molti altri alla facies calcareo-dolomitica o a quella marnoso-bituminosa, trattate nel paragrafo precedente. I sopra descritti sedimenti argillosi, arenacei e calcareo-conglomeratici affiorano con speciale evidenza alla base della Torre Venezia. Il breve affioramento del Col Palanzin e quello molto potente dietro il Col dell' Orso sono limitati lateralmente da un' importante piega-faglia. Nella piccola conca della Casera del Camp è un affioramento abbastanza esteso e potente, mentre alla soprastante forcella la serie è alquanto ridotta, e non per sole cause tettoniche.



Qui infatti, come in altri punti, si osserva che i depositi raibliani non sono semplicemente sovrapposti alla scogliera dolomitica « infrarai-bliana », ma vi sono anche giustapposti lateralmente, come detto più sopra, in parte per semplice eteropia, in parte per deposizione trasgressiva di poco posteriore: fenomeni analoghi a quelli che si osservano nei vari livelli del ladinico.

Alla Forcella del Camp testè ricordata le arenarie argillose rosse urtano contro il promontorio dolomitico che sovrasta da sud. È da escludere che vi passi una faglia: la deformazione tettonica fa soltanto inclinare moderatamente gli strati arenacei verso N 10° W. La scogliera mostra invece i caratteristici banchi inclinati a NE di calcari granulosi frammentari, ricchi di coralli, erinoidi, ecc., come si può vedere per gran tratto del versante est, fino 200 metri più in basso: tipica scarpata di scogliera, ormai in massima parte denudata dai depositi arenacei che la rivestivano.

A ovest della Forcella, e tanto più nella valletta del Camp, le arenarie invece di appoggiarsi ad una normale scarpata di scogliera, terminano ai piedi di una parete quasi verticale, sotto la punta 2056. Al di là della valletta, di fronte alla Casera, esse s'appoggiano invece a un'altra tipica superficie terminale di scogliera, quella che costituisce il pendio NE del Framont, tutto a banchi calcari più o meno corrosi per dissoluzione carsica (Lastia), e reso inclinato soprattutto per ragioni tettoniche. Le stesse condizioni si ripetono al pendio N del Piccolo Framont <sup>(1)</sup>; ma in complesso nella valletta che s'interna a sud tra il Framont a sinistra (W), il M. Corno (Q. 2056, 2130, 2189) e il Piccolo Framont (2178) a destra, i depositi raibliani visibili (residui di denudazione, poi parzialmente ricoperti dal detrito) giacciono sul fondo tra sponde dolomitiche molto ripide o verticali. Escludendosi la presenza di grandi fratture lungo le pareti stesse, la posizione del Raibliano ai loro piedi non si spiega, se non pensando alla deposizione di quei sedi-

<sup>(1)</sup> Chiamo così lo scoglio dolomitico che si eleva tra il M. Framont e il M. Corno. Sulla Tavoletta è lasciato senza nome, e porta le quote 2178 e 2155. Qualche pastore lo chiama Col Aut, Colle Alto.



menti entro una fossa già preformata nell' interno della scogliera ; o per lo meno abbozzata, e poi via via completata per l' ulteriore accrescimento verticale, fino alle altezze ancor oggi visibili, delle isole dolomitiche che la fiancheggiano.

Tra i depositi della valletta si trova anche un calcare giallo compatto ben stratificato, e altro calcare grigio con tracce di carbone e di pirite, che fa ricordare quello del Ru di Serrai (pag. 15). Lateralmente questi strati appaiono intimamente legati alla roccia di scogliera, specialmente presso l' estremità dello sperone nord del Piccolo Framont. Si tratta dunque d' una formazione di passaggio tra i calcari dolomitici organogeni e i depositi arenaceo-argillosi ; ed infatti questi calcari impuri, e gli altri non molto diversi già segnalati lungo le pendici NE del Coldai (pag. 15), alla Casa Favretti (pag. 22), ecc., si rinvengono più spesso ai limiti esterni d' accrescimento delle scogliere, dove queste terminano con superfici mediocrementemente inclinate, sedi dell' ultima attività degli organismi edificatori.

Dove invece le pareti scendono a picco, le arenarie alla loro base sono quasi a contatto diretto colla dolomia, palesando così la loro deposizione contro la parete già formata, anche se la saldatura fra le due rocce è resa più intima per l' intermediario di qualche metro di arenaria bigia più calcarea e compatta quanto più s' avvicina al calcare dolomitico. Non vi è dunque un distacco litologico netto, mentre vi è un limite nettissimo della colorazione rossa intensa prevalente nelle arenarie, come se questa colorazione fosse dovuta a un fenomeno d' alterazione oppure ad infiltrazione d' acqua colorante, arrestatasi a una certa profondità ed a breve distanza dalla parete dolomitica laterale. Questo speciale contatto è ben visibile in sezione alla Forcella tra il Grande e il Piccolo Framont, (fig. 1, tav. I) dove, risalendo la valletta di Camp, ci si affaccia alla parete sud del monte. Tale parete è attraversata da una sottile spaccatura, quasi verticale, e in corrispondenza a questa anche le arenarie raibliane



dietro la Forcella <sup>(1)</sup> sono attraversate da una sottile linea di disturbo, (roccia che si spappola): e questa è l'unica lievissima sconnessione tettonica che interessi i depositi raibliani del Framont. Cade così qualsiasi ipotesi che voglia spiegare con cause tettoniche la posizione dei residui raibliani infossati entro la costruzione dolomitica.

La stessa giacitura, come nella Valletta del Camp, sebbene meno evidente, ha il Raibliano arenaceo nell'altro avallamento, chiuso tra le pendici settentrionali del Framont, il Col Valoriet e l'altura 1955. Gli affioramenti di arenarie e calcari marnosi sono rari, svelati in diversi punti da sorgentelle. Sorgenti o semplici stillicidi aiutano del resto ad individuare la presenza del Raibliano impermeabile in tante altre località, dove altrimenti esso rimarrebbe del tutto celato dalle morene o dal detrito di falda: al Colnegro (Rifugio Vazzoler), sulla montagna di Pelsa, in parecchi punti della conca di Colrean e della Val Civetta, presso la Forcella Coldai, alla Casera Ziolere, ecc.

Le arenarie che formano il suolo della conca erbosa presso il Villino Favretti stanno in contatto laterale coi calcari di scogliera dell'altura 1847, mentre a S e a N della piccola conca, sotto e a lato delle arenarie, affiorano quei calcari fossiliferi vari, qua più marnosi seuri, là più puri e compatti, gialli o rosati, talvolta conglomeratici, che già ebbi occasione di nominare, facenti passaggio alla dolomia oppure ai calcari fetidi.

Nella depressione di Colrean e in Val Civetta il tipico Raibliano arenaceo argilloso affiora con notevole estensione soltanto a sud del Pian della Lora.

Un altro singolare caso, analogo a quello dei giacimenti raibliani del Framont, si osserva nell'avallamento che sale a nord della conca di Casamatta in direzione del Bec di Mezzodì. Anch'essa infatti appare come una fossa originaria della scogliera calcarea, entro la quale si

<sup>(1)</sup> Detta forcella è interessante anche per altri particolari. Un arco di roccia è sospeso sopra un'ampia finestra, colla quale ha inizio la fenditura della parete sottostante. La finestra serve nello stesso tempo da scarico all'imbuto di dilavamento scavato nelle retrostanti arenarie rosse, donde le acque piovane scendono a rigare di rosso la parete (visibile da Agordo).



depositarono poi le arenarie e argille rosse, visibili qua e là fra i detriti, e specialmente bene dove il solco si affaccia a nord alla testata della scoscesa Val di Mezzodì.

Sulle pendici meridionali della Cima di Colrean prevalgono banchi di calcari marnosi fossiliferi e calcari compatti, solcati per dissoluzione superficiale. Nella Val Civetta incontriamo qua e là brevi affioramenti di calcari terrosi, arenacei o conglomeratici, e più raramente delle tipiche arenarie, deposti in piccole depressioni della scogliera dolomitica (per es. al Col Negro di Coldai, in una selletta, alquanto disturbata tettonicamente), o affiancati a talune alture dolomitiche, specialmente nei pressi del Lago Coldai. A volte i passaggi fra una roccia e l'altra sono insensibili. Inoltre al citato Colnegro e alla Forcella Coldai la Dolomia principale si sovrappone direttamente, o quasi, alla dolomia infraraibliana, sfuggendo quasi all'attenzione le sottili intercalazioni di un calcare alquanto sporco e farinoso, rappresentante della facies etropica raibliana.

Il pendio SE del M. Coldai, sopra la V. Ziolere, ci dà un ultimo chiaro esempio di deposizione in trasgressione delle arenarie sopra una superficie ondulata di scogliera dolomitica, percorsa da varie sottili depressioni allungate nello stesso senso del pendio, cioè verso SSE. Non si tratta di un affioramento così esteso ed unito, come apparirebbe dalle carte NÖTH e VAN HOUTEN. Talune piccole dorsali dolomitiche sono ormai denudate; i lembi raibliani (calcari gialli terrosi, conglomeratici arenarie grigio-verdi o brune, argille rosse e grigie, ecc.) sono minutamente suddivisi — sì che la rappresentazione al 25000 deve essere forzatamente schematica — ed hanno spessore assai vario, ma, credo, mai superiore a cinque metri. Lungo la mulattiera che sale dalla Forcella d'Alleghe, prima di giungere al Rifugio Coldai, si vede come la dolomia di scogliera (coperta da arenarie e da massi rovinati di Dolomia Principale) vada lateralmente sfumando, in modo graduale, nei calcari marnosi farinosi giallo-verdastri.

Più in basso, lungo le pendici NE fra 1800 e 1900 m. la scogliera termina col noto carattere del « Calcare di Cipit », con frequenti



intercalazioni di calcari marnosi ed arenarie gialle comuni nel livello di S. Cassiano, mentre altri calcari di questo livello affiorano a oltre 2000 metri su una terrazza della parete settentrionale. Invece nell'alta Valle dei Serrai le successive terrazze con cui degrada la formazione dolomitica, fino a circa 1700 m., sono più frequentemente coperte di arenarie ed argille rosse e cerulee, che si considerano caratteristiche formazioni raibliane. Se fossero rigorose queste attribuzioni stratigrafiche, con questo notevolissimo dislivello su breve distanza, ne risulterebbe una inversione di giacitura fra i sedimenti cassiani e raibliani, tale da non poter essere spiegata soltanto colla forte inclinazione tettonica verso SE.

Gli è che, più che avere un significato cronologico, i diversi tipi di sedimenti rappresentano condizioni ambientali diverse, alternantisi irregolarmente nel Ladinico superiore e nel Carnico, nelle zone periferiche delle scogliere calcareo-dolomitiche. Con questo criterio, e tenendo conto del forte dislivello che intercede fra i depositi argilloso-arenacei dei ripiani superiori del Coldai (2100-2300 m.) e quelli della Val dei Serrai (1700-1850 m.) <sup>(1)</sup>, e la vicinanza fra questi ultimi e i depositi di marne e calcari cassiani sul lato di Pioda, ho dovuto semplificare le cose, sulla carta, segnando come appartenenti al livello di S. Cassiano tutti i sedimenti eteropici di questo versante al di sotto del Rifugio Coldai (Q. 2135).

In tutto il resto della carta, la facies argilloso-arenacea, ed i banchi di conglomerati e calcari che qua e là vi sono strettamente intercalati, sono rappresentati come Raibliano, risultando più conveniente il criterio litologico, spesso anzi il solo possibile. Gli addentellamenti, più volte osservati, fra questi sedimenti e gli altri calcari marnosi e bituminosi legati alla scogliera dolomitica « infraraibliana », e più facilmente attribuibili al livello di S. Cassiano (Casa Favretti in Pelsa, valletta di Camp, ecc.), stanno però ad indicare che entro l'area rilevata, la facies considerata come caratteristica del Raibliano, in realtà si è iniziata in

<sup>(1)</sup> Dislivello superiore alla possibile potenza complessiva delle assise raibliane.



più luoghi già in epoca precedente, ed è continuata a fianco e frammezzo alle ultime costruzioni di scogliera dolomitica, cresciute ancora durante parte o tutto il Raibliano.

La differenziazione delle facies, iniziata coll' Anisico, cessa solo col limite superiore del Raibliano.

### DOLOMIA PRINCIPALE (NORICO E RETICO)

La Dolomia Principale, o di Dachstein, la roccia classica delle Dolomiti cadorine, poggiando sul potente piedestallo di dolomia infra-raibliana che ho descritto, costituisce, assieme ad altri strati più giovani, l'edificio montuoso principale della Civetta e delle Moiazze.

La base è costituita da alcuni metri di calcari bianchi, piuttosto fragili, in strati regolari, ben visibili dove formano il coronamento dei depositi rossi raibliani. Essi rappresentano un repentino sostanziale mutamento di facies, dovuto ad un generale aumento della profondità marina. Nelle località dove la Dolomia principale si eleva immediatamente sopra la dolomia carnica, o con sottilissime interposizioni di calcare arenaceo (Forcella Coldai, ecc.), gli strati basali mancano. Vi è dunque una piccola discordanza, verosimilmente dovuta al fatto che all'inizio della nuova fase qualche scoglio dolomitico emergeva ancora di qualche poco rispetto ai depositi raibliani ricoprenti tutta l'area attorno.

Sopra gli strati basali la Dolomia principale si eleva per almeno 500. m., con una discreta omogeneità d'aspetto, quasi bianca, a grana zuccherina, disposta in strati regolari di piccolo spessore (in generale di pochi decimetri), colle divisioni non molto appariscenti. Frequenti le impronte cave di gusci di Megalodonti e di *Turbo*, specialmente nei Cantoni di Pelsa.

È ben nota la facilità colla quale questa roccia si sfalda in pareti verticali. Senonchè, essendo attraversata da numerose fratture, le pareti stesse sono spesso incise da numerose gole e « camini », la roccia presso



le fratture è frantumata, ridotta a breccia con cemento rosso, oppure sminuzzata, polverizzata, ridotta a poltiglia (alla « Forca Rossa » ed in altri intagli dei Cantoni di Pelsa, ecc.).

La parte superiore della formazione si distacca più o meno nettamente dal resto, essendo la roccia molto più disaggregabile, così da formare gran numero di cengie rientranti, che interrompono la verticalità delle pareti con tratti obliqui a gradinata, talvolta anche con ampi terrazzi ghiaiosi. I banchi si individuano più marcatamente uno dall'altro; taluni sporgono come la cornice di un tetto, i più resistenti o più grossi sopra quelli più rapidamente degradati, o sopra le gole rientranti in corrispondenza delle giunture fra gli strati. In molti strati lo sbriciolamento si compie in modo caratteristico, in schegge normali alla stratificazione.

Dove questi strati più friabili vengono a formare il coronamento delle vette, com'è lungo buon tratto dai Cantoni di Pelsa, essi danno luogo alle più strane forme d'erosione, con esili cretine sfioracchiate, funghi e pinnacoletti. Qua e là si trovano inclusioni di rocce diverse, specialmente nei livelli più elevati. Così sulle creste attorno all'alta Val delle Mede ho osservato delle varietà conglomeratiche e brecciose, e straterelli di roccia granulosa rosea, grigio-verde o giallastra.

Si può porsi la domanda se il complesso di questi strati più alti e friabili — che da soli raggiungono i 100 metri di spessore — si possano tenere distinti dalla Dolomia principale, norica, come rappresentanti del piano Retico, la cui individualità nelle Dolomiti rimane così incerta. La questione, che potrà essere risolta solo in base a reperti fossili, sia qui posta per ora soltanto come ipotesi. È noto che il KLEBELSBERG, e con lui VAN HOUTEN, propendono ad assegnare al Retico soltanto i pochi metri di un conglomerato tutto particolare che affiora alla base della seguente formazione giurese.



### CALCARI DEL LIAS <sup>(1)</sup>

Seguendo il « Sentiero Tivan », che dal Rifugio Coldai conduce verso sud lungo il versante zoldano, si percorre un primo tratto in Dolomia Principale, disturbata da piccole dislocazioni locali. Sulla destra s'innalza la Torre Coldai, m. 2545, che mostra le grosse bancate regolari di una roccia sensibilmente diversa, fortemente inclinate a SE. Dove il sentiero raggiunge l'estremità del costone che scende dalla Torre, si ha subito modo di constatare da vicino il mutamento di roccia. Negli ultimi strati della Dolomia Principale la roccia diventa più friabile. L'inizio della salita per sorpassare il costone è nettamente segnato dai primi banchi regolari di calcari grigi con chiazze giallastre, con inclusi frammenti di calcari grigi o nerastri e qualcuno anche rosso, radi o fitti, fino a formare un conglomerato o breccia, ad elementi piuttosto minuti ma variabilissimi, lievemente arrotondati, o, più spesso, rotti a spigoli vivi. Conglomerati e breccie del tutto analoghi a questi, al limite fra la Dolomia norica ed il Lias — testimoni d'una sosta nella sedimentazione normale, con elaborazione di materiali estranei — furono descritti dal KLEBELSBERG e dal VAN HOUTEN in altri gruppi dolomitici <sup>(2)</sup> e riferiti al Retico.

Questo aspetto della roccia è limitato a pochi metri. In alto gli inclusi divengono rari e scompaiono rapidamente. I banchi rocciosi, che si succedono a formare il costone suddetto, sono d'un calcare grigio chiaro, ora omogeneo e compatto, ora un po' brecciato e granuloso nelle fratture.

<sup>(1)</sup> La loro presenza è stata intravista dal TARAMELLI, poi attestata dal NÖTH (op. cit., p. 165) in base agli erratici rinvenuti al piede della parete NW, e meglio constatata anche dal KLEBELSBERG, per il versante orientale, specialmente lungo il comune itinerario di salita alla Civetta, dall'attacco fino a circa 3000 m. (Notizie geologiche nella guida *Der Hochtourist in den Ostalpen*, vol. VII, p. 462, Leipzig, 1929).

<sup>(2)</sup> KLEBELSBERG R., *Trias-Jura-Grenze*, ecc. (pag. 339 segg.); VAN HOUTEN L., *Pelmo-Geb.*, ecc. (pag. 187).



Superati il costone e la selletta dello Spiz de Gallina, nel circo seguente fra la Torre Coldai e la Torre d'Alleghe, ci si trova in un ambiente del tutto nuovo. Le pareti rocciose hanno assunto un particolare aspetto, che facilmente si impara a distinguere nelle parti culminanti di tutto il gruppo. Sono calcari prevalentemente grigi, in strati molto regolari di grossezza notevole (uno o più metri) e abbastanza costante, con giunture molto distinte, e superfici lisce. Spesso però le superfici sono percorse da fitti solchi paralleli, dovuti all'azione dissolvente dell'acqua sul calcare notevolmente puro.

Nell'assieme questa roccia forma pareti molto più compatte, costruzioni massicce e meno articolate, che non la Dolomia Principale, e percorse da pochi tagli dovuti a fratture. Rare le frastagliature delle creste e le cengie nelle pareti; ma nei fianchi meno ripidi del versante orientale sono frequenti le cengie e le terrazze inclinate in fuori, secondo la disposizione degli strati, che appunto s'immergono verso E.

Entro questi caratteri generali la roccia offre naturalmente non poche varietà. Proseguendo per il Sentiero Tivan, attraverso i circhi del versante orientale, ne vediamo coperto il fondo d'abbondante detrito, composto degli elementi più variati. Accanto ai calcari compatti e anche oolitici, nelle varie gradazioni del grigio, ve ne sono altri bianchicci, rosei, rossi. Un tipo litologico, abbastanza diffuso nei livelli più bassi dal versante orientale, è quello dei calcari lattiginosi o grigio-chiari, con frequenti vene irregolari e nodi giallastri o verdolini, con piccoli inclusi bianchi, grigi o nerastri. In questi strati alla base della Torre d'Alleghe si trovano incluse sezioni di grosse conchiglie mal definibili.

Sembrano appartenere ad un livello alquanto superiore gli strati particolarmente grossi e compatti di calcare grigio-plumbeo, superficialmente spesso rossicci per alterazione, quali per es. si osservano sopra il Sentiero a sud della Torre d'Alleghe. Essi ricordano perfettamente, anche per le forme di degradazione cui danno luogo, i calcari liasici basali del Boè nel gruppo di Sella.

Impronte e sezioni di cefalopodi, gasteropodi, brachiopodi, corallari ho rinvenuto in diverse località, in tutto il gruppo: nelle torri setten-



trionali, nella Civetta, nelle Moiazze; Rinconelle sulla cima della Piccola Civetta.

Oltre a calcari rosati o rosso-carne affioranti in vari livelli, troviamo altri calcari rosso-mattone, spesso zonati, brecciati o spugnosi, frequentissimi fra il detrito dei circhi orientali (Masarè), che evidentemente derivano dal materiale di riempimento secondario delle principali fratture, quando non si tratti di vere brecce tettoniche. Talvolta infatti sono frammenti di calcare bianco legati da cemento ocraceo, (intagli della Torre di Valgrande, della Piccola Civetta, ecc.). Prodotti analoghi abbiamo già notato nei canali incisi nella Dolomia principale.

Il limite inferiore della formazione liasica, caratterizzato da pochi metri di conglomerato a elementi nerastri e di calcare brecciato alquanto marnoso, oltre che al Sentiero Tivan, si può osservare bene anche in altri punti; per es. nel fianco orientale della Moiazza (salendo alla Forcella omonima). Salendo nelle Sasse (alta Val Corpassa), il limite è tracciato lungo una terrazza ben marcata, a circa 2000 metri, che si può facilmente seguire coll'occhio da un lato lungo la parete occidentale della Moiazza, dall'altro in quella della Torre Trieste; però in questa località non ho trovato il caratteristico conglomerato, ma solo uno strato di calcare farinoso. Lungo la parete della Busazza straterelli marnosi, con o senza inclusione di frammenti estranei, si ripetono fra gli strati calcarei per notevole altezza. Nel Van della Moiazza i livelli inferiori del Lias son dati da calcari grigi, localmente rosati, o conglomeratici verdastri; al limite inferiore (fra 1900 e 2000 m.) anche calcari marnosi, ma anche qui senza la breccia a elementi neri.

Anche fuori dei punti testè menzionati, il limite Norico-Lias si rende manifesto anche a distanza, per gli specifici aspetti della roccia e delle forme di degradazione. Riesce perciò facile e relativamente sicuro (almeno fin dove non intervengano troppo intensi disturbi tettonici) seguire detto limite attraverso le pareti inaccessibili, o accessibili solo ai migliori alpinisti.

Le gigantesche pareti rivolte a ponente sono per lo più divise in tre zone sovrapposte, cioè in due tratti verticali o quasi, divisi da un



tratto mediano alquanto inclinato e gradinato, che ho già detto corrispondere alla parte superiore delle dolomie noriche (eventualmente retiche), più friabili. La parte inferiore è poi di solito molto più accidentata, rotta e sminuzzata, rispetto alla superiore liscia ed unita. Tanto liscia e compatta, che spesso da una certa distanza non si distinguono più nemmeno le giunture degli strati, che pur di solito sono ben segnate. Gli alpinisti conoscono i diversi caratteri dei due tipi di roccia e ne apprezzano i diversi pregi. Prolungando dunque il limite inferiore della formazione liasica, quale sono venuto accertando in alcuni punti sopramenzionati, risulta che detto limite, attraverso le maggiori pareti, decorre appunto poco al di sopra delle più alte cenge rientranti mediane, e cioè presso la base delle muraglie lisce superiori.

La potenza complessiva dei sedimenti conservatici sopra questo limite assomma a parecchie centinaia di metri. Nei tratti meno disturbati delle pareti della Civetta e della Busazza esso non dovrebbe essere inferiore a 600 metri. Se questa massa sia tutta liasica, o comprenda anche livelli più giovani, non ho argomenti per decidere.

Seguendo l'ordine dello svolgimento dei fenomeni, alla descrizione dei depositi continentali più recenti faccio precedere la trattazione della tettonica e della morfologia.



## CAP. II.

# TETTONICA

### VAL CORDEVOLE DA ALLEGHE A CENCENIGHE

Nel versante sinistro del Cordevole proseguono, più o meno modificate, le pieghe del versante destro della Valle del Biois, che già ebbi occasione di illustrare <sup>(1)</sup>. In questo settore le pieghe assumono decisamente la direzione di NE, cosicchè da Avoscan ad Alleghe esse decorrono parallele al Cordevole: invece più a sud, specialmente da Ghisel in giù, esse tagliano trasversalmente la valle.

Il terreno più antico (Permiano sup.) affiorante lungo il Cordevole tra Forchiade e Avoscan, costituisce il nucleo di un'importante anticlinale, il cui asse coincide quasi col corso del Cordevole dal Masarè di Alleghe fino presso Avoscan. Di qui l'anticlinale prosegue a SW, sempre più stretta, sotto S. Tommaso, passa a SE del Piz Croce, e taglia la Valle del Biois presso Mas. Essa nella valle del Cordevole assume la posizione assiale che nel territorio del Biois è invece tenuta da una piega più settentrionale, passante per Col del Lago, Col di Frena e Forcella s. Tommaso.

A sud di Avoscan lo Scitico è tormentato da alcune altre pieghe, ben distinte lungo il fondovalle e sui versanti, ma di importanza secondaria. In complesso nel versante sinistro la prima pila di sedimenti mesotriassici poggia, senza notevoli disturbi, sopra la gamba SE dell'anticlinale principale del Cordevole.

<sup>(1)</sup> *Note tett. sulla Valle del Biois*, 1926. Cfr. anche la mia recensione al lavoro del NÜTH.



L'Anisico inferiore ha subito riduzioni più o meno forti. Localmente anche qualche fratturetta sub-verticale porta a contatto anormale il Werfeniano colla base della dolomia anisica: per esempio nel vallone che scende a SE di Avoscan. Si tratta di fratture trasversali, dirette all'incirca da NW a SE. L'Anisico declina di un centinaio di metri, da Ghisel a Masarè; e nello stesso senso va riducendo la sua potenza stratigrafica da circa 200 a meno di 100 m. In questo modo gli strati di Livinallongo, che si trovano a circa 1200 m. a NE di Ghisel, affiorano a soli 1000 m. presso la Villa Roberti di Masarè, e poco più a N i tufi vulcanici si immergono direttamente nel lago. Al contrario, la massa dei tufi, lave e conglomerati affiora con spessore sempre maggiore procedendo da SW verso NE (oltre 400 m. a S di Alleghe): il qual fatto è piuttosto dovuto a ragioni tettoniche ed al diverso grado di erosione.

Come si vede dalla Carta, l'affioramento dei tufi è infatti limitato superiormente da un'importante dislocazione, descritta più innanzi, la quale porta a riaffiorare in alto i terreni più antichi.

Procedendo lungo il Cordevole, sotto Ghisel si osserva che i livelli medi e superiori del Werfeniano si abbassano fino al fondovalle, attraversandolo. La giacitura è molto disturbata. Prescindendo però dalle piccole irregolarità, si può bene osservare che gli strati, prima diretti a SW, si vanno girando verso S, poi verso SE, e l'immersione diviene opposta alla direzione del Cordevole. In alto nel versante sinistro (Collaz) la direzione è anzi del tutto girata verso E, e verso NE (con immersione molto forte a NW). È dunque ben delimitata la *sinclinale di Ghisel*, che qui si chiude, o meglio si solleva fortemente verso SW.

La valle di Ghisel è attraversata circa a metà dall'ultimo tratto meridionale della zona calcarea anisica, che qui arriva assottigliata, e termina sollevandosi bruscamente nell'altura 1220. Nella sezione naturale offerta da questo vallone (e qui soltanto) è del tutto evidente la struttura sinclinale (« La Mont-Mulde » del NÖTH) della zona calcarea anisica, racchiudente più a nord i sedimenti e i tufi ladinici. La sin-



clinale si rovescia verso il Cordevole, ed ha la gamba orientale stirata e strappata, cosicchè nelle diramazioni più alte del vallone di Ghisel il Werfeniano superiore viene a contatto coi tufi. Verso nord, lungo tutto il versante fin sopra Alleghe, il piano di dislocazione — visibile nelle incisioni dei principali valloni — si presenta sempre come una vera faglia, con immersione verso l'interno della montagna (v. profili IV e V della tav. III). Ai tufi ladinici e ad un breve resto dolomitico della zona inferiore si sovrappone la dolomia anisica dell'unità tettonica superiore o anche le arenarie rosse werfeniane, che sono portate a giorno nel tratto a sud della Val di Sala e poi nuovamente tra la Val Scura e il Ru de Porta.

Ritornando alla sezione offerta dall'alto vallone di Ghisel, si vede che l'unità tettonica superiore è costituita da una grande anticlinale, rovesciata a NW, e risolvibile più esattamente in un numero maggiore di pieghe secondarie parallele, più o meno stirate e rovesciate. Nella parte più alta del vallone il Werfeniano superiore è molto meno tormentato e, in concordanza coll'Anisico, forma base a tutta la pila mesotriassica del Monte di Pelsa. La grande parete di dolomia ladinica appare percorsa da vari piani di rottura, ma non mostra di avere subito speciali dislocazioni.

La parte inferiore del versante è invece molto tormentata anche a sud del vallone di Ghisel. Un'altra evidente cerniera anticlinale, rovesciata a ginocchio verso N, passa nel valloncino subito a S di Collaz e della Casa Bolp, fino sui 1200 m. Il suo asse segna probabilmente il massimo sollevamento tettonico, ed è in continuazione con quello che a destra del Cordevole passa fra il M. delle Anime e Case Balestier, dove pure la gamba a nord è ridotta a faglia, con sprofondamento dell'Anisico e degli strati di Livinallongo (profilo IX).

Fra i due versanti del Cordevole, più esattamente tra l'Anisico sopra Ghisel e quello del Pian dell'Anime, l'originaria connessione tettonica è alterata: giacchè il primo, volgendosi in alto, insieme a tutta la sua base werfeniana, viene separato dal secondo, che è sprofondato di alcune centinaia di metri. Fra i due affioramenti passa una serie di piccole roture, dirette da N a S (cioè oblique rispetto alla direzione tettonica predominante), rintracciabili parzialmente qua e là, talvolta



col carattere di scorrimenti sub-orizzontali da E verso W (per es. a 1000 m. d'altezza nel vallone di Ghisel). Una faglia più importante correrebbe lungo l'orlo dell'affioramento anisico sopra Martinazze - Col Zaresè (profilo VIII).

Seguendo la valle verso sud, dopo la piccola sinclinale delle Case Balestier (che sul versante sinistro passa molto tormentata), si attraversa l'importante anticlinale di Cencenighe, che si solleva specialmente sul versante destro, portando lo Scitico fino a oltre 1700 m. d'altezza (versante E del Col di Boi). Sul versante sinistro la sua gamba settentrionale, raddrizzata, segue il vallone di Chenet (profilo IX).

Seguono: la sinclinale di Vallesina, ben evidente nello sperone avanzato verso il Cordevole; la piccola anticlinale di Case Camp; ed altre pieghe minori che si possono considerare tutte come disturbi secondari della gamba sud della grande anticlinale di Cencenighe. A sud di Ghirlo gli strati werfeniani si abbassano definitivamente, verso l'imbocco della Chiusa di Listolade. Sotto la parete del Monte Alto di Pelsa un'altra notevole complicazione — che non trova evidente continuazione sul versante destro — interessa oltre il Werfeniano anche l'Anisico.

È questa lo *scorrimento-faglia di Val Morbiach* (v. profilo IX). Le arenarie grigie e rosse sono riportate a grande altezza sulla sinistra di questo vallone, mentre la sponda destra è costituita dalla dolomia anisica sprofondata. La rottura, lungo l'alveo del vallone, è molto netta, in qualche tratto accompagnata da un leggero incurvamento degli strati werfeniani. Nella parte superiore ambedue le sponde del vallone sono in dolomia; La sovrincombente parete si vede attraversata obliquamente soltanto da una traccia di sconnessione che va perdendosi. La zolla anisica sprofondata poggia normalmente sopra lo Scitico, come si vede in un'incisione presso Bricol. Tale zolla mostra dunque di possedere la stessa struttura sinclinale, strappata e rovesciata verso ovest, che si è osservata nella zolla anisica del vallone di Ghisel, cioè nella « sinclinale di La Mont ». Verso nord la zolla di Bricol viene ad essere improvvisamente troncata per una frattura trasversale, cioè diretta WNW-ESE. La dolomia è posta a contatto colle arenarie rosse werfeniane (inclinate



40° SE), le quali anche più in basso, nel valloncino di Case Bastiani, si mostrano particolarmente disturbate. In alto anche questa dislocazione si attenua, percorrendo la parete del M. Alto con un lungo canalone di frattura.

Qualche parola ancora meritano, all'altra estremità di questo versante, le pendici che sovrastano Alleghe. Sotto le pareti dolomitiche affiorano in vari punti gli strati rossi del Werfeniano superiore. Si può ben credere che, tolto il mantello detritico, questi terreni abbiano un ampio sviluppo nel bacino allargato fra le Meriane Basse e il Sassel.

I rapporti fra lo Scitico e l'Anisico sovrastante anche in questo settore non sono del tutto normali. In uno dei rami iniziali della Val Scura un lembetto delle arenarie rosse e grige è pizzicato in alto lungo una frattura diretta NW-SE, nel bel mezzo della massa dolomitica a circa 1500 m. s. m. In altri tratti alla base della parete dolomitica sono più o meno eliminati gli strati dell'Anisico inferiore e quelli più alti del Werfeniano.

Tra gli strati arenacei e marnosi werfeniani ed i sottostanti tufi ladinici il contatto è nascosto dal detrito franoso. Logicamente vi deve passare la continuazione della grande faglia-scorrimento principale dominante la Val Cordevole, abbassata però di almeno un centinaio di metri per la dislocazione trasversale della Val Scura. Sotto il Crep di Sassel il Werfeniano non affiora più: l'Anisico poggia direttamente sui tufi (profilo I).

Sul lato nord del Sassel invece l'Anisico non affiora più, e gli strati scuri listati del livello di Livinallongo sono intensamente disturbati presso il contatto coi tufi. L'entità della dislocazione è dunque molto scemata e va annullandosi. Lungo la Valle dell'Ander i rapporti fra le due falde sembrano anzi invertiti, dato il forte sollevamento dei tufi del fianco nord, sensibilmente disturbati. Intorno alla Forcella d'Alleghe non vi è traccia di dislocazioni. Il contatto fra le pendici dolomitiche del M. Coldai e i tufi del Col di Baldi si presenta come un semplice cambiamento di facies. Anche dello scorrimento segnato dal NÖTH e da



VAN HOUTEN nel promontorio dolomitico sotto la Casera Pioda non ho trovato alcuna traccia.

Per questo settore sovrastante Alleghe, il NÖTH ha dato un'interpretazione notevolmente diversa <sup>(1)</sup>. Egli attribuisce eccessiva importanza alle lievi trasgressioni che si osservano alla base della massa dolomitica, come se qui passasse la dislocazione principale. In questo modo riesce difficile spiegare la posizione del Werfeniano. La causa di questa errata interpretazione sta nell'aver egli creduto che tutta la massa dolomitica, fino alla base, sia di età ladinica ("Schlerndolomit"), mentre l'affioramento degli strati di Livinallongo sopra la Val Scura e nel Sassel è sufficiente a dimostrare che anche la dolomia anisica, vi è normalmente sviluppata, come ho precisato in precedenza (pag. 10-11).

#### PENDICI MERIDIONALI - CANALE DI LISTOLADE VAL CORPASSA

Anche nella parte più meridionale del gruppo montuoso domina la direzione tettonica NE-SW, tipica del territorio agordino e in generale della regione dolomitica meridionale. In queste pendici, tagliate dai solchi profondi della Val Cálleda, Val Rova e Val Framont, si osserva una generale, forte immersione (fino 60°) verso NW della serie dei terreni, dal Permiano superiore al Ladinico, costituente la gamba nord della grande anticlinale agordina. Pieghe locali, di poco rilievo, sono messe in evidenza per esempio nelle arenarie tufacee della Val di Vie, a SW del Passo Duran.

Solo più in alto, alla base della dolomia norica delle Moiazze, i sedimenti carnici assumono un'inclinazione verso nord e anche nord-est. Tale disposizione prevale pure nel sovrapposto blocco dolomitico.

Anche più a ponente, dove prendono sviluppo sia i conglomerati tufacei del Col Martinel, sia la scogliera dolomitica ladinica del Framont,

<sup>(1)</sup> *Geol. mittlere Cordevole ecc.*, pag. 196.



malgrado questi grandiosi mutamenti di facies, non sembra che venga alterata la normale disposizione tettonica, con immersione a nord, senza visibili forti disturbi.

Più intensi disturbi si manifestano solo nella parte inferiore del versante che guarda il Cordevole. Gli strati di Livinallongo, inclinatissimi, raggiungono la base del versante allo sbocco della piccola Val di Frela. Sul versante destro del Cordevole non v'è traccia della loro continuazione, se non parecchie centinaia di metri più in alto. Di questo sollevamento verso SW degli assi tettonici si comincia ad aver traccia, localmente, alla base del versante sinistro, a Prompicai, e non credo sia necessario ammettere rotture lungo il Cordevole.

Poco a nord dello sbocco della Val di Frela, fra Tòccol e Farènzana, i sedimenti ladinici si vedono a contatto con quelli werfeniani. Gli strati sono in piedi, laminati e triturati. Ancora più a nord gli strati werfeniani riprendono un andamento più regolare, con immersione a NW. A Farènzana si può dunque far passare una piega-faglia quasi verticale, che corrisponde alla gamba comune, lacerata, fra la stretta *sinclinale di Val di Frela* e l' *anticlinale di Tòccol* (tav. III, profilo IX).

Risalendo il Cordevole, si osserva la dolomia ladinica abbassata quasi al fondo valle, sopra S. Cipriano, mentre sull' opposto versante il Trias inferiore affiora ancora fin sopra i 1000 m. Un risollevarlo generale molto sensibile si ha poi in corrispondenza della Roa di Listolade; ed è probabilmente accompagnato da rotture sul fianco sud, come già pensava il MOJSISOVICS <sup>(1)</sup>.

Allo sbocco della Val Corpassa entriamo in una zona intensamente fratturata. Talune zolle periferiche del massiccio dolomitico sono sprofondate di alcune centinaia di metri. La più importante è quella del Col Bedoless, a S del quale, lungo un canale che scende a Listolade, si può seguire il contatto tettonico fra le arenarie rosse fossilifere werfeniane e la dolomia di scogliera sprofondata che forma questo Colle. Quasi normale alla precedente, un' altra frattura isola il Colle dai lati est e

<sup>(1)</sup> *Dolomit Riffe*, pag. 325.



nord. Un'altra frattura attraversa la Val Corpassa, ed isola un costone dolomitico, contro il quale, nel canalone che scende al Ponte di Rabùl, urtano le arenarie werfeniane sollevate. Verso N questa dislocazione prosegue nella Valle del Lof, la quale, insieme ad altri canali paralleli, di origine tettonica, incide il fianco destro di Val Corpassa (M. Pighera, Col Martinel). Anche nel fianco sinistro le predette fratture, specialmente l'ultima, si vedono proseguire in alto, con canali incisi nella compagine dolomitica del Framont. Con tutta probabilità anche il grande canalone che taglia la parete sud del Framont e dà origine alla Roa di Listolade, è originato da una frattura, alla quale si può collegare il forte sollevamento dei sedimenti werfeniani. Che poi anche il versante sud sia minutamente fratturato è reso evidente dalla frammentarietà di quei dirupi e dalla facilità con cui essi franano.

Fra Mezzocanale e Listolade la gola del Cordevole taglia la formazione dolomitica infraraibiana Pale di S. Lucano-Monte di Pelsa, potente almeno 1400 m. È questa la zona di massima depressione tettonica, fra le due grandi zone anticlinali dell'Agordino e di Cencenighe. La stratificazione sulle due sponde giace quasi orizzontale, l'abbassamento verso NE è poco sensibile. Si può tuttavia domandarsi se l'impostazione della valle attraverso la massa dolomitica non segua le tracce di una linea di frattura, che comunque avrebbe poca importanza tettonica. Se si osservano le varie fenditure della roccia e le vere faglie che parallelamente al Canale percorrono i dirupi dalle due parti, una risposta affermativa sarebbe pienamente giustificata. Del M. Pighera ho già detto; quanto alle Pale di S. Lucano, il taglio più importante è quello che ha determinato la profonda Valle Besàusega, cui si accompagna un abbassamento verso est di alcune decine di metri. (visibile alla Forcella Besàusega).

Nè mancano, in questo settore, disturbi minori in senso longitudinale, SW-NE. Il più importante è quello che incrocia la valle a Mezzocanale, e che produce la scomparsa sul fondovalle delle formazioni del Trias inferiore che tanto sviluppo hanno nei dintorni di Cencenighe. A NE, sulla cresta del M. di Pelsa (La Palazza), la faglia sfuma in



una flessura (v. profilo IX); a SE, in forma di piega-faglia, è ancora molto evidente sulla cresta delle Cime, poco a N della quota 2296, interessando anche il Raibliano ed il Norico che lassù sono conservati.

Un altro taglio parallelo al precedente passa alle Fornaci. Il Monte Pighera è poi scisso dall'estremità meridionale della Montagna di Pelsa mediante un piano di frattura obliquo (declinante verso NW), che segue l'alta Val dei Rampin.

Per analogia si può pensare che la stessa Val Corpassa segua una frattura dello stesso tipo, che sarebbe il prolungamento di quella che si vede, sul versante destro del Cordevole, lungo la Valle del Gaf. Lungo questa linea sarebbe sollevata l'ala SE, contrariamente ai casi precedenti, ma conformemente al motivo generale di sollevamento verso l'anticlinale di Agordo.

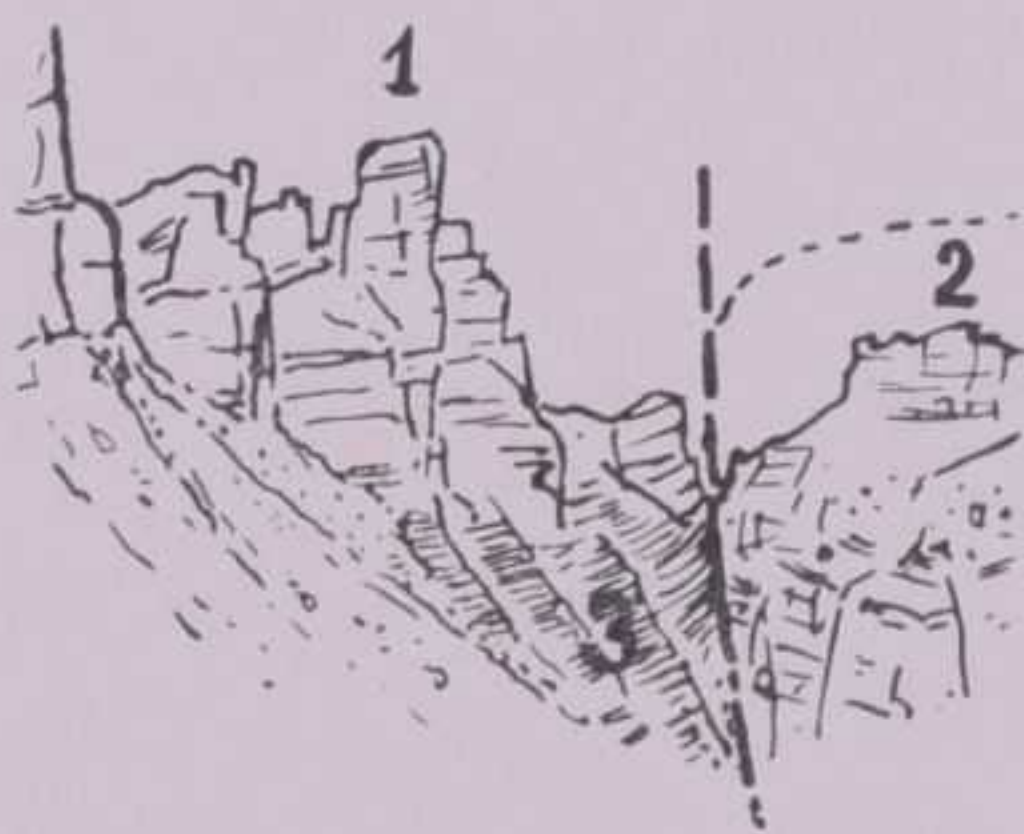
Internandoci in Val Corpassa, si rendono manifeste altre fratture, sia verticali che oblique, determinanti incisioni profonde nelle pareti dolomitiche. Mi limito a citare le dislocazioni più importanti. Una linea di frattura decorre lungo il grande burrone del "Foram.", (rocce delle pareti molto sconvolte, specie nella parte superiore) e, con un rigetto attenuato, prosegue attraverso la dolomia principale dei Cantoni di Pelsa: gli affioramenti raibliani a sud della Torre Venezia sono sollevati nella parte orientale. Può darsi che alla stessa dislocazione si connetta, verso sud, la grande spaccatura parallela alla Val Corpassa che sotto il Col delle Capre isola una grande fetta di montagna.

Infine può essere ricordata quì l'interessante piega-faglia che colpisce il Col dell'Orso e il Col Palanzin, e che, collo sprofondarsi dell'ala orientale, fa sì che la base della Dolomia Principale alla testata della Val Corpassa si abbassi quasi a 1500 m. Sul lato nord del Col dell'Orso la dislocazione si mostra con la più grande evidenza (v. il disegno a pag. 44 e il profilo VIII della tav. III).

In tutta la costruzione di dolomia infraraibliana dal Monte Alto di Pelsa al Coldai complessivamente inclinata a E e SE, non si osservano dislocazioni degne di nota; essa partecipa poco, come s'è già



detto, alle dislocazioni che tormentano la parte inferiore del versante sul Cordevole. Può essere che qualche profondo burrone che incide la parete esterna (Val Caldiera, ramo est della Val del Mezzodì, ecc.) corrisponda a qualche frattura: come si può meglio accertare per il canalone della Porta sotto il Coldai, che ha subito un sollevamento dalla parte settentrionale. Altrove si notano scorrimenti obliqui, per es. nell'alto della parete E e N del Col Rean.



La frattura del Col dell'Orso (vista dal N)

1. - Torre dell'Orso, di Dolomia norica. 2. - Col dell'Orso, Q. 1830, di Dolomia ladinica. 3. - Argille rosse raibliane.

Più interessante è la struttura del M. Coldai (v. profilo I). Con inclinazione a SSE, questo estremo sperone nord della scogliera dolomitica infraraibliana si immerge sotto la Dolomia Principale delle Rocchette. Il contatto è segnato dalla *piega-faglia delle Ziolere* (continuazione forse della faglia del Ru de Porta), lungo la quale è eliminato o ridotto al minimo l'affioramento raibliano, presso la Casera Ziolere. Il monte è poi tagliato da fratture trasversali, dirette da NW a SE o SSE. Una di esse passa fra le due vette del monte e scende fra la Forcella Coldai e il Lago. Un'altra che interessa anche i depositi raibliani (raddrizzati lungo la dislocazione), passa subito sotto la Cima orientale, e prosegue lungo un burrone della parete nord e lungo un'incisione pure ben evidente nel pendio meridionale, fino alla testata della Val Ziolere; la zolla orientale è sprofondata, ricoperta dalle arenarie raibliane e perfino da un residuo di dolomia norica (altura della Croce sopra il Rifugio). Con questa linea



ne incrocia un'altra in direzione NE, visibile dalla Casera Pioda (v. fig. 3 della tav. I). Vi sono interessati gli strati marnosi ed arenacei (S. Cassiano?) intercalati nella dolomia. Questo ed altri minori disturbi tettonici colpiscono gli affioramenti eteropici del versante NE e E del Coldai, accrescendone le complicazioni.

Dal Framont, al Monte di Pelsa e al Coldai il basamento dolomitico infraraibliano descrive un semicerchio, aperto a est. Da ogni parte questo edificio basale inclina verso l'interno, s'affonda cioè sotto la non meno poderosa costruzione di Dolomia Principale e dei calcari liasici, delle Moiazze e della Civetta p. d., che occupa l'area centrale del semicerchio. L'immersione ha una pendenza variabile, fra 20° e 40°; molto forte essa è, ad esempio, a nord del Monte Alto di Pelsa e al Crep di Casamatta.

Le dislocazioni osservate localmente non turbano questa disposizione generale. A volte esse hanno provocato sprofondamenti di parti periferiche. Altre volte sono sprofondate le parti più interne, accentuandosi così il motivo dominante; così per esempio nella piega-faglia delle Ziolere e in quella ancor più bella del Col dell'Orso, che mettono quasi a contatto la costruzione dolomitica superiore, con quella infraraibliana.

Soltanto nella porzione sud-ovest del gruppo, a questa disposizione semicircolare caratteristica di tutto il gruppo, si allaccia un largo motivo sinclinale, che prosegue, di là del Cordevole, nelle Pale di S. Lucano.

#### LA GRANDE DISLOCAZIONE ORIENTALE

I poc' anzi accennati disturbi sul lato est del M. Coldai, sotto forma di una serie di piccole faglie, non bene accertabili nella varietà delle formazioni eteropiche a contatto, contribuiscono a far abbassare la scogliera dolomitica in tanti piccoli scaglioni, che portano ancora calcari marnosi di S. Cassiano e arenarie rosse di tipo raibliano



giù fino a circa 1650 m. nella Valle dei Serrai, (cioè 650 m. più basso degli affioramenti raibliani presso il Rifugio Coldai). Bancate dolomitiche e depositi marnoso-arenacei, alla testata e nel tratto iniziale della Valle dei Serrai, immergendosi a SE, vengono a contatto verso sud con livelli sempre più bassi della formazione tufacea della sponda sinistra, che invece si immerge verso N e NW. L'abbondante sfasciume di frana, che ricopre la base del versante est del Coldai, rende ancor più difficile l'esame di questi rapporti. Comunque bisogna ammettere l'esistenza in questa valletta di una dislocazione <sup>(1)</sup> — unica o spezzettata — la cui importanza cresce verso sud.

Di fatto, tale dislocazione sarebbe l'inizio di una importantissima linea tettonica, che segue tutto il lato orientale del massiccio della Civetta, per più di sei chilometri, fino alla Valle dell'Acqua (Goima).

Le bancate calcaree e dolomitiche lungo tutto il versante orientale inclinano fortemente verso est (N, E, SE). Nel primo tratto, sopra la Val di Pécol, il pendio corrisponde grossolanamente all'immersione degli strati del Lias in alto, della Dolomia Principale in basso, fino alla base. Su quei dirupi coperti di mughì non è tuttavia facile riconoscere il limite tra le due formazioni, limite che inoltre non pare esente da disturbi.

Più a sud, sopra all'alta Val di Pécol e alla Forcella della Grava, i promontori più bassi son costituiti dalla dolomia infraraibliana, mentre nei soprastanti dirupi (contrafforte quotato 2439 m.) la Dolomia norica è fortemente dislocata; fra le due dolomie non vi è mai traccia di terreni raibliani. Ancora più a sud il fianco della Val della Grava è formato dagli strati fortemente inclinati del Lias.

È chiaro che lungo tutto questo lato orientale la Dolomia principale, o addirittura il Lias, si immergono ripidamente, per faglia o scorrimento, sotto le formazioni più antiche in giacitura normale, quali la Dolomia infraraibliana dell'alta Val di Pécol, e le formazioni marnoso-tufacee che sostituiscono la facies dolomitica nelle sponde orientali

<sup>(1)</sup> Già considerata dal KAISERLING (op. cit., pag. 58) e da VAN HOUTEN (op. cit., pag. 257).



delle Valli di Pécol e della Grava. Appare dunque errata l'interpretazione data dal MOJSISOVICS, secondo la quale anche lungo il versante est il massiccio della Civetta presenterebbe una sovrapposizione normale (con inclinazione verso ovest!) della serie: strati di Wengen, di S. Cassiano e di Raibl, fino alla Dolomia di Dachstein, senza traccia di Dolomia dello Schlern.

Purtroppo i depositi detritici, morenici, alluvionali impediscono che su quasi tutta la lunghezza si possa vedere l'esatto decorso ed il vero carattere dell'importante dislocazione, e neppure il suo termine a sud della Valle dell'Acqua. Nel tratto mediano la dislocazione ha la sua massima entità, poichè qui, alla testata della Valle della Grava, è il massimo sprofondamento dei calcari liasici.

Inoltre nello stesso settore mediano il decorso superficiale della grande dislocazione descrive un brusco gomito, e possiamo vederne scoperto un breve tratto in sezione trasversale. La parete rocciosa che chiude a ponente la conca della Grava si presenta infatti tagliata obliquamente da un piano di scorrimento, con immersione verso NE, per il quale la Dolomia infraraibiana si sovrappone al Lias. Nel Lias si incide la cascatella del ruscello scolante dal vallone orientale della Moiazzetta. Sopra la cascata l'alveo decorre per un breve tratto lungo la linea di scorrimento, in modo che la sponda sinistra (N), sopraelevata, è costituita dal Ladinico, sovrapposto al Lias; in qualche punto fra le due rocce sono inclusi piccoli brandelli di calcari scuri laminati e di arenarie più o meno ridotte a poltiglia: cioè di rocce caratteristiche del Carnico (v. fig. 2 della tav. I). Non è ben chiaro se lo scorrimento così messo in luce sia soltanto un tratto della grande dislocazione orientale, oppure vi si accompagni quì un disturbo trasversale, quale si può supporre, per l'avanzarsi delle formazioni liasiche sul fianco destro della Val della Grava, e per le anomalie esistenti fra le due sponde del vallone orientale della Moiazzetta.



## LE COSTRUZIONI SUPERIORI

Già da quanto si è detto si rileva che, concordemente alla struttura osservata nel basamento di dolomia infraraibliana, anche la potente pila di strati norico-liasici si immerge in modo convergente verso un centro di depressione tettonica, situato nel versante orientale intorno alla Forcella della Grava. L'inclinazione varia tra i 20° e i 30° nei settori meridionale e occidentale, ma è in generale più forte nel settore nord-orientale.

Tale immersione, dalle massime elevazioni orografiche fino alla grande dislocazione basale orientale, non avviene quasi mai regolarmente; ma è complicata da flessure, pieghe-faglie, scorrimenti numerosi e di varia intensità, fino a complessi ricoprimenti: in generale con rovesciamento verso ovest. Meno importanti, o almeno poco appariscenti, sono le fratture radiali, in confronto delle dislocazioni longitudinali, di quelle cioè che accompagnano la disposizione generale arcuata di tutto il massiccio.

Le condizioni meno disturbate si hanno nel settore settentrionale. Frequenti s'incontrano piccoli piani di faglia subverticali, che per lo più non ho segnato nella carta: vedasi p. es. lo Schenal del Bec (fig. 1 della tav. II). Maggiore evidenza assumono le fratture dei torrioni delle Rocchette, determinando alcune caratteristiche fenditure e camini. La diritta parete orientale della Torre di Valgrande fu così tagliata da una frattura verticale. Una frattura rovesciata verso est determina un largo canale obliquo nello sperone che scende dalla cima della Civetta, canale talvolta utilizzato dagli alpinisti ("Via De Toni ,"). Il decorso di questa e di altre fratture si può seguire per un tratto più o meno lungo, parallelamente al versante e attraverso i singoli costoni; nelle incisioni così originate la roccia è intensamente triturata e riempita di cemento rosso.

Negli spostamenti verticali causati da queste fratture prevale il sollevamento della parte orientale sopra l'occidentale. Lo stesso motivo



nell'edificio centrale della Civetta si risolve in flessure più o meno strappate. Nel fianco NE (fig. 1 della tav. II, e profilo II della tav. III) si vedono infatti tre sovrapposte zone di accartocciamento degli strati calcari, zone che si sollevano rapidamente verso ovest. L'inferiore attraversa la parete NE della così detta Punta Civetta (Q. 2892). La seconda e la terza vanno a raggiungere la cresta a nord della Cima principale (3218), ciascuna in corrispondenza di una distinta intaccatura, sopra i punti 2892 e 2992 rispettivamente. Di là, sulla vertiginosa parete nord-ovest, le fronti di queste due pieghe superiori si distinguono da lontano come due striscie di disturbo nella regolare stratificazione. La sommità della montagna è costituita da strati raddrizzati e sconvolti, appartenenti alla gamba ribaltata del terzo corrugamento (v. fig. 2 della tav. II). Invece l'inferiore delle tre zone di corrugamento non si riesce più ad individuarla nella parete NW, che, all'altezza corrispondente, si presenta compatta e liscia.

Del resto, ad un attento esame sul posto, la parte inferiore della parete svela una quantità di minuti spostamenti, orizzontali e verticali, avvenuti lungo piani di discontinuità che spesso si rivelano appena nella liscia muraglia: effetti delle straordinarie tensioni che hanno agito in questa massa rigida, all'infuori delle dislocazioni più importanti. Di maggiore evidenza è l'intaglio verticale, con abbondante roccia "marcia,, che separa la Cima principale dalla Piccola Civetta (Q. 3207); e inoltre le tracce, sotto forma di esili cenge o incisioni variamente inclinate, di alcuni piani di scorrimento, che ho segnato sulla figura. Uno di essi taglia, poco inclinato, le pareti dei torrioni settentrionali (Rocchette); un altro dal centro della parete risale invece verso SW, dando luogo alla formazione della terrazza pensile ghiacciata (il "Cristallo,,), e raggiunge la depressione della cresta verso la Cima De Gasperi (Q. 2922). Di là, nell'alta conca del Giazzer (testata della Val dei Cantoni), sembra possibile raccordare la linea di scorrimento ora detta della parete nord, con altri disturbi che si notano bene nel prolungamento meridionale della Piccola Civetta, specialmente sotto la Q. 3011 (strati raddrizzati per flessura cadente a est). Una piccola flessura interessa anche la cresta a sud della Punta De Gasperi.



Le diramazioni sud (Cantoni di Busazza) e sud-ovest (Cantoni di Pelsa) hanno una struttura semplicissima; gli accidenti tettonici locali non turbano la regolare inclinazione verso est o sud-est. Alcuni piani di scorrimento si possono osservare alla testata della Val dei Cantoni e nelle pareti orientali dei Cantoni di Pelsa, dove si è determinata una lunga terrazza obliqua molto caratteristica (Bancon). Una serie di spaccature verticali interseca poi la catena, con due direzioni prevalenti NW-SE e N-S, determinando la grande frammentarietà del rilievo. Lungo un gran numero di canali, e dalle forcelle cui questi mettono capo, la dolomia è spesso ridotta in briciole, o in polvere, o in un impasto brecciato con cemento argilloso rosso cupo (Forca Rossa, Forc. del Vento, ecc.). Tuttavia è generalmente impossibile determinare gli spostamenti avvenuti nella massa rocciosa lungo queste fratture. La frattura della Val delle Mede è probabilmente tutt'uno con quella del Foram, già menzionata.

Nel sottogruppo delle Moiazze, per comodità di trattazione, distinguo una parte basale a giacitura relativamente tranquilla, e le parti culminanti con struttura arruffatissima.

Il basamento — costituito dalla pila di strati norici e liasici per 700-800 m. di potenza — non ha soluzioni di continuità fra la Civetta e le Moiazze, come si vede bene nelle pareti che sovrastano alla Val Corpassa. Tutta l'impalcatura del sottogruppo va inclinando verso est e nord-est, si immerge quindi verso l'alta Val della Grava. La regolarità di costruzione nelle grandi pareti occidentale e meridionale è interrotta soltanto da alcune fratture. Una di esse, con sprofondamento del lembo meridionale, è segnata da uno stretto profondo burrone, nella parete sotto le Nevere: probabilmente rappresenta un taglio completo della montagna, dall'alta cresta delle Moiazze (tipico intaglio di frattura fra le due vette 2868 e 2865) fino al fondo della Val Corpassa (burrone nella dolomia ladinica, fra Col dell'Orso e Col Palanzin). Più importante è un'altra dislocazione, separante il corpo principale della Moiazza (2868) dall'avancorpo occidentale (Cime delle Nevere), che è sprofon-



dato; il canalone che s' interna da sud mette in evidenza la piega-faglia, accompagnata dal caratteristico incurvamento degli strati calcari. Sul lato del Van delle Nevere, pieno di neve, ghiaccio e morene, non ho trovato traccia della continuazione di questa linea principale, che forse rappresenta una diramazione meridionale della grande piega superiore della Moiazza (v. pag. 53). Parallele a questa linea probabilmente ne corrono altre, una per es. nell' intaglio che isola il Cimon dei Zoldani (Q. 2480).

E vengo a parlare dei piani più alti di questo edificio calcareo. Dalla Civetta alla Punta 2865 della Moiazza si presentano le massime complicazioni tettoniche, rese più difficili da risolvere per la quasi omogeneità della roccia. Nelle numerose pieghe, scorrimenti e faglie intrecciate in varia guisa in queste pareti e creste della montagna, si giunge a riconoscere qualche motivo d' assieme solo dopo pazienti ricerche e confronti. La seguente descrizione si limita naturalmente ai soli motivi principali.

Dal fondo del Van delle Sasse, o dal Van di Moiazza, o da quello della Moiazzetta, le pareti delle costruzioni più alte si sollevano di solito diritte improvvisate. La linea basale spesso coincide con una linea netta di distacco tettonico, tra la giacitura regolarissima del basamento e la struttura complicata della montagna sovrastante. Veramente tipica è la sponda orientale del Van delle Sasse (tav. II, fig. 3). In essa si vedono tagliate, quali frontalmente, quali obliquamente, le svariate ripiegature che compongono la Moiazzetta, rovesciate prevalentemente verso ovest, sospinte l' una sull' altra e quà e là lacerate. Nei pressi della forcella Moiazzetta ci è dato di vedere una sezione trasversale, sia pure incompleta. Ivi sembra possibile distinguere un motivo dominante semplificato: cioè la fronte, rovesciata verso NW, d' una grande piega dei calcari liasici. Il nucleo di questa anticlinale principale sarebbe dato dal vasto affioramento di dolomia norica nella parete est della Cima Moiazzetta: nucleo notevolmente sconquassato, ma che pur dovrebbe ricollegarsi a nord con le rocce che formano il contrafforte 2918-2439 (v. profili IV e V). Se ciò non è privo di qualche difficoltà, specialmente per il diverso orientamento e



inclinazione degli strati, la causa ne starebbe in qualche disturbo trasversale lungo il vallone orientale della Moiazzetta, probabilmente in relazione colla dislocazione descritta sopra la conca della Grava (v. pag. 47). Non sarebbe poi da escludere che lo scorrimento basale di questi costoni sia il prolungamento dello scorrimento principale di Val Grava; che cioè i costoni stessi, semplificando, formino una sola unità tettonica colle masse ladiniche carreggiate della Forcella Grava e dei monti più a oriente. Le numerose complicazioni locali impediscono però di convalidare quest'ipotesi, forse troppo semplificatrice.

Il poderoso costone quotato 2918-2439 è costituito essenzialmente da strati raddrizzati parzialmente ripetuti, colpiti da fratture locali. Nel fianco nord dello stesso contrafforte si osserva anche un moderato rovesciamento verso ovest. Ma in alto, verso la quota 2918, il rovesciamento si completa, al di sopra di un altro piano di frattura. Nella parete NE (che sovrasta a sinistra, per chi sale la Civetta, prima di raggiungere il "Passo del Tenente,") si capisce ben poco, perchè essa taglia le pieghe longitudinalmente; nella parete SW invece, sul Van delle Sasse, tagliata obliquamente rispetto alla direzione delle pieghe, si distinguono abbastanza bene due strette sinclinali rovesciate e stirate, sovrapposte l'una all'altra e più sopra colpite da nuove più confuse dislocazioni (profilo IV). Una o più altre fratturette verticali passano tra il cosiddetto Zuiton, (Q. 3018), e il Pian della Tenda e fra esse vi è forse la continuazione della "linea De Toni,," (v. pag. 48). Certo è poi che dalle più alte contorsioni di questo contrafforte sud-orientale della Civetta prende origine la zona superiore di corrugamento che interessa tutta la parte superiore della Civetta stessa, fino alla vetta principale 3218.

Dirigendoci di nuovo verso sud, per il Van delle Sasse, osserviamo che anche su questo lato si può stabilire un certo raccordo fra le pieghe basali dello "Zuiton,," e quelle basali della C. Moiazzetta. Più oltre, nello sperone ovest e nella parete sud della Cima delle Sasse, le condizioni vanno già semplificandosi. Infatti il motivo dominante risponde quivi ad una piega unica rovesciata a SW e slittata, la cui gamba superiore si solleva inarcandosi indietro (gli strati fortemente inclinati



a SW, nella parte superiore del monte), mentre la gamba inferiore si confonde nella massa basale indisturbata (tav. II, fig. 3 e tav. III, profilo VI).

Nella parete NW della cima 2865 di Moiazza domina una sola bella piega, che si collega con la detta piega-scorrimento basale della Cima delle Sasse, che appunto in questo modo si può chiarire. L'asse della piega descriverebbe allora un vasto arco aperto a ovest, attorno al bel circo scavato fra la C. delle Sasse e il fianco N della Moiazza, Q. 2726. Nel massiccio della Moiazza la piega diventa più normale, con strappi di poca portata, pur restando nettamente rovesciata verso NW. Essa attraversa poi il Van delle Nevere e riappare nella sponda occidentale di questo, poco a sud della Q. 2596 (tav. II, fig. 4). Nella cresta della Moiazza, verso S e E, gli strati della gamba superiore riprendono la giacitura normale, con moderata inclinazione a NNE.

Passiamo al versante orientale. Ai piedi della parete est della Moiazzetta (profilo V) la Dolomia norica, nucleo della piega più sopra descritta, s'appoggia, per scorrimento subito, sopra il Lias, che costituisce il fondo del Van e tutto il resto del versante, giù fino alla conca della Grava, con inclinazione verso est quasi uniforme. Soltanto la dorsale poco rilevata (con la Q. 2229) nel mezzo di questo ampio vallone orientale della Moiazzetta, presenta quà e là i suoi strati superficiali ripiegati in su, come per partecipare ad un rovesciamento, del quale effettivamente farebbero parte alcuni banchi più fortemente inclinati, messi come a coperchio. Però oggi non mi sembra che questa dorsale intera sia da interpretare come un solo lembo di ricoprimento sospinto da est, come m'era parso in un primo tempo (cfr. la cartina che accompagna le mie *Osservazioni geol. nel Gruppo della Civetta*, 1930).

A parte ciò, se è esatta la mia interpretazione generale, si vede la vasta portata degli scorrimenti in questa parte del gruppo. La dolomia norica sotto la Moiazzetta è spinta 1,5 o 2 chilometri verso ovest, sopra una base liasica in giacitura quasi tutta normale.

Un motivo analogo si osserva nella struttura dell'aspro costone che si dirama a est della Cima delle Sasse, fra i Van della Moiazza e della



Moiazzetta, portante le quote 2529, 2474, 2398, 2130 (profilo VI). Anche in esso si vede benissimo l'impalcatura basale regolarissima, che sul lato sud rimane scoperta fino a metà altezza (circa 2350 m.), mentre sul lato nord, se ho ben visto, affiora solo per qualche tratto, fra 2200 e 2300 m. Ciò che sta sopra a questa impalcatura, separato anche quì da un marcatissimo piano di distacco (di scorrimento), è tutto sconvolto, predominando però un'immersione degli strati verso NW. Osservando questo costone di fianco, dall'alto versante orientale della Val di Grava (tav. I, fig. 4), non si tarda a riconoscere una piega, diretta da W a E, rovesciata verso sud, e passante più lontano in uno scorrimento. Il motivo tettonico è dunque sempre il medesimo; quì però esso risulta fortemente deviato, così da non potersi collegare semplicemente questo costone colle costruzioni contigue, a nord e specialmente a ovest. E di fatto questo costone, rimasto isolato per erosione a nord e sud, si attacca bensì alla Cima delle Sasse, ma proprio nel punto d'attacco (forcelletta quotata 2529) passa una frattura nord-sud, per cui detto costone è rimasto sollevato forse 200 m. rispetto alla massa maggiore della montagna. Altre fratture sono molto evidenti in altri punti del costone, così specialmente subito a W della Q. 2474, e poi fra questa e la Q. 2398. Per questa ultima frattura l'estremità orientale del costone (fortemente inclinato a N) subisce un abbassamento, che si riflette anche in una distinta flessura nella soglia del Van della Moiazza. Più in basso poi, tanto l'estremità nord del costone 1955 sopra la Casera della Grava, quanto i brevi spuntoni rocciosi lungo la Val della Grava, sono colpiti da altre fratture verticali, questa volta con netto sollevamento e raddrizzamento delle parti orientali. Queste dislocazioni dovrebbero già essere in rapporto (vicarianti?) colla principale dislocazione periferica che segue il fondovalle.



### CONSIDERAZIONI GENERALI

Tenterò ora di riassumere brevemente i principali lineamenti strutturali del gruppo. Bisogna intanto ricordare che il suo basamento fa parte di un più ampio blocco di dolomia mesotriasica, abbracciante anche il gruppo delle Pale. Tale blocco occupa un'area depressa fra le due zone anticlinali, con affioramento di terreni paleozoici, di C. Bocche - Val Biois - S. Tommaso - Allege, e di Primiero - Agordo - Dont di Zoldo, le quali sono notoriamente due principali motivi tettonici delle Alpi Dolomitiche. Dato che gli orli settentrionale e meridionale del blocco dolomitico, quale oggi vediamo, corrispondono press' a poco anche agli originari limiti eteropici fra la scogliera e le aree contigue, occupate da rocce meno rigide, si può dire che la maggiore attività tettonica (cioè i detti corrugamenti anticlinali) si è svolta lungo zone già predeterminate per la minore resistenza che offrivano (tettonica selettiva). Anche l'andamento locale delle grandi pieghe può essere stato influenzato dalla conformazione di quei blocchi rigidi; così per esempio il fascio delle pieghe di Val Biois muta la direzione W-E in quella di NE, verso Allege, per seguire press' a poco l'allungamento in tal senso della massa basale della Civetta.

Lo studio tettonico del massiccio della Civetta, come di quello delle Pale, ha dunque il compito principale di riconoscere in qual modo il blocco dolomitico si è adattato e ha partecipato al corrugamento delle due zone longitudinali, fra cui è compreso. Ad una seconda fase tettonica si possono poi riportare i moti di assestamento trasversale, che hanno generato fratture verticali di importanza solo locale, e difficilmente coordinabili in sistemi, salvo quando valgono a meglio marcare l'abbassamento dell'asse longitudinale, che si accentua in direzione di NE, dalle Pale alle Cime di S. Lucano, da queste a Pelsa, ed oltre.

Già sul lato nord delle Pale avevo riconosciuto <sup>(1)</sup> scorrimenti di

<sup>(1)</sup> *Note tettoniche Val Biois*, più volte citate.



notevole entità tra le scaglie in cui le rocce mesotriasiche più rigide vennero suddivise, per non potersi adattare alle ripiegature delle più plastiche formazioni basali del Trias inferiore e Permiano superiore. Benchè le mie successive ricerche non abbiano convalidato la supposta continuità di ambedue i principali scorrimenti fino alla Valle del Cordevole, riconoscendo invece l'esistenza di dislocazioni diverse, anche trasversali, nel sottogruppo di C. delle Pape — resta comunque assodato il movimento verso nord del massiccio delle Pale, relativamente alle anticlinali del Biois. Anche lungo il margine NW della Civetta è manifesto il rovesciamento in tale senso delle pieghe e fratture, però meno accentuato. Si tratta dei soliti fenomeni di accavallamento marginale <sup>(1)</sup>, che danno luogo a stiramenti di strati e rotture, quando nelle pieghe dei sedimenti basali sono coinvolte alcune zolle rigide mesotriasiche, come quella di Bricol e come quella che si stende per oltre 6 km. da Ghisel fino al Crep di Sassel. Queste dislocazioni, con salti di alcune centinaia di metri, non hanno tuttavia il carattere di un vero scorrimento basale di tutto il massiccio della Civetta. Io non ritengo cioè necessario considerare tutta questa costruzione come una massa di scorrimento ("Schubmasse,") e farne un'unità tettonica nettamente distinta dalle parti basali della montagna <sup>(2)</sup>. L'esaminare separatamente le pieghe delle formazioni più antiche e le faglie che si vedono prevalere nelle costruzioni ladiniche e più recenti, può essere una comodità di trattazione; ma per conto mio le une sono un riflesso delle altre, o meglio, sono manifestazioni di diverso stile, nelle diverse rocce, di movimenti unici, comuni e contemporanei nei vari piani della costruzione.

Le fratture quasi verticali attorno a Listolade e nella Val Corpassa, lungo le quali la parte sollevata non è sempre quella orientale sull'occidentale, convalida l'opinione che siamo in presenza non di un carreggiamento di una estesa massa montuosa sopra una base relativamente

<sup>(1)</sup> Cfr. anche la fronte sud del gruppo della Marmolada: CASTIGLIONI, *Note tettoniche Biois*; CORNELIUS H. P. e FURLANI-CORNELIUS M., *Tektonik der Marmolatagruppe*, Neues Jahrb. f. Min. etc., Beilageband LVI, 1926.

<sup>(2)</sup> Cfr. NÖTH, op. cit. pag. 194-197. VAN HOUTEN, op. cit. pag. 215 e segg.



più stabile, ma di semplici dislocazioni locali, con spostamenti verticali delle zolle fratturate per adattarsi al corrugamento della base marnoso-arenacea. In fine lungo la fronte meridionale del massiccio (come lungo quella a SE delle Pale) è più accentuato il rovesciamento delle dislocazioni verso SE, cioè contro l'anticlinale agordina.

Concludendo, nel blocco dolomitico che forma il gruppo delle Pale e il basamento della Civetta, costretto fra le due principali pieghe longitudinali Biois - Alleghe e Primiero - Agordo, si è prodotta una contrazione trasversale alquanto minore che non nei sedimenti basali, e sembra quindi che esso sia lievemente avanzato sopra di essi, presso le due fronti.

Un carattere ben più marcato della tettonica del gruppo è il suo rapido abbassarsi verso oriente. L'interferenza fra questo abbassamento ed il sollevamento delle due ali nord e sud, dà a tutto il massiccio una spiccata disposizione a mezza scodella, o anche a mezzo imbuto - visto che l'immersione si fa più rapida avvicinandosi al centro. Questa disposizione è nettamente troncata dalla grande faglia-scorrimento trasversale di Val Grava e Val Pècol, che lungo il lato orientale costituisce il limite tettonico del nostro gruppo. Le formazioni norico-liasiche della Civetta vengono qui ad essere sormontate da quelle ladiniche delle unità tettoniche zoldane. Non è facile indagare le possibili cause di una così singolare anomalia tettonica; occorre però tener presente l'approssimativa coincidenza della dislocazione col limite orientale del potente blocco dolomitico infraraibliano. In ogni modo preferisco considerare questa dislocazione come una deviazione locale dei grandi corrugamenti longitudinali, prevalenti nella regione, piuttosto che vedervi l'effetto di fasi tettoniche successive, con spinte da diverse direzioni.

Comunque sia, la grande dislocazione orientale e l'abbassamento generale nello stesso senso, costituiscono il motivo tettonico dominante del gruppo, specialmente manifesto nella costruzione superiore, postrai-bliana. Come già osservavo l'anno scorso, la struttura di alcune parti dell'alto versante orientale può sembrare direttamente collegata alla grande dislocazione periferica (v. pag. 52). Ma altrove nella costruzione



superiore tali raccordi sono impossibili. I ribaltamenti della Moiazza e della C. delle Sasse sono piuttosto ripetizioni, nello stesso stile, di quelli visibili più a N ed E. Entro breve spazio si trovano cioè diverse pieghe-scorrimenti sovrapposti, sospinti genericamente da est. Anzi nella Moiazza la deviazione della maggiore piega verso SW ne dimostra la tendenza ad assumere la direzione fondamentale delle grandi linee di corrugamento regionale.

Pur non potendosi giungere a più completi raccordi, mi pare lecito concludere che anche le complicate strutture dell'edificio superiore rientrano nel sistema tettonico generale. Nel gruppo della Civetta è insomma più evidente che in altri gruppi (Sella, Puez, Tofane, ecc.) il nesso fra la struttura delle parti basali e quella delle culminazioni (*Gipfelfaltung*). D'altra parte si può anche tentare il paragone — prescindendo dal diverso orientamento — fra la struttura della Civetta e quella, illustrata dal DAL PIAZ <sup>(1)</sup>, dei monti a sud di Agordo, il cui motivo dominante è legato alla grande piega-faglia, generalmente conosciuta sotto il nome di “Linea di Valsugana „.

<sup>(1)</sup> *Studi geotettonici, ecc.*, Profili VI-VIII.



### CAP. III.

## MORFOLOGIA

Nelle forme assunte dal gruppo della Civetta per effetto della degradazione subarea si rispecchiano in modo assolutamente predominante la costituzione litologica e la disposizione tettonica acquistata anteriormente al suo modellamento esterno; per cui tali forme sono in gran parte indipendenti dalle diverse fasi in cui il modellamento s'è svolto e dal vario modo di operare dei singoli agenti modellatori. Nelle grandi linee le forme di questo gruppo e la loro storia sono del resto comuni a tutto il territorio dolomitico, i cui caratteri morfologici generali sono stati anche di recente riepilogati in varie occasioni <sup>(1)</sup>.

Il carattere più appariscente e più noto — perchè da tempo segnalato dal MOJSISOVICS <sup>(2)</sup> e dal MARINELLI <sup>(3)</sup> — è dato dalla divisione del gruppo montuoso in due piani: un poderoso basamento di dolomia massiccia, rotto in diversi avancorpi; ed un edificio centrale di grandiosa imponenza, che mostra la regolare stratificazione della Dolomia principale e dei calcari del Lias. Fra le due costruzioni si interpone a circa mezza altezza una serie di spianate e depressioni, corrispondente all'affiorare dei terreni raibliani.

Però non è dappertutto così. Questi semplici caratteri di struttura e di forme esterne, così ben manifesti a nord, a ovest e parzialmente a sud, cessano sul lato orientale, lungo il quale manca quasi del tutto lo zoccolo infraraibliano, e la costruzione superiore s'immerge per lo

<sup>(1)</sup> Cfr. MARINELLI O., *Atlante dei tipi geografici*, Firenze, 1922, tav. 24. — KLEBELSBERG, *Geolog. Führer*, pag. 73-77.

<sup>(2)</sup> *Dolomit-Riffe*.

<sup>(3)</sup> *Attorno alla Civetta*.



più fino al fondovalle, dando al versante una maggiore unità e in complesso un pendio più moderato, e diminuendone quindi l'imponenza. Non manca neppure a questo versante una specie di interruzione mediana che lo divide in due zone, ma essa non è paragonabile, per ampiezza e caratteri, con quella degli altri versanti; e come ha scarsi legami colla struttura interna, così ha un significato genetico particolare.

La spiccata asimmetria tettonica del massiccio si rispecchia dunque esattamente nelle sue forme; ed alle gigantesche pareti tagliate nelle due sovrapposte costruzioni dominanti la Val Cordevole, fanno riscontro verso la Valle del Maè le forme più tozze, con pareti meno estese, e le ampie lastronate a forte inclinazione che accompagnano *grosso modo* le superfici di stratificazione.

Queste le linee generali. Naturalmente i motivi tettonici particolari trovano un riscontro solo parziale nelle forme esterne locali, e talvolta anzi, nello stato attuale, non si trova più rispondenza alcuna. Così è in generale per gli scorrimenti e contorcimenti delle parti più elevate, i quali tutt'al più possono avere avuto una funzione negativa di facilitare un poco la degradazione dei tenacissimi calcari liasici o meglio di guidarla in determinate direzioni, mentre le parti sottostanti, a struttura regolare, sono rimaste meno intaccate dall'erosione. A questo proposito è interessante notare che gli importanti scorrimenti alla base delle masse rocciose più contorte (v. profili IV, V, VI) coincidono per lo più abbastanza bene colla base delle pareti, attorno al fondo spianato dei « van » più interni o a quello più inclinato di taluni valloni del versante orientale.

Con la disposizione regolare, poco inclinata, dei banchi calcareo-dolomitici — quale domina per esempio in interi gruppi di Dolomiti cadorine, nel Sella, ecc. — è di solito legata la caratteristica struttura tabulare delle forme esteriori, e si conservano facilmente superfici pianeggianti, limitate all'intorno da pareti a picco, e sottratte, anche per il carsismo, a un'ulteriore rapida erosione esterna. Ma, prescindendo dalle forme dei suddetti « van », ed eccettuata la parte meridionale delle Moiazze, colle caratteristiche pareti a terrazze, tale struttura tabulare è scarsamente



rappresentata nella parte superiore del nostro gruppo, in causa delle forti inclinazioni predominanti, o anche per effetto della degradazione già troppo avanzata (Cantoni di Pelsa).

Un altro notorio effetto della struttura interna sulle forme esterne è rappresentato dalle numerose incisioni delle pareti — camini, canali, burroni — e dagli intagli sulle creste, che seguono di solito i piani di rottura della compagine rocciosa, siano semplici diaclasi, o fratture di maggiore interesse tettonico. Esili e poco profonde sono le incisioni nei calcari liasici compattissimi; più numerose e grandi nella Dolomia Principale. In alcuni settori le fratture hanno dato luogo ad una intensa degradazione della montagna, profondamente incisa e suddivisa in castelli e torri più o meno isolate. Ancor più che lungo il versante sud-ovest delle Moiazze, questo frastagliamento si vede nella stretta catena dei Cantoni di Pelsa. Essa è tagliata obliquamente da una serie di canali paralleli, tra i quali, sul versante Est, s'avanzano altrettante quinte rocciose, superiormente terrazzate per degradazione dei banchi più elevati della Dolomia Principale, particolarmente friabili (v. pag. 30), e attraversate anche a metà da cenge oblique lungo determinate linee di scorrimento (Bancon).

I blocchi di dolomia infraraibiana si sono mantenuti nel complesso più compatti nelle loro forme. Gli intagli delle pareti vi sono più radi e specialmente più irregolari per distribuzione e direzione. Segnatamente ampi e profondi i burroni della Porta, di Antersass, e della Roa Grande sopra Alleghe, l'alto vallone del Bec di Mezzodì e quelli sboccantanti sui due lati della Val Corpassa.

Alla questione se anche le maggiori linee direttrici del rilievo e l'andamento delle valli principali siano stati influenzati da dislocazioni o da altre condizioni strutturali, si può rispondere affermativamente, sottintendendo che tale influenza fu soltanto indiretta, e che si tratta sempre di valli d'erosione, che nell'approfondirsi hanno seguito le vie di minore resistenza, offerte dalla costituzione del terreno.

Il tratto della Val Cordevole da Alleghe ad Avoscan segue l'andamento delle piegature degli strati scitici e permiani, che poi deviano a



ovest in Val del Biois. Come ho già spiegato per quest' ultima <sup>(1)</sup>, anche quel tratto della Val Cordevole si rivela impostato lungo la zona di maggior sollevamento dei terreni antichi più teneri, ed il torrente ha anche oggi un decorso che quasi coincide coll' asse della principale anticlinale. Anche l' ampia conca agordina è scavata in una zona di forte sollevamento tettonico; ma qui la valle principale taglia trasversalmente la vòlta anticlinale, e soltanto gli affluenti minori si dispongono lungo la direzione delle pieghe (es. la Val Rova-Val Calleda).

Le valli di Pècol e della Grava sono allineate press' a poco lungo la maggiore dislocazione del versante orientale. Ma sul loro tracciato ha influito non tanto la dislocazione, per sè stessa, quanto il trovarsi a contatto — parte per ricoprimento tettonico, parte per cambiamento di facies — le masse resistenti calcareo-dolomitiche del fianco Coldai-Civetta-Duran, ed i depositi assai più erodibili marnosi e tufacei dei monti zoldani. È dunque un tipico solco di contorno, favorito dalla forte inclinazione verso l' esterno delle formazioni calcaree di quel versante.

Un carattere ben diverso è quello presentato dal tratto della Val Cordevole, fra il Ghirlo e Listolade (La Chiusa, o Canale di Listolade), che è tagliato attraverso tutto lo spessore, di oltre 1000 m., delle dolomie del Trias medio in giacitura normale, appena colpite da fratture di non grande risalto tettonico. Morfologicamente esso appare come un tronco di valle sovrimposto, un cañon, ampliato anche dall' erosione glaciale. Ma non è forse un semplice caso, se la convergenza del Canale di Listolade e della Val Corpassa si verifica in un' area più intensamente fratturata e sollevata. Ed anche il tracciato delle due valli con molta probabilità era già segnato, e quindi è stato più o meno facilitato, dall' esistenza delle fratture, nel modo che ho mostrato in altro capitolo (pag. 42-43). In linea generale, ammessa l' origine di molti canaloni e valloni per la più rapida erosione lungo le sconnessioni preesistenti nella compagine rocciosa, si deve ammettere che, a partire da alcune di queste facili linee d' attacco, prendessero sviluppo anche valli più importanti, come quelle in parola.

<sup>(1)</sup> *Sulla morfologia della Valle del Biois*, 1926.



I contorni del gruppo orografico della Civetta sono costituiti da pareti rocciose di due sorta: le une sono tipiche pareti d'erosione, il cui arretramento è spesso facilitato dalla scarsa resistenza dei terreni basali; le altre, più limitate, meno ripide, hanno subito una scarsa demolizione per conto proprio, e sono invece rimaste denudate dei sedimenti più teneri, che vi si appoggiavano o per ragioni tettoniche (come in certi tratti del lato est), oppure per condizioni originarie (limite di facies, scarpate esterne delle scogliere dolomitiche mesotriasiche, più volte ricordate: Coldai, Alta Val di Pècol, Framont).

Nessun dubbio che le formazioni del Trias superiore e del Lias fossero un tempo estese su tutta la regione, e che l'isolamento della parte superiore del massiccio sia un mero prodotto dell'erosione, pur guidata in determinate direzioni da particolari condizioni di struttura. È noto invece che l'isolamento dei massicci di dolomia infraraibiana — come quasi tutti quelli delle Dolomiti occidentali — è in primo luogo dovuto alla originaria limitazione delle scogliere organogene, fra aree occupate da rocce vulcaniche o da sedimenti tufaceo-marnosi particolarmente teneri. Ora, si è visto (pag. 18) che anche sul lato del Cordevole fino al Ghirlo le attuali pareti di contorno, tagliate nel basamento infraraibiano, non possono essere sensibilmente retrocedute rispetto alla posizione del primitivo limite eteropico (con parziale eccezione del tratto che sovrasta Alleghe). Dunque gran parte dei contorni del basamento corrisponde all'incirca cogli originari limiti della scogliera ladinica, che sappiamo essere un prolungamento della vasta scogliera dolomitica delle Pale di S. Martino. Cosicchè l'isolamento profondo anche di questo gruppo è principalmente dovuto all'asportazione di gran parte dei sedimenti eteropici che fin dall'origine lo circondavano; asportazione tanto più facile, in quanto esse si trovavano per lo più sollevate in anticlinali, tra le quali il massiccio dolomitico occupa una specie di depressione, cogli orli sollevati da tre parti. Una profonda intaccatura in questa costruzione rocciosa si è prodotta soltanto in corrispondenza della Chiusa di Listolade e della Val Corpassa.

La parte sud-orientale del gruppo, rimasta in una fase di denuda-



zione più arretrata, contrasta coi caratteri generali ora esposti, poichè i limiti della scogliera infraraibiana sono ivi tuttora ricoperti dalle formazioni più giovani; cioè la costruzione superiore norico-liasica si estende ancora notevolmente al di fuori di detti limiti eteropici, sopra le altre formazioni del Trias medio. È ben possibile che questa condizione di cose sia causata dal forte abbassamento tettonico della costruzione superiore, specialmente alla testata della Valle di Goima.

È nella costruzione superiore, considerata nel suo complesso, che si rendono più evidenti le diversità sostanziali fra i due versanti. Come già accennato, su quello rivolto al Maè le forme oltre ad essere più o meno influenzate dalla struttura tettonica, sembrano possedere tracce di diverse fasi di degradazione — mentre sui versanti di ovest e sud l'edificio presenta quasi ovunque le pareti a picco, tagliate attraverso quella potentissima pila di strati.

Rammento che in queste pareti si possono distinguere varie zone sovrapposte, d'aspetto alquanto diverso, corrispondenti a variazioni nella natura e resistenza della roccia; e che invece le anomalie tettoniche vi hanno pochissimo risalto. La zona superiore, corrispondente al Lias (che nella parete principale della Civetta, per accavallamenti tettonici, tiene circa i tre quarti dell'altezza totale, cioè oltre 800 m.), è la più liscia, compatta, inarticolata, verticale. Una fascia intermedia di strati friabili a gradini rientranti, separa quella zona superiore da quella inferiore, o della Dolomia Principale, più accidentata, più ricca di cenge e di profondi intagli, e che più raramente si avvicina alla verticalità assoluta.

Ma tale distinzione di zone, che non hanno grande risalto nelle forme d'insieme, nulla toglie all'unità delle grandi pareti, come fenomeno morfologico, essenzialmente dovuto all'alta resistenza della massa rocciosa complessiva poggiante su una base troppo tenera.

La demolizione dell'edificio superiore si svolge quasi indipendente da quella del basamento di dolomia infraraibiana. Nell'angolo sud-est si vedono la Moiazza ed il M. Duran avanzare di molto fuori dei limiti della scogliera ladinica. Per il resto, quasi da per tutto l'edificio



superiore si è ridotto entro i limiti notevolmente più ristretti del blocco inferiore. L'arretramento delle pareti della Dolomia principale è legato cioè soltanto alle locali condizioni di cedimento e di erosione dei teneri sedimenti raibliani che ne formano la base. Solo in pochi punti tali condizioni sono determinate a lor volta dall'arretramento della dolomia ladinica, come specialmente alla testata della Val Corpassa e dei suoi valloni tributari (Foram e valloni fra il Col Palanzin e la Forcella di Camp). In epoca anteriore quest'influenza può essersi verificata anche altrove, per es. nel tratto Coldai-Colrean. Ma, all'infuori di questi punti determinati, l'arretramento molto più inoltrato delle pareti di Dolomia Principale, rispetto all'orlo del basamento (dovuto a una maggiore rapidità di sfacelo, ed al più lungo tempo trascorso dal suo inizio), ha lasciato scoperti vasti tratti della superficie originaria della scogliera mesotriasica, coi suoi caratteristici aspetti già segnalati a (pag. 20 e segg.) e qua e là ancora ammantata da residui di argille e arenarie raibliane.

Poichè questo processo si svolge nella direzione stessa verso cui si immergono gli strati, ne sono derivate le depressioni asimmetriche, a contorno dell'edificio superiore, depressioni che in pochi tratti possono dirsi vere valli, perchè vi si è potuto stabilire un deflusso definito in una determinata direzione. La serie di tali depressioni lungo il versante ovest ha trovato facile scarico attraverso ognuna delle più profonde intaccature nell'orlo esterno del basamento; ma poi alcune di esse, anche per azione glaciale, vennero trasformandosi in conche chiuse, con scolo delle acque per via sotterranea (Lago di Coldai, Pian della Lora).

Oggi la potente falda detritica che fascia la base delle pareti, proteggendo da ulteriore erosione la massima parte degli strati raibliani e la stessa base della formazione dolomitica, ha fatto cessare quasi ovunque la causa principale dei crolli delle pareti stesse, che rimangono soggette soltanto ad una lenta degradazione atmosferica. L'accumulo del materiale di sfacelo prodotto dall'arretramento delle pareti è ostacolo al proseguire del processo stesso; e ben più efficace ostacolo sarebbe



stato anche in passato, ricolmando nel medesimo tempo quegli avvalamenti periferici, se un altro fenomeno non fosse intervenuto — appunto i ghiacciai quaternari — a sgombrarli, e in una certa misura anche ad approfondirli ed allargarli. Inoltre anche in tempi più recenti, al piede delle pareti più protette dal sole, piccoli ghiacciai di falda hanno continuato ad allontanare il detrito, e contribuito essi stessi ad erodere la base della roccia. La stessa grandiosa verticalità della parete principale della Civetta sarebbe in parte dovuta a questa azione, non ancora del tutto cessata al suo piede.

Considerando nel loro assieme le depressioni che contornano la base dell'edificio superiore, conviene insistere sulla giovanilità di queste forme di denudazione selettiva; al quale riguardo non deve ingannare la presenza di larghe superfici poco inclinate, e con forme dolci, tali soltanto perchè obbedienti ancora all'andamento originario delle superfici stratigrafiche, o superfici terminali della scogliera infraraibliana, che fu soggetta a scarsa degradazione atmosferica e glaciale, a quasi nessuna erosione torrentizia, dato il carattere carsico piuttosto accentuato<sup>(1)</sup>.

Tale cautela è necessaria, perchè si sarebbe facilmente indotti a tentare un raccordo tra le superfici pianeggianti, per es. di Pelsa, ed altre forme con carattere di maturità o vecchiaia che si conservano su gruppi vicini, con una certa coincidenza altimetrica. Ad un raccordo di questo genere, verso il gruppo delle Pale, propenderebbe lo SCHWINNER<sup>(2)</sup>, mentre qualche argomento contrario ho già espresso in altra occasione<sup>(3)</sup>. Naturalmente non voglio con ciò escludere la possibilità teorica che la prima denudazione dei semipiani di Pelsa e delle prossime Pale di S. Lucano abbia coinciso con una fase di relativo spianamento generale lungo le principali valli della regione. Ma, anche ammessa questa ipotesi, non ne verrebbe mutata l'interpretazione delle forme attuali.

(1) Livelli sorgentiferi, come già dissi, sono localizzati nelle arenarie raibliane e gemitii d'acqua non mancano in corrispondenza degli strati bituminosi di Pelsa.

(2) SCHWINNER R., *Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebiets*. (Berlin, 1923), pag. 19.

(3) *Morfologia Val Biois*: pag. 198 e nota 9.



Altre forme, in altre parti del massiccio, conducono più facilmente al riconoscimento di superfici vecchie ed a raccordi coi monti circostanti.

L'ampio suolo del Van delle Sasse si estende nel complesso pianeggiante, fra 2350 e 2500 m. (soglia a 2400), reso accidentato dalle testate emergenti dei banchi calcari che inclinano 20° o 25° verso est, ed offre un bellissimo esempio di « campo solcato » d'alta montagna, in varie fasi di evoluzione. L'erosione glaciale ha certo contribuito al modellamento e ampliamento di questo bacino, in parte a contropendenza; ma nell'insieme il suo fondo rappresenta, secondo l'ipotesi più plausibile, il residuo di una superficie spianata, e cioè con caratteri di maturità o parziale senilità, originariamente molto più estesa, prima che l'edificio superiore della Civetta si riducesse nei limiti attuali. Allo stesso gruppo di forme potrebbero essere appartenuti, benchè più elevati, il più piccolo Van delle Nevere (circa 2500 m.) e i tratti meno inclinati alla testata della Val dei Cantoni, sotto il Ghiacciaio. I piani di Pelsa sono evidentemente troppo bassi, per essere compresi tra queste forme di un più antico spianamento, che per analogia con quelle di altri gruppi sono forse riferibili, come età, al Miocene inferiore <sup>(1)</sup>.

Sul versante orientale del massiccio non vi sono forme facilmente riferibili a questo livello più alto. Il Van della Moiazza, un po' simile nell'aspetto a quello delle Sasse, ha un fondo declinante verso l'esterno da 2300 a 2000 m. circa, che potrebbe essere appartenuto alla testata di una valle, forse 600 m. più elevata dell'attuale Valle di Goima, ma sempre notevolmente più bassa del livello che ho testè cercato di individuare nel bacino di Val Corpassa.

Più a nord, per tutto il resto del versante orientale, con notevole costanza altimetrica — per lo più fra 2000 e 2200 m. — s'incava nella montagna una serie di valloni più o meno svasati e inclinati, di cui non tutti meritano la designazione di circo. La forte inclinazione verso l'esterno dei banchi calcari, mentre determina il carattere morfologico

<sup>(1)</sup> Cfr. *Morfologia Val Biois*, pagg. 197 e segg.



dominante di tutto il versante a N della Moiazza, non permise lo stabilirsi di conche ampie a suolo pianeggiante; ma d'altronde la maggiore omogeneità litologica consentì che vi si conservassero le impronte di processi erosivi non soltanto selettivi, quali prevalgono con poche eccezioni sul versante occidentale, e soprattutto si conservasse il predetto livello di circhi e valloni. Per questo livello il versante risulta nettamente diviso in una zona inferiore, inarticolata ed uniforme, ed una zona superiore che comprende la massa centrale della Civetta a struttura e forme complesse, nei cui fianchi scoscesi appunto s'internano le testate dei circhi maggiori. L'allargamento dei circhi contigui ha portato alla congiunzione di alcuni di essi, per il parziale consumo dei contrafforti interposti, le cui estremità superstiti sorgono in forme di scogli isolati (Schenal del Bec, Spiz de Gallina). In questo ed altri particolari il versante orientale della Civetta somiglia a quello settentrionale della Marmolada <sup>(1)</sup>, sul quale però l'erosione glaciale ha agito più profondamente, in conseguenza del più intenso glacialismo. A parte ciò, non può esserci dubbio che il livello dei circhi abbia avuto origine da forme preglaciali di incavatura e di lieve spianamento del versante, circa alla stessa altezza del Van della Moiazza. Tutte queste forme sarebbero dunque raccordabili con un livello di valle notevolmente elevato, ampio e relativamente spianato, cui si connettono le forme pianeggianti o dolcemente ondulate, conservate sulle dorsali secondarie in margine all'attuale valle Zoldana. Si osservino in particolare le dorsali a est della Forcella di Grava (1800-1900 m.) e quelle dei Dof e Col di Baldi (1900 m.). È questo il livello morfologico, largamente rappresentato nella maggior parte della regione dolomitica, anzi in gran parte delle Alpi Orientali, che comunemente si considera come il prodotto di un ciclo di denudazione, chiusosi (o interrottosi) nel Pliocene inferiore. A 1960 m. sul Col Davagnin a NE di Alleghe il NÖTH <sup>(2)</sup> ha segnalato un deposito di breccia saldamente cementata, di materiali

<sup>(1)</sup> Cfr. MARINELLI, *Ghiacciai Alpi Venete* pagg. 141, 188.

<sup>(2)</sup> Op. cit., pag. 165.



vari estranei a quella località. Esso sarebbe appunto il residuo di un deposito più vasto, formatosi su una vecchia superficie topografica terziaria. Io vorrei interpretare nel medesimo senso un deposito veramente cospicuo di conglomerato, che forma lo scoglio isolato del Crep di Pecol, 1812 m., appoggiato sui tufi ladinici. Della sua primitiva maggiore estensione fanno fede molti grossi frammenti isolati dello stesso conglomerato, sparsi sulla dorsale quotata 1734 m. Esso è formato di blocchi calcari rotondeggianti, e più o meno solcati per soluzione chimica, che con tutta probabilità sono qui pervenuti dalla Civetta, quando, naturalmente, non era ancora iniziata l'escavazione della Val di Pecol.

Nella regione del Passo Duran, e da qui passando al versante agordino, non è sempre facile distinguere quali fra i vari tratti pianeggianti rappresentino residui di antiche superfici, quali invece siano semplici forme di denudazione selettiva o di accumulo franoso-morenico. Per tacere dei particolari di minor conto, dirò che le alture di Binatega 1500 m., e di Nelle, 1450 m., sono tra i più evidenti residui che, attorno alla conca di Agordo, permettono di ricostruire un antico livello morfologico, con fondovalle fra 1300 e 1400 m., o anche meno (circa 700 m. superiore all'attuale). Gli spianamenti del Col del Diegol, rivestiti di morena, appartengono ad un secondo livello, circa 300 m. più basso del precedente.

Già studiando la Valle del Biois <sup>(1)</sup>, vi avevo definito due antichi livelli di valle, sfocianti in Val Cordevole a circa 1500 e 1300 m. rispettivamente. Non pare difficile raccordarli ora con questi della conca agordina, tenuto conto della necessaria inclinazione da N a S. Cosicchè nel bacino del Cordevole risulterebbero discretamente conservate le tracce delle forme vecchie stabilitesi in due fasi della storia del rilievo alpino, press' a poco al principio ed alla fine del Pliocene.

Non mancano terrazze di versante anche a livelli più bassi, specialmente attorno alla conca di Agordo, nelle quali si potrebbero ravvisare le tracce di tappe successive della storia della valle, durante l'alter-

<sup>(1)</sup> *Morfologia Val Biois*, pagg. 204, 206.



narsi di fasi glaciali ed interglaciali. Ma questa ricerca ci porterebbe troppo lontano, in un argomento in cui sempre più prevale l'ipotetico ed il soggettivo, quanto più si va nel dettaglio.

In via generale, l'azione escavatrice delle potenti fiumane di ghiaccio quaternarie non ha portato mutamenti morfologici di grande rilievo. Oltre l'allargamento ed affondamento della conca di Agordo, va rilevato il modellamento a doccia glaciale più o meno marcata di altri tratti della Val Cordevole, della Val di Pecol, della conca della Grava. Le più chiare e fresche impronte sono naturalmente conservate sui fianchi rocciosi, smussati e arrotondati fino a grande altezza, del Canale di Listolade e della Val Corpassa. A monte di Cencenighe la costituzione dei versanti, di rocce piuttosto tenere, non ha permesso il conservarsi di tipiche forme glaciali, ed anzi il Cordevole stesso scorre per buon tratto in un solco stretto di incisione recente. Per il rimanente, dopo la scomparsa dei ghiacciai, sul fondo delle valli ha prevalso l'accumulazione sopra l'erosione.



#### CAP. IV.

### FORMAZIONI QUATERNARIE E ATTUALI

#### DEPOSITI MORENICI

##### 1.° VERSANTE DEL CORDEVOLE

Le tracce della grande corrente di ghiaccio che fluiva lungo la valle del Cordevole durante l'ultima grande espansione glaciale, sono poche, nel settore che ci interessa. Come già si disse, le forme di erosione glaciale non sono molto marcate, salvo che nel Canale di Listolade e nella Val Corpassa. Il materiale morenico tipico abbonda nella conca di Agordo, scarseggia nel resto della valle.

Un piccolo deposito di morena profonda si trova presso la Mont (a circa 1250 m., a est di Avoscan), messo in evidenza dallo scavo di una trincea di guerra: ciottoli levigati dall'alto bacino del Cordevole, con sabbia e limo sottile.

Attorno alla conca di Agordo abbonda il materiale morenico sparso sui versanti e sulle dorsali, come ho segnato sulla carta - ed accumulato in gran copia nelle località più favorevoli. Così si formano anche tipici terrazzi morenici, da non confondersi coi terrazzi orografici. Per il territorio che qui si considera, vanno specialmente segnalate le morene insinuate di Val di Frela, che ostruiscono la parte superiore della valletta (conca di Don, con fondo pianeggiante prativo, sui 1020-1050 m.), proseguono sul versante sinistro col terrazzo di Cuje (1000 m.), e formano poco più in basso (indizio di soste glaciali ravvicinate nelle prime fasi postwurmiane) un'altra stretta terrazza, lungo la quale si snoda la mulattiera da Colvignàs a Don (930-950 m.). Il copiosissimo materiale



morenico-franoide, che riveste largamente le pendici ai lati della Val Framont, è tutto di origine locale; ma nelle terrazze pianeggianti, scaglionate specialmente sul pendio di Binatega (la più marcata, a circa 1370 m.), è forse da vedere l'effetto di un ristagno per ostruzione, provocato dal maggiore ghiacciaio del Cordevole.

Sotto la parete nord del Coldai un ghiacciaio occupava la Val dell'Ander (o Lander), nella quale si conserva parte d'un apparato morenico frontale a 1420 m. Il Piano di Pezzè è bensì sostenuto anteriormente da grossi cumuli di frana, con prevalenza di materiale vulcanico caduto dal M. Fernazza; ma su di essi s'appoggiano i blocchi dolomitici, chiaramente disposti in forma d'un argine morenico arcuato, a sbarramento della piccola conca.

Una catena completa di depositi stadiali ci è conservata nelle depressioni allineate di Val Civetta e del Colrean. L'abbondante materiale di sfacelo delle pareti, particolarmente ai Cantoni di Pelsa, ha dato luogo a costruzioni moreniche molto poderose, che ingombrano in gran parte gli avvallamenti, dal Lago di Coldai fino alla Sella verso Pelsa. In complesso si possono distinguere tre serie principali, che in ordine di antichità crescente sono:

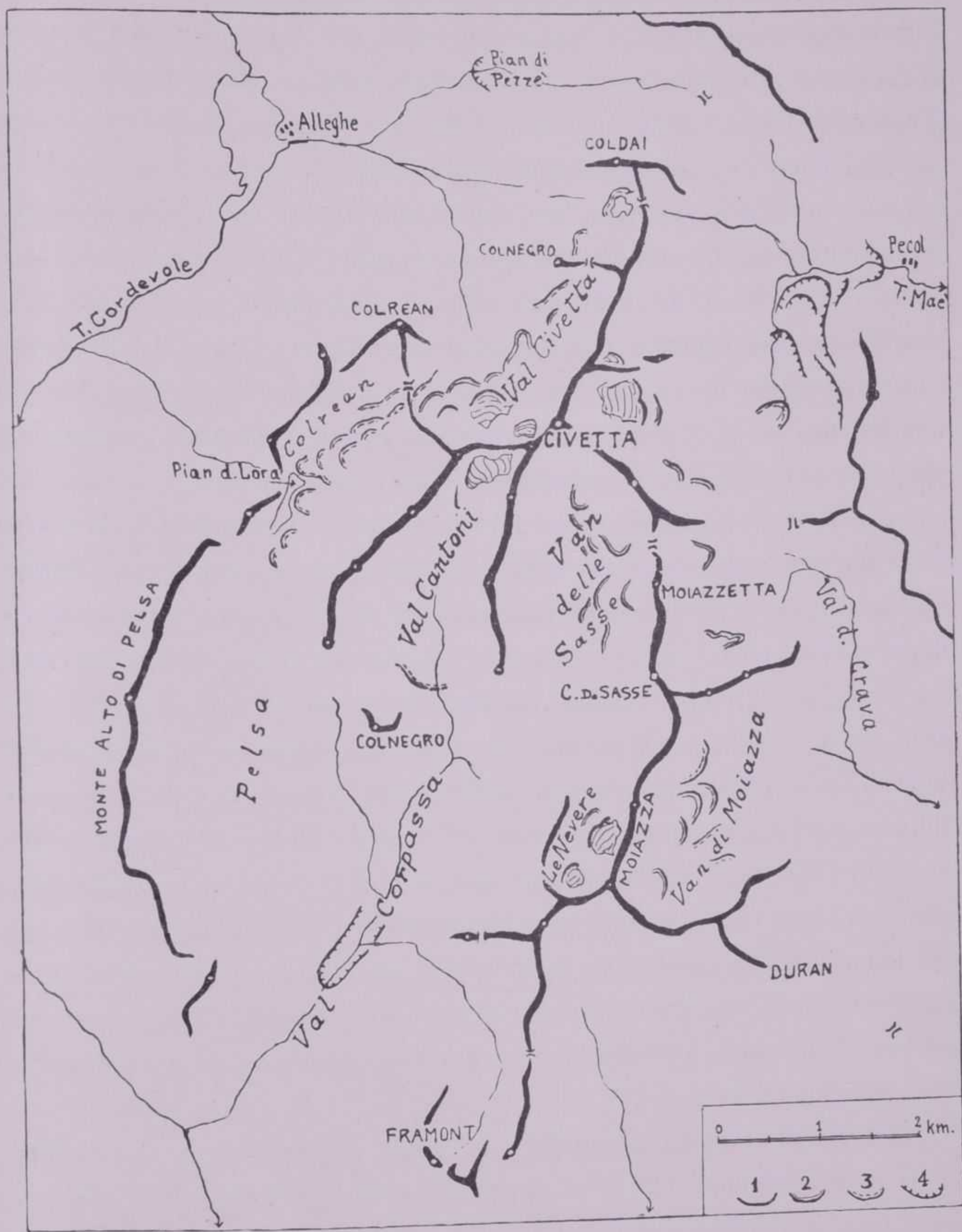
1<sup>o</sup>, Fase attuale e recente, con alcuni regolarissimi archi, fra 2070 e 2150 m. ai piedi della parete centrale rivolta a nord, fra la Civetta e la Punta De Gasperi: collegati a ghiacciai e nevai ancora attualmente attivi, o non molto distanti da essi. Quale minuscolo ghiacciaio può ancora essere considerato il maggiore cono di valanga, ai piedi della piccola Civetta, ricco di morene superficiali e frontali tuttora in movimento <sup>(1)</sup>.

2<sup>o</sup> Grandi archi frontali (fra 2000 e 2100 m.) in catena continua festonata, lungo l'asse dell'avvallamento dalla Forcella Colrean fino quasi al Colnegro di Coldai: cioè sempre nel tratto meglio riparato. Stadial Daun.

3<sup>o</sup> Morene più antiche, probabilmente di Gschnitz: sopra la soglia in roccia del Lago di Coldai, 2150 m.; alla soglia della piccola conca

<sup>(1)</sup> Di questo e degli altri piccoli ghiacciai del gruppo della Civetta ho dato breve notizia nel Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, n. 10, 1930, pag. 277.





Ghiacciai attuali e principali soste stadiali nel Gruppo della Civetta.

1. - Morene recenti e attuali (sono indicati i ghiacciai attuali e alcuni nevai).
2. - Morene antiche, raggruppabili nello stadio di Daun.
3. - Idem nello stadio di Gschnitz.
4. - Idem nello stadio di Bühl.



immediatamente più a sud; in Val Civetta; nella conca del Colrean. La Val Civetta era occupata da un unico ghiacciaio, che traboccava nei burroni di Antersass: mancano dunque le morene frontali, e di quelle laterali si conservano i primi tratti, a S del Colnegro e ad E del Colrean.

Nel bacino di Colrean si susseguono cospicui apparati morenici con cerchie multiple, per lo più ben conservate, di cui R. V. KLEBELSBERG ci ha dato una buona descrizione <sup>(1)</sup>. Il più bello e importante arco frontale si addossa al piede del Crep di Casamatta, e colla sua alta scarpata esterna limita a NE la conca alluvionata del Pian della Lora. Però un'espansione ancora maggiore, che doveva portare il ghiacciaio a traboccare in Val Caldiera, ha lasciato erratici sparsi, o accumulati qua e là, sulle pendici meridionali del Colrean.

Più a sud si allineano, un po' distanziate, altre belle cerchie, che pure arrivano colle scarpate esterne nella conca prativa: una fronte giungeva proprio al Cason di Colrean, un'altra presso il limite meridionale della conca (sorgenti d'acqua nel Raibliano, al piede della morena).

L'essere in questa zona le formazioni recenti ed antiche, fino allo stadio di Gschnitz, topograficamente così ravvicinate, non deve recar stupore, se si pensa che ai piedi delle pareti tutto il territorio di possibile espansione di questi ghiacciai di valanga si trovava anche nello Gschnitz tutto al disotto del limite climatico delle nevi (circa 2200 m., se il limite attuale non deve essere inferiore ai 2800). In simili casi gli sbalzi del limite nivale non portano sensibili variazioni di estensione nei bacini collettori, sempre molto ristretti; e le dimensioni dei dissipatori possono quindi variare quasi solo in ragione della più o meno forte ablazione locale.

Materiale morenico commisto a frana si trova verosimilmente anche a S della sella di Pelsa, e presso la Casa Favretti. Più abbondante esso è poi allo sbocco della Valle dei Cantoni e sul Colnegro di Corpassa. Non sono però facilmente riconoscibili particolari forme di accumulo, ed il fissare una fronte stadiale alla soglia di Val Cantoni,

<sup>(1)</sup> *Alte Gletscherstände in den Dolomitentälern*, pagg. 222-223.



1650-1700 m., rimane piuttosto ipotetico, per quanto probabile : facilmente spingeva fin là la sua fronte il ghiacciaio gschnitziano di Val Cantoni. Più in su in questa valle mancano altre tracce, fino alle morene recenti della piccola conca (circa 2600 m.) sottostante al bel ghiacciaio attuale (Il "Giazzer,,). Il morenico del Colnegro va ascritto ad una fase più antica, quando il ghiacciaio doveva scendere anche giù per la Val Corpassa.

Il glaciale di Val Corpassa è stato trattato dettagliatamente dal Prof. KLEBELSBERG <sup>(1)</sup>. Nella media valle, fra 900 e 1000 m., tipiche morene con frequenti ciottoli striati, serrano da presso il torrente. Più in alto sulle sponde al materiale morenico si aggiunge quello di frana proprio dei versanti, che però in parte poteva essere convogliato dalle stesse lingue del ghiacciaio (morena superficiale non elaborata); in ogni modo vi è un distacco morfologico ben evidente (terrazze laterali, elevate a destra fino 100 m., accennanti a richiudersi frontalmente ad arco) che permette di ricostruire la terminazione di un ghiacciaio della Val Corpassa, attribuibile allo stadio Bühl, che portava la fronte a meno di 2 km. da Listolade.

Per i depositi più interni della Val Corpassa, prevalentemente dovute a frane e a trascinamento torrentizio, sono meno convinto dell'esistenza fra di essi di altri apparati morenici più recenti (fino allo stadio Gschnitz), quali ha descritto il Glaciologo tedesco. Dopo la lettura del suo interessante articolo (primavera 1930) ho potuto solo parzialmente rivedere quelle località, a completamento delle mie precedenti osservazioni. Alla confluenza del Foram la mia impressione è che oltre ad un cospicuo deposito franoso con grossi macigni (non è escluso il trasporto glaciale), appoggiato allo sperone del Colnegro, si abbia tra i due torrenti un'ala di conoide creata dalle acque del Foram, fortemente inclinata nel senso della valle, e tagliata in alta scarpata dal torrente di Corpassa. Contro l'ipotesi che si tratti di deposito glaciale, oltre al mancato rinvenimento di tipico materiale morenico, starebbe il fatto che alla supposta costruzione morenica di destra, così poderosa, si contrapporrebbe la mancanza assoluta di depositi lungo la sponda sinistra,

<sup>(1)</sup> Op. citata nella nota precedente, pagg. 223-224.



dove, sopra il fondo alluvionale, è quasi ridotta a nulla anche la solita falda detritica ai piedi della parete rocciosa.

Ancora più in dentro nella valle, fra il molto materiale franato e trascinato dalle acque torrentizie (sotto forma di *mare*), non ho osservato speciali depositi morenici. Al fianco orientale del Colnegro s'appoggia un ripido costolone detritico, per cui sale un sentiero secondario: ma alla sua costituzione, più che le antiche morene precipitate dall'alto, mi pare che abbiano contribuito le frane recenti della parete stessa del Colnegro, di roccia friabile.

Belle morene dauniane ci sono conservate sul fondo del Van delle Sasse, limitanti l'area di piccoli ghiacciaietti, raccolti sia nella parte più interna settentrionale, sia sul lato est, sotto la Moiazza e la Cima delle Sasse. Nello stadio di Gschnitz tutta la conca era ricolma di ghiaccio, che poi cadeva in seraccata, giù per i gradoni delle Sasse in Val Corpassa. Il suolo nudo della conca e più le balze rocciose al di sotto della soglia mostrano le tracce del lavoro glaciale.

Rimane infine il Van delle Nevere, che contiene ancor oggi un ghiacciaietto, piccolo ma completo, ed altri più modesti campi ghiacciati e nevai, sotto le pareti della Moiazza. Al di sotto delle poderose morene attuali se ne scorgono altre, pure relativamente recenti. Chè, ancora nello stadio di Daun, il ghiacciaio doveva riempire tutta la conca e allungare una lingua a NW, giù per le balze rocciose.

## 2.<sup>o</sup> VERSANTE ZOLDANO

In Val di Zoldo il ghiacciaio principale wurmiano era alimentato sia dal versante est della Civetta, sia da quelli del Pelmo, ricevendo anche una poderosa corrente attraverso la Forcella Staulanza. Di questo ghiacciaio principale vi sono tracce qua e là: specialmente belle sul versante destro sopra Forno di Zoldo.

I due rami principali avevano cessato di confluire insieme presso Pecol già nello stadio di Bühl. Spettano a questa fase il bell'apparato frontale di Palafavera ("i Masarei della Cornia"), spettante al ramo del



Pelmo-Staulanza <sup>(1)</sup>, e quello di Pecol, costruito dal Ghiacciaio della Civetta. I massi erratici sparsi sul pendio del Col di Vallon costituiscono un ultimo debole legame tra le due fronti ormai indipendenti.

Il fondo della Valle di Pecol è quasi completamente occupato da depositi morenici fino al paese, con abbondanza di massi di cospicue dimensioni, e disposti in collinette irregolari, in qualche tratto meglio ordinate in catene, così da costituire argini più o meno distinti. Regolarissima è d'altro canto la poderosa morena di sponda destra, sulle pendici nord del Crep di Pecol. L'arcata frontale meglio delineata, larga circa mezzo km., occupa la valle dove essa piega ad angolo retto verso sud, ed il Maè percorre il lato esterno sinistro dell'apparato morenico, incidendo per un tratto nella dolomia uno stretto solco epigenetico.

Pure nella valletta del Rio di Serrai (o di Coldai) abbonda il morenico, cui però si sovrappone il materiale di frana del versante est del M. Coldai.

Risalendo la Val di Pecol verso sud, si susseguono i depositi glaciali, con altri accenni ad archi frontali (specialmente sui 1550 m. lungo il Maè) e con cordoni laterali multipli, verso la sponda destra. Un'altro bell'arco frontale, sui 1700 m., con retrostante conca, è raffigurato anche sulla carta topografica; si può ben attribuirlo allo stadio di Gschnitz.

Il versante est della Civetta porta solo sfasciume morenico e detritico sparpagliato sul pendio roccioso. Soltanto nei circhi incavati sopra i 2000-2200 m. si osservano cumuli e cordoni morenici emergenti rappresentanti delle soste dauniane e postdauniane dei singoli ghiacciaietti, che sono andati vieppiù riducendosi entro i più riposti incavi sotto le pareti. A parte i piccoli nevai di valanga, oggi sopravvive un solo ghiacciaietto, con fronte sui 2300 m., nel circo aperto a NE della Cima principale.

Nel bacino di Goima, con la Valle della Grava, ho rinvenuto scarsissime tracce glaciali; anche nella conca iniziale, dov'è la Casera della Grava, non c'è che qualche deposito mal distinto. Morene dauniane, o anche in parte predauniane, abbondano invece nei Van della Moiazza e della Moiazzetta. Senza fermarmi a ricordarle singolarmente, noto che

<sup>(1)</sup> Descritto anche da VAN HOUTEN, op. cit., pagg. 191-192.



le costruzioni più interessanti si trovano nell'alto Van della Moiazza, sopra i 2000 m.: vi è una serie di arcate frontali ben conservate e poderose, del tipo di quelle dei piccoli ghiacciai di falda o di cono, abbondantemente riforniti di valanghe e di sfasciume detritico dalle pareti sovrastanti (in questo caso specialmente dalla C. Moiazza, 2865).

#### ALLUVIONI ANTICHE <sup>(1)</sup>

Attorno alla conca di Agordo i più bassi terrazzi dei versanti, elevati 60-80 m., rappresentano probabilmente i residui di un'unica superficie di fondovalle di altrettanto più elevata sul fondo attuale.

Si noti però che alcune di queste terrazze (per es. Soccol, con due livelli distinti) poggiano su roccia in posto, ricoperta poi di morena. Altre sono invece visibilmente costituite da materiale accumulato torrentizio e glaciale. Così a Valcòzzena e altrove, sotto le morene si trovano *conglomerati interglaciali*.

Anche la terrazza di Rif è composta di antiche alluvioni, e in parte forse di materiale glaciale. È del resto facile pensare che queste varie terrazze sono state in qualche modo interessate dalle ultime oscillazioni del ghiacciaio del Cordevole nella conca agordina.

Colla superficie della terrazza di Rif (orlo a circa 700 m.) si raccordano altri piccoli lembi spianati sui fianchi della bassa Val Roa. Risalendo il Torrente Roa, in Val Saline a circa 850 m., si trova un deposito superiormente spianato che ugualmente si potrebbe raccordare colla terrazza di Rif, 1,5 km. più a valle. Questo singolare deposito consiste essenzialmente di materiale tufaceo, con ciottoli e massi di varia grossezza e materiale minuto cementante della stessa natura, tutto proveniente dai terreni piroclastici ladinici largamente affioranti sulle pendici più a nord. La presenza di massi resistenti e proteggenti dal dilavamento dà origine a forme d'erosione caratteristiche — come già

<sup>(1)</sup> Ad alcuni conglomerati, da ritenere terziari, ho già fatto cenno nel precedente capitolo (pagg. 68-69).



ebbe a segnalare il MOJSISOVICS <sup>(1)</sup> — con piccoli calanchi e con numerose “piramidi di terra”, del tutto simili a quelle che comunemente si formano nei depositi morenici.

Anche presso Sala, sulla sponda sinistra della Val Cordevole, vi è una breve terrazza elevata diverse decine di metri; malgrado che la vegetazione impedisca più esatte determinazioni, si può credere che si tratti di un resto di antiche alluvioni. Lo stesso, anche con maggiore sicurezza, si può dire di alcuni lembi di alte terrazze presso Fontanive, mezzo km. a est di Alleghe.

#### ALLUVIONI RECENTI TERRAZZATE — CONI DI DEIEZIONE RIEMPIMENTI DI CONCHE

Lungo il corso del Cordevole da Alleghe ad Agordo alluvioni postglaciali più o meno vecchie a lato dell'alveo attuale sono conservate in tutti i tratti dove la valle è sufficientemente larga.

Sulla carta ho lasciato in bianco le superfici alluvionali di fondovalle, da minor tempo abbandonate dai torrenti, pochissimo sopraelevate rispetto al livello delle acque. L'età delle altre alluvioni è molto varia. Per alcuni coni torrentizi non si può dire chiusa la fase di accrescimento, chè un semplice nubifragio li potrebbe rimettere in attività (Val Morbiach, Roa di Listolade). Anche essi però rimangono sopraelevati rispetto al fondovalle principale, tagliati frontalmente in scarpata, e in questo senso prendono posto tra le alluvioni terrazzate. La distinzione di queste alluvioni ha del resto più un significato morfologico che cronologico.

D'altra parte i coni più ripidi, costruiti da correnti d'acque selvagge, con trasporto sporadico di grande quantità di materiale molto grosso, si confondono coi coni di detrito e di frana, entro i quali le correnti attive assumono l'aspetto di “mare”. Più ancora che i due

<sup>(1)</sup> *Dolomit-Riffe*, pag. 329.



coni sopra citati, spettano a questo tipo quelli dell'Alta Val Corpassa ed il Livinal del Bus <sup>(1)</sup> alla testata della Valle di Goima.

I vecchi depositi alluvionali che, all'infuori dei coni laterali, s'allineano lungo la Val Cordevole, sono disposti a terrazze in vari livelli, per lo più due, ma non costanti, poichè non sono dovuti a un fenomeno unico per cause generali. Piuttosto si tratta di ricolmamenti locali, determinati da ostruzioni temporanee, il più delle volte create dalle alluvioni dei torrentacci laterali, sbarranti il passo al Cordevole.

Il torrente Zunaia di Alleghe è accompagnato da due terrazze alte 20-30 m., a destra fino alla chiesa, alla sinistra fin oltre il cimitero. Prolungando idealmente queste terrazze nel bacino del lago, esse si dovrebbero raccordare con un livello del Cordevole di poco più basso dello specchio d'acqua attuale, e quindi di varie decine di metri più elevato del fondovalle, qual'era al momento in cui si formò il lago (1771) <sup>(2)</sup>. A spiegare un livello così elevato, se non si può pensare ad uno sbarramento glaciale — perchè le terrazze di Alleghe sono probabilmente più giovani dell'ultimo ghiacciaio del Cordevole — bisogna credere che sia esistito per un certo tempo un altro sbarramento nella valle, forse nella posizione stessa della frana del 1771, provocata forse da frane precedenti o da deiezioni del Ru del Bec di Mezzodì.

Ai grandi depositi di frana del Masarè, colle relative terrazze di materiale rimaneggiato dal torrente, fa seguito nella valle il tratto allargato di Sala-Avoscan, coi coni di Rio di Sala e del Rio di Vara sulla sinistra, del Ru delle Donne e del Ru delle Nottole sulla destra. Questi coni vecchi sono tagliati frontalmente dal Cordevole, incisi e squarciati dai propri rii; prima dell'incisione essi si raccordavano su un fondovalle più elevato, di cui ci restano le tracce nelle terrazze laterali, specialmente sulla sinistra fra Vara e Sala.

<sup>(1)</sup> Sulla carta questo nome è erroneamente attribuito ad un ruscello, qualche centinaio di metri più a sud del vero « Livinal ».

<sup>(2)</sup> La sua profondità iniziale pare che fosse di poco superiore ai 50 m.: Cfr. TRENER G. B., *Osservazioni geologiche sulla portata solida dell'Avisio* (Trento, 1923), a pag. 14; MARINELLI O., *Il Lago d'Alleghe*, (Vie d'Italia 1923, I.), pag. 62.



Oltre la confluenza del Biois, i conì del Rio di Chioit, e più dei Rii di Torcol e di Morbiach hanno creato l'alluvionamento del Piano di Cencenighe.

Nello stesso modo le alte terrazze di Listolade furono originate dallo sbarramento franoso torrentizio della Roa di Listolade e della frana del Col di Péden.

A Péden si inizia il sistema di terrazze della conca agordina, provocate dalle alluvioni del Torrente Roa e specialmente dei torrenti Missiaga e Bordina. Colle terrazze superiori di Péden, Taibòn, Tòccol, Agordo, Mozzàc (conoide del Roa) si ricostruisce infatti un largo fondovalle pianeggiante (pendenza inferiore al 4<sup>0</sup>/<sub>0</sub>), che a Pontalto si collega coll'antico imponente conoide del Missiaga-Bordina. Le terrazze più basse tra S. Cipriano e Agordo sono legate alle successive fasi dell'incisione epigenetica di Pontalto e delle alluvioni più recenti del Roa e del Missiaga.

Tra i depositi alluvionali delle valli secondarie, oltre a quelli già citati della Val Corpassa, vanno segnalati quelli ben terrazzati dell'alta Val Calleda e quelli dell'alta Val Roa o Framont.

Tra riempimenti dei minori bacini, ve ne sono alcuni dovuti a sbarramento morenico: a Don sotto il Framont, al Pian di Pezzè in Val dell'Ander, e in Val di Pecol. In altri casi si tratta di depressioni scavate in roccia, col probabile concorso dell'erosione glaciale, e conservate in forma di conche carsiche, con assorbimento dell'acqua attraverso fessure e pozzi (conca interna del Van delle Sasse sotto la forcella Moiazzetta; Pian della Lora).



## DETRITI E FRANE

Due sono le zone, morfologicamente ben distinte, dove più copiosi si sono accumulati, per caduta diretta, i materiali di degradazione delle rocce, prodotti massimamente dall'azione del gelo.

I.° Alla base delle pareti di Dolomia Principale, lungo le quali si sono formate fasce detritiche continue, specialmente sui versanti occidentali, risultanti per lo più dalla fusione di conii detritici ravvicinati. Particolare grandiosità assumono i "ghiaroni", sotto i Cantoni di Pelsa, sia sul lato di Colrean e Pelsa, sia su quello di Val Cantoni, e poi attorno al Duran: nelle zone cioè dove la roccia dolomitica appare più frantumata. I calcari del Lias, più compatti, danno luogo a minore copia di materiale di sfacelo, e quindi a falde detritiche basali meno estese e meno potenti, nel Val delle Sasse e nei circhi del versante orientale, talvolta senza separazione netta dagli accumuli di origine morenica.

II.° Alla base delle pareti di dolomia anisica e ladinica: per es., tra le più estese falde detritiche e franose, quelle sotto la parete nord del Coldai e quelle attorno al Framont. Però in generale la quantità del materiale e l'estensione degli accumuli detritici sono minori che non sotto la Dolomia Principale, e ciò per un complesso di cause, tra le quali accenno: la compattezza della roccia, in generale priva della sottile stratificazione che caratterizza la dolomia norica; la minore verticalità delle pareti, e in genere la minore asprezza e frammentarietà di forme, sia per condizioni originarie (scarpate di scogliera rimesse a nudo), sia per lo smussamento, arrotondamento degli spigoli dovuto al passaggio di potenti correnti di ghiacci quaternari lungo le valli; infine il disperdersi del materiale di sfacelo su terreni inclinati, di per sé stessi erodibili, e quindi facile preda del dilavamento e dell'erosione torrentizia (versante sinistro della Val Cordevole).

In queste stesse principali zone di accumulo del materiale di sfacelo normale, per fenomeno lento e quasi continuo, si sono anche prodotti i più importanti scoscendimenti improvvisi di grandi masse rocciose.



Una distinzione rigorosa fra i due modi di deposito è naturalmente impossibile, e con questa ovvia avvertenza vanno interpretati i segni distintivi introdotti sulla carta.

Dove le argille raibliane, di solito protette dalle coltri detritiche, sono invece tenute scoperte per cedimenti locali o per erosione torrentizia regressiva, ivi il loro rapido dilavamento crea le condizioni più favorevoli al crollo delle pareti dolomitiche sovrastanti. Questo si è verificato ultimamente (1917) sotto la Torre Venezia; e questa è pure l'origine dei grandiosi scoscendimenti della parete sud della Moiazza, dove il materiale accatastato forma intere colline (Col di Pass).

In condizioni analoghe possono venire a trovarsi le pareti anisiche-ladiniche, poggianti sui sedimenti teneri dello Scitico o su quelli tufacei ladinici (Meriane basse, Coldai, Framont, ecc.).

Una posizione a sè, per ciò che riguarda l'origine, occupa la più celebre frana del territorio, quella che nel 1771 precipitò dal Piz, e, ostruendo il corso del Cordevole, diede origine al Lago d'Alleghe. Il deposito di frana (Masarè) ha in parte risalito il versante sinistro della valle. Però una parte non piccola del materiale di frana (in prevalenza dolomitico), che ingombra l'uscita della Val del Bec di Mezzodì, sembra derivata da questa stessa valletta, e rimane a formare due ali di cono ripido ai lati dello sbocco. Gli scoscendimenti si sarebbero originati nell'alto vallone, dai fianchi delle Meriane Alte e del Colrean.







## INDICE

Prefazione . . . . .	Pag. 3
Elenco bibliografico . . . . .	» 6
Cap. I. Serie dei terreni . . . . .	» 7
» II. Tettonica . . . . .	» 35
» III. Morfologia . . . . .	» 59
» IV. Formazioni quaternarie e attuali . . . . .	» 71

## ERRATA

## CORRIGE

A pag. 13 riga 24 . . . . .	Alto di Pelsa	M. Alto di Pelsa
» 26 righe 7 e 27 . . . . .	avallamento	avvallamento
» 30 riga 15 . . . . .	dai	dei
» 38 » 4 . . . . .	VIII	VII
» 39 » 24 . . . . .	invece l'Anisico non	neanche l'Anisico
» 43 » 19 . . . . .	dolomia principale	Dolomia Principale
» 46 » 3 . . . . .	del	della
» 46 » 15 . . . . .	(N, E, SE)	(NE, E, SE)
» 47 » 26 . . . . .	qui	qui
» 48 » 20 . . . . .	dei	nei
» 50 » 9 . . . . .	e dalle	ed alle
» 51 » 10 . . . . .	Dalla Civetta alla	Fra la Civetta e la
» 53 » 21 . . . . .	quà	qua
» 54 righe 5 e 11 . . . . .	qui	qui
» 55 riga ultima . . . . .	Pape	Pale
» 65 » 1 . . . . .	i limiti	limiti
» 75 » 18 . . . . .	dovute	dovuti
» 77 » 17 . . . . .	un'altro	un altro
Note alla carta geologica, riga 13	la	là



## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

Fig. 1 - *Sezione naturale del deposito di argille raibliane alla Forcella del Framont* (testo a pag. 25). - **x x x**. Limite della colorazione rossa. - **y y y**. Lieve dislocazione.

Fig. 2 - *Alveo di torrente, che dal Van della Moiazza scende alla conca della Grava* (testo, a pag. 47). - **1**. Dolomia Principale, a strati raddrizzati. - **2**. Calcare dolomitico di "S. Cassiano",. - **3**. Calcarei liasici, nell'alveo. - **4**. Traccia della superficie di scorrimento (inclinata 30° NE), con lembetti di materiale arenaceo alterato (grotticella).

Fig. 3 - *Il versante NE del M. Coldai, visto dai pressi della Casera Pioda*. **1**. Pendii corrispondenti alle originarie scarpate periferiche della scogliera dolomitica ("Riffböschungen",). - **2**. Banchi dolomitici isolati fra i calcari marnosi. - **3**. Calcarei marnosi di "S. Cassiano",. - **4**. Piega-faglia, accompagnata da un lembo di calcare marnoso. - **5**. Parete di erosione, sotto la Q. 2315, nella dolomia carnica. - **6**. Sedimenti raibliani tipici, lungo una terrazza della parete NE del M. Coldai (vetta orientale: **7**).

Fig. 4 - *Versante orientale della catena delle Moiazze*. - **L**. Calcarei del Lias. - **dp**. Dolomia Principale. - **dl**. Dolomia ladinica. - **ca**. Arenarie marnose di "S. Cassiano",. - **1**. Zona di contorsioni della piega-faglia trasversale lungo il contrafforte orientale delle Sasse: accavallamento da N verso S. - **2**. Scorrimento del Ladinico sul Lias (punto illustrato dalla fig. 2). - **3**. Piega rovesciata della Moiazza. - **4**. M. Duran. - **5**. Moiazza Nord. - **6**. Cima delle Sasse - **7**. Q. 2474 - **8**. Q. 2398. - **9**. Cima Moiazza. - **10**. Forcella Moiazza. - **11**. Q. 2918. - All'estrema destra la nebbia nasconde la vetta della Civetta.



B. CASTIGLIONI - *Il gruppo della Civetta* - Tav. I.



Fig. 1

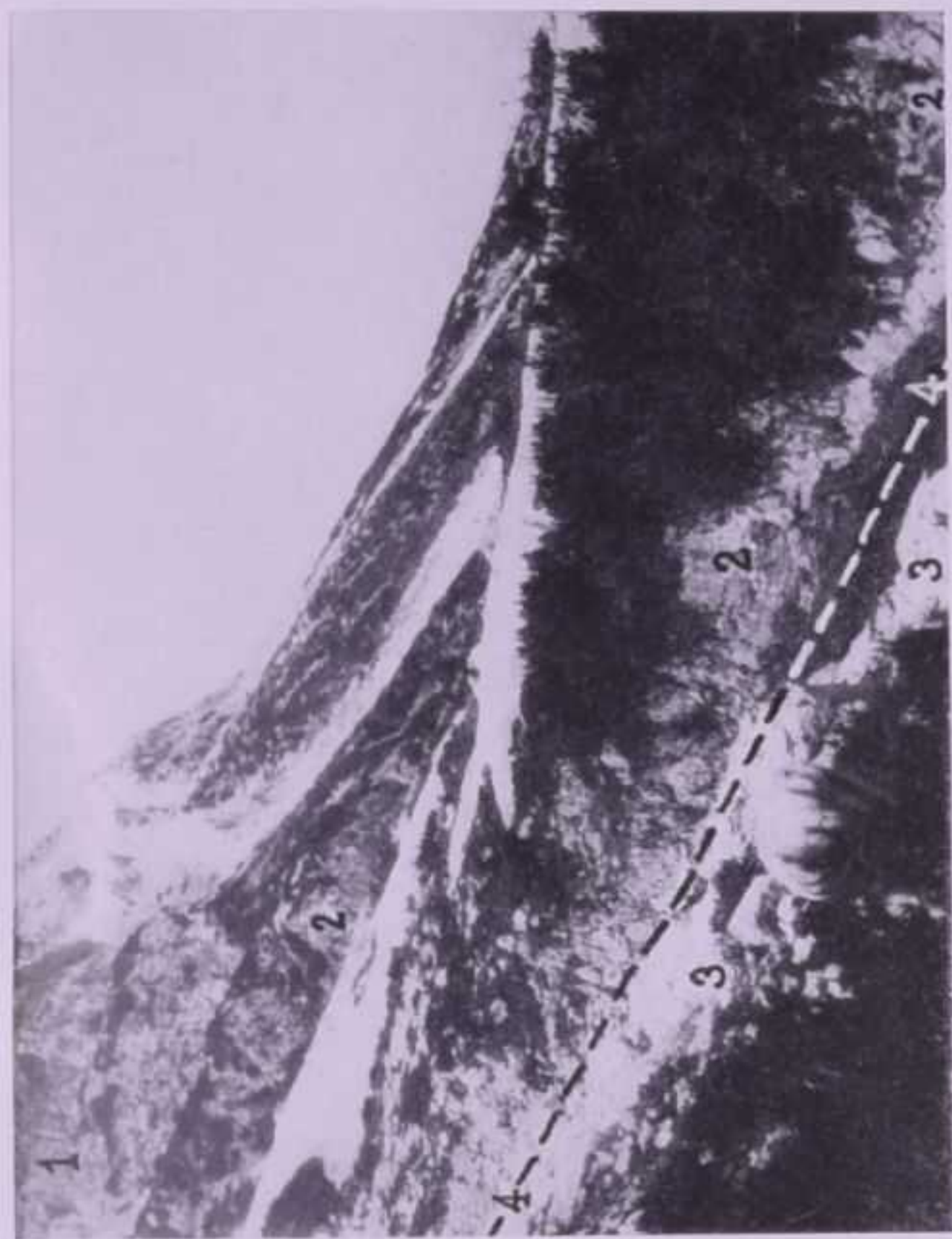


Fig. 2

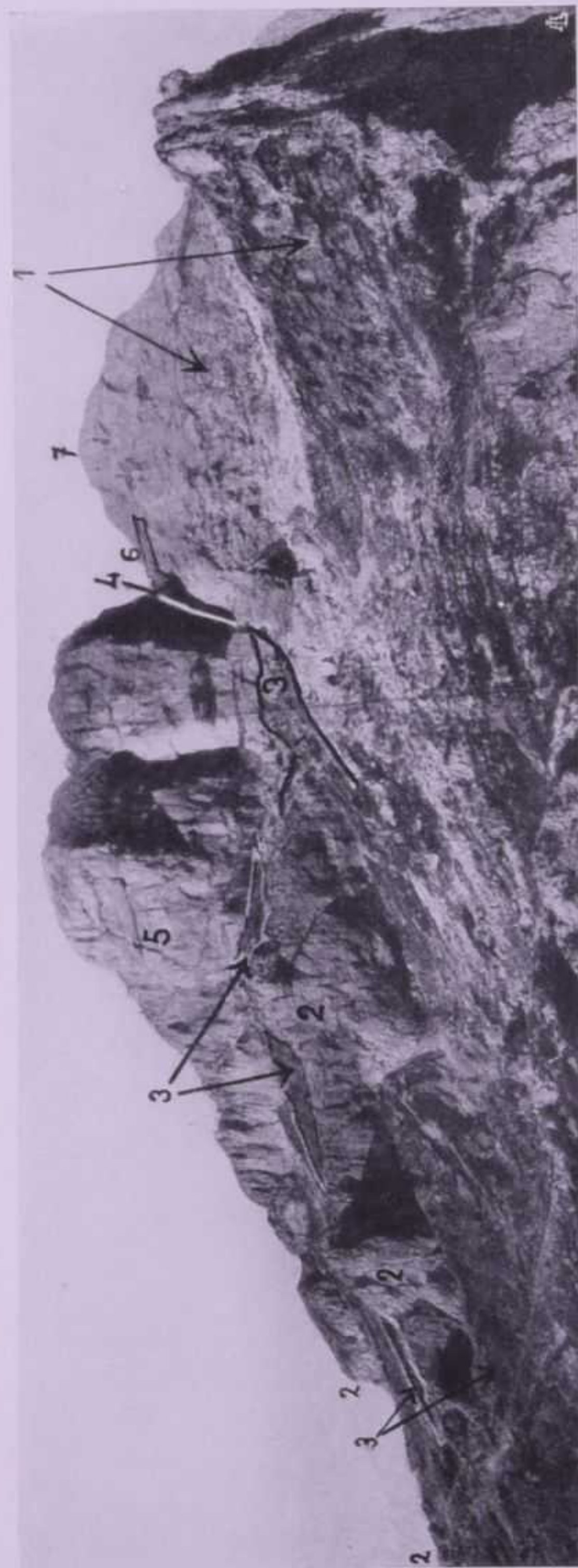


Fig. 3

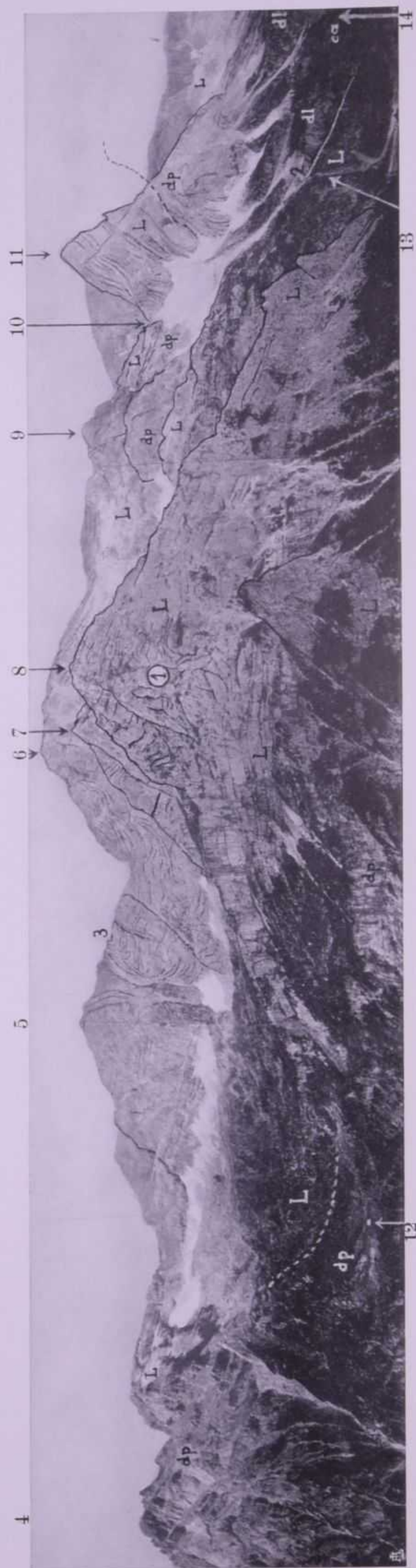


Fig. 4



Page 100

Page 101







## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

Fig. 1 - *Fianco Nord-Est della Civetta, visto dallo Spiz de Galina*. Forme caratteristiche dei Calcari del Lias. - I-I, II-II, III-III. Pieghe accavallate della Civetta. - S. d. B. Schenal del Bec, tagliato da numerose piccole fratture. - P. d. M. Porta del Masarè. - 1. Canalone De Toni (frattura), sopra il Ghiacciaietto orientale. - Nello sfondo a sinistra si vede il contrafforte SE della Civetta, a strati verticali e parzialmente rovesciati - 2. Q. 2918. - 3. Q. 3018. - 4. Civetta, m. 3218. - 5. Q. 2992. - 6. Q. 2892.

Fig. 2 - *Parete Nord-Ovest della Civetta*. (Fotografia G. Angelini).

xx. Frattura trasversale della Piccola Civetta. - I-I, II-II, III-III. Pieghe accavallate della Civetta. - Le linee a trattini rappresentano altre dislocazioni secondarie. La linea a puntini rappresenta il confine approssimativo fra Norico (dp.) e Lias (L.).

dl. - Dolomia ladinica e carnica. - 1. Torre Coldai, m. 2545. - 2. Torre di Alleghe, 2572. - 3. Torre di Valgrande. - 4. Q. 2892. - 5. Q. 2992. - 6. Civetta, m. 3218. - 7. Piccola Civetta, m. 3207. - 8. Punta De Gasperi, Q. 2922. - 9. M. Coldai. - 10. Col Negro di Coldai. - 11. Col Rean.

Fig. 3 - *Porzione Sud-Est del gruppo, visto dalla Piccola Civetta*.

1. Forcella Moiazza. - 2. Cima Moiazza. - 3. Cerniera, vista quasi di fronte, della principale anticlinale rovesciata. - 4. Cima delle Sasse. - 5-5-5. Principale linea di scorrimento basale, risolvendosi in piega rovesciata nella Moiazza N e nelle Nevere. - 6. Moiazza Nord, 2865. - 7. Moiazza Sud, 2868. - 8. Fondo pianeggiante del Van delle Sasse, a lastronate calcari carsificate, e cosparse a sinistra di morene stadiali.

Fig. 4 - *Versante occidentale della Moiazza*. (Fotogr. di G. Burloni, Belluno).

L. Lias. - dp. Dolomia principale. - dl. Dolomia ladinica. - 1-1 Piegafaglia del Col dell' Orso e Col Palanzin. - 2-2-2. Sinclinale, rovesciata verso NW. - 3. Moiazza Nord, m. 2865. - 4. Moiazza Sud, m. 2868. - 5. Q. 2596 delle Nevere. - 6. Cimon dei Zoldani, Q. 2480. - 7. Col Negro di Corpassa. - 8. Col Palanzin. - 9. Col dell' Orso.



B. CASTIGLIONI - *Il gruppo della Civetta* - Tav. II.

Fig. 1



Fig. 2

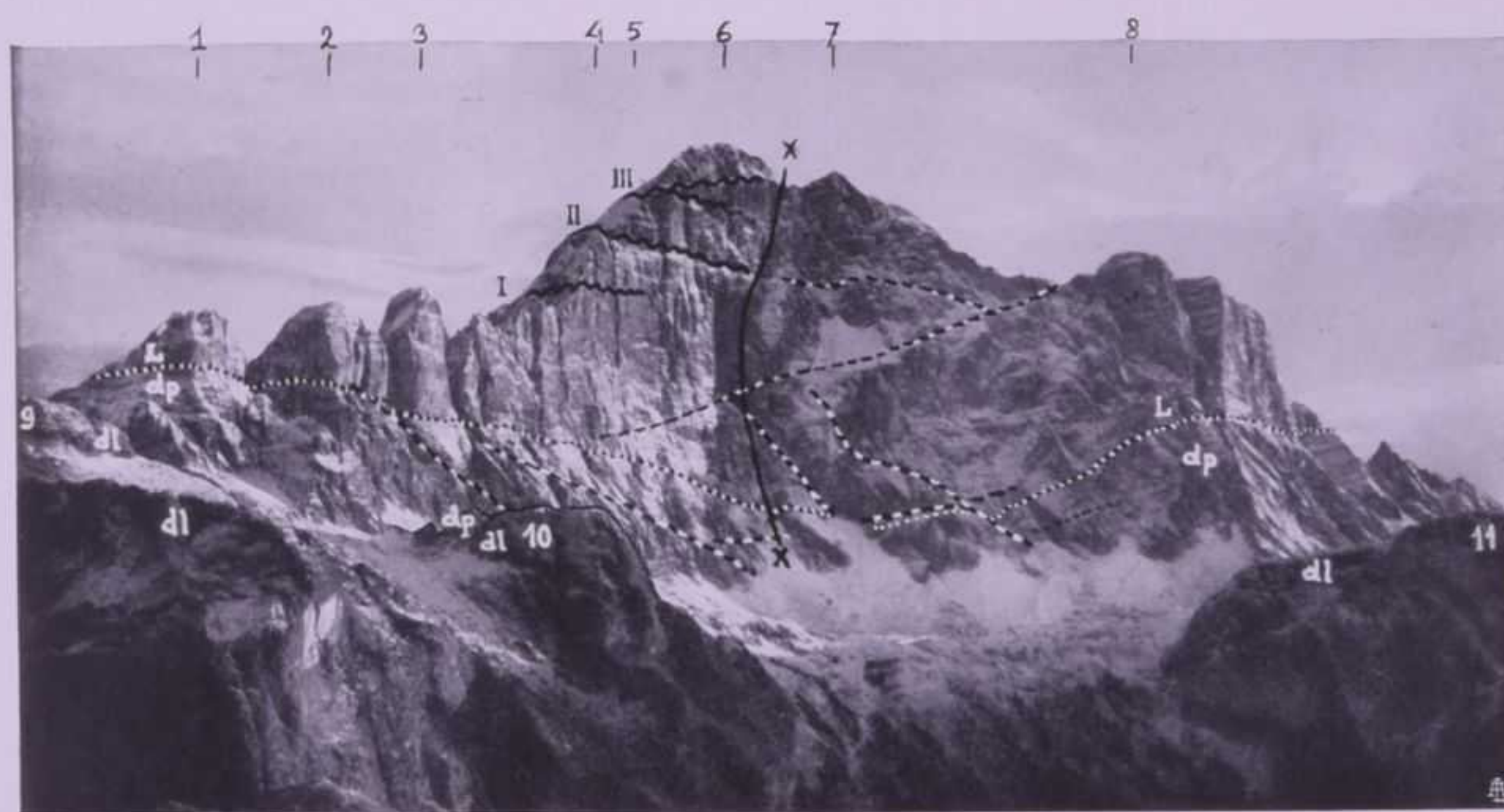
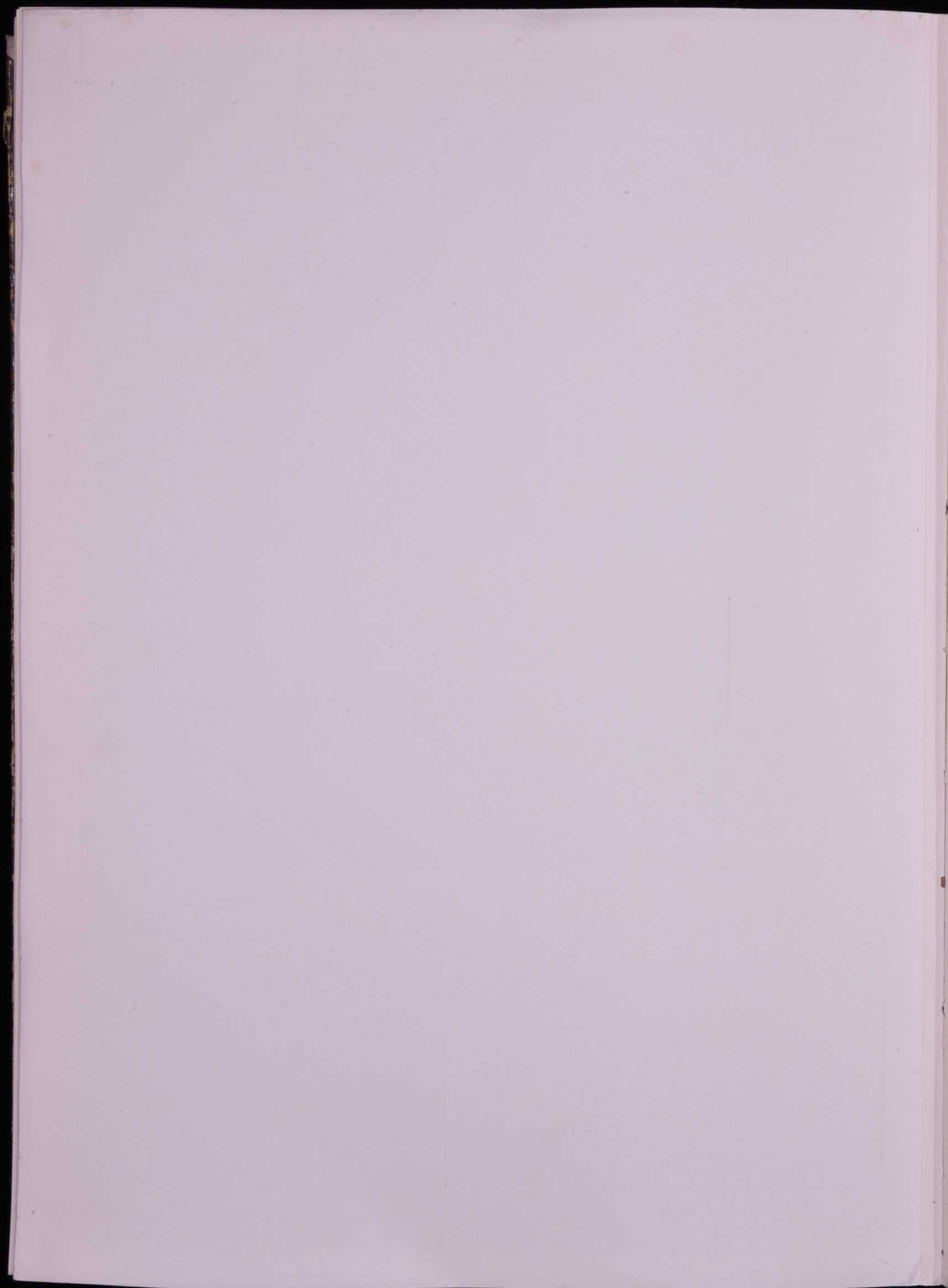


Fig. 3

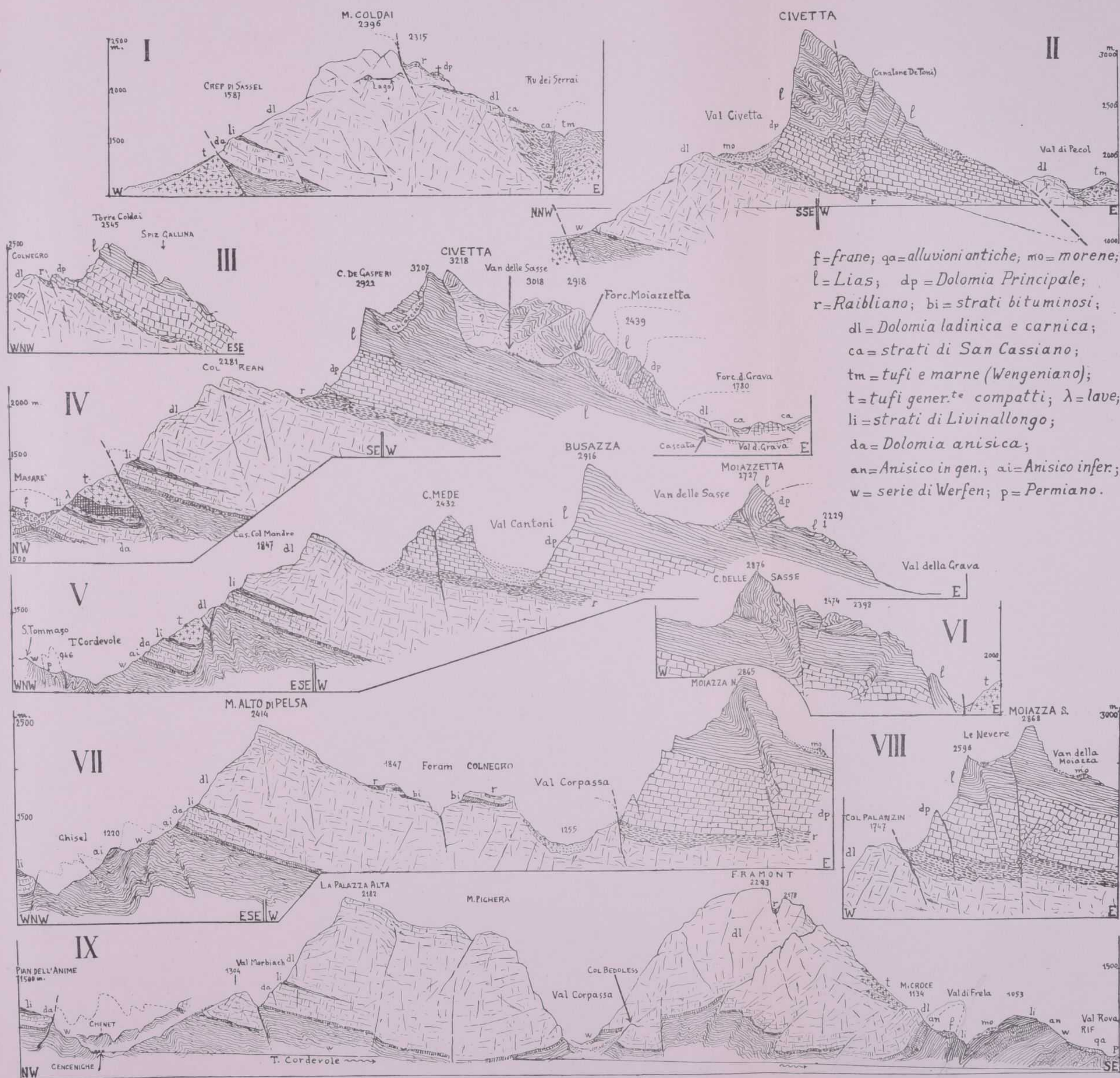


Fig. 4









Profili attraverso il Gruppo della Civetta

Scala 1:40.000.











## NOTE ALLA CARTA GEOLOGICA

La base topografica dell'annessa carta geologica al 25000 è fornita dalle tavolette dell'Istituto Geografico Militare: *Cencenighe, Forno di Zoldo, Agordo e Cime di S. Sebastiano*, aggiornate nel 1926. La rappresentazione del terreno, che è rimasta invariata dal primo rilevamento del 1888, si può definire buona per la maggior parte della carta, ma un po' troppo sommaria per talune parti rocciose più elevate, e non esente da qualche errore. In questi casi, per i contorni delle formazioni geologiche, le linee tettoniche, ecc., non ho sempre seguito il disegno topografico, cercando invece di essere più fedele al vero, anche in base ad alcuni controlli azimutali ed altimetrici speditivi da me compiuti sul posto, e coll'aiuto di numerose fotografie e schizzi. Per il versante NE della Civetta mi è stato utile confrontare anche il buono schizzo di D. RUDATIS, pubblicato nella Rivista del C. A. I., 1929, pag. 157. Le modificazioni riguardano soprattutto i contorni delle masse rocciose superiori, la dove esse si sollevano dalle fasce detritiche basali; talchè in alcuni punti, dove le divergenze erano più evidenti, ho preferito far sopprimere il disegno topografico della roccia, lasciando la colorazione geologica sul fondo bianco (versante Est sotto la Civetta, Conca delle Nevere, ed altri punti). Nel versante NW del Monte Alto di Pelsa occorre immaginare innalzate di alcune centinaia di metri le zone altimetriche, sotto la terrazza di Col Mandro; lo scorretto disegno degli speroni e delle fasce rocciose accresce le difficoltà di condurre il rilevamento geologico di quest'area a tettonica piuttosto complicata.

Per quanto riguarda la toponomastica e le quote altimetriche, ho pure fatto correggere sugli zinchi alcuni nomi e cifre delle tavolette, e ho fatto aggiungere qualche nome nuovo, anche allo scopo di armonizzare meglio la Carta col testo della Memoria.



