

PIERO LEONARDI

**GEOLOGIA DEI MONTI DI ZOLDO
E TERRITORI CIRCOSTANTI**
(DOLOMITI ORIENTALI)

STRATIGRAFIA E TETTONICA



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1938 - XVI

Memorie dell' Istituto Geologico della R. Università di Padova - Vol. XII



LIBRARY
UNIVERSITY OF PADUA
1911

INTRODUZIONE

La Valle Zoldana ed i territori di Zoppè e di Cibiana, che ad essa sono intimamente legati dal punto di vista geologico, hanno grande importanza per la Geologia delle Alpi Venete, poichè la loro serie stratigrafica presenta delle interessanti particolarità, mentre per quanto riguarda la loro struttura tettonica essi rappresentano certamente una delle zone più complicate della Regione Dolomitica.

E' strano perciò che la conca di Zoldo (e specialmente la sua parte meridionale che è la più interessante) sia stata così trascurata dai geologi, dei quali nessuno le ha finora dedicato uno studio monografico complessivo.

Non è che l'importanza della Valle Zoldana non sia stata riconosciuta, poichè varii Autori se ne sono occupati in opere di carattere generale, come il MOJSISOVICS nella sua celebre opera « *Die Dolomitriffe* » e il TARAMELLI nella sua « *Geologia delle Provincie Venete* », ma solo le sue parti periferiche sono state oggetto di uno studio particolareggiato.

Disgraziatamente anche queste parti periferiche che sono state prese in esame in alcune recenti monografie, come quelle del NÖTH ⁽¹⁾, del VAN HOUTEN ⁽²⁾ e ultimamente della OGILVIE GORDON ⁽³⁾, sono state studiate abbastanza superficialmente e la loro interpretazione lascia perciò molto a desiderare.

⁽¹⁾ NÖTH L., *Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe*, Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt, 79 Bd., 1929.

⁽²⁾ VAN HOUTEN L., *Geologie des Pelmo Gebietes in den Dolomiten von Cadore*, Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt, 80 Bd., 1930.

⁽³⁾ OGILVIE GORDON M., *Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore*, Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt, 84 Bd., 1934.

L'unico lavoro dedicato specificatamente ad una parte dello Zoldano è la bella monografia di CASTIGLIONI sul *Gruppo della Civetta*, pubblicata in queste stesse « *Memorie* » alcuni anni or sono.

Ritengo quindi possa riuscir utile il presente studio monografico, il quale tuttavia non pretende di dir l'ultima parola sulla Geologia dello Zoldano, ma soltanto di render noti i risultati di alcune campagne di lavoro, dando una prima interpretazione complessiva della Stratigrafia e della Tettonica locali.

Su questa base altri studiosi potranno in seguito raggiungere risultati più completi e minuziosi, e correggere le eventuali deficienze del mio lavoro.

Nel 1912 il mio illustre Maestro Prof. GIORGIO DAL PIAZ chiudeva la prefazione dei suoi « *Studi geotettonici sulle Alpi Orientali* », opera che segnava l'inizio di una nuova epoca nello studio e nella interpretazione della tettonica dei nostri monti, con la seguente frase del FAVRE: « *il n'y a que ceux qui ne font rien qui ne se trompent pas* ».

Faccio mia ora questa espressione, assieme all'altra latina: « *Feci quod potui* », ben lieto se il mio lavoro avrà portato qualche contributo a quella completa conoscenza della struttura geologica delle Alpi Venete che è nei voti di tutti gli studiosi, e se partendo dai risultati del mio studio, altri potranno avvicinarsi maggiormente alla verità assoluta.

E' stata una fortunata combinazione che sia stato affidato proprio a me lo studio geologico di questi monti a me così cari perchè primi mi rivelarono le meravigliose bellezze delle nostre Alpi Dolomitiche e perchè tra di essi nacque mia Madre.

Ed è a Lei, alla mia amatissima Mamma, ch'io dedico questa mia modesta fatica, da Lei seguita con tanto amore durante le mie lunghe ricerche, mentre sento il bisogno di esprimere la mia gratitudine all'ill.mo Prof. GIORGIO DAL PIAZ, che volle affidarmi un così ambito incarico, favorendomi sempre del suo consiglio e del suo incoraggiamento, e accolse infine i risultati del mio lavoro in questo volume delle sue « *Memorie* ».

P. L.

Padova, Istituto di Geologia della R. Università, Dicembre 1937-XVI.

PARTE I

STRATIGRAFIA

a) FORMAZIONE A BELLEROPHON

E' la più antica tra le formazioni rappresentate nel territorio descritto nel presente lavoro ed affiora soltanto allo sbocco della Valle di Cibiana nella Valle del Boite.

E' costituita da calcari grigi più o meno scuri con frequenti venature bianche di calcite.

In superficie tali calcari acquistano spesso una tinta giallastra per alterazione, sicchè visti da lontano risultano nel complesso bruno-giallastri. Sono in generale fittamente stratificati e specialmente nella parte superiore vi sono frequenti intercalazioni marnoso-scistose grigio-giallastre che annunciano il passaggio al sovrastante Werfeniano.

Nella zona che ci interessa non mi consta siano stati finora rinvenuti dei fossili.

b) WERFENIANO

Il Werfeniano - contrariamente a quanto comunemente si crede - è scarsamente rappresentato nella Valle Zoldana, mentre è abbastanza diffuso all'estremità orientale del territorio compreso nel nostro studio, presso Cibiana.

Esso affiora in tre o quattro punti lungo il corso del Maè tra Forno e Dont, avendo il torrente inciso all'incirca longitudinalmente una anticlinale il cui nucleo è costituito appunto dal Werfeniano.

La discontinuità degli affioramenti in questione dipende da numerosi disturbi locali di varia entità.

Nella carta del Mojsisovics alcuni di tali affioramenti non figurano, mentre invece è notevolmente esagerata l'estensione di quello esistente presso il ponte di Dont e di un altro lembo affiorante a Nord di Bragarezza, dove il torrente Rutorto incidendo invece trasversalmente la stessa zona anticlinale ha ancora messo allo scoperto il nucleo werfeniano.

Do qui la serie stratigrafica di quest'ultimo affioramento, in cui gli strati sono pressochè verticali. Essi sono numerati procedendo da Sud verso Nord lungo la strada che da Bragarezza conduce a Zoppè.

21.	m.	7.50	Marne grigie;
	»	20.00	Interruzione: detrito;
20.	»	2.00	Calcare marnoso grigio;
19.	»	2.00	Arenarie grigio-giallastre;
18.	»	1.30	Scisti rosso-mattone;
17.	»	2.50	Marne arenacee a <i>Claraia</i> con esigue intercalazioni calcaree;
16.	»	0.10	Calcare grigiastro;
15.	»	0.30	Arenarie rossastre fogliettate;
14.	»	0.10	Calcare grigiastro;
13.	»	0.30	Arenarie giallastre a « <i>Myacites</i> »;
12.	»	0.25	Calcare grigiastro; Faglia;
11.	»	2.00	Arenarie scistose giallo-rossastre;
10.	»	6.00	Marne arenacee giallastre;
9.	»	1.50	Arenarie giallastre a « <i>Myacites</i> »;
8.	»	2.00	Arenarie fogliettate rossastre micacee;
7.	»	1.00	Arenarie giallastre;
6.	»	1.50	Arenarie micacee finemente fogliettate color terra di Siena;
	»	100.00	Interruzione: detrito;
5.	»	15.00	Arenarie finissime scistose giallo-brune e azzurrastre;
4.	»	10.00	Marne arenacee giallo-brune
3.	»	8.00	Marne arenacee azzurre, gialle in super- ficie per alterazione;
2.	»	3.00	Scisti argillosi fogliettati bruni chiari;
1.	»	7.00	Marne arenacee fogliettate azzurre, gial- le in superficie per alterazione.

Si noti che nella località in questione gli strati sono più o meno completamente raddrizzati, e la strada lungo la quale la serie è stata esaminata taglia trasversalmente il nucleo della sopra citata anticlinale, che è complicata notevolmente da pieghe-faglie e dislocazioni di vario genere. Avendo perciò una serie discontinua, non si può dire fino a che punto la successione sopra esaminata sia normale, e se tutti gli strati che la compongono sono riferibili al Werfeniano oppure se — come è probabile — alcuni sono già anisici. Si possono ritenere sicuramente werfeniani quelli corrispondenti ai numeri da 9 a 18.

In complesso nello Zoldano il Werfeniano è rappresentato da alternanze di marne arenacee scistose, arenarie più o meno mica-cee e calcari, in generale non molto ricchi di fossili. Le tinte predominanti sono il grigio azzurrino, il bruno, il giallastro e il rosso.

Tra i fossili rinvenuti citerò:

Myophoria ovata Gdf.

Homomya fassaënsis Wissm.

» *canalensis* Cat.

» sp.

Claraia Clarai Emm.

» *aurita* Hau.

» *intermedia* Bittn.

» *orbicularis* Richth.

» *Dalpiazi* Leon.

Sia dal punto di vista litologico che da quello faunistico si sarebbe indotti a pensare che in queste località siano rappresentati soltanto gli strati di Siusi, anche se in qualche strato si trova la caratteristica *Homomya isocardioides*, così frequente negli Strati di Campil della regione dolomitica (ma segnalata anche nel Werfeniano inferiore dell'Ungheria).

E' opportuno però tener presente che nel deposito morenico esistente a Nord di Astragal presso Col e costituito interamente da materiali autoctoni, ho rinvenuto dei pezzi di oolite rossastra a *Myophoria cymbula* Leonardi, sicuramente riferibili agli strati di Campil.

E' probabile quindi che anche il Werfeniano superiore affiori in qualche punto del territorio zoldano.

Il fatto che gli strati werfeniani si presentano sempre in zolle intensamente dislocate, rende pressochè impossibile darne un'e-

satta e particolareggiata successione stratigrafica, come pure assegnare alla formazione uno spessore anche approssimativo.

Occorre inoltre notare che, tanto più data la mancanza di tipici Strati di Campil in posto, è abbastanza difficile segnare un confine fra il Werfeniano e la sovrastante formazione anisica, pure costituita nella parte più antica da sedimenti arenaceo-marnosi assai simili litologicamente a quelli werfeniani.

Come accennai più sopra, il Werfeniano è più ben rappresentato che non nello Zoldano all'estremità orientale del territorio di Cibiana, sulle falde del M. Rite e a Sud del Ponte della Chiusa in Valle del Boite. In questa zona il Trias inferiore è rappresentato da marne e arenarie talora finissime, talora invece grossolane, spesso scistose e micacee, a tinta piuttosto varia. Le tinte più diffuse sono le seguenti: bruno, rossastro, giallastro, azzurrognolo, grigio.

Nel territorio di Cibiana i fossili werfeniani sono piuttosto rari: io ho raccolto soltanto alcune « *Myacites* » e *Myophoria* pressochè indeterminabili.

c) ANISICO

Prendendo in esame lo Zoldano dopo aver visitato la circostante regione dolomitica, si resta alquanto perplessi nel constatare da un lato l'enorme sviluppo di un complesso in prevalenza arenaceo-marnoso che a primo impulso si sarebbe indotti ad attribuire in massima parte al Werfeniano, dall'altro la quasi totale mancanza di una vera Dolomia della Mendola.

Dopo maturo esame della Stratigrafia locale, si è indotti a concludere che buona parte di ciò che sembra dapprima Werfeniano è in realtà appartenente all'Anisico inferiore, come risulta dalla carta geologica del MOJSISOVICS.

Il lungo e paziente studio della regione, e in particolare l'esame delle serie stratigrafiche affioranti sulla strada tra Dont e Forno (presso la località « Sotto le rive ») e nella valle del Rurtorto, mi hanno infatti indotto a ritenere molto probabile che le condizioni di ambiente e di sedimentazione dimostrate dai depositi werfeniani abbiano persistito con poche mutazioni nello Zoldano per una parte della durata dell'epoca anisica.

E' noto del resto che anche nel rimanente della Regione Dolomitica l'Anisico inferiore è rappresentato molto spesso da sedimenti marnoso - arenaceo - calcarei assai simili ai werfeniani, e che spesso si distinguono da questi soltanto per la presenza di fossili anisici.

Nel nostro caso è straordinariamente difficile se non impossibile stabilire un confine netto tra Werfeniano e Anisico.

A ciò concorrono varie circostanze: la mancanza negli affioramenti werfeniani noti di una netta distinzione fra Strati di Siusi e Strati di Campil, o piuttosto forse la rarità di affioramenti dei secondi per cause tettoniche; l'assenza nel territorio in questione (per quanto mi consta) del Conglomerato di Richthofen, che altrove serve assai bene a questo scopo; la mancanza di fossili guida sicuri nel complesso in questione, e infine la notevole mutabilità di facies di questo sia in senso laterale che in senso verticale.

A tutto ciò occorre aggiungere numerosi altri fatti di indole tettonica. Come vedremo meglio nella parte seconda, l'anticlinale cui è dovuto l'affioramento in questa zona delle formazioni triassiche più antiche, si è in buona parte suddivisa in varie pieghe secondarie, alcune delle quali spezzate, dando origine a frequenti ripetizioni di serie e ad innumerevoli anomalie tettoniche di varia entità che rendono straordinariamente difficile la ricostruzione della serie completa.

Con tutte queste difficoltà, la ripartizione da me adottata non può pretendere di essere del tutto inoppugnabile, ma risponde al concetto che mi sono formato in base a considerazioni di varia indole suggerite dalla ormai lunga esperienza sul terreno.

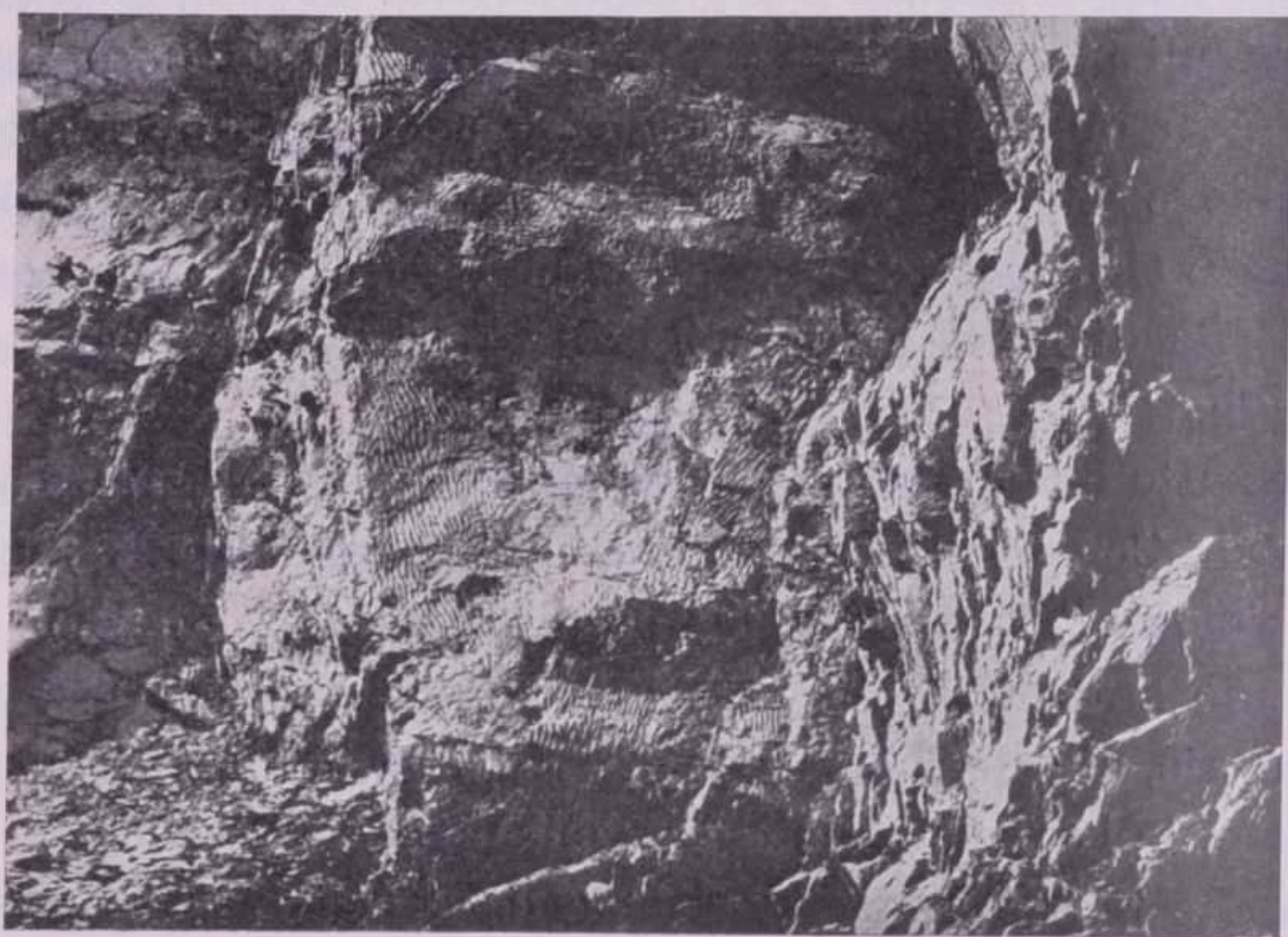
In complesso gli strati da me attribuiti al Werfeniano, hanno facies più uniformemente arenaceo-marnosa e tinta prevalentemente grigio-brunastra; le arenarie sono a grana finissima e non molto micacee; i fossili sono relativamente frequenti.

Invece il complesso riferito all'Anisico è costituito da un'alternanza di marne, arenarie e più o meno frequenti banchi calcarei. La tinta è molto variabile: nella parte inferiore è più frequente il rossastro, mentre la parte superiore è più variegata e si osservano varie tinte come il grigio, l'azzurro, il giallastro e localmente anche il rossastro analogo a quello degli strati inferiori.

La tessitura delle rocce è alquanto diversa da quella delle

werfeniane: le arenarie sono più grossolane e più micacee, le più fini sono spesso fittamente stratificate o addirittura fogliettate, e le superfici degli strati presentano una caratteristica lucentezza mai riscontrata negli strati sicuramente werfeniani delle zone circostanti.

Mancano quasi sempre i fossili, mentre sono assai frequenti ondulazioni (*ripple - marks*, vedi fig. 1) e presunte tracce del passaggio di animali.



FOT. PROF. GIUSEPPE LEONARDI

Fig. 1 - Strati arenacei dell'Anisico inferiore con evidenti « ripple - marks » a Nord di Bragarezza.

La località dove meglio che altrove — per quanto sempre relativamente — si può tentar di ricostruire una serie stratigrafica del complesso arenaceo-marnoso dell'Anisico inferiore e medio si ha nella profonda valle del Rutorto a Nord di Bragarezza. Questo torrente ha inciso in senso trasversale l'anticlinale nominata più sopra, mettendo allo scoperto anche il nucleo werfeniano, e in complesso i disturbi tettonici sono minori che nelle rimanenti zone ove affiorano terreni anisico-werfeniani.

Non mancano però neppure in questo caso le difficoltà più sopra esposte. La successione della Valle del Rutorto dà un'idea sufficientemente esatta della serie anisica dello Zoldano; ma bisogna tener presente che in senso stretto, per le cause suaccennate, essa ha valore soltanto per la località nominata.

SERIE ANISICA IN VALLE DEL RUTORTO

Strati di Livinallongo.

36. Marne nodulari gialle e azzurrastre a *trinodosus*.
35. Banchi calcarei a brachiopodi.
34. Marne giallastre.
33. Calcare biancastro.
32. Marne azzurrastre.
31. Conglomerato calcareo giallo-chiaro.
30. Arenarie grigie.
29. Calcare conglomeratico bianco.
28. Marne azzurre e gialle in banchi.
27. Calcari biancastri.
26. Arenarie micacee rosse e grigie.
25. Marne gialle.
24. Arenarie micacee grigie.
23. Marne gialle in banchi.
22. Arenarie micacee grigie.
21. Marne arenacee gialle.
20. Arenarie grigie.
19. Calcari grigi.
18. Arenarie azzurrastre.
17. Banco calcareo giallo-grigio.
16. Arenarie rossastre.
15. Calcare grigio con sezioni di bivalvi indeterminabili e tracce di pirite.
14. Arenarie rosse e gialle facilmente disgregabili.
13. Banco calcareo grigio con venature bianche.
12. Arenarie gialle in banchi.
11. Arenarie micacee grigie chiare.
10. Arenarie marnose gialle.
9. Arenarie micacee grigie.
8. Marne arenacee grigie con fossili indeterminabili.
7. Arenarie finissime color terra di Siena.

Interruzione: opere stradali.

6. Arenarie micacee finissime grigie e giallastre.
 5. Marne arenacee grigie passanti a:
 4. Calcare marnoso grigio.
 3. Marne micacee grigio-azzurrastre.
 2. Marne arenacee rossastre e gialle.
 1. Arenarie micacee rosse con ondulazioni.
- Werfeniano.

Come si vede, la parte superiore dell'Anisico è costituita in prevalenza da una alternanza di calcari, marne e arenarie dai colori assai variati, con una certa frequenza di interstratificazioni calcaree, specialmente nella parte più alta della serie.

Invece nell'Anisico inferiore hanno quasi assoluta prevalenza le arenarie rossastre micacee a grana più o meno fine e fittamente stratificate, talora addirittura fogliettate.

E' interessante notare che salendo lungo la strada che conduce a Zoppè si ha l'impressione che sotto il Piol basso si verifichi un notevole passaggio laterale di facies. Infatti sembra che gli strati indicati coi numeri da 27 a 35 nella serie sopra riprodotta, sieno sostituiti più ad Occidente da un complesso calcareo biancastro paragonabile alla formazione calcareo-dolomitica della Mendola. Nella zona di passaggio tra questa formazione calcarea e gli strati marnoso-arenaceo-calcarei che sembrano ad essa coevi, vi sono delle arenarie rossastre alternate a banchi di conglomerati ad elementi calcarei bianchi.

Disturbi tettonici locali impediscono di formarsi un'idea ben chiara in proposito, ma credo di poter concludere che se il passaggio laterale è reso più brusco — come è probabile — da qualche dislocazione, questa è appunto dovuta all'assestamento di masse aventi così diverso grado di plasticità poste già originariamente a contatto laterale.

In complesso nel rimanente dello Zoldano la serie anisica non differisce molto da quella della Valle del Rutorto.

E' da notare però che verso Oriente, specialmente sul M. Rite, i calcari più o meno dolomitici acquistano un'importanza e uno spessore veramente notevoli e solo in parte dovuti a disturbi tettonici come riteneva Mojsisovics.

Così pure maggiore importanza hanno i calcari sullo Spiz Zuel ad Ovest di Dont, e specialmente sul M. Crep, dove sono rappresentati dei calcari a crinoidi con fossili abbastanza abbon-

danti, tra i quali ricorderò:

Spirigera (Tetractinella) trigonella Schloth.

Spiriferina fragilis Schloth.

cfr. *Waldheimia angustaeformis* Boeckl.

Myophoria laevigata Gdf.

Pecten cfr. *discites* Schloth.

Encrinus liliiformis Lam.

Sul Crep di Dont affiorano anche dei caratteristici calcari biancastri, nei quali (come anche nei calcari a crinoidi) è interessante la presenza di abbondanti ciottolini dalle dimensioni assai varie (da quelle di una noce a quelle di un pisello o di un grano di miglio) che indicano certamente la vicinanza di terre emerse.

Dei calcari a crinoidi sono stati segnalati dal DE TONI anche presso la cima del M. Rite, ed hanno fornito una ricchissima fauna costituita prevalentemente da brachiopodi e descritta dall'Autore suddetto in queste stesse Memorie ⁽¹⁾. Credo opportuno dare l'elenco delle principali forme segnalate:

Encrinus div. sp.

Spiriferina (Mentzelia) Mentzeli Dunk.

» » *palaeotypus* Loretz

» » *köveskaliensis* Suess

» *fragilis* Schloth.

» *pia* Bittn.

» *pectinata* Bittn.

» *avarica* Bittn.

» *manca* Bittn.

Spirigera (Tetractinella) hexagonalis Bittn.

» » *trigonella* Schloth.

» » *cislensis* Bittn.

» (*Pexidella*) *Kittlii* Bittn.

Retzia Mojsisovicsi Boeckh.

» *Schwageri* Bittn.

Rhynchonella Mentzeli v. Buch

» *Dalpiazi* De Toni

» *nitidula* Bittn.

⁽¹⁾ DE TONI A., *Brachiopodi della zona a Ceratites trinodosus di Monte Rite in Cadore*. Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova. Vol. I, 1912.

- Rhynchonella ritensis* De Toni
» *delicatula* Bittn.
» *manganophila* Bittn. var. *orbicularis* De
Toni
» *refractifrons* Bittn.
» *protractifrons* Bittn. var. *ottomana* Bittn.
» *retractifrons* Bittn.
Terebratula sp.
Waldheimia angustaeformis Boeckh.
» (*Aulacothyris*) *angusta* Schloth.
Ceratites superbus Mojs.
Balatonites cfr. *constrictus* Arth.
Ptychites cfr. *megalodiscus* Beyr.

Molto opportunamente il DE TONI riferisce gli strati a crinoidi del M. Rite contenenti la fauna qui sopra nominata agli Strati a *trinodosus*, e cioè al più alto livello anisico.

Comunemente però nel territorio Zoldano il livello a *trinodosus* è rappresentato da un caratteristico complesso avente abbastanza notevole potenza (anche più di 50 metri) di marne e marne arenacee azzurrastre e grigie (talora giallastre in superficie per alterazione) con noduli calcareo-marnosi azzurrastrati, le quali possono localmente divenire più arenacee o più calcaree a seconda dei casi.

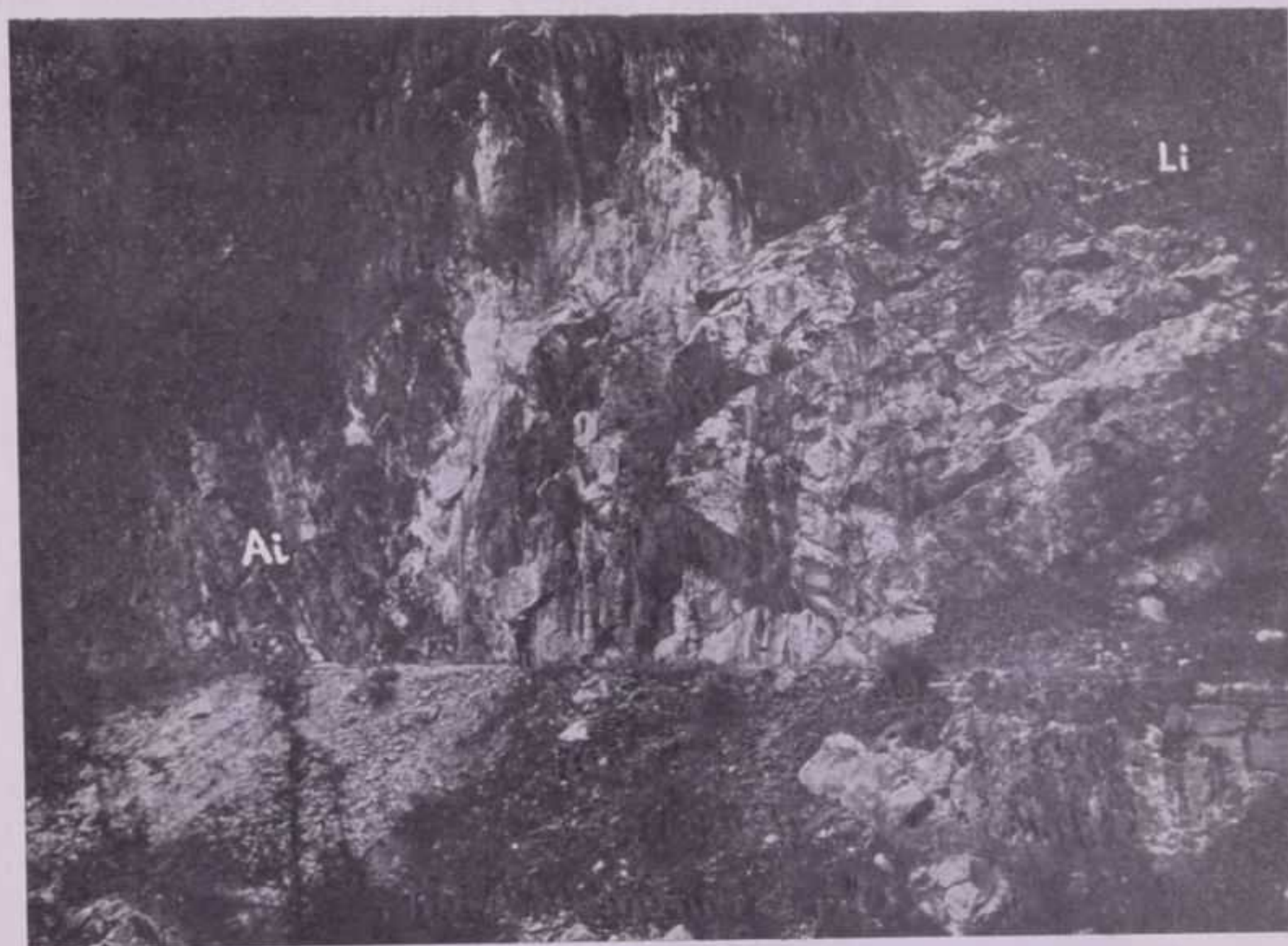
Anche qui abbiamo un tipico esempio della mutabilità di facies che nello Zoldano caratterizza l'Anisico. In certi casi infatti (p. es. alle falde meridionali del M. Punta tra Forno e Dont, vedi fig. 2) le marne a *trinodosus* sono estremamente ridotte e ad esse si sostituiscono parzialmente o quasi totalmente dei calcari variamente colorati a cefalopodi, oppure a crinoidi e brachiopodi (M. Rite).

Talvolta invece prevale decisamente la facies marnoso-arenacea e mancano o sono assai scarsamente rappresentati i calcari, come avviene al Col di Salera poco lontano dalla cima del M. Punta (v. fig. 3).

Le marne a *trinodosus* hanno notevole importanza per la Stratigrafia locale, perchè oltre a costituire un ottimo orizzonte guida, data la loro pressochè uniforme diffusione in tutta la zona, esse sono notevolmente ricche di fossili, fornendo una interessantissima fauna a cefalopodi e brachiopodi, già famosa in se-

guito ai lavori di HAUER ⁽¹⁾, MOJSISOVICS ⁽²⁾, AIRAGHI ⁽³⁾ e DE TONI ⁽⁴⁾.

Le principali località fossilifere di questo livello finora conosciute sono le seguenti: M. Rite (MOJSISOVICS, AIRAGHI, DE TONI e LEONARDI); Vall'Inferna (MOJSISOVICS); Col di Salera (LEONARDI); Dont (HAUER, MOJSISOVICS e LEONARDI).



FOT. PROF. GIUSEPPE LEONARDI

Fig. 2 - Sezione naturale sulla strada tra Forno e Dont - A sinistra strati arenaceo-marnosi rossastri dell'Anisico inferiore (Ai); nel centro il banco calcareo corrispondente alla Dolomia della Mendola e al livello a *trinodosus*; a destra in alto, marne nodulari scure degli Strati di Livinallongo inferiori (Li). Tutta la serie è sensibilmente inclinata ad Est e probabilmente assottigliata in seguito a stiramento.

Le forme di cefalopodi di questa fauna già note prima della presente monografia sono queste:

* *Ceratites zoldianus* Mojs.

» *gosaviensis* Mojs.

* » *binodosus* Hau.

» *Fuchsi* Mojs.

(1) HAUER F. v., *Ueber die vom Herrn Bergrath W. Fuchs in den Venetianer Alpen gesammelten fossilien*. Denkschr. d. math. nat. Cl. d. K. K. Akad. d. Wiss., Wien, 1850.

(2) MOJSISOVICS E. v., *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*. Wien, 1879.

(3) AIRAGHI C., *Ammoniti triasici (Muschelkalk) del M. Rite in Cadore*. Boll. Società Geologica Italiana, Vol. XXIV, 1905.

(4) DE TONI A., *Brachiopodi della zona a *Ceratites trinodosus* di Monte Rite in Cadore*. Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova. Vol. I, 1912.

Ceratites trinodosus Mojs.

*)) *superbus* Mojs.

11) *elegans* Mojs.

)) *multinodosus* Hau.

» sp.

* *Balatonites balatonicus* Mojs.

n *gracilis* Arth.

n cfr. *transfuga* Arth.

)) cfr. *constrictus* Arth.

* *Acrochordiceras Carolinae* Mojs.

* » *undatum* Arth.

» *enode* Hau.

Ptychites cfr. *megalodiscus* Beyr.

)) *dontianus* Hau.

н) *domatus* Hau.

n) *studerii* Hau.

* *Proarcestes extralabiatus* Mojs.

Arcestes Bramantei Mojs.

* *Gymnites incultus* Beyr.

* „ cfr. *Humboldti* Mojs.

* „ *obliquus* Mojs.

Monophyllites wengensis Klipst. var. *sphaerophyl-
lum* Hau.

Meekoceras cadoricum Mojs.

Pleuromutilus Mosis Mojs.

* *Orthoceras* sp. cfr. *campanile* Mojs.

* *Atractites* sp.

Nell'elenco riportato qui sopra sono segnate con un asterisco le forme di cui ho finora riconosciuto personalmente la presenza nel materiale da me raccolto o comunque conservato nelle collezioni dell'Istituto Geologico di Padova.

Ad esse sono poi da aggiungere — in base allo studio preliminare di detto materiale — le seguenti forme:

Ceratites Riccardi Mojs.

)) *subnodosus* Mojs.

Mojsvari Arth.

Balatonites gemmatus Mojs.

bragsensis Loretz

» cfr. *Ottonis* v. Buch

Acrochordiceras Fischeri Mojs.

» *pustericum* Mojs.

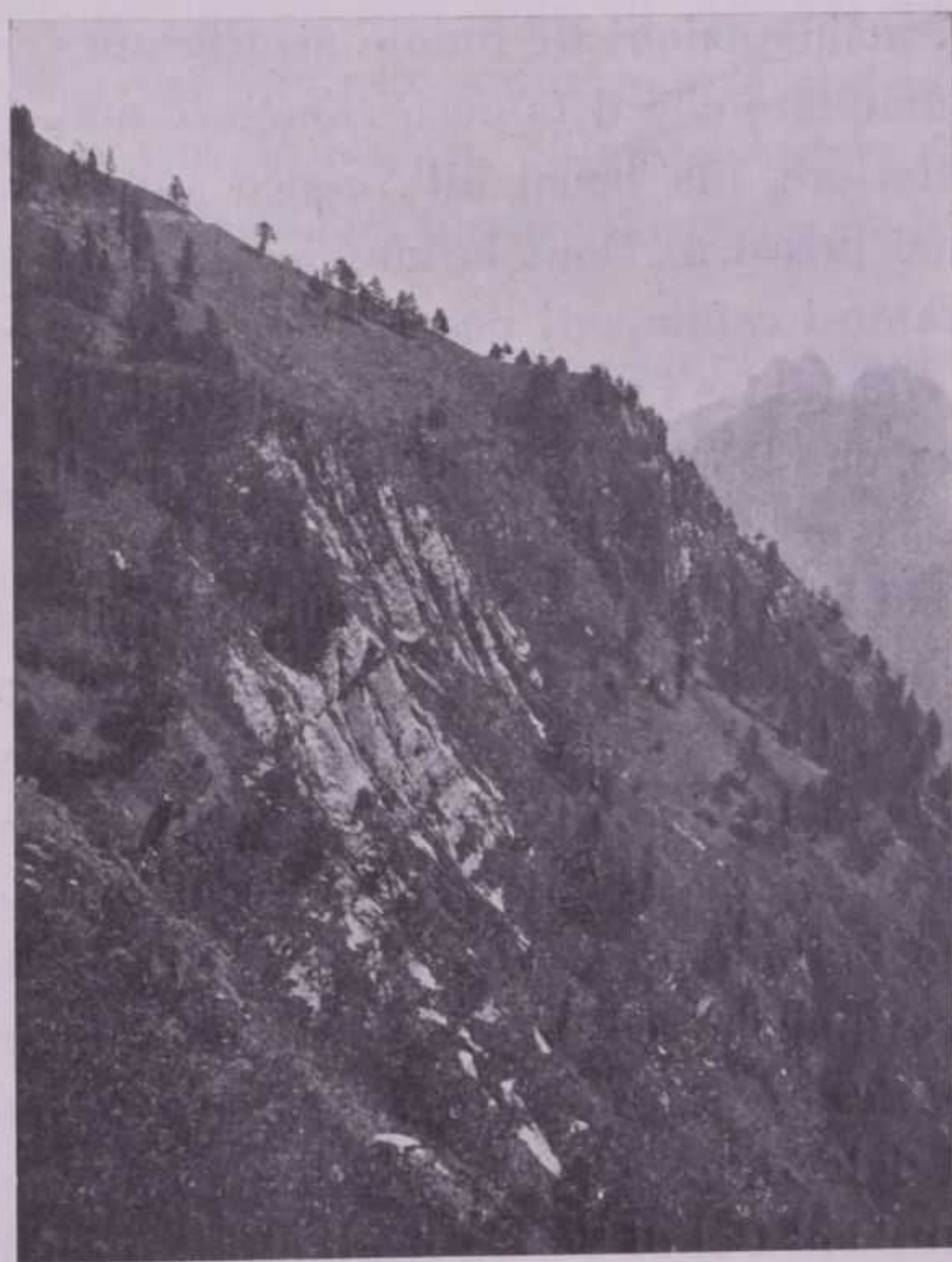
» sp.

Ptychites evolvens Mojs.

Sturia cfr. *Sansovinii* Mojs.

Procladiscites sp.

Nel momento in cui viene pubblicata questa prima parte della presente monografia non è ancora terminato lo studio del



FOT. DELL'AUTORE

Fig. 3 - Gli Strati a *trinodosus*, a facies marnosa, sul versante meridionale del M. Punta. La fotografia è presa dal Col di Salera.

ricco materiale fossile appartenente a questa fauna, date le difficoltà che si incontrano nel determinare alcune forme, specialmente del gen. *Ceratites*.

Nella sua classica monografia sui cefalopodi triassici della provincia mediterranea ⁽¹⁾ il Mojsisovics è stato forse un po'

⁽¹⁾ MOJSISOVICS E. v., *Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz*. Abhandlungen d. K. K. Geologischen Reichsanstalt, X Bd., 1882.

troppo largo nel descrivere come specie a sè stanti delle forme assai prossime tra loro e con molta probabilità riferibili a varietà di una stessa specie. E poichè dagli Autori viene attribuito ad alcune di queste forme un significato stratigrafico, è opportuna una grande cautela nello stabilire l'appartenenza dei fossili raccolti ad una forma piuttosto che ad un'altra. Ma ritengo di poter dire fin d'ora che non è assolutamente sostenibile l'attribuzione delle faune a cefalopodi dello Zoldano a due distinti livelli: quello a *Ceratites binodosus* e quello a *Ceratites trinodosus*.

Già per considerazioni di indole stratigrafica ero da tempo arrivato a concludere che il famoso *Dontkalk* non fosse riferibile all'Anisico inferiore, ma bensì all'Anisico superiore. Ho infatti rintracciato nei pressi di Dont la classica località fossilifera che ha fornito i famosi cefalopodi descritti da HAUER e MOJSISOVICS, ed ho potuto constatare in base alle condizioni di giacitura delle masse rocciose, che il calcare a cefalopodi appartiene al più alto livello anisico, e quindi al livello a *trinodosus*.

A ciò ora si aggiungono i primi risultati dello studio paleontologico, poichè posso fin d'ora far rilevare che non si verifica affatto una ripartizione delle forme raccolte nelle varie località fossilifere zoldane in due distinti gruppi di faune, ma invece forme dal MOJSISOVICS attribuite all'uno e all'altro dei livelli citati si trovano indifferentemente riunite nella stessa fauna.

Per citare qualche caso, dirò che *Balatonites balatonicus* Mojs., *Balatonites bragsensis* Loretz e *Acrochodicerus pustericum* Mojs., riferiti dall'Autore citato al livello a *binodosus*, sono stati da me rinvenuti sul Col di Salera negli strati a cefalopodi immediatamente sottostanti al Ladinico inferiore, e una forma molto prossima al *Balatonites Ottonis* v. Buch (livello a *binodosus* secondo MOJSISOVICS) figura nella fauna del M. Rite, sicuramente riferibile al livello a *trinodosus*.

Anche AIRAGHI del resto ha segnalato ⁽¹⁾ la presenza in quest'ultima fauna di *Ceratites zoldianus*, pure riferito da MOJSISOVICS al livello a *binodosus*.

Viceversa *Balatonites gemmatus* Mojs., *Ceratites Riccardi* Mojs., *Ceratites subnodosus* Mojs. e *Ptychites evolvens* Mojs.,

⁽¹⁾ AIRAGHI C., *Ammoniti triassici (Muschelkalk) del M. Rite in Cadore*. Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. XXIV, 1905.

attribuiti nell'opera più volte nominata ⁽¹⁾ al livello a *trinodosus*, furono da me raccolti proprio nella località fossilifera presso Dont che ha fornito la fauna attribuita dal MOJSISOVICS all'Anisico inferiore.

Ritengo quindi di poter senz'altro esprimere la convinzione che tutte le faune a cefalopodi dello Zoldano, compresa quella di Dont, sieno da riferire ad un unico livello, quello a *trinodosus*. Il « Dontkalk » degli Autori viene quindi a perdere lo speciale significato stratigrafico che finora gli era attribuito ⁽²⁾.

Ho citato più sopra una nota di AIRAGHI sui cefalopodi di M. Rite: credo opportuno ora far notare che nelle conclusioni stratigrafiche di questo lavoro, l'illustre Autore è incorso in un lieve equivoco, del resto facilmente spiegabile. Egli infatti si esprime nel modo seguente:

« Il calcare marnoso compatto oscuro quindi del M. Rite lo si deve ritenere, stante alle ultime suddivisioni del Trias, corrispondente alla zona a *Ceratites trinodosus*, ossia alla parte superiore del Muschelkalk inferiore, o piano di Virgloria »... « Una modificazione quindi ne dovrebbe venire nelle carte geologiche del gruppo del M. Rite; nella gran zona segnata dal MOJSISOVICS come Muschelkalk superiore, riappare il Muschelkalk inferiore, forse la continuazione di quella gran zona di questo piano, rilevata da tutti gli Autori, che discende da Nord a Sud lungo gli ultimi contrafforti orientali del gruppo del M. Rite ». (Op. cit. pag. 240).

E' evidente che l'AIRAGHI dà qui al termine *Muschelkalk* il significato di Trias medio in generale secondo la ripartizione del Trias nei tre classici piani, mentre nella carta del MOJSISOVICS Muschelkalk superiore e inferiore — secondo la nomenclatura stratigrafica alpina — sono sinonimi di Anisico superiore e inferiore soltanto, e non di tutto il Trias medio.

A questo proposito quindi la carta citata è perfettamente esatta e non occorre apportarle alcuna modificazione.

⁽¹⁾ MOJSISOVICS E. v., *Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz*. Abhandlungen d. K. K. Geologischen Reichsanstalt, X Bd., 1882.

⁽²⁾ Erano dunque pienamente giustificate le idee espresse in proposito da PIA nella recensione ad una mia nota preliminare (*Notizie sulla stratigrafia della Valle Zoldana*, Trento, 1933). In tale nota non mi ero pronunciato in proposito non avendo ancora avuto la possibilità di esaminare con sufficiente accuratezza il materiale fossile raccolto.

d) STRATI DI LIVINALLONGO

La presenza degli strati di questo livello è resa per lo più facilmente riconoscibile nello Zoldano e nei territori finitimi dalla ben nota « Pietra verde ».

Si tratta di una roccia tufacea a grana finissima, dal caratteristico colore verdastro, talora rossastro o violaceo in superficie per alterazione. Si presenta di solito in grossi banchi intensamente sbriciolati in senso perpendicolare ai piani di stratificazione, ma si trova anche nettamente stratificata pur conservando lo stesso caratteristico aspetto e la stessa sfaldabilità.

Nella *Pietra verde* dello Zoldano non furono mai — per quanto mi consta — rinvenuti fossili. Però essa può costituire di per sè stessa uno dei più sicuri orizzonti geologici per la zona di cui stiamo trattando.

Gli Strati di Livinallongo non sono però rappresentati soltanto dalla *Pietra verde*: tra questa e il sottostante Anisico si trova generalmente un complesso marnoso, che per i suoi caratteri litologici, quando affiora isolato e non contiene fossili, si presta talora ad errate interpretazioni.

Si tratta di marne per lo più fittamente stratificate, dalla colorazione assai varia: predominano il grigio, l'azzurro e il giallo, con finissime intercalazioni di color nero.

In questi strati marnosi spesso abbondano i fossili. Sono frequenti specialmente lamellibranchi riferibili al genere *Daonella* (*Daonella elongata* Mojs.) ed in qualche località, per es. alle falde meridionali del Coll'Alto, ho rinvenuto anche delle piccole ammoniti.

Non mancano neanche nello Zoldano i caratteristici calcari e marne nodulari che sono così frequenti nel Ladinico inferiore di altre zone; essi però non hanno qui l'importanza che presentano in altri territori dove invece è meno sviluppata o addirittura mancante la caratteristica *Pietra verde*.

Merita infine di essere ricordato il più recente livello degli Strati di Livinallongo, che presenta caratteri un po' vari nelle diverse località. Sul M. Punta si presenta come un complesso non molto notevole di calcari nodulari biancastri tra la *Pietra verde* e i sovrastanti tufi di La Valle.

Ma in altre località esso acquista maggiore importanza, essendo rappresentato da un interessante complesso calcareo bianco talora fossilifero (Cima del Col Duro, versante settentrionale e nord-orientale dello Spiz Zuel). Pure a questo livello ritengo riferibile la parte basale dell'interessante blocco calcareo-dolomitico di scogliera affiorante sul versante nord-occidentale dello Spiz Agnelessa presso la cima.

La località dove più agevolmente si può esaminare la successione degli Strati di Livinallongo è sul versante meridionale del M. Punta poco sopra il Col di Salera, dove una strada militare abbandonata si presta molto bene allo scopo.

La serie è la seguente:

Strati di La Valle	. .	Tufi grigio-bruni
		Calcarei nodulari biancastri fittamente stratificati
Strati di Livinallongo	.	« Pietra verde »
		Marne azzurre e gialle fittamente stratificate a <i>Daonella elongata</i> Mojs.
Anisico superiore.	. .	Arenarie marnose nodulari grigie a cefalopodi (livello a <i>trinodosus</i>).

e) DOLOMIE E CALCARI DI SCOGLIERA LADINICI

La Valle Zoldana è caratterizzata dallo scarsissimo sviluppo delle formazioni di scogliera ladiniche, mentre è notevolmente rappresentata la facies marnoso-arenaceo-tufacea (Strati di la Valle) che descriverò più innanzi.

La principale scogliera ladinica zoldana è quella del M. Crot (vedi Tav. III^a, fig. 2), la quale pure ha importanza assai relativa in confronto alle imponenti scogliere dolomitiche delle zone finitime.

Altre più o meno importanti zolle calcareo-dolomitiche ladiniche affiorano attorno al gruppo della Civetta, dove passano insensibilmente alle dolomie cassiane.

Una piccola ma interessante formazione di scogliera ladinica è anche probabilmente quella già citata presso la cima dello Spiz Agnelessa.

Meritano poi di essere ricordate in particolare le piccole zolle comprese nei tufi della Roa Bianca tra la Palafavera e la Forcella d'Alleghe. E' assai vivo il contrasto tra la bianca roccia calcareo-dolomitica e i circostanti tufi nerastri. Si tratta evidentemente di formazioni sincrone e tali blocchi inclusi sono del tipo del calcare di Cipit. Non si tratta dunque di zolle tettonicamente isolate dalle masse circostanti come risulterebbe dalla carta del territorio del Pelmo di VAN HOUTEN ⁽¹⁾, e dalla carta allegata alla monografia sulle Dolomiti Orientali della OGILVIE GORDON ⁽²⁾.

f) STRATI DI LA VALLE

Giustamente MOJSISOVICS ha fatto notare l'affinità di caratteri geologici tra l'alto Zoldano e il territorio dell'Alpe di Siusi. In ambedue queste zone infatti è notevolmente sviluppata la facies marnoso-tufacea ladino-carnica, mentre sono, come vedemmo testè per quanto riguarda lo Zoldano, assai scarsamente rappresentate le formazioni di scogliera.

I depositi ladinici a facies marnoso-tufacea occupano una prima vasta zona estendentesi da Oriente ad Occidente alle falde settentrionali del Coll'Alto, del Col Duro, del M. Punta e dello Spiz Zuel - Agnelessa, ed una seconda un po' meno estesa, disposta pressochè parallelamente alla prima, che dalla Valle di Cibianna per la Forcella omonima entra nello Zoldano seguendo la valle del torrente Cervegana e si estende attraverso i dintorni di Forno di Zoldo e la Valle di Goima fin presso il Passo Duran, unendosi alla precedente per mezzo di una striscia che segue la Valle della Grava.

Il maggiore sviluppo della formazione, che presenta caratteri pressochè uniformi in tutto il territorio illustrato in questo lavoro, si ha nei pressi di Fusine nell'alto Zoldano.

La successione constatata in tale zona è la seguente:

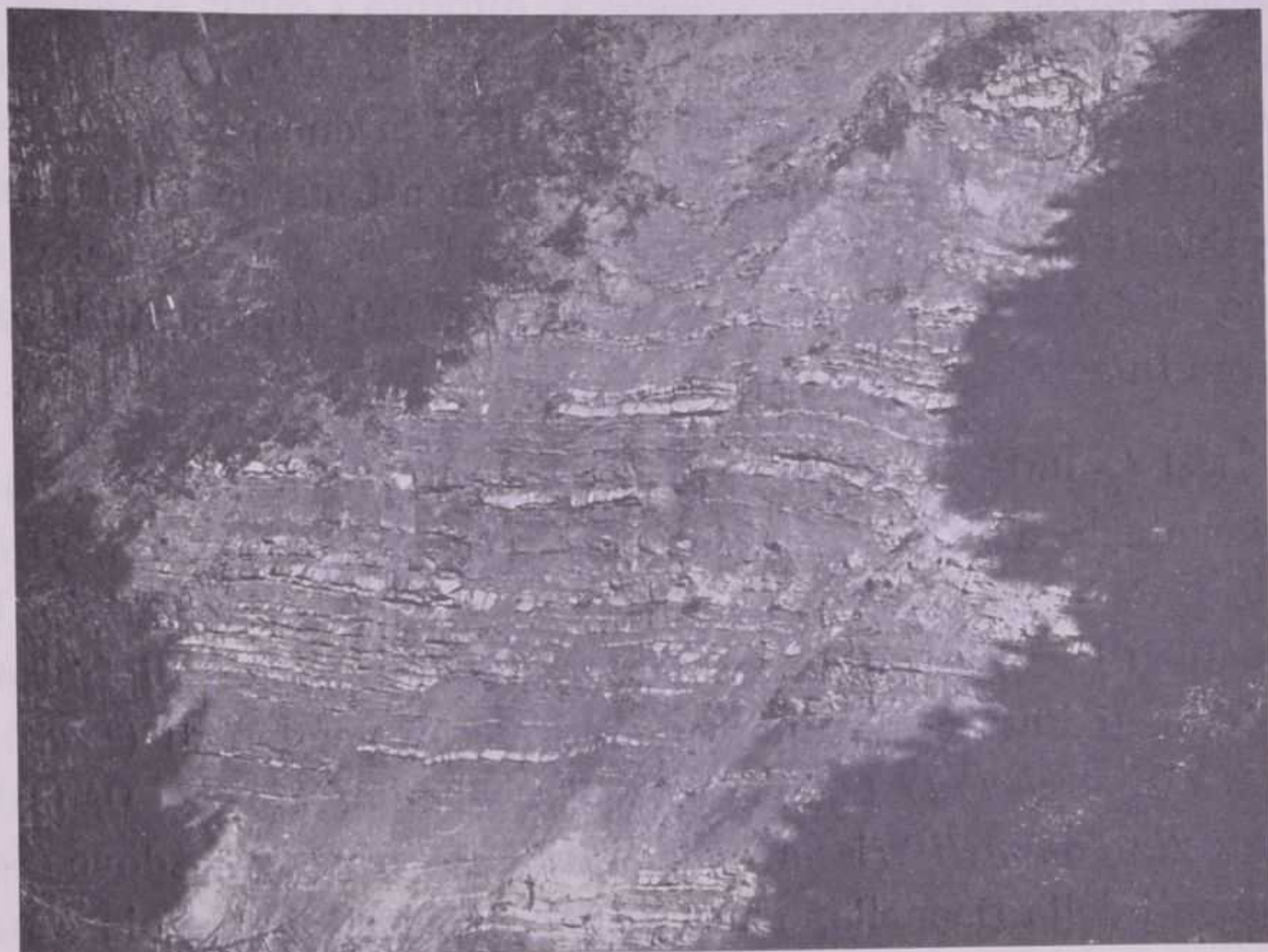
Strati di S. Cassiano.

9. Marne più o meno tufacee brune fittamente stratificate (*flysch* ladinico).

⁽¹⁾ VAN HOUTEN L., *Geologie des Pelmo - Gebietes in den Dolomiten von Cadore*. Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt, 80 Bd., 1930.

⁽²⁾ OGILVIE GORDON M., *Geologie von Cortina d'Ampezzo u. Cadore*. Jahrbuch. d. Geol. Bundesanstalt, 84 Bd., 1934.

8. Puddinghe a grossi elementi biancastri e cemento di tinta scura.
7. Marne brune fittamente stratificate.
6. Tufi neri compatti non stratificati o in grossi banchi.
5. Marne brune fittamente stratificate.
4. Marne nodulari.
3. Marne tufacee brune fittamente stratificate.



FOT. PROF. GIUSEPPE LEONARDI

Fig. 4 - Strati ladinici a facies di *flysch* nella incisione del Gavo presso Casal.

2. Arenarie tufacee brune.
 1. Arenarie tufacee grossolane irregolarmente stratificate in grossi banchi con intercalazioni (specialmente nella parte inferiore) di conglomerati e brecciole a carattere esplosivo con elementi calcarei e quarzosi, e di arenarie grigie ad elementi più minuti.
- Strati di Livinallongo.

Sostanzialmente la serie tufacea ladinica si può dividere in tre zone principali: una zona più antica calcareo-marnoso-tufacea, spesso a facies di *flysch*, dalla colorazione predominante nero-bruna alternata (vedi fig. 4), con alla base intercalazioni spesso notevoli di tufi compatti grigio-nerastri e brecciole di esplosione; una

zona media costituita da una potente intercalazione di tufi nerastri non stratificati o in grossi banchi; infine una zona superiore marnoso-tufacea a facies di *flysch*, passante spesso insensibilmente ai sovrastanti Strati di S. Cassiano.

Dai caratteri di tale successione si può agevolmente dedurre che durante il Ladinico superiore si ebbero nelle vicinanze del nostro territorio (non nei suoi limiti, non essendosi riscontrata finora traccia alcuna di rocce effusive o intrusive) due principali e distinti periodi di attività vulcanica, durante i quali si depositarono gli enormi banchi tufacei grigi e nerastri, mentre nei periodi susseguenti alle due principali eruzioni vi furono periodi di relativa calma in cui si depositarono i sedimenti marnosi fittamente stratificati (*flysch* ladinico) e i tufi precedentemente emessi venivano rielaborati e regolarmente sedimentati (tufi stratificati e marne tufacee).

Nel Ladinico superiore i fossili sono abbastanza comuni specialmente dove è rappresentata la facies calcareo-marnosa (*flysch*). Vi è però maggior ricchezza di individui che non di specie. Le principali località fossilifere sono presso Coi e a Sud di Iral nei dintorni di Fusine, dove abbondano piccoli cefalopodi (*Trachyceras* cfr. *archelaus* Laube, *Tr. Stürzenbaumi* Mojs.), Daonelle (*Daonella Lommeli* Wissm.) e felci; presso Fornesighe, dove sono frequenti delle Daonelle, e alle falde occidentali dello Spiz Agnlessa sopra il Crep di Pezze, dove vi sono resti frequenti di felci ed altri vegetali. Una interessante flora di felci accompagnata come sempre da Daonelle, ho rinvenuto anche in una curiosa zolla dislocata presso Cercenà a NW di Dont.

g) STRATI DI S. CASSIANO

Presentano notevole sviluppo specialmente nel territorio Zoldano e in quello di Zoppè.

Nella maggior parte dei casi è piuttosto difficile stabilire un limite tra le rocce tufaceo-marnose della loro parte più antica e quelle ladiniche superiori che presentano di solito la medesima facies.

In qualche caso (p. es. presso la Forcella Staulanza) si hanno è vero alla base delle intercalazioni calcareo-marnose che si potrebbe ritenere segnino il passaggio tra gli Strati di La Valle e

quelli di S. Cassiano, ma la scarsità o addirittura la mancanza di fossili nelle intercalazioni in questione non permettono di formarsi un concetto sicuro in proposito.

Comunque la parte inferiore degli Strati di S. Cassiano è costituita nel territorio che stiamo descrivendo da un complesso tufaceo-marnoso molto analogo a quello dei sottostanti Strati di La Valle. Si tratta in prevalenza di tufi grigiastri o bruni, a grana di solito minuta, ma spesso più grossolana che non in quelli ladinici. Essi sono facilmente disaggregabili e quindi assai soggetti al-



FOT. PROF. GIUSEPPE LEONARDI

Fig. 5 - Frammento di dolomia infraraibiana del Crep di Pezze (Goima) con la struttura corallina conservata.

l'azione erosiva degli agenti atmosferici. Sono più o meno stratificati, talora addirittura non stratificati. Per quanto mi consta non sono fossiliferi, e ciò contribuisce ad accrescere le difficoltà — più sopra accennate — nello stabilirne il limite con i tufi ladinici.

In questi tufi cassiani vi sono frequenti intercalazioni marnose o calcaree di spessore assai variabile, anche abbastanza notevole (p. es. tra Palafavera e Forcella Staulanza) che vanno diventando più frequenti verso l'alto, finchè i tufi terminano definitivamente.

Queste intercalazioni consistono in marne giallo-brune e calcari grigi più o meno scuri o anche biancastri, in cui talora non sono rari i fossili (brachiopodi, crinoidi, lamellibranchi, gasteropodi).

Una località fossilifera degna di nota si ha un poco a Sud del Crep di Pecol, in Zoldo Alto.

In qualche località, specialmente nella zona meridionale (falde del Gruppo di S. Sebastiano, Forcella Moschesin, ecc.) si ha passaggio diretto e non sempre distinto tra queste formazioni calcareo-marnose e quelle a facies analoga del Raibliano.

Ma in generale gli Strati di S. Cassiano superiori sono rappresentati da formazioni calcareo-dolomitiche di origine corallina, che specialmente nella parte settentrionale acquistano anche grande importanza.

Tali formazioni però nello Zoldano non costituiscono un livello continuo e con spessore uniforme, ma, come è proprio delle formazioni di origine corallina, presentano carattere di lenti e scogliere isolate. Solo nella zona del Pelmo, dove hanno il massimo sviluppo, esse si presentano come un potente banco originariamente disteso pressochè su tutta la zona e che si estende con una certa uniformità anche più a Nord nel territorio di S. Vito (M. Rocchetta) e nell'Ampezzano. Nel nostro territorio queste formazioni di scogliera raggiungono il massimo spessore in corrispondenza del M. Penna (detto anche, nello Zoldano, Croda della Cintura) dove danno origine a pareti rocciose subverticali di una certa importanza.

Più a Sud invece vi sono solo formazioni locali più o meno sviluppate e passanti lateralmente a depositi sincroni di facies diversa, marnosa e calcareo-marnosa. Tali per esempio le piccole scogliere coralline isolate dei dintorni del M. Grava e del Crep di Pezze nello Zoldano occidentale, del Col dei Gai alle falde della Cima di Pramper (vedi Tav. VII^a fig. 2), della Punta Copada (vedi Tav. II^a fig. 1), e probabilmente alcune dei dintorni di Cibiana. Abbastanza spesso in queste formazioni calcareo-dolomitiche di origine corallina sussistono tracce — talora molto ben conservate — della struttura degli organismi cui esse devono la loro formazione (vedi fig. 5).

h) RAIBLIANO

Le dolomie cassiane — o gli strati marnoso-tufacei coevi, quando la facies dolomitica non è rappresentata — sono ricoperte da una coltre abbastanza uniforme e talora assai potente di sedimenti riferibili agli Strati di Raibl. Tali depositi sono assai evidenti alla base dei colossi dolomitici, quando non sono completa-

mente mascherati dal detrito, perchè danno origine a distese di prati bellissimi, i quali rendono più attraente il contrasto tra le vertiginose pareti dolomitiche e le zone ricoperte da vegetazione che ne formano la base.

E' questo specialmente il caso del M. Pelmo, il quale si erge nel suo superbo isolamento sopra una specie di piattaforma verdeggianti, che in buona parte corrisponde ad un vasto affioramento di sedimenti calcareo-marnosi raibliani. Soprattutto in corrispondenza dei Campi di Rutorto (vedi Tav. VIII fig. 1), il Raibliano presenta una certa potenza ed è costituito da marne e calcari marnosi dalla tinta assai varia, passante dal rosso al giallastro e al grigio.

Già al Mojsisovics era noto che in questa località sono frequenti i fossili, tra i quali specialmente abbondanti la caratteristica *Myophoria Kefersteini* Münst. e alcuni piccoli gasteropodi.

Calcari grigio-bruni ricchi di fossili affiorano anche alle falde settentrionali del Gruppo di S. Sebastiano, mentre sul Passo del Duran e alle falde sud-orientali di questo gruppo montuoso presso la Forcella Moschesin abbondano marne e calcari rossastri.

Nel territorio zoldano mancano quasi completamente le intercalazioni gessose. Per quanto mi consta ne abbiamo un unico esempio di qualche importanza in località Pra de Val, dove affiorano delle marne arenacee grigie con abbondanti gessi bianchi non stratificati, di cui al tempo delle mie ricerche sul terreno si stava iniziando lo sfruttamento.

Assai maggiore sviluppo presenta la facies gessosa del Raibliano in Valle di Cibiana, dove le falde settentrionali della catena dolomitica Sforioi - Dubiea sono quasi completamente costituite da masse enormi di marne e gessi fittamente stratificati in alternanza ed intensamente pieghettati.

i) NORICO, RETICO E LIAS

Abbiamo visto che nei territori di Zoldo, Zoppè e Cibiana le dolomie ladiniche sono pressochè ignote, se si fa eccezione per il M. Crot e per la scogliera ladinocarnica sepolta alla base del Gruppo della Civetta. Anche le dolomie cassiane, pur avendo qui maggiore importanza che non le precedenti, hanno una potenza

assai scarsa e, specialmente nella parte meridionale del territorio, sono assai poco estese anche in senso orizzontale.

Invece i colossi dolomitici che rendono così attraente lo Zoldano (vedi Tav. II^a fig. 2, Tav. IV^a, VI^a, VII^a) sono interamente costituiti da dolomie noriche (Dolomia Principale) e da calcari del Lias.

La Dolomia Principale ha nello Zoldano una grande potenza, raggiungendo i 900 metri circa nel massiccio del Pelmo, e almeno 500, secondo CASTIGLIONI, nel Gruppo della Civetta.

Si tratta di una roccia dolomitica o calcarea bianca, biancastra o leggermente grigia, talora a struttura saccaroide, la quale è quasi sempre fittamente stratificata. Talvolta però i piani di stratificazione si fanno assai radi e rendono più difficile l'attribuzione stratigrafica di masse tettonicamente isolate e non fossilifere.

I fossili sono in genere piuttosto rari, specialmente nella parte meridionale del territorio (Mezzodì e Bosconero). In qualche punto però — per esempio alle falde del Pelmo e del S. Sebastiano — sono assai frequenti nello sfasciume alla base delle pareti modelli interni o impronte di molluschi, in maggioranza riferibili a poche specie del gen. *Megalodon* e alla ben nota *Worthenia solitaria* Ben.

La Dolomia Principale è quasi sempre regolarmente sovrapposta al Raibliano. Però in qualche località — come fa notare CASTIGLIONI a proposito del Gruppo della Civetta — essa riposa direttamente sulla dolomia infraraibliana. L'Autore citato ritiene opportunamente che ciò sia dovuto « ...al fatto che all'inizio della nuova fase qualche scoglio dolomitico emergeva ancora di qualche poco rispetto ai depositi raibliani ricoprenti tutta l'area intorno » ⁽¹⁾.

Il limite tra i depositi arenaceo-marnosi raibliani e la Dolomia Principale di solito è abbastanza netto, ma qualche volta, come per esempio a Sud del Col del Sech presso Forno, c'è una zona di passaggio con alternanza di arenarie rosse e di calcari bianchi (v. fig. 6).

Non è ben chiaro allo stato attuale delle nostre conoscenze se, come ritiene possibile CASTIGLIONI per quanto riguarda il Gruppo della Civetta ⁽²⁾, la parte superiore della Dolomia principale (cir-

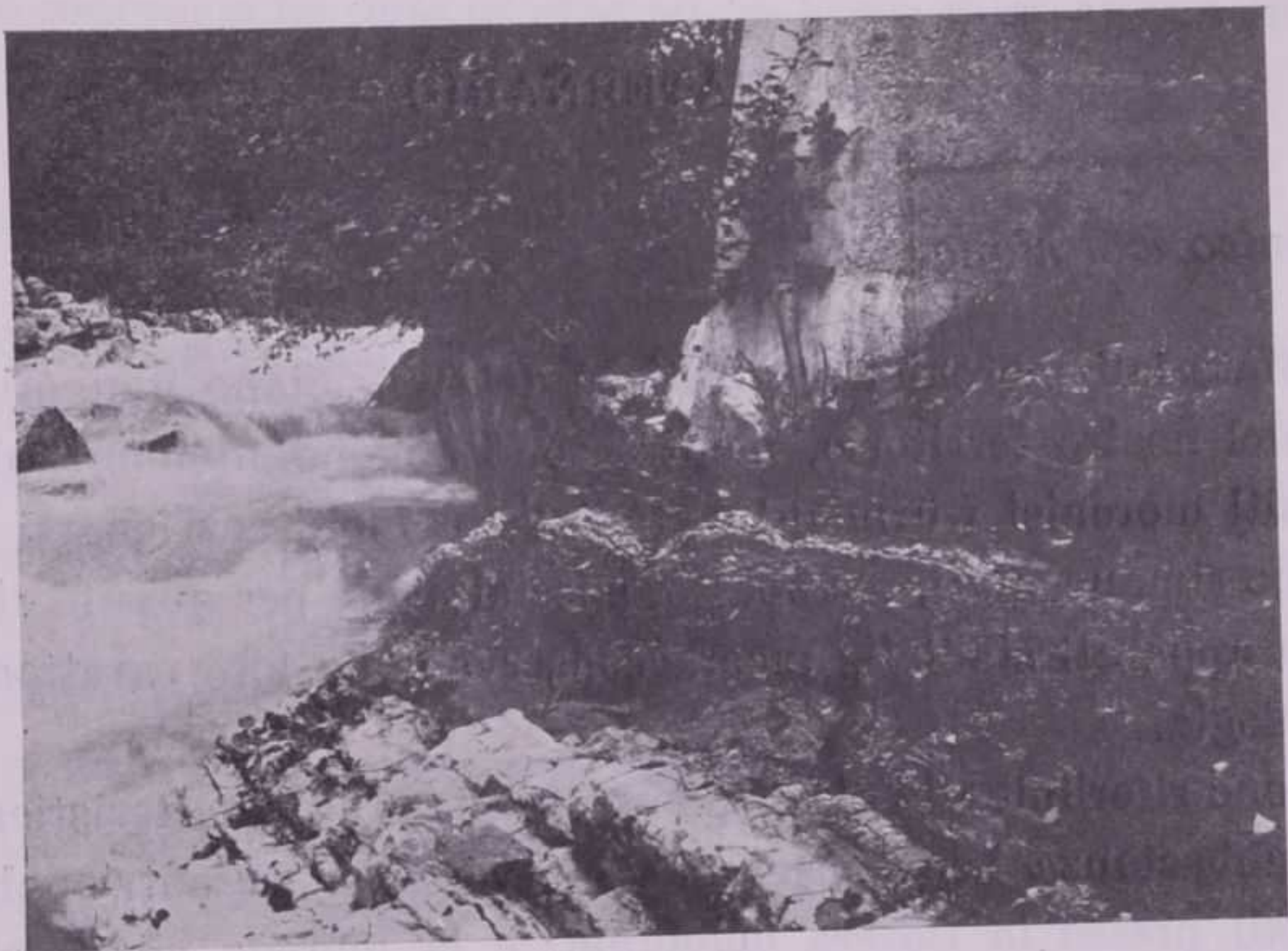
⁽¹⁾ CASTIGLIONI B., *Il Gruppo della Civetta*, pag. 29.

⁽²⁾ CASTIGLIONI B., *Op. cit.*, pag. 30.

ca 100 metri di spessore), che presenta caratteri litologici particolari, sia riferibile al Retico.

KLEBELSBERG pensa invece — ed a lui si associa VAN HOUTEN nella sua monografia sul territorio del Pelmo — che il Retico sia rappresentato in questo territorio soltanto da una esigua intercalazione conglomeratica che si presenta alla base dei calcari liassici.

E' sperabile che ulteriori ricerche di studiosi che siano provetti alpinisti oltrechè geologi, ci diano presto la soluzione del problema.



FOT. PROF. GIUSEPPE LEONARDI

Fig. 6 - Zona di transizione tra Raibliano e Dolomia Principale sul letto del Torrente Maè a Sud del Col del Sech. Sono evidenti le alternanze di arenarie e marne rossastre con strati calcarei bianchi.

Per quanto riguarda la più giovane formazione mesozoica rappresentata nelle montagne zoldane, quella del Lias, non c'è nulla di nuovo da aggiungere dopo gli esaurienti e più volte citati lavori di CASTIGLIONI e di VAN HOUTEN. Si tratta di un potente complesso di rocce calcaree compatte, per lo più grigiastre, talora biancastre, rosee o addirittura rossastre, che costituiscono la parte superiore delle costruzioni dolomitiche del Pelmo (vedi Tav. II^a fig. 2) e della Civetta. Nel primo esse presentano giacitura pressochè normale, mentre nel Gruppo della Civetta sono invece intensamente dislocate e nel complesso assai inclinate verso lo Zoldano, giungendo a livello abbastanza basso sul fianco

destro della Valle della Grava e sulla forcella omonima, dove si trovano a contatto anormale con depositi ladinocarnici.

I calcari liassici — talora fossiliferi — sono meno fittamente stratificati della Dolomia Principale, mentre i piani di stratificazione sono più nettamente marcati, mettendo maggiormente in evidenza la divisione della roccia in grossi banchi, e dando origine a frequenti cengie.

CASTIGLIONI attribuisce alla formazione liassica nel Gruppo della Civetta, dove essa, nel territorio zoldano, raggiunge la massima potenza, uno spessore di non meno di 600 metri.

1) QUATERNARIO

Morenico würmiano.

Materiali morenici più antichi del Würmiano non mi sono noti nel nostro territorio, mentre sono abbondantemente diffusi depositi morenici würmiani e stadiali, in molti casi sparsi e più o meno rimaneggiati, ma spesso, specialmente per quanto riguarda gli apparati stadiali, ancora conservanti la loro caratteristica morfologia.

Sono riferibili alla glaciazione würmiana la caratteristica morena abbastanza ben conservata sul versante settentrionale del Mezzodì presso la Casera omonima, e la morena che continua verso NE la dorsale della « Pala » alle estreme falde del Gruppo di S. Sebastiano. Ambedue sono costituite da materiali dolomiti assai grossolani; la prima è certamente una morena di sponda del ghiacciaio principale del Maè, mentre la seconda è una tipica morena di confluenza dovuta al congiungersi del ghiacciaio di Val Pramper con quello che scendeva dal Gruppo di S. Sebastiano per la Valle di Pralongo.

Assai frequente è il materiale morenico sparso, più o meno rimaneggiato, costituito sempre da materiali autoctoni, spesso tipicamente striati, ma in prevalenza non molto arrotondati.

Con tutta probabilità si tratta di residui di morene laterali o di fondo a seconda della loro posizione sui fianchi o sul fondo-valle. Tra i primi ricorderò i depositi esistenti a quote rilevanti sulla dorsale tra il Pelmo e il M. Punta, particolarmente al Passo Tamai e presso il Tabià Larese (m. 1555) a SW de « La Forzela »,

mentre tra quelli situati a bassa quota e sul fondovalle, ricorderò il morenico sparso di Costa (m. 1400) quello abbondante presso il « Fop » a Nord di Dont, e quello assai tipico visibile presso Col di Astragal.

A fasi di ritiro avanzato della glaciazione würmiana proponendo a riferire alcuni abbondanti depositi morenici delle valli secondarie. Fra di essi sono da ricordare il residuo di un piccolo apparato frontale del ghiacciaio del S. Sebastiano, conservato presso Pralongo alla quota di circa 1000 metri; i notevoli depositi morenici della Valle del Cervergana presso i fienili Veda, e quelli della Valle del Rutorto in località « La Fratta », dove l'abbondante materiale morenico ha dato origine ad un breve solco epigenetico del torrente stesso ⁽¹⁾.

Depositi terrazzati della conca di Forno di Zoldo.

Ritengo si possa collegare colla fase terminale dell'ultima glaciazione anche l'imponente complesso di depositi morenici e fluvioglaciali che ha riempito la conca di Forno verso la fine del Pleistocene ed è stato successivamente inciso dai torrenti dando origine ad un interessante sistema di terrazzi.

Tali depositi sono costituiti in prevalenza da materiali morenici, spesso rimaneggiati, ma in generale abbastanza freschi, associati a materiali alluvionali.

Si tratta per lo più di elementi rocciosi di dimensioni assai varie e più o meno elaborati, immersi caoticamente in una massa di fanghiglie o di sabbie e ghiaiette, ma talvolta ci sono anche degli accenni di stratificazione.

Dall'insieme delle osservazioni fatte ⁽²⁾ ritengo trattarsi nel complesso di depositi morenici di fondo e fluvioglaciali, talora rimaneggiati e mescolati a materiali alluvionali più recenti.

La notevole potenza dei depositi accumulati nella conca di Forno si può spiegare pensando che qui sfociavano nel ghiacciaio del Maè i ghiacciai minori che discendevano dall'alta Val Pramper, dai circhi del Gruppo di S. Sebastiano, dalla Valle del Rutorto e da quella del Cervergana. Per conseguenza, quando alla fine dell'ultima glaciazione il grande ghiacciaio zoldano ritirò

⁽¹⁾ LEONARDI P., *Notizie sui depositi morenici würmiani e postwürmiani delle Valli di Zoldo ecc.* Bollettino del Comitato Glaciologico italiano. N. 17, 1937, pag. 112, fig. 1.

⁽²⁾ LEONARDI P., *ibid.* pag. 111-118.

gradatamente la sua fronte finchè ciascuno dei sunnominati ghiacciai acquistò una individualità propria, nella conca di Forno che andava a mano a mano liberandosi dalle masse glaciali, si depositò per le oscillazioni delle fronti dei vari ghiacciai una quantità enorme di materiali morenici e fluvio-glaciali.

Tali depositi, che dovettero dapprima riempire tutto il fondo della conca alzandone notevolmente il livello, furono in seguito incisi profondamente dal Maè e dai suoi affluenti. Ne derivarono varii ordini di terrazzi che costituiscono un complesso tuttora molto ben conservato ed assai interessante.

Ad un primo livello è riferibile il terrazzo di Casal (altezza media m. 1000 sul mare e m. 200 circa sul livello attuale del Maè), parzialmente già in precedenza scavato in roccia e ricoperto da abbondante materiale morenico più o meno rimaneggiato e da materiali detritici e alluvionali recenti.

Di un secondo livello più basso è probabilmente testimonio il piccolo terrazzo alla quota di 918 metri (100 metri sul livello del Maè) su cui sorge la vecchia Pieve di Zoldo.

Ma il principale livello di terrazzi è quello sottostante, su cui son fabbricati i villaggi di Astragal, Campo e Sommariva. Con esso si raccordano sull'altro fianco della valle l'ampio terrazzo di Pratorondo e i lembi di depositi quaternarii delle falde nord-orientali del Col Baion.

Tra questo ordine di terrazzi e il sottostante v'è una notevole scarpata con dislivello di almeno 50 metri.

Ad un ultimo livello (4°) sono infine da riferire il piccolo terrazzo di S. Antonio di Forno, quello situato di fronte a questo sull'altra riva e quello di Col del Sech, che sono solo di pochi metri più alti del letto attuale.

Apparati morenici stadiali.

La maggior parte degli apparati morenici stadiali zoldani è stata abbastanza ampiamente descritta da CASTIGLIONI nella monografia della Civetta e da me in una precedente nota ⁽¹⁾, e non occorre perciò che mi dilunghi in proposito.

Mi limiterò a ricordare i più importanti, tra i quali specialmente interessanti quelli della Palafavera e della Valle di Pecol

⁽¹⁾ LEONARDI P., Op. cit. pag. 118-121.

nell'alto Zoldano, che sono probabilmente riferibili allo stadio di Bühl e sono ancora abbastanza ben conservati.

Alla base dei circhi del versante orientale del Gruppo della Civetta sono frequenti piccoli apparati frontali riferibili agli stadii di Gschnitz e Daun, già descritti da CASTIGLIONI, e altri apparati, probabilmente riferibili allo stadio di Gschnitz, sono stati da me segnalati sul versante settentrionale del Gruppo Sforioi - Croda Cuz in Valle di Cibiana.

Alluvioni.

Alluvioni relativamente recenti abbondano, oltre a quelle già citate della conca di Forno, in varie località del territorio esaminato.

Cominciando da monte, possiamo ricordare la piccola pianura alluvionale della Palafavera, dovuta al riempimento di un antico laghetto originato dall'apparato frontale omonimo, e l'abbondante materiale alluvionale della Valle del Maè tra Pecol e Fusine e della Valle di Brusadaz. Queste alluvioni, miste a materiale morenico rimaneggiato, sono state terrazzate dal Maè a valle di Mareson.

Altri depositi alluvionali vi sono anche nell'alta Valle della Grava, in Valle di Goima, specialmente sul fianco sinistro; nella conca di Dont, nella Valle di Pralongo, nella Valle del Cervergana e in quella di Cibiana.

Si tratta sempre di materiali relativamente recenti, di solito non cementati, più o meno grossolani e quasi sempre misti, a materiale morenico rimaneggiato.

Detriti di falda e scoscendimenti.

Materiali detritici e di frana sono straordinariamente abbondanti in tutto il territorio che forma l'oggetto del presente lavoro e contribuiscono notevolmente a renderne difficile lo studio tettonico. Specialmente alle basi dei colossi dolomitici si hanno frequenti conoidi detritiche e materiale sparso che costituisce una fascia più o meno estesa tutto attorno alle pareti. Sono particolarmente abbondanti materiali anche assai grossolani alle falde meridionali del M. Pelmo — che sono per grande estensione com-

pletamente mascherate da una quantità enorme di materiali di scoscendimento a grossi blocchi — alle falde sud-orientali della Moiazza, e a quelle occidentali e settentrionali del Gruppo Rocchetta - Sforioi - Croda Cuz, che sono quasi completamente rivestite da abbondantissimo materiale detritico misto a morenico stadiale.

Merita di essere ricordato a parte un deposito non molto esteso di materiale conglomeratico a elementi dolomitici assai ben cementati che costituisce la piccola croda isolata del Crep di Pecol (vedi Tav. III^a fig. 2) e che CASTIGLIONI giustamente immagina derivato dall'antico rivestimento detritico del versante orientale della Civetta, quando questo, prima che venisse scavata l'alta Valle di Pecol, si estendeva assai più ad Est che non attualmente, formando un tutt'uno con la dorsale del Crep di Pecol ⁽¹⁾.

A questo conglomerato si può paragonare, benchè presenti caratteri diversi, un piccolo deposito conglomeratico ad elementi vari calcareo-marnosi, di cui ho constatato l'esistenza a quota abbastanza elevata (m. 2030 circa) presso la Cima dell'Agnelessa.

(1) È quindi completamente errata l'attribuzione di questo blocco roccioso isolato alle formazioni di scogliera cassiane nella carta delle Dolomiti Orientali della OGILVIE GORDON.

QUADRO RIASSUNTIVO DELLA STRATIGRAFIA ZOLDANA

Calcarei grigiastri, biancastri, rosei o rossastri, regolarmente stratificati, talora fossiliferi.		LIAS
Conglomerati e calcari brecciati.		Retico?
Dolomia Principale: dolomie e calcari bianchi, biancastri o grigi, quasi sempre fittamente stratificati, talora cristallini, con frequenti impronte e modelli interni di Megalodonti, <i>Worthenia solitaria</i> Ben., ecc.		NORICO
Raibliano: Marne e calcari marnosi rossastri, giallastri o grigi a <i>Myophoria Kefersteini</i> Münst., ecc., talora con lenti e intercalazioni gessose.		CARNICO
Dolomie e calcari di scogliera ladinocarnici (Dolomia dello Sciliar) (Schlerndolomit)	Strati di S. Cassiano Dolomie e calcari di scogliera casiani, talora stratificati in grossi banchi. Coralli ed echinodermi. Marne e tufi più o meno rimaneggiati grigiastri o bruni con frequenti intercalazioni calcaree e calcareo-marnose specialmente nella parte superiore.	
	Tufi, marne tufacee e calcari più o meno marnosi grigi, bruni o nerastri, a facies di <i>flysch</i> , con Daonelle, cefalopodi e felci.	LADINICO SUPERIORE (Strati di La Valle)
	Tufi nerastri grossolani compatti.	
	Tufi, marne tufacee e calcari più o meno marnosi grigi, bruni o nerastri, a facies di <i>flysch</i> , con Daonelle, cefalopodi e felci.	
	Tufi nerastri non stratificati con brecciole di esplosione a elementi calcarei o quarzosi, o tufi bruni fittamente stratificati.	
	Calcarei nodulari biancastri fittamente stratificati.	
Pietra verde a grana di solito finiss., per lo più non stratificata, ma talora anche stratificata.		ANISICO
Marne azzurrine, grigie o giallastre, fittamente stratificate, a <i>Daonella elongata</i> Mojs.		
Marne a <i>trinodosus</i> .	Marne e calcari marnosi a <i>trinodosus</i> (Compreso il «Dontkalk»).	
Dolomia della Mendola, o calcari compatti biancastri ad essa corrispondenti.	Alternanze di calcari, marne e arenarie multicol.	
Anisico inferiore: Facies analoga a quella del Werfeniano: Marne e arenarie micacee in preval. rossastre e brunastre. Intercal. calcaree nella parte sup.. Fossili assai rari.		WERFENIANO
Arenarie e marne brune, rossastre, grigie e azzurrine, fittamente stratificate, spesso micacee, talora scistose, a <i>Claraia Clarai</i> Emm., <i>Claraia Dalpiazzi</i> Leon., « <i>Myacites</i> », ecc.		
Formazione a Bellerophon: calcari più o meno marnosi grigi o nerastri, talora giallastri in superficie per alterazione, fittamente stratificati.		PERMIANO SUPERIORE

QUADRO DI ATTIVITÀ DELLA BIBLIOTECA COMUNALE

ANNO	DESCRIZIONE DELL'ATTIVITÀ
1978	<p>1. Acquisto di 100 volumi di letteratura italiana e straniera.</p> <p>2. Donazione di 50 volumi di storia e geografia da parte della famiglia Rossi.</p> <p>3. Organizzazione di una mostra di disegni e dipinti di bambini della scuola elementare.</p> <p>4. Partecipazione a una conferenza sulla lettura organizzata dalla scuola media.</p>
1979	<p>1. Acquisto di 150 volumi di letteratura italiana e straniera.</p> <p>2. Donazione di 20 volumi di scienze da parte della famiglia Bianchi.</p> <p>3. Organizzazione di una mostra di disegni e dipinti di bambini della scuola elementare.</p> <p>4. Partecipazione a una conferenza sulla lettura organizzata dalla scuola media.</p>
1980	<p>1. Acquisto di 120 volumi di letteratura italiana e straniera.</p> <p>2. Donazione di 30 volumi di storia e geografia da parte della famiglia Verdi.</p> <p>3. Organizzazione di una mostra di disegni e dipinti di bambini della scuola elementare.</p> <p>4. Partecipazione a una conferenza sulla lettura organizzata dalla scuola media.</p>
1981	<p>1. Acquisto di 110 volumi di letteratura italiana e straniera.</p> <p>2. Donazione di 40 volumi di scienze da parte della famiglia Verdi.</p> <p>3. Organizzazione di una mostra di disegni e dipinti di bambini della scuola elementare.</p> <p>4. Partecipazione a una conferenza sulla lettura organizzata dalla scuola media.</p>
1982	<p>1. Acquisto di 130 volumi di letteratura italiana e straniera.</p> <p>2. Donazione di 20 volumi di storia e geografia da parte della famiglia Verdi.</p> <p>3. Organizzazione di una mostra di disegni e dipinti di bambini della scuola elementare.</p> <p>4. Partecipazione a una conferenza sulla lettura organizzata dalla scuola media.</p>
1983	<p>1. Acquisto di 140 volumi di letteratura italiana e straniera.</p> <p>2. Donazione di 30 volumi di scienze da parte della famiglia Verdi.</p> <p>3. Organizzazione di una mostra di disegni e dipinti di bambini della scuola elementare.</p> <p>4. Partecipazione a una conferenza sulla lettura organizzata dalla scuola media.</p>
1984	<p>1. Acquisto di 150 volumi di letteratura italiana e straniera.</p> <p>2. Donazione di 40 volumi di storia e geografia da parte della famiglia Verdi.</p> <p>3. Organizzazione di una mostra di disegni e dipinti di bambini della scuola elementare.</p> <p>4. Partecipazione a una conferenza sulla lettura organizzata dalla scuola media.</p>

PARTE II

TETTONICA

La comprensione dei fenomeni tettonici ed il loro coordinamento sono resi nello Zoldano particolarmente difficili da un complesso di circostanze sfavorevoli.

Innanzitutto l'abbondante copertura quaternaria e per conseguenza l'abbondante vegetazione non permettono molto spesso di farsi un concetto sicuro dell'andamento degli strati da esse mascherati. Ciò è tanto più noioso inquantochè — altra circostanza assai dannosa — le unità tettoniche principali sono in molti casi — mi si permetta l'espressione — veramente polverizzate, sicchè non sempre, dall'andamento degli strati nelle zone finitime si possono trarre con sufficiente certezza delle deduzioni sulla giacitura delle masse rocciose in esame. Se a ciò si aggiunge la notevole variabilità di facies di alcune formazioni, sia in senso verticale che in quello orizzontale, si comprende facilmente che solo da uno studio assai lungo e paziente potrà risultare un quadro completamente esatto, anche nei suoi particolari, della tettonica locale.

Il territorio zoldano si può dividere, dal punto di vista tettonico, in quattro zone principali ben distinte, delle quali tre disposte parallelamente in direzione WSW - ENE e l'altra in senso pressochè perpendicolare con direzione N - S. Esse sono le seguenti:

1. Zona del Pelmo.
2. Zona intermedia.
3. Zona dolomitica meridionale.
4. Zona della Civetta.

Prendiamole in esame singolarmente.

ZONA DEL PELMO

E' la più settentrionale e comprende l'alta valle zoldana a Nord di Pianaz, il massiccio dolomitico del M. Pelmo, il M. Penna e le falde meridionali di questi monti fino a Sud di Brusadaz e di Zoppè.

In essa presentano il massimo sviluppo le formazioni ladino-carniche con depositi tufacei o a facies di «*flysch*». Notevole importanza ha pure il banco di dolomia cassiana affiorante tutto attorno al M. Pelmo sotto le marne raibliane e culminante nel M. Penna. Su tutto questo complesso si erge il blocco imponente del M. Pelmo, residuo isolato della potente coltre di Dolomia Principale e dei sovrastanti calcari liassici.

Tale zona è relativamente poco disturbata. Piccole dislocazioni locali sono frequenti anche qui, e ne esamineremo qualcuna in seguito; ma non vi sono linee di disturbo di importanza veramente notevole. La giacitura degli strati è quasi normale; si ha solo una costante inclinazione verso il blocco del Pelmo, inclinazione che va progredendo man mano che ci si allontana da esso. Si ha complessivamente una conca sinclinale di cui il Pelmo rappresenta appunto il nucleo isolato.

ZONA DOLOMITICA MERIDIONALE

Comprende i gruppi dolomitici del Mezzodì e della Rocchetta (Bosconero - Rocchetta - Sforioi - Croda Cuz).

Anch'essa è relativamente poco disturbata e le importanti masse dolomitiche che la costituiscono hanno giacitura pressochè orizzontale, se si eccettua l'estrema parte settentrionale, coinvolta nei fenomeni tettonici della zona intermedia.

ZONA INTERMEDIA

E' compresa tra le due precedenti. Dal punto di vista stratigrafico è caratterizzata dal grande sviluppo presentato in superficie dai sedimenti arenaceo-marnosi eminentemente plastici del Trias medio-inferiore (specialmente Anisico), mentre da quello

tettonico si distingue dalle precedenti per essere intersecata da buon numero di linee di dislocazione di una certa importanza.

Abbiamo qui un accavallarsi di pieghe che fa pensare — mi si permetta il paragone — alle onde di un mare agitato riversantisi sopra una costa rocciosa, che in questo caso sarebbe rappresentata dalla già descritta zona dolomitica meridionale.

La zona intermedia si può dividere in due parti, corrispondenti rispettivamente l'una al caratteristico allineamento di monti boscosi e non molto elevati che dal M. Rite all'Agnelessa attraversa tutto il territorio zoldano, l'altra invece agli avvallamenti parallelamente allineati più a Sud (Valle di Cibiana, Forcella Cibiana, Valle del torrente Cervegana, Conca di Forno di Zoldo, Sella di Colcerver, Valle di Goima).

E' molto probabile che anche l'anticlinale del Passo Duran e il gruppo di S. Sebastiano appartengono a questa zona, come vedremo più avanti.

ZONA DELLA CIVETTA

Comprende il gruppo dolomitico Civetta - Moiazza - Moiazetta, che chiude verso Occidente la Valle Zoldana. E' disposta in senso pressochè perpendicolare alle tre precedenti zone e (in parte appunto conseguentemente a ciò) presenta particolari caratteristiche. Questa zona è stata da poco illustrata esaurientemente dal CASTIGLIONI ⁽¹⁾ e perciò non me ne occuperò in particolare.

Mi limiterò a ricordare che in complesso le sue masse rocciose hanno giacitura abbastanza regolare. Gli strati sono generalmente alquanto inclinati verso Oriente costituendo complessivamente un mezzo ellissoide sinclinale aperto verso lo Zoldano. Non mancano però, specialmente nella parte più elevata dell'edificio roccioso, dislocazioni di varia importanza, alcune delle quali forse si collegano a quelle della zona intermedia precedentemente descritta.

⁽¹⁾ CASTIGLIONI B., *Il Gruppo della Civetta*. Memorie Istituto Geologico R. Università di Padova, Vol. IX, 1931.

LINEE DI DISLOCAZIONE LONGITUDINALI

Le prime tre delle unità tettoniche principali sopra descritte sono distinte tra loro ed anche suddivise da numerose linee di disturbo longitudinali di varia entità, la maggior parte delle quali mantiene un andamento parallelo a quello complessivo della zona intermedia, e cioè in direzione WSW - ENE.

Prendiamo in esame singolarmente le principali tra queste procedendo da Nord a Sud.

Esse sono le seguenti:

1. Linea del M. Punta.
2. Linea di Fornesighe.
3. Linea di Cercenà.
4. Linea di Casal.
5. Linea di Goima.
6. Linea di Copada.
7. Linea del Mezzodì.
8. Linea del Moschesin.

LINEA DEL M. PUNTA

Gli strati di *Pietra verde* che costituiscono la cima del M. Punta, si possono distinguere in due parti: una settentrionale che presenta regolare inclinazione a Nord concordante con quella complessiva dei sedimenti affioranti nella zona del M. Pelmo, ed una parte meridionale assai ben visibile appena sotto la cima verso Sud, i cui strati si presentano — assieme ai calcari nodulari biancastri che li seguono — completamente raddrizzati e notevolmente contorti ⁽¹⁾.

Tale anormalità di giacitura indica con grande evidenza la presenza di una linea di disturbo di una certa entità.

Se si tien conto dei fatti sopra citati e della presenza, tra gli Strati di Livinallongo dislocati della cima e quelli in giacitura

⁽¹⁾ La *Pietra verde* è intensamente fratturata e nei litoclasti vi sono frequenti mineralizzazioni di Baritina e Galena argentifera, di cui è stato anche tentato or non è molto lo sfruttamento, con risultati pressochè negativi, essendo il minerale utile in quantità troppo scarsa.

normale che si ripresentano sul versante meridionale poco sopra il Col di Salera, di una zona abbastanza estesa (e terminante a cuneo verso Oriente) di tufi ladinici, si può interpretare questa linea di dislocazione come il fianco intermedio notevolmente stirato e forse parzialmente spezzato di una piega completa alquanto inclinata a Sud. Di tale piega, la *Pietra verde* della cima inclinata a Nord rappresenta il fianco Nord dell'anticlinale, e il deposito tufaceo del versante sud-occidentale il nucleo della sinclinale, mentre la *Pietra verde* e i calcari nodulari raddrizzati affioranti appena sotto la cima verso Sud rappresentano il fianco intermedio stirato e frantumato.

Tale interpretazione sembra confermata anche dall'esame complessivo della giacitura degli strati sul versante orientale del monte. Infatti guardando il M. Punta dal prossimo Col Duro si vede che a destra, cioè verso Nord, gli strati arenaceo-marnosi a *trinodosus* sono notevolmente inclinati in quella direzione, mentre a Sud della cima essi assumono una giacitura pressochè orizzontale. La parte immediatamente sottostante alla cima e corrispondente alla cerniera dell'anticlinale non si presta all'esame, essendo ricoperta da detrito e vegetazione. E' ben visibile però appena più a Sud il nucleo tufaceo della sinclinale successiva.

La linea di dislocazione del M. Punta molto probabilmente continua verso Occidente fino alla zona Spiz Zuel - Agnelessa, pur attenuandosi l'intensità dei disturbi tettonici da essa causati. Infatti le masse rocciose anisiche di questo monte presentano delle condizioni di giacitura che si possono spiegare in maniera soddisfacente solo immaginando la continuazione della Linea del M. Punta fino a questa zona. Però la cima dello Spiz Agnelessa non occupa la stessa posizione di quella del M. Punta rispetto all'andamento dell'asse dell'anticlinale, e conseguentemente la zona intensamente disturbata in corrispondenza della cerniera risulta almeno in parte distrutta dall'erosione, rendendo impossibile un confronto minuzioso fra le due località.

LINEA DI FORNESIGHE

E' assai evidente alla Forcella Cibiana sulle falde meridionali del M. Rite. Gli strati di *Pietra verde* che costituiscono il fianco Sud dell'anticlinale del M. Rite, sono completamente raddrizzati

e contro di essi sembrano urtare — probabilmente per qualche complicazione locale — i tufi di La Valle regolarmente stratificati e variamente inclinati a Nord.

La linea continua verso Occidente — spesso mascherata dall'abbondantissimo materiale detritico e morenico — e diventa ancora più evidente nella valle del torrente Cervegana. Qui i tufi ladinici, salvo un tratto lungo la strada poco ad Oriente di Fornesighe, dove affiora una esigua zona di *Pietra verde*, vanno a urtare addirittura contro le arenarie e i calcari anisici pure intensamente dislocati. E' particolarmente visibile il contatto anormale allo sbocco della Valle del Rutorto sotto Fornesighe nel letto del torrente. Di qui poi la linea di disturbo si sdoppia dando origine alle due susseguenti linee di Cercenà e di Casal.

Verso Oriente la Linea di Fornesighe sembra sfumare sotto l'enorme quantità di detrito che riveste le pendici Sud-orientali del M. Rite, e riesce perciò meno facile a prima vista stabilirne l'andamento.

Ma tenendo conto delle condizioni tettoniche complessive si può ritenere che la Linea di Fornesighe trovi la sua continuazione in quella linea di disturbo che separa dal versante orientale del M. Rite (costituito in prevalenza da rocce arenaceo-marnose dell'Anisico inferiore e del Werfeniano) il cocuzzolo calcareo-dolomitico isolato del Sasso dei Corvi (vedi Tav. VI^a fig. 2). Essa poi, piegando alquanto, prosegue verso Oriente, di nuovo mascherata dall'abbondante rivestimento quaternario, ed è causa di un contatto anormale tra Calcare a *Bellerophon* e rocce ladinocarniche (dolomie e tufi) allo sbocco della valle di Cibiana in quella del Boite e nei dintorni di Valle di Cadore.

In una mia nota preliminare pubblicata alcuni anni fa ⁽¹⁾ ero stato indotto ad attribuire la massa calcareo-dolomitica del Sasso dei Corvi all'Anisico superiore (Dolomia della Mendola) anzichè alle dolomie infraraibliane. Questo perchè avevo riconosciuto che le rocce in questione — assai simili litologicamente a quelle anisiche superiori del M. Rite — presentavano in Val Tarù giacitura pressochè verticale, il che mi faceva ritenere che esse andassero collegate ai calcari anisici del fianco Sud dell'anticlinale del M. Rite, di cui il Werfeniano del versante orientale di

⁽¹⁾ LEONARDI P., *Nuove osservazioni geotettoniche sulla Linea dell'Antelao*. Atti R. Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, T. XCIV, 1934.

questo monte e il Permiano superiore di Val Tarù rappresentano il nucleo sminuzzato da disturbi locali.

Contro questa mia interpretazione urta quella data posteriormente dalla OGILVIE GORDON nella sua monografia sulle Dolomiti Orientali ⁽¹⁾. Secondo la OGILVIE GORDON il Sasso dei Corvi è riferibile — come già riteneva MOJSISOVICS — alle dolomie infraraibliane e apparterebbe al fianco nord-occidentale di una anticlinale il cui nucleo sarebbe costituito dai tufi affioranti tra il Sasso dei Corvi e la Chiesa di Cibiana. La piccola massa dolomitica affiorante sotto la Chiesa, anch'essa riferibile alle dolomie infraraibliane, ne rappresenterebbe il fianco sud-orientale.

Pur avendo dovuto riconoscere in una successiva campagna di studio che la mia interpretazione era parzialmente errata perchè effettivamente due esigui affioramenti di tufi ladinocarnici, che mi erano sfuggiti, sembrano indicare che la roccia del Sasso dei Corvi è riferibile alle dolomie infraraibliane e non all'Anisico, non posso a meno di constatare che neppure l'interpretazione della OGILVIE GORDON è del tutto soddisfacente.

E' infatti indubitabile che i banchi dolomitici della massa in questione verso Val Tarù sono completamente raddrizzati, e non già solo leggermente inclinati a NW come risulta dai profili della OGILVIE GORDON ⁽²⁾, e che esternamente a tali banchi dolomitici, ed in perfetta concordanza con essi, affiora una roccia tufacea che mi sembra corrispondente a quelle affioranti appena sotto la massa calcarea sul versante di Cibiana.

In base a questi dati di fatto indiscutibili ritengo di poter concludere che nel complesso la massa dolomitica del Sasso dei Corvi presenta giacitura sinclinale, e che il fianco nord-occidentale di questa rappresenta appunto il fianco intermedio tra essa e l'anticlinale di M. Rite.

Tale fianco intermedio, notevolmente stirato e parzialmente spezzato, corrisponde alla linea di dislocazione che ritengo costituire l'estremità orientale della Linea di Fornesighe.

Nel complesso adunque la mia interpretazione definitiva tiene una posizione intermedia tra quelle delle due interpretazioni precedenti: la massa calcareo-dolomitica del Sasso dei Corvi è effettivamente riferibile alle dolomie infraraibliane, e qui ha ragione

⁽¹⁾ OGILVIE GORDON M., *Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore*. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 84 Bd, 1934.

⁽²⁾ OGILVIE GORDON M., Op. cit. Tav. XIV, fig. 33.

la OGILVIE GORDON; ma la parte nord-occidentale di tale massa rappresenta con ogni probabilità il fianco meridionale dell'anticlinale del M. Rite, ed è quindi sostanzialmente giusto dal punto di vista tettonico quanto esponevo con la mia precedente interpretazione.

Alla OGILVIE GORDON è sfuggita poi la presenza di un affioramento di *Pietra verde* degli Strati di Livinallongo a NE della frazione di Masariè lungo un sentiero che conduce in fondo alla valle. Tale affioramento, già da me segnalato nella nota sopra citata, in base alla nuova interpretazione viene a rappresentare il nucleo dell'anticlinale di Cibiana.

Quest'ultima anticlinale poi è da interpretare come un elemento tettonico puramente locale e di scarsa importanza, derivante dalla suddivisione di una grande sinclinale il cui asse corrispondeva all'incirca a quello della Valle di Cibiana.

In complesso la Linea di Fornesighe — tenendo presenti le condizioni di giacitura sulla Forcella Cibiana e nei dintorni di Fornesighe — si può ritenere originata dallo stiramento e parziale rottura del fianco intermedio di una piega sensibilmente inclinata a Sud, ed avente l'asse in direzione WSW - ENE.

La Linea di Fornesighe risulta già segnalata da MOJSISOVICS. Senonchè nella sua carta al 75.000 l'Autore segna in corrispondenza di tale linea una notevole striscia di Strati di Livinallongo, dei quali, per quanto mi risulta, esiste soltanto l'esiguo affioramento sopra nominato ad Oriente di Fornesighe, il quale poi — altra inesattezza della carta di MOJSISOVICS — non si trova come indica questa in posizione anormale tra Werfeniano e Dolomia Principale, ma è compreso regolarmente tra l'Anisico del Col Duro e i tufi ladinici del fondovalle. Il Werfeniano nei dintorni di Fornesighe esiste bensì, ma occupa un'area notevolmente meno estesa di quanto non risulti dalla carta citata.

LINEA DI CERCENÀ

Ha origine — come già dicemmo — insieme alla Linea di Casal dallo sdoppiamento della linea precedente allo sbocco della Valle del Rutorto, subito a N del villaggio di Bragarezza. Il suo percorso è reso facilmente riconoscibile da una zona più o meno potente di *Pietra verde* che percorre le falde meridionali del M.

Punta passando a N del Poggio Volpere e del Poggio Ariet (vedi Tav. V^a fig. 2 e Tav. IX^a). Tale zona di *Pietra verde* presenta forte inclinazione a N e in alcuni punti, come nell'incisione del Maè sotto Cercenà — dove è causa di un notevole restringimento del fondovalle — è addirittura completamente raddrizzata. La linea prosegue poi verso Occidente in direzione di Canazzè e dello Spiz Zuel, andando a collegarsi alla precedentemente descritta Linea del M. Punta.

E' molto probabile che sia dovuto al passaggio di questa linea di disturbo tutto quel complesso di dislocazioni minori che interessa le pendici orientali dello Spiz Zuel presso Cercenà, le quali dal punto di vista tettonico costituiscono una delle zone più difficilmente interpretabili.

Affiorano infatti nei dintorni di questo villaggio delle zolle di marne e tufi fossiliferi del Ladinico superiore, i cui rapporti colle circostanti rocce anisiche e di Livinallongo, sono assai poco chiari.

Del resto, come vedremo anche in seguito, tutta la zona circostante al paese di Dont è straordinariamente complicata, evidentemente in causa dell'incontrarsi in quel punto di alcune linee di disturbo principali e di altre minori.

La Linea di Cercenà (così chiamata dal nome del villaggio nei cui pressi si osservano i più notevoli fenomeni tettonici ad essa attinenti) fu già segnalata con sufficiente esattezza da Mojsisovics, nella cui carta troviamo segnata — per quanto sommariamente — in tutta la sua estensione la striscia di Strati di Livinallongo che ne indica il percorso.

LINEA DI CASAL

Ha comune l'origine colla linea precedente e presenta analoghi caratteri nella prima metà del suo percorso. Anche in questo caso la sua presenza è resa evidente da una striscia di Strati di Livinallongo — specialmente *Pietra verde* — che percorre alquanto a Sud della precedente le pendici del M. Punta fino a N della frazione Col di Astragal, dove scompare sotto abbondante materiale morenico e detritico (vedi Tav. V^a fig. 2). Gli Strati di Livinallongo ricompaiono poi sul fondovalle poco a Occidente della località « Sotto le Rive » sotto forma di marne nodulari sovrapposte.

poste ad un grosso banco di calcare anisico (vedi fig. 2). Di qui la linea passa sull'altro fianco della valle e risalendo le falde sud-orientali del Col Baion, segnalata dalla ricomparsa di abbondante *Pietra verde*, si dirige verso Colcerver.

L'interpretazione di questa notevole linea tettonica è resa meno facile dal fatto che essa si presenta con diversi caratteri nei vari tratti del suo percorso. Così, mentre sulla strada per Zoppè a Nord di Bragarezza il grosso banco di *Pietra verde* si presenta inclinato a Nord, nell'incisione del Gavo fra Casal e Col gli strati della *Pietra verde* sono perfettamente verticali. Poi sul fondo della valle del Maè essi sono inclinati verso Oriente, per ritornare infine ad essere decisamente inclinati a Nord sui fianchi del Col Baion fino a Colcerver.

Accresce la difficoltà il fatto che è di rado possibile stabilire se il banco di *Pietra verde* sia in posizione normale oppure si trovi rovesciato. Infatti la relativa mutabilità di facies degli strati calcareo-marnosi di Livinallongo che precedono e seguono la *Pietra verde* medesima non permette sempre di stabilirne le esatte condizioni di giacitura. Si può avere un po' di luce sulla questione tenendo presente che questa linea di disturbo è la naturale prosecuzione di quella di Fornesighe.

Anche qui infatti la serie è invertita e sono le rocce anisiche e ladiniche inferiori, più antiche, che vengono parzialmente a ricoprire i tufi e le marne di La Valle. Si può quindi pensare anche in questo caso trattarsi del fianco meridionale di una anticlinale più o meno inclinata e parzialmente addirittura rovesciata a Sud, ricoprente il nucleo tufaceo della sinclinale susseguente.

E che sia questa la giusta interpretazione si può constatare in modo soddisfacente discendendo il disagiata letto del Gavo, il torrentello che dal M. Punta scende verso Forno tagliando pressochè perpendicolarmente il percorso della linea di cui stiamo parlando. A tale scopo, dalla sella che divide il Col di Cammin dal Poggio Volpere scendiamo nella Valle Sottandre e osserviamo la serie dei terreni che si presentano successivamente.

Innanzitutto troviamo un banco di *Pietra verde* inclinato a Nord, poi dei calcari marnosi del livello a *trinodosus* con la stessa inclinazione, quindi delle arenarie e marne in prevalenza rosastre dell'Anisico inferiore, pure variamente inclinate a Nord.

Passato il ponticello della mulattiera che da Casal mena alla cima del M. Punta, si trovano ancora le stesse arenarie man

mano più inclinate a Nord, fino a raggiungere la verticale. Ri-compare poi il livello a *trinodosus* con un potente banco calcareo completamente raddrizzato, quindi la *Pietra verde* bene stratificata che passa (attraverso alternanze delle due rocce) a delle marne nodulari fittamente stratificate. Infine si osservano, a immediato contatto con gli strati marnosi precedentemente nominati, le tipiche arenarie e marne tufacee nerastre e grigie di La Valle.

Risulta dunque evidente che il banco di *Pietra verde* di cui presso Col di Astragal non si riesce a stabilire con sicurezza la posizione, non si trova in giacitura normale, ma è completamente raddrizzato presentando la sua superficie superiore rivolta a Sud. Ritengo perciò che si possa interpretare la suesposta successione di terreni pensando trattarsi di una anticlinale con la cerniera in corrispondenza del Poggio Volpere e del ponte della mulattiera sunnominata.

Di questa anticlinale il banco di *Pietra verde*, gli strati a *trinodosus* e le arenarie dell'Anisico inferiore situati a monte del ponticello, tutti più o meno inclinati a Nord, rappresentano il fianco settentrionale, mentre le arenarie a valle del ponte stesso, il banco calcareo, la *Pietra verde*, le marne nodulari e i tufi di La Valle visibili nell'incisione del Gavo, rappresentano invece il fianco meridionale.

Abbiamo adunque una anticlinale alquanto inclinata a S, e localmente (Colcerver, Bragarezza) ricoprente il nucleo della sinclinale che le succede più a Sud. La Linea di Casal corrisponde perciò al fianco meridionale raddrizzato o addirittura rovesciato di questa anticlinale.

Questa linea di dislocazione è stata parzialmente segnalata da Mojsisovics nella sua carta. E' strano però che gli sia sfuggito il notevole banco di *Pietra verde* affiorante con tanta evidenza nelle località citate. Egli infatti nella zona di cui si tratta mette direttamente a contatto rocce anisiche e tufi di La Valle. Ai quali tufi egli attribuisce anche la parte superiore del Col Baion, che è invece totalmente costituito da rocce riferibili all'Anisico e agli Strati di Livinallongo.

Il versante occidentale del Col Baion è pressochè completamente ricoperto da materiale detritico e morenico e da vegetazione, dimodochè è difficile stabilire la prosecuzione di questa importante linea di disturbo. Sembrerebbe logico però dedurre dal complesso dei dati di fatto che essa piegasse alquanto a Nord verso il

paese di Dont, dove troverebbe la sua naturale continuazione nella Linea di Goima che descrivo più sotto.

Già accennai alla straordinaria complicazione della conca di Dont dal punto di vista tettonico. In essa infatti tutti i terreni dal Werfeniano al Ladinico superiore incluso sono rappresentati da zolle tettonicamente indipendenti tra loro e affioranti in uno straordinario disordine. E' inutile cercare in questa località una direzione predominante degli strati. Banchi di *Pietra verde*, tufi ladinici pieghettati, arenarie anisiche e werfeniane sono sparsi alla rinfusa. Il tutto poi è ricoperto qua e là da abbondante materiale morenico e alluvionale che rende maggiormente difficile l'esame dei rapporti reciproci delle varie masse rocciose.

Questo grande sminuzzamento fa subito pensare come già dissi all'incontro in questa località di numerose linee di disturbo di varia entità.

Tali sarebbero le linee già nominate del M. Punta, di Cernà, di Casal e quella di Goima, che ora passiamo a descrivere.

LINEA DI GOIMA

Questa linea ripete in complesso il motivo tettonico della Linea di Casal e di quella di Fornesighe, ma risulta assai più agevolmente interpretabile che non le precedenti.

La sua presenza è facilmente riconoscibile sul versante meridionale dello Spiz Zuel - Agnelessa, in Valle di Goima, dove si può notare fin da una prima occhiata la giacitura anormale delle varie masse rocciose. Sul fondovalle e fino a una certa altezza abbiamo le rocce tufacee del Ladinico superiore variamente dislocate, mentre nella parte alta e sulla cima della montagna si scorgono gli strati calcareo - marnosi anisici più antichi.

Tra i due complessi corre a mezza costa una fascia più o meno sviluppata di Strati di Livinallongo, specialmente *Pietra verde*.

Questa importante linea tettonica, come già dissi, è la probabile continuazione della Linea di Casal. Quello che è certo è che ne presenta gli stessi caratteri: anche qui infatti abbiamo le rocce ladiniche sormontate da quelle anisiche più antiche. Si è quindi indotti a ritenere assai probabile tale continuità anche se bisogna ammettere che in corrispondenza della conca di Dont la Linea di Casal subisca una sensibile deviazione, abbastanza com-

prensibile del resto se si tien conto dell'inclinazione degli strati sul Col Baion.

La Linea di Goima ha il suo probabile inizio a Dont. Sulla strada che da questo paese sale in Valle di Goima, presso la chiesa di S. Caterina si può osservare agevolmente la giacitura anormale delle varie masse di arenarie anisiche, di *Pietra verde* e di tufi ladinici. Più sopra la linea è mascherata dal deposito di materiale morenico e detritico del terrazzo di Foppa, ma si ritrova poi la sua continuazione nel ripido e disagiata letto di uno dei ruscelli che discendono dal Crep di Dont, dove ricompaiono le marne stratificate di Livinallongo, che vengono in parte a ricoprire i tufi del Ladinico superiore.

La fascia di *Pietra verde* ricompare poi, più o meno facilmente riconoscibile, lungo il fianco sinistro della Valle di Goima. E' specialmente evidente la sua presenza sopra il fabbricato delle scuole e più ad Ovest sopra il villaggio di Chiesa.

Poco prima dello sbocco della Valle della Grava, la fascia di *Pietra verde*, più o meno assottigliata e talora addirittura parzialmente elisa, piega verso Nord passando sopra il Crep di Pezze e va a collegarsi con gli Strati di Livinallongo che costituiscono la cima dell'Agnelessa.

La zona circostante al Crep di Pezze è notevolmente complicata e non è ben chiaro il significato di quel notevole blocco di dolomia cassiana, raddrizzato in mezzo a masse rocciose ladini-
che, che costituisce il cocuzzolo in questione.

E' probabile che anche qui come nei dintorni di Dont si abbia l'interferenza di varie linee di dislocazione, aggravata dalla eteropicità delle masse rocciose interessate dai fenomeni tettonici di cui stiamo parlando. E' noto infatti che la base del Gruppo della Moiazza è almeno in parte costituita non già da materiali marnoso-arenacei analoghi a quelli che costituiscono in prevalenza il blocco montuoso dell'Agnelessa, ma da una rigida massa di dolomia ladinocarnica.

Nei riguardi della Linea di Goima e della zona da essa interessata, è interessante un confronto fra il mio rilevamento e quello di Mojsisovics.

Infatti la più gran parte dello Spiz Agnelessa nella carta del Mojsisovics è attribuita ai tufi di La Valle, mentre in realtà la parte alta di esso è costituita quasi completamente da sedimenti anisici e in piccola parte da Strati di Livinallongo.

LINEA DI COPADA

Un'altra zona che sulla carta del Mojsisovics risulta piuttosto male interpretata è quella giacente a Sud della strada tra Cornigian e la Forcella Cibiana. Secondo l'Autore tale territorio sarebbe diviso in tre parti: una zona settentrionale di tufi di La Valle, una meridionale di Dolomia Principale, e una striscia intermedia di Strati di Livinallongo, che secondo Mojsisovics sarebbe la continuazione verso Oriente di quella striscia di *Pietra verde* che ho già descritta parlando della Linea di Cercenà e di quella di Fornesighe.

Tale concezione risponde piuttosto male alla realtà. Infatti di Strati di Livinallongo nella zona indicata non ho trovato traccia alcuna e il decorso della linea di disturbo che essa starebbe ad indicare va sensibilmente spostato a Sud.

Infatti la Punta Copada ⁽¹⁾ non è già costituita da Dolomia Principale, come risulterebbe dalla carta citata e come si potrebbe forse pensare guardandola dalla Forcella Cibiana, ma di calcare riferibile agli Strati di S. Cassiano superiori.

Non si può negare che questa zona sia tra le più difficili da interpretare. A ciò concorrono varie circostanze: la difficoltà di accesso in una zona ricoperta da boschi talora fittissimi e selvaggi, attraversati da poco frequenti e mal tracciati sentieri; la relativa scarsità degli affioramenti, essendo quasi dovunque la roccia in posto mascherata da una quantità enorme di sfasciume di frana e di materiale morenico; ma soprattutto il fatto che in prossimità della linea di disturbo che stiamo per esaminare, la Dolomia Principale si presenta quasi sempre priva di fossili e talora assai irregolarmente stratificata o addirittura non stratificata, in modo da rendere assai difficile l'attribuzione di affioramenti isolati ad essa piuttosto che alle dolomie infraraibliane.

Non posso dire pertanto che neppure nel mio rilevamento geo-

⁽¹⁾ È curioso che, per quanto mi consta, i nomi *Punta Copada* e *Spiz S. Piero* sono applicati inversamente alle due montagne dagli abitanti del versante zoldano e di quello cadorino. Infatti per gli Zoldani che ho potuto interrogare in proposito, la Copada è quella montagna cui sulle carte topografiche — seguendo l'uso cadorino — è attribuito il nome di Spiz S. Piero.

Ho creduto opportuno, per evitare possibili confusioni, riferirmi in questo lavoro alle denominazioni risultanti dalla tavoletta al 25.000 dell'I. G. M. «Cibiana».

logico al 25.000 lo stato delle cose sia reso con esattezza in tutti i più minuti particolari. Posso affermare però che complessivamente le cose stanno nel modo da me indicato.

Già guardando verso Sud dalla Forcella Cibiana si può notare la evidente diversità di aspetto che presentano la tipica Dolomia Principale del M. Sforioi e la roccia rossastra non stratificata della caratteristica Punta Copada. Così a prima vista, si direbbe che quest'ultima fosse costituita di dolomia infraraibliana. Se non che, esaminando — sempre dalla Forcella Cibiana — i rapporti di giacitura fra le due masse rocciose, si sarebbe indotti a ritenere che il bancone calcareo della Punta Copada — inclinato a Nord — fosse regolarmente sovrapposto alle succitate dolomie noriche e quindi appartenesse al fianco settentrionale dell'anticlinale dello Sforioi.

Ma in realtà, esaminando la zona più da vicino e vagliando i dati di fatto, bisogna concludere che la Punta Copada è del tutto indipendente dall'anticlinale dello Sforioi, e rappresenta la fronte di una massa di scorrimento ricoprente la Dolomia Principale suddetta. Infatti la roccia della Punta Copada è un calcare rossastro a coralli ed echinodermi indubbiamente riferibile agli Strati di S. Cassiano o in generale alle formazioni calcareo-dolomitiche infraraibliane, e la sua sovrapposizione alla Dolomia Principale è assai agevolmente constatabile a chi salga la comoda mulattiera che dalla Forcella Cibiana sale alla Forcella Copada.

Invece l'esatto riconoscimento della prosecuzione verso Occidente di questa linea di disturbo, che chiameremo *Linea di Copada*, è reso piuttosto difficile dalle circostanze più sopra nominate, cosicchè riesce un po' arduo segnare particolareggiatamente e con esattezza il suo decorso sul versante settentrionale dello Spiz S. Piero.

Ma esso si può riconoscere sicuramente più ad Ovest nella Valle del torrente Cervegana per il contatto anormale fra i tufi ladinici variamente dislocati del fondovalle e la massa dolomitica del M. Castellin inclinata anch'essa a Nord nella zona di contatto come alla Forcella Copada.

Infine allo sbocco della Valle del Cervegana sotto Fornesighe la linea si perde nuovamente, mascherata dal rivestimento quaternario. E' molto probabile però che essa subisca una sensibile deviazione verso Sud in modo da raccordarsi con le linee di di-

sturbo più meridionali che ora prenderemo in esame e che ne costituiscono praticamente la continuazione verso Occidente.

Quello che è certo è che alle falde occidentali del M. Castellin le varie formazioni non si sovrappongono regolarmente come risulterebbe dalla carta del Mojsisovics. Infatti gli strati tufacei ladinocarnici della zona in questione, straordinariamente dislocati e contorti, si trovano certamente anche qui in rapporti anormali colla massa dolomitica del Castellin, e degli strati raibliani che nella carta del Mojsisovics figurano regolarmente intercalati tra i due complessi, affiora un'unica zolla isolata sopra Pra de Val. E' probabile si abbia anche qui una di quelle zone di interferenza dovute all'incontro di varie linee di disturbo.

LINEA DEL MEZZODÌ

A chi, oltrepassata di poco la diruta cappella di S. Giovanni, stia per entrare nella conca di Forno di Zoldo, si presenta evidente un interessante fenomeno. Sulla ripida parete rocciosa del fianco sinistro della valle, sulla quale fino allora i grossi banchi di Dolomia Principale mostravano in compenso una giacitura pressochè orizzontale, si nota un improvviso turbamento delle condizioni tettoniche. Infatti i banchi sunnominati si sollevano bruscamente all'insù arrivando perfino a rovesciarsi alquanto verso Sud.

Anche più oltre, verso il ponte col quale si passa sul fianco sinistro, si può constatare agevolmente il completo raddrizzamento delle masse dolomitiche.

Abbiamo dunque lo spaccato naturale di una linea di dislocazione, che in questo punto presenta i caratteri di una piega leggermente rovesciata.

Continuando la strada verso Forno si possono ancora notare sulla sponda destra del Maè degli interessanti fenomeni tettonici. Dapprincipio, di fronte al Col del Sech si presentano degli strati marnoso-arenacei raibliani (passanti con interessanti alternanze alla Dolomia Principale) che affiorano sul letto e sulla sponda del torrente (vedi fig. 6), e che sono completamente raddrizzati o addirittura rovesciati assieme ai banchi dolomitici delle falde settentrionali del Gruppo del Mezzodì coi quali sono in perfetta concordanza.

Più a monte, di fronte alla grande casa detta « I quaranta » risulta particolarmente evidente il contatto anormale tra i tufi ladinocarnici intensamente dislocati affioranti lungo il letto del Maè, e la Dolomia Principale anche qui raddrizzata e intensamente fratturata (in alcuni punti addirittura milonitizzata).

Oltrepassato il paese di Forno di Zoldo e la suggestiva chiesetta di S. Antonio e giunti alla località nota col nome di « Sotto le rive » è interessante rivolgersi indietro a osservare il Gruppo del Mezzodì le cui boschive pendici sono coronate da un fantastico complesso di guglie dolomitiche.

Fin da una prima occhiata si può notare la presenza ad una certa altezza sul versante settentrionale di un ben distinto ripiano.

Se noi saliamo su di questo per uno degli erti sentieri che conducono alla Casera del Mezzodì, dalla quale si gode un magnifico panorama dei dintorni, possiamo constatare che la sua origine è dovuta oltrechè ad una interessante morena di sponda würmiana descritta più sopra (Stratigrafia, pag. 30), anche all'affioramento in corrispondenza di esso di un inatteso complesso tufaceo-conglomeratico, molto probabilmente riferibile agli Strati di S. Cassiano, o almeno al Carnico in generale.

E' indubbiamente l'intercalazione di questa zona di materiali facilmente erodibili alle due masse dolomitiche da cui è delimitata a N e a S, che ha dato origine al ripiano in questione. Ma quali sono i rapporti tettonici tra il complesso tufaceo di cui abbiamo constatato l'esistenza e le già citate masse dolomitiche? Esclusa la possibilità di una intercalazione di indole stratigrafica, in base alla nostra conoscenza della stratigrafia locale, ed esaminate le condizioni di giacitura delle varie masse rocciose poste a contatto, dobbiamo concludere che la presenza dei tufi della Casera Mezzodì è certamente dovuta a qualche importante dislocazione.

Risalendo da Forno la Valle del torrente Pramper, prima di giungere alla Casera detta « il Castellazzo » si può notare sul fianco destro della valle, al di sotto del piano della Casera del Mezzodì, un fenomeno analogo a quello già segnalato precedentemente nella gola del Maè.

Se noi infatti osserviamo attentamente la parete alla base del Gruppo del Mezzodì, possiamo constatare che mentre a destra, e cioè verso Sud, i banchi di dolomia norica sono pressochè in giacitura normale, dinanzi a noi, specialmente in corrispondenza di

un'incisione in cui si arrampica il sentiero per la Casera sovrastante, i banchi stessi si presentano raddrizzati bruscamente ed assottigliati. Più a sinistra poi a questi strati che vanno gradatamente perdendo di inclinazione, è sovrapposta un'altra massa dolomitica in cui i banchi hanno nuovamente (nella parte visibile da questo punto) giacitura pressochè orizzontale.

Anche qui adunque abbiamo indizi sicuri di una linea di disturbo.

Se ora noi colleghiamo i fatti fin qui descritti in questo capitolo, siamo indotti a ritenere che essi siano tutti da riferire ad un'unica importante linea di dislocazione che ci sembra rappresentare la naturale prosecuzione o almeno una vicariante della già descritta Linea di Copada.

Non è però molto semplice la sua interpretazione e sono costretto a confessare che non sono riuscito a rendermi ragione completamente del significato di alcuni fenomeni e perciò a raggiungere una interpretazione sufficientemente sicura.

Gravi difficoltà al compito che mi sono proposto provengono anche dai caratteri stratigrafici delle masse rocciose interessate dai fenomeni tettonici di cui ci stiamo occupando. La Dolomia Principale che costituisce le pendici settentrionali del Gruppo del Mezzodì è almeno in parte abbastanza diversa da quella delle zone circostanti: essa infatti è assai indistintamente stratificata, e — almeno per quanto può dire lo scrivente — non è mai fossilifera. Non si ha quindi un criterio assolutamente sicuro per stabilire che si tratti senz'altro di Dolomia Principale e si può capire perciò che all'inizio dello studio si possa rimanere un po' perplessi sulla sua attribuzione alla dolomia suddetta piuttosto che alle dolomie cassiane.

Anche i tufi ladinocarnici ed il Raibliano presentano qui caratteri particolari, mentre d'altra parte sembra mancare quella regolare coltre di dolomie e calcari del livello superiore di S. Cassiano che nelle altre zone facilita assai il riferimento stratigrafico. Infatti in Val Pramper e alle falde meridionali della Cima di Pramper sembra si abbiano soltanto scarse zolle isolate di calcari corallini e marne riferibili a questo livello (Col dei Gai). A ciò bisogna aggiungere infine le difficoltà provenienti dalla gran quantità di detrito e di vegetazione.

La presenza dei tufi sopra citati alla Casera Mezzodì era già stata constatata dal Mojsisovics ed anche l'esistenza di una linea

di disturbo era stata da lui intravista a quanto si può giudicare dalla sua carta. Ma l'interpretazione da lui data male corrisponde ai fatti, poichè i tufi affioranti presso la Casera, non vanno affatto ad unirsi in superficie a quelli del fondo della Val Pramper come risulterebbe dalla carta sopra citata. Secondo questa la dislocazione del Mezzodì si dovrebbe interpretare come una faglia inversa o addirittura uno scorrimento in virtù del quale la massa dolomitica più meridionale ed il Carnico affiorante alla sua base sarebbero sovrascorsi sulla minore zolla dolomitica situata a Nord della Casera.

Per parte mia — dopo un lungo e minuzioso studio della zona in questione — sono convinto che anche la dislocazione di cui ci stiamo occupando possa rientrare bene nel quadro generale della tettonica zoldana, in cui tutte o quasi le dislocazioni mostrano evidente la loro origine dallo stiramento o della rottura di pieghe inclinate a Sud.

Ritengo infatti che la zolla tufacea affiorante alla Casera Mezzodì rappresenti un brandello del nucleo tufaceo di una anticlinale inclinata a Sud e schiacciata contro la massa indisturbata o quasi del Gruppo del Mezzodì.

La minore massa dolomitica a Nord della Casera, alla cui base in località « le Censure » affiorano strati calcareo-marnosi probabilmente carnici, rappresenterebbe il residuo della gamba settentrionale isolato dall'erosione. Invece la gamba meridionale raddrizzata sarebbe rappresentata dalle dolomie dislocate (e dal Raibliano affiorante alla loro base) già segnalate a Sud della confluenza del Mareson con il torrente Maè.

Questa è l'interpretazione di massima, che sono convinto risponda alla realtà dei fatti, nel senso che originariamente si dovette avere realmente una regolare anticlinale inclinata a Sud nella zona in questione.

Occorre tener presente però che col procedere del fenomeno tettonico le cose si devono essere notevolmente complicate in seguito a uno schiacciamento pronunciato che causò molto probabilmente parziali faglie e scorrimenti e quindi soluzioni di continuità.

Il nucleo tufaceo dell'anticlinale, come abbiamo già accennato, deve essere stato ridotto a brandelli isolati qua e là affioranti (ad es. quello presso la Casera Mezzodì), mentre in alcuni altri punti le masse dolomitiche delle due gambe settentrionale e meri-

dionale sono venute a diretto contatto, senza più traccia evidente del nucleo stesso (ad es. sul già descritto fianco destro di Val Pramper).

In seguito a questa notevole complicazione, è un po' difficile stabilire minuziosamente sul terreno l'esatto decorso della linea di disturbo e il riferimento esatto di masse rocciose dislocate e di incerto significato.

Così pure è un po' difficile raccordare la Linea del Mezzodì con quella di Copada (di cui pure rappresenta con molta probabilità, come già dissi, la prosecuzione orientale o almeno una vicariante) in causa anche della grande quantità di detrito che ricopre le falde occidentali del M. Castellin. Non mi sembra però da escludere che la zona raibliana con gessi affiorante a N di Pra de Val possa essere collegata tettonicamente ai tufi della Casera Mezzodì ed appartenere anch'essa al nucleo di una anticlinale di cui sembra potersi trovare qualche indizio anche nell'andamento degli strati dolomitici del M. Castellin. Assai meno chiaro è invece il significato del curioso affioramento di una massa calcareo-dolomitica cassiana a coralli alle falde meridionali del M. Castellin in località « Fagarè », che non si presta ad una interpretazione del tutto soddisfacente, se non si voglia ammettere che essa rappresenti un affioramento del nucleo dell'anticlinale dello Sforioi. In questo caso però non sembrano normali i suoi rapporti con la Dolomia Principale affiorante più a Sud nei dintorni del ponte Pontesei.

Più facile è il collegamento della zona della Casera Mezzodì con quella di Val Pramper. Ritengo infatti sicuro che la massa dolomitica situata a Nord della Casera Mezzodì, si colleghi con la propaggine settentrionale del gruppo dolomitico di S. Sebastiano (Croda Rotta) e che i tufi affioranti presso la Casera corrispondano (pur non collegandosi ad essi in superficie come credeva Mojsisovics e neppure forse in profondità) a quelli di Val Pramper.

Ad ammettere ciò si è indotti, oltrechè dal fatto che i tufi delle due località corrispondono molto bene litologicamente, anche dall'esame della giacitura delle masse rocciose sui due fianchi della Val Pramper. Si può notare infatti che mentre sul fianco destro della valle la Dolomia Principale scende giù fin quasi al livello del torrente, sul fianco sinistro essa poggia su una base abbastanza elevata, ricoperta da detriti, ma quasi certamente

costituita da strati tufacei e marnosi carnici. Ciò risulta particolarmente evidente risalendo la valle specialmente presso il Pian dei Palui sul fianco sinistro, dove i tufi affiorano a notevole altezza rispetto alla Dolomia Principale del fianco destro.

Si è quindi indotti a concludere che anche lungo la Val Pramper si sia verificato un fenomeno tettonico analogo a quello della Casera Mezzodì: che cioè lungo l'asse di questa valle corra una linea di disturbo (alquanto obliqua rispetto alla direzione delle principali linee tettoniche della zona) in causa della quale la massa dolomitica del Gruppo del Mezzodì si trova a livello inferiore rispetto a quella costituente la propaggine nord-orientale del Gruppo di S. Sebastiano ed al complesso marnoso-tufaceo carnico che ne costituisce la base.

Questa linea di disturbo, che ritengo si possa interpretare come una piega faglia normale con piano di faglia alquanto inclinato da Est verso Ovest, è a parer mio la naturale continuazione della linea esistente sulle pendici settentrionali del Mezzodì. L'apparente diversità di caratteri con cui il fenomeno si presenta nelle due zone è dovuta unicamente al fatto che in Val Pramper l'erosione che ha dato origine alla valle medesima ha distrutto la parte superiore del nucleo dell'anticlinale originaria, togliendo per conseguenza il contatto tra le masse dolomitiche dei due fianchi.

La linea di dislocazione che abbiamo ora esaminato, e che dal nome della località dove essa specialmente si manifesta ho creduto opportuno denominare LINEA DEL MEZZODÌ, ha notevole importanza inquantochè costituisce la linea di raccordo tra le due più importanti linee tettoniche della regione dolomitica: la Linea del Piave (che come vedremo nel tratto zoldano corrisponde alla sopra descritta linea di Copada) e la linea principale della Valsugana passante più a Sud ai confini del territorio zoldano.

LINEA DEL MOSCHESIN

Sono assai istruttive alcune escursioni sullo spartiacque tra lo Zoldano e la Valle del Cordevole in prossimità della Forcella Moschesin.

Salendo per la Valle Balanzola alla Forcella Moschesin (vedi Tav. VII^a fig. 1) risulta particolarmente evidente l'anormale so-

vrapposizione del complesso marnoso carnico — in buona parte mascherato da detrito — che costituisce la base della Cima Moschesin, alla Dolomia Principale della Cima del Piacedel, i cui banchi sono notevolmente inclinati a Nord-Ovest.

Analogo fenomeno si verifica all'altro lato della testata della valle, alle falde sud-occidentali della cima di Pramper. Salendo infatti per la mulattiera che conduce dalla Casera Pramper al Prà della Vedova si può seguire per lungo tratto il contatto anormale tra le dolomie noriche e le sovrastanti marne tufacee ladino-carniche del Col dei Gai, la cui sommità è costituita da un interessante banco calcareo corallino cassiano (vedi Tav. VII^a fig. 2).

I fenomeni tettonici qui sommariamente descritti, ci indicano l'esistenza di una importante linea di disturbo, per la quale proporrei il nome di « LINEA DEL MOSCHESIN ». Tale linea era già nota al Mojsisovics, il quale però nel suo « Dolomitriffe » la descrive come la terminazione orientale della Linea della Valsugana propriamente detta.

Io non credo di potermi associare completamente a questa interpretazione, poichè, pur ammettendo senz'altro che la Linea del Moschesin appartenga al fascio di linee di dislocazione che costituiscono la Linea della Valsugana, penso che essa non rappresenti la linea principale, ma soltanto una linea secondaria parallela a quella, che passa più a Sud presso la cima del M. Talvena.

LINEE DI DISLOCAZIONE TRASVERSALI

Alle numerose linee di disturbo longitudinali più sopra descritte, bisogna aggiungerne alcune altre che presentano andamento pressochè perpendicolare a quello delle precedenti. In generale sono dislocazioni di assai minore entità che non le precedenti; alcune però hanno importanza notevole e meritano di essere descritte. Ricorderò principalmente le due seguenti:

1. Grande dislocazione orientale della Civetta.
2. Linea di Vall'Inferna.

GRANDE DISLOCAZIONE ORIENTALE DELLA CIVETTA

Questa importantissima linea di disturbo, già da tempo segnalata con questo nome dal CASTIGLIONI ⁽¹⁾ è stata particolareggiatamente descritta da lui nella sua Monografia sul Gruppo della Civetta. Credo opportuno però dire egualmente qualche cosa sull'argomento per dare un'idea quanto più è possibile completa della tettonica zoldana.

A chi, avendo risalito la Valle di Goima, prosegue verso la Casera della Grava, si presentano d'un subito evidenti le anormali condizioni di giacitura delle masse rocciose. Infatti mentre sul fianco destro della Valle della Grava giungono con le loro ultime propaggini fino al fondovalle la Dolomia Principale e i calcari liassici (inclinati ad E), sul fianco destro si possono invece notare allo stesso livello i tufi ladinici, e al di sopra di questi addirittura la *Pietra verde* degli Strati di Livinallongo e le rocce calcareo-marnose anisiche delle cime dell'Agnelessa.

Risulta evidente d'un subito la necessità di ammettere il decorso di una importante linea di dislocazione in corrispondenza dell'asse della valle per spiegare l'enorme discordanza fra i due fianchi di essa.

E questa è appunto la *grande dislocazione orientale della Civetta*, la quale, partendo dalle falde orientali del M. Coldai, segue la base del massiccio della Civetta fino alle pendici della Moiazza, poi, deviando alquanto verso Est e quindi riprendendo la primitiva direzione, segue la Valle della Grava, perdendosi allo sbocco di questa nella Valle di Goima.

Disgraziatamente, come già fece notare il CASTIGLIONI, le alluvioni del fondovalle e l'abbondante detrito che ricopre la base dei dirupi del M. Civetta e della Moiazza impediscono di riconoscere l'esatto percorso e la natura della dislocazione su quasi tutta la sua lunghezza che è di circa sei chilometri.

Un po' di luce sull'argomento ci può venire dall'esame del versante orientale della Moiazza e della Civetta nella zona

⁽¹⁾ CASTIGLIONI B., *Osservazioni geologiche sul Gruppo della Civetta*. Atti dell'Accademia Scientifica Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XXI, 1930.

CASTIGLIONI B., *Il Gruppo della Civetta (Alpi dolomitiche)*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, Vol. IX, 1931.

tra la Forcella della Moiazza e la Casera della Grava. Abbiamo qui infatti, come risulta dai profili di CASTIGLIONI, delle masse dolomitiche cassiane sovrapposte ai calcari liassici inclinati verso Oriente.

Il piano di frattura della dislocazione orientale della Civetta si presenta in questo punto notevolmente inclinato e abbiamo quindi un vero scorrimento derivato probabilmente da una piega-faglia; abbiamo cioè una dislocazione che rientra abbastanza bene nel tipo delle dislocazioni zoldane, delle quali alcune, in seguito a rottura di pieghe rovesciate, si sono risolte appunto in pieghe-faglie e scorrimenti.

Il fatto che la Linea della Civetta presenti una direzione così diversa da quella delle altre linee tettoniche della zona si può spiegare abbastanza bene, a parer mio, tenendo presente il diverso grado di plasticità delle masse rocciose interessate dalla dislocazione medesima.

Infatti la massa norico-liassica della Moiazza e della Civetta poggia almeno parzialmente sopra una massiccia scogliera dolomitica ladinocarnica, mentre nella confinante zona dello Spiz Agnelessa tale dolomia è sostituita da rocce piroclastiche e da arenarie e marne, cioè da un complesso notevolmente plastico.

Si può quindi capire che sotto l'azione delle spinte orogenetiche le masse rocciose si sieno comportate variamente a seconda del loro substrato.

La scomparsa di tutta la coltre sedimentaria già sovrastante, alle rocce anisico-ladiniche dello Spiz Agnelessa per opera dell'erosione e lo scavo proprio in corrispondenza della linea di dislocazione di un abbastanza profondo solco vallivo, impediscono di dare una più esauriente dimostrazione di queste conclusioni. Esse però si presentano spontanee a chi esamini attentamente le condizioni tettoniche della zona, e mi sembrano sufficientemente fondate, per quanto è dato vedere.

Anche in questo caso dunque, come ha già fatto notare il CASTIGLIONI, la interpretazione tettonica di MOJSISOVICS — accettata anche dal TARAMELLI — è completamente errata, e alle falde orientali del Gruppo della Civetta si è ben lungi dall'avere la regolare sovrapposizione delle masse calcareo-dolomitiche norico-liassiche alle rocce arenaceo-marnose ladinocarniche, come risulterebbe dall'esame delle carte di MOJSISOVICS e di TARAMELLI.

LINEA DI VALL' INFERNA

Posso invece confermare, almeno nelle sue linee generali, l'interpretazione di Moisisovics per quanto riguarda la zona di Vall'Inferna fra il Col Duro e il Coll'Alto nello Zoldano orientale.

Infatti si possono constatare notevoli discordanze fra i due fianchi della valle: le masse di marne e calcari anisici che si alternano sul fianco sinistro con gli Strati di Livinallongo in conseguenza di disturbi locali, non trovano la loro regolare corrispondenza sull'altro fianco, che presenta condizioni tettoniche alquanto più semplici. In conseguenza anche se, pure in questo caso, il materiale detritico e morenico non permette sempre di riconoscerne l'esatto decorso, si può ritenere sicura l'esistenza di una abbastanza importante linea di frattura trasversale, diretta all'incirca secondo l'asse della Valle Inferna.

DISLOCAZIONI MINORI

Abbiamo dato finora la descrizione delle più importanti linee di dislocazione della regione zoldana. Resta però da dire qualche cosa di alcuni altri disturbi, che, pur avendo minore importanza dei precedenti, si devono ricordare se si vuole formarsi un'idea un po' meno sommaria della tettonica locale.

DINTORNI DELLA FORCELLA CIBIANA

Nei dintorni della Forcella Cibiana, oltre alla già descritta Linea di Fornesighe, abbondano disturbi locali più o meno notevoli. Anche senza ricordare particolareggiatamente lo spezzettamento delle masse tufacee ladinocarniche alle falde del M. Rite e del Coll'Alto e sul piano della Forcella, occorre ricordare il sistema di fratture che divide la massa del Coll'Alto in varie zolle digradanti verso valle. Salendo la mulattiera che dalla Forcella Cibiana porta al Pian della Pera fra Coll'Alto e Col Duro, colpisce subito il ripetersi parziale o completo e a varie riprese della serie del Trias medio, in seguito appunto a disturbi locali di una

certa entità. Questo fatto del resto era già stato segnalato da Mojsisovics, il quale però nella sua carta ne dà una rappresentazione piuttosto approssimativa.

Un'altra zona alquanto disturbata si ha vicino alla precedente nei dintorni delle Casere di Copada alta e Copada bassa alle falde della Punta Copada, dove affiorano depositi carnici calcareo-marnosi con qualche zona gessosa.

Non sono infatti del tutto ben comprensibili i rapporti intercorrenti fra la già descritta massa calcarea rossastra cassiana della Punta Copada e quelle minori di Dolomia Principale giacenti alle falde settentrionali della precedente, a Sud delle quali, in corrispondenza del sentiero che dalla Casera Copada alta conduce a quella bassa, affiorano delle marne con intercalazioni gessose evidentemente raibliane.

Soprattutto non si comprendono bene i rapporti reciproci di giacitura delle piccole masse di Dolomia Principale sopracitate, tra loro e col Raibliano che le circonda.

A ciò si aggiunga che dalla presenza di tipici ed estesi specchi di faglia sulle rocce delle estreme falde settentrionali della Punta Copada e dall'intensa fratturazione delle zolle di Dolomia Principale, si può dedurre certamente la presenza di una linea di dislocazione passante tra le due masse calcareo-dolomitiche cassiana e norica.

Nel complesso la Dolomia Principale attorno alla quale affiorano strati raibliani, si può interpretare come il residuo del nucleo della sinclinale della Forcella Cibiana.

Resta però da spiegare l'apparente assenza dei banchi calcarei cassiani corrispondenti a quelli di Punta Copada a Nord del nucleo dolomitico norico, dove, per quanto si vede, del piano di S. Cassiano è rappresentata soltanto la facies marnoso-tufacea.

Ciò si può spiegare o ammettendo un cambiamento di facies, supponendo cioè che le formazioni calcaree cassiane di Punta Copada siano riferibili ad una massa lenticolare terminante verso Nord prima di arrivare in superficie, oppure pensando che il banco calcareo sia mascherato dall'abbondante copertura detritica e morenica della zona pianeggiante a Sud della Forcella Cibiana, che per grande estensione non permette di rendersi conto direttamente della natura del sottosuolo.

E' opportuno tener presente che per questa ed altre ragioni

nel profilo II° della tav. X^a si è dovuto necessariamente dare dei fenomeni tettonici interessanti questo territorio, una rappresentazione alquanto schematica.

COL DURO

Passando più ad Occidente sono da ricordare le numerose dislocazioni da cui è caratterizzata la parte meridionale ed orientale del Col Duro. Gli strati calcarei dell'Anisico superiore che nella parte più elevata del monte presentano giacitura pressochè regolare con leggera inclinazione a Nord, sul versante meridionale acquistano bruscamente una forte inclinazione a Sud dando origine alle rocciose pareti che caratterizzano il versante sud-orientale del monte. E' probabile che questa dislocazione, o meglio il complesso di dislocazioni locali che interessano questa parte del monte, sia da collegare con la Linea di Fornesighe, che in questa zona verrebbe a scindersi in varie linee di disturbo locali sub-parallele, dovute forse alla resistenza opposta dalle rigidità delle masse calcaree anisiche all'intenso ripiegamento secondario del fianco intermedio tra l'anticlinale del M. Rite e la sinclinale del Cervegana.

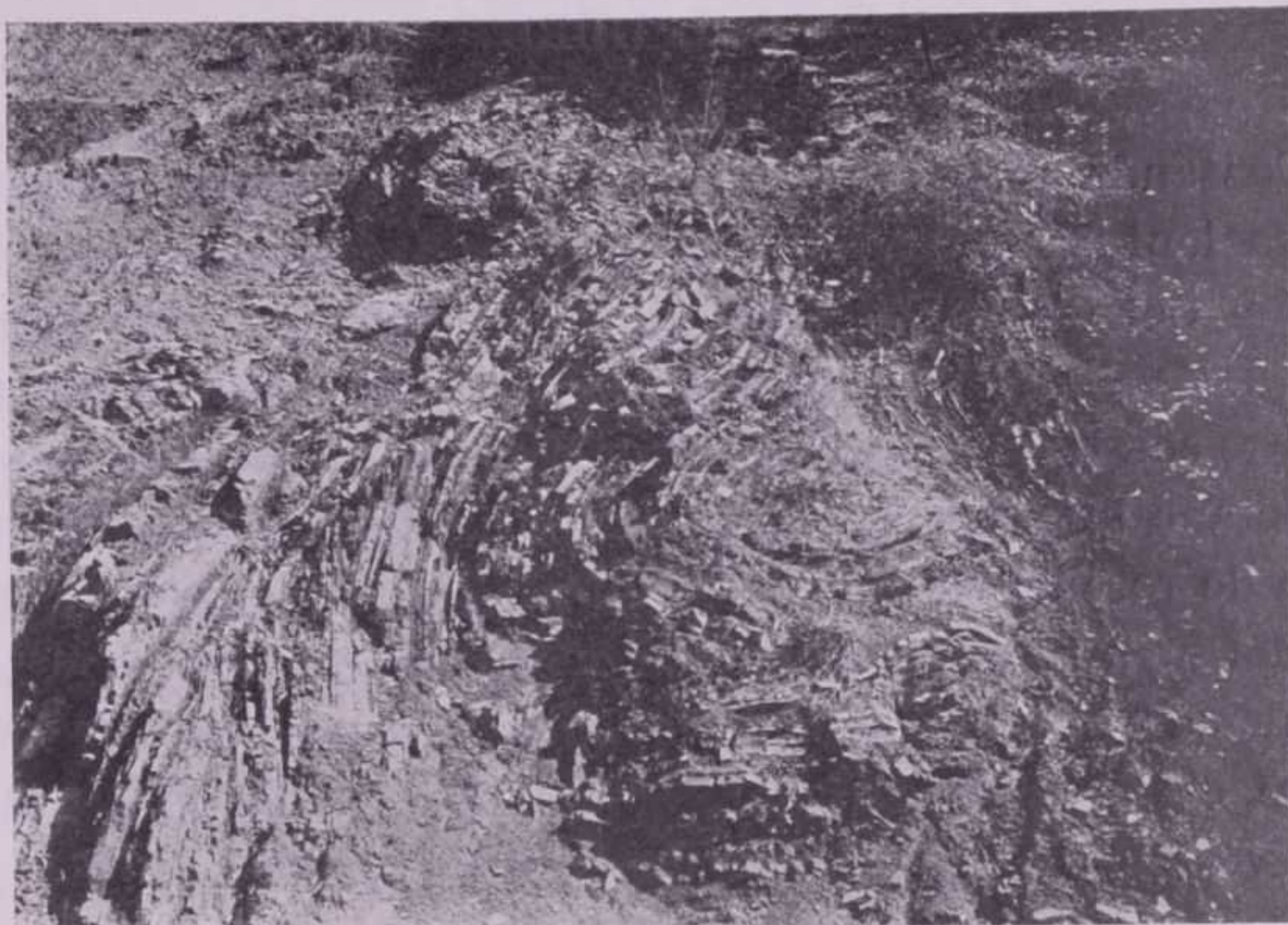
Nella parte sud-occidentale del monte le masse calcaree dell'Anisico superiore sono scarsamente rappresentate, mentre è messo ampiamente allo scoperto il nucleo arenaceo-marnoso dell'anticlinale sopra ricordata. Tale nucleo è intensamente dislocato e l'enorme spessore dei sedimenti anisico-werfeniani che lo costituiscono sembra dovuto a ripetuti ripiegamenti secondarii.

ZONA TUFACEA LADINICA DI FONDOVALLE

Sarebbe inutile tentar di esaminare particolareggiatamente le dislocazioni che interessano la zona marnoso-tufacea ladinica alle estreme falde meridionali del Col Duro e del M. Punta. Basterà dire che in generale questi materiali aventi un forte grado di plasticità sono contorti e spezzettati in tutti i sensi.

Lungo la strada che da Villanova sale a Fornesighe, sulla sponda del Rutorto sotto Bragarezza o su quella del torrente Cervegana sotto Fornesighe, o infine risalendo per la splendida mu-

lattiera la incisione del Gavo a Nord di Forno, si possono osservare numerosi e bellissimi esempi di questi disturbi locali di cui l'unita fotografia (fig. 7) meglio che una lunga descrizione può dare un'idea esatta.



FOT. PROF. GIUSEPPE LEONARDI

Fig. 7 - Strati marnoso-tufacei del Ladinico superiore contorti in prossimità della Linea di Fornesighe, sulla strada tra Villanova e Fornesighe.

FALDE MERIDIONALI DEL PELMO E M. PENNA

Abbiamo detto nella prima parte come tutto attorno al blocco dolomitico del Pelmo affiora la formazione calcareo-dolomitica di S. Cassiano, costituendo attorno ad esso un anello pressochè continuo.

Ma esaminando particolareggiatamente la giacitura di queste masse rocciose, facilmente riconoscibili perchè data la loro costituzione risaltano sempre sulle dolci pendici corrispondenti ai depositi marnosi sovrastanti e sottostanti, vedremo che in alcuni punti si presentano delle sensibili anomalie.

Già Mojsisovics ha segnalato un disturbo separante la massa dolomitica del M. Penna dalla zona dei Campi di Rutorto.

Si tratta di una piega monoclinale passante forse a piega-faglia normale, che si può constatare abbastanza agevolmente salendo la comoda mulattiera che dalle falde meridionali del M.

Penna conduce al Rifugio Venezia. Per effetto di questa dislocazione i depositi marnosi raibliani dei Campi di Rutorto risultano alquanto sprofondati rispetto alla massa calcareo-dolomitica del M. Penna.

Il fatto si può osservare assai bene stando sulla dorsale a Nord del Sasso di Formedal. Si vede infatti che la testata del banco dolomitico sottostante al Raibliano dei Campi di Rutorto si trova in posizione anormale e alquanto sprofondata rispetto alle corrispondenti pareti rocciose del M. Penna (v. Tav. VIII^a, fig. 1).

Poco lontano di qui le dolomie cassiane si trovano in rapporti anormali anche rispetto al blocco del Pelmo. Infatti mentre sui Campi di Rutorto il Raibliano presenta uno spessore abbastanza notevole, a quota 1970 a Nord della Val d'Agnel troviamo che fra la dolomia cassiana affiorante alla detta quota e la massa di Dolomia Principale del Pelmo sono intercalate delle marne raibliane di spessore straordinariamente esiguo. Questa anomalia è certamente da attribuire ad una dislocazione, sembrandomi in questo caso di poter escludere che ciò sia dovuto a condizioni stratigrafiche locali.

Anche la zona compresa fra il Pelmo e la conca di Brusadaz è notevolmente complessa e risulta male rappresentata tanto nella carta al 75.000 di Mojsisovics che in quella assai più recente di VAN HOUTEN ⁽¹⁾.

Infatti la testata del già nominato banco dolomitico è notevolmente spezzettata e in qualche punto probabilmente si verifica qualche ripetizione di serie. Così sulla dorsale compresa fra la Val d'Agnel e il Sasso di Formedal affiorano qua e là disordinatamente Strati di S. Cassiano e di Raibl senza che si possa stabilirne esattamente i reciproci rapporti, tanto più dato che la dorsale medesima è tutta ricoperta di prati.

Nella mia carta ho creduto preferibile limitarmi a segnare i singoli affioramenti in mezzo al detrito piuttosto che dare una rappresentazione complessiva non sufficientemente fondata.

Nella carta del Mojsisovics è segnata una striscia di Strati di Livinallongo che partendo alquanto a Sud di Fusine e passando presso Zoppè, termina in prossimità dei Tabià Soeroda a NW del

⁽¹⁾ VAN HOUTEN L., *Geologie des Pelmo - Gebietes in den Dolomiten von Cadore*, Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 80 Bd., 1930.

Col Duro. L'anomalia dell'intercalazione di questa zona di Strati di Livinallongo entro i tufi di La Valle è attribuita dall'Autore ad una linea di dislocazione la quale continuerebbe poi più ad Est nella Valle dell'Oglio e in Valle del Boite.

Per quanto io abbia minutamente esaminato la zona in questione allo scopo di identificare questa linea di disturbo, non sono riuscito affatto a trovar traccia nè della striscia di Strati di Livinallongo, nè di una linea di dislocazione dell'importanza di quella descritta da Mojsisovics.

Però disturbi locali non mancano certamente nel territorio di cui si tratta; anzi come abbiamo già più volte accennato il complesso tufaceo ladinico è sempre e dovunque intensamente corrugato, e sarebbe assai difficile descrivere singolarmente tutte le anomalie tettoniche che lo interessano. Mi limiterò qui a ricordare qualche disturbo di cui vi sono indizi specialmente sulla dorsale fra il Sasso di Formedal e il Col Nero e tra questo e la cima del M. Punta. In questo punto infatti gli Strati di La Valle presentano una grande potenza probabilmente in parte dovuta a qualche ripetizione di serie o a qualche ondulazione degli strati tufacei.

LINEA DI MARESON

Una dislocazione locale avente una certa importanza credo di poter segnalare a Nord di Fusine alle estreme falde meridionali del M. Pelmo. Esaminando la carta geologica si può notare che il caratteristico e potente banco di tufi compatti nerastri ladinici — che costituisce uno degli elementi stratigrafici più importanti della regione zoldana — dopo aver percorso il territorio di Zoppè con direzione ENE-WSW, giunto nei pressi di Brusadaz, piega bruscamente verso Sud andando a terminare nei pressi di Fusine a NE dello Spiz Zuel.

D'altra parte alle estreme falde del Pelmo a Nord di Mareson e al Col di Vallon presso Pecol compare un'altra fascia di tufi neri che per la sua direzione — se si tien conto della sua appartenenza alla sinclinale del Pelmo — si può considerare anch'essa la logica continuazione della striscia tufacea affiorante a Nord di Zoppè.

Questo sdoppiamento dell'intercalazione dei tufi neri unito

al complesso di elementi fornito dall'esame dei rapporti tettonici delle varie zolle dolomitiche cassiane, affioranti a Nord di Coi (di cui la più evidente, quella prossima ai Tabià dei Coi, risulta sprofondata rispetto alla corrispondente zona in giacitura normale) induce a concludere in favore dell'esistenza di una linea di dislocazione (che chiameremo *Linea di Mareson*) la quale dai pressi di Mareson deve dirigersi verso il Daredof passando fra la Casera di Palua e il Sasso di Formedal.

Disgraziatamente la enorme quantità di sfasciume dolomitico ricoprente le pendici del Pelmo non permette di segnare con sicurezza sulla carta l'esatto andamento della linea in questione.

Nei riguardi di questa zona si potrebbero citare anche alcuni altri disturbi minori: mi limiterò a ricordare una piccola dislocazione trasversale nei pressi della Casera Palua a N. di Brusadaz, per la quale i tufi di La Valle sui quali è costruita la casera vanno a urtare contro la già citata zolla di Strati di S. Cassiano prossima ai Tabià dei Coi.

RIASSUNTO E CONCLUSIONI GENERALI

Dando uno sguardo d'insieme a quanto siamo venuti esponendo fin qui, possiamo arrivare ad alcune conclusioni.

Nel territorio di Zoldo e Cibiana (tralasciando per il momento la zona della Civetta) abbiamo complessivamente due zone sinclinali e due zone anticlinali succedentesi da Nord a Sud con assi aventi tutti la direzione complessiva WSW - ENE.

Alle prime corrispondono rispettivamente la *Zona del Pelmo* e la striscia tufacea ladinica di fondovalle (Goima - Zoldo basso - Cibiana); alle seconde l'allineamento montuoso Agnelessa - M. Punta - M. Rite, e la parte settentrionale della *Zona dolomitica meridionale* (Casera Mezzodì - Sforbio).

Fa parte a sè, come già dicemmo, il Gruppo della Civetta (Civetta - Moiazza - Moiazzetta), che ha caratteri particolari, dovuti alla presenza della potente massa dolomitica ladinocarnica che nella *Zona della Civetta* sostituisce in buona parte le plastiche formazioni tufacee coeve.

E' infatti con ogni probabilità per causa di questa massa rigida disposta quasi trasversalmente agli assi delle pieghe, che la

zona sinclinale della Civetta, la quale in complesso dovrebbe rappresentare la continuazione verso Oriente della sinclinale del Pelmo, risulta spostata verso Sud rispetto a quella e alla *Zona intermedia*. Questa poi, che da Cibiana a Goima mantiene direzione costante da ENE a WSW, quando giunge a Sud del Gruppo della Civetta piega abbastanza bruscamente verso Sud - Ovest, mentre — sempre in conseguenza — la *Zona dolomitica meridionale* termina a cuneo verso occidente tra la Linea del Mezzodì e quella del Moschesin.

Si noti che ho parlato fin qui di zone anticlinali e sinclinali e non già di semplici anticlinali e sinclinali. Questo perchè qualcuna delle pieghe principali originarie si è nel corso del corrugamento orogenetico suddivisa in un numero vario di pieghe secondarie e il tutto come abbiamo visto è notevolmente complicato da frequenti disturbi tettonici di varia entità.

La *Zona del Pelmo* è costituita da un'unica grande sinclinale (*Sinclinale del Pelmo*) o più propriamente da un ellissoide sinclinale, inquantochè come dicemmo nel corso della trattazione, tutto all'intorno del massiccio del Pelmo gli strati si immergono costantemente verso di esso, che rappresenta quindi il residuo del nucleo. La pendenza degli strati in questione è maggiore a Nord del Pelmo (Forcella Forada), che non a Sud (Zoldo Alto) e ciò perchè la anticlinale della Punta della Puina, che si trova immediatamente a Nord della sinclinale del Pelmo (e non è compresa nel territorio descritto nella presente memoria) è alquanto inclinata a Sud ⁽¹⁾.

Pure più o meno inclinata a Sud è la susseguente *Anticlinale del M. Rite*, e lo stesso si dica delle varie anticlinali secondarie più o meno spezzate in cui essa si scompone in corrispondenza del M. Punta, per poi riacquistare la sua unità allo Spiz Agnelessa.

Ritengo che anche l'anticlinale del Passo del Duran si possa raccordare con quella M. Rite - Agnelessa, anche se il suo asse è spostato a Sud rispetto a quello dell'altra. Bisogna tener conto della suaccennata posizione anormale della *Zona della Civetta* rispetto alle altre in conseguenza della rigidità del suo substrato, e della presenza della grande dislocazione trasversale di Valle della Grava. Le due labbra di questa grande frattura sono scorse

⁽¹⁾ Si veda in proposito: LEONARDI P., *Nuove osservazioni geotettoniche sulla linea dell'Antelao ecc.*, Atti R. Istituto Veneto, T. XCIV, 1934-35, pag. 233, profilo.

orizzontalmente in senso opposto l'una rispetto all'altra e ne è risultato lo sfasamento dei due monconi della anticlinale intersecata.

Per effetto di questa anticlinale i sedimenti anisici e ladinici inferiori sono portati a grande altezza e in qualche punto addirittura sovrapposti per rovesciamento o rottura del fianco meridionale al complesso tufaceo ladinocarnico che affiora più a Sud in quella serie di avvallamenti che da Cibiana per la Valle del Cervergana, la conca di Forno e la sella di Colcerver giunge in Valle di Goima.

In corrispondenza di questa zona tufacea si dovette avere in un primo tempo una semplice sinclinale (*Sinclinale di Forno*) ora quasi dappertutto suddivisa in entità secondarie e complicata notevolmente da innumerevoli disturbi locali.

In particolare i rapporti tettonici tra di essa e la zona anticlinale che le succede più a Sud (Mezzodì - Sforioi - Croda Cruz) furono ulteriormente complicati dalla rottura in vari punti del fianco intermedio con conseguenza di parziali ricoprimenti o di altri disturbi di vario genere (*Linea di Copada; Linea del Mezzodì*), in seguito ai quali i tufi ladinocarnici sono portati al livello delle masse dolomitiche dell'anticlinale o addirittura parzialmente sovrapposti ad esse.

Tralasciando ora i particolari locali e tenendo presenti le linee generali della struttura tettonica del territorio studiato, possiamo concludere che anche la regione zoldana è una tipica regione a pieghe, la cui interpretazione si collega perfettamente nelle grandi linee con quella data dal Prof. G. DAL PIAZ per la vasta regione montuosa più meridionale compresa tra il Brenta e il Lago di S. Croce ⁽¹⁾.

Quindi neanche nel territorio zoldano si verifica quella struttura a gradinata con elementi sempre più bassi procedendo verso SSE e separati da piani di faglia, che immaginavano i geologi dello scorcio del secolo passato.

Anche quando disturbi locali hanno complicato la struttura originaria più semplice e possono indurre a ritenere fondata l'antica interpretazione, si può sempre o quasi riconoscere che le ano-

⁽¹⁾ DAL PIAZ G., *Studi Geotettonici sulle Alpi Orientali*. Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova. Vol. I, 1912.

malie tettoniche in questione hanno avuto origine non già da movimenti di masse lungo piani verticali, ma dalla rottura del fianco intermedio di pieghe successive, più o meno inclinate o rovesciate a Sud.

Posto questo, è assai interessante vedere qual'è la posizione e il valore delle principali linee di dislocazione dello Zoldano nel quadro della tettonica regionale.

Per conto mio ritengo senz'altro che il territorio che siamo venuti esaminando fin qui abbia una importanza veramente notevole per la Geologia delle Alpi venete, inquantochè il suo studio in rapporto con le zone circostanti ci permette di dire una parola — spero — definitiva sul significato e sui reciproci rapporti di due delle più importanti linee tettoniche delle Alpi venete: la Linea della Valsugana e la Linea del Piave.

Secondo gli Autori tedeschi che si sono occupati della regione, principalmente il MORSISOVICS, le linee di dislocazione longitudinali dello Zoldano sarebbero da attribuire complessivamente alla Linea della Valsugana. Essa, giungendo qui dal Trentino attraverso la conca di Agordo, intersecherebbe lo Zoldano in corrispondenza della conca di Forno e dell'allineamento montuoso Col Duro - M. Rite, continuando per la Valle di Cibiana in direzione di Pieve di Cadore fino ad unirsi all'importante linea di dislocazione nota come Linea del Piave, che ne rappresenterebbe la diretta prosecuzione.

A questa interpretazione si associano il TARAMELLI nello schizzo tettonico che accompagna la sua monografia sulla Geologia del Veneto ⁽¹⁾, e recentemente anche la OGILVIE GORDON, che nella sua monografia sul Cadore ⁽²⁾ indica come Linea della Valsugana la sopra descritta dislocazione passante a NW del Sasso dei Corvi di Cibiana, e al complesso di disturbi che accompagnano la linea principale riferisce tutte le dislocazioni longitudinali dello Zoldano e anche quelle dei dintorni di Pieve di Cadore, compresa la Linea del Piave.

Questa interpretazione appare giustificata solo ammettendo con la scuola tedesca che le grandi linee di disturbo longi-

⁽¹⁾ TARAMELLI T., *Geologia delle Provincie Venete*. Memorie della R. Accademia dei Lincei, Vol. XIII, 1882.

⁽²⁾ OGILVIE GORDON M., *Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore*. Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt, 84 Bd. 1934.

nali delle Alpi Venete rappresentino piani di frattura al limite tra zolle rocciose man mano digradanti verso l'Adriatico.

Effettivamente, tanto la Linea della Valsugana ad Occidente della conca di Agordo, quanto il complesso delle dislocazioni zoldane e la Linea del Piave hanno per effetto di portare le masse rocciose della zona situata a Nord di esse a livello superiore a quello delle masse rocciose situate più a Sud. Sicchè nel complesso ha ragione MOJSISOVICS quando dice ⁽¹⁾ che le linee di dislocazione suddette hanno la stessa funzione tettonica.

Ma se noi ammettiamo — ed io lo ritengo senz'altro dimostrato ⁽²⁾ — che la teoria delle grandi linee di frattura periadriatiche non è rispondente alla realtà delle cose, dobbiamo concludere invece che le linee dello Zoldano, ed a maggior ragione la Linea del Piave, non rappresentano la continuazione della Linea della Valsugana, ma anzi non hanno niente a che vedere con essa.

Sappiamo infatti che è stato già da tempo dimostrato nella fondamentale opera del Prof. G. DAL PIAZ sulla Tettonica delle Alpi Orientali, che la Linea della Valsugana corrisponde al fianco settentrionale — qua e là assottigliato o addirittura spezzato — di una sinclinale alquanto inclinata a Sud, il cui nucleo è rappresentato ad Occidente della conca di Agordo dagli affioramenti giuresi e cretacei di M. Tolva, Marande, M. Viderne, M. Alvis, M. Brandol e Cima dell'Uomo.

Ora, se noi seguiamo l'asse della sinclinale suddetta ad Est della conca di Agordo, vediamo chè alle zone giuresi e cretacee sopra nominate corrispondono i nuclei giuresi e cretacei del M. Talvena a Sud della Val Pramper, del M. Campedello presso Longarone e infine quelli di Erto e di Claut ad Oriente del Piave.

Che tutte queste zone giuresi e cretacee abbiano il medesimo significato e rappresentino cioè il nucleo di una stessa sinclinale, non mi pare possa esser messo in dubbio. E poichè la Linea della Valsugana corrisponde, come è stato dimostrato, al fianco settentrionale di questa sinclinale, è evidente che essa, passando alquanto a Sud dello Zoldano (M. Talvena, M. Campedello) piega verso Oriente dirigendosi verso il Friuli.

⁽¹⁾ MOJSISOVICS E. v., *Dolomitriche*, pag. 443-445.

⁽²⁾ DAL PIAZ G., *Studi Geotettonici sulle Alpi Orientali*, Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova, Vol. I, 1912.

Ha torto quindi Mojsisovics quando ritiene che la Linea della Valsugana propriamente detta termini alla Forcella Moschesin o poco più ad Oriente di questa ⁽¹⁾. Infatti da quanto è stato detto sopra deriva che la vera Linea della Valsugana non passa per la Forcella Moschesin, ma più a Sud presso la cima del M. Talvena.

Al Mojsisovics era nota l'esistenza di una linea di dislocazione che passando appena a Nord della cima di M. Talvena si dirigeva verso il M. Campedello, ma egli la considerava una linea indipendente e non riteneva che essa costituisse la diretta continuazione della Linea della Valsugana come dimostrò successivamente il Prof. GIORGIO DAL PIAZ ⁽²⁾.

Ora poichè risulta che la Linea della Valsugana prosegue verso Oriente senza toccare i confini della Valle Zoldana, possiamo concludere che le linee di dislocazione del nostro territorio non devono più essere indicate col nome della linea suddetta.

La vera situazione e i reciproci rapporti delle linee di dislocazione di cui abbiamo parlato fin qui, si possono agevolmente vedere nell'unito schizzo tettonico della regione, il quale meglio di un lungo discorso darà un'idea delle grandi linee tettoniche del territorio in discussione.

Si ricava dunque da questo schizzo che le linee longitudinali dello Zoldano e del territorio di Cibiana sono invece intimamente legate alla Linea del Piave, di cui la Linea di Copada rappresenta con ogni probabilità la terminazione occidentale.

Sarebbe assai interessante vedere se le linee di disturbo zoldane trovano la loro continuazione nel territorio Agordino al di là della zona della Civetta, la quale con le sue masse rigide ha causato gravi anomalie nell'andamento delle linee tettoniche locali, ma anche senza di tale constatazione, che potrà se mai essere fatta in uno studio successivo di carattere più generale, possiamo senz'altro concludere che *il complesso di linee di dislocazione che attraversa da Ovest-Sud-Ovest a Est-Nord-Est lo Zoldano, la Valle di Cibiana, i dintorni di Valle e Pieve di Cadore e il fianco sinistro della Valle del Piave a monte di Pieve è riferibile ad una grande linea di dislocazione, indipendente da quella della Valsugana, la LINEA DEL PIAVE.*

Abbiamo visto d'altra parte esser vero che la Linea del Piave

⁽¹⁾ MOJSISOVICS E. v., Op. cit., pag. 443.

⁽²⁾ DAL PIAZ G., Op. cit., profilo VII.

così definita ha in fondo la stessa funzione tettonica del tratto occidentale della Linea della Valsugana, e a partire dal territorio Zoldano si sostituisce a quella nel costituire il confine geologico della Regione Dolomitica propriamente detta.

Abbiamo anche visto che la Val Pramper è percorsa da una linea di dislocazione obliqua che sotto un certo punto di vista mette in comunicazione la Linea di Copada (Linea del Piave) con la Linea del Moschesin, che molto probabilmente appartiene al sistema di dislocazioni accompagnante la Linea della Valsugana.

Possiamo dunque concludere ancora che *la Linea del Piave non costituisce un tutt'uno con la Linea della Valsugana, ma ne rappresenta una vicariante.*

BIBLIOGRAFIA GEOLOGICA

1. CASTIGLIONI BRUNO - *Osservazioni geologiche sul Gruppo della Civetta*. Atti dell'Accademia Scientifica Veneto-Trentino-Istriana. Vol. XXI, 1930.
2. — *Il Gruppo della Civetta (Alpi Dolomitiche)*. Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova, Vol. IX, 1931.
3. DAL PIAZ G. - *Studi geotettonici sulle Alpi Orientali. Regione fra il Brenta e i dintorni del Lago di S. Croce*. Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova, Vol. I, 1912.
4. FUCHS W. - *Die Venetianer Alpen*. Wien, 1844.
5. HAUER F. v. - *Paläontologische notizen*. Sitzungber. d. k. Ak. d. Wiss. Wien, 24 Bd., 1857.
6. HOUTEN L. van - *Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt; 80 Bd, 1930.
7. LEONARDI P. - *Notizie sulla Stratigrafia della Valle Zoldana (Sunto)*, Atti della Società Italiana per il Progresso delle Scienze, XXI Riunione. Roma, Ottobre 1932.
8. — *Notizie sulla Stratigrafia della Valle Zoldana*. « Studi Trentini di Scienze Naturali », Vol. XIV, 1933.
9. — *Cenni sulla Tettonica della Valle Zoldana*. Atti della Società Italiana per il Progresso delle Scienze, XXII Riunione, Bari, Ottobre 1933 XI; Roma 1934.
10. — *Sulla Tettonica della conca di Zoldo nelle Dolomiti*. Atti del R. Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti. Tomo XCIII, 1933 - 34.
11. — *Presentazione di un rilevamento al 25.000 dei territori di Zoldo, Zoppè, Cibiana e Valle dell'Oglio nelle Dolomiti*. Atti della Società Italiana per il Progresso delle Scienze, XXIII Riunione, Napoli 11 - 17 Ottobre 1934 XII; Roma 1935.
12. — *Nuove osservazioni geotettoniche sulla Linea dell'Antelao e sul territorio di Cibiana nelle Dolomiti Orientali*. Atti del R. Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, Tomo XCIV, 1934-35.
13. — *Notizie sui depositi morenici würmiani e postwürmiani delle Valli di Zoldo, Zoppè e Cibiana (Dolomiti Orientali)*. Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, N. 17, 1937.

14. LORETZ H. - *Geologische Mittheilungen über Cadore, Fiorentinathal, Caprile und Zoldothal, Südtirol*. Neues Jahrbuch f. Min., 1873, p. 854.
15. MOJSISOVICS E. v. - *Das Gebiet von Zoldo und Agordo in den Venetianischen Alpen*. Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1875, p. 220.
16. — *Vorlage der Geologischen Specialkarte der südöstlichen Tirols und der Provinz Belluno*. Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1876, p. 347.
17. — *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien*. Wien 1879.
18. NÖTH L. - *Geologie des mittleren Cordevolegebiets zwischen Vallazza und Cencenighe*. Jahrbuch d. Geol. Bundesanst., 80 Bd., 1930.
19. OGILVIE GORDON M. - *Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 84 Bd., 1934.
20. PIA J. v. - *Recensione della nota: Leonardi P.: Notizie sulla Stratigrafia della Valle Zoldana*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, Referate III, 1935, p. 569.
21. TARAMELLI T. - *Appunti geologici sulla provincia di Belluno*. Atti della Società Italiana di Scienze Naturali. Vol. XXI, 1879.
22. — *Note illustrative alla Carta Geologica della Provincia di Belluno*. Pavia, 1883.
23. VARDABASSO S. - *La struttura geologica delle Alpi Venete*. Annali della R. Scuola d'Ingegneria di Padova, Anno II, 1926.

INDICE

Introduzione	Pag.	3
PARTE I ^a - STRATIGRAFIA	"	5
Formazione a <i>Bellerophon</i>	"	5
Werfeniano	"	5
Anisico	"	8
Strati di Livinallongo	"	20
Dolomie e calcari di scogliera ladinici	"	21
Strati di La Valle	"	22
Strati di S. Cassiano	"	24
Raibliano	"	26
Norico, Retico e Lias	"	27
Quaternario	"	30
Quadro riassuntivo della Stratigrafia Zoldana	"	35
PARTE II ^a - TETTONICA	"	37
Zona del Pelmo	"	38
Zona dolomitica meridionale	"	38
Zona intermedia	"	38
Zona della Civetta	"	39
Linea del M. Punta	"	40
Linea di Fornesighe	"	41
Linea di Cercenà	"	44
Linea di Casal	"	45
Linea di Goima	"	48
Linea di Copada	"	50
Linea del Mezzodi	"	52
Linea del Moschesin	"	57
Grande dislocazione orientale della Civetta	"	59
Linea di Vall' Inferna	"	61
Dislocazioni minori	"	61
Riassunto e Conclusioni Generali	"	67
Bibliografia geologica	"	75

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II. *

FIG. 1 - La Punta Copada (m. 1999) presso la Forcella Cibiana, tipica formazione di scogliera ladinocarnica.

Fotogr. dell'autore.

FIG. 2 - Le pareti meridionali del M. Pelmo (m. 3168).

Questo imponente blocco dolomitico è costituito in buona parte da dolomie noriche ben stratificate e ricche di fossili. La parte più alta consta di calcari del Lias. Nella fotografia è visibile il limite tra le due formazioni a circa due terzi di altezza della parete centrale, in corrispondenza di una caratteristica « cengia ».

Fotogr. dell'autore.



Fig. 1.



Fig. 2.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

FIG. 1 - La Punta Capada (m. 1999) presso la Forcella Cillana, sopra
formazione di scogliera ladinocarnica.

Fotogr. dell'autore.

FIG. 2 - Le pareti meridionali del M. Pelmo (m. 3168).

Questo imponente blocco dolomitico è costituito in gran
parte da dolomie noriche ben stratificate e ricche di fossili.
La parte più alta consta di calcari del Lias. Nella fotogra-
fia è visibile il limite tra le due formazioni a circa due terzi
di altezza della parete centrale, in corrispondenza di una
caratteristica « cengia ».

Fotogr. dell'autore.

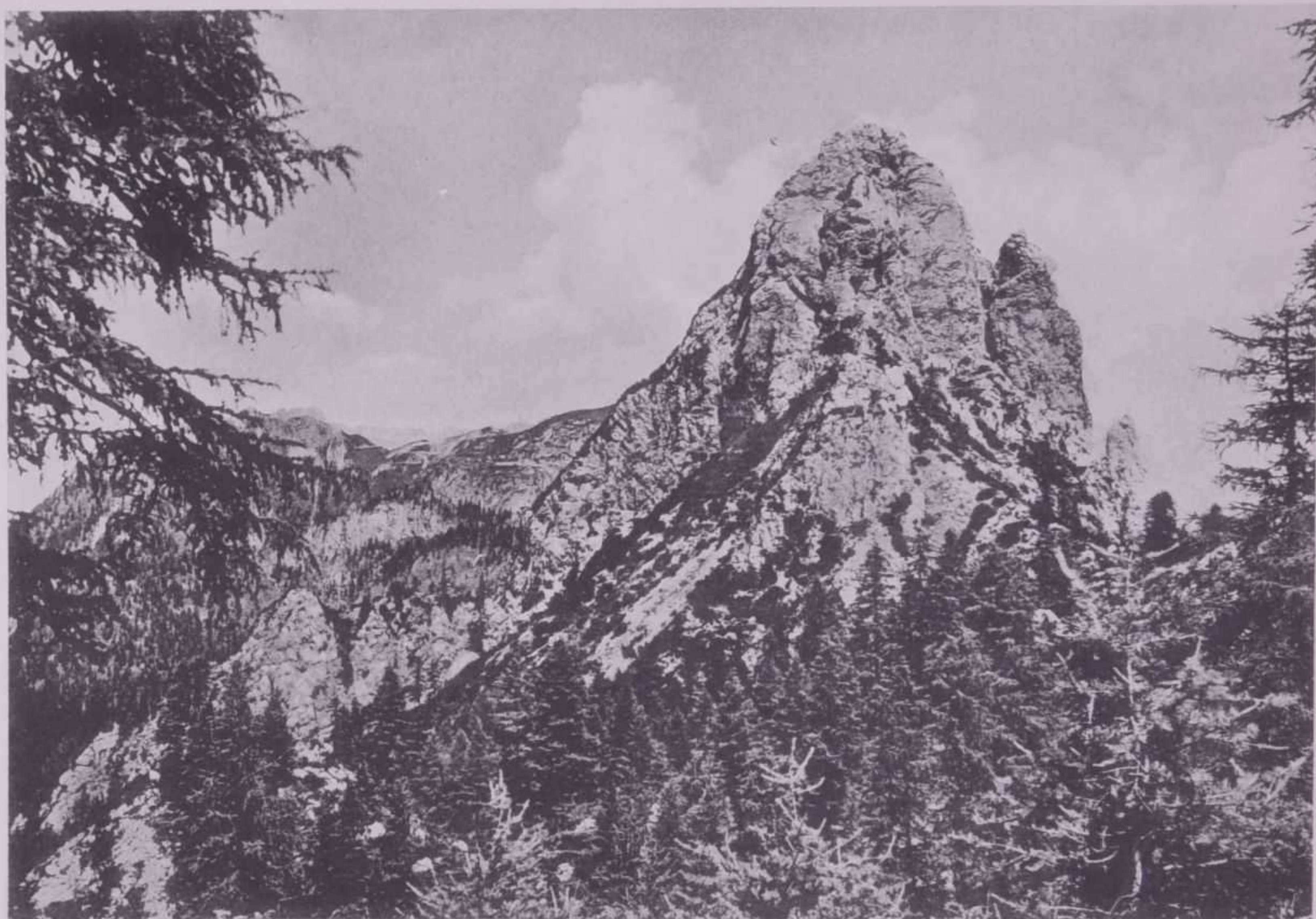


Fig. 1.



Fig. 2.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

FIG. 1. - Il Gruppo della Civetta e l'Alto Zoldano visti dal M. Punta. Sullo sfondo, da sinistra a destra: M. Moiazza (m. 2868), M. Moiazza (m. 2876) e M. Civetta (m. 3218). Sono tutti costituiti da Dolomia Principale e calcari del Lias, più o meno dislocati, ma complessivamente costituenti una mezza conca sinclinale rivolta verso lo Zoldano. Tra questa e la zona boscosa visibile più davanti e corrispondente ad un vasto affioramento di terreni in prevalenza tufaceo - marnosi ladinocarnici, corre la Grande Dislocazione Orientale della Civetta, per causa della quale le formazioni ladinocarniche suddette arrivano a contatto anormale e in qualche punto addirittura a sovrapporsi alla Dolomia Principale e ai calcari del Lias.

Fotogr. dell'autore.

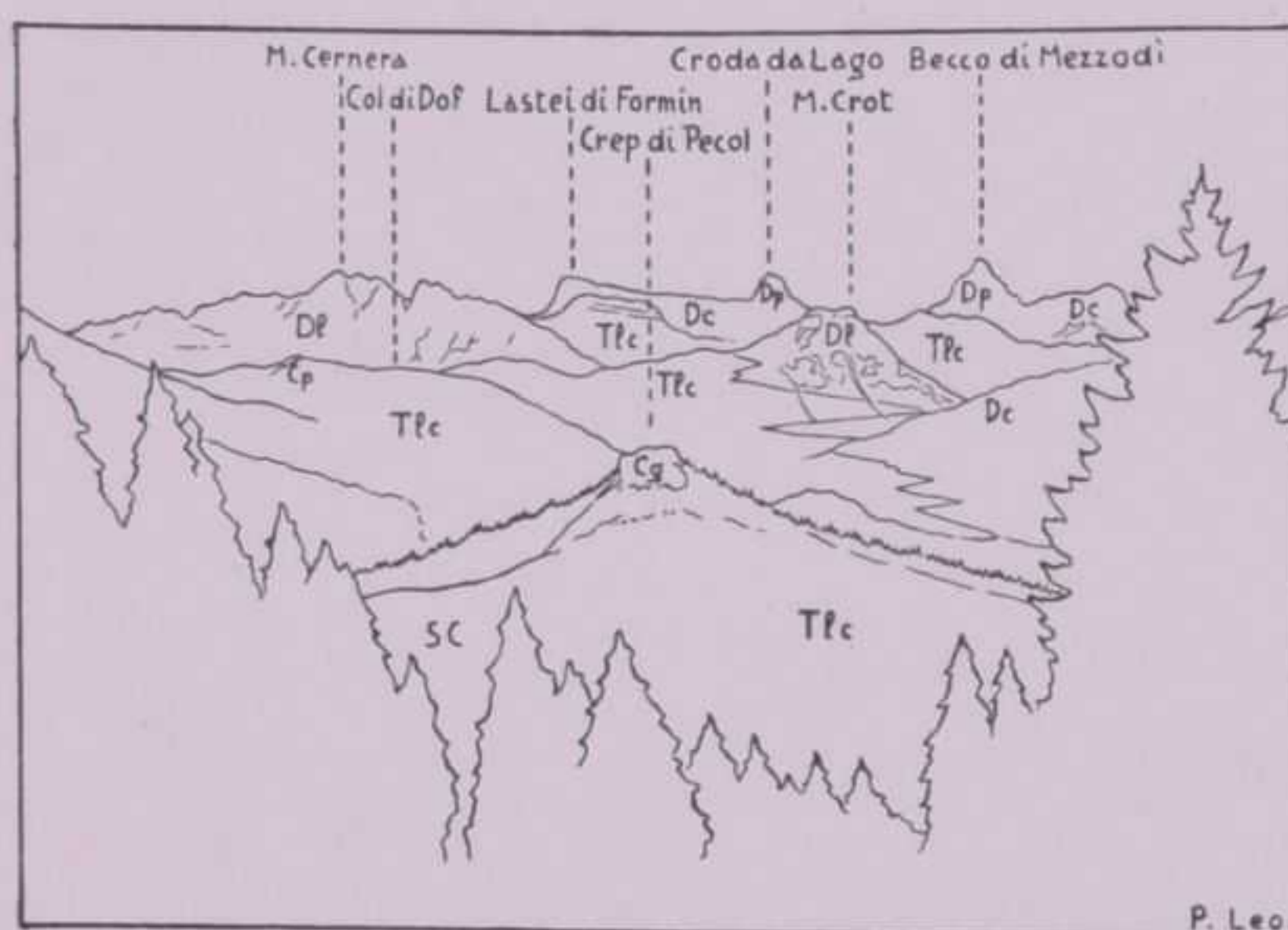


FIG. 2. - L'Alto Zoldano visto dal M. Grava. In primo piano la dorsale compresa tra l'alta Valle di Pecol e la Valle del Maè, costituita da marne e tufi ladinocarnici. Nel centro il Crep di Pecol, blocco isolato di conglomerati (Cg) probabilmente preglaciali, poggiante su una dorsale costituita da Strati di S. Cassiano (SC) e tufi ladinocarnici (Tlc). Più indietro da sinistra a destra la dorsale tufacea ladinocarnica (Tlc) del Col di Dof con blocchi calcarei (Cp) del tipo di Cipit (Roa Bianca), e il M. Crot su cui è ben evidente il contatto eteropico tra i tufi grossolani (tlc) del versante occidentale e le dolomie ladiniche (Dl) che costituiscono la cima. E' questa la più importante e pressochè l'unica scogliera dolomitica ladinica del territorio Zoldano. Sullo sfondo, pure da sinistra a destra, M. Cernera (dolomie ladiniche), Lastei di Formin (dolomie cassiane - Dc), Croda da Lago (Dolomia Principale - Dp), Becco di Mezzodì (Dp) e Rocchetta (dolomie cassiane).

Fotogr. dell'autore.



Fig. 1



SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

FIG. 1. - Il Gruppo della Civetta e l'Alto Zoldano visti dal M. P. S. S. Sullo sfondo, da sinistra a destra: M. Moiazza (m. 2854), M. Molazzetta (m. 2876) e M. Civetta (m. 3218). Sono tutti costituiti da Dolomia Principale e calcari del Lias, almeno dislocati, ma complessivamente costituenti una grande conca sinclinale rivolta verso lo Zoldano. Tra questa e la zona boscosa visibile più davanti e corrispondente ad un vasto affioramento di terreni in prevalenza tufaceo ladinocarnici, corre la Grande Dislocazione Orientale. La Civetta, per causa della quale le formazioni ladinocarnici suddette arrivano a contatto anormale e in qualche caso addirittura a sovrapporsi alla Dolomia Principale e ai calcari del Lias.

Fotogr. dell'autore.

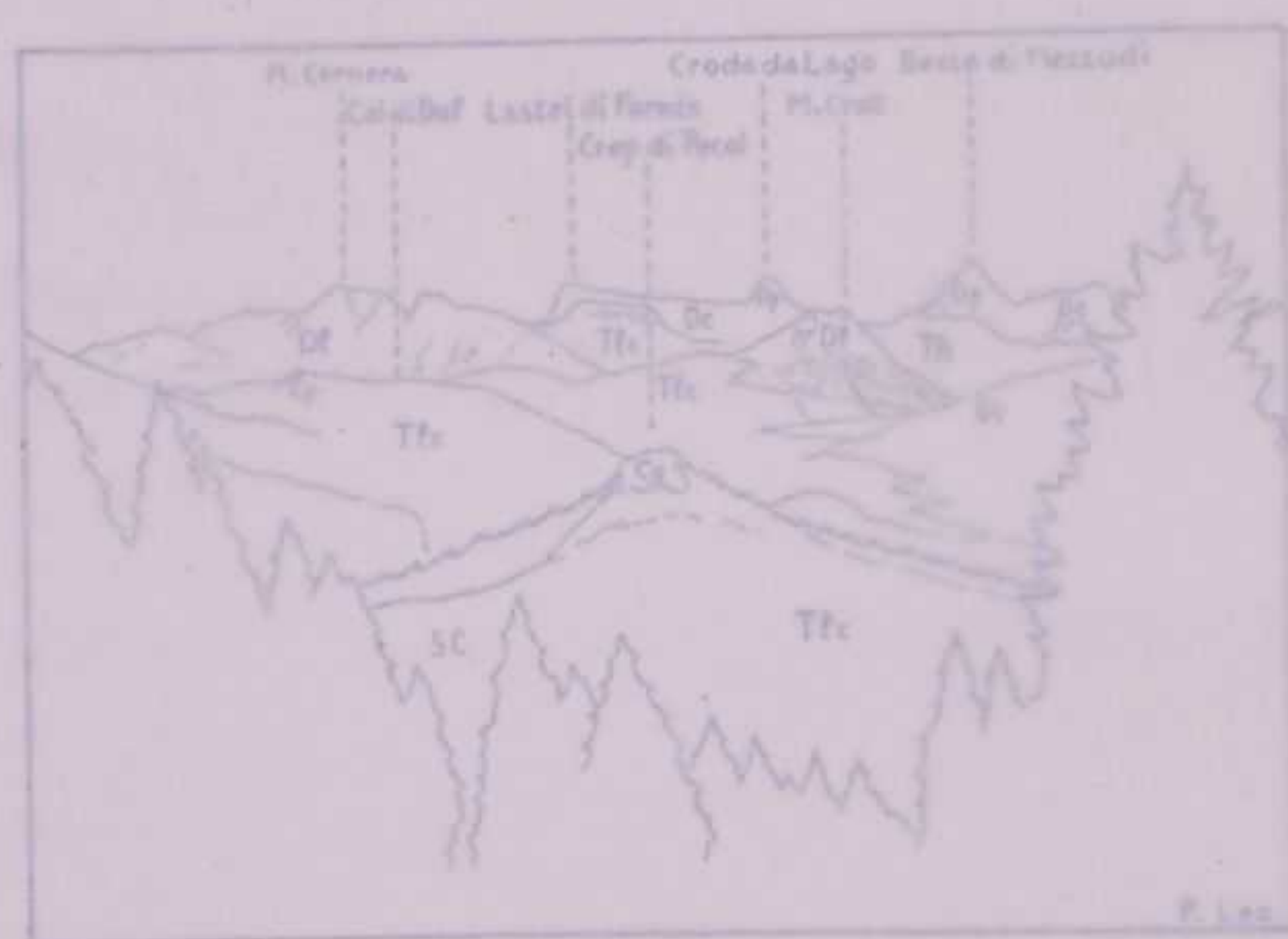


FIG. 2. - L'Alto Zoldano visto dal M. Grava. In primo piano la dorsale compresa tra l'alta Valle di Pecol e la Valle del Mas, costituita da marne e tuffi ladinocarnici. Nel centro il Crotta da Lago, blocco isolato di conglomerati (Cg) probabilmente glaciali, poggiante su una dorsale costituita da Sassi di Cassiano (SC) e tuffi ladinocarnici (Tf). Più indietro da sinistra a destra la dorsale tufacea ladinocarnica (Tf), il Col di Dof con blocchi calcarei (Cp) del tipo di Cipri (Cipri Bianca), e il M. Crot su cui è ben evidente il contatto anormale tra i tuffi grossolani (Tf) del versante occidentale e la dolomia ladinica (Dt) che costituiscono la cima. È questa la più importante e pressochè l'unica scogliera dolomitica ladinica del territorio Zoldano. Sullo sfondo, pure da sinistra a destra, M. Cernera (dolomie ladiniche), Lastei di Forno (dolomie cassiane - Dt), Crotta da Lago (Dolomia Principale - Dt), Becco di Mezzodi (Dt) e Rocchetta (dolomie cassiane).

Fotogr. dell'autore.



Fig. 1



Fig. 2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV.

FIG. 1 - Le Cime di Mezzodì a Sud di Forno di Zoldo.

Tutto il gruppo è costituito da dolomie noriche, ma in corrispondenza del ripiano della Casera omonima, visibile a sinistra, affiorano isolate delle rocce tufacee e conglomeratiche carniche, le quali probabilmente rappresentano un brandello del nucleo di una anticlinale (vedere gli uniti profili). La linea tratteggiata indica il percorso della *Linea del Mezzodì*.

Fotogr. Prof. Giuseppe Leonardi

FIG. 2 - Il gruppo dolomitico del Bosconero, che chiude ad Oriente la conca di Forno di Zoldo. A sinistra la Rocchetta (m. 2136) e a destra il Sasso di Bosconero (m. 2416), ambedue costituiti da dolomie noriche.

Fotogr. dell'autore.



Fig. 1



Fig. 2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV.

FIG. 1 - Le Cime di Mezzodi a Sud di Forno di Zoldo.

Tutto il gruppo è costituito da dolomie noriche, ma in corrispondenza del ripiano della Casera omonima, visibile a sinistra, affiorano isolate delle rocce tufacee e conglomeratiche carniche; le quali probabilmente rappresentano un brandello del nucleo di una anticlinale (vedere gli uniti profili). La linea tratteggiata indica il percorso della *Linea del Mezzodi*.

Fotogr. Prof. Giuseppe Leonardi

FIG. 2 - Il gruppo dolomitico del Bosconero, che chiude ad Oriente la conca di Forno di Zoldo. A sinistra la Rocchetta (m. 2130) e a destra il Sasso di Bosconero (m. 2416), ambedue costituiti da dolomie noriche.

Fotogr. dell'autore.



Fig. 1



Fig. 2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V.

FIG. 1 - Il versante meridionale del Col Duro (m. 2032) visto dalla Casera Copada Bassa. Le linee tratteggiate indicano il percorso della *Linea di Vall'Inferna* (1) e di una delle linee di disturbo in cui si suddivide la *Linea di Fornesighe* (2). Sullo sfondo il Gruppo della Civetta (a sinistra) e il M. Pelmo.

Fotogr. dell'autore.

FIG. 2 - Il M. Punta e i terrazzi a Nord di Forno di Zoldo. Le linee tratteggiate indicano il percorso della *Linea di Cercenà* (1) e della *Linea di Casal* (2).

Fotogr. Prof. Giuseppe Leonardi



Fig. 1

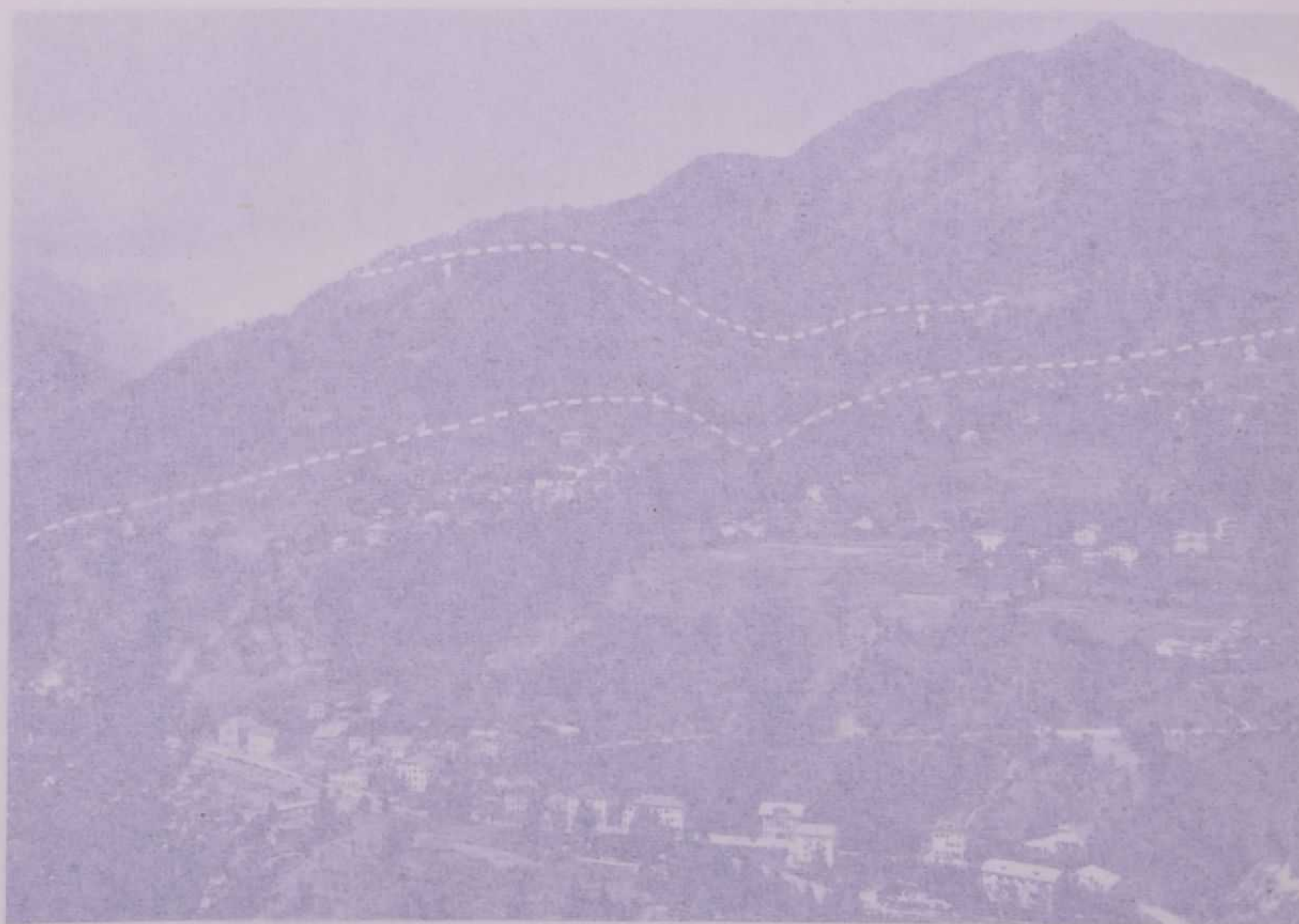


Fig. 2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V.

FIG. 1 - Il versante meridionale del Col Duro (m. 2032) visto dalla Casera Copada Bassa. Le linee tratteggiate indicano il percorso della *Linea di Vall'Inferna* (1) e di una delle linee di disturbo in cui si suddivide la *Linea di Fornesighe* (2). Sullo sfondo il Gruppo della Civetta (a sinistra) e il M. Pelmo.

Fotogr. dell'autore.

FIG. 2 - Il M. Punta e i terrazzi a Nord di Forno di Zoldo. Le linee tratteggiate indicano il percorso della *Linea di Cercenà* (1) e della *Linea di Casal* (2).

Fotogr. Prof. Giuseppe Leonard.

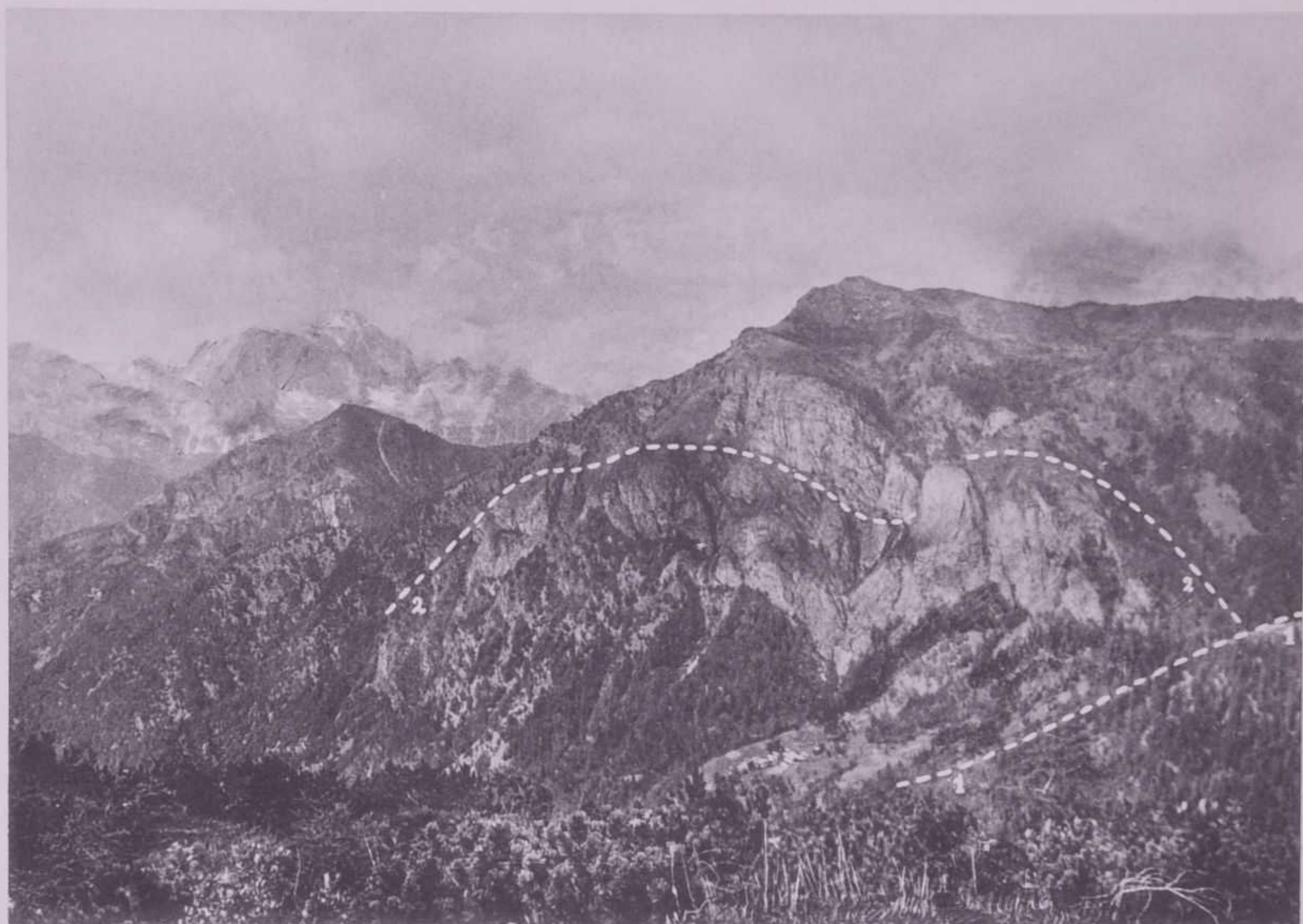


Fig. 1



Fig. 2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VI.

FIG. 1. - Il gruppo dolomitico Sforioi - Rocchetta visto dalla cima del M. Punta. Da sinistra a destra si vedono: Croda Cuz (m. 2201), Sassolungo (m. 2413), Sforioi (m. 2409), Rocchetta (m. 2436), Bosconero (m. 2416) e Serra (m. 2130). Più in basso, pure da sinistra a destra, Punta Copada (m. 1999), Spiz S. Piero (m. 2084) e Castellin (m. 1577). La linea tratteggiata indica il percorso della *Linea di Copada*.

Fotogr. dell'autore.

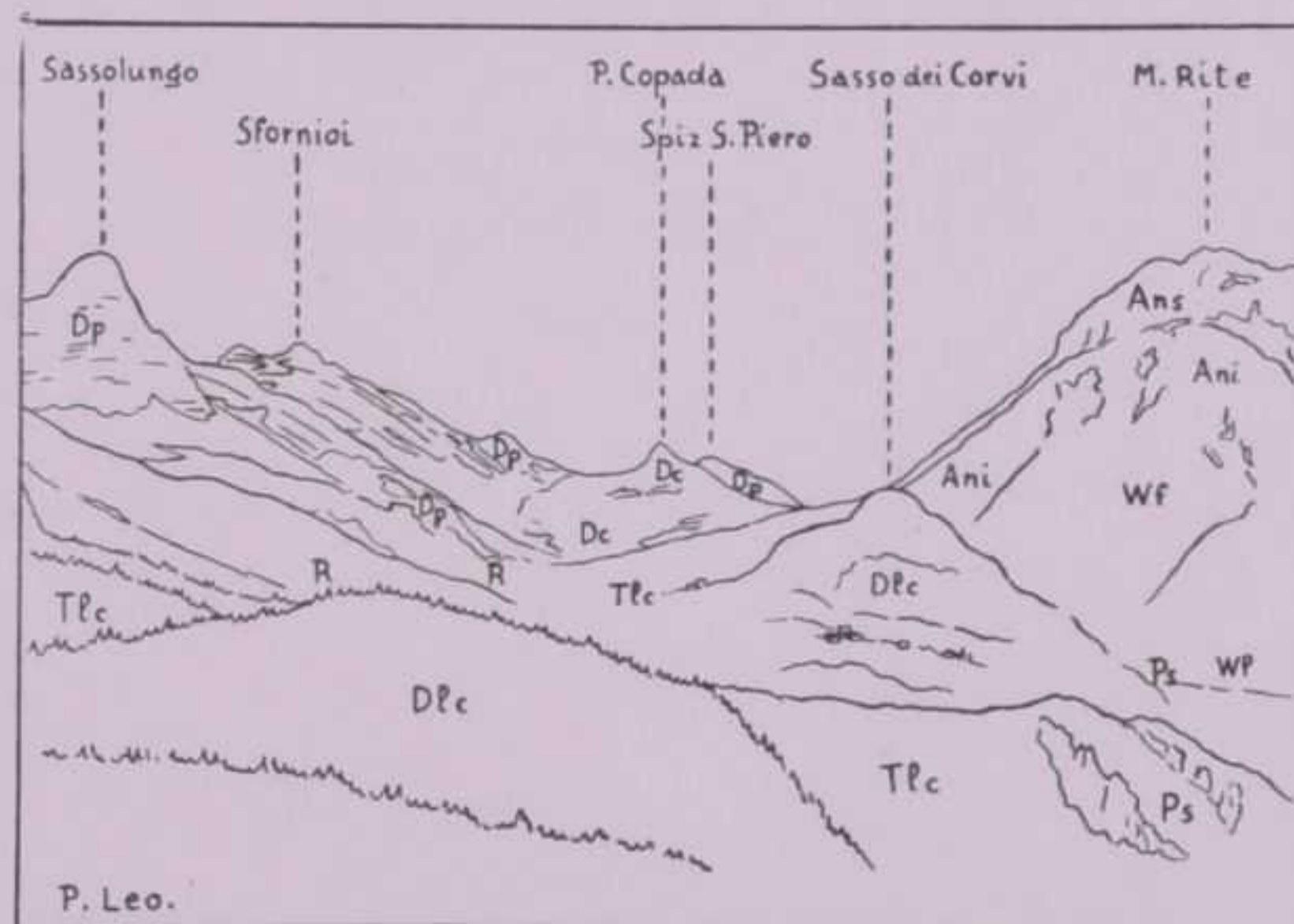


FIG. 2. - La Valle di Cibiana vista da Est. A sinistra l'anticlinale del M. Sforioi; a destra l'anticlinale del M. Rite; nel centro la zona intensamente dislocata compresa tra la *Linea di Copada* (I) e la *Linea di Fornesighe* (II).

Ps = Permiano superiore; Wf = Werfeniano; Ani = Anisico inferiore; Ans = Anisico superiore; Dlc = Dolomie e calcari ladinocarnici; Tlc = Tufi e marne ladinocarnici; Dc = Dolomie e calcari cassiani; R = Raibiano; Dp = Dolomia Principale.

Fotogr. dell'autore.



Fig. 1



Fig. 2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VI.

FIG. 1. - Il gruppo dolomitico Sforioi - Rocchetta visto dalla cima di M. Punta. Da sinistra a destra si vedono: Croda Gna (m. 2201), Sassolungo (m. 2413), Sforioi (m. 2409), Rocchetta (m. 2436), Bosconero (m. 2416) e Serra (m. 2139). Più in basso, pure da sinistra a destra, Punta Copada (m. 2084), Spiz S. Piero (m. 2084) e Castellin (m. 1577). La linea tratteggiata indica il percorso della *Linea di Copada*.

Fotogr. dell'autore.

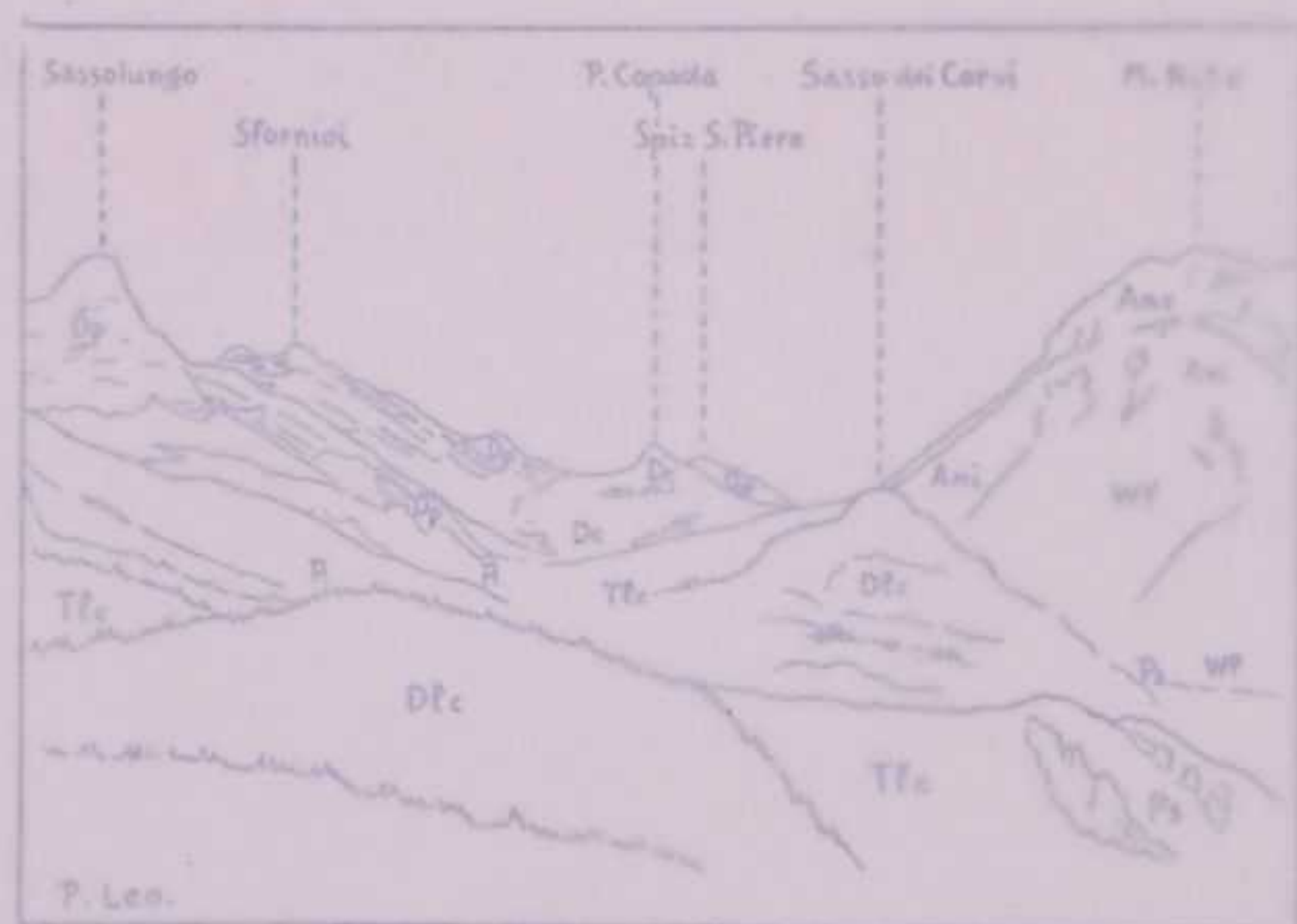


FIG. 2. - La Valle di Cibiana vista da Est. A sinistra l'anticlinale del M. Sforioi; a destra l'anticlinale del M. Rite; nel centro la zona intensamente dislocata compresa tra la *Linea di Copada* (I) e la *Linea di Fornesighe* (II).

Ps = Permiano superiore; Wf = Werfeniano; Ans = Anisico inferiore; Ans = Anisico superiore; Dlc = Dolomie e calcari ladinocarnici; Tlc = Tufi e marne ladinocarnici; De = Dolomie e calcari cassiani; R = Raibiano; Dp = Dolomia Principale.

Fotogr. dell'autore.



Fig. 1



Fig. 2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VII.

FIG. 1 - La Forcella Moschesin. Le dolomie noriche della Cima di Piacedel (a sinistra) si immergono sotto il complesso marnoso-arenaceo raibliano (in buona parte mascherato da detrito di falda) che costituisce la base della Cima di Moschesin (a destra). E' evidente la presenza di una linea di disturbo, la *Linea del Moschesin*.

FIG. 2 - Lo stesso fenomeno sopradescritto si osserva alle falde meridionali della Cima di Pramper, sempre in corrispondenza della Linea di Moschesin. Le formazioni carniche del Col dei Gai di Pramper sono sovrapposte alle dolomie noriche delle falde settentrionali della Cima di Piacedel.

Dp = Dolomia Principale; R = Raibliano;

Sc = Strati di S. Cassiano.

Fotogr. dell'autore.



Fig. 1.



Fig. 2.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VII.

FIG. 1 - La Forcella Moschesin. Le dolomie noriche della Cima di Piacedel (a sinistra) si immergono sotto il complesso marnoso-arenaceo raibliano (in buona parte mascherato da detrito di falda) che costituisce la base della Cima di Moschesin (a destra). E' evidente la presenza di una linea di disturbo, la *Linea di Moschesin*.

FIG. 2 - Lo stesso fenomeno sopradescritto si osserva alle falde meridionali della Cima di Pramper, sempre in corrispondenza della Linea di Moschesin. Le formazioni carniche del Col del Gio di Pramper sono sovrapposte alle dolomie noriche delle falde settentrionali della Cima di Piacedel.

Dp = Dolomia Principale; R = Raibliano;

Sc = Strati di S. Cassiano.

Fotogr. dell'autore.



Fig. 1.



Fig. 2.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VIII.

Fig. 1 - Panorama dei dintorni del Rifugio Venezia al Pelmo.

Da sinistra a destra: la base delle pareti del M. Pelmo (dolomie noriche); i Campi di Rutorto (corrispondenti ad un vasto affioramento di marne e calcari raibliani), dominati dal cozzolo del Col del Fer (dolomie noriche) e il M. Penna, costituito da un grosso banco di dolomie cassiane inclinate a NW. La linea tratteggiata indica la posizione di un disturbo in conseguenza del quale le dolomie cassiane situate ad Occidente della mulattiera si trovano alquanto sprofondate rispetto a quelle delle pareti occidentali del M. Penna.

Dp = Dolomia Principale; R = Raibliano; Dc = Dolomie cassiane; Tlc = complesso marnoso-tufaceo ladinocarnico.

Fotogr. dell'autore.

Fig. 2 - Panorama dei dintorni di Forno di Zoldo.

Da sinistra a destra: M. Pelmo (m. 3168); M. Punta (m. 1952); Valle del Rutorto; Col Duro (m. 2032). A destra sullo sfondo il M. Antelao (m. 3263).

Per l'interpretazione geologica vedere l'unito panorama geologico alla Tav. IX.

Fotogr. Prof. Giuseppe Leonardi

P. LEON





Fig. 1

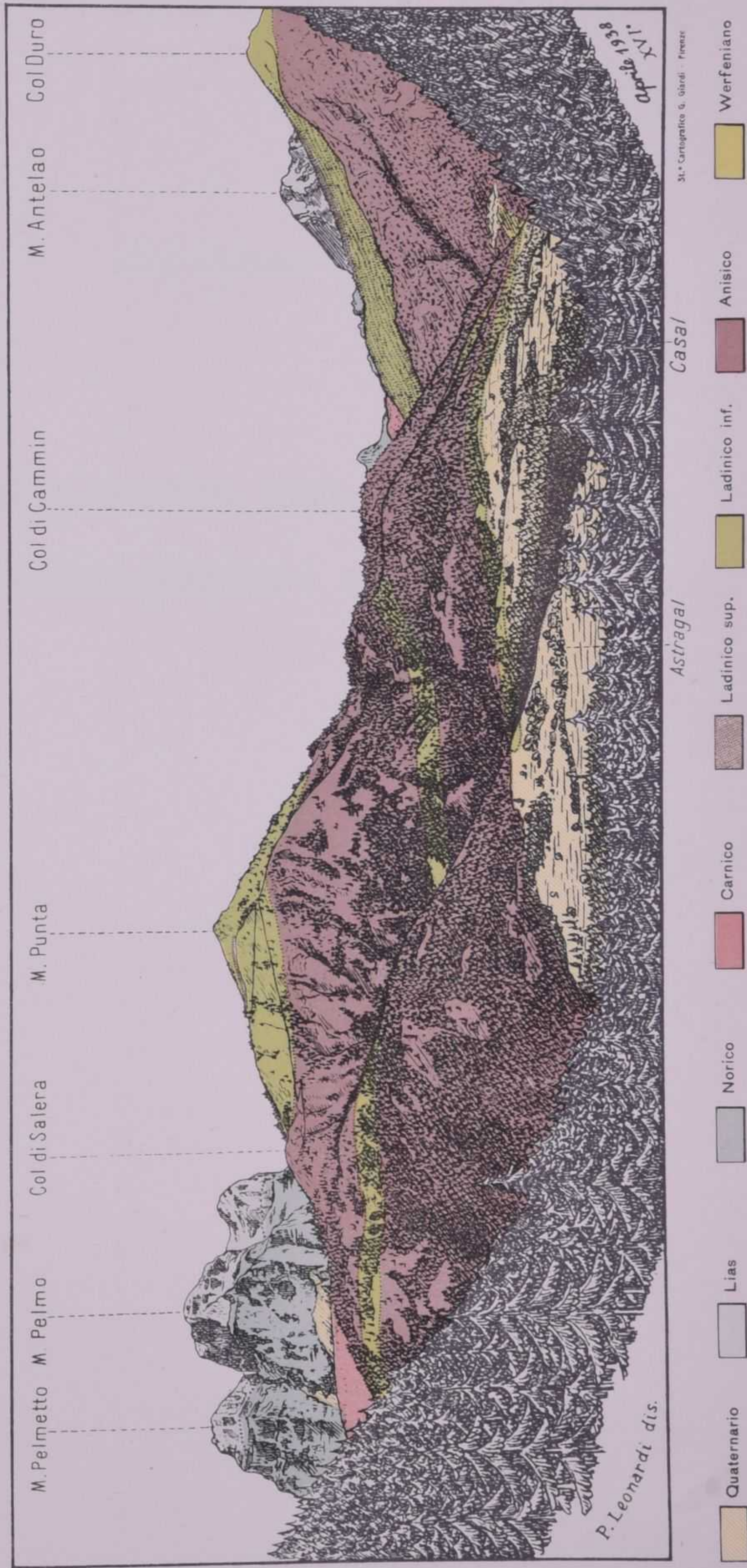


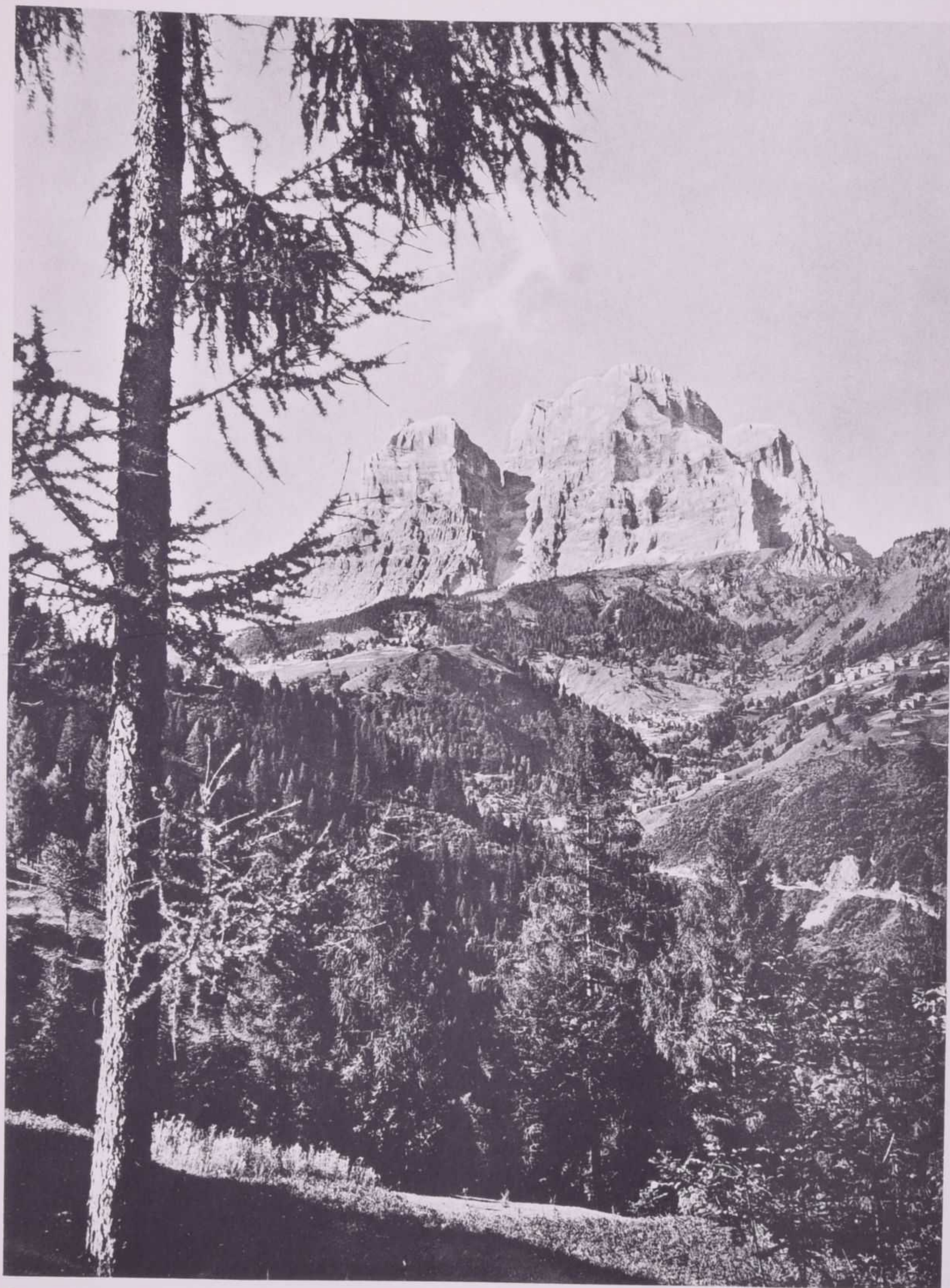
Fig. 2

MEMORIE DELL' ISTITUTO GEOLOGICO DELLA R. UNIVERSITA' DI PADOVA, Vol. XII

Piero Leonardi - GEOLOGIA DEI MONTI DI ZOLDO

Tav. IX





Il colosso dolomitico del M. Pelmo (m. 3168), costituito da Dolomia Principale e calcari del Lias. - Si noti il tipico contrasto tra le pareti dolomitiche pressochè verticali e le soffici pendici corrispondenti ad estesi affioramenti di terreni in prevalenza marnosi e fufacci ladinocarnici.