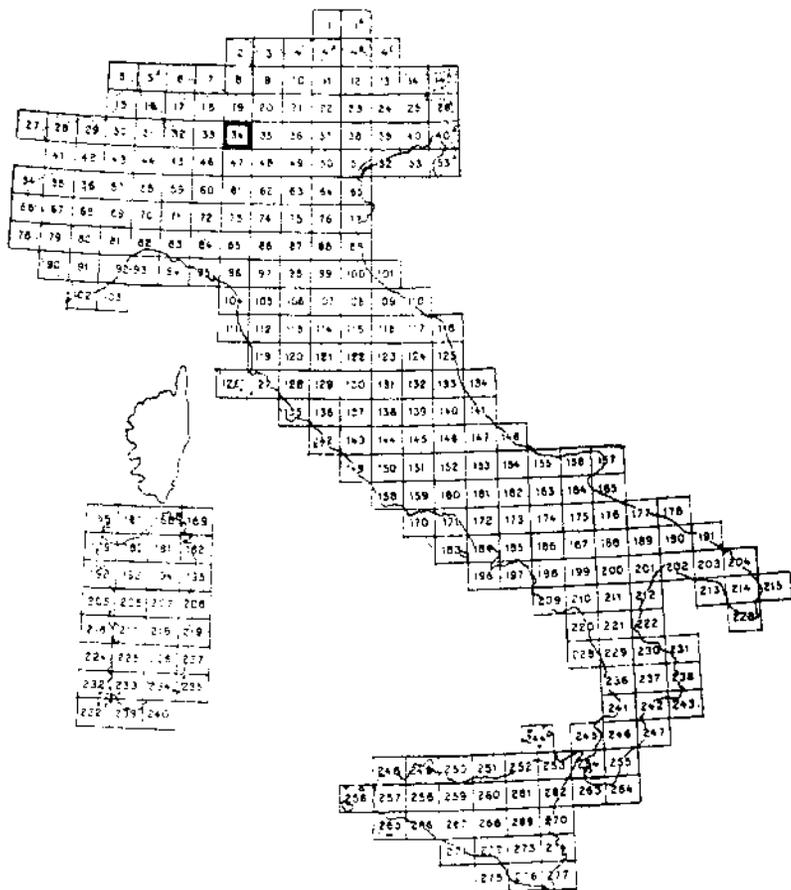


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

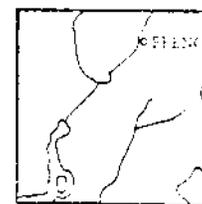
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 34

B R E N O

A. BIANCHI, A. BONI, E. CALLEGARI, P. CASATI, G. CASSINIS, G. CO-
MIZZOLI, GB. DAL PIAZ, A. DESIO, G. GIUSEPPEZZI, E. MARTINA,
L. D. PASSERI, F. P. SASSI, B. ZANETTIN, G. ZIRPOLI



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971



MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

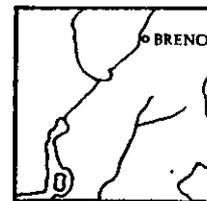
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 34

B R E N O

A. BIANCHI, A. BONI, E. CALLEGARI, P. CASATI, G. CASSINIS, G. CO-
MIZZOLI, GB. DAL PIAZ, A. DESIO, G. GIUSEPPETTI, E. MARTINA,
L. D. PASSERI, F. P. SASSI, B. ZANETTIN, G. ZIRPOLI



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971

S O M M A R I O

I — INTRODUZIONE	Pag. 9
II — MORFOLOGIA	» 11
III — STUDI PRECEDENTI	» 14
a) <i>Premessa</i>	» 14
b) <i>Area ad ovest del Lago d'Iseo e del Fiume Oglio</i>	» 14
c) <i>Area ad est del Lago d'Iseo e del Fiume Oglio</i>	» 17
IV — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME	» 21
V — STRATIGRAFIA	» 23
a) <i>Gruppo dei micascisti del Maniva</i>	» 23
b) <i>Carbonifero e Permiano</i>	» 25
1) « Conglomerato basale »	» 25
2) « Formazione di Collio »	» 26
3) « Conglomerato del Dosso dei Galli »	» 34
4) « Vulcaniti di Auccia »	» 35
5) « Formazione di Monte Mignolo (o Verrucano Lombardo) »	» 37
c) <i>Triassico</i>	» 39
6) « Servino »	» 39
7) « Carniola di Bovegno »	» 40

8) « Dolomia del Gaver »	Pag. 41
9) « Calcare di Camorelli »	» 42
10) « Calcare di Angolo »	» 43
11) « Calcare di Prezzo »	» 45
12) « Calcare di Buchenstein (o di Livinallongo) »	» 47
13) « Porfiriti e diabasi del Ladinico »	» 48
14) « Formazione di Wengen (o di La Valle) »	» 49
15) « Argillite di Lozio »	» 51
16) « Calcare di Esino »	» 52
17) « Porfiriti e conglomerati tufacei del Carnico »	» 54
18) « Metallifero Bergamasco »	» 54
19) « Formazione di Breno »	» 56
20) « Formazione di Gorno »	» 57
21) « Arenaria di Val Sabbia »	» 59
22) « Formazione di San Giovanni Bianco »	» 60
23) « Dolomia Principale »	» 62
24) « Calcare di Zorzino »	» 63
25) « Argillite di Riva di Solto »	» 64
26) « Calcare di Zu »	» 65
27) « Dolomia a <i>Conchodon</i> »	» 66
d) <i>Giurassico</i>	» 68
28) « Calcare di Sedrina »	» 68
29) « Calcare di Gardone Val Trompia (o di Moltrasio) »	» 69
30) « Calcare di Domaro »	» 70
31) « Formazione di Concesio »	» 73
32) « Selcifero Lombardo »	» 74
e) <i>Cretacico</i>	» 75
33) « Maiolica »	» 75
34) « Marna di Bruntino »	» 76
35) « Sasso della Luna »	» 77
36) « Arenaria di Sarnico »	» 78

f) <i>Quaternario</i>	Pag. 79
37) « Conglomerato di Sotto Castello »	» 79
38) « Depositi glaciali »	» 80
39) « Conglomerati interglaciali »	» 84
40) « Depositi lacustri »	» 85
41) « Depositi fluvioglaciali »	» 85
42) « Depositi alluvionali »	» 87

PLUTONE TERZIARIO DELL'ADAMELLO (SETTORE MERIDIONALE)	» 87
a) <i>Le rocce del plutone: introduzione</i>	» 87
b) <i>Rocce filoniane</i>	» 89
c) <i>Facies metamorfiche di contatto</i>	» 91
1) <i>Facies metamorfiche del « Calcare di Angolo »</i>	» 91
2) <i>Facies metamorfiche della « Dolomia del Gaver »</i>	» 92
3) <i>Facies metamorfica del « Calcare di Prezzo »</i>	» 92
4) <i>Facies metamorfiche del « Calcare di Buchenstein « di Livinallongo »</i>	» 92
5) <i>Facies metamorfiche della « Formazione di Wengen o di La Valle »</i>	» 93
6) <i>Facies metamorfiche del « Calcare di Esino »</i>	» 93
7) <i>Facies metamorfiche della « Dolomia Principale »</i>	» 93

ROCCE IGNEE E FILONI DI ETÀ NON BEN DEFINITA	» 94
1) « Diorite di Val di Rango »	» 94
2) « Granodiorite di Val Navazze »	» 95
3) « Filoni di quarzo, di barite e di fluorite »	» 97

4) « Porfiriti di età non precisabile, verosimilmente triassiche »	Pag. 98
VI — TETTONICA	» 102
1) PREMESSA	» 102
2) REGIONE A OVEST DEL SEBINO E DEL FIUME OGLIO	» 102
<i>Parte settentrionale</i>	» 103
<i>Parte centrale</i>	» 105
<i>Parte meridionale</i>	» 106
3) PROPAGGINI SUD-OCCIDENTALI DELL'ADAMELLO .	» 108
4) REGIONE A EST DEL SABINO E DEL FIUME OGLIO	» 110
VII — GEOLOGIA APPLICATA	» 116
1) MATERIALI UTILI	» 116
2) IDROGEOLOGIA	» 122
3) FRANE	» 124
VIII — BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE	» 127

I — INTRODUZIONE

Queste note illustrative hanno assunto dimensioni un po' maggiori del consueto, ma la lunga leggenda del Foglio geologico « Breno » può giustificarle. Al coordinatore del foglio, A. DESIO, e di queste note va qui il dovere di segnalare la parte avuta dai vari collaboratori nella compilazione del presente volumetto.

La parte stratigrafica è principalmente frutto della collaborazione fra gli Istituti di Geologia di Milano e di Pavia i cui direttori, Professori A. DESIO e A. BONI, erano anche i direttori di rilevamento delle porzioni maggiori del foglio. Hanno collaborato per Milano principalmente P. CASATI, G. COMIZZOLI e L. D. PASSERI, per Pavia G. CASSINIS e G. GIUSEPPETTI (quest'ultimo per la Granodiorite di V. Navazze e la Diorite di V. di Rango).

La parte relativa alle propaggini sud-occidentali del gruppo dell'Adamezzo con le sue rocce ignee e le sue formazioni metamorfiche sono opera degli Istituti di Geologia e Petrografia di Padova diretti rispettivamente dal Prof. G. B. DAL PIAZ e dal Prof. B. ZANETTIN. A tale lavoro hanno collaborato particolarmente A. BIANCHI, E. CALLEGARI, F. P. SASSI e G. ZIRPOLI. A L. D. PASSERI si deve il coordinamento del capitolo stratigrafico e di altre parti del manoscritto che sono stati poi revisionati e messi a punto da A. DESIO. Questo ha pure provveduto alla compilazione dei paragrafi relativi allo sguardo geologico d'insieme ed alla morfologia.

Al capitolo relativo alla tettonica, con annessa cartina, hanno atteso per le aree di rispettiva competenza i tre Istituti suddetti, e cioè per la « Regione ad ovest del Sebino e del fiume Oglio » l'Istituto di Geologia di Milano e particolarmente L. D. PASSERI, per la « Regione ad est del

Sebino e del fiume Oglio » l'Istituto di Geologia di Pavia e finalmente per « Le propaggini sud-occidentali dell'Adamello » l'Istituto di Geologia di Padova. Finalmente E. MARTINA ha curato il capitolo relativo ai « Materiali utili » e G. CASSINIS i paragrafi sull'idrogeologia e sulle frane.

Si deve avvertire che si troverà qualche piccola variazione nella nomenclatura stratigrafica relativa alle formazioni contenuta nella leggenda del foglio ed in queste note, dovuta al tempo piuttosto lungo intercorso fra il termine dei rilevamenti, le operazioni di approntamento per la stampa stessa del foglio e la pubblicazione di queste note illustrative. Nel frattempo qualche studio stratigrafico di dettaglio è stato effettuato e qualche nuovo nome formazionale è stato istituito ed approvato dalla apposita Commissione Stratigrafica del Comitato Geologico, diventando così ufficiale. I nomi formazionali nuovi sono stati messi tra parentesi accanto allo stesso nome che figura nella leggenda del foglio.

II — MORFOLOGIA

Il territorio compreso nell'area del foglio è un territorio montagnoso diviso in due parti dalla depressione valliva trasversale della Val Camonica e del Lago d'Iseo che scende con qualche inflessione da nord-est verso sud-ovest. L'orografia è molto irregolare, ma si può dire che le cime e le creste aumentano complessivamente d'altezza da sud verso nord e culminano nella parte nord-est sulla Cima Laione a 2750 m s.l.m. Anche il sistema vallivo ha una struttura disordinata, con valli orientate in ogni direzione.

Questa singolare configurazione morfologica dipende sostanzialmente da due fattori preminenti: da un lato dalla subordinazione dell'altimetria alla litologia, dall'altro dalla sovrapposizione dell'erosione glaciale al paesaggio morfologico preglaciale precostituito da una serie di cicli d'erosione normale.

Nell'ampia gamma di litotipi che compongono la serie stratigrafica locale, dal punto di vista morfologico essi possono essere riuniti in sei principali gruppi: *a*) calcari e dolomie massicce o in grossi banchi del Triassico medio e superiore; *b*) calcari e calcari marnosi in strati sottili, in parte selciferi del Triassico medio e superiore e del Giurassico; *c*) argilliti e marne talora associate ad arenarie del Permiano, del Triassico e del Cretaceo; *d*) conglomerati e arenarie del Permiano e del Carnico; *e*) filladi, micascisti e paragneiss del basamento; *f*) rocce plutoniche.

Ciascuno di questi litotipi si presenta con una fisionomia morfologica particolare, con forme più o meno angolose o arrotondate a seconda della maggiore o minore resistenza che le rocce offrono all'erosione. Così, forme frastagliate o turricolari sono caratteristiche delle rocce del grup-

po a) quando per la disposizione pianeggiante degli strati non danno origine a veri altipiani carsici; così le dorsali arrotondate sono comunemente sviluppate sulle rocce del gruppo c) e del gruppo e). Ma spesso i litotipi sopra ricordati si alternano in successioni molto potenti o si ripetono alternativamente, presentando una ripetizione irregolare di forme accidentate e di forme dolci.

Per spiegarci la configurazione attuale occorre tenere ben presente qual'era lo stadio di evoluzione morfologica che aveva raggiunto il nostro territorio anteriormente alle invasioni glaciali e qual'è l'area ch'è stata coperta dai ghiacci e qual'è quella che n'è rimasta scoperta.

I ghiacciai che hanno più volte riempito ed abbandonato la depressione valliva della Val Camonica e del Lago d'Iseo traboccando nelle valli collaterali hanno creato uno scompiglio nell'idrografia preglaciale provocando catture, retroflettendo alcune valli (ad ovest del Sebino), rettificandone altre, ultraffondando la depressione valliva del Lago d'Iseo, smussando le creste superate dalle colate di trabocco ed abbandonando dovunque abbondanti depositi morenici di ristagno e di ostacolo.

Le impronte morfologiche glaciali sono molto evidenti in Val Camonica e sui versanti della valle del Lago d'Iseo, meno decise nelle valli maggiori dell'area a ponente dell'Oglio che presentano invece i fondi valle ricoperti da abbondante sfasciume morenico abbandonato dalle colate laterali di destra del ghiacciaio camuno.

Ma il paesaggio morfologico glaciale scompare verso levante a breve distanza dal Lago d'Iseo e soprattutto nel settore sud-orientale del territorio che non è stato mai raggiunto dai trabocchi del ghiacciaio camuno e non ha avuto ghiacciai propri, come hanno avuto invece le creste, molto più elevate, dei settori nord-est e nord-ovest. Là si sono conservate antiche superfici topografiche preglaciali sui più vasti rilievi calcareo-dolomitici di cui tuttavia si trovano resti anche nel settore nord-occidentale. Per il resto prevale decisamente l'effetto dell'erosione selettiva con rilievi in corrispondenza degli affioramenti di rocce più resistenti, con depressioni in corrispondenza di quelli meno resistenti e con elevazioni maggiori e minori in relazione con la posizione tettonica dei vari blocchi.

Scarse sono ancora le indagini geomorfologiche sul territorio del foglio salvo per quanto riguarda il glaciale, mentre soggetti per studi del genere sono molto numerosi e promettenti di buoni risultati.

III — STUDI PRECEDENTI

a) *Premessa*

La regione contenuta nel Foglio « Breno », e in modo particolare l'area a est del Lago d'Iseo, ha attirato in passato l'attenzione di numerosi geologi italiani e stranieri, sia per la peculiarità della tettonica, che per la ricchezza e l'importanza dei fossili rinvenuti nei suoi terreni. Sarebbe tuttavia troppo lungo qui menzionare tutti i numerosi lavori geologici riguardanti la regione in esame, per cui ci limiteremo a ricordare brevemente solo quegli AA. che hanno contribuito maggiormente alla sua conoscenza geologica. Chi volesse disporre di una bibliografia geologica più completa non ha che da consultare il vol. II (Lombardia) della *Bibliografia Geologica d'Italia* pubblicato dal Consiglio Nazionale delle Ricerche.

b) *Area ad ovest del Lago d'Iseo e del Fiume Oglio*

Tra i primi studiosi che si sono occupati di questa area ricordiamo A. STOPPANI (1857), C. W. GÜMBEL (1861), G. CURIONI (1876) e A. VARISCO (1881), i quali hanno illustrato sommariamente la successione delle varie formazioni, indicandone approssimativamente l'età.

Il gruppo montuoso della Presolana e la Valle del Dezzo si sono rivelati di particolare interesse come si può desumere dall'elevato numero di studi ad essi dedicati.

CURIONI, nella massa calcareo-dolomitica della Presolana, stabiliva dal basso in alto le seguenti suddivisioni: dolomia metallifera, banchi di calcari argillosi neri, dolomie e calcari con fossili del piano di Esino.

E. TACCONI (1899), esaminando la geologia della Presolana, descriveva una successione stratigrafica così composta: scisti di Werfen presso Vilminore, dolomia cariata in piccoli lembi concordanti sul Werfen, « Muschelkalk », « scisti di Wengen » attraversati da porfirite e rappresentati da arenaria compatta, scisti neri con *Halobia* e scisti neri azoici, scisti talora marnosi o arenacei riferiti al piano di S. Cassiano, formazione raibliana, dolomia ad *Avicula exilis* o Hauptdolomit.

E. MARIANI (1899) distingueva sul versante settentrionale della Presolana, dal basso in alto: dolomie e calcari infraraibliani con filoni di porfirite, strati argillosi nerastrati, calcari brecciati, scisti marnosi ed arenacei ed infine calcari dolomitici. Sul versante meridionale ai calcari brecciati farebbero seguito scisti marnosi ed arenacei ed infine calcari dolomitici. Relativamente alla tettonica, MARIANI riteneva che il motivo principale fosse una grande sinclinale inclinata a SO. In seguito riesaminò (1900) le condizioni tettoniche della Presolana e mise in rilievo l'esistenza di un notevole scorrimento che avrebbe portato il « Muschelkalk » a sovrapporsi al Raibliano.

G. B. CACCIAMALI in una serie di pubblicazioni a carattere sia stratigrafico che tettonico, apparse fra il 1909 e il 1930, si occupò in particolare della Val Camonica. In uno studio del 1913, osservava che le linee tettoniche della valle hanno andamento ENE-OSO, attraversando la valle con un angolo di 50°. Inoltre schematizzava la tettonica della valle riducendola ad una grande sinclinale, con nucleo a Breno, compresa tra due anticlinali, una della Val Camonica superiore, l'altra in quella inferiore. L'A. notò però che il Raibliano è in facies calcarea anziché tufacea e che la Dolomia principale sovrastante è relativamente poco estesa.

C. PORRO (1933) segnalò la presenza del Raibliano in Val Camonica, in Val Dezzo e nella zona di Palline, constatando la presenza di una facies calcareo-dolomitica tipica di quest'area e assegnò inoltre alla facies di Esino solo la parte più alta del complesso ladinico.

L. DORSMAN (1940) stabilì che gli scisti argillosi a sud di Schilpario, sotto lo scorrimento di Pizzo Camino, appartenevano alla formazione di Wengen, sia per posizione stratigrafica, sia per contenuto paleontolo-

gico. Notò inoltre una eteropia tra la facies di scisti argillosi del Wengen superiore e la facies di Esino. Per ciò che concerne la tettonica, trovò in Val Grone una marcata linea di discontinuità che portava la formazione di Wengen (parte superiore) a contatto con l'Anisico inferiore, ciò che lo indusse a modificare la posizione dello scorrimento di Pizzo Camino.

A. MAASKANT (1941) svolse un'accurata indagine stratigrafica studiando in particolare le formazioni dal Servino al Retico; raggruppò i calcari e le dolomie del Trias medio delle Alpi Bergamasche sotto l'unica denominazione di « Valsecca », tenendo separato l'Esino come facies eteropica. Trattando dello scorrimento Gandino-Sovere, che porta la dolomia norica sugli scisti argillosi del Retico, osservava che la direzione della linea di dislocazione coincide con quella della faglia di Clusone.

G. L. KROL (1942) individuò a sud di Schilpario una linea di dislocazione che chiamò « Scorrimento di Pizzo Camino » dovuto, secondo lui, a « spinte provenienti da nord ».

R. SCOSSIROLI (1946) si occupò della bassa Val Camonica dal punto di vista stratigrafico e tettonico rilevando, tra l'altro, la presenza di una particolare facies del Norico superiore, sottilmente stratificato, bigio-nero, di limitata estensione.

L. U. DE SITTER (1949) dell'Università di Leida, compì un notevole lavoro di riordinamento stratigrafico e di sintesi geologica relativa a tutte le Prealpi Lombarde, corredato di un rilievo geologico in scala 1:50.000. In esso sono riassunti anche gli studi di DORSMAN, MAASKANT, KROL ed altri.

Per quanto riguarda i depositi quaternari, S. VENZO e F. LONA (1957) si occuparono dei depositi di Pianico, mentre VECCHIA (1954) pubblicò uno studio accurato sui terreni morenici che circondano la conca sebina.

Recentemente R. ASSERETO e P. CASATI (1965), revisionando la stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale, precisarono i caratteri delle varie formazioni per le quali venne descritta la sezione-tipo e fornita la classificazione cronostatigrafica.

c) Area ad est del Lago d'Iseo e del Fiume Oglio

L'A. che attuò per primo osservazioni litologiche su vasta scala in tutta la regione, fu G. RAGAZZONI, il quale raccolse e fornì numerosi dati e segnalazioni assai utili, ma senza unire a questa sua attività un'adeguata produzione scientifica.

Ricerche stratigrafiche furono in seguito effettuate da G. CURIONI (1855, 1863, 1865, 1870, 1877), F. VON HAUER (1858), al quale si devono pure le prime determinazioni di ammoniti del M. Domaro (1861), E. SUESS (1869), che correlò, con la collaborazione di H. B. GEINITZ (1869), gli « strati di Collio » al Rothliegende tedesco. R. LEPSIUS (1878) e C. W. GÜMBEL (1880) apportarono ulteriori contributi, specialmente il primo, con particolare riguardo al Servino.

A. BITTNER (1881, 1883) incrementò notevolmente le ricerche stratigrafico-paleontologiche nella regione, soprattutto per ciò che concerne il Trias medio e il Carnico. La tripartizione dell'Anisico della Val Trompia e delle aree contigue in Muschelkalk superiore (livello di Prezzo e del Dosso Alto), a *Ceratites trinodosus* e *Balatonites euryomphalus*; Calcarea a brachiopodi (livello del Ponte di Cimego), a *Ceratites binodosus*; Muschelkalk inferiore — orizzonte a *Encrinus gracilis* — di Recoaro, ha infatti le sue origini nelle opere di questo A.

Uno studio di A. MAASKANT (1941), nella zona del M. Guglielmo, ultimò verso oriente la serie dei rilevamenti effettuati dai geologi della scuola olandese di Leida nelle Alpi lombarde.

Nell'imminenza della seconda guerra mondiale ebbero inizio le ricerche di A. BONI, che portarono, dal 1943, alla pubblicazione di una serie di lavori geologico-paleontologici per la conoscenza del territorio situato ad est del Lago d'Iseo.

Il primo di questi è uno studio geologico sull'area compresa fra la Corna Trentapassi, il M. Crestoso, la Cima Meghé e la Corna di Savallo. Ad esso hanno fatto seguito nel 1947 una memoria sulla fascia occidentale compresa fra il Montisola, la Punta dell'Orto, Gardone Valtrompia e M. Guglielmo e nel 1955 lo studio dell'area orientale fra il Passo di Croce Domini, M. Dasdana, Vestone e il Lago d'Idro, uscendo così dal

perimetro del Foglio « Breno ». A questi va aggiunto uno studio di G. ARDIGÒ, del 1955-56, sulla porzione nord-ovest del territorio anzidetto.

Numerosi sono gli studi paleontologici relativi al territorio ad E del Lago d'Iseo, studi talora consistenti in ampie memorie con numerose illustrazioni di specie, talora in brevissime note destinate ad annunciare la scoperta di qualche nuova località fossilifera.

Non è il caso che ci dilunghiamo qui a trattarne. Ricordiamo che queste opere sono tutte elencate nella citata Bibliografia Geologica del C.N.R.; non possiamo tuttavia esimerci dal menzionarne alcune delle principali. Così le memorie di A. BETTONI (1900), D. DEL CAMPANA (1900) e A. FUCINI (1908) sui fossili medioliassici della provincia di Brescia, varie pubblicazioni di T. TOMMASI soprattutto su faune del Trias inferiore lombardo ed alcune note di E. MARIANI.

A questi studi fanno seguito pubblicazioni più recenti ad opera soprattutto di A. BONI (1939, 1943 a) su faune per lo più triassiche del Bresciano. A queste seguirono studi di analogo indirizzo di G. SACCHI VIALLI (1957) e di G. SACCHI VIALLI e G. B. VAI (1958) su faune dell'Anisico.

Nell'immediato dopo-guerra O. VECCHIA approfondì, tra il 1946 e il 1954, la stratigrafia della conca sebina dimostrando con nuovi dati la presenza del Lotharingiano nel « Medolo » del Montisola.

Fra le pubblicazioni più recenti sono da ricordare le ricerche petrografiche di G. GIUSEPPETTI (1959) sulle formazioni ignee della Val Navazze e della Val Torgola, quelle di G. PEYRONEL PAGLIANI (1965) sulle vulcaniti permiane dell'alta Val Trompia, le osservazioni di A. BONI (1960) su rocce calcareo-silicizzate della Dolomia Principale, lo studio paleontologico di N. FANTINI SESTINI (1962) sulla fauna del M. Domaro, le indagini stratigrafiche di M. B. CITA (1962) e G. CASSINIS (1966), rispettivamente sul Domeriano-tipo e sul Permiano.

Della tettonica si sono occupati fra i primi G. RAGAZZONI che può considerarsi un precursore. E. SUSS nel 1869 stabilì per primo l'esistenza in Val Trompia di una grande linea di frattura che porta il nome di « linea della Val Trompia ». Ad A. BALTZER (1901-1909) si deve la

scoperta di un notevole sovrascorrimento degli scisti cristallini col loro rivestimento permo-triassico dell'alta Val-Trompia su formazioni della medesima età.

Simultaneamente si sviluppò l'attività di un altro naturalista bresciano, G. B. CACCIAMALI, che fu un acceso propugnatore delle idee faldiste che si sforzò di applicare alla tettonica del Bresciano. Egli tratteggiò quattro grandi « carreggiamenti » che estese anche fuori dal Bresciano: 1) falda Camozzera-Podona-Colma San Zeno-Maniva; 2) falda Albenza-Misma-Guglielmo-Ario; 3) falda Bronzone-Redondone-Albio; 4) falda Punta dell'Orto.

N. TILMANN in una serie di lavori suddivise il territorio immediatamente a sud della « linea della Val Trompia » in zolle, delimitate da fratture dirette est-ovest che avrebbero generato locali sovrascorrimenti.

Anche l'attività di un altro geologo bresciano, A. COZZAGLIO, fu rivolta essenzialmente alla tettonica, assumendo talora aperti contrasti con le opinioni di CACCIAMALI. Va ricordato fra l'altro un suo lavoro (1922) che riconosce la presenza di un affondamento eotriassico della zona meridionale del massiccio paleozoico; segnala inoltre la frattura Breno-Maniva-Gardone Riviera, che separerebbe la tettonica *eridio-benacense* ad est dalla *sabbio-triumplina* ad ovest. In un altro lavoro (1927) COZZAGLIO cercò di ricostruire l'andamento del bacino di sedimentazione della « formazione di Collio » dell'alta Val Trompia e compilò (1937) una cartina geologica a colori, alla scala 1:300.000, della Prealpe bresciana.

Le numerose e dettagliate osservazioni tettoniche di A. BONI, presenti nei già citati lavori, si trovano in parte compendiate in un lavoro più recente (1963), nel quale indica che l'aspetto generale del massiccio cristallino delimitato a sud dalla « linea della Val Trompia » è quello di una piega a ginocchio, e pone in luce la complicata tettonica di tutta la regione in esame, pronunciandosi essenzialmente a favore di un suo assetto strutturale a carattere locale.

Va infine ricordato uno studio sull'area del Sebino di O. VECCHIA (1950), nel quale viene riconosciuta la continuità dei motivi tettonici attraverso il lago con pieghe spesso sovrascorse dovute essenzialmente

ad « una generale spinta N-S, congiunta con componenti verticali, la quale per effetto della struttura nel territorio giudicario-benacense genera una forte spinta diretta verso O ». A G. ARDIGÒ (1956) si deve uno studio tettonico sulla fascia paleozoica compresa tra la Val Camonica e l'alta Val Trompia; più recentemente E. MARTINA (1966) ha ricostruito la configurazione dell'ammasso granodioritico di V. Torgola - V. Navazze che avrebbe determinato l'aspetto strutturale della zona percorsa dalla « linea della Val Trompia ».

IV — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

La serie stratigrafica che affiora nell'area del foglio è molto estesa: inizia infatti con le formazioni metamorfiche del basamento cristallino, che possiamo senz'altro ritenere precarbonifere e forse prepaleozoiche, passa attraverso vari rappresentanti del Paleozoico superiore, ma soprattutto del Mesozoico, e termina con le formazioni plutoniche del Cenozoico. A queste fanno seguito naturalmente i depositi del Quaternario continentale pure ben rappresentati.

Le formazioni più antiche fanno parte del gruppo dei Micascisti del Maniva, rappresentati da gneiss e micascisti che occupano una parte rilevante dell'area del foglio ad est della bassa Val Camonica.

Segue la successione permiana alla cui base compare un banco di conglomerato, probabilmente del Carbonifero. Le formazioni permiane sono di ambiente continentale in parte sedimentario, in parte vulcanico, in parte plutonico. Fra le unità litostratigrafiche del sedimentario merita particolare menzione la Formazione di Collio, poiché è l'unica formazione permiana che ha fornito fossili in Lombardia.

Nel gruppo Mesozoico il sistema meglio rappresentato è quello triassico nel quale figurano ben ventotto distinzioni di cui venti relative al sedimentario, due, o forse tre, al vulcanico, e le restanti al metamorfico. Buona parte delle formazioni sedimentarie del Triassico hanno fornito fossili e non di rado molto abbondanti come il Calcare di Esino, la Formazione di Gorno, l'Argillite di Riva di Solto, il Calcare di Zu, ecc. Il passaggio fra il Triassico ed il Giurassico è contrassegnato dalla Dolomia a *Conchodon* (Retico-Hettangiano), come in quasi tutta la Lombardia.

Nel sistema Giurassico sono rappresentati sia il Lias, sia il Dogger, sia il Malm, ma è specialmente il primo che ha fornito i migliori elementi per suddivisioni stratigrafiche. Di particolare interesse è il Calcare di Domaro, fossilifero, ch'è la formazione-tipo del piano Domeriano.

Il passaggio del Giurassico al Cretaceo avviene entro la Maiolica ch'è attribuita al Titoniano-Barremiano sulla base dei fossili (aptici e calpionelle).

Molto ristretti sono gli affioramenti che rappresentano il Cretaceo i quali sono inoltre limitati alla parte sud-occidentale del foglio ed in essi sono presenti sia il Cretaceo inferiore, sia quello superiore documentati da fossili.

Alle vulcaniti mesozoiche appartengono le porfiriti ed i diabasi del Ladinico e le porfiriti del Carnico. Le facies metamorfiche del Mesozoico sono presenti sulle propaggini del massiccio dell'Adamello che occupano una ristretta porzione dell'area nord-est nel foglio. Più diffuse sono in quell'area le rocce plutoniche e soprattutto le tonaliti.

Al Neozoico sono riferiti depositi morenici di varia età, depositi lacustri fluvio-glaciali ed alluvionali.

Per quanto si riferisce alla distribuzione degli affioramenti, ch'è legata in buona parte alla tettonica, si può notare che in generale nel sud prevalgono le formazioni marine più recenti, nel nord quelle più antiche all'infuori della porzione centro-orientale del foglio ove emerge lo zoccolo cristallino ch'è circondato da un'aureola di formazioni sedimentarie antiche.

Il Lago d'Iseo e la Val Camonica dividono gli affioramenti in due parti, ma questa divisione è assai più morfologica che geologica poiché le strutture, e quindi le aree d'affioramento delle varie formazioni, passano da una sponda all'altra del lago e da un versante a quello opposto della Val Camonica senza che si possa riconoscere l'esistenza di notevoli interruzioni sotto la copertura fluvio-lacustre.

La tettonica della regione compresa nel foglio è dominata dall'alto strutturale contrassegnato dall'emergenza dello zoccolo cristallino nella parte centro-orientale. Questa situazione tettonica è poco risentita però nell'area situata a ponente della Val Camonica e del Lago d'Iseo ove è evidente una tettonica subordinata alla distribuzione nella serie stratigrafica di rocce rigide, come sono i calcari e le dolomie, e di rocce plastiche come sono le rocce argillitiche e marnose-arenacee.

V — STRATIGRAFIA

a) Gruppo dei micascisti del Maniva

Fra la valle dell'Oglio e quella del Caffaro, attraverso l'alta Val Trompia, si sviluppa il « massiccio cristallino delle tre valli bresciane » (ARDIGÒ e BONI, 1952).

E' questo uno dei più meridionali affioramenti del basamento cristallino delle Alpi Meridionali; esso si trova all'incirca alla stessa latitudine di quello di Recoaro nel Vicentino ed è allineato, con la sua disposizione OSO-ENE, con quello della Val Sugana.

Le rocce metamorfiche che lo costituiscono vengono qui riunite come « Gruppo dei micascisti del Maniva » in base al tipo litologico prevalente ed alla località (M. Maniva e Giogo del Maniva) più nota.

- fq *Filladi quarzifere cloritiche e micaceo-cloritiche granatifere talora passanti ad argilloscisti.*
- m *Micascisti muscovitici e muscovitico-biotitico-cloritici più o meno granatiferi.*
- gb *Gneiss (paragneiss) biotitici e biotitico-cloritici o a due miche, spesso granatiferi o anche zoisitici.*
- go *Gneiss occiadimi.*

Le *filladi* sono quarzifere, debolmente cloritiche, o quarzifere a fenoblasti di clorite, o micaceo-cloritiche granatifere; esse fanno localmente passaggio ad argilloscisti più o meno quarziferi, talora ematitico-ocracei.

I *micascisti* sono muscovitici con biotite e clorite accessoria, o mu-

scovitico-biotitico-cloritici più o meno granatiferi, o muscovitico-granatiferi; ad essi si associano quarziti molto muscovitiche.

Esistono forme di passaggio fra i micascisti e gli gneiss, rappresentate da micascisti feldspatici a due miche e da gneiss a due miche con granato e clinozoisite.

Gli *gneiss* sono biotitici o biotitico-cloritici, spesso più o meno granatiferi, talora anche zoisitici, oppure a due miche, talvolta cloritico-granatiferi. Locali sono gli affioramenti di *gneiss (ortogneiss) chiari* a struttura blasto-aplitica.

Sul terreno la distinzione di questi tipi litologici che, come si è detto, sono legati da termini di passaggio, appare difficile, per cui, prevalendo i micascisti, si è preferito indicare semplicemente con un soprassegno e senza precisa delimitazione le zone dove gli gneiss, o, rispettivamente, le filladi diventano prevalenti.

Le rocce del Gruppo dei micascisti del Maniva affiorano in larga fascia continua dalla valle dell'Oglio, attraverso il Colle e la Colma di S. Zeno, al fianco settentrionale dell'alta Val Trompia e poi, attraverso il Giogo del Maniva e il M. Maniva, alla valle del Caffaro. A sud della fascia continua esistono alcuni modesti affioramenti isolati del basamento cristallino, testimoni di una tettonica minuta e complicata.

Gli gneiss affiorano in fascia pressoché continua dall'alta valle del Zerlo (a NO di Bovegno) all'alta valle del Mella di Sarle, al M. Mericolo; si ritrovano nell'alta valle Bozzoline, alla Volzella di Cigoletto e poi in fascia continua dalla zona sotto Pofferatte di Mezzo, a Stabul Marzo, e alle Calve dei Zocchi (sul crinale spartiacque fra i Fiumi Mella e Caffaro); ricompaiono sul fianco nord-orientale della valle del T. Vaia. Degno di nota è il fatto che in certi punti gli gneiss appaiono separati dalla copertura permiana da una fascia di micascisti; in altri invece vengono a diretto contatto coi « porfidi » permiani. Una fascia di gneiss entro il complesso degli scisti cristallini affiora anche sul fianco orientale della bassa Val Camonica nella zona di Artogne-Gianico. Si tratta verosimilmente di « paragneiss ».

Come già detto, molto più localizzati appaiono gli gneiss chiari.

Nella zona di C. Gardino (fra la valle di Rango e la valle del Zerlo) affiora uno gneiss chiaro a struttura blasto-aplitica, derivante da un'intrusione filoniana locale; sotto Stabul Marzo compare uno gneiss biotitico che per le sue caratteristiche petrografiche si avvicina alla granitite di Val Navazze.

Secondo A. BIANCHI e G. B. DAL PIAZ (1937 c) lungo le Calve dei Zocchi s'incontrano « degli gneiss a *facies* alquanto variabile, talora a tessitura distintamente ghiandolare, che in parte offrono i caratteri di uno ortogneiss tonalitico ».

In Val Torgola affiora una roccia compatta e tenace definita da GIUSEPPETTI (1959) microgneiss. Appare comunque molto difficile delimitare separatamente sulla carta queste rocce.

Le filladi assumono particolare sviluppo nella zona di Graticelle-Bovegno-Pezzaze, dove localmente passano addirittura ad argilloscisti e stanno ad immediato contatto (discordante) coi terreni permo-triassici di copertura.

Quanto all'età di queste rocce metamorfiche si può ricordare che sono coperte localmente dal « Conglomerato basale », verosimilmente del Carbonifero superiore, e poi dalle formazioni permiane; esse sono quindi sicuramente prepermiane, e verosimilmente anteriori al Carbonifero superiore. Secondo alcuni AA., che correlano le formazioni di questo basamento cristallino con quelle delle Alpi Carniche, il metamorfismo è di età ercinica, secondo altri, risale molto addietro e cioè ad un'orogenesi pre-paleozoica.

b) Carbonifero e Permiano

1) « Conglomerato basale »

CA⁷⁻³ — *Conglomerati ed arenarie a stratificazione indistinta, con frammenti di rocce metamorfiche e di quarzo (Conglomerato basale Auct.) Carbonifero sup.? Spessore 0-10 m.*

La formazione, per la quale è stata conservata la denominazione non

formale di « Conglomerato basale », è stata chiaramente individuata solo nell'alta Valle Bozzoline, sul fianco destro della Val Trompia, in una breve e sottile fascia (spessore massimo attorno ai 10 m), che si estende dall'incisione situata pochi metri a ovest di Baita Prada allo sperone tra la Val Bozzoline e quella dello Stabil Solato.

L'unità è costituita da un conglomerato grossolano rosso-bruno, con ciottoli di scisti cristallini e di quarzo, a stratificazione indistinta o in grossi banchi, e da una arenaria di colore identico.

Essa poggia in netta discordanza stratigrafica sul basamento cristallino costituito dal gruppo dei micascisti del Maniva ed è sormontata dalle vulcaniti riolitiche che, più ad oriente, si trovano alla base della Formazione di Collio.

Nel « Conglomerato basale » manca in Val Trompia ogni forma fossile.

Poiché esso sottostà alla Formazione di Collio, la quale, a partire dalla porzione arenaceo-argillosa inferiore, appartiene al Permiano inferiore, è stato attribuito, sebbene dubitativamente, al Carbonifero superiore.

2) « Formazione di Collio »¹

PE¹, p — *Tufi da vetrosi a cristallini, di vario colore, e ignimbriti riolitiche rosso-violacee (alla base della Formazione di Collio). (« Porfidi inferiori » Auct.) Permiano inferiore. Spessore da 30 a 80 m.*

Si tratta dei « porfidi quarziferi inferiori » dei vecchi AA.: si svi-

¹ Il nome di « Strati di Collio » (« Collioschichten ») fu introdotto nel 1880 da C. W. GÜMBEL per indicare il « complesso di strati con resti di piante del Rothliegende » affiorante al M. Colombine, nell'alta Val Trompia. Questa e altre simili denominazioni, come « Serie di Collio », « Formazione di Collio » sono state successivamente usate, a cominciare da JONG, che riprese il termine nel 1928, da tutti gli AA. che si sono occupati del Paleozoico superiore della Lombardia, con valore stratigrafico tuttavia diverso. Il nome « Formazione di Collio » è stato recentemente adottato anche da G. CASSINIS (1966 b) in uno studio riguardante l'area-tipo (Val Trompia).

luppano al disopra del basamento cristallino e localmente al disopra del « Conglomerato basale » (con aspetto di bancate sovrapposte in marcato risalto morfologico). In Val Dasdana e sul fianco orientale della Val Caf-faro i « porfidi inferiori » formano la base della Formazione di Collio; verso ovest, nella zona di M. Crestoso, questa però si riduce progressivamente e in quella di Stabil Solato i « Porfidi inferiori » sono sormontati direttamente dal Conglomerato del Dosso dei Galli; sul fianco nord della valle del T. Re, nella zona fra la Valle dell'Orso e la Val Rossello, essi sono ricoperti dalle « arenarie rosse ». La diretta sottoposizione delle « arenarie rosse » fa sorgere il dubbio che possa trattarsi delle « Vulcaniti di Auccia », anziché delle suddette rocce porfiriche: i caratteri petrografici e la progressiva riduzione dei termini interposti fra i « Porfidi inferiori » e il Verrucano lombardo sembrano giustificare l'attribuzione anche di questi « porfidi » a quelli basali.

Litologicamente si tratta di tufi e ignimbriti riolitiche (PEYRONEL PAGLIANI, 1965). Nell'alta Val Trompia queste presentano color rosso, viola, grigio, bianco e struttura porfirica assai manifesta, molto compatta, caratterizzata da fenocristalli di quarzo, feldispasto potassico e, subordinatamente, da biotite. Contengono frammenti litici, tra cui si notano pomici in lembi generalmente appiattiti di colore grigiastro o verde, inclusi porfirritici a struttura pseudotrachitica di tinta rosso-porpora e verde-bottiglia e, più raramente, elementi subangolosi di quarzo provenienti dal basamento cristallino. Al microscopio appaiono evidenti, soprattutto nei livelli più profondi della bancata, le strutture tipiche delle ignimbriti. Frequenti le sferuliti quarzoso-feldispatiche, talvolta di color rossastro e di notevoli dimensioni, che spiccano nella massa di fondo a nitida struttura cineritica. Fenomeni di devetrificazione sono inoltre comuni.

L'unità ignimbritica mostra caratteri costanti nella sua area di distribuzione. Manca una distinta stratificazione. A tratti, tuttavia, è possibile notare una suddivisione in banconi di 1-1,50 m e anche oltre. La potenza complessiva della bancata può ritenersi abbastanza costante (30-50 m) nel settore a est del Passo delle Sette Crocette, mentre è soggetta a più sensibili e rapide variazioni (da meno di 50 m a più di 80 m) in

quello a ovest della stessa località. Secondo BONI (1943), questi cambiamenti di spessore sarebbero in relazione con la morfologia del continente ercinico, ch'era accidentata verso ponente e blanda verso levante.

Sotto i « porfidi » compatti ora descritti stanno livelli nettamente tufacei. In Val Camonica (ARDIGÒ, 1955) questi sarebbero rappresentati da tufi vetroso-cristallini, in prevalenza verdi, di potenza variante da 70-80 a 200 m, che scomparirebbero in Valle del Re. Alla base si possono notare localmente conglomerati tufacei grossolani con elementi di rocce tufacee e metamorfiche, potenti in genere non più di 8 m.

Nell'alta Val Trompia i livelli tufacei in esame sono essenzialmente vetrosi, hanno potenza complessiva piuttosto ridotta (4-5 m) e non sono sempre presenti alla base della bancata riolitica. Quelli posti a contatto con gli gneiss del basamento cristallino sono per lo più allo stato incoerente e inglobano frammenti di micascisti. Assai interessante è la presenza in essi di glauconite come nei tufi immediatamente soprastanti, più coerenti e con frazione cristallina del tutto simile a quella delle successive ignimbriti (PEYRONEL PAGLIANI e FAGNANI, 1965).

La composizione chimica sia delle ignimbriti, che dei suddetti tufi in Val Trompia risulta assai costante ed è riferibile ad un tipo magmatico aplit-granitico. Secondo la classificazione di RITTMANN, tutti questi « porfidi inferiori » cadono nel campo delle rioliti, con carattere seriale pacifico.

A ovest della Volzella di Cigoletto sono state incluse sotto la simbologgiatura dei « porfidi inferiori » anche i tufi direttamente soprastanti, che a est della stessa località sono stati invece annessi al « Collio », in quanto contengono alcune intercalazioni conglomeratico-arenacee che preannunciano la sedimentazione limnico-alluvionale di quella formazione. Nella Val Camonica entro questi tufi, a tetto della bancata porfirica, sono stati segnalati anche tufi conglomeratici (ARDIGÒ, 1955).

La loro posizione stratigrafica al di sopra del « Conglomerato basale » e al di sotto della Formazione di Collio ci induce ad attribuire i « Porfidi inferiori » al Permiano inferiore o eventualmente anche al Carbonifero superiore (CASSINIS, 1963).

PEI ρ^{WT} — *Lave riolitiche sodiche, cristalline, di colore grigiastro (intercalate nella Formazione di Collio). (« Porfidi superiori » Auct.). Permiano inferiore. Spessore: intorno a 7-15 m.*

Dalla Val Pofferatte al T. Vaia è intercalata nella Formazione di Collio una sottile bancata vulcanica che, essendo posteriore a quella situata alla base della sopracitata unità, è stata indicata dai vecchi AA. con il nome di « Porfidi superiori ». Essa si trova esattamente nella parte superiore dei tradizionali « strati di Collio ».

A est della Val di Vaia compaiono in posizione superiore, ma sempre nell'ambito della predetta formazione, altri materiali eruttivi con caratteristiche affini al « porfido » in esame.

Nell'alta Val Trompia tale roccia appare chiara, in prevalenza di colore grigio, a struttura porfirica, cristallina, molto spesso vacuolare; ingloba, soprattutto alla base, numerosi e grossi frammenti di rocce sedimentarie appartenenti ai livelli sottostanti, tufi, pomici, micascisti e gneiss. L'unità, potente circa 15 m, sembra composta da banconi massicci ad alterazione giallo-brunastra.

Lo studio microscopico di queste rocce (PEYRONEL PAGLIANI, 1965) ha rivelato una notevole uniformità nella loro composizione mineralogica qualitativa, ma una forte variabilità nella distribuzione dei singoli componenti, soprattutto dei minerali secondari, che sono estremamente difusi. La frazione cristallina è costituita, in ordine di diffusione, da quarzo, feldispati, biotite. I feldispati, presenti in individui di notevoli dimensioni, sono di composizione assai acida (10-15% An) e soggetti, in generale, a una intensa alterazione; sovente appaiono contornati da ampie aureole di albite neogenica.

La massa di fondo, a struttura da microcristallina a criptocristallina, è in gran parte costituita da albite (5-10% An) e quarzo.

Le caratteristiche della bancata porfirica sembrano corrispondere a quelle di una lava. Il suo chimismo è riferibile al tipo engadinitico-sodico, secondo NIGGLI; il suo punto rappresentativo, secondo la classificazione di RITTMANN, cade nel campo delle rioliti sodiche, con carattere seriale pacifico medio.

Sia la loro paragenesi che il loro chimismo fanno ritenere che tali rocce possano essere considerate dei « cheratofiri quarziferi », appartenenti al gruppo delle rioliti alcaline e che da queste si differenziano per l'intensa metasomatosi — o autometasomatosi — che le ha portate alla facies attuale. PEYRONEL PAGLIANI (1965), che ne ha effettuato lo studio petrochimico, ha pertanto suggerito di chiamarle « lave riolitiche sodiche ».

Fra le bancate si notano alcuni litotipi friabili, ai quali si potrebbe attribuire un'origine piroclastica. Tale natura sembra pure competere ai litotipi che si trovano localmente nella parte sommitale della bancata, con accenni di stratificazione.

L'emissione delle suddette lave, per lo meno di quelle inferiori, è stata preceduta e seguita da manifestazioni a carattere piroclastico, che hanno dato luogo alla formazione di quei caratteristici elementi vulcanici bianchi, spesso gradati e ricchi di albite, che si trovano incorporati negli strati argilloso-arenacei situati al letto e al tetto di esse.

In prossimità del M. Dasdana nelle argilliti sottostanti è inclusa una lente riolitica con caratteristiche apparentemente simili a quelle della bancata ora ricordata, riferibile con ogni probabilità a « pillow-lava ».

Le caratteristiche litologiche generali di queste rocce vulcaniche e le loro condizioni di giacitura portano a considerarle come dovute a espansioni subacquei.

L'intercalazione dei « porfidi » in esame nella Formazione di Collio porta a riferirli al Permiano inferiore.

PE¹ — *Arenarie generalmente fini, siltiti ed argilliti verdi, rosse e nere, queste ultime fossilifere con Lebachia laxifolia (FLORIN), Ernestiodendron filiciformis (SCHLOTHEIM) FLORIN, ecc.; nella parte superiore passano ad arenarie in genere medio-grossolane verdi, grigie e gialle, siltiti e, verso l'alto, presentano intercalazioni di livelli conglomeratici poligenici. Al disotto della successione litologica data stanno tufi stratificati grigi, verdi, rossi, violacei, con intercalazioni di conglomerati e arenarie in prevalenza ad elementi di rocce vulcaniche. Permiano inferiore. Spessore: da 0 a 800 m circa.*

Alla bancata tufaceo-ignimbritica (« porfidi quarziferi inferiori » Auct.) che ricopre il basamento cristallino seguono verso l'alto tufi stratificati con rare intercalazioni di conglomerati e arenarie ad elementi in prevalenza vulcanici.

Detti tufi hanno caratteristiche litologiche, petrografiche e chimiche abbastanza differenti dalle manifestazioni porfiriche precedenti. Accanto a tipi francamente tufacei, ricchi di elementi cristallini, si trovano tipi a struttura cineritica finissima molto evidente, riferibili a cineriti. La frazione cristallina è costituita in prevalenza da plagioclasti assai acidi (5-15% An), subordinatamente da quarzo, feldispato potassico e biotite. Frequente è l'albite di neoformazione. Sono pure presenti frammenti litici rappresentati generalmente da vulcaniti, pomice, rocce a struttura pseudotrachitica simili a quelle rinvenute entro i « porfidi inferiori ».

Il colore della successione tufacea in esame è assai vario, passando dal grigio al viola, al verde, al rosso, ecc. Caratteristico per l'evidenza morfologica e la continuità laterale, è un livello di tufi in prevalenza vetrosi, color rosso-mattone, situati alla sommità della serie tufacea, pur essi albitizzati e includenti localmente, specie al Dosso della Croce, numerosi lapilli accrezionari (G. CASSINIS, 1967).

In base allo studio di PEYRONEL PAGLIANI (1965) il chimismo delle rocce tufacee stratigraficamente inferiori è vicino al tipo granitico-engadinitico. Rispetto alle sottostanti ignimbriti esse rappresentano tipi meno acidi e più ricchi di sodio; permane comunque il carattere iperalluminifero già osservato nelle ignimbriti. Secondo la classificazione di RITTMANN cadono nel campo delle rioliti, con carattere seriale pacifico medio. Il chimismo dei tufi stratigraficamente più alti è risultato di tipo engadinitico-sodico; sempre in base alla classificazione di RITTMANN essi sono avvicinati alle quarzo-latiti.

Al disopra di questi tufi affiora un bancone conglomeratico-arenaceo, con grossi elementi di rocce vulcaniche, metamorfiche e di quarzo, che costituisce la piattaforma basale del « Collio » arenaceo-argilloso. Questo è rappresentato inizialmente da arenarie e siltiti ben stratificate, di colore

grigio-verde, con laminazione interna e locali concrezioni di calcare, successivamente da arenarie, siltiti ed argilliti di colore in prevalenza rosso o rosso-bruno, con caratteri simili ai precedenti, infine da argilliti e siltiti di colore grigio-nero, fittamente fogliettate, con frequenti « ripple-marks », fessure di essiccazione e resti fossili vegetali per lo più in cattivo stato di conservazione. Questa successione stratigrafica corrisponde ai tradizionali « Strati di Collio ».

Come già s'è detto (pag. 29), in corrispondenza della parte superiore od alla sommità di queste fini clastiti s'incontra una bancata vulcanica (« porfidi quarziferi superiori » Auct.), composta da una lava riolitica sodica ricoperta quasi ovunque da arenarie e siltiti tenaci, di color verde, caratterizzate per l'appunto da zone ad elementi vulcanici bianchi. Sopra seguono soprattutto arenarie a grana media e grossolana, micacee, di color verde, grigio, giallo, a volte conglomeratiche, con struttura interna per lo più omogenea, in grossi banchi. In queste compaiono lamine o banchi lenticolari di selce grigio-nera o verde-scura, e sulle superfici degli strati frequenti « ripple-marks ». Le arenarie passano comunemente verso l'alto a siltiti e argilliti sottilmente stratificate, con resti vegetali in cattivo stato di conservazione. In posizione stratigrafica più elevata seguono infine conglomerati medio-grossolani e arenarie verdicce e grigie, a stratificazione massiccia, con frammenti in prevalenza di vulcaniti, quarzo e scisti cristallini. I conglomerati passano, spesso in modo improvviso, ad arenarie, più raramente a siltiti. Ad esclusione del M. Colombine si notano pure varie intercalazioni argillitiche, con caratteristiche simili al « Collio » sottostante, che assumono una distribuzione più ampia a est e a nord dell'alta Val Trompia. Ad oriente della Val di Vaia, sopra la predetta bancata vulcanica, sono inoltre presenti altri materiali eruttivi di composizione litologica molto simile.

La potenza del « Collio », a partire dalla zona Rossello-Crestoso, aumenta verso est e verso nord, dove può essere valutata a più di 800 m. Secondo A. COZZAGLIO (1928) le variazioni di spessore avverrebbero in corrispondenza di gradini di faglia di età permiana e discendenti da ovest a est. BONI (1955), dall'esame della distribuzione delle facies e dei

loro spessori, ritiene che si sia avuto « un progressivo abbassamento del substrato con formazione di una fossa allungata forse in senso ESE-WNW e vieppiù fonda verso ESE ». Esisterebbero probabilmente due gradini corrispondenti alle direttrici Persole-Dosso della Fiora e Massa-M. Mignolino e forse un terzo a nord di Bagolino. Tale abbassamento si sarebbe intensificato dopo la formazione della seconda bancata porfirica e sino alla deposizione della formazione sovrastante.

La mancanza della Formazione di Collio nel gruppo del Muffetto e nell'area del T. Mella è attribuita alla elevazione di tali zone durante il Permiano.

La base della Formazione di Collio è costituita da una bancata tufaceo-ignimbratica a notevole risalto morfologico (« porfidi quarziferi inferiori » Auct.); alla sommità s'incontra il Conglomerato del Dosso dei Galli.

Dal M. Colombine sino in prossimità del Passo delle Sette Crocette il limite superiore della formazione passa alla base di una parete costituita da conglomerati grigio-verdi, talora rossicci (« Verrucano » Auct.), correlabili con quelli che sono stati assegnati, nella successione litologica sopra ricordata, alla parte sommitale del « Collio » e che appaiono in forma di intercalazioni nelle parti più interne del bacino.

In Val Trompia, nelle argilliti nerastre del « Collio inferiore » affioranti a sud del M. Dasdana, è stata riconosciuta recentemente da TYROFF (in CASSINIS, 1966 b) una flora fossile a *Lebachia laxifolia* (FLORIN), *Walchia geinitzii* (FLORIN), *Schizopteris fasciculata* (GEINITZ), *Sphenopteris suessi* (GEINITZ), che, in accordo con le forme già determinate da GEINITZ (1869) e CURIONI (1870), tra le quali sono pure segnalati *Ernestiodendron filiciformis* SCHLOTHEIM e il genere *Noeggerathia*, porterebbe ad ascrivere la formazione in esame al Permico inferiore. Anche considerazioni di carattere stratigrafico deporrebbero a favore di questa età (CASSINIS, *op. cit.*). Non è però da escludere, allo stato attuale delle conoscenze, che le piroclastiti riolitiche a plagioclasio della parte basale della formazione possano rappresentare, in relazione alla loro posizione stratigrafica, un termine di passaggio al Carbonifero.

3) « Conglomerato del Dosso dei Galli »¹

PE¹₂ — *Conglomerati grossolani di color rosso cupo e, a luoghi, verdastro, a ciottoli di vulcaniti, scisti cristallini e quarzo, con intercalazioni arenacee (PE¹₂). Alla base e lateralmente, sino a caratterizzare la porzione superiore della formazione in Val Camonica, stanno arenarie, siltiti e argilliti siltose rossastre con strutture vermicolari (« budellature ») (Membro della Pietra Simona) (PE¹₂ a). Permiano inferiore. Spessore: da 250 a 300 m.*

L'unità compare fra la Val Trompia, la Val Camonica e la Val Caffaro, affiorando diffusamente nell'area di spartiacque e in valle della Grigna.

Essa è rappresentata in prevalenza da conglomerati con grossi elementi di rocce vulcaniche, metamorfiche e di quarzo, inglobati entro una matrice arenacea di color rosso-cupo. La stratificazione è indistinta o in grossi banchi. Sotto i conglomerati seguono, nella località-tipo, arenarie stratificate a grana media-finissima, rossastre, spesso micacee, caratterizzate da strutture tubolari (« Pietra Simona »),² con locali intercalazioni, nella parte basale, di conglomerati molto simili a quelli presenti, nell'area compresa tra il M. Colombine e i dintorni del Passo delle Sette Crocette, alla sommità del « Collio » tipico. Nel versante camuno, a partire dalla media valle della Grigna, le suddette arenarie assumono una posizione stratigrafica più elevata. In esse entrano localmente rari tufi stratificati. I conglomerati grigio-verdastri affioranti poco sotto la cima del M. Colombine

¹ Formazione introdotta dai rilevatori del foglio « Breno » e schedata da G. CASSINIS (1966 a).

² La « Pietra Simona » presenta una composizione litologica abbastanza uniforme su di un'area piuttosto vasta, che va dal fianco destro della Val Camonica meridionale ai monti della Val Caffaro, e una posizione stratigrafica compresa in generale tra le Vulcaniti di Auccia e la Formazione di Collio. Possiede quindi le caratteristiche di una unità litostratigrafica; però, in considerazione delle notevoli analogie con alcuni livelli del Conglomerato del Dosso dei Galli e delle frequenti vicarianze con quello, è opportuno considerarla come Membro di questa formazione.

in Val Trompia sono riferiti al Conglomerato del Dosso dei Galli, di cui caratterizzerebbero la porzione inferiore.

Il limite inferiore dell'unità è contrassegnato da una transizione a carattere eteropico con la Formazione di Collio; in Val Trompia, tra l'alta valle di Cigoletto e la Foppa del Mercato, il Conglomerato del Dosso dei Galli poggia invece sulle vulcaniti situate, più a oriente, alla base del « Collio ». Questa stessa condizione sembra verificarsi in Val Camonica, lungo il T. Rovinazza, presso Darfo. Il limite superiore è costituito dalla base delle Vulcaniti di Auccia, tranne nell'area compresa tra lo Stabì Fiorito e i Corni del Diavolo, sullo spartiacque fra la Val Camonica e la Val Trompia, ove il Conglomerato del Dosso dei Galli sta a contatto con il Verrucano lombardo.

La potenza complessiva della formazione è vicina a 300 m tra la valle della Grigna e la sezione-tipo, ma diminuisce rapidamente verso sud e gradualmente verso est. Sul versante destro della Val Camonica, ove la parte di formazione affiorante è rappresentata quasi unicamente dalla « Pietra Simona », la potenza di questo membro può raggiungere i 275 m.

L'unità è priva di fossili. Tenuto conto della sua posizione stratigrafica, il Conglomerato del Dosso dei Galli può essere riferito alla parte superiore del Permiano inferiore (Autuniano superiore).

4) « Vulcaniti di Auccia »¹

PE³⁻² ρ — *« Porfidi quarziferi » violetti, rossicci o verdastri, ricchi di fenocristalli, con alla base e alla sommità, localmente, tufi stratificati. Permiano inferiore. Spessore: per lo più da 50 a 70 m.*

L'unità si estende con forte risalto morfologico dalla Val Camonica meridionale sino al margine orientale del Foglio « Breno ».

E' costituita in prevalenza da « porfidi quarziferi » violetti o rosso-violetti, localmente verdastri, con struttura porfirica manifesta. La fra-

¹ Formazione istituita da G. CASSINIS (1966 a).

zione cristallina è rappresentata principalmente da feldispato (plagioclasio di composizione per lo più oligoclasica), quarzo e biotite. Nella massa di fondo, a grana fine e finissima, si notano frequenti sferuliti.

Nella sezione-tipo l'unità è divisa in tre litozone: l'inferiore, caratterizzata da pochi tufi sottilmente stratificati di vario colore (4 m); la media, da un « porfido » violetto a grossi fenocristalli, in banconi o a stratificazione indistinta, che per la costanza e l'evidenza dei caratteri, la notevole distribuzione verticale e areale è il membro più tipico della formazione (105 m); l'unità superiore, infine, è rappresentata da tufi a stratificazione distinta, talvolta laminati, caratterizzati da una colorazione rossiccia e a tratti verde (20 m).

Il suddetto « porfido » violetto sembra attribuibile ad un meccanismo di formazione simile a quello delle ignimbriti. In esso, tuttavia, sono intercalati alcuni esigui e discontinui livelli prettamente tufacei.

La presenza di tufi nella parte basale dell'unità è stata pure segnalata nella media valle della Grigna e sul versante destro della Val Camonica (ARDIGÒ, 1955; ASSERETO e CASATI, 1965). Alla sommità della bancata sono stati notati localmente (Giogo della Bala) anche grossi frammenti arrotondati di rocce vulcaniche.

I dati analitici di un campione raccolto nei « porfidi » violacei lungo la strada Maniva-Croce Domini, hanno rivelato che il chimismo è vicino al tipo magmatico granosienitico; il loro tipo litologico cade nel gruppo delle rioliti — in base al chimismo — e nel campo delle fenoriodaciti in base al calcolo modale della frazione cristallina, secondo le classificazioni di RITTMANN (PEYRONEL PAGLIANI, 1965).

La potenza delle Vulcaniti di Auccia varia da pochi metri (Dosso Betti) a 130 m (località-tipo), aggirandosi in media sui 50-70 m. Esse si sovrappongono bruscamente ai conglomerati rosso-scuri del Conglomerato del Dosso dei Galli oppure, in corrispondenza della Valle dell'Oglio, alle arenarie con « budellature » della « Pietra Simona ». Verso l'alto la formazione vulcanica è a contatto con le arenarie e i conglomerati rossi del Verrucano lombardo.

In base alla loro posizione stratigrafica, tra la Formazione di Collio ritenuta del Permiano inferiore ed il Verrucano lombardo concordemente ascritto al Permiano superiore, le Vulcaniti di Auccia sono attribuibili alla parte alta del Permiano inferiore, in considerazione anche del fatto che l'attività vulcanica tardo-ercinica in Europa sembra essersi in genere conclusa alla fine di questa epoca.

5) « Formazione di M. Mignolo (o Verrucano Lombardo) »¹

PE³⁻² — *Arenarie quarzoso-feldispatiche rosse, talora micacee, con intercalazioni di siltiti e, specialmente nella parte basale, di conglomerati a ciottoli di quarzo e di rocce vulcaniche che acquistano un maggior sviluppo in Val Camonica. Permiano superiore. Spessore da 200 a oltre 500 m.*

L'unità è costituita da una potente successione di arenarie e conglomerati a colorazione comunemente rossastra. Le arenarie sono quarzoso-feldispatiche, talora micacee, a cemento quarzoso-sericitico, discretamente compatte, stratificate in grossi banchi. Si alternano localmente con siltiti intensamente rosse. I conglomerati a grana medio-grossa, sono costituiti da elementi per lo più arrotondati di quarzo bianco-roseo, e di vulcaniti; sono assenti, o quasi, i ciottoli di rocce metamorfiche. La matrice arenaceo-siltosa è in genere abbondante. La stratificazione è in grossi banchi,

¹ La denominazione « Formazione di M. Mignolo », introdotta dai rilevatori del foglio Breno, fu ripresa da G. CASSINIS nel 1966, per la formazione che dagli AA. era in genere designata come « Verrucano » o come « arenarie rosse » o Arenarie di Val Gardena. Per distinguerla dal « Verrucano tipico » toscano e da altre formazioni designate con lo stesso nome che, pur avendo una composizione litologica affine non sono equivalenti di questa lombarda, ASSERETO e CASATI (1966), uniformandosi all'indirizzo del Convegno sul Verrucano tenutosi in Pisa, hanno adottato la denominazione di « Verrucano Lombardo » ch'è stata approvata dalla Commissione Stratigrafica del Comitato Geologico. Il primo termine « Formazione di M. Mignolo » è considerato sinonimo di Verrucano Lombardo dai rilevatori dell'area a ovest dell'Oglio, mentre secondo i rilevatori dell'area a est dell'Oglio il termine di Verrucano comprende sia la Formazione di Monte Mignolo, sia il Conglomerato del Dosso dei Galli.

a volte lentiformi, con superfici poco decise e sovente discontinue. Sembra difficile stabilire nella formazione una successione stratigrafica di valore un po' ampio, tenuto conto delle frequenti variazioni litologiche che si sviluppano lateralmente, anche nello spazio di pochi metri.

Sul versante destro della Val Camonica il limite inferiore è costituito dal tetto delle Vulcaniti di Auccia e del Conglomerato del Dosso dei Galli oppure, dove quest'ultimo manca, della Formazione di Collio.

A est dell'Oglio, presso Sacca, e a nord di una linea ideale passante attraverso la media valle dell'Inferno, il Dosso Betti, la Punta dell'Auccia e il M. Bagoligolo, il limite inferiore dell'unità è rappresentato ancora dalle Vulcaniti di Auccia; sul versante camuno, precisamente nella zona di Fraine e lungo il fianco destro della Val del Re, come sul M. Rosello, sullo spartiacque cioè con l'alta Val Trompia, il Verrucano Lombardo sormonta una successione di rocce vulcaniche correlabili con quelle che sono situate più a oriente alla base del « Collio » sedimentario; ancora in corrispondenza del suddetto crinale, dal M. Stabil Fiorito al M. Crestoso e da qui al M. Colombino, il limite inferiore della formazione è costituito dal Conglomerato del Dosso dei Galli. Nelle rimanenti zone, il Verrucano Lombardo giace direttamente sul basamento cristallino tranne in Val Torgola e Val Navazze, dove si trova a contatto con rocce endogene.

Il limite superiore corrisponde alla base del « Servino » con passaggio ora netto ora graduale, in questo caso caratterizzato dalla comparsa, sopra le arenarie e i conglomerati massicci del Verrucano lombardo, di arenarie fini e peliti rosso-vinacee, localmente micacee e friabili, cui fanno seguito le arenarie e marne arenacee policrome, ben stratificate, del Servino, alternate a livelli marnoso-dolomitici, che conferiscono nell'insieme al paesaggio una morfologia declive.

La potenza della formazione è soggetta a notevoli variazioni. E' superiore a 500 m nella Val Camonica meridionale e tende a diminuire procedendo a est e a sud, dove si hanno rispettivamente potenze di circa 375 m nella zona del M. Mignolo e di 200 m presso Collio. Potenze inferiori si osservano pure nella media Val Trompia.

Data l'assenza di forme fossili, l'età della formazione può essere

desunta dalla posizione stratigrafica sottostante al Servino (Trias inferiore) e sovrastante al « Collio » e alle Vulcanici di Auccia riferibili al Permiano inferiore. Il Verrucano Lombardo, pertanto, può essere attribuito al Permiano superiore.

c) *Triassico*

6) « Servino » ¹

T¹ — *Marne arenacee e micacee con intercalato un livello di calcari oolitici rossastri a gasteropodi. Arenarie e siltiti micacee laminate, marne spesso zonate e calcari marnoso-arenacei grigio-verdi con Natiria costata (MÜNSTER), Claraia clarai (EMMERICH), ecc. Strati mineralizzati, prevalentemente a siderite, tra S. Colombano e il Lago d'Iseo. Scitico inferiore. Spessore: da 120 a 150 m.*

In genere è possibile riconoscere nel Servino una parte inferiore calcareo-arenaceo-marnosa varicolore e una parte superiore costituita inizialmente da arenarie, siltiti e argilliti in prevalenza rosso-brune, successivamente da calcari fossiliferi a lamellibranchi (banchi a *Myophoriae*), a luoghi oolitici, grigi e rossastri, alternati con marne e siltiti, che passano nuovamente verso l'alto a rocce clastiche a grana fine, per lo più verdi e rosse. Fra le due suddette porzioni si intercalano calcari rossastri e grigiastri, talora oolitici, ricchi di piccoli gasteropodi e lamellibranchi (« Ooliti a gasteropodi » Auct.). A. BONI (1943-a) ha correlato la fauna a *Polygyrina (Holopella) gracilior* SCHAUR., *Natiria costata* (MÜNST.), da lui identificata nelle « ooliti », con quella degli « Strati di Campil » del Veneto. Lo stesso A. non ha riconosciuto sostanziali differenze fra la fauna

¹ Nome d'uso elevato al rango di formazione, pur non essendo strettamente formale, in quanto la denominazione « Servino » fu largamente usata da quasi tutti gli AA., esclusi alcuni di lingua tedesca (HAUER, BITTNER, BALTZER, SALOMON ecc.), che preferirono il termine « Werfener Schichten », non più usato in Lombardia negli ultimi 50 anni.

delle ooliti, quella del banco a *Myophoriae* e quella della parte superiore del Servino, per cui, nell'ambito del Foglio « Breno », non si possono riconoscere che due zone paleontologiche diverse entro il Servino.

Tra le località fossilifere più importanti sono da ricordare: i dintorni di Collio (soprattutto di Ivino), la Val Mora presso Pisogne, i dintorni di Esine in Val Camonica.

Fra Pisogne e S. Colombano è presente una mineralizzazione a siderite in corrispondenza di alcuni banchi calcarei. Si possono inoltre notare livelli dolomitici.

La potenza del Servino non oltrepassa 150 m.

Il limite inferiore è rappresentato dal tetto delle arenarie e dei conglomerati del Verrucano lombardo. Nell'area a nord dell'alta Val Trompia tale passaggio è però contrassegnato da siltiti e peliti di colore rosso intenso. Superiormente il Servino è a contatto con la Carniola di Bovegno, che determina un forte contrasto morfologico con la formazione in esame.

Le faune riconosciute da CURIONI (1870), LEPSIUS (1878), TOMMASI (1882, 1895), ARTINI e MARIANI (1898), GRÜBER (1931) e BONI (1943-a) nel Servino della Val Camonica (Esine) e dell'alta Val Trompia permettono di attribuire con sicurezza la formazione al Trias inferiore (Scitico).

7) « Carniola di Bovegno »¹

T¹ — *Calcarei e calcari dolomitici giallastri, vacuolari, talora passanti a*

¹ La formazione è stata così denominata dai rilevatori del foglio « Breno » allo scopo di unificare le varie denominazioni con le quali era stata indicata dai vari AA., « Dolomia cavernosa » da STOPPANI (1859), BONI (1943 b) e DE SITTER (1949); « Zellen-dolomit » da LEPSIUS (1878) e BITTNER (1881); « Zellenkalk » e « Calcare a cellette » da SALOMON (1908), SCOSSIROLI (1947), ARDIGÒ e BONI (1952); « Calcare farinoso a cellette » da TREVISAN (1939); « Dolomia cariata » da COZZAGLIO (1892), TOMMASI (1882), TARAMELLI (1896), CACCIAMALI (1913), ACCORDI (1963); « Carniola » da COZZAGLIO (1937), DESIO (1954), GILLIERON (1959) e A. MICHELETTI (1970). Quest'ultimo A. ha recentemente (1970) compilato la relativa scheda formazionale.

brecce; locali lenti di gesso (g) (Castelfranco, Pisogne) e di anidrite (a) (Volpino). Scitico superiore. Spessore da 50 a 100 m.

La formazione è costituita da calcari dolomitici, per lo più gessosi e vacuolari, grigio-giallastri, a stratificazione indistinta, passanti a brecce giallastre generalmente minute. Verso l'alto compaiono talvolta calcari marnosi pure giallastri, sottilmente stratificati; sono presenti anche lenti di evaporiti, che localmente possono raggiungere anche grandi dimensioni, quali i gessi di Castelfranco e l'anidrite di Volpino (« Volpinite »), assumendo in tale caso una certa importanza economica.

Il limite inferiore è rappresentato dal Servino. Il limite superiore è costituito dal Calcare di Angolo con passaggio caratterizzato dalla comparsa di calcari neri o grigio-nerastri, per lo più a stratificazione indistinta.

La potenza è molto variabile da luogo a luogo ed in genere è compresa tra 50 m, lungo il fianco destro della bassa Val Camonica, e il massimo di 100 m in Val Fontanelle (Collio). In questa unità non sono stati rinvenuti fossili. In relazione alla sua posizione stratigrafica la formazione è concordemente attribuita allo Scitico superiore; non è però improbabile che rappresenti localmente anche l'Anisico inferiore (Hydaspico).

8) « Dolomia del Gaver »

T²_a — *Dolomie grigio-chiare o biancastre, talora brecciate. Anisico inferiore.*

La formazione è rappresentata da dolomie pressoché pure di colore grigio-chiaro o biancastro, a stratificazione indistinta, talora brecciate nella parte inferiore. Essa è limitata inferiormente dalla Carniola di Bovegno e superiormente dal Calcare di Angolo; con quest'ultima formazione la Dolomia del Gaver è nettamente eteropica. Gli affioramenti della facies non metamorfica si estendono in corrispondenza alle pendici meridionali del M. Colombine. I resti fossili ancora riconoscibili sono molto rari e rappresentati esclusivamente da qualche corallo e da molluschi indeterminabili a causa della ricristallizzazione subita.

In base ai rapporti con le altre formazioni ed ai caratteri litologici la formazione è molto probabilmente sinonima della Dolomia di Elto, che affiora nell'area dell'adiacente F° 19 « Tirano ».

9) « Calcare di Camorelli »¹

T_e^{2°} — *Calcari e calcari dolomitici grigio-chiari o rosati a stratificazione indistinta, fossiliferi con Oligoporella pilosa PIA, Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEIN, ecc. Anisico medio-inferiore. Spessore: intorno a 500 m.*

Nella parte inferiore della formazione prevalgono calcari e calcari dolomitici organogeni grigiastri, compatti e a stratificazione indistinta, con locali intercalazioni di calcari detritico-organogeni, grigiastri, grossolanamente stratificati. Superiormente prevalgono calcari per lo più dolomitici, rosati, a stratificazione indistinta, seguiti verso l'alto da calcari pisoliti rosati (le pisoliti, ovoidali, raggiungono in qualche caso 2-3 cm di diametro) stratificati in banchi di 2-4 m ed infine da calcari grigi, stratificati in banchi di circa un metro di spessore.

L'unità è limitata inferiormente dal Calcare di Angolo, con passaggio piuttosto rapido e sempre ben individuabile: da calcari neri ben stratificati si passa, infatti, a calcari grigi a stratificazione indistinta. Superiormente è limitata o dal Calcare di Angolo (in Val d'Ogna ed a ovest della Val Gola), o dal Calcare di Prezzo (tra Baite Camorelli e Ronchi), con passaggio sempre netto caratterizzato dalla comparsa di calcari marnosi grigi sottilmente stratificati o di una ritmica alternanza di calcari marnosi e marne nere in strati di 20-30 cm. Il Calcare di Camorelli è eteropico con la parte medio-superiore del Calcare di Angolo. Sul terreno non è possibile osservare la transizione fra le due formazioni in quanto lungo il limite si sono impostate due faglie: la faglia di S. Vigilio e quella di Val Supine. Solo ad est di Ronchi, presso la baita quotata 1195 m, si

¹ Formazione istituita nel 1965 da R. ASSERETO e P. CASATI, con area tipo in Val Camonica a nord di Costa Volpino e con sezione tipo ubicata in Val Gola.

può osservare una lingua di Calcare di Angolo che si insinua entro il Calcare di Camorelli e che preannuncia la variazione di facies (probabilmente ubicata immediatamente ad est).

La potenza massima si ha in Val Gola con 550 m di spessore.

In tutta l'area studiata il Calcare di Camorelli è ricco di resti organici, rappresentati principalmente da alghe, gasteropodi, crinoidi, briozoi e forafiminiferi, ma con esemplari difficilmente estraibili dalla roccia compatta e difficilmente determinabili per la ricristallizzazione subita (specialmente le alghe). Tra i Gasteropodi sono stati riconosciuti i generi: *Dicosmos (Hologyrina) sp.*, *Toxoconcha sp.*, *Gradiella sp.* (tutti distribuiti verticalmente dall'Anisico al Carnico con massimo sviluppo nel Ladinico). Tra le Alghe sono state determinate le seguenti specie: *Teutloporella sp.*, *Macroporella cf. alpina PIA*, *Oligoporella pilosa PIA var. intusannulata PIA*, *Oligoporella pilosa PIA var. varicans PIA*, *Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEINMANN pauciforata*, *Physoporella varicans PIA*. Tutte queste forme sono esclusive dell'Anisico. Il Calcare di Camorelli è pertanto riferibile all'Anisico. Ma tenuto conto che l'unità ricopre i calcari neri a Crinoidi del membro inferiore del Calcare di Angolo già riferiti all'Anisico inferiore, ed è a sua volta ricoperta dal Calcare di Prezzo riferito all'Anisico superiore (Illirico), il Calcare di Camorelli corrisponde alla parte superiore dell'Anisico inferiore (Hydaspico) ed all'Anisico medio (Pelsonico).

10) « Calcare di Angolo »¹

T_e^{2°} — *Calcari a strati sottili, localmente nodulari (« bernoccolato »), generalmente con interstrati di argilliti bruno-nerastre, talora ricchi di crinoidi. Inferiormente calcari da grigi a nerastri a stratificazione poco distinta, a locali intercalazioni di strati sottili. Talora, nella parte superiore, lumachella a brachiopodi silicizzati: Decurtella decurtata*

¹ Formazione istituita da R. ASSERETO e P. CASATI nel 1965, in sostituzione delle denominazioni non formali usate in precedenza (« Strati a gracilis », Anisico inferiore ecc.).

(GIRARD), *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTHEIM), *Spiriferina fragilis* (SCHLOTHEIM), *faune nane*. (Ove non sia cartografabile separatamente, è compreso anche il *Calcarea di Prezzo*). *Anisico medio-inferiore*. Spessore: da 300 a 700 m.

Nell'area-tipo della Val Camonica la formazione è costituita inferiormente da calcari grigi o grigio-scuri, talora dolomitici nei livelli più bassi, compatti, sovente ricchi di vene irregolari di calcite anche di notevole spessore. La stratificazione è per lo più indistinta o in grossi banchi (di oltre 50 cm di spessore), ma localmente sono presenti vari livelli di strati sottili distribuiti irregolarmente. Superiormente la formazione è costituita da calcari e calcari marnosi nerastri a stratificazione molto sottile (da 0,5 a 3 cm), ritmicamente alternati con argilliti carboniose nerastre, spesso micacee, in sottili interstrati che solo in alcuni casi raggiungono alcuni centimetri di spessore. I piani di stratificazione dei calcari neri sono ora lisci, ora nodulari (« bernoccolato » di alcuni AA.). Pertanto in Val Camonica è possibile suddividere la formazione in due membri, regolarmente sovrapposti; altrove, fuori dall'area-tipo, i due membri risultano eteropici fra loro. In particolare i calcari sottilmente stratificati sembrano limitati alla Val Camonica, alla Val Trompia ed alla Val di Scalve, risultando altrove mancanti e sostituiti da calcari mal stratificati.

In Val Camonica la formazione raggiunge la potenza massima di 600-700 m nei pressi di Angolo, dove il membro superiore sembra avere uno spessore di 500 m circa e quello inferiore di oltre 150 m. Nella regione compresa tra la Val di Scalve e il versante sinistro della Val Seriana la potenza varia da 300 a 500 m, mentre a est del Lago d'Iseo è dell'ordine di 400-500 m.

Nella Val Camonica i resti fossili sono molto scarsi e per lo più limitati ad articoli di Crinoidi. Molto abbondanti sono invece ad est del F. Mella dove la parte alta della formazione assume spesso il carattere di una lumachella a brachiopodi, a fossili per lo più silicizzati (F. BERTOSI, 1941), o addirittura di brecciola organogena vacuolare (a brachio-

podì, lamellibranchi, crinoidi, ecc.); talora si tratta di calcari marnosi più o meno nodulari, molto fossiliferi, con fossili pigmei, che per la loro maggiore resistenza alla degradazione, si isolano e si possono raccogliere nello sfaticcio eluviale. Localmente si hanno anche calcari oolitici fossiliferi e conglomerati monogenici.

I fossili però non mancano anche nella parte inferiore della formazione: vi si trovano infatti vere lumachelle a gasteropodi e crinoidi; purtroppo però di solito questi fossili non sono isolabili e determinabili. In sezione sottile si osservano anche foraminiferi.

Il calcarea di Angolo è limitato inferiormente dalla Carniola di Bovegno. Il limite superiore è costituito dal Calcarea di Prezzo con passaggio caratterizzato dalla comparsa di marne alternanti a calcari neri. Per tale posizione stratigrafica e per il contenuto paleontologico l'unità rappresenta l'Anisico inferiore e medio (Hydaspico, Pelsonico).

11) « Calcarea di Prezzo »¹

T² — *Calcari marnosi neri a stratificazione media alternati con marne nerastre per lo più carboniose. Nella regione della Presolana (Valzurio, Colere) marne prevalenti. Fossili: « Rhynchonella » trinodosi (BITTNER), Daonella sturi (BENECKE), Paraceratites trinodosus (MOJSISOVICS), Flexoptychites gibbus (MOJSISOVICS); nella parte nord-orientale del foglio intercalazioni di arenarie. Anisico superiore. Spessore: da 60 ad oltre 120 m.*

In Val Camonica la formazione è costituita da calcari marnosi neri, compatti, alternanti ritmicamente con marne e marne carboniose, tenere, generalmente fossilifere. I calcari marnosi generalmente sono in strati di 20-25 cm che solo verso la parte superiore dell'unità aumentano di spessore

¹ Abbiamo ripristinato la denominazione litostratigrafica introdotta nel 1881 da BITTNER e conservata da MOJSISOVICS e SALOMON. Successivamente era stata usata una nomenclatura biostratigrafica (livello a *trinodosus*, calcarea a *trinodosus* ecc.).

diventando contemporaneamente ricchi di fossili; le marne si presentano in pacchi che da 15-20 cm di spessore passano a banchi di oltre un metro. In alta Val Gogna e in Val di Scalve, dove si raggiunge una potenza di 120 m, le marne sembrano prevalere sui calcari marnosi ben stratificati che sovente compaiono solo nei livelli più alti.

Ad est del Sebino il Calcere di Prezzo è stato segnato sulla carta soltanto dove è ben riconoscibile. Dati il suo esiguo spessore e una certa variabilità della facies che lo avvicina alla parte alta del Calcere di Angolo, esso può facilmente sfuggire all'osservazione: in tal caso ad una delimitazione convenzionale si è preferito indicare col colore e con la sigla del Calcere di Angolo tutto il complesso dei calcari anisici: la serie è comunque continua.

In tutta l'area studiata il limite inferiore dell'unità è costituito dal tetto del Calcere di Angolo, con passaggio quasi sempre netto e caratterizzato dalla comparsa delle marne nere spesso alternanti con calcari marnosi; solo tra Borgate Camorelli e Ronchi il limite inferiore è segnato dalla comparsa del Calcere di Camorelli. Il limite superiore è sempre indicato dalla scomparsa dei livelli marnosi neri e dalla contemporanea comparsa di calcari, con noduli di selce, ben stratificati del Calcere di Livinallongo (Buchenstein).

La formazione è quasi dovunque straordinariamente ricca di fossili, specialmente nei livelli più alti. Numerose località, tra le quali citiamo Contrada Gobbia (a nord di Cogno, sul versante destro della Val Camonica), hanno fornito ricche faune soprattutto di Ammoniti con prevalenza di *Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS), *Flexoptychites flexuosus* MOJS., *Fl. gibbus* MOJS.; non mancano né Brachiopodi con *Piarorhynchia* (?) *trinodosi* (BITTNER) né Lamellibranchi con *Daonella sturi* (BENECKE).

Ricche località fossilifere del Calcere di Prezzo si hanno in Val Trompia nella zona di Marmentino; al M. Colmo in Val Sabbia, località fossilifera quest'ultima più volte citata nella letteratura ma in facies atipica. Le forme fossili determinate permettono di ascrivere il Calcere di Prezzo all'Anisico superiore (Illirico).

12) « Calcere di Buchenstein (o di Livinallongo) »¹

T³ — *Calcari scuri silicei, talora bernoccoluti, a rari noduli di selce, fossiliferi con: Trachyceras (Protrachyceras) reitzi (BOECKH); intercalazioni argilloso-marnose. Calcari a lastre ed arenarie tufacee verdastre (« pietra verde »). Ricca fauna ad ammoniti: Arcestes (Proarcestes) trompianus (MOJSISOVICS) (Marcheno, Cimmo). Ladinico inferiore. Spessore: da 20 a 60 m.*

La formazione è costituita prevalentemente da calcari grigio-nerastri, silicei, sovente caratterizzati dalla presenza di selce in grossi noduli allungati ed anche in liste. La stratificazione è netta e regolare con strati di 20-30 cm, talora con piani di stratificazione bernoccoluti: sono presenti sottili interstrati argillosi da neri a verdastri. Superiormente ai calcari si intercalano arenarie a grana da fine a grossolana e siltiti grigio-verdi in strati che talora raggiungono anche 1,50 m di spessore e strati di « pietra verde »; più rare sono le intercalazioni di marne nerastre. Lungo il T. Dezzo, circa 2 km a NO di Angolo, gran parte del Calcere di Livinallongo è sostituito da porfrite quarzifera verde e verso l'alto da agglomerati, tufi e siltiti vulcaniche verdi, con una potenza complessiva di circa 100 m.

Il limite inferiore è sempre costituito dal tetto del Calcere di Prezzo. Il limite superiore può essere costituito o dalla base della Formazione di Wengen o dal Calcere di Esino o dall'Argillite di Lozio. In particolare il limite con il Calcere di Esino è molto netto e caratterizzato dalla comparsa, al di sopra dei calcari selciferi scuri ben stratificati, di calcari dolomitici grigio-chiari a stratificazione indistinta; il passaggio con l'Argillite di Lozio è netto e marcato dalla comparsa di argilliti fissili e scheggiose, mentre con la Formazione di Wengen è per lo più graduale in Val Ca-

¹ Formazione istituita da F. von RICHTHOFEN nel 1860 a Livinallongo. Il nome Livinallongo è da preferire a quello di Buchenstein poiché il castello di tale nome è situato esternamente alla formazione, mentre il paese di Livinallongo è proprio su di essa.

monica,¹ per la presenza di una alternanza fra i calcari nodulari a selce e le marne nere tipiche di detta formazione. Altrove, invece, quando compaiono arenarie verdine con resti di vegetali il limite è ben riconoscibile.

A est del Lago d'Iseo la delimitazione fra il Calcarea di Prezzo e il Calcarea di Livinallongo non è sempre netta: lo è solo quando ambedue le formazioni presentano facies tipiche; in realtà si ha tutta una gamma di passaggi verticali e orizzontali da calcari marnosi neri riccamente fossiliferi (i tipici Calcari di Prezzo) a calcari marnosi scuri listati, a calcari marnosi scuri nodulari con noduli più o meno silicizzati, a calcari più o meno scuri con noduli silicizzati bitorzolati con *Trachyceras* (*Protrachyceras*) *reitzei* (BOECKH), a calcari chiari poveri o privi di noduli, a marne scistose color pepe con noduli calcarei silicizzati, a marne nerastre. A queste facies si associano anche arenarie tufacee verdastre (« pietra verde »). Per talune di queste facies appare dubbia l'attribuzione all'una o all'altra delle due formazioni; d'altra parte il Calcarea di Livinallongo può localmente essere sostituito anche dalla Formazione di Wengen (o di La Valle).

Sul versante destro della Val Camonica, da Costa Volpino sino a Cogno, l'unità presenta una potenza variante da 20 a 60 m, mentre a nord della Presolana dal M. Barbarossa a Colere, e sul versante destro della Valle Valzurio, ha uno spessore di circa 50 m.

L'unità è scarsamente fossilifera; solo in Val Trompia (Marcheno e Cimmo) è presente una ricca fauna ad Ammoniti con *Arcestes* (*Proarcestes*) *trompianus* MOJSISOVICS. In base soprattutto alla sua posizione stratigrafica ed ai fossili in essa contenuti l'unità va attribuita al Ladinico inferiore (Fassanico), tenendo presente che in Val di Scalve, appena fuori dall'area del Foglio « Breno », è stato rinvenuto anche il *Protrachyceras curionii* (MOJSISOVICS), forma caratteristica di tale età.

13) « Porfiriti e diabasi in filoni ed ammassi del Ladinico »

T³_α — Tra le molte porfiriti che costellano l'area del Foglio « Bre-

¹ Qui per convenzione il limite è stato posto in corrispondenza dell'ultimo strato di calcarea con selce.

no » e per molte delle quali è difficile stabilire con sicurezza e precisione l'età, ne esistono alcune che sono certamente ladiniche, in quanto appaiono interstratificate coi terreni ladinici. Si tratta di porfiriti per lo più non quarzifere e pirosseniche o anfiboliche e dei loro tuffi, o di diabasi cloritici.

Così nella zona di Vestone e di Nozza nella Formazione di Wengen sono intercalati espandimenti stratiformi di porfiriti.

Analoghe condizioni si presentano nell'area di Marcheno-Tavernole sul Mella, dove peraltro accanto a porfiriti nettamente interstratificate nella Formazione di Wengen, ne esistono altre che, con discordanze angolari molto ridotte, interessano anche terreni più antichi come il Calcarea di Livinallongo o addirittura il Calcarea di Prezzo.

Nell'area del M. Guglielmo, in Valle Ombrino, una porfirite non quarzifera pirossenica si trova fra la Formazione di Wengen e il Calcarea di Esino, mentre sul M. Guglielmo e a sud di esso sul M. Marchioni, alla Malpensata e alla Costaricca il Wengen vero e proprio sembra mancare. Presso la Malpensata s'incontra un tufo di porfirite non quarzifera biotitico-anfibolica.

Analoga posizione hanno le porfiriti « diabasiche » e i diabasi cloritici dell'area di Pezzoro; questi ultimi si differenziano dalle porfiriti pirosseniche per una freschezza molto maggiore dei componenti femici.

Da ultimo dobbiamo ricordare la porfirite ladinica della Via Mala (Angolo).

14) « Formazione di Wengen (o di La Valle) »¹

T³₂ — Marne nerastre a stratificazione sottile, arenarie grigio-verdastre talora tufacee; calcari marnosi con *Celtites epolensis* (MOJSISOVICS), Daonella lommeli (WISSMANN); in Val di Lozio calcari neri venati (« nero venato »). (Ladinico superiore). Spessore: da pochi metri a oltre 300 m.

¹ La formazione è stata istituita da WISSMANN nel 1841, a La Valle (in tedesco Wengen) in Val Badia. Parecchi autori italiani usano il secondo dei due nomi.

La formazione è costituita da marne e calcari marnosi neri, da arenarie e siltiti grigie e verdine con caratteri piuttosto variabili da luogo a luogo. In Val Supine prevalgono le arenarie e le siltiti grigie con marne subordinate nei livelli più alti; nei dintorni di Cogno prevalgono le marne e le marne arenacee nere in grossi banchi laminati, con intercalazioni di arenarie grigie e di calcari marnosi nerastri. In altre località, come a nord della Presolana, i livelli inferiori sono costituiti in prevalenza da arenarie grigie e verdine, ben stratificate, talora ricche di resti vegetali carbonizzati, mentre nei livelli superiori predominano i calcari arenaceo-marnosi. In Val di Lozio, infine, al di sopra delle arenarie verdine con intercalazioni di calcari marnosi, compare un litotipo esclusivo di questa regione, noto come « nero venato di Lozio », che è un calcare microcristallino nero, a frattura scheggiata, caratterizzato da frequenti vene di calcite bianca talora di oltre 1 cm di spessore, e stratificato in grossi banchi poco distinti.

In tutta la regione studiata il limite inferiore è sempre costituito dalla comparsa del Calcare di Livinallongo. Il limite superiore può, invece, essere segnato o dalla base del Calcare di Esino, o dall'Argillite di Lozio od anche dall'Arenaria di Val Sabbia. In particolare il passaggio con il calcare di Esino è per lo più molto netto e caratterizzato dalla comparsa di calcari ceroidi biancastri massicci, come in Val Camonica; talora invece il passaggio è graduale come a sud di Colere, dove i calcari nerastri dei livelli superiori della Formazione di Wengen diventano sempre più chiari verso l'alto mentre contemporaneamente la stratificazione si fa sempre meno distinta. Il passaggio con l'Argillite di Lozio in Val di Lozio e sul versante sinistro della Val di Scalve è caratterizzato dalla comparsa di argilliti nere fissili e scheggiate in grossi banchi malamente stratificati. Il passaggio con l'Arenaria di Val Sabbia, nei dintorni di Costa Volpino e di Val Supine, è caratterizzato dalla comparsa di calcari neri ben stratificati con *Myophoria* sp., sottostanti alla tipica Arenaria di Val Sabbia. La formazione è chiaramente eteropica sia col Calcare di Esino, sia con l'Argillite di Lozio. Sul versante destro della Val Camonica, sopra S. Valentino (a nord di Erbanno), è ben visibile l'inizio dell'unità interposta tra il Calcare di Livinallongo ed il Calcare di Esino,

mentre sul versante sinistro della Val di Scalve l'unità è quasi totalmente sostituita dall'Argillite di Lozio.

La formazione non è ricca di fossili. La specie più comune, specialmente nei livelli inferiori, è la *Daonella lommeli* WISSMANN. In Val di Scalve e presso la Cima Verde (Presolana), sempre nei livelli inferiori, sono stati rinvenuti esemplari di *Celtites epolensis* MOJSISOVICS; in Val Supine, assieme alla *Daonella lommeli*, il *Protrachiceras* sp. In base alle forme determinate e alla sua posizione stratigrafica l'unità va attribuita al Ladinico. In particolare la *Daonella lommeli* ne fisserebbe l'età al Longobardico.

15) « Argillite di Lozio »¹

T³, — *Argilliti nerastre scheggiate, a stratificazione indistinta, talora con noduli di pirite, alternate superiormente con siltiti in strati di 20-60 cm. Ladinico superiore. Spessore: oltre 200 m.*

La formazione fu indicata da KROLL con il nome « Splinterkleien » ed in seguito da DORSMANN e DE SITTER con il nome « Splinter Shales ». L'unità fu da questo A. considerata un membro della Formazione di Wengen. L'area-tipo della formazione è in Valle di Lozio (confluente di destra della Val Camonica), con sezione-tipo ubicata in una paretina a ESE di Schilpario, immediatamente ad ovest di Valle dei Gatti.

La formazione è costituita da argilliti, lievemente calcarifere (10-15% di CaCO₃) scheggiate, nero-brunastre, talora con noduli. Solo localmente nelle argilliti sono intercalate siltiti nerastre più compatte. Verso l'alto la roccia contiene noduli e chiazze irregolari di pirite. La stratificazione è per lo più indistinta. Le argilliti presentano la caratteristica di degradarsi in schegge minute allungate; alla percussione sono fissili, sempre però con tendenza a formare schegge allungate.

In Val di Scalve (versante sinistro) il limite inferiore è contrasse-

¹ La Formazione è di nuova istituzione (R. ASSERETO e P. CASATI, 1965).

gnato dal tetto del Calcarea di Livinallongo. In Val di Lozio la formazione è limitata inferiormente dalla Formazione di Wengen, qui rappresentata nella parte superiore da calcari neri con vene di calcite. Il limite superiore è costituito o dalla base del Calcarea di Esino, o del Metallifero Bergamasco, o della Formazione di Gorno. Il limite col Calcarea di Esino è molto netto e caratterizzato dalla comparsa di calcari chiari massicci in risalto morfologico sulle argilliti; il passaggio è ben visibile sul versante sud-orientale del Pizzo Camino.

Il limite con il Metallifero Bergamasco è pure assai netto, ed è caratterizzato dall'improvvisa comparsa al tetto delle argilliti di calcari dolomitici grigi o nerastri, ben stratificati, con frequenti mosche di calcite e fluorite ed è visibile sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve.

Sul M. Lo e sul M. Arano il passaggio con la Formazione di Gorno è segnato dalla comparsa di un banco calcareao-dolomitico grigio di qualche metro di spessore seguito da calcari nerastri ben stratificati.

Nell'Argillite di Lozio non è stato rinvenuto alcun fossile. Pertanto la datazione è possibile solo in base a criteri stratigrafici e poiché la formazione è chiaramente eteropica sia con la Formazione di Wengen, sia con il Calcarea di Esino (che spesso ne è totalmente sostituito, come in Val di Lozio e in Val di Scalve), è ragionevole attribuire l'Argillite di Lozio al Ladinico superiore (Longobardico).

16) « Calcarea di Esino »¹

T³, — *Calcari e calcari dolomitici da grigio-chiari a grigio-scuri, talora rosati, massicci, fossiliferi con Omphaloptycha escheri (HÖRNES), O. princeps (STOPPANI), evinosponge, coralli, ecc.; nella parte orientale del foglio predominano i calcari dolomitici e le dolomie. Ladinico. Spessore: da 0 a oltre 500 m.*

¹ Formazione introdotta in letteratura, già con chiaro significato litostratigrafico, da HAUER nel 1858, generalizzando le considerazioni di ESCHER (1853) e di STOPPANI (1857).

La formazione è costituita da calcari e calcari dolomitici biancastri grigio-chiari, grigio-nocciola sino a grigio-scuri, talora rosati, spesso fetidi alla percussione, a stratificazione per lo più indistinta o localmente in grossi banchi; sono presenti anche dolomie cristalline massicce. Nella parte orientale del foglio predominano i calcari dolomitici e le dolomie.

Caratteristica è la presenza, e localmente l'abbondanza, di resti fossili sia animali (Gasteropodi e Lamellibranchi) che vegetali (Alghe). Sono pure assai frequenti i livelli a oncoliti (« evinosponge »). Per la stratificazione massiccia, le forti variazioni di potenza e per i caratteri paleontologici, il Calcarea di Esino viene attribuito alle facies di piattaforma e di scogliera.

Il limite inferiore può essere costituito o dal tetto del Calcarea di Livinallongo, o della Formazione di Wengen, o della Argillite di Lozio, con passaggio generalmente netto e marcato dalla scomparsa della stratificazione che dà luogo ad un caratteristico gradino morfologico. Il limite superiore è rappresentato dalla base del Metallifero Bergamasco o della Formazione di Breno; altrove può essere costituito dalla comparsa della Formazione di Gorno o dell'Arenaria di Val Sabbia. Il passaggio con il Metallifero è netto e caratterizzato dalla comparsa di calcari neri con mosche di calcite spatica, in strati netti e marcati da giunti argilloso-marnosi; il passaggio con la Formazione di Breno è graduale ad eccezione di dove compaiono calcari grigi o nerastri, ben stratificati, con interstrati marnosi (Annunciata).

Fra Costa Volpino e Breno la formazione ha una potenza di oltre 500 m che decresce in Valle di Dezzo e sul Dosso di Campolungo sino ad un minimo di 125 m a monte di Pian Borno. Dalla Val Seriana sino alla Valle di Scalve la potenza sembra talora superare di molto i 600 m; ed infine sulla Presolana, sul Pizzo Camino e sulla Bagozza la potenza si mantiene superiore a 500 m.

A est del Lago d'Iseo lo spessore è molto variabile e generalmente inferiore a quello che la formazione presenta a NO dell'Oglio.

La formazione è generalmente fossilifera, localmente ricca di Alghe, Coralli, articoli di Crinoidi. Più rari sono Lamellibranchi e Gasteropodi,

talora di grandi dimensioni come a nord del Rifugio Albani ed in Val Conchetta. Tra le numerose specie citiamo *Diplopora annulata annulata* SCHAFHAÜLT, *Omphaloptycha escheri* (HÖRNES), *Omphaloptycha princeps* (STOPPANI), *Gigantogonia eximia* (HÖRNES), *Gradiella gradata* (HÖRNES). L'unità è concordemente attribuita al Ladinico; le forme fossili confermano questa datazione ed inoltre fanno pensare che almeno localmente la parte superiore dell'unità possa salire sino al Cordevolico.

17) « Porfiriti e conglomerati tufacei del Carnico »

T⁴_α — Una parte delle porfiriti affioranti nel Foglio Breno va attribuita al Carnico. Così la grande massa di porfirite dell'alta Val Sorda (Bovegno) si espande regolarmente al di sopra del Calcere di Esino in giacitura tranquilla e deve quindi essere attribuita al Carnico.

A Malga Confine si tratta di porfirite non quarzifera pirossenica.

Carniche sono le porfiriti che si interpongono fra il Calcere di Esino e l'Arenaria di Val Sabbia o s'intercalano a questa ultima nella zona di Provaglio Val Sabbia.

Carnico è pure il vasto apparato a porfiriti, tufi e conglomerati tufacei che si sviluppa ampiamente in Val Sabbia fra Sabbio Chiese (Foglio « Brescia ») e Barghe e si estende verso NE sino a Mastanico.

Inoltre molto frequenti nell'area di distribuzione dell'Arenaria di Val Sabbia a est della Croce di Marone sono masserelle di porfirite, di tufi o di conglomerati tufacei, soprattutto verso la base della formazione.

18) « Metallifero Bergamasco »¹

T⁴₁ — *Calcari e calcari dolomitici grigi e grigio-nerastri, ben stratificati, con mosche di calcite bianca e spesso di siderite; nel settore nord-*

¹ Nuova denominazione introdotta qui per la prima volta dai rilevatori del foglio « Breno ». Sostituisce altre denominazioni come « Calcere Metallifero », « Metallifero » o « Plattenkalk » variamente intese dai diversi autori. Il « Metallifero Bergamasco », come unità litostratigrafica, non è legato alla mineralizzazione.

occidentale del foglio, locali intercalazioni di marne e straterelli di selce cornea nella parte superiore; nel settore sud-orientale calcari lastriformi prevalenti (« Plattenkalk »). Carnico inferiore. Spessore: da 30 a 50 m.

Gli affioramenti costituiscono una sottile striscia decorrente sul versante destro della Val Camonica da nord di Costa Volpino sino al Dosso di Campolungo, da dove, a partire da est di Piazzola, il « Metallifero » non è più distinguibile. La potenza è sempre piuttosto ridotta e varia da 30 a 50 m o poco più; nella bassa Val di Scalve, a nord di Angolo, è di circa 40 m.

Dal Lago d'Iseo alla Val Trompia, dove il calcare di Esino è più o meno ridotto, non è riconoscibile il « Metallifero Bergamasco », mentre è distinto nella zolla del M. Frondine, dove la facies tipica è quella di calcari ben stratificati chiari con mosche di calcite bianca (« Plattenkalk » degli AA. tedeschi). Questo è evidente anche nella zona del Dosso Alto.

E' di nuovo indistinto più a sud nell'area Marcheno-Tavernole sul Mella e in quelle di Levranghe, di Nozza-Barghe, dove anche il Calcere di Esino è per lo più molto ridotto.

Alla base la formazione è costituita prevalentemente da calcari e calcari dolomitici grigi e grigio-nerastri, localmente con mosche di calcite e talora di fluorite e più raramente con venette di siderite, in strati di 40-60 cm, sovente con giunti argillosi neri. Verso l'alto prevalgono calcari neri caratterizzati da scarse mineralizzazioni e da frequenti liste di selce nera, con rare intercalazioni di marne nere, con frammenti di fossili mal conservati, e di arenarie grigio-verdastre con vegetali.

Al limite inferiore sta il Calcere di Esino con passaggio per lo più graduale. Al limite superiore s'incontra l'Arenaria di Val Sabbia o la Formazione di Gorno. Il passaggio verso l'Arenaria di Val Sabbia è molto netto ed è caratterizzato dall'improvvisa comparsa di arenarie grigio-verdi, a grana finissima; il limite con la Formazione di Gorno è piuttosto incerto ed è caratterizzato dalla comparsa di litotipi più marnosi.

Nell'unità non sono stati rinvenuti fossili, né questi sono citati dagli AA. precedenti. W. DEECKE (1855), L. U. DE SITTER (1949) ed altri

ritengono l'unità correlabile, in base soprattutto a considerazioni di carattere stratigrafico, con gli « Strati di S. Cassiano »; tenendo presente che nei livelli più bassi della soprastante Formazione di Gorno sono state rinvenute faune dello Julico, dobbiamo attribuire al Cordevolico (Carnico inferiore) il Metallifero Bergamasco.

19) « Formazione di Breno »¹

T₂⁴ — *Dolomie grigio-biancastre, talora farinose e vacuolari, ben stratificate, a volte con interstrati di argilliti verde-chiaro nella parte superiore (sud-est di Cogno); inferiormente calcari grigio-chiari a netta stratificazione, oolitici alla base. Fossili: Neomegalodon carinthiacus (BOUÉ), Megalodon cassianus (HÖRNES), Trachyceras aonoides (MOJSISOVICS), ecc. Carnico medio-inferiore. Spessore: da 0 a 400 m.*

La formazione è ben rappresentata sul versante destro della Val Camonica, dapprima solo dalla sua parte superiore dal M. Pora sino al Dosso di Campolongo e poi al completo dal T. Daen sino a Breno, con potenza complessiva di 400 m, di cui da 80 a 250 m riferibili al membro superiore. Parimenti diffusa è nel gruppo della Presolana e del Ferrante con potenza valutabile sui 250 m.

Inferiormente la formazione è costituita da calcari compatti da grigio-chiari a grigio-scuri, localmente con stiloliti, a stratificazione ben distinta, con strati di spessore variabile da pochi centimetri a qualche metro, con frequenti intercalazioni di calcari dolomitici e di rare dolomie calcaree; localmente sono presenti sottili intercalazioni di marne nerastre (nell'area di transizione alla Formazione di Gorno). Superiormente s'incontrano dolomie microcristalline grigio-biancastre, a patina d'alterazione giallina, localmente farinose e talora con selce sia diffusa, che in noduli finemente fratturati e venati, in strati di 30-40 cm, a volte con sottili interstrati di argilliti arenacee.

¹ Formazione di nuova istituzione (R. ASSERETO e P. CASATI, 1965) in sostituzione del nome non formale di « Dolomitic facies » del Carnico di DORSMANN (1940) e DE SITTER (1949).

La formazione, specialmente nella sua parte superiore, presenta strutture stromatolitiche e strutture ritenute di essicazione, che sono caratteristiche delle piattaforme carbonatiche intercotidali.

Dalla Formazione di Breno si passa verso il basso gradualmente al Calcare di Esino, ma fra Pian Borno e M. Pora (in Valle del T. Dezzo è presente solo il membro superiore) alla base della nostra formazione compare la Formazione di Gorno, con passaggio contrassegnato dalla comparsa di dolomie biancastre ben stratificate.

Al tetto della nostra formazione sta la Formazione di S. Giovanni Bianco, con passaggio caratterizzato dalla brusca comparsa di argilliti verdi alternate a dolomie marnose gialline. La parte inferiore dell'unità è chiaramente eteropica con la Formazione di Gorno: il cambiamento di facies ha inizio presso la Valle Daen, a nord di Pian Borno; nell'area di transizione intervengono alternanze di calcari dolomitici grigio-chiari con calcari nerastri talora fossiliferi visibili lungo la strada Annunziata-Ossimo.

La Formazione di Breno è scarsamente fossilifera. Solamente in alcune località, come a nord del Rifugio Albani (Presolana), a sud di Breno e nella fascia di transizione, sono stati rinvenuti fossili tra i quali *Megalodon carinthiacus* (BOUÉ), *Megalodon cassianus* HÖRNES, *Trachyceras aonoides* MOJSISOVICS, ecc.

Per quanto riguarda l'età, la Formazione di Breno è da riferire al Carnico; in particolare la parte inferiore, essendo eteropica con la Formazione di Gorno, sembra attribuibile al Cordevolico e allo Julico, mentre la parte superiore è di più incerta datazione e potrebbe essere ascritta già al Tuvalico.

20) « Formazione di Gorno »¹

T₃⁴ — *Calcari neri alternati a marne nerastre fossilifere con Myophoria kefersteini (MÜNSTER), Pseudomyoconcha lombardica (HAUER), ecc.; nella parte medio-inferiore intercalazioni di arenarie verdi. Carnico medio-inferiore. (Spessore da 50 a 350 m).*

¹ Vecchio nome stratigrafico (« Strati di Gorno e di Dossena ») qui ridefinito.

La formazione affiora sul versante destro della Val Camonica con una potenza che raggiunge quasi 350 m in Via Mala e 200 m sul M. Pora. Gli affioramenti del versante sinistro della Val di Scalve hanno potenza nettamente inferiore, tra 50 e 100 m.

Sul versante destro della Val Camonica la formazione è costituita da calcari grigio-nerastri, da calcari marnosi e da marne nerastre. I calcari ed i calcari marnosi sono generalmente molto compatti, localmente nodulari e spesso molto fossiliferi con strati ben distinti di spessore variabile da 2 a 40 cm talora marcati da veli argilloso-marnosi. Le marne, particolarmente diffuse nella parte superiore dell'unità, sono generalmente compatte e molto fossilifere, sovente laminate e presentano una caratteristica patina d'alterazione giallastra. Specialmente nella parte inferiore della formazione, sui due versanti della Bassa Val di Scalve, sono presenti locali intercalazioni di arenarie verdastre e talora nerastre, solitamente in strati di limitato spessore. Al tetto dell'unità, al Colle di Vareno ed altrove, compaiono calcari marnosi in strati regolari di 2-4 cm.

Sotto il limite inferiore della formazione si trovano o il « Metallifero Bergamasco », o la « Arenaria di Val Sabbia », o il « Calcare di Esino », o le « Argilliti di Lozio ». Il passaggio è netto nel caso della Arenaria di Val Sabbia e dell'Argillite di Lozio, incerto e graduale con le altre due unità. Al tetto stanno o la Formazione di S. Giovanni Bianco o la Formazione di Breno. Il passaggio alla Formazione di S. Giovanni Bianco è molto netto e caratterizzato dalla brusca comparsa di argilliti e argilliti marnose verdi; quello con la Formazione di Breno è parimenti netto e caratterizzato dalla comparsa di dolomie biancastre. L'unità è chiaramente eteropica con la Formazione di Breno. La zona di transizione è visibile in corrispondenza del T. Daen sopra Pian Borno.

La formazione è quasi ovunque riccamente fossilifera, soprattutto di Lamellibranchi. Numerose località fossilifere hanno fornito ricche faune a *Myophoria kefersteini* (MÜNSTER), *Myoconcha lombardica* (HAUER), *Modiolus raiblianus* (BITTNER), *Amussium filosum* (HAUER). Le numerose specie identificate non solo dimostrano l'appartenenza della forma-

zione al Carnico, ma permettono di attribuirle al Cordevolico e allo Julico; in particolare è riferibile al Cordevolico la parte basale della formazione in Valle del Dezzo e al M. Arano.

21) « Arenaria di Val Sabbia »¹

T⁴ — *Arenarie verdi e rosse, talora grigio-verdastre, con noduli calcarei e cloritici; conglomerati policromi, essenzialmente ad elementi calcarei; locali intercalazioni di argilliti marnose. Carnico medio-inferiore. Spessore: da 150 a 400 m.*

Sul versante destro della Val Camonica, la potenza massima è di 150 m nei dintorni di Flaccanico.

I maggiori affioramenti si presentano a est del Lago d'Iseo e si estendono intorno alle strutture di Levrance, di Vestone, di Nozza-Barghe; la loro ampiezza superficiale è determinata da un reale aumento della potenza oltre che dai piegamenti.

Fra la piega di Levrance e quella di Vestone la potenza dovrebbe aggirarsi sui 400 m; molto minore è lo spessore apparente fra la piega di Vestone e la Nozza-Barghe: probabilmente qui però esiste una dislocazione. Nell'area di Navazze, dove è presente a tetto la Formazione di S. Giovanni Bianco, è stato misurato uno spessore di 365 m.

Qui la successione, dal basso verso l'alto, è la seguente: arenarie tufacee e marne arenacee con intercalazioni calcareo-marnose compatte ed abbondanti noduli (70 m); conglomerato a ciottoli calcareo-marnosi (0,50-0,60 m); arenarie tufacee rosso-vinacee talora striate di nero, con intercalazioni marnose e rari noduli (135 m); conglomerato ad elementi calcareo-marnosi e rocce vulcaniche (2-20 m); arenarie come sopra, prive di noduli, con straterelli calcareo-arenacei (85 m); marne arenaceo-siltose

¹ Formazione qui meglio ridefinita in senso litostratigrafico, in sostituzione delle varie denominazioni non formali usate in passato. A. BITTNER nel 1881 l'aveva già denominata « Sabbia Schichten ».

rosso-vinacee, talora grigiastre, con noduli calcareo-arenacei e intercalazioni di composizione identica (30 m); arenarie tufacee rossastre, localmente calcaree, in strati e banchi sino a 2-3 m di spessore, con noduli come sopra.

In Val Camonica l'Arenaria di Val Sabbia è costituita da siltiti e da arenarie vulcaniche epiclastiche prevalentemente a grana fine, con elementi per lo più arrotondati di plagioclasti e frammenti di lave andesitiche spesso devetificate ed alterate, in prevalenza verdi e solo localmente rosse, molto compatte, stratificate in grossi banchi. Nelle arenarie sono presenti caratteristici noduli calcarei di piccole dimensioni (da 1 a 4 cm), ovoidali o reniformi, contornati da un sottile alone cloritico verde scuro; molto rare le intercalazioni marnose, per lo più di spessore limitato.

Al limite inferiore sta il « Metallifero Bergamasco »; solo a nord di Lovere l'unità è sovrapposta direttamente alla Formazione di Wengen. Al tetto s'incontra la Formazione di Gorno con passaggio caratterizzato dalla comparsa di marne nere fossilifere alternate a calcari nerastri. In corrispondenza del Colle di Vareno verso est e verso nord-est la formazione è sostituita dalla Formazione di Gorno, qui eteropica con la nostra.

Nell'Arenaria di Val Sabbia non sono stati rinvenuti fossili; tuttavia la sua posizione stratigrafica e l'eteropia con la Formazione di Gorno permettono di attribuirle al Carnico ed in particolare allo Julico, con la parte inferiore probabilmente riferibile al Cordevolico.

22) « Formazione di San Giovanni Bianco »¹

T⁴, — *Argilliti verdi alternate con dolomie marnose grigio-giallastre prevalenti nella parte ad occidente dell'Oglio, con locali lenti di calcare a cellette (Ossimo). Nella parte sud-orientale del foglio prevalgono le carnirole. Lenti di gesso (g) (Lovere, Borno, Auro, Sedergno, ecc.). Carnico superiore. Spessore: 120-150 m.*

La formazione è costituita in prevalenza da argilliti verdastre e talora

rossicce, sottilmente stratificate, alternate a dolomie marnose e marne grigie, a patina d'alterazione giallastra, sovente con geodi, anche di grosse dimensioni, rivestite da cristalli di calcite. Le dolomie marnose sono particolarmente sviluppate a monte di Cogno e nei dintorni di Ossimo. Inoltre nell'unità sono presenti argilliti nere, in particolare presso il Passo della Presolana; nell'alta Val Valzurio le argilliti nere sembrano segnare il passaggio fra l'unità e la sottostante Formazione di Breno. Nei livelli superiori sono presenti lenti di evaporiti (gesso, anidrite e carnirole) che localmente possono raggiungere dimensioni tali da essere rappresentate sulla carta. La lente di Lovere è costituita da gessi e carnirole in quantità molto subordinata; la lente di Ossimo è formata da carnirole giallastre massicce. Altre lenti di gesso trovansi ad Auro e Sedergno.

Al letto della formazione si trova ora la Formazione di Breno (versante destro della Val Camonica), ora la Formazione di Gorno (Gruppo della Presolana e Val Camonica meridionale), ora l'Arenaria di Val Sabbia (parte sud-orientale del foglio).

Il tetto è sempre costituito dalla « Dolomia principale » con passaggio per lo più netto quando mancano le evaporiti, altrimenti più incerto, con comparsa delle brecce basali nel Norico. Sovente la parte superiore della formazione manca per ragioni tettoniche, in quanto gran parte delle zolle sovrascorse hanno avuto come piano di scivolamento i livelli superiori della formazione.

La Formazione di S. Giovanni Bianco è scarsamente fossilifera; solo in Val di Frucc, circa 40 m sopra il limite inferiore dell'unità, sono state rinvenute pochissime forme fossili con *Neomegalodon triqueter* (WULFEN) contenute entro dolomie marnose grigio-giallastre. Le forme determinate sembrano confermare l'attribuzione dell'unità al Carnico superiore (Tuvalico); la parte basale potrebbe però appartenere ancora allo Julico come testimoniano alcune forme fossili rinvenute al tetto della Formazione di Gorno, quasi al passaggio con la Formazione di S. Giovanni Bianco, tra cui *Bakevellia* (*Neobakevellia*) *meriani* (STOPP.), *Hoernesia bipartita* (MER.), *Amussium filosum* (HAUER).

¹ Formazione introdotta da R. ASSERETO e P. CASATI (1965).

23) « Dolomia principale »¹

T^{5'} e T^{5'ca} — *Dolomie e calcari dolomitici da grigio-chiari a grigio-scuri, per lo più a stratificazione massiccia, fossiliferi con: Neoschizodus prolixus (TOMMASI), Neomegalodon gümbeli (STOPPANI), Worthenia contabulata (COSTA). Alla base brecce calcareo-dolomitiche (T^{5'}). Nella parte sud-orientale del foglio sono presenti intercalazioni, a livelli diversi, di calcari, calcari dolomitici, dolomie bituminose a strati sottili, talora silicizzati (T^{5'ca}). Norico. Spessore: fino a 1500 m.*

La formazione è costituita da dolomie e calcari dolomitici da grigio-chiari a nerastri, sovente fetidi, a stratificazione per lo più indistinta o in grossi banchi. In particolare alla base prevalgono brecce monogeniche da grossolane a minute, massicce, ad elementi calcareo-dolomitici a cemento calcareo ricco di ossidi di ferro, giallastro o rossiccio, sovente poco coerente e vacuolare. Le dimensioni medie degli elementi, che superano talora 20 cm di diametro, sono in graduale diminuzione verso l'alto. Seguono poi dolomie e calcari dolomitici a stratificazione indistinta, con locali intercalazioni, soprattutto nella parte superiore, di dolomie e calcari da grigio-scuri a nerastri, zonati, fetidi, ben stratificati.

Nell'area del Passo Zeno compare una fascia di calcari e di dolomie bituminosi straterellati, che sembrano occupare una posizione stratigrafica media o medio-alta. Il medesimo orizzonte si ritrova nell'area del Corno di Sonclivo, in posizione stratigrafica più bassa e con evidenti fenomeni di silicizzazione (BONI, 1960).

La « Dolomia principale » è limitata inferiormente dalla Formazione di S. Giovanni Bianco, superiormente, nell'area di Vello e ad occidente del Lago d'Iseo sino in Val Seriana, dal Calcare di Zorzino, con passaggio netto, caratterizzato dalla comparsa di calcari neri, talora dolomitici presso il contatto, ben stratificati. Altrove il tetto è in genere rappresentato dalla

¹ Nella letteratura geologica lombarda questa denominazione era già usata fin dal 1881 da A. VARISCO.

Argillite di Riva di Solto, con passaggio contrassegnato dalla comparsa delle argilliti nere.

La potenza della formazione raggiunge quasi 1500 m sulla Corna Trentapassi e 1200 sul M. Clemo. Le brecce basali hanno spessore variabile; ma talora rilevante, raggiungendo persino i 300 m.

La formazione presenta livelli molto fossiliferi in numerose località, tra le quali la più nota è Songavazzo. Fossili comuni sono: *Neoschizodus prolixus* (TOMMASI), *Isognomon exilis* (STOPPANI), *Worthenia meriani* (STOPPANI), *Neomegalodon gümbeli* (STOPPANI), *Worthenia contabulata* (COSTA). Molto diffuse sono le Alghe. In base alle specie citate l'unità va attribuita al Norico.

24) « Calcare di Zorzino »¹

T^{5''} — *Calcari neri fetidi, con intercalazioni di dolomie nella parte inferiore, fossiliferi con Isognomon exilis (STOPPANI), Worthenia escheri (STOPPANI). (« Infraretico » Auct.). Norico superiore. Spessore: da 300 a 1100 m.*

L'unità è costituita prevalentemente da calcari nerastri o grigio-scuri, fetidi alla percussione, con rare intercalazioni di calcari dolomitici e dolomie grigi e di marne nerastre in straterelli di qualche centimetro. I calcari di color nero per sostanza carboniosa diffusa nella massa, sono localmente ricchi di feldspati autigeni di piccole dimensioni, per lo più isolati, ma talvolta anche raggruppati e ben evidenti sullo sfondo nero della roccia. La stratificazione è sempre netta e spesso marcata da veli argillosi. Lo spessore degli strati varia da pochi centimetri a mezzo metro. Sono frequenti gli strati di calcari formati da sottili lamine rinsaldate, spesso separate l'una dall'altra da letti argillosi. Le superfici degli strati sono ora lisce, ora irregolari, con alveoli e prominenze, localmente sono frequenti le stiloliti parallele alla stratificazione.

Al letto sta la « Dolomia principale »; al tetto l'Argillite di Riva

¹ Formazione introdotta da P. CASATI (1964).

di Solto con passaggio caratterizzato dalla comparsa di argilliti alternate a marne nerastre; in particolare un sottile livello (4-5 m) di calcari marnosi fissili separa gli ultimi strati di calcare dal primo strato argilloso. La potenza della formazione, alquanto variabile, nella sezione-tipo raggiunge i 1100 m. Sul M. Argua (ad est di Clusone) è di appena 300 m.

I fossili sono estremamente rari. L'unico livello fossilifero è stato rinvenuto sulle pendici orientali del M. Fogarolo in Val Borlezza ed ha fornito le seguenti specie: *Worthenia escheri* (STOPPANI), *Worthenia cf. meriani* (STOPPANI), *Isognomon exilis* (STOPPANI), *Wortheniopsis budensis* KUTASSY.

In base a tali specie il Calcare di Zorzino è stato riferito al Norico. Una conferma proviene dalla sovrastante Argillite di Riva di Solto che contiene faune tipiche della parte inferiore del Retico.

25) « Argillite di Riva di Solto »¹

T^{6'} — *Argilliti nere con locali intercalazioni di calcari neri in strati generalmente sottili, fossiliferi con* *Modiolus stoppanii* (DUMORTIER), *Myophoriopsis isosceles* (STOPPANI), *Corbula azzarolae* (STOPPANI), *Later-nula rhaetica* (GÜMBEL), *Promathildia hemes* (D'ORBIGNY), *bactrilli*, ecc. *Retico inferiore. Spessore: da alcune decine di metri a 1100 m.*

La formazione è costituita in prevalenza da argilliti nere, talora debolmente marnose, fissili, con locali intercalazioni di calcari neri a patina d'alterazione bruno-giallastra. Le argilliti sono stratificate in banchi, sovente formati da sottili lamine rinsaldate, da pochi decimetri a qualche metro di spessore; i calcari neri intercalati si presentano in strati di spessore variabile da 10 a 40 cm. Nella parte superiore dell'unità compaiono marne nere alternate alle argilliti.

Ad occidente del Lago d'Iseo il letto è costituito dal Calcare di

¹ Formazione istituita da M. GNACCOLINI (1965) allo scopo di sostituire le denominazioni non formali usate in precedenza, « facies sveva » del Retico inferiore, o Retico inferiore.

Zorzino; altrove dalla Dolomia principale. Il tetto è rappresentato dal Calcare di Zu con passaggio segnato da graduale prevalenza verso l'alto degli strati di calcari e di marne sui banchi di argilliti fissili.

Presso Riva di Solto (area che è stata assunta come tipo della formazione) lo spessore dell'unità è di quasi 1100 m; più ad ovest, verso il Lago d'Endine, è minore. In particolare in valle dei Fondi lo spessore è valutabile a 700 m, ed a circa 450 m a sud di Monasterolo del Castello (Foglio « Bergamo »); quindi lo spessore dell'unità diminuisce notevolmente da est verso ovest, a partire dal Lago d'Iseo. Ad oriente del lago lo spessore diminuisce.

Dal punto di vista faunistico la formazione è caratterizzata dall'alternanza di livelli argillosi poveri di fossili con altri riccamente fossiliferi. Numerose località sul versante nord del gruppo montuoso del Torrezzo hanno fornito tra le altre le seguenti specie: *Modiolus adrae* (ANELLI), *Modiolus stoppanii* (STOPPANI), *Pinna miliaria* STOPPANI, *Cardita munita* (STOPPANI), *Homomya lariana* (STOPPANI), *Promathildia hemes* (D'ORBIGNY), *Myophoriopsis isosceles* (STOPPANI), *Corbula azzarolae* (STOPPANI), *Laternula rhaetica* (GÜMBEL). Tutte queste specie in Lombardia sono tipiche del Retico inferiore e pertanto l'unità è attribuibile a tale età.

26) « Calcare di Zu »¹

T^{6''} — *Calcari e calcari marnosi grigio-scuri alternati con marne brunonerastre spesso fogliettate, fossiliferi con* *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Chlamys falgeri* (MERIAM), *Protocardia rhaetica* (MERIAM); *calcari madreporici grigi con* *Thecosmilia sp.* *Retico medio. (Localmente, con questo colore e questa sigla è indicato anche il Retico inferiore, quando il Calcare di Zu e l'Argillite di Riva di Solto non sono cartografabili separatamente: Val d'Inzino, ecc.). Spessore: intorno ai 1000 m.*

L'unità è costituita da calcari marnosi da grigio-nocciola a nerastri, da

¹ Formazione istituita da M. GNACCOLINI (1965) che sostituisce la denominazione non formale di « facies carpatica del Retico ».

marne grigie e nere e da argilliti bruno-nerastre; sono presenti due o più banchi di calcari madreporici. Nella parte superiore prevalgono i calcari con colore che da nerastro tende a diventare verso l'alto sempre più chiaro sino a nocciola-chiaro, in strati da 30 a 50 cm di spessore passanti a banchi di qualche metro; nella parte medio-inferiore prevalgono alternanze di calcari neri, sottilmente stratificati, con marne, sovente fissili e con calcari marnosi nerastri; nei livelli basali i calcari neri sono in alternanza anche con marne argillose ed argilliti bruno-nerastre, talora carboniose.

Inferiormente viene l'Argillite di Riva di Solto con passaggio molto graduale, superiormente la « Dolomia a *Conchodon* », con passaggio abbastanza netto, caratterizzato dalla scomparsa delle marne e dalla comparsa di un banco di calcari oolitici seguiti da calcari dolomitici e dolomie a stratificazione per lo più indistinta, in netto risalto morfologico. Ad est del Lago d'Iseo, in Val Trompia, il limite superiore coincide con la comparsa della « Corna ».

La potenza è notevole lungo tutta l'area di affioramento: a Zu come in valle dei Fondi (nella parte più occidentale) giunge ad oltre 1050 m. Ad oriente del Sebino si riduce sensibilmente.

La formazione è caratterizzata da livelli assai fossiliferi, vere e proprie lumachelle calcaree e calcareo-marnose, con faune abbondanti come numero di esemplari e di specie. I calcari madreporici sono ricchissimi di coralli. Tra le numerose forme determinate citiamo: *Rhaetina gregaria* (Suess), *Chlamys aviculoides* (Stoppani), *Chlamys falgeri* (Meriam), *Protocardia rhaetica* (Meriam), *Pteria deshayesi* (Terquem), *Pteria buvignieri* (Terquem), *Thecosmilia* sp., *Bactryllium* sp. Tutte queste specie sono caratteristiche e comuni nel Retico medio lombardo.

27) « Dolomia a *Conchodon* »

G¹ - T⁶ — Calcari, calcari dolomitici e dolomie, talora saccaroidi, grigio-chiari, in grossi banchi, con rari *Megalodon* e *Conchodon*. Nella parte sud-orientale del foglio calcari compatti ceroidi passanti a calcari do-

lomitici e a dolomie, di colore grigio, bianco e nocciola (« Corna »). Hettangiano-Retico superiore. Spessore: da 100 a 230 m.

La formazione è costituita da dolomie e calcari dolomitici saccaroidi biancastri e talora grigi e caffelatte, da calcari grigio-chiari compatti alternati con calcari caratterizzati da piccoli fori di diametro intorno al millimetro; alla base da circa 2 m di calcari oolitici, ben stratificati. La stratificazione è massiccia od in grossi banchi poco distinti e solo localmente e verso l'alto sono presenti livelli a stratificazione più decisa. I calcari, crivellati da piccoli fori di sezione per lo più circolare od ellittica, sono presenti nella parte medio-alta della formazione; le dolomie saccaroidi sono limitate alla parte basale.

Al limite inferiore sta il Calcare di Zu o l'unità comprensiva di questo con l'Argillite di Riva di Solto, nelle località a est del Sebino dove le due formazioni non sono distinguibili. Il tetto è costituito dal Calcare di Sedrina con passaggio abbastanza netto, caratterizzato dalla comparsa di calcari debolmente marnosi grigio-nocciola, localmente assai ricchi di Pettinidi, e dalla presenza nella roccia di spruzzature di selce presenti localmente anche nei livelli superiori dell'unità. Il limite superiore diventa incerto ad oriente del Sebino dove la « Dolomia a *Conchodon* » assume la facies di « Corna », mantenendo una stratificazione massiccia.

In Val Trompia la « Corna » è delimitata alla sommità dal Calcare di Moltrasio, rappresentato inizialmente da calcari marnosi e calcari compatti, da grigi a nocciola, in strati da 10 a 60 cm, talora con noduletti di selce, che si accompagnano a calcari oolitici.

La potenza della formazione è relativamente variabile: dai 230 m circa al M. Sicolo si passa a poco più di 165 m in Val Fonteno; nei pressi del M. Bronzone lo spessore è ulteriormente ridotto a 100 m circa. In Val Trompia la potenza della « Corna » si aggira sui 100-130 m.

La « Dolomia a *Conchodon* » è scarsamente fossilifera nell'area studiata: in essa sono state rinvenute solo rare impronte di Lamellibranchi pressoché indeterminabili. Nei dintorni di Fonteno sono state segnalate (O. Vecchia, 1945) impronte attribuite con dubbio al genere *Megalodon*.

Mancano quindi dati paleontologici per la datazione dell'unità, ma poiché essa è compresa fra due formazioni datate, quella sottostante del Retico medio e quella sovrastante dell'Hettangiano, viene attribuita concordemente al Retico Superiore. Nel Bresciano la « Corna » sembra passare al Lias.

d) *Giurassico*

28) « Calcare di Sedrina »¹

G¹ — *Calcare e calcari selciferi da grigio-nocciola a nerastri, con noduli e spruzzature di selce nera, fossiliferi con Lobothyris punctata (SOWEBY), Chlamys parolinii (DEL CAMPANA), C. thiollieri (MARTIN). Hettangiano. Spessore: intorno a 150 m.*

Nella parte inferiore, la formazione è costituita in prevalenza da calcari neri con poca selce e da calcari dolomitici di colore grigio-chiaro in banchi. E' caratteristico del membro inferiore un livello a lamellibranchi, noto nella letteratura geologica come *Grenzbivalvenbank*.

Il membro superiore della formazione è costituito da calcari selciferi, solo raramente da calcari oolitici, a stratificazione sottile e media.

Nella regione esaminata, a pochi metri dal limite superiore della formazione, è quasi ovunque presente un livello ricco di brachiopodi e subordinatamente di gasteropodi, già segnalato da RASSMUSS (1912) e VECCHIA (1949).

E' opportuno precisare che, nell'area del foglio, il Calcare di Sedrina non si presenta nella sua facies più tipica, in quanto è avvertibile (in modo particolare negli affioramenti più meridionali) la transizione alla « Corna » sia per la stratificazione talora massiccia, sia per la prevalenza dei calcari dolomitici su quelli selciferi ridotti a pochi strati.

La formazione è inferiormente a contatto con la Dolomia a *Conchodon*; il limite è sottolineato dal passaggio da calcari marnosi neri con poca

¹ La formazione è stata istituita da V. FRANCANI (1967) con sezione-tipo a Sedrina in Val Brembana (foglio « Bergamo »).

selce, a calcari dolomitici e dolomie di color grigio-chiaro e marroncino senza selce.

Superiormente il Calcare di Sedrina passa al Calcare di Moltrasio; il limite è generalmente segnato dalla presenza di un banco di breccie cui seguono verso l'alto calcari marnosi neri con poca selce e intercalazioni di calcari oolitici grigio-scuri e talora lenti di selce chiara.

Lungo la sponda occidentale del Lago d'Iseo, sono state rinvenute da RASSMUSS (1912) *Waldheimia mutabilis* OPPEL, *Rhynchonella plicatissima* QUENSTEDT, *Rhynchonella cartieri* OPPEL, che sono forme comuni nell'Hettangiano lombardo; queste stesse forme, con altre esclusive dell'Hettangiano, quali *Plicatula hettangensis* TERQUEM, sono state ritrovate anche sull'Albenza da A. DESIO (1929) e da BERINI (1957). La formazione è da attribuirsi all'Hettangiano.

29) « Calcare di Gardone Val Trompia (Medolo p.p.) (o di Moltrasio) »¹

G³⁻² — *Calcare da grigi a nerastri con grossi noduli e liste di selce ora chiara, ora scura, con: Asteroceras stellare (SOWEBY), Vermiceras spiratissimum (QUENSTEDT), Spiriferina walcotti (SOWEBY), Paraoxynticeras salisburgense (HAUER), ecc. Sinemuriano; a SE passanti superiormente a calcari giallastri in strati più potenti, con minor quantità di selce e di interstrati marnosi. Carixiano-Sinemuriano. Spessore: da 120 a 500 m.*

Si tratta di calcari grigio-scuri e neri, ruvidi, tenaci, a patina d'alterazione grigia e frequenti interstrati marnosi. Abbondante è la selce per lo più nera in interstrati, liste e grossi noduli, talora in quantità almeno pari al calcare, producente grosse macchie nere sulla superficie degli strati che si presentano in genere bernoccolute. La stratificazione è ben evidente. Nella parte sud-orientale del Sebino, e precisamente nella Val d'Inzino, il

¹ A est del Lago d'Iseo la formazione è chiamata *Calcare di Gardone Val Trompia*; ad ovest *Calcare di Moltrasio*, nome questo largamente usato in Lombardia a partire da A. STOPPANI (1857)

« Medolo » è rappresentato inizialmente per lo più da calcari marnosi stratificati, da grigio-chiari a grigio-scuri e neri, o grigio-nocciola, con selci nere e brune in noduli o letti e con intercalazioni di calcari talora oolitici. Ad essi seguono calcari e calcari marnosi con caratteristiche molto simili a quelle descritte nella parte occidentale del Sebino. Verso l'alto il calcare si schiarisce e la selce diventa molto meno abbondante.

Il Calcare di Moltrasio è delimitato inferiormente dal Calcare di Sedrina o dalla « Corna », con passaggio piuttosto netto.

Il limite superiore è costituito dal passaggio graduale al Calcare di Domaro attraverso una progressiva diminuzione della selce, che tra l'altro diviene meno scura, non produce più chiazze in superficie, ma tende a spargere in noduli dal calcare, fattosi via via più marnoso e più chiaro.

La potenza, che varia tra 120 e 200 m circa nella regione a ovest del Sebino, sembra raggiungere 500 m a oriente del lago.

Quantunque i fossili siano in genere rari, la segnalazione di *Arnioceras ceratitoides* (QUENST.), *Vermiceras spiratissimum* (QUENST.), *Arnioceras* cfr. *abjectum* FUCINI, *A. ambiguum* (GEYER), *Paraoxynoticeras salisburgense* (HAUER), *Arnioceras geometricum* sul Monte Isola, di *Platypleuroceras salmoiraghii* PAR. sul Montecolo di Pilzone e di *Becheiceras bechei* (SOW.) a Gardone Val Trompia (PARONA, 1894, 1897; VECCHIA, 1946) permette di assegnare il Calcare di Moltrasio, tenendo anche conto della sua posizione stratigrafica, al Sinemuriano inferiore e al Carixiano.

30) « Calcare di Domaro (Medolo p.p.) »¹

G³ — *Calcari marnosi da grigio a nocciola chiaro con intercalazioni marnose; noduli e liste di selce soprattutto nella parte inferiore. Frequenti le ammoniti, spesso piritizzate, nella parte superiore con*

¹ Il M. Domaro (un tempo Domero), situato in provincia di Brescia a E del Sebino, è la località-tipo dove G. BONARELLI nel 1894 istituì un nuovo piano denominato « Domeriano ». Numerosi AA. fecero studi sulla fauna, tra cui A. BETTONI (1900), D. DEL CAMPANA (1900) e A. FUCINI (1908).

Arietoceras algovianum (OPPEL), *Prodactyloceras mortilleti* (MENE-
GHINI), *Reynesoceras ragazzonii* (HAUER), ecc. *Domeriano*. Spessore:
da 400 a 1000 m.

La formazione affiora su una vasta area sulla sponda occidentale del Sebino, con potenza molto variabile. La potenza massima, che sembra superare i 1000 m in corrispondenza del M. Saranzo, a nord di Tavernola B., si riduce a 400 m più a ovest verso la Val Adrara. La potenza in Val Trompia, nella località-tipo della Colma di Domaro, si aggira sui 500 m.

La formazione è costituita da calcari marnosi da grigi e grigio-nocciola chiari con caratteristiche macchiette nere a forma di bastoncini o di gocce e noduli o liste sottili di selce chiara; calcari scuri finemente arenacei con letti e noduli non molto frequenti di selce da marrone scura a nerastra passanti superiormente a calcari marnosi nocciola-chiari con spalmature ferruginose a patina d'alterazione da grigio-chiara a biancastra con intercalazioni di marne scistose grigio-verdastre. La selce diminuisce progressivamente verso la parte superiore della formazione e alcuni noduli sporgenti dai calcari sono costituiti solo da un calcare più siliceo.

Verso la parte alta della formazione si passa talora a calcari molto chiari simili a pietra litografica con frattura concoide; questo tipo di calcari sembra ridursi notevolmente fino a scomparire ad oriente, verso il lago. Talvolta si incontrano nella serie pochi metri di calcari marnosi rossastri. La formazione si chiude verso l'alto con calcari bianchi lastri-formi ben stratificati a noduli di limonite e piccole ammoniti piritizzate. La stratificazione è sempre netta e regolare in strati da 5 a 50 cm di potenza. Frequenti sono i passaggi eteropici con variazioni di potenza e di composizione litologica.

Il limite superiore della formazione coincide con la comparsa dei calcari arenacei tenaci e delle marne più o meno arenacee caratteristiche della formazione soprastante e sovente con la presenza del livello di microbreccia a frammenti di fossili che sta alla base di quella formazione. Il passaggio alla formazione sottostante è graduale ed è contrassegnato

dall'aumento della selce, che assume una tinta più scura e dal variare dei calcari che divengono pure più scuri e meno marnosi.

I caratteri litologici sopra descritti restano pressoché invariati a oriente del Lago d'Iseo. In generale il Calcare di Domaro è caratterizzato da calcari più o meno marnosi, compatti, da grigi a nocciola, in strati regolari di 30-70 cm di spessore, con selci per lo più chiare, in noduli o letti e con intercalazioni marnose. I calcari comunemente contengono noduli ferruginosi. Nella località-tipo il Calcare di Domaro è così suddiviso (CITA, 1962): inferiormente (120 m), calcari marnosi grigio-scuro, con *Fuciniceras cornacaldense* (TAUSCH), *F. volubile* (FUCINI), *Protogrammoceras celebratum* (FUCINI); parte media (300 m) con calcari e calcari marnosi grigio-chiaro con selci e noduli ferruginosi contenenti la nota fauna ad ammoniti piritizzate o limonitizzate del M. Domaro (HAUER, 1861; LEPSIUS, 1878; MENEGHINI, 1875-1881; BETTONI, 1900; DEL CAMPANA, 1900; FUCINI, 1908; FANTINI, 1962); la parte superiore (100 m ca.) è caratterizzata in basso da calcari grigi e biancastri con *Emaciaticeras radiolatum* FUCINI, in alto da marne, calcareniti e brecciole a *Tbaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Haurania deserta* HENSON, *Pseudocyclamina*, ecc.

Il Calcare di Domaro è limitato inferiormente dal Calcare di Moltrasio con passaggio graduale caratterizzato dalla diminuzione della selce e da una variazione dei calcari che divengono più chiari e meno marnosi con stratificazione più spessa, in corrispondenza dei livelli superiori dell'unità sottostante. Il limite superiore coincide con l'avvento di calcari nocciola con selci bruno, tenaci, di calcari arenacei passanti ad arenarie e con una maggiore frequenza e potenza delle intercalazioni di marne verdi e rossicce, che possono raggiungere spessori dell'ordine di qualche metro.

Numerosi sono i fossili rinvenuti in questa formazione, molti di essi piritizzati, talora di piccolissime dimensioni. Nell'area delle cave di Tavernola B. e del M. Serezano sono state ritrovate le seguenti specie: *Arieticeras algovianum* (OPPEL), *Arieticeras sarezanense* (VECCHIA), *Arieticeras disputabile* (FUCINI), *Phylloceras meneghinii* GEMELLARO, *Phyl-*

loceras frondosum (REYNÉS), *Productylioceras mortilleti* (MENEGHINI), *Reynesoceras ragazzonii* (HAUER).

Al M. Domaro e nei dintorni, dove i fossili si rinvennero abbondantissimi, le specie citate dagli AA. precedenti permettono di riconoscere nell'unità le due zone a *margaritatus* e *spinatum* del Domeriano. La formazione va pertanto attribuita al Pliensbachiano superiore o Domeriano.

31) « Formazione di Concesio »¹

G³⁻⁴ — Calcari « medoloidi » prevalenti verso l'alto e marne con selce in letti ed in noduli. Ad oriente del Sebino localmente si possono distinguere: membro superiore dei « calcari medoloidi »: calcari marnosi grigi, per lo più in grossi banchi, con selce e fini intercalazioni di marne a Posidonia alpina (GRAS) (G³⁻⁵), Dogger; membro inferiore dei « calcari nocciola »: calcari, talora arenacei, ben stratificati, con liste di selce e intercalazioni di marne grigio-verdastre, talora rossicce, a Steinmannia bronni (WOLTZ) (G³⁻⁴). Aaleniano? - Toarciano. Spessore: da 200 a 300 m.

Ad occidente del Sebino la formazione è costituita da calcari marnosi grigi, ben stratificati, molto tenaci, a liste e spruzzature di selce nerastra; calcari arenacei grigio-chiaro e arenarie; calcari marnosi color nocciola intercalati da marne arenacee giallo-verdastre laminate e qualche straterello di selce marrone-scuro potente fino a 5 cm. Verso la base compare sovente un caratteristico livello, potente da uno a qualche metro, di arenarie e microbreccie composte da calcari a piccoli entrochi, frammentini di gusci di molluschi e radioli di echini. La stratificazione è sempre ben distinta con strati da 5 a 30 cm di spessore.

La base della formazione è rappresentata dal passaggio da calcari

¹ Nome formazionale già impiegato nell'attiguo foglio della Carta Geologica n. 47 « Brescia », per comprendere gli strati interposti tra il Calcare di Domaro e il « Selcifero Lombardo ». La località-tipo è Concesio in valle del Mella; l'area-tipo è la bassa Val Trompia.

più o meno arenacei a calcari marnosi della formazione sottostante e sovente, come s'è detto, dalla presenza del livello a frammenti di fossili. Il limite superiore è piuttosto netto, essendo determinato dall'inizio delle selci a vivi colori appartenenti al « Selcifero lombardo ».

Ad oriente del Sebino nella formazione si possono distinguere due membri.

Il membro inferiore (« membro dei calcari nocciola ») consta di calcari più o meno marnosi, talora arenacei, passanti ad arenarie, di colore prevalentemente nocciola e grigio, ben stratificati, con selci brune e nere, che si alternano a marne grigio-verdi, raramente rossicce, scagliose.

Il membro superiore (« membro dei calcari medoloidi ») è costituito da calcari marnosi, in prevalenza grigiastri, con selci brune o grigie, da chiare a scure, a stratificazione evidente, con intercalazioni di marne grigio-verdi.

La potenza della formazione può essere valutata dai 200 ai 300 m.

Benché non siano stati rinvenuti fossili, in base a correlazioni stratigrafiche con i terreni presenti nell'attiguo Foglio « Brescia », dove l'unità è fossilifera, il Calcarea di Concesio va riferito al Lias superiore - Dogger e più precisamente il membro inferiore al Toarciano-Aaleniano (?) e il membro superiore al Dogger.

32) « Selcifero lombardo »¹

G¹¹⁻⁸ — *Selci brune, rosse, verdastre; superiormente alle selci si alternano, fino a prevalere, marne e calcari marnosi rossastri con rari aptici. Titoniano-Calloviano. Spessore: da 100 a 130 m.*

La parte inferiore e media della formazione è costituita da selci rossastre in alto, verdi, nero-bluastre e grigie in basso, in strati di un decimetro di spessore con patina color ruggine, frattura prismatica che

¹ La denominazione di « Selcifero » attribuita a questi terreni fu già usata nella letteratura e di recente adottata nella monografia di G. PASQUARÉ (1965).

produce un detrito diffuso di piccoli prismi di selce (« Radiolariti » Auct.). La parte superiore comprende marne, marne calcaree, calcari marnosi rossastri, talora leggermente silicei, sfumati in grigio-verde chiaro con qualche listarella di selce per lo più rossastra, marne arenacee da giallastre a grigio-verdi (« Rosso ad Aptici » Auct.).

Il limite inferiore con i calcari grigi sottostanti, come si è visto, è piuttosto netto; il limite superiore è contrassegnato da un passaggio graduale, dell'ordine di pochi metri, dai calcari sempre più rossastri con selce ora rossa, ora verdastra, ai calcari bianco-avorio della sovrastante « Maiolica » con noduli e liste di selce verdastra.

La potenza della formazione è compresa tra 100 m circa in Val Adrara e 130 m presso il lago. In essa sono stati rinvenuti resti di Belemniti e di Aptici appartenenti a *Lamellaptychus beyrichi* (OPPEL) e *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ).

Secondo G. PASQUARÉ (1960-61-65) la formazione va datata dal Calloviano al Titoniano.

c) Cretacico

33) « Maiolica »¹

C³ - G¹¹ — *Calcari talora leggermente marnosi, bianchi, bianco-avorio fino a giallastri, molto compatti, a stratificazione media, passanti superiormente a calcari marnosi a stratificazione più sottile, che si alternano alla sommità con marne nerastre; sono presenti listerelle e noduli di selce cornea, meno frequenti verso l'alto. Nella parte inferiore sono presenti: Calpionella alpina LORENZ, Lamellaptychus mortilleti (PICTET-LORIOL). Barremiano - Titoniano. Spessore: intorno ai 200 m.*

La formazione è costituita da calcari di colore bianco-avorio, talora un po' giallastri, molto compatti, localmente leggermente marnosi, con suture stilolitiche, a frattura per lo più concoide, con liste e noduli di

¹ Questa denominazione si trova già usata nel 1819 da G. MAIRONI DA PONTE.

selce chiara che verso l'alto si fanno via via più rare. La stratificazione è marcata e in genere più sottile verso la parte alta della formazione.

Il limite inferiore non è netto, bensì rappresentato da un passaggio graduale dell'ordine di alcuni metri in cui si alternano calcari chiari con marne e calcari marnosi rossicci con presenza di selce da grigia a verdognola in liste e noduli.

Alla sommità della formazione succedono calcari giallastri chiari con sottili interstrati marnosi scuri fogliettati che nell'ambito di qualche metro si infittiscono aumentando di potenza e dando inizio alla successiva formazione.

Non sono stati rinvenuti macrofossili che ne abbiano reso possibile la determinazione dell'età: vi si trovano solo frammenti di Aptici. Gli AA. sono però concordi nell'attribuire al Titoniano il passaggio tra la « Maiolica » e la sottostante formazione del « Selcifero lombardo ». Infatti associazioni microfaunistiche significative sono state rinvenute nei livelli di transizione tra le due formazioni ed alla base della « Maiolica ». Caratteristica al riguardo è l'associazione a *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER, *Stomiosphaera moluccana*, *Saccocoma*, *Spumellaria* e *Nassellaria*.

La formazione pertanto rappresenta complessivamente gli strati che vanno dal Barremiano sino al Titoniano.

34) « Marna di Bruntino »¹

C³⁻⁴ — Marne ed argilliti talora debolmente arenacee, policrome, fissili, con intercalazioni di straterelli calcarei prevalenti alla base, con associazione faunistica ad *Hedbergella* e *Rotalipora ticinensis* ticinensis (GANDOLFI). Albiano-Barremiano p.p. Spessore inferiore ai 100 m.

La formazione presenta esigui affioramenti limitati alla Forcella ad est del Colle di Sarnico, dove raggiunge una potenza inferiore ai 100 m.

¹ Formazione introdotta da L. D. PASSERI (1968).

Si tratta di marne grigie, rosse vinate, verdastre e gialle generalmente scheggieose e friabili, alternate talora da argilliti scistose nere lucenti e da straterelli calcarei. Al passaggio con la Maiolica sottostante compaiono per qualche metro straterelli di calcare grigio-giallastro con interstrati di marne e siltiti fogliettate verdognole, grigie e nerastre. Il limite superiore della formazione è contrassegnato dal passaggio a calcari marnosi grigi del Sasso della Luna.

Alla base della formazione è stata trovata presso Opreno (Foglio « Bergamo ») una ricca fauna ad Ammoniti che V. VALLI (1949) ha attribuito al Barremiano superiore, mentre ha riferito all'Aptiano il resto della formazione. S. VENZO (1954) ha compreso l'età della formazione tra il Barremiano superiore e l'Albiano inferiore.

La formazione non ha fornito nell'ambito del foglio una fauna fossile utile per la datazione, ma nella non lontana sezione-tipo di Bruntino (Foglio « Bergamo ») è stata identificata una microfauna abbastanza tipica che rappresenta l'Albiano e l'Aptiano.

35) « Sasso della Luna »¹

C⁷⁻⁵ — Calcari marnosi cinerei e marne grigio-chiare con *Desmoceras latidorsatum* (MICHELIN). Turoniano inferiore - Albiano. Spessore: da 350 a 400 m.

La formazione è costituita da calcari marnosi grigio-cinerei, per lo più micacei, intercalati a marne calcaree; calcari finemente arenacei grigiastri passanti talora a grigio-giallognoli alternati a marne grigio-chiare, ma anche giallognole, rosate o verdastre piuttosto scistose. Nella parte superiore della formazione spesso i calcari diventano variegati ed anche

¹ La denominazione « Sasso della Luna » (preferibile al termine dialettale in uso nel Bergamasco Sass de la Luna) per questo tipo di roccia a causa della sua facile disgregazione agli agenti atmosferici, fu comunemente accettata nella letteratura già dai vecchi AA. e tra i primi da A. VARISCO (1881).

rosati. La stratificazione è sempre ben distinta da strati di pochi centimetri fino a banchi di oltre un metro; la potenza è compresa tra 350 e 400 m.

Il passaggio alla sottostante formazione è graduale e segnato dall'infittirsi delle intercalazioni argillose. Il limite superiore è caratterizzato da un contatto piuttosto netto con la soprastante formazione, l'« Arenaria di Sarnico », mentre più ad ovest, nell'adiacente Foglio « Bergamo », s'inserisce un tipo di « Flysch scistoso-argilloso » attribuito all'Albiano-Cenomaniano-Turoniano inferiore.

Non sono stati rinvenuti macrofossili determinabili benché vi si segnali la presenza di *Desmoceras latidorsatum* (MICH.) (VENZO, 1955). La microfauna ha fornito esemplari di *Rotalipora ticinensis* GANDOLFI, *R. apenninica* (RENZ), *R. subticinensis* GANDOLFI, *Hedbergella brittonensis* LEBLICH-TAPPAN, *Biticinella breggensis* (GANDOLFI), *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), *Ticinella roberti* (GANDOLFI). Pertanto la formazione viene attribuita al Turoniano inferiore - Albiano superiore.

36) « Arenaria di Sarnico »¹

C⁹⁻⁷ — *Arenarie da grigie a grigio-azzurrine, con patina di alterazione rossiccia, passanti talora a puddinghe poligeniche con Acteonella e Hippurites; inferiormente arenarie argillose fissili grigio-verdastre Santoniano-Turoniano superiore.*

Si tratta di una formazione a facies di flysch composta di arenarie da grigie a grigio-azzurrine, per lo più rosate in superficie per alterazione, in grossi banchi da 0,5 fino a 2-3 m di potenza, con abbondanti frustoli vegetali carbonizzati. Nelle arenarie talora si rinvengono livelli di puddinghe poligeniche e policrome, con ciottoli per la maggior parte di selce,

¹ Questa roccia in passato era conosciuta in commercio come « pietra di Sarnico » e vecchi AA., tra cui G. DE ALESSANDRI nel 1899, la chiamavano già « Arenaria di Sarnico ». Corrisponde al « Piano di Sirone » Auct.

per lo più arrotondasi e poco selezionati; talora le puddinghe passano ad arenarie grossolane.

Nella parte inferiore alle arenarie si associano talora arenarie argillose, grigio-verdastre, sensibilmente scistose.

Il limite superiore della formazione manca nell'area del foglio; il limite inferiore è segnato dal passaggio piuttosto netto dalle arenarie argillose di base ai calcari marnosi ed alle marne della sottostante formazione del « Sasso della Luna ». Talora il limite inferiore coincide con la presenza di minute puddinghe poligeniche.

Nella formazione non sono stati rinvenuti fossili tranne rari resti di *Hippurites* e *Acteonella* probabilmente rimaneggiati nelle puddinghe.

Secondo S. VENZO (1954) la formazione è da attribuire al Santoniano e Coniaciano e la parte più bassa al Turoniano superiore.

f) Quaternario

37) « Conglomerato di Sotto Castello »¹

cg^{sc} — *Conglomerato prevalentemente calcareo, con interstrati sabbiosi ed argillosi e banchi di travertino. Preglaciale?*

Il deposito quaternario più antico affiorante entro l'area del Foglio « Breno » sembra essere il Conglomerato di Sotto Castello: esso compare a sud di Macenago (Preseglie in Val Sabbia) al margine meridionale del foglio per poi svilupparsi più ampiamente nell'adiacente Foglio « Brescia ».

COZZAGLIO nella legenda del Foglio « Brescia » (1939) lo indica come « pl ».

Il conglomerato è essenzialmente calcareo; soltanto BONOMINI (1925) dice di aver trovato rocce alpine nel conglomerato di Preseglie; i ciottoli

¹ Denominazione introdotta dai rilevatori dei Fogli « Brescia » e « Breno ».

sono molto arrotondati e saldamente cementati da calcite in grossi cristalli. L'alterazione superficiale è scarsa. Noto è l'altezza che esso raggiunge (un centinaio di metri) sul fondo valle attuale.

Mancano sicuri elementi per una datazione di questo conglomerato, che è stato considerato mindeliano dal PENCK (1909), villafranchiano da SACCO (1936) e BONOMINI (1925); COZZAGLIO (1927) parla genericamente di Pleistocene lacustre.

Posizione, morfologia e composizione hanno fatto pensare a qualche A. a una notevole antichità (Günz - Mindel?; M. CAPPONI, 1968).

38) « Depositi glaciali »

I depositi glaciali sono particolarmente diffusi nelle convalle laterali della conca del Lago d'Iseo, dove si rinvengono spesso in terrazzi disposti a gradinate e talora in lembi isolati con massi erratici sparsi.

Sulle sponde del lago sono stati distinti, su base essenzialmente morfologica, tre sistemi di depositi morenici; alcuni AA. (VECCHIA, 1954; NANGERONI, 1950, ecc.) vedono in essi i resti delle tre glaciazioni di Mindel, Riss e Würm; altri invece (PENCK, 1909, ecc.) li considerano come le tracce di due glaciazioni, rissiana l'esterno, würmiana il medio e l'interno. Ricordiamo inoltre che NANGERONI (1950) ritiene probabile l'esistenza anche di tracce di una glaciazione più antica, günziana, che sarebbe presente sopra Sulzano, « dove si presenta con una facies molto simile a quella del sicuro Günz del Varesotto e, come qui, è coperto da un notevole spessore d'un compatto conglomerato chiamato "Ceppo" che rappresenta, nel Varesotto e in tutta la Lombardia occidentale, una sicura testimonianza di fiumane dell'interglaciale Günz-Mindel e di una cementazione avvenuta successivamente in un clima molto caldo e probabilmente secco (desertico?) ».

Questi depositi argillo-sabbiosi sono stati associati nella Carta ai conglomerati interglaciali di varia età. Infatti i sedimenti clastici più o meno cementati che nella zona di Sulzano (in particolare in Valle Spino)

affiorano al di sotto del conglomerato, ritenuto dal NANGERONI « ceppo » tipico, non presentano caratteristiche tali da poter essere considerati di natura morenica.

Sopra i calcari mesozoici localmente si rinvengono una serie potente 6-7 m di argille marnose giallastre poco coerenti, inglobanti rari ciottoli di calcari scuri, di dolomie grigie e raramente di quarzo, e di tonalite molto alterate, intercalate a marne giallastre, sottilmente laminate, compatte, con sottili interstrati (potenti alcuni millimetri) di siltiti e di calcari siltosi di colore da grigio a giallastro. Subordinatamente sono presenti intercalazioni di strati e lenti sabbiose e talora ghiaiose. In uno degli strati siltosi si possono osservare « ripple-marks » di corrente.

Al di sopra di questo complesso e con esso concordante si trova il conglomerato ascrivito al « ceppo ».

La litologia e le strutture permettono di considerare i depositi in questione come sedimenti di ambiente subacqueo, di acque piuttosto calme, verosimilmente lacustri. Sembra si debba escludere che si tratti di depositi morenici, mentre è probabile che siano sedimenti interglaciali; la loro concordanza con il soprastante « ceppo » permette forse di legarli ad esso anche dal punto di vista cronologico.

m^m — Morene alterate con abbondante materiale argilloso, raccordabili alle cerchie esterne e relativi cordoni morenici. Riss secondo alcuni AA., Mindel secondo altri.

I depositi morenici « esterni » sono in genere i più elevati altimetricamente ed i più profondamente alterati, con visibile ferrettizzazione superficiale. Sulla sponda occidentale del Sebino in Val Tavernola costituiscono dei lembi isolati a monte di Vigolo, emergenti dal rivestimento morenico successivo. Intensa ferrettizzazione è diffusa anche nella valle del T. Rino a monte di Predore, dove sopra un'altitudine di circa 500 m tutto appare ferrettizzato. Massi isolati e piccoli lembi ferrettizzati si

possono rinvenire a quote superiori agli 800 m a nord di Parzanica e del M. Pendola.

Sulla sponda orientale del Sebino, all'esterno della tipica cerchia mediana più elevata, esistono alcuni limitati depositi con carattere glaciale, presentanti notevole alterazione superficiale; manca peraltro una netta morfologia glaciale.

Nella conca di Sulzano tali depositi morenici esterni si possono seguire da Coloreto a Nistisino e poi da Pozzo a Clogne; nella conca di Sale Marasino si hanno due piccoli lembi di tali depositi a Locasso e sopra Olo.

Su di un'area più o meno vasta, anche ad altitudini rilevanti si incontrano inoltre massi erratici sparsi, che non sono stati segnati sulla carta. Sono pure attribuite a questo sistema le morene più elevate e profondamente ferrettizzate dell'altipiano di Bossico sopra Lovere. Lo studio recentissimo di F. UGOLINI e di G. OROMBELLI sul Glaciale dell'Adda (1968) fa sorgere dubbi che una parte del « ferretto » possa essere invece loess.

m^R — *Morene debolmente alterate raccordabili alle cerchie maggiori e cordoni morenici. Würm secondo alcuni AA., Riss secondo altri.*

Molto più estesi sono i depositi morenici raccordabili con le cosiddette cerchie « mediane » e più elevate dell'anfiteatro sebino e costituenti essi stessi cerchie ben delineate nelle conche di Sulzano e Sale Marasino.

Grande estensione hanno nella conca di Parzanica e in Val di Tavernola, dove vanno a ricoprire gran parte dei precedenti depositi morenici, costituendo ampi terrazzi.

Il Monte Isola è pure ricoperto di morenico, soprattutto sul suo versante occidentale. La morfologia glaciale non è però molto evidente: si possono comunque riconoscere almeno due ripiani: quello di Menzino-Sinchignano-Liviano superiore e quello che da sopra Senzano si estende sino a Masse.

Sulla sponda orientale del Sebino questi depositi morenici assumono particolare e più tipico sviluppo, delineando anche una bella cerchia morenica: essa appare ben definita nell'area di Nistisino (a SE di Sulzano),

si riconosce ancora sui versanti SO e NO di Punta Ventura, torna ad essere evidente a Dazze e continua fino a Nandovere, dove si esaurisce sulle pendici meridionali della Punta Valmora e della Punta dei Dossi.

Nella Valle dell'Opol la morfologia glaciale non è evidente; i depositi morenici si spingono sin nella zona di Le Piane. Lungo il T. Bagnadore la valle appare chiusa da deposito morenico a Cislano. Qui, nella morena, si sviluppano le ben note « piramidi di terra ». Ma anche sopra Zone si conservano ripiani morenici sino a 850 m s.l.m.

Nella Val S. Bartolomeo sopra Toline s'incontra un ripiano morenico elevato presso Campo delle Rape: questo deposito si affaccia dall'alto alla Valle di Zone.

All'interno della cerchia maggiore, partendo dall'alto, si ha nella conca di Sulzano un primo ripiano a Casagne, Predappio e Valli, e in quella di Sale Marasino a Collarino, Viglo e Varzano. Segue, verso il basso, un pendio piuttosto accentuato ed uniforme sino ad un nuovo ripiano che si sviluppa sotto Maspiano (nella conca di Sulzano) e sopra Marasino, Presso, Distone e Dosso (nella conca di Sale Marasino).

m^w — *Morene fresche raccordabili alle cerchie interne e cordoni morenici. Würm.*

Sulla sponda occidentale del Sebino presso Lovere i più bassi terrazzi situati a valle di Flaccanico rappresentano depositi morenici molto freschi a limo grigio, raccordabili colle cerchie interne dell'anfiteatro. Nella Val Borlezza, presso Songavazzo, tra le quote 600 e 550 v'è un piccolo anfiteatro morenico terminale costituito da depositi freschi, già segnalato da A. DESTO (1945), che va attribuito certamente al Würm, poiché ricopre un'alluvione dell'interglaciale Riss-Würm e una morena rissiana. A Solto Collina il terrazzo morenico interno è particolarmente esteso e ben distinto dai depositi raccordabili colle cerchie mediane più a monte. In analoga posizione stanno pure le morene delle parti più basse della Val Fonteno, della Val di Tavernola e della valle che sbocca a Predore.

Sul Monte Isola, come già s'è detto, un ripiano morenico si estende

da sopra Senzano a Masse: con esso si può far cominciare il morenico raccordabile colle cerchie interne.

Analogo significato sembra avere, nelle conche di Sulzano e Sale Marasino, il ripiano che si sviluppa sopra Presso.

Nella Valle dell'Opol il morenico correlabile con quello delle cerchie interne dell'anfiteatro si sviluppa nella piccola conca di Colpiano ed è separato da quello delle cerchie maggiori di Madonna della Rota - Le Piane da un'area priva di morenico.

Nella Valle del T. Bagnadore la distinzione non è morfologicamente evidente. Anche nell'area di Toline non è facile tracciare un limite fra i due depositi morenici.

Sono da considerarsi per la maggior parte würmiani o stadiali anche i depositi morenici segnati sul foglio come:

- mo *Morenico di età indeterminata,*
- md *Morenico misto a detrito di falda,*

interessanti specialmente la parte settentrionale del foglio. Infatti nella bassa Val Camonica la morfologia morenica è meno evidente; i materiali deposti dai ghiacciai sono stati in buona parte dilavati sul ripido fianco della valle principale e rimaneggiati e mescolati a detrito all'interno delle valli laterali e nei circhi più o meno conservati nelle parti più alte dei rilievi.

Tali depositi morenici di età imprecisata e misti a sfasciume detritico sono presenti anche nell'alta Val Trompia, ove stanno in relazione coi piccoli ghiacciai di circo di questa regione.,

39) « Conglomerati interglaciali »

cg — *Conglomerati interglaciali di varie età (Poltragno, Greno, Sulzano). Depositi argilloso-sabbiosi (Sulzano; morenico Günz p.p. sec. NANGERONI).*

Abbastanza diffusi nella parte occidentale e nord-occidentale del foglio sono i depositi interglaciali, costituiti spesso da conglomerati, che vanno

sotto il nome di « ceppo ». Talora sono ben cementati e utilizzati quali pietre da costruzione, come il « ceppo » di Greno, una breccia compatta ad elementi angolosi di dolomia ai piedi del M. Clemo presso Castro e che appartiene probabilmente all'interglaciale Riss-Würm. Anche a est del lago, nella conca di Sulzano, affiorano localmente, conglomerati, ritenuti dal NANGERONI (1950) « ceppo » tipico, cioè dell'interglaciale Günz-Mindel; ad essi sottostanno, come s'è già detto, depositi argilloso-siltosi con livelletti calcarei che NANGERONI (1950) attribuisce alla glaciazione di Günz e che secondo i rilevatori del foglio sono più recenti e di ambiente lacustre. Dubbia rimane peraltro l'età sia della serie argillo-siltosa, sia dei conglomerati. Tra Rovetta ed il Passo della Presolana e sul fondo del T. Borlezza affiorano conglomerati anche molto potenti e fortemente cementati e di diversa età. Sono ritenuti in gran parte interglaciali, ma non è escluso che alcuni siano preglaciali.

40) « Depositi lacustri »

l — *Depositi lacustri varvati (Pianico) limosi, sabbiosi e ghiaiosi (Zone e Angolo).*

Depositi lacustri limo-argillosi sono visibili presso le località di Pianico e Angolo. Depositi lacustri limosi, sabbiosi e ghiaiosi s'incontrano nella conca di Zone, evidentemente in relazione collo sbarramento della conca, determinato nei dintorni di Cislano, da un cordone morenico del sistema ricollegabile colle cerchie medie più elevate.

I depositi di Pianico sono ricchi di resti vegetali e attribuiti all'Inter-glaciale Riss-Würm perché vi furono ritrovati resti di *Rhynoceros mercki* JAEG; sono caratteristiche di questo deposito le microvarve calcareo-mar-nose spesso interessate da singolari contorsioni.

41) « Depositi fluvioglaciali »

fg — *Fluvioglaciale in genere e depositi morenici rimaneggiati; locali depositi prevalentemente argillosi lacustro-glaciali (Sarnico, Viadanica).*

Depositi morenici rimaneggiati e depositi fluvioglaciali sono presenti nella valle del Chiese, soprattutto nella zona di Vestone. Si tratta di depositi di materiale molto caotico che va dalle sabbie più o meno fini alle ghiaie, all'accumulo di massi che superano anche il metro di diametro. Verso l'alto il deposito tende a diventare più sottile. I massi isolati e i ciottoli delle ghiaie sono di natura molto varia e comprendono anche elementi di rocce del Paleozoico, del basamento cristallino e del plutone tonalitico.

Il deposito è nettamente terrazzato, con una sopraelevazione, nella zona di Vestone, di una quarantina di metri sul fondo valle attuale.

Il terrazzo può essere seguito, in lembi però molto ridotti, sia a monte di Vestone, verso il Lago d'Idro, sia a valle nella zona di Barghe e poi nel Foglio « Brescia » in quella di Sabbio Chiese e nel Foglio « Peschiera » alla Carpeneda a ovest di Vobarno.

Qui S. VENZO (1965) segna « morenico del Riss alterato in argille arancio (a NO fronte della Val Sabbia) » e « fronte del Würm a grossi erratici »; quest'ultimo dovrebbe corrispondere al deposito in esame, seguibile, come s'è detto, sin quasi al Lago d'Idro: si tratterebbe pertanto di un deposito glaciale.

Dai rilevatori del foglio tale interpretazione non è accolta. K. A. HABBE (1969) interpreta il terrazzo di Vestone come terrazzo morenico. Nel foglio tale terrazzo è stato indicato come fluvioglaciale essendo apparsa ai rilevatori tale interpretazione più verosimile.

E' inoltre evidente il carattere fluvioglaciale del deposito iniziatosi — come di consueto — con una facies molto grossolana. Del resto già A. PENCK (1909) e, recentemente, I. ZAINA (1959) hanno escluso la presenza di depositi morenici a valle di Idro.

Quanto alla sua età sembra che tale deposito sia contemporaneo alla espansione glaciale che ha dato origine ai cordoni più rilevati ed evidenti degli anfiteatri morenici.

I. ZAINA (1959) accenna anche all'esistenza nella zona di Vestone

di lembi di un sistema di terrazzi fluvioglaciali più bassi da correlare con le cerchie interne. Essi sono peraltro molto limitati e la loro attribuzione rimane incerta.

42) « Depositi alluvionali »

*Alluvioni prevalentemente ghiaiose (a), ove possibile distinte in:
alluvioni recenti ed attuali non terrazzate (a²),
alluvioni antiche terrazzate (a¹).*

Nella valle del Mella il fenomeno di terrazzamento delle alluvioni è ben evidente nel tratto fra Inzino e Brozzo; altrove non è chiaro.

Le alluvioni di fondovalle sono sicuramente post-glaciali; quelle terrazzate possono anche corrispondere alle ultime fasi glaciali.

Lungo il Chiese, al di sotto del predetto terrazzo fluvioglaciale principale, si sviluppa un livello di alluvioni, evidentemente post-glaciali.

PLUTONE TERZIARIO DELL'ADAMELLO (SETTORE MERIDIONALE)

a) *Le rocce del plutone*

Nell'angolo nord-orientale del Foglio « Breno » sono comprese le rocce plutoniche che costituiscono le propaggini meridionali del massiccio dell'Adamello.

Prevalgono *facies tonalitiche con vario contenuto di biotite e di anfibolo* e con frequenti differenziazioni: sia in senso sialico verso *leucotonaliti, leucoquarzodioriti e granodioriti biotitiche* povere o prive di anfibolo; sia in senso femico verso *dioriti e gabbrodioriti anfiboliche* povere o prive di biotite, passanti a *gabbri anfibolico-plagioclasici* (A. BIANCHI, GB. DAL PIAZ e collaboratori vari, 1946-1948 e anni seguenti).

Fra i componenti mineralogici essenziali, in rapporti quantitativi molto variabili, prevalgono in genere i *plagioclasii*, con marcata zonatura entro limiti normali compresi fra labradorite ed andesina; nelle zone interne

dei cristalli si possono trovare relitti di composizione decisamente più calcica, bitownitica, mentre alla periferia si possono raggiungere termini oligoclasici. Meno abbondante il *quarzo* e generalmente subordinato, o quasi assente, l'*ortoclasio* nella frazione sialica.

Fra i costituenti femici la *biotite* e l'*orneblenda* si trovano, come abbiamo accennato, in proporzioni diverse e spesso vicarianti fra loro, determinando la varietà dei tipi predetti.

La struttura è in genere *granulare, olocristallina*, a grana media; ma in tutto questo estremo settore meridionale del plutone una notevole variabilità di grana cristallina si accompagna alla varia gamma delle differenziazioni. Si osservano frequenti e irregolari passaggi verso *facies microgranulari dioritiche e gabbrodioritiche, o verso facies macrogranulari vistose gabbriche ed orneblenditiche*.

Nel bacino del Lago della Vacca prevale la *tonalite biotitico-anfibolica, massiccia, a grana normale media o medio-minuta*, definita da G. B. TRENER come « *tonalite tipo Re di Castello* ». Al margine meridionale del Lago e nell'alta Val Cadino la roccia tonalitica assume una *tessitura orientata* e si associa a *diorite anfibolica fluidale*. Sulla Cima Laione e sulla cresta del M. Listino si trova invece una *facies granodioritica* a tendenza porfirica.

Sul fianco destro della Valle di Braone, nel pendio sottostante alla Cima del Vallone, una vasta plaga sialica di composizione granodioritica è compresa nella leucotonalite prevalente (S. MORGANTE, 1952).

Anche nella conca di Val Fredda si sviluppano termini sialici di aspetto granodioritico-leucotonalitico nei quali la composizione mineralogica essenziale è data (in ordine decrescente di abbondanza) da plagioclasti, quarzo, biotite, orneblenda, ortoclasio, mentre i costituenti accessori sono apatite, titanite, zircone, epidoto, clorite, muscovite, ossidi di ferro.

In tutta la parte superiore del Monte Cadino e del Monte Mattoni prevale invece una roccia più o meno femica, *dioritico-gabbrodioritica a grana media o minuta*, con anfiboli allungati, talora aciculari, povera o priva di biotite e di quarzo.

La percentuale di anortite nei plagioclasti varia dal 70% al 40% An

con nuclei relitti interni molto calcici, che possono salire fino all'80% - 90% An.

E' frequente in questo settore un'intima penetrazione di apliti granodioritico-leucotonalitiche nelle placche femiche dioritico-gabbrodioritiche che appaiono come permeate da una rete di vene sialiche oppure smembrate in zolle minori irregolari, o in lenti, o noduli, che vanno da metri a decimetri di diametro. Si passa così gradualmente da brecce di intrusione femico-sialiche fino ad una dispersione di *inclusi basici* nella massa sialica prevalente. Ed è interessante notare sul fianco nord-est del M. Cadino l'orientamento subparallelo degli inclusi femici lenticolari, allungati e allineati in sciami entro la roccia madre leucotonalitica a lieve tendenza fluidale.

Attorno alla cima del M. Mattoni, al valico settentrionale del M. Cadino in alta Val Fredda, sulle pareti del Cornone di Blumone sovrastante il Lago della Vacca (D. DI COLBERTALDO, 1940), come pure alla confluenza della valle di Dois in Val Braone (S. MORGANTE, 1952), si trovano anche lenti di concentrazione decisamente femica, che raggiungono le composizioni di *gabbrì anfibolici, o anfibolico-pirosenici* ed assumono talora struttura porfirica per i maggiori cristalli idiomorfi di orneblenda. Dove in queste rocce femiche si infiltrano plaghe o vene di residui sialici pegmatitici ricchi di quarzo e feldispati si osserva talora uno sviluppo vistoso o addirittura gigantesco dei cristalli di anfibolo (*Riesentonalit* di W. SALOMON).

La bella *orneblendite* ultrafemica, verde scura uniforme a grana grossa, con augite, bronzite ed olivina subordinate, che affiora al valico fra il M. Mattoni ed il M. Cadino, fu cavata per vari anni e lavorata nella segheria di Capo di Ponte in Val Camonica.

b) Rocce filoniane

Il Plutone dell'Adamello è ovunque accompagnato da un ricco seguito filoniano, che si sviluppa soprattutto nelle parti periferiche della massa e nelle formazioni incassanti. Eccezionalmente ricco di filoni è il settore meridionale, compreso nel Foglio « Breno », ove, in un'area rela-

tivamente ristretta, si possono contare centinaia di filoni (A. BIANCHI, GB. DAL PIAZ e collaboratori, 1946-1948 e seguenti).

Accanto a *tipi filoniani poco differenziati* (microtonaliti, microdioriti, malchiti e porfiriti feldispatiche) esiste una vasta gamma di *filoni ben differenziati in senso leucocratico o melanocratico*. Fra i primi sono comuni: apliti, pegmatiti e micrograniti, mentre hanno scarsa diffusione quarziti e quarziti feldispatiche. Fra i filoni melanocratici abbondano invece: porfiriti anfibolico-piroseniche con o senza olivina, spesso zonate e con noduletti quarzosi ad aureola anfibolica o pirossenica; porfiriti orneblendico-plagioclastiche; spessartiti anfiboliche; odiniti anfibolico-piroseniche. Più rare sono kersantiti anfibolico-biotitiche con o senza augite subordinata.

E' degno di menzione il fatto che fra Malga Valbona e Malga Val Fredda i filoni di tipo acido (aplitici, quarziti, micrograniti) sono quasi sempre subverticali o comunque fortemente inclinati ed hanno direzione prevalente nord-sud. Successivi rispetto a questi sono i filoni basici appartenenti a due distinti sistemi, come si può osservare sulla parete sud del M. Frerone e nel bacino del Lago della Vacca: uno (direzione N 30°E, immersione N 60°W, inclinazione 15°-20°) coricato; l'altro, più recente, subverticale (direzione media N 65°E, immersione N 25°W, inclinazione 80°). Al primo sistema appartengono filoni di colore verde nerastro intenso, costituiti da porfiriti anfiboliche, spessartiti, odiniti e kersantiti; al secondo, filoni di colore grigio-verde carico, spesso zonati, costituiti da porfiriti e odiniti anfibolico-piroseniche, talora ad olivina e noduletti quarzosi, che intersecano i filoni appartenenti al primo sistema.

E' opportuno segnalare che, oltre ai numerosi filoni soprariordati, nelle rocce incassanti del plutone si trovano vari altri filoni più o meno alterati indipendenti dall'intrusione tonalitica dell'Adamello e riferibili ad un ciclo eruttivo pre-terziario (probabilmente mediotriassico). Questi filoni più antichi, nell'area di influenza metamorfica del plutone, mostrano spesso una facies cornubianitica con distinta struttura cristallo-blastica.

c) *Facies metamorfiche di contatto*

Nell'area compresa entro il Foglio « Breno », il plutone dell'Adamello viene a contatto diretto con le formazioni sedimentarie mesozoiche, dando origine ad un quadro molto vario di vistosi fenomeni metamorfici.

La grande eterogeneità litologica delle rocce incassanti ha dato luogo infatti a complessi effetti selettivi di metamorfismo. Nello stesso tempo, in contrapposizione, si osservano anche fenomeni di convergenza metamorfica, per cui terreni diversi tra loro, per età e struttura, ma affini per composizione, offrono una notevole analogia di facies mineralogico-petrografiche rigenerate. (A. BIANCHI, GB. DAL PIAZ e collaboratori, 1946-1948 e seguenti).

1) *Facies metamorfiche del « Calcare di Angolo »*

L'azione termica ha provocato una graduale depigmentazione dei letti calcarei ed una ricristallizzazione di intensità proporzionale alla vicinanza del contatto. I calcari appaiono trasformati in rocce saccaroidi, con scarsi minerali di neoformazione quali flogopite, tremolite e rara scapolite (osservata in Valbona e al Passo di Val Fredda). Ad azioni di doppio scambio fra calcari incassanti e fluidi magmatici devono la loro origine tipici « skarn » andraditico-hedenbergitici osservabili nei pressi dell'Alpe Bazena, accompagnati da *calcefiri e cornubianiti a wollastonite*, vesuviana, granato, epidoto, diopside, feldispatici alcalini (G. SCHIAVINATO, 1946). Analoghi giacimenti di contatto si ritrovano in Val Negra confluyente nella Val Padobbia sopra Braone (B. ACCORDI, 1953; S. MORGANTE, 1952).

Tipica ed estesa è la profonda trasformazione delle alternanze di letti calcarei e marnosi dell'Anisico. I primi lasciano il posto a marmi cristallini biancastri ed i secondi sono sostituiti da cornubianiti verdi e rosse a pirosseno fassaitico e granato, talora con epidoto e vesuviana. I più vistosi effetti di questo metamorfismo si osservano sulle pareti meridionali del M. Frerone in Val Fredda, nella Val Negra (Braone) e nelle valli di Cobello e del Re sopra Niardo.

2) Facies metamorfica della « Dolomia del Gaver »

Questa formazione in seguito a metamorfismo di contatto ha dato origine a marmi candidi saccaroidi.

L'aureola metasomatica ha in questo caso profondità molto limitata, in genere a pochi decimetri.

A processi metasomatici più vistosi sono legati i giacimenti di contatto sulla sommità del M. Costone, ove si rinvencono, immersi in una massa dioritica anfibolica, calcefiri e cornubianiti a granato, fassaite, xantofillite, epidoto, vesuviana, e talora anche spinelli e brucite (O. HIEKE, 1945). Associazioni mineralogiche analoghe compaiono anche nei giacimenti del Lago della Vacca, presso il Rifugio Rosa. La xantofillite si ritrova pure sulla parete NO del M. Cadino, assieme a diopside, epidoto, zoisite, olivina, bitownite e serpentino ai bordi metasomatici di filoncelli sialici che intersecano i marmi (R. DE PIERI e E. JUSTIN-VISENTIN, 1968).

3) Facies metamorfica del « Calcare di Prezzo »

Il Calcare di Prezzo ha subito in complesso azioni metamorfiche analoghe a quelle del Calcare di Angolo. Anche in questa formazione, infatti, accanto a calcari saccaroidi si rinvencono calcefiri e cornubianiti varie.

4) Facies metamorfiche del « Calcare di Buchenstein (o di Livinallongo) »

Questa formazione mostra in genere facies metamorfiche meno vistose e meno cristalline. In certi punti, come ad es. nella parte superiore del M. Frerone, si sviluppano plaghe intensamente metamorfosate ove, accanto a calcari saccaroidi, si notano calcefiri e cornubianiti a diopside, epidoto, granato, clinozoisite, wollastonite, alternanti con letti marnoso-arenacei o tufacei trasformati in cornubianiti a granato, diopside, biotite, feldispato, andalusite, sillimanite.

A queste facies, sulla vetta del M. Frerone, si accompagnano letti di arenarie metamorfiche macchiettate, a biotite, sillimanite, cordierite, tormalina e feldispati.

Interessante la facies metamorfica del Calcare di Livinallongo (o di

Buchenstein) che si osserva sul versante meridionale del Pizzo Badile, a sud della Sella Nanti nell'alta valle di Cotro.

5) Facies metamorfiche della « Formazione di Wengen (o di La Valle) »

Sulla cresta a nord del M. Frerone arenarie rosso-brune della formazione di Wengen (o di La Valle) sono intensamente metamorfosate per contatto. Esse mostrano una spiccata cristallinità ed una diffusa generazione secondaria di biotite idiomorfa in lamelline isolate, accompagnata da plagioclasio, tormalina, zoisite ed ematite. Analoghe arenarie cornubianitiche si sviluppano nell'alta valle di Vades al limite nord-est del Foglio « Breno ».

6) Facies metamorfiche del « Calcare di Esino »

Per effetto del metamorfismo termico le masse calcaree e calcareo-dolomitiche di questa formazione hanno assunto facies cristalline di marmi bianchi a grana saccaroide. Questi marmi presentano all'immediato contatto con le rocce eruttive un orlo metamorfico, di spessore generalmente limitato, a silicati calciomagnesiaci.

Anche in questa formazione si possono però rinvenire giacimenti di contatto. Tipico esempio il giacimento di quota 2591 del M. Frerone, ove si hanno calcefiri a cristalli idiomorfi di pirosseno, granato, vesuviana e, più raramente, epidoto. Dove la massa calcareo-dolomitica è intimamente penetrata dalla diorite ed attraversata da filoni lamprofirici, ai minerali già ricordati si aggiunge l'olivina, accompagnata da aggregati secondari fibrosi o raggati di sostanze serpentinose o cloritiche.

Lenti di calcari dolomitici completamente trasformati in calcefiri a diopside, xantofillite, granato, epidoto, orneblenda, spinello, si rinvencono nella zona compresa fra il Rifugio Rosa, il laghetto di Laione ed il Passo di Blumone.

7) Facies metamorfiche della « Dolomia principale »

L'azione metamorfica esplicatasi sui calcari dolomitici e sulle dolo-

mie di questa formazione ne ha determinato la ricristallizzazione in marmi bianchi. La zona di immediata influenza è caratterizzata da bande rosse, verdognole e brune, a granato, clinzoisite rosea, anfibolo, pirosseno, epidoto ed olivina.

A nord del M. Frerone il margine meridionale della candida massa dolomitica del Farinas di Stabio è attraversato da una fitta rete di filoni, vene e apofisi dioritiche. Processi metasomatici hanno dato luogo a calciferi ad epidoto, granato, fassaite, clinzoisite, olivina, xantofillite, vesuviana, spinello e wollastonite.

In una fase tardiva a carattere idrotermale si è avuta la sostituzione dell'olivina con serpentino, calcedonio, pennina, talco e magnesite.

ROCCE IGNEE E FILONI DI ETÀ NON BEN DEFINITA

1) « Diorite di Val di Rango »

δ_1 — *Dioriti quarzifere biotitico-anfiboliche. Anteriore al Permico superiore?*

Nella valle di Rango, affluente di destra della valle del Mella di Sarle, compare un limitato affioramento di rocce plutoniche che possono riferirsi a dioriti quarzifere biotitico-anfiboliche più o meno cloritiche, con ortoclasio per lo più abbondante e fresco e plagioclasio alterato. Nella roccia sono evidenti azioni dinamometamorfiche che hanno interessato soprattutto il quarzo, presente in aggregati con tessitura a mosaico.

Sorge spontaneo un confronto di queste rocce con quelle delle Valli Navazze e Torgola: dal punto di vista petrografico si può osservare che in tutta la biotite, più o meno cloritizzata, è il componente femico prevalente; nella Granodiorite di Val Navazze, facies dioritiche si hanno soltanto nelle rocce micromere, non in quelle granitoidi e l'anfibolo è un po' meno abbondante anche nelle rocce microgranulari scure.

La Diorite di Val di Rango potrebbe rappresentare lo stadio di differenziazione dioritica anteriore alla fase che ha provocato la formazione

delle facies micromere scure delle Valli Torgola e Navazze (GIUSEPPE, 1959).

E. MARTINA (1966) ritiene che la Formazione di Val di Rango e la Formazione di Val Torgola e Val Navazze sia per la loro affinità petrografica, sia per i loro stretti rapporti di giacitura, dovrebbero verosimilmente rappresentare due cupole di un unico grande corpo igneo, nella cui porzione superiore (affiorante) sembrerebbe sussistere, nella facies a grana normale, una differenziazione granitico-granodioritico-dioritica procedendo dalla Val Torgola alla Val Navazze ed alla Val di Rango.

L'affioramento della Val di Rango è circondato dai micascisti del gruppo del Maniva; solo a nord-ovest esso viene in contatto con un filone di porfirite quarzifera biotitico-cloritica o cloritica.

Le condizioni di giacitura non permettono se non di affermare che l'intrusione è posteriore al basamento cristallino; le analogie colla granodiorite di Val Navazze, rendono verosimile l'attribuzione alla Diorite di Val Rango della stessa età.

2) « Granodiorite di Val Navazze »

δ_2 — *Granodioriti, graniti, adamelliti, ecc. (Val Navazze, Val Torgola). Anteriore al Permico superiore.*

Nelle valli Navazze e Torgola sono presenti rocce intrusive granitoidi e microgranulari. Le prime presentano nelle due vallette adiacenti caratteri di consanguineità magmatica, che confermano la stretta parentela che già gli antichi AA. avevano affermato per le due formazioni.

Si tratta di *graniti plagioclasico-biotitici e biotitico-cloritici sino a cloritici, che passano a tipi adamellitici*, con contenuto quasi equivalente di ortose e di plagioclasio andesinico, e *granodioritici*. In questi ultimi la biotite appare alquanto più fresca.

La distribuzione delle masse granitoidi non è completamente uniforme nelle due valli, giacché i graniti ad ortose predominante appaiono prevalere in Val Torgola mentre in Val Navazze prevalgono le granodioriti. Anche i dati petrochimici portano a riconoscere una differenzia-

zione che sembra complessivamente procedere dalla Val Torgola alla Val Navazze da forme granitiche, con differenziati aplitici, a facies granodioritiche con differenziati microgranitici.

Caratteri molto uniformi e costanti hanno invece nelle due valli le rocce *microgranulari* nelle quali al diverso colore in massa, dovuto ad una differente intensità di alterazione dei componenti femici, si accompagna anche una diversa struttura microscopica.

Queste rocce sono spesso frammiste alle masse granitoidi e di sovente si trovano anche le une accanto alle altre, senza che fenomeni di contatto, sia con le rocce granitoidi sia con le altre facies microgranulari, permettano di dedurre con chiarezza le correlazioni genetiche.

L'esame sul terreno non ha mai permesso di riconoscere distintamente un carattere filoniano per nessuna di queste rocce, neppure per le microgranodioriti nere per le quali l'aspetto microscopico (struttura minuta della roccia, freschezza notevole dei componenti, zonatura caratteristica dei plagioclasti) sembrerebbe appunto parlare a favore di una giacitura filoniana; anzi la loro posizione sul terreno rispetto alle rocce granitoidi, di cui costituiscono spesso gli inclusi anche di dimensioni notevoli, permettono di considerarle come le rocce più antiche della regione studiata.

In Val Torgola, in corrispondenza alla maggior acidità della formazione, si è trovata anche una aplite.

Il chimismo delle formazioni plutoniche, studiate attraverso un buon numero di analisi e relative rappresentazioni diagrammatiche, si è rivelato di tipo spiccatamente potassico.

Anche l'analisi chimica (e le corrispondenti rappresentazioni diagrammatiche) ha confermato il carattere un po' particolare delle microdioriti quarzifere cloritiche verdastre che presentano una accentuata scarsità di calcio.

Le microgranodioriti biotitiche sembrano invece rientrare bene nel diagramma di differenziazione delle rocce plutoniche macromere.

In complesso un confronto tra i diagrammi di differenziazione ed i loro punti caratteristici, esteso anche al massiccio terziario di Val Masino-

Bregaglia ed ai graniti ercinici del S. Gottardo e dei Laghi, mostra come le rocce plutoniche dell'Alta Val Trompia complessivamente si ravvicinino nel loro chimismo particolarmente alle rocce erciniche di Val Biantino e del massiccio granitico del Lago Maggiore-Val Sesia.

La posizione delle rocce microgranulari specificamente microgranodioritiche non appare chiarita invece dai confronti petrochimici che tenderebbero a ravvicinarle alle rocce terziarie tipo Adamello-Val Masino, mentre il loro riconoscimento come inclusi entro le rocce granitoidi ci portano a considerarle più antiche di queste.

Nella Val Torgola si sono raccolti campioni di due *sieniti sodiche tormalinifere a plagioclasti freschi*. Queste due rocce si differenziano nettamente da tutte le altre e appaiono in relazione abbastanza evidente con i filoni a fluorite e solfuri, che nella zona danno luogo a coltivazioni minerarie. Una roccia analoga, impregnata tuttavia di ematite, è stata raccolta anche in Val Navazze.

Per la datazione della « Granodiorite di Val Navazze » si può osservare che, in generale, essa viene ricoperta in discordanza, senza fenomeni di contatto, dal Verrucano lombardo e appare pertanto più antica di questo che è attribuito al Permiano superiore.

Viceversa le arenarie rosse appaiono localmente impregnate di materiale sienitico; bisogna pertanto ritenere che le sieniti sodiche tormalinifere a plagioclasti freschi riconosciute da GIUSEPPETTI in Val Torgola siano più recenti e, in generale, che all'attività magmatica granodioritica principale anteriore al Verrucano lombardo ne sia seguita una di tipo sodico-sienitica posteriore ad almeno una parte di esso.

3) Filoni di quarzo (qz), di barite (ba), di fluorite (fl)

Nell'impossibilità di indicare sulla carta tutti gli adunamenti minerali esistenti entro l'area del Foglio « Breno » sono stati cartografati soltanto quelli che per potenza, estensione e posizione hanno un maggior significato geologico. Degli altri sarà detto nel capitolo sui materiali utili.

Filoni di *quarzo* sono ben evidenti lungo le fratture di Val Vaia e delle Persole (vedi parte tettonica). Le *quarziti* lungo la frattura di Vaia

sono posteriori almeno al Verrucano lombardo, nel quale sono comprese; la faglia però interessa anche il Servino e, verosimilmente, si è mossa anche durante l'orogenesi alpina; tale movimento non ha lasciato sensibili tracce sulle quarziti stesse che pertanto potrebbero essere terziarie.

Masse di *barite* sono state cartografate nell'area della tavoletta Bazona, nella zona di Pozza dell'Orso e a sud di Monte Molter; esse sono verosimilmente allineate lungo un faglia a direzione NNE interessante in superficie i terreni permiani. D. DI COLBERTALDO e G. MARZOLO (1964) e E. MARTINA (1966) ritengono che alcune delle mineralizzazioni filoniane a barite siano connesse col vulcanismo permo-carbonifero, rappresentando « manifestazioni sub-vulcaniche caratteristiche delle porzioni periferiche delle piattaforme porfiriche, in vicinanza di grandi linee tettoniche ». A SE di Monte Molter, come s'è detto, la barite è compresa nel Verrucano lombardo e quindi è posteriore alle piattaforme porfiriche permiane.

Filoni di *fluorite* sono stati cartografati nelle valli Navazze e Torgola (tavoletta « Bovegno »): di essi e di altri minori o non affioranti sarà detto nel capitolo sui materiali utili. Quelli cartografati si sviluppano entro la Granodiorite di Val Navazze ed il Verrucano lombardo soprastante. Essi sono pertanto posteriori al Permiano superiore.

4) α Porfiriti di età non precisabile, verosimilmente triassiche

Entro l'area del Foglio « Breno » esistono numerose masse più o meno grandi di porfiriti, che, in base alla loro natura litologica e alle loro condizioni di giacitura, non possono essere datate con sicurezza.

Tra le maggiori, procedendo da nord verso sud, ricordiamo quelle di M. Muffetto-Corno di Mura, di Ivino, di Irma-Zigole e di Pontogna-Pradalunga.

Al M. Muffetto la porfirite (porfiriti quarzifere biotitiche più o meno cloritiche, talora anfiboliche) è dominante; essa è in contatto o con il Verrucano lombardo o con lembi, dislocati e fors'anche inglobati, di Servino; nella zona della Beccheria di Bassinale i rapporti si fanno più chiari, in quanto la porfirite vi appare nettamente in filoni-strato entro il Servino stesso; al Dosso Sparviero una gran massa irregolare di porfirite

è compresa entro il Verrucano lombardo; nell'alta Val Vesgheno affiora, con limiti sub-paralleli, una « piastra » di porfirite, potente almeno un centinaio di metri, compresa entro il Verrucano lombardo e subconcordante rispetto ad essa; al Corno di Mura, verso le valli Vesgheno e Bozzoliné, alla base della gran massa di porfirite ivi affiorante si hanno lembi di Servino; analoghi lembi si hanno alla sommità del monte; perciò la porfirite sembra compresa entro il Servino.

In conclusione le porfiriti sono qui associate essenzialmente al Verrucano lombardo ed al Servino, con giacitura ora discordante ora concordante; terreni più recenti non affiorano nella zona.

Gli affioramenti di porfirite sono tutti a sud ed in prossimità o addirittura in corrispondenza della linea di M. Rosello (vedi capitolo sulla tettonica), notevole linea di dislocazione, estesa dalla Val Camonica a Mesole, in corrispondenza alla quale la zolla meridionale, prima pianeggiante, immerge bruscamente contro quella settentrionale.

Questa posizione delle masse porfiriche ha fatto pensare a qualche A. (G. ARDIGÒ, 1955) che esse potessero essere contemporanee o posteriori allo stabilirsi dei suddetti rapporti tettonici, ritenuti alpini. Il fatto però che la porfirite non affiori a NE della suddetta linea (fatto che peraltro si può spiegare con un condizionamento dell'intrusione da parte della massa settentrionale), la sua penetrazione entro il Servino sotto forma di filoni-strato e quindi verosimilmente a poca profondità e la sua natura litologica, diversa da quella di tipiche porfiriti terziarie, le analogie di queste masse del Muffetto-Corno di Mura con quella di Ivino, non visibilmente legata a un elemento strutturale, farebbero propendere piuttosto per una età medio-triassica della porfirite stessa.

Fra Tizio e Ivino, nella zona di Collio, una notevole massa di porfirite (porfirite quarzifera biotitica) si sviluppa all'interno di un grande affioramento di Servino e sembra con esso in giacitura concordante (filone-strato, laccolite). Altre masse minori si hanno al limite con il Verrucano lombardo e all'interno di questo. Le condizioni, come s'è detto, sembrerebbero pertanto analoghe a quelle della zona di M. Muffetto-Corno di Mura.

Altra grande massa porfirítica di età dubbia è quella della zona Irma-Zigole. Nella parte orientale, nell'alta valle del T. Mella di Irma e fra le valli di Squassai e Legnaplana, la massa porfirítica (si tratta di porfiriti poco o non quarzifere, biotitiche, per lo più di aspetto afanítico) taglia in discordanza la Carniola di Bovegno e i calcari anisici, spingendosi localmente sino alla base del Calcare di Livinallongo (o di Buchenstein).

Verso ovest, nella zona di Zigole è significativa la presenza entro l'affioramento delle porfiriti (porfiriti biotitiche) di masserelle di Calcare di Livinallongo (o di Buchenstein) e di placche di Arenaria di Val Sabbia.

Come si vedrà meglio nel capitolo sulla tettonica, la struttura della zona in cui affiorano le masse porfirítiche di Savenone e di Zigole-Irma è piuttosto complicata: si possono distinguere tre zolle principali: quella di Savenone, caratterizzata da una successione Servino-Calcare di Angolo con strati immergenti a sud-est, quella del Dosso della Preda, comprendente una serie suborizzontale dal Calcare di Angolo alla porfirite del Carnico inferiore e quella del Castello dell'Asino con terreni triassici che raggiungono la Dolomia principale.

La zolla di Savenone appare ben delimitata rispetto alle altre due da una faglia. Viceversa il limite fra la zolla del Dosso della Preda, più elevata, e quella di Castel dell'Asino, più bassa, non è facile da tracciare, la zona intermedia tra le due essendo appunto occupata dalla gran massa porfirítica della zona.

La porfirite appare come un grosso corpo discordante rispetto al Calcare di Angolo (localmente anche alla Carniola di Bovegno) che la circonda, entro il quale spinge una grossa apofisi che attraversa il costone fra Bregne e la Val Legnaplana. Non si può però parlare dappertutto di un contatto tettonico fra porfirite e Calcare di Angolo, posteriore alla messa in posto della porfirite stessa. Essa ha quindi rapporti non solo tettonici colla zolla del Dosso della Preda.

D'altra parte essa ingloba a Zigole masse di Calcare di Livinallongo (Buchenstein) e sopporta, a nord di Paffione e a Cologne, lembi di Arenaria di Val Sabbia in posizione altimetrica intermedia fra quella della zolla del Dosso della Preda e quella della zolla di Castel dell'Asino.

Si può spiegare questa situazione scindendo in due la massa porfirítica lungo una linea Legne-Ronco ed assegnando la parte orientale alla zolla del Dosso della Preda e quella occidentale alla zolla di Castello dell'Asino o meglio ad una zolla a sé stante e facendo tettonico il contatto fra porfirite e Calcare di Angolo dal Mella a Ronco.

Tale ipotesi trova difficoltà ad essere accolta sia nell'apparente unitarietà della massa, sia nelle condizioni particolari della zona di Zigole e del Santuario di Bovegno.

Si è perciò portati a pensare ad una massa in posto — discordante — della porfirite posteriore alla dislocazione delle zolle. Sorge il problema se questa non possa essere avvenuta, almeno in una certa misura, prima del Carnico o se essa debba essere riterita senz'altro al Terziario. Purtroppo non esistono elementi sicuri per rispondere al quesito.

Condizioni particolari si hanno per la massa porfirítica che si estende da Pontogna, dove affiora una porfirite pirossenica, a C. Pradalunga: essa si sviluppa o entro il Calcare di Angolo o al contatto con l'Arenaria di Val Sabbia, su cui il primo appare accavallato. Altra porfirite pirossenica con tracce di laminazione per stiramento si incontra però anche salendo al Passo del Sabbione, fra Calcare di Angolo (sopra) e Arenaria di Val Sabbia (sotto); una grossa massa si ha poi a Colosso e piccoli lembi a NO di C. di Lana in Val d'Inzino, fra Calcare di Angolo e Dolomia Principale; questa volta la porfirite è quarzifero-biotitica.

Se queste masse minori sono separate da quella maggiore di Pontogna e Pradalunga, le prime appartengono ad una unità tettonica e la seconda ad un'altra; ma se esse sono collegate, tutte queste porfiriti debbono essere posteriori alla deformazione, o meglio ad una prima fase di essa.

Esiste poi un gran numero di altri affioramenti di porfirite discordanti entro una formazione o una serie regolare; per essi è evidentemente impossibile stabilire l'età: anche la natura litologica sembra poco utile allo scopo.

VI — TETTONICA¹

1) PREMESSA

La suddivisione dell'area del Foglio « Breno » in tre regioni, già precedentemente adottata per la stratigrafia, va mantenuta per analoghi motivi anche per la tettonica.

Ricordiamo qui che le tre regioni sono la regione occidentale, ad ovest del Sebino e dell'Oglio, la regione orientale ad est di tale limite, ed il gruppo dell'Adamello che si differenzia da ambedue per peculiari caratteristiche geologiche. Questa suddivisione corrisponde, d'altronde, ai campi di lavoro dei tre gruppi di ricerca che facevano capo alle Università di Milano, di Pavia e di Padova.

2) REGIONE AD OVEST DEL SEBINO E DELL'OGLIO

La regione contenuta nell'area del Foglio « Breno » a ovest del Sebino e dell'Oglio, da un punto di vista strettamente tettonico, può essere suddivisa in tre parti dotate di caratteristiche diverse: settentrionale, centrale e meridionale.

Parte settentrionale. — E' costituita dalla fascia limitata a est dall'Oglio e a sud dalla linea ideale Valzurio-Giogo della Presolana-Breno. Essa è stata principalmente influenzata da una tettonica rigida del substrato cristallino ed è caratterizzata da numerosi scorrimenti provenienti per lo più da nord. Vi si riscontra una fitta serie di faglie, in genere di carattere locale e di età più recente, con direzioni prevalenti nord-sud, NNO-SSE e più raramente NNE-SSO, oltre a faglie di importanza regionale e di età più antica, dirette in genere da ovest a est e da SO a NE.

¹ Vedi cartina allegata a pagg. 104-105.

Parte centrale. — Si trova a sud della precedente e si estende fino alla Val Cavallina, coincidendo con vasti affioramenti di Dolomia principale. E' caratterizzata da una tettonica piuttosto blanda, di stile rigido, a pieghe molto ampie.

Parte meridionale. — Comprende l'area di affioramento delle formazioni che vanno dal Triassico superiore al Cretaceo superiore sulla sponda occidentale del Sebino ed è caratterizzata da una tettonica di stile sensibilmente plastico, con numerose pieghe, per lo più inclinate verso sud, passanti talora a pieghe-faglie con limitati scorrimenti.

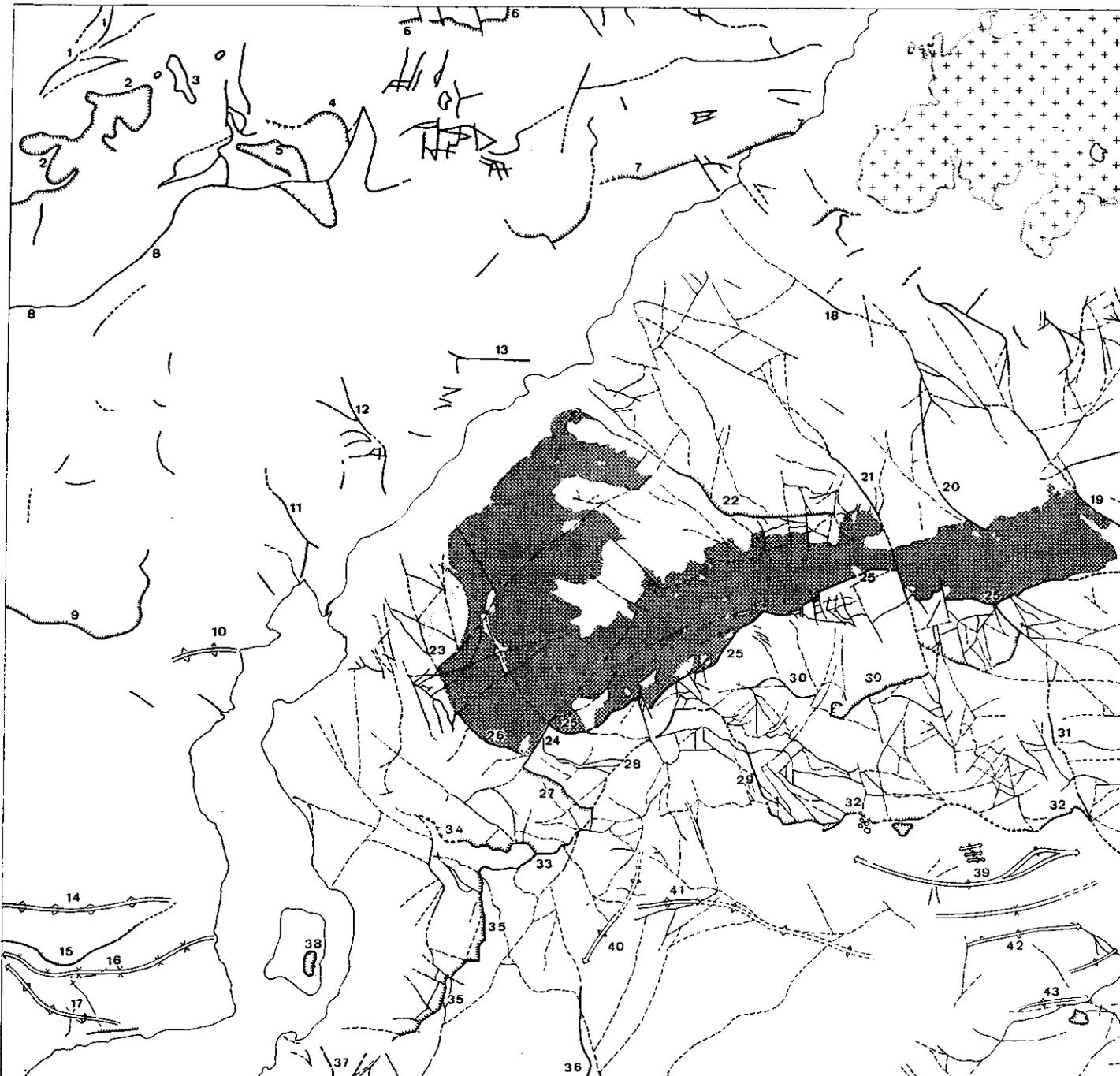
Parte settentrionale

a) *Faglia di Val Canale.* E' un'importante linea tettonica, passante per l'angolo NO del foglio, che separa i terreni permiani a nord da quelli triassici a sud e presenta un piano di faglia sub-verticale molto inclinato, con immersione SE. Prosegue oltre il bordo occidentale del foglio, attraversando la Val Seriana presso Gromo (Foglio « Bergamo »).

b) *Scorrimento di M. Corrà e di M. Timogno.* La zolla sovrascorsa nella sua parte basale è costituita principalmente dal Calcare di Angolo e solo intorno al M. Corrà e nella parte alta del T. Rino sono presenti anche resti della sottostante Carniola di Bovegno. Procedendo verso sud risulta costituita anche dalle sovrastanti formazioni anisiche e ladiniche in successione normale fino al Calcare di Esino. Mentre a nord è ben netto il limite dello scorrimento sopra il Calcare di Esino e la Formazione di Breno, verso sud tale limite diviene sempre più incerto. Il piano di scorrimento da suborizzontale, nella parte settentrionale, diviene via via più inclinato spostandosi verso sud.

c) *Scaglia di M. Ferrante.* E' costituita in prevalenza da Calcare di Esino cui sottostanno, molto ridotti di potenza e in affioramenti limitati, i terreni appartenenti alla Formazione di Wengen, al Calcare di Prezzo e al Calcare di Angolo, con strati immersi generalmente verso SE.

d) *Scaglia di Cima Verde.* Con questo nome s'indica una



LEGENDA

- 1) Faglia di Val Canale
- 2) Scorrimento del M. Timogno
- 3) Scaglia di M. Ferrante
- 4) Scaglia di Cima Verde
- 5) Scaglia di M. Visolo
- 6) Scorrimento del Pizzo Camino
- 7) Scorrimento Palline-Borno
- 8) Faglia di Clusone
- 9) Scorrimento Gandino-Sovere
- 10) Anticlinale di M. Clemo
- 11) Faglia di Val Supine
- 12) Faglia di S. Vigilio
- 13) Faglia di Boario-Gorzone
- 14) Anticlinale di Adrara
- 15) Scorrimento di M. Bronzone
- 16) Sinclinale di Tavernola
- 17) Anticlinale di Predore
- 18) Faglia della Val della Grigna
- 19) Faglia della Val di Vaia
- 20) Faglia del Maniva
- 21) Faglia di Pofferatte
- 22) Faglia di M. Rosello
- 23) Faglia di M. Rotondo
- 24) Faglia delle Bozzoline
- 25) Linea della Val Trompia
- 26) Linea di Vivazzo
- 27) Faglia di Pontogna
- 28) Faglia Forcella di Pezzoro-Pezzazole
- 29) Faglia d'Irma
- 30) Accavallamento di M. Ario
- 31) Flessura-faglia dell'Abbioccolo
- 32) Accavallamento di Forno d'Ono
- 33) Accavallamento del Passo del Sab-bione
- 34) Accavallamento di Colonno
- 35) Accavallamento di Punta Tesoro
- 36) Faglia Magno-Navezze
- 37) Accavallamento di Punta dell'Orto
- 38) Ricoprimento del M. Isola
- 39) Anticlinale di Levrance
- 40) Anticlinale di Marcheno-Tavernole
- 41) Anticlinale di Lodrino
- 42) Anticlinale di Vestone
- 43) Piega a ginocchio di Nozza-Barghe

 BASAMENTO SCISTOSO CRISTALLINO

 PLUTONE TERZIARIO DELL'ADAMELLO

unità tettonica comprendente la massa del Pizzo di Corzene, la Cima Verde, buona parte del versante nord della Presolana ed il gruppo di cime a sud del Colle della Guaita. La scaglia è costituita da terreni appartenenti al Calcare di Livinallongo, alla Formazione di Wengen e soprattutto al Calcare di Esino. Essa è sovrapposta alla Formazione di Breno della Cresta di Valzurio e dell'area carsica soprastante il Rif. Albani, alla Formazione di S. Giovanni Bianco del L.to di Polzone, al Calcare di Esino, ed infine più a est, alla Formazione di Wengen.

Il piano di scorrimento è in genere suborizzontale o poco inclinato verso SSE, ma l'inclinazione aumenta fino a 45° sotto Cima Verde. L'unità tettonica è troncata a sud dalla faglia di Clusone.

e) Scaglia di M. Visolo. Vi appartengono le vette della Presolana e del M. Visolo costituite da Calcare di Esino poggiante su quello della Scaglia di Cima Verde. La scaglia è marcata da una grande cengia continua lungo tutta la parte superiore della parete nord della Presolana, circa 100 m sotto la vetta, e prosegue, meno evidente, fin sotto ed oltre la vetta del M. Visolo. Il piano di scorrimento risulta debolmente inclinato verso sud e SSE.

La sovrapposizione del Calcare di Esino sui terreni appartenenti alla Formazione di S. Giovanni Bianco, che si verifica presso Pizzo Olane e Cima Vares, è da ricollegarsi allo stesso fenomeno tettonico che ha originato le scaglie di Cima Verde e di M. Visolo.

f) Scorrimento del Pizzo Camino. E' localizzato sul versante sinistro della media ed alta Valle di Scalve. Si tratta di formazioni anisiche e ladiniche sovrascorse su formazioni carniche appartenenti soprattutto alla Formazione di S. Giovanni Bianco. Il piano di scorrimento si presenta mediamente inclinato e immerso verso sud; la sua presenza è resa evidente anche da numerose sorgenti sgorganti dalle abbondanti breccie ed argille di frizione.

g) Scorrimento Palline-Borno-Breno. E' un grande disturbo il cui orlo meridionale può essere seguito, malgrado alcune interruzioni, per oltre 15 km, dal versante sinistro della Valle del Dezzo sino

a nord di Breno, sul F. Oglio. Nella sua parte iniziale, ad ovest, comprende altre unità tettoniche minori, quali lo scorrimento della Corna Mozza e le scaglie del M. Costone. Tra il versante meridionale di questo monte e Borno la zolla sovrascorsa è interessata infatti da un sistema di pieghe-faglie, con assi approssimativamente diretti est-ovest, scaglie coricate, molto compresse, talora embriate ed a struttura caotica. Ulteriori complicazioni tettoniche sono dovute al sistema di piccole faglie di età più recente, con direzione approssimata nord-sud e rigetto per lo più limitato. Da Borno sino nei pressi di Breno il disturbo ha un andamento più regolare ed è contrassegnato dal Calcare di Angolo sovrascorso sulle formazioni del Carnico. Complessivamente l'immersione del piano di scorrimento è verso NNO, presso Breno verso nord, con pendenza aggirantesi sui 30° .

b) *Faglia di Clusone*. E' una importante linea tettonica che provenendo dalla media Val Seriana ad occidente di Clusone (Foglio « Bergamo ») si può seguire, più o meno saltuariamente, per una decina di chilometri sin nei pressi di Dezzo di Scalve, costituendo la delimitazione settentrionale della vasta placca norica che si estende più a sud. Il piano di faglia è di regola fortemente inclinato verso SE, ma nei pressi della Presolana sembra immergersi a nord.

Parte centrale

a) *Scorrimento Gandino-Sovere*. Ha inizio ad occidente nei pressi di Gandino e termina ad oriente poco a nord di Sovere, in Val Borlezza, dove l'estesa copertura morenica e detritica cela il suo eventuale proseguimento. Costituisce una zolla di Dolomia principale ovunque sovrascorsa sul Calcare di Zorzino. Il piano di scorrimento è molto irregolare: subverticale con immersione nord presso Gandino, NNE e inclinazione di 50° presso M. Barzeno, NNE e 40° d'inclinazione presso M. Grione. Verso la Val Borlezza, infine, l'inclinazione diminuisce fino a che la superficie di scorrimento diviene suborizzontale.

b) *Anticlinale di M. Clemo*. E' stata individuata da O. VECCHIA (1950) ed interessa la Dolomia principale ed il Calcare di

Zorzino. A partire dalla sponda del Sebino, a sud di Castro, il piano assiale si presenta verticale con direzione est-ovest, passando tra il M. Clemo e S. Defendente e piegando poi verso SO.

c) *Sinclinale di Endine*. Più che visibile direttamente sul terreno è stata ipotizzata per giustificare la eccessiva potenza (oltre 2000 m) della Argillite di Riva di Solto, in Val Cavallina, a est di Endine. Dovrebbe avere fianchi inclinati e paralleli fra loro e gamba settentrionale parzialmente coricata a sud; l'asse dovrebbe avere direzione approssimata est-ovest.

d) *Faglia di Val Supine*. Passa presso Costa Volpino ed è diretta da NNO a SSE con piano di faglia sub-verticale. Interessa tutte le formazioni comprese tra la Formazione di San Giovanni Bianco ed il Calcare di Angolo.

e) *Faglia di San Vigilio*. Delimita a nord la fascia di affioramenti del Calcare di Camorelli. Insieme ad altre piccole faglie locali interessa le formazioni comprese tra la Formazione di Gorno e il Verrucano lombardo.

f) *Faglia Boario-Gorzone*. Ha direzione est-ovest e piano sub-verticale; separa gli strati del Verrucano e del Servino affioranti a sud dal Calcare di Angolo che si estende a nord, passando in prossimità delle Terme di Boario.

Parte meridionale

a) *Anticlinale di Adrara*. E' una piega per lo più simmetrica, con piano assiale quasi sempre verticale, salvo lievi inclinazioni locali specialmente nella parte più occidentale. L'asse, diretto in genere est-ovest, sembra presentare una debole culminazione tra Adrara S. Rocco e P.ta Piagnole, per immergersi poi decisamente a est.

La gamba settentrionale presenta inclinazioni varianti tra 45° e 55° nella zona assiale, 10°-30° nella parte periferica dove si raccorda con la sinclinale di S. Fermo. La gamba mostra la successione normale dei terreni dal Calcare di Zu (Retico medio), che compone il nucleo della

piega, fino al Calcare di Domaro (Lias medio), che ne costituisce la parte più esterna.

A differenza di quella settentrionale, la gamba meridionale presenta diversi disturbi tettonici, sempre più frequenti ed accentuati via via che si procede da est ad ovest; a sud essa è limitata dallo scorrimento del M. Bronzone. In Val delle Tombe, i terreni che costituiscono la gamba meridionale presentano immersioni varianti da est, nella zona di cerniera, a SE, nelle parti più esterne, con inclinazioni fra i 45° e i 65°. Procedendo verso ovest, nei pressi di Corna Nera gli strati diventano sub-verticali con immersione a sud, finché in Val Adrara la gamba si rovescia a sud ed i terreni, fratturati e laminati, appaiono in serie inversa, immersi tra nord e NE, con pendenze comprese tra 35° e 50°.

b) *Scorrimento di M. Bronzone*. E' avvenuto lungo un piano più o meno inclinato e ondulato, immerso per lo più a nord con pendenze maggiori ai due estremi e via via minori verso il centro, tra M. Bronzone e Corna Nera.

Nella parte occidentale il piano di scorrimento mette a contatto le formazioni retiche con quelle del Lias medio e superiore, mentre più ad est si dirige a ESE e SE, mostrando il Calcare di Fonteno sovrapposto agli strati della Formazione di Concesio. La traccia prosegue verso est e quindi NE, mettendo in contatto anomalo le formazioni liassiche tra loro, per poi scomparire sotto le morene della Valle delle Tombe. Tuttavia la si ritrova ancora ben esposta, ma con minore evidenza, a Dossello.

c) *Sinclinale di Tavernola*. Molto aperta e simmetrica nella parte orientale, si presenta ad ali molto ravvicinate e rovesciata a sud nella parte occidentale.

L'asse della piega è diretto all'incirca est-ovest, ma presenta un andamento un po' sinuoso. Si nota, inoltre, una graduale e continua immersione dell'asse da est a ovest, per cui dalle formazioni liassiche si passa a formazioni sempre più recenti fino alla Maiolica nel settore occidentale.

Il piano assiale è sempre immerso tra NE e NO con pendenza variabile da 45° a 55° nella parte occidentale, approssimandosi ai 90° nella parte orientale.

L'ala settentrionale è piuttosto tormentata, specialmente nel settore occidentale dove viene a contatto con lo scorrimento di M. Bronzone, da cui è troncata bruscamente. La parte più complessa e ridotta è quella compresa tra Pozzo di Ducone e Col d'Oregia, dove il nucleo della piega, costituito dal Selcifero Lombardo, presenta strati contorti e laminati. Ad est di Col d'Oregia l'ala settentrionale è più tranquilla dando luogo però a pieghe secondarie nella zona del M. Serazano.

L'ala meridionale coincide con quella settentrionale della anticlinale di Predore.

d) *Anticlinale di Predore.* E' una piega avente al nucleo le formazioni del Retico, con piano assiale sub-verticale immerso a NE in Val Adrara, inclinato di 60° - 70° avvicinandosi a Predore. Presso Predore la piega si rovescia maggiormente a sud passando nel contempo a piega-faglia con sovrascorrimento del Calcare di Zu sul Calcare di Domaro. Il piano di scorrimento, immerso a nord, ha una pendenza di circa 40° . La gamba settentrionale è interessata da faglie sia trasversali che longitudinali.

La gamba meridionale mostra la successione normale dei terreni dal Calcare di Domaro sino alla Arenaria di Sarnico che fa parte del nucleo di un'altra sinclinale, con asse diretto approssimativamente est-ovest sviluppantesi maggiormente fuori del foglio, a sud e ad ovest di Sarnico.

3) PROPAGGINI SUD-OCCIDENTALI DELL'ADAMELLO

Mentre le formazioni rocciose della destra dell'Oglio risultano interessate da imponenti fenomeni tettonici, rappresentati per lo più da estesi scorrimenti, la regione compresa tra le propaggini sud-occidentali del massiccio dell'Adamello ed il fiume Oglio è caratterizzata da una tettonica meno appariscente, esplicitasi in prevalenza mediante ampie pieghe.

Sulla sinistra della media Val Camonica, nell'area ad est di Niardo e di Braone, le formazioni sedimentarie triassiche sono disposte a costituire una sinclinale con l'asse orientato grosso modo secondo la direzione NO 70° E-S 70° O ed immergente a OSO con un'inclinazione di cir-

ca 10° . Tale struttura, conosciuta in letteratura come « sinclinale del Badile », si raccorda a settentrione con l'anticlinale di Cedegolo; nell'area del Foglio « Breno » ne compare soltanto parte del nucleo ed il fianco meridionale. Nel primo compaiono le formazioni comprese tra il Calcare di Angolo ed il Calcare di Esino; i vari termini della serie risultano spesso localmente ripiegati e talora fittamente arricciati con esempi di deformazione a carattere selettivo anche abbastanza vistosi. I ripiegamenti di ordine secondario più evidenti sono osservabili in Val Palobbia e soprattutto nelle valli minori di Pradello e di Cotro; essi presentano una direzione molto spesso coincidente con quella della struttura principale in cui sono compresi.

L'ala meridionale della sinclinale del Badile ha un'ampiezza variabile da zona a zona a causa dell'irregolarità della superficie di contatto con le masse intrusive localizzate a sud. Ad esempio, la fascia dei terreni triassici che costituiscono questa parte della piega, appare piuttosto ampia nei pressi di Niardo e Braone e si riduce a poche centinaia di metri passando alle zone vicine (alta Val Palobbia).

I terreni di questa parte della piega, rappresentati ancora da termini di età triassica, si presentano spesso con facies metamorfica di contatto anche in zone non molto prossime alle masse eruttive maggiori (Valli di Cobello, del Re e di Fa), mettendo così in risalto l'esistenza a debole profondità di apofisi collegate ai corpi intrusivi principali.

Un assetto strutturale più complesso si riscontra nella zona di Preistine, sulla sinistra della Val Camonica, ove sono ben visibili i risultati di una tettonica esplicitasi essenzialmente mediante fratture e scorrimenti. Gli effetti più vistosi trovano riscontro soprattutto in corrispondenza dei terreni appartenenti alla Carniola di Bovegno che spesso danno luogo ad un tipico paesaggio a calanchi. Degni di menzione sono i contatti anomali tra i vari termini della serie triassica, legati a numerose superfici di dislocazione variamente orientate; essi sono accompagnati spesso da ampie fasce cataclastiche e limitatamente milonitiche in corrispondenza alle quali l'originaria stratificazione risulta completamente cancellata. Di particolare importanza è lo scorrimento del Calcare di Esino sulla Carniola di Bo-

vegno, che ha determinato la soppressione di numerosi termini della serie anisico-ladinica; esso si inserisce in una fenomenologia di carattere generale che si è manifestata in modo particolarmente vistoso sull'opposto versante della Val Camonica.

4) REGIONE A EST DEL SEBINO E DELL'OGLIO

La tettonica dell'area a est dell'Oglio e del Lago d'Iseo e a sud dell'Adamello è dominata dalla presenza di una zona sopraelevata: il *Massiccio delle tre Valli Bresciane* di ARDIGÒ e BONI (1952), così denominato per il suo estendersi dalla Val Camonica, alla Val Trompia ed alla Valle del Caffaro.

Tale zona sopraelevata appare decisamente troncata a ESE, nell'area del Foglio 35 « Riva », in corrispondenza alla Valle del Chiese, dalla *Linea delle Giudicarie*.

A SSE, essa è limitata dalla *Linea della Val Trompia*, che da Bagnolino a San Colombano separa nettamente l'affioramento del basamento cristallino da quello della serie permo-triassica; da San Colombano alla Valle del Mella di Sarle divide una zona a NO, in cui gli scisti cristallini affiorano in modo dominante e continuo, da una a SE in cui essi compaiono solo in affioramenti molto limitati alla base della serie permo-triassica che prevale in superficie; dalla Valle del Mella di Sarle a Molinorso la linea della Val Trompia limita l'area di affioramento della serie permo-triassica a SE da una a NO in cui gli scisti cristallini sono prevalenti in affioramento, ma esistono anche lembi più o meno notevoli di Arenarie di M. Mignolo.

Una faglia trasversale, con direzione NNE, disloca il contatto fra basamento cristallino e serie permo-triassica a SE della Colma di Vivazzo, spostandolo a SO. Esso è comunque ancora di natura tettonica e netto dalla Valle delle Selle all'alta Valle del Trobiolo, dove presenta direzione SE-NO (fronte sud-occidentale del massiccio). Anche questo tratto, che potremo chiamare *Linea di Vivazzo*, è di solito compreso nella *Linea della Val Trompia*.

Poi nella zona di Grignaghe i rapporti si fanno molto complicati per il passaggio alle condizioni presenti nella bassa Val Camonica, dove il massiccio cristallino si abbassa, col concorso verosimilmente anche di faglie non sempre facili da riconoscere, verso NO; il contatto fra scisti cristallini e serie permo-triassica in generale non è più tettonico, ma stratigrafico.

Anche verso nord è sensibile un abbassamento graduale, almeno entro l'area del Foglio « Breno », che si accentua in prossimità del massiccio tonalitico dell'Adamello.

Nel complesso il massiccio delle tre valli bresciane appare come una zolla degradante dolcemente dall'alta Val Trompia verso la Val Camonica a NO e verso il massiccio dell'Adamello a N e abbassantesi bruscamente a SE, SSE e a SO.

All'interno della zona sopraelevata così delineata esistono alcune linee, sostanzialmente di faglia, che determinano la suddivisione in zolle minori.

Tali linee si possono riunire in due gruppi: quelle a direzione NO e quindi più o meno parallele alla linea di Vivazzo, e quelle a direzione ENE, e cioè, più o meno parallele alla Linea della Val Trompia.

Fra le prime, le più importanti sono:

- 1) la *faglia di M. Rosello*, che almeno localmente assume il carattere di *accavallamento* delle zolle settentrionali su quelle meridionali;
- 2) la *faglia di Pofferatte*, lungo la quale è manifesto un abbassamento della zolla NE, gradualmente decrescente verso NO;
- 3) la *faglia della Val della Grigna*, che accentua l'abbassamento verso NE della copertura del massiccio cristallino;
- 4) la *faglia del Maniva (o delle Persole)*, alla quale corrisponde un abbassamento della zolla NE, decrescente verso NO;
- 5) la *faglia della Val di Vaia*, che abbassa le zolle NE in misura decrescente verso NO.

Alla seconda appartengono:

- 1) la *faglia delle Bozzoline*, che separa una zolla sud-orientale più bassa da una zolla nord-occidentale più alta;
- 2) la *faglia di M. Rotondo*, che accentua l'abbassamento verso NO del massiccio cristallino e del suo rivestimento.

Esistono poi numerose faglie e accavallamenti, segnati da isolati affioramenti di Arenaria di M. Mignolo, a NO della zona Pezzaze-Bovegno (« zona di Pior » di COZZAGLIO, 1922), che hanno la stessa direzione e che determinano, o accentuano, l'abbassamento verso SE del massiccio e della copertura.

A sud della Linea della Val Trompia, nel suo tratto da Lodrone al Gioigo del Maniva, le formazioni permo-triassiche sono fortemente raddrizzate; a S del tratto dal Maniva a San Colombano esse sono molto disturbate: con tutto ciò si riesce a riconoscere un motivo sinclinalico. A S del tratto successivo un analogo motivo sinclinalico è preceduto, a NO, da una struttura anticlinalica e, nella zona di Memmo-Collio, ancora da una sinclinale e da una nuova anticlinale a nucleo di Cristallino (naturalmente queste strutture sono per lo più ridotte in scaglie). A SE dell'ultimo tratto della Linea della Val Trompia compaiono gli strati permo-triassici fortemente inclinati e molto disturbati da faglie trasversali.

Elemento di collegamento fra queste varie parti sembrerebbe essere appunto la fascia permo-triassica a strati molto raddrizzati che si può seguire, da ovest a est, da Molinorso a Bovegno, a Collio (a sud), a San Colombano, al Gioigo del Maniva, a Lodrone, interrompendosi solo per breve tratto verso le sorgenti del Mella. Ne consegue che la Linea della Val Trompia, così come è stata tracciata, può non avere dappertutto la stessa posizione rispetto alle strutture, quelle a NO della zona di Pezzaze, accentuate dai lembi di Arenaria di M. Mignolo isolati tra gli scisti cristallini, trovando la loro continuazione in quelle della zona Memmo-Collio e queste nella struttura del massiccio cristallino della zona del Maniva.

La zona a sud della Linea della Val Trompia e delle strutture ad essa immediatamente adiacenti a sud può essere suddivisa preliminarmente in

due dall'accavallamento di Punta Tesoro, che separa due zolle a struttura notevolmente diversa; nel complesso si può dire che la zolla occidentale è accavallata su quella orientale; l'accavallamento di Punta Tesoro si continua a NE della Valle di Inzino nell'*accavallamento del Passo del Sabbione* e nella *faglia Forcella di Pezzoro-Pezzazole*.

Lungo il margine meridionale del foglio, sulla sponda orientale del Lago d'Iseo, si manifesta l'*accavallamento di Punta dell'Orto*, che è ben evidente nel contiguo Foglio 47 « Brescia », dove la Dolomia a *Conchodon* ricopre la Maiolica.

A ovest dell'accavallamento di Punta Tesoro è presente il piccolo ricoprimento del *Montisola*, nel quale un lembo di « Corna » poggia sul Calcare di Domaro.

Nell'area a occidente dell'accavallamento del Passo del Sabbione la struttura è complessa: in essa esiste l'*accavallamento di Colonna*, lungo il quale il Calcare di Angolo a nord è accavallato sull'Arenaria di Val Sabbia a sud.

Alla Forcella di Pezzoro converge anche la *faglia di Pontogna*, che corre all'incirca sul prolungamento della linea di Vivazzo; lungo di essa il Calcare di Angolo e la Carniola di Bovegno a sud vengono a contatto coll'Arenaria di Val Sabbia a nord.

A ovest della *faglia Forcella di Pezzoro-Pezzazole* è ben evidente una serie triassica ribaltata verso sud.

Nella zona a SE degli accavallamenti di Punta Tesoro, del Passo del Sabbione e della *faglia Forcella di Pezzoro-Pezzazole*, si riconoscono innanzi tutto alcune faglie ad andamento NNO:

- 1) la *faglia Magno-Navezze*, che separa due zolle a struttura differente; in quella occidentale, a strati più inclinati, si raggiunge il « Medolo », in quella orientale soltanto la Dolomia principale;
- 2) la *faglia di Irma* (corrispondente in parte alla Linea di « Ombriano » del Cozzaglio), separante una zolla nord-orientale più elevata da una sud-occidentale più bassa, così che il Calcare di Angolo, e localmente la Carniola di Bovegno della zolla più alta, vengono a contatto col-

l'Arenaria di Val Sabbia di quella più bassa; a sud di Ombriano la struttura perde il suo carattere (benché Cozzaglio continui la sua « linea di Ombriano » fino a Gavardo): l'anticlinale di Levrance mostra però, sulla prosecuzione della faglia di Irma, una sensibile depressione assiale e, analogamente, più a sud, la piega a ginocchio Nozza-Barghe;

- 3) la *flessura-faglia dell'Abbioccolo* (« linea del Maniva » di Cozzaglio p.p.), cui corrisponde un abbassamento della zolla nord-orientale.

Nell'area compresa fra la faglia d'Irma e quella dell'Abbioccolo si possono distinguere altri elementi strutturali notevoli:

- 1) l'*accavallamento di M. Ario*: lungo di esso, che ha decorso est-ovest, i terreni triassici (per lo più il Calcare di Angolo) del fianco meridionale della sinclinale dell'alta Val Trompia, sono accavallati sui terreni triassici della Val Sorda, del M. Ario, della Corna Blacca, della Cima Caldoline; lembi di formazioni medio-triassiche e di Arenaria di Val Sabbia sono presenti in vari punti fra il Calcare di Angolo, o il Calcare di Esino, e la Dolomia principale; si tratta di residui della primitiva struttura da cui deriva l'accavallamento, che sono stati più o meno trascinati dalla massa sovrascorrente;
- 2) l'*accavallamento di Forno d'Ono*, che ha andamento est-ovest ed è caratterizzato dall'accavallamento della zolla settentrionale su quella meridionale; il contatto è per lo più fra Calcare di Angolo a nord e Arenarie di Val Sabbia a sud; localmente si passa a un vero *sovrascorrimento*, come è dimostrato da lembi di Calcare di Angolo galleggianti sulle Arenarie di Val Sabbia;
- 3) l'*anticlinale di Levrance*, con nucleo in Calcare di Angolo, asse diretto da est a ovest, sensibili depressioni assiali alle estremità e pieghe secondarie verso nord;
- 4) l'*anticlinale di Vestone*, molto stretta, con nucleo composto dalla Formazione di Wengen, troncata a ovest da una faglia e scomparsa per immersione assiale a est;

- 5) la *piega a ginocchio Nozza-Barghe*, con nucleo in Calcare di Angolo, asse diretto da NE a SO e gamba meridionale subverticale, stirata e laminata; la piega, che scompare verso NE e SO per immersione assiale, è interessata da alcune faglie trasversali.

A est della flessura-faglia dell'Abbioccolo esiste una struttura caratterizzata da faglie minori, con direzione est-ovest, che la suddividono in zolle, di cui la più settentrionale è quella del Dosso Alto con una serie che va dal Servino all'Arenaria di Val Sabbia. Le altre sono composte essenzialmente da Dolomia principale o da calcari, dolomie e scisti bituminosi eteropici rispetto ad essa.

Fra la faglia di Navezze, l'accavallamento del Passo del Sabbione, la faglia Forcella di Pezzoro-Pezzazole e la faglia d'Irma, idealmente continuata fino alla zona di Bione, esistono rapporti strutturali complessi e minuti, non sempre chiaramente ricostruibili; comunque in superficie dominano vaste plaghe di Dolomia principale (M. Pergua, Castello della Pena, M. Inferni-Corna di Savallo, M. S. Emiliano-M. Dossone, ecc.), le quali in diversi punti sembrano essere scollate dal loro substrato ed aver subito limitati spostamenti rispetto ad esso.

I più importanti elementi strutturali di questa zona, per quanto non molto marcati, sembrano essere:

- 1) l'*anticlinale Marcheno-Tavernole* a direzione NNE, che fa affiorare lungo il Mella i terreni anisici e ladinici più bassi;
- 2) l'*anticlinale di Lodrino*, a direzione est-ovest, e quindi trasversale rispetto alla precedente, che porta molto in alto l'Arenaria di Val Sabbia a nord di Lodrino e a ovest di Mura;
- 3) *faglie trasversali* a direzione varia, non sempre chiaramente riconoscibili.

VII — GEOLOGIA APPLICATA

1) MATERIALI UTILI

Nell'area del Foglio « Breno » esiste una notevole varietà di prodotti utili del sottosuolo, che talora si presentano con relativa abbondanza: minerali di ferro, piombo e zinco, fluorite, barite, combustibili fossili, marmi vari e materiali diversi per uso edile, acque minerali.

I giacimenti minerari, taluni dei quali intensamente sfruttati soprattutto nel passato, sono situati sulle pendici del Pizzo della Presolana (in provincia di Bergamo) e nella fascia di territorio che si estende fra la bassa Val Camonica e l'alta Val Trompia (in provincia di Brescia). Gli altri materiali utili provengono da località diverse, per la maggior parte situate sui fianchi delle valli Camonica, Trompia, Borlezza, Dezzo e sulle sponde del Lago d'Iseo.

a) Giacimenti ferriferi

La fascia di territorio compresa fra la bassa Val Camonica e l'alta Val Trompia presenta numerose mineralizzazioni ferrifere, sia a giacitura stratiforme e concordante entro i depositi del Servino, sia a giacitura filoniana discordante entro il Servino stesso, nel Verrucano Lombardo e soprattutto negli scisti cristallini del basamento. Ancora dibattuto è il problema della genesi e dell'età di queste mineralizzazioni che, fin dai tempi antichi, furono oggetto di coltivazioni minerarie.

I lavori minerari di maggior importanza sono stati sviluppati sul fianco meridionale della valle del F. Mella nel tratto fra Bovegno e Collio (Miniere Alfredo e S. Aloisio). Qui i banchi mineralizzati a side-

rite, potenti fino a 4 m e incassati in concordanza entro gli strati del Servino, sono immersi dolcemente verso sud e sono localmente dislocati da faglie entro le quali risultano talora incassati filoncelli di barite e di rocce porfirittiche verdastre. Sempre in Val Trompia, presso S. Colombano, Ivino, Collio, Bovegno e Pezzaze, altre mineralizzazioni a siderite furono oggetto, in passato, di attività mineraria.

Anche presso Pisogne, nella valle del T. Trobiolo, si trovano numerose mineralizzazioni ferrifere oggetto, soprattutto nei tempi passati, di lavori minerari. Le mineralizzazioni, costituite da siderite con piccolo contenuto in Mn (1-5% di Mn nel minerale torrefatto), oligisto, pirite, calcopirite, arsenopirite, cinabro e gesso come accessori, in ganga di quarzo, barite e dolomite, si presentano in strati e banchi (potenti fino a 3 m) concordanti entro i depositi del Servino immersi verso sud-ovest e come filoni nelle faglie. I banchi mineralizzati sono dislocati da numerose faglie, spesso subverticali, entro alcune delle quali sono incassati filoncelli di barite. Le mineralizzazioni ferrifere a giacitura filoniana, con calcopirite e debole contenuto in bismuto, anche in questa zona (Valle Duadello e Valle delle Volte) risultano incassate anche negli scisti cristallini del basamento.

b) Giacimenti a fluorite e solfuri di Pb e Zn

Il più importante giacimento a fluorite della zona (e uno dei maggiori fra quelli italiani) è quello di Val Torgola nell'alta Val Trompia fra Bovegno e Collio, già conosciuto anticamente e dapprima sfruttato per la coltivazione della galena argentifera e della blenda. La mineralizzazione, di tipo filoniano meso-catatermale e di età probabilmente alpina, è costituita da galena (con un contenuto in argento di 100-165 g per quintale di piombo estratto) e blenda, con pirite e calcopirite; fra i minerali della ganga, che sono preponderanti, si trovano fluorite innanzitutto, e quarzo, calcite, siderite. I corpi filoniani, generalmente a tessitura listata o brecciata, raggiungono potenze considerevoli (fino a 18 m): essi sono incassati entro fratture e faglie dirette all'incirca nord-sud e NO-SE (di età alpina) che interessano la Granodiorite di Val Navazze e, localmente,

i soprastanti scisti cristallini ed i conglomerati e le arenarie quarzose del Verrucano Lombardo. Il campo minerario, esteso fra la Val Torgola e la valle di Graticelle, è situato subito a sud della linea della Val Trompia in corrispondenza del corpo granodioritico di Val Torgola-Val Navazze; numerosi sono gli affioramenti filoniani.

Il minerale estratto, costituito soprattutto da fluorite, viene trattato in un impianto di flottazione (situato allo sbocco della Val Torgola nella valle del F. Mella) per la produzione di fluorite « grado acido » e « grado ceramico », e di concentrati di galena e blenda come sottoprodotti della lavorazione.

Un'altra mineralizzazione filoniana a fluorite, incassata entro una faglia fra la Formazione di Collio ed il Verrucano Lombardo, è coltivata a Pezzaze: da notare che questa miniera fu originariamente aperta per la coltivazione del minerale ferrifero (siderite, con poca calcopirite) incassato in banchi entro il Servino ed in filoni nelle faglie.

Sempre nell'alta Val Trompia, altre mineralizzazioni filoniane che in passato sono state coltivate per lo sfruttamento della galena (argenti-fera) e della blenda e che hanno una ganga con fluorite, quarzo e siderite, sono incassate entro gli scisti cristallini alla Costarica in Val di Rango (presso gli affioramenti della Diorite di Val di Rango), in Val Saramando e nelle località Botticini e Roccarolo sopra S. Colombano; al Fusinetto, presso Bovegno, la mineralizzazione penetra anche nel sovrastante Verrucano Lombardo.

Al Laghetto del Polzone, ai piedi del versante settentrionale del Pizzo della Presolana, è in attività un'altra miniera di fluorite; nel passato essa venne sfruttata per la coltivazione di minerali di zinco e, subordinatamente, di piombo. La mineralizzazione risulta incassata — sotto forma di corpi lenticolari allungati sub-paralleli, concordanti con la stratificazione ed immersi dolcemente (25° di pendenza) verso sud — entro un livello di calcari grigi immediatamente sottostanti a marne scistose scure, appartenenti alla Formazione di Gorno, a soli 30 m circa sotto la Formazione di San Giovanni Bianco: cioè entro sedimenti datati alla parte superiore del Carnico medio. I minerali metallici, prevalenti nella por-

zione orientale del giacimento, sono rappresentati soprattutto dalla blenda e, in misura minore, dalla galena, con pirite, arsenopirite, bournonite e jamesonite. Fra i minerali della ganga prevale la fluorite, di colore bianco o viola chiaro, con barite e quarzo; la calcite è secondaria, di neoformazione. I minerali d'alterazione sono rappresentati da smithsonite, idrozincite, auricalcite e ossidi di ferro. Un secondo livello mineralizzato, di minore interesse e sviluppo, si trova circa 30 m più sotto, presso la base della Formazione di Gorno (che in questa zona presenta uno spessore alquanto limitato).

Nella bassa Val Camonica, infine, presso C. Camorelli affiora una mineralizzazione a fluorite e quarzo incassata al tetto del Calcere di Camorelli, presso il contatto con il sovrastante Calcere di Prezzo.

Mineralizzazioni attualmente di limitato interesse pratico, a galena, blenda e calamina, si trovano nel calcare Metallifero Bergamasco del M. Alto in Val Camonica e nei calcari del Trias medio-superiore a Cimmo (in Val Trompia) e a Provaglio Val Sabbia.

c) Giacimenti di barite

In passato e fino agli anni intorno al 1955, nella regione furono in attività alcune miniere di barite. La più importante di queste, situata allo Zuccone sopra Malga Pagherola in alta valle di Valzurio, forniva ottima barite: il minerale coltivato era incassato nei calcari scuri immediatamente sottostanti a marne scistose scure, appartenenti alla Formazione di Gorno. La barite, in piccoli corpi sub-concordanti con la stratificazione immersi dolcemente verso sud, è qui accompagnata da subordinati solfuri di piombo e zinco, fluorite e calcite. Nella stessa zona dell'alta Valzurio esistono altre piccole analoghe mineralizzazioni a barite.

Mineralizzazioni a barite, di tipo filoniano spesso associate ai minerali ferriferi, si trovano nella fascia di territorio che da Pisogne, attraverso il M. Muffetto, si estende fino all'alta valle del Caffaro: esse sono incassate negli scisti cristallini (a Pra di Servera), nelle rocce vulcanico-sedimentarie permiane (Baita Cludona, Cascinello di Bromino, Val del Luf, Cima di Tet presso Fraine), nel Servino (miniere Alfredo e di Pi-

sogne, Pontasio, Malga La Paglia, Ivino) e nelle porfiriti del Monte Muffetto (presso il Lago Rondeneto). Altre vene a barite si trovano nella valle delle Zoie.

Filoncelli di barite, con galena argentifera, calcopirite e pirite, si trovano nella valle del F. Chiese presso Barghe e Mastanico, incassati nelle porfiriti e nei conglomerati tufacei del Carnico.

d) *Filoni di quarzo*

Nella zona compresa nell'alta Valle del Caffaro, la Val Camonica e l'alta Val Trompia, incassati in alcune faglie che interessano gli scisti del basamento cristallino e la copertura vulcanitico-sedimentaria permiana, si trovano alcuni filoni di quarzo (peraltro mai sfruttati) il più importante dei quali, lungo alcune centinaia di metri e di notevole potenza, affiora nell'alta valle del T. Vaia sul versante sud-occidentale del M. Bagoligolo.

e) *Torbiera*

Presso gli abitati di Cerete Basso e Pianico, in livelli di limitato spessore entro i depositi lacustri quaternari lungo il corso del F. Borlezza, vennero estratte in passato torba e lignite torbosa, usate nelle ferriere di Lovere. Alcune piccole torbiera situate nella piana del F. Oglio presso Pisogne ed in prossimità delle sorgenti minerali di Boario Terme vennero coltivate in passato.

f) *Materiali per calce idrauliche e cementi*

Sono abbastanza diffusi nella regione e danno alimento ad una piccola industria, più fiorente nel passato. Le cave sono aperte soprattutto nel Calcare di Esino (a Cividate Camuno) e nella Dolomia principale (a Vello, Zone, Marone). La stessa Dolomia principale è coltivata in una cava situata di fronte a Inzino, presso Gardone Val Trompia, per la produzione di calce.

Importanti cave di calcare per cemento, aperte nel Calcare di Do-

maro, si trovano a Tavernola Bergamasca e sulle pendici del M. Serenzano, sulla sponda bergamasca del Sebino.

g) *Pietre ornamentali*

Gràzie alla loro diffusione nella regione, alimentano una discreta attività.

Numerose cave sono aperte nella Formazione di Wengen, sui due versanti della Valle di Lozio: vi si coltiva un calcare microcristallino nero con bianche vene di calcite, suscettibile di bel polimento.

Un calcare marnoso nero venato di calcite bianca, meno pregiato di quello di Lozio, viene cavato nel Calcare di Prezzo soprattutto nei dintorni di Dezzo di Scalve e, per la produzione di marmettoni, presso Pertica Bassa.

Nei dintorni di Sovere sono stati eseguiti numerosi assaggi e tentativi di coltivazione, per la verità poco incoraggianti, di alabastro calcareo entro la Dolomia principale.

Anticamente, presso Riva di Solto venne cavato il « Nero di Iseo », che venne usato anche per le colonne di S. Marco a Venezia.

Cave impostate nel Calcare di Zorzino, dalle quali si ottiene materiale per l'industria dei marmettoni, sono diffuse soprattutto nella zona di Piangaiano.

Sempre per l'industria dei marmettoni, a Poltragno e Greno, presso Lovere, viene cavato il Ceppo di Poltragno e di Greno, costituito da conglomerati e brecce interglaciali in prevalenza ad elementi di Dolomia principale, e con elementi di Verrucano Lombardo a Poltragno.

In passato e fino al XV secolo, dall'Arenaria di Sarnico veniva cavata, presso Molere (Sarnico), la cosiddetta « Pietra di Sarnico », usata come materiale per rivestimenti e per le pietre da molino (cavate dai livelli puddingoidi).

h) *Pietre da costruzione*

Buoni materiali da costruzione abbondano in tutta la zona e nume-

rose sono le cave in costante esercizio, mentre altre cave hanno un'attività sporadica od occasionale.

Nei dintorni di Boario Terme, ad esempio, in passato era molto usata la « Pietra Simona », ora sfruttata meno intensamente.

Cave di recente apertura sono situate nei pressi della strada di montagna fra il M. Dasdana ed il Passo di Croce Domini: vengono qui sfruttate soprattutto le vulcaniti della Formazione di Collio, i soprastanti « porfidi quarziferi » e la Pietra Simona. Nella stessa zona, vengono cavate presso Bovegno anche le arenarie ed i conglomerati rossastri del Verrucano Lombardo.

Sparsa un poco dovunque sono le cave per pietrisco, nel Calcarea di Esino, nella Formazione di Breno (a Breno), nella Dolomia principale e nel Calcarea di Zorzino (soprattutto a Piangaiano).

Anche i gessi, sia quelli del Trias inferiore che quelli del Trias superiore, sono localmente impiegati nelle attività edilizie. E' il caso dei gessi di Castelfranco, di Pisogne e di quelli coltivati in passato presso i sanatori di Borno, tutti associati alla Carniola di Bovegno. Così pure l'anidrite di Costa Volpino, o « Volpinite » o « Bardiglio di Bergamo », associata alla medesima formazione, ed i gessi di Lovere, appartenenti alla Formazione di S. Giovanni Bianco.

2) IDROGEOLOGIA

a) Sorgenti e pozzi

Le sorgenti risultano relativamente abbondanti in tutta l'area del foglio; pertanto sono state indicate con segno convenzionale in esso solo le principali. La loro distribuzione è legata alla presenza di formazioni o livelli permeabili e, localmente, di fratture o dislocazioni tettoniche.

Molte di esse scaturiscono dai materiali incoerenti, detritico-morenici, talora potenti, distribuiti qua e là nella regione. Frequenti, ad esempio, sono quelle ubicate nella parte alta del massiccio cristallino dell'alta Val

Trompia, la cui abbondanza di acque è favorita anche dalle numerosissime diaclasi, fratture e scistosità delle rocce affioranti.

Esistono pure frequenti sorgenti in prossimità del contatto tra i depositi conglomeratico-arenacei permiani e le argilliti impermeabili del « Collio » o le bancate vulcaniche presenti. Altre scaturiscono: dalla fascia di transizione tra il Calcarea di Angolo e il sottostante « Servino », che funziona da livello impermeabile; al piede delle pareti del Calcarea di Esino (soprattutto laddove questa formazione passa a quella di Wengen) o della « Dolomia principale », nella quale peraltro si annidano di sovente in corrispondenza delle placche detritiche che la rivestono localmente e lungo le zone di maggior disturbo tettonico.

Relativamente ricche sono le falde idriche contenute nelle alluvioni di fondovalle dei maggiori corsi d'acqua (particolarmente dei fiumi Oglio e Mella), oggetto di sfruttamento con pozzi trivellati.

In conclusione si può affermare che le quantità d'acqua ricavate dalle sorgenti e dai pozzi sembrano sufficienti per soddisfare il fabbisogno idrico locale, tenendo altresì conto della notevole piovosità della regione.

b) Acque minerali

Le uniche sorgenti di acque minerali della regione sono situate presso la confluenza del F. Dezzo con il F. Oglio, sul fianco destro della Val Camonica. Le acque di Boario Terme scaturiscono in corrispondenza della faglia che mette in contatto le rocce paleozoiche affioranti a Capo di Lago con i sedimenti triassici che costituiscono l'impervio versante destro della Val Camonica sopra Boario Terme.

L'acqua oligominerale salino-ferruginosa di Angolo scaturisce presso l'alveo del F. Dezzo, probabilmente in corrispondenza della stessa dislocazione citata qui sopra a proposito delle acque di Boario Terme.

E' da ricordare infine la sorgente di acqua acidulo-ferruginosa di S. Colombano, presso Collio, che sgorga al contatto fra gli scisti cristallini ed il Verrucano Lombardo in corrispondenza della Linea della Val Trompia.

3) FRANE

In linea di massima si può osservare che nel Foglio 34 « Breno » esistono condizioni di sufficiente stabilità morfologica, che impediscono dissesti franosi numerosi e cospicui.

Comunque la natura scistosa od argillosa (anche parziale) di alcuni terreni, quali ad es. gli scisti cristallini dell'alta Val Trompia, l'Arenaria di Val Sabbia, la Formazione di Wengen, hanno provocato e continuano a favorire qua e là il sorgere di movimenti franosi. Degno di menzione è quello avvenuto non molti anni fa a Levrance, in Val Degnone, le cui cause furono determinate da un eccessivo flusso di acque nel terreno.

Frane di crollo, favorite dall'intensa fratturazione e della particolare giacitura dei suoi strati, si manifestano nella « Dolomia principale » della Corna Trentapassi, precisamente lungo la sponda orientale sebina compresa tra i paesi di Vello e Toline. La pericolosità di tale zona ha consigliato un leggero spostamento dell'antico tracciato stradale verso monte, opera che fu realizzata entro il 1960 mediante l'apertura di numerose gallerie, interamente coronate da cemento armato.

Scoscendimenti analoghi sono stati inoltre segnalati, in tempi storici, ai Bögn di Castro e di Zorzino, alla Punta della Preda, alla Conca di Predore.

A successivi e cospicui alluvionamenti sono da attribuirsi i conoidi distribuiti a sinistra dell'Oglio, tra Gratacasolo e Montecchio. Il più settentrionale di essi, situato al piede del T. Rovinazza, coprirebbe un'area di 113 ettari circa, sommando un volume di materiali di 70 milioni di m³. Si racconta, a proposito, che nel 1471 una fortissima alluvione seppelliva gran parte dell'abitato di Montecchio; come pure si fa cenno a una certa frazione di Bobiano, scomparsa verso il 1300, forse pur essa travolta dal suddetto torrente. E' presumibile che le cause della cospicua quantità di materiale fluitato, rappresentato da conglomerati e arenarie rosse del « Verrucano lombardo », da depositi morenici, ecc. siano da ricercarsi, oltre che nell'elevata ripidità del versante montuoso, anche nell'intensa fratturazione e scarso equilibrio delle formazioni affioranti lungo la forra

del Rovinazza, che appaiono interessate da una faglia di notevoli proporzioni. A questi inconvenienti naturali, che potrebbero generare nei casi di forte piovosità un immane afflusso di acque e detriti, si è ovviato con la costruzione di alcune briglie, allo scopo di evitare calamità e sensibili straripamenti del corso d'acqua nei centri abitati di fondovalle.

Attualmente gli alvei torrentizi dei suaccennati conoidi occupano una posizione pensile e alcuni di essi sono stati incanalati artificialmente, spesso con esiti disastrosi.

Sempre a un fenomeno di eccessivo alluvionamento, con trasporto di materiali incoerenti per la maggior parte morenici, si deve il dissesto verificatosi in epoca relativamente recente a Marone, sulla sponda E del Sebino, che ha portato al parziale seppellimento ed alla distruzione di costruzioni.

Dissesti di tipo particolare si sono prodotti nelle vicinanze di Esine.

Presso questo paese, infatti, si costituirono — secondo quanto scrive COZZAGLIO (1893) — dieci « imbuti », in disposizione quasi rettilinea ed in continuazione della Valle delle Càene, affluente del T. Grigna: ad essi, per la presenza più o meno accentuata di acqua, si è dato da tempo il nome di « laghetti ». Probabilmente la loro formazione è collegabile a enormi voragini od a sprofondamenti avvenuti in corrispondenza della Carniola di Bovegno, la quale sarebbe presente in profondità, sotto le alluvioni quaternarie della Grigna.

Avvallamenti di sponda, infine, si determinarono a Marone, Lovere, Zu, Tavernola ed in altre località del Sebino. Quello di Tavernola, verificatosi il 3-4 marzo 1906, rappresenta di gran lunga il caso più noto ed importante (SALMOIRAGHI, 1907). In genere tali fenomeni di cedimento stanno in diretta relazione con periodi di magra del lago o con l'abbassamento artificiale dello specchio d'acqua.

Data di presentazione del manoscritto: 1° ottobre 1970.

Ultime bozze restituite il: 2 agosto 1971.

AVVERTENZA ALLA LETTURA DEL F° 34 « BRENO »

Gli affioramenti riferiti alla *Formazione di Gorno* (T⁴₃) nell'angolo nord-ovest del foglio (regione di Pizzo della Presolana, M. Ferrante, M. Corrà) appartengono invece alla *Formazione di Breno* (T⁴₂).

VIII — BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- ACCORDI B. (1953), *Geologia del Gruppo del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale)*. « Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova », vol. 18, pp. 56, 6 figg., 1 tav., 1 carta geol., 1:25.000, Padova.
- ALLASINAZ A. (1964), *I fossili carnici del Gruppo di Cima Camino*. « Riv. Ital. Pal. Strat. », v. 70, n. 2, pp. 185-264, Milano.
- ALLASINAZ A. (1968), *Cefalopodi e Gasteropodi dello Julico in Lombardia*. « Riv. Ital. Pal. Strat. », v. 74, n. 2, pp. 327-402, Milano.
- ARDIGÒ G. (1955), *Geologia della regione tra il Sebino e l'Eridio. IV: La porzione nord-occidentale (Stratigrafia)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 5, pp. 65-82, Pavia.
- ARDIGÒ G. (1956), *Geologia della regione tra il Sebino e l'Eridio. IV: La porzione nord-occidentale (Tettonica)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 6, pp. 49-59, Pavia.
- ARDIGÒ G., BONI A. (1952), *Sulla stratigrafia del Massiccio delle Tre Valli Bresciane*. « Boll. Serv. Geol. d'It. », vol. 74, f. 2, pp. 321-334, Roma.
- ARTINI E., MARIANI E. (1898), *Appunti geologici e petrografici nell'alta Val Trompia*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », vol. 37, f. 3, pp. 244-259, Milano.
- ASSERETO R., CASATI P. (1965), *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. « Riv. Ital. Pal. Strat. », vol. 71, n. 4, pp. 999-1097, Milano.
- ASSERETO R., CASATI P. (1966), *Il « Verrucano » nelle Prealpi lombarde*. « Atti del Symposium sul Verrucano », pp. 247-265, Pisa.
- ASSERETO R., CASATI P. (1968 a), *Argillite di Lozio*. In « St. ill. Carta Geol. Italia. Formazioni geol. », fasc. 1, « Serv. Geol. Ital. », Roma.
- ASSERETO R., CASATI P. (1968 b), *Calccare di Angolo*. In « St. ill. Carta Geol. Italia. Formazioni geol. », fasc. 1, « Serv. Geol. Ital. », Roma.
- ASSERETO R., CASATI P. (1968 c), *Formazione di Breno*. In: « St. ill. Carta Geol. Italia. Formazioni geol. », fasc. 1, « Serv. Geol. Ital. », Roma.
- BALTZER A. (1901), *Geologie der Umgebung des Iseosees*. « Geol. und. Pal. Abh. N. F. », Bd. 5, H. 2, pp. 69-114, Jena.
- BERRUTI G. (1965), *Contributo ad uno studio sulle località fossilifere del Retico bresciano*. « Comm. At. Brescia per il 1963 », pp. 305-340, Brescia.

- BERRUTI G. (1966), *L'Anisico di Monte Colmo*. « Natura Bresciana », a. 2, n. 3, pp. 35-47, Brescia.
- BERTOSSI F. (1941), *Fenomeni di silicizzazione in brachiopodi anisici*. « Riv. Ital. Paleont. », a. 47, f. 3, pp. 35-45, Pavia.
- BETTONI A. (1900), *Fossili domeriani della Provincia di Brescia*. « Soc. Paléont. Suisse », 27, pp. 1-88, Basel.
- BIANCHI A., DAL PIAZ G.B. (1937 a), *Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale: regione fra lo Stabio ed il Caffaro*. « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », vol. 12, pp. 1-16, 15 tavv., 1 carta geol. 1:12.500, Padova.
- BIANCHI A., DAL PIAZ G.B. (1937 b), *Guida alle escursioni della 50ª Riunione estiva della Società Geologica Italiana (Padova-Adamello-Trentino-Alto Adige)*. 89 pp., Padova.
- BIANCHI A., DAL PIAZ G.B. (1937 c), *Studi geologici-petrografici sul Massiccio dell'Adamello: il settore meridionale del Massiccio dell'Adamello. Relazione sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la Valle di Stabio e l'Alta Valle del Caffaro*. « Boll. R. Uff. Geol. d'It. », vol. 62, pp. 1-87, 7 figg., 5 tavv., Roma.
- BIANCHI A., DAL PIAZ G.B. (1948), *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel Massiccio dell'Adamello*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », anno V, pp. 79-102, 1 carta geol. 1:250.000, Pavia.
- BITTNER A. (1881), *Ueber die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia*. « Jb. K. K. Geol. R. Anst. », Bd. 31, H. 3, pp. 219-370, Wien.
- BITTNER A. (1883 a), *Appunti sui terreni triassici di Val Trompia*. « Boll. R. Com. Geol. », vol. 14, pp. 235-241, Roma.
- BITTNER A. (1883 b), *Sulle formazioni mesozoiche più recenti delle Alpi Bresciane*. « Boll. R. Com. Geol. d'It. », vol. 14, pp. 241-250, Roma.
- BONARELLI G. (1901), *Profilo geologico della Val Trompia*, in *Guida al XX Congresso geologico italiano in Brescia*, Brescia.
- BONI A. (1939), *Fauna anisica pigmea scoperta nelle Prealpi bresciane*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 58, f. 2-3, pp. 231-428, Roma.
- BONI A. (1943 a), *Revisione della fauna triassica bresciana. La fauna del Trias inferiore*. « Riv. Ital. Pal. », vol. 49, f. 2, pp. 1-41, Milano.
- BONI A. (1943 b), *Geologia della regione tra il Sebino e l'Eridio. Parte I: La porzione centrale*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 1, pp. 1-143, Pavia.
- BONI A. (1947), *Geologia della regione tra il Sebino e l'Eridio. Parte II: Il margine occidentale*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 2, pp. 67-102, Pavia.
- BONI A. (1950 a), *Notizie preliminari sulla stratigrafia del margine sud-orientale della regione tra il Sebino e l'Eridio*. « Rend. Acc. Naz. dei Lincei », vol. 8, f. 4, pp. 356-360, Roma.
- BONI A. (1950 b), *A proposito di una recente pubblicazione sulla tettonica della conca sebina*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 4, pp. 85-104, Pavia.
- BONI A. (1951), *Notizie preliminari sulla tettonica del margine sud-orientale della regione tra il Sebino e l'Eridio*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », vol. 10, f. 6, pp. 485-491, Roma.
- BONI A. (1955), *Geologia della regione tra il Sebino e l'Eridio. Parte III: Il margine orientale*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 5, pp. 13-54, Pavia.
- BONI A. (1960), *Rocce calcareo-dolomitiche silicizzate delle Prealpi Bresciane*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 29, n. 1, pp. 3-27, Roma.
- BONI A. (1963), *La ligne judicarienne et la limite nord-ouest de l'Apennin Septentrional*. « Geol. Rund. », Bd. 53, pp. 84-100, Stuttgart.
- BONOMINI C. (1924), *Studio geotettonico dei dintorni di Treviso Bresciano*. « Comm. At. Brescia per il 1923 », pp. 95-119, Brescia.
- BONOMINI C. (1925), *I dintorni di Preseglie e il glaciale del Chiese*. « Comm. At. Brescia per il 1925 », pp. 39-70, Brescia.
- BONOMINI C. (1951), *Studio geologico Vobarno-Idro in Val Sabbia*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 34, f. 1, pp. 137-160, Roma.
- BROCCHI G.B. (1808), *Trattato Mineralogico e Chimico sulle Miniere di ferro del dipartimento del Mella con l'esposizione della costituzione fisica delle montagne metallifere della Val Trompia*. Op. in 2 volumi di 296 e di 352 pp., Tip. Bettoni, Brescia.
- BÜLOW E. v. (1918), *Die Val Trompia Linie von Collio bis zum M.te Guglielmo*. « Zeit. Deutsch. Geol. Ges. », Bd. 42, pp. 287-303, Berlin.
- CACCIAMALI G.B. (1914), *Studio geologico della parte nord-ovest della Val Sabbia*. « Comm. At. Brescia per il 1914 », pp. 56-83, Brescia.
- CACCIAMALI G.B. (1918), *Concomitanza tra fratture, rigetti e filoni metalliferi nel bresciano*. « La miniera italiana », a. 2, n. 3, pp. 110-114, Roma.
- CACCIAMALI G.B. (1925), *La tectonica delle Dinaridi lombarde*. « Congrès Géol. Int. - Compt. Rend. sess. XIII », 1922, f. 2, pp. 707-717, Liège.
- CACCIAMALI G.B. (1926), *Sulla geologia dell'Alta Val Trompia*. « Comm. At. Brescia per il 1925 », pp. 1-38, Brescia.
- CACCIAMALI G.B. (1930), *Morfogenesi delle Prealpi lombarde ed in particolare di quelle della provincia di Brescia*. Tip. Geroldi, Brescia.
- CAPPONI M. (1968), *La Collina di Cilverghe*. « Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. St. Nat. », a. 4°, n. 5, pp. 39-44, Brescia.
- CASATI P. (1968 a), *Alcune osservazioni sul bacino lacustre pleistocenico di Pianico (Lombardia)*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett. », v. 102, pp. 575-595, Milano.
- CASATI P. (1968 b), *Calcere di Zorzino*. In: « St. ill. Carta Geol. Italia. Formazioni geol. », fasc. 1, « Servizio Geol. Ital. », Roma.
- CASSINIS G. (1963), *Il problema e le caratteristiche del limite Carbonifero-Permiano in Val Trompia (Lombardia orientale)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 14, pp. 69-73, Pavia.
- CASSINIS G. (1964), *Una faglia saaliana nelle Prealpi bresciane e la sua importanza nei riguardi della stratigrafia permiana*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 83, f. 1, pp. 273-283, Roma.

- CASSINIS G. (1966 a) *Rassegna della formazioni permiane dell'alta Val Trompia (Brescia)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 17, pp. 51-76, Pavia.
- CASSINIS G. (1966 b), *La Formazione di Collio nell'area-tipo dell'Alta Val Trompia (Permiano inferiore bresciano)*. « Riv. Ital. Pal. Strat. », vol. 72, n. 3, pp. 507-588, Milano.
- CASSINIS G. (1967), *Lapilli accrezionari nei tufi paleozoici della Val Trompia (Brescia)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 17, pp. 155-166, Pavia.
- CASSINIS G. (1968 a), *Sezione stratigrafica delle « arenarie rosse » permiane presso il Passo di Croce Domini (Brescia)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 19, pp. 3-14, Pavia.
- CASSINIS G. (1968 b), *Studio stratigrafico del « Servino » di Passo Valdi (Trias inferiore dell'Alta Val Caffaro)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 19, pp. 15-39, Pavia.
- CASSINIS G. (1968 c), *La sezione-tipo delle Vulcaniti di Auccia (Permico bresciano)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 19, pp. 40-49, Pavia.
- CASSINIS G. (1969 a), *Appunti su una fauna a lamellibranchi non marini rinvenuta nel « Collio » trumplino (Paleozoico sup. bresciano)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », pp. 82-86, Pavia.
- CASSINIS G. (1969 b), *Conglomerato del Dosso dei Galli*. In « St. ill. Carta Geol. Italia. Formazioni Geol. », fasc. 2, 12 pp. « Serv. Geol. Ital. », Roma.
- CASSINIS G. (1969 c), *Vulcaniti di Auccia*. In « St. ill. Carta Geol. Italia. Formazioni Geol. », fasc. 2, 10 pp., « Serv. Geol. Ital. », Roma.
- CITA M. B. (1964), *Contributions à la connaissance du Domérien type*, in *Colloque du Jurassique*. « Pubbl. Ist. Geol. Univ. Milano », s. G, pp. 173-188, Milano.
- CITA M. B., CASSINIS G., POZZI R. (1961), *Introduction à l'étude du Domérien-type*, in *Colloque sur le Lias français*. « Mém. Bur. Rech. Géol. et Min. », n. 4, pp. 323-344, Paris.
- COZZAGLIO A. (1917), *Sull'origine neogenica della Val Trompia e della Val Camonica*. « Comm. At. Brescia per il 1916 », pp. 143-167, Brescia.
- COZZAGLIO A. (1920), *Sulle condizioni geologiche dei giacimenti di ferro della Val Trompia*. Brescia.
- COZZAGLIO A. (1923), *Significato e limiti dei fenomeni di carreggiamento osservati nelle Prealpi Bresciane*. « Comm. At. Brescia per il 1922 », pp. 68-160, Brescia.
- COZZAGLIO A. (1928), *Rocce eruttive delle Prealpi Bresciane e loro influenza sulla struttura e sul meccanismo delle montagne*. « Comm. At. Brescia per il 1927 », pp. 139-172, Brescia.
- COZZAGLIO A. (1937), *L'origine post-Pliocenica della Val Camonica inferiore*. « Boll. Com. Glac. It. », n. 17, pp. 117-140, Torino.
- CURIONI G. (1863), *Ricerche geologiche sull'epoca dell'emersione delle rocce sienitiche (tonalite) della catena dei monti dell'Adamello nella provincia di Brescia*. « Mem. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett. », v. 9, Milano.
- CURIONI G. (1870), *Osservazioni geologiche sulla Val Trompia*. « Mem. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett. », s. 3, v. 2, pp. 1-60, Milano.
- DEECKE W. (1885), *Beiträge zur Kenntniss der Raibler Schichten in den Lombardischen Alpen*. « N. Jb. Min. usw. », Bd. 3, pp. 429-521, Berlin.
- DEL CAMPANA D. (1900), *I cefalopodi del Medolo di Val Trompia*. « Boll. Soc. Geol. It. », v. 19, pp. 555-644, Roma.
- DE PIERI R., JUSTIN-VISENTIN E. (1968), *Filoncelli listati nei marmi dolomitici del M. Cadino (Adamello Meridionale)*. *Studio mineralogico e petrogenetico*. « Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova », vol. 27, pp. 1-48, 2 figg., 3 tavv., Padova.
- DESIO A. (1945), *Appunti ed osservazioni sul glaciale della Val Seriana e della Val Cavallina (Bergamo)*. « Riv. Geogr. Str. », v. 52, f. 1-6, pp. 1-16, Firenze.
- DE SITTER L. U., DE SITTER KOOMANS C. M. (1949), *The geology of the Bergamasque Alps, Lombardia, Italy*. « Leid. Geol. Med. », d. 14 B, pp. 1-257, Leiden.
- DE SITTER L. U. (1950), *La tectonique d'écoulement dans les Alps Bergamasques*. « Geol. in Mijnbouw », Jahrg. 12, pp. 361-365, Leiden.
- DI COLBERTALDO D. (1949), *Petrografia del Monte Blumone (Adamello meridionale)*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », v. 14, pp. 51, Padova.
- DI COLBERTALDO D., MARZOLO G. (1964), *Il giacimento a Baritina di Marigole (Darzo)*. « L'ind. Min. del Trentino-Alto Adige », (estr. da « Economia Trentina »), n. 1-2, 4-5, pp. 248-259, Trento.
- DOZY J. (1935), *Ueber das Perm der Südalpen*. « Leid. Geol. Med. », d. 7, pp. 41-62, Leiden.
- ERDMAN D. A. (1939), *De geologie van de westhelling van het Val Camonica tusschen het dal Val Borno en het Val Clegna*. « Van Gorcum's Geologische Reeks », v. 3, pp. 56, 12 figg., 1 carta geol. e profili 1:25.000, Assen.
- FUCHS E. (1868), *Etudes sur les gisements métallifères des Vallées Trompia, Sabbia et Sassina*. « Ann. des Mines », s. 6, t. 13, pp. 411-460, Paris.
- FUCINI A. (1908), *Synopsis delle Ammoniti del Medolo*. « Ann. Univ. Tosc. », v. 28, pp. 1-102, Pisa.
- GAETANI M. (1970), *Faune brettangiane della parte orientale della provincia di Bergamo*. « Riv. Ital. Pal. Strat. », v. 76, n. 3, pp. 355-444, Milano.
- GEINITZ H. B. (1869), *Ueber fossile Pflanzenreste aus der Dyas von Val Trompia*. « Neues Jahrb. Min. Geol. ecc. », pp. 456-461, Stuttgart.
- GIUSEPPETTI G. (1959), *Ricerche petrografiche sull'Alta Val Trompia. Le formazioni eruttive di Val Navazze e di Val Torgola*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », v. 9-10, pp. 3-214, Pavia.
- GNACCOLINI M. (1968 a), *Argillite di Riva di Solto*. In: « St. ill. Carta Geol. Italia. Formazioni geol. », fasc. 1, Serv. Geol. Ital. », Roma.
- GNACCOLINI M. (1968 b), *Calcare di Zu*. In: « Studi ill. Carta Geol. Italia. Formazioni geol. », fasc. 1, « Serv. Geol. Ital. », Roma.
- GOGUEL J. (1948), *Observations sur la déformation d'un calcaire métamorphique (Adamello méridional)*. « Bull. Soc. Géol. France », ser. V, v. 18 (6-7), pp. 441-452, 8 figg., 1 tav., Paris.
- HABBE K. A. (1969), *Die würmzeitliche Vergletscherung des Gardasee-Gebietes (Studien über Verbreitung und Formenschatz der jungquartären Ablagerungen am*

- Alpensüdrand zwischen Chièse und Etsch*). «Freiburger Geographische Arbeiten herausgegeben von Fritz Bartz und Nikolaus Creutzburg», n. 3, v. di 254 pp., Schulz Verlag, Freiburg.
- HAUER F. (1861), *Ueber die Ammoniten aus dem sogenannten Medolo der Berge Domaro und Guglielmo in Val Trompia, Prov. Brescia*. «Sitz. Ber. K. Ak. Wiss.», Bd. 2, pp. 33-48, Wien.
- HIEKE O. (1945), *I giacimenti di contatto del Monte Costone*. «Mem. Ist. Geol. Univ. Padova», v. 15, 44, pp. 44, 8 figg., 1 tav., Padova.
- LEPSIUS R. (1878), *Das westliche Süd-Tirol geologisch dargestellt*. Vol. di 365 pp., 7 tavv., 1 carta geol., Berlino.
- MAASKANT A. (1941), *De geologie van het gebied tusschen bet Val Seriana en de M.te Guglielmo*. «Van Gorkum's Geol. Reeks», Deel II, Assen.
- MALARODA R. (1949), *Condizioni tettoniche della zona di Prestine (media Val Camonica)*. «Rend. Acc. Naz. Lincei», ser. VIII, v. 6, f. 1, pp. 102-108, 4 figg., 1 carta geol., Roma.
- MARIANI E. (1906), *Alcune osservazioni geologiche sui dintorni di Bagolino nella Valle del Caffaro*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett.», s. 2, v. 39, f. 14, pp. 646-653, Milano.
- MARTINA E. (1965), *Prime notizie geologico-minerarie sulla Val Torgola (Provincia di Brescia)*. «Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett.» (A), s. 2, v. 99, pp. 94-103, Milano.
- MARTINA E. (1966), *La granodiorite di Val Torgola-V. Navazze e la linea della Val Trompia (Prealpi bresciane)*. «Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett.» (A), s. 2, v. 100, pp. 366-404, Milano.
- MICHELETTI A. (1970), *Carniola di Bovegno*. «St. Ill. Carta Geol. Italia, Form. Geol.», f. 4, pp. 13-17, Roma.
- MOJSISOVICS E. V. (1881), *Sulle condizioni eteropiche del Trias delle Alpi Lombarde*. «Boll. R. Comit. Geol.», a. 12, f. 3-4, pp. 158-169, Roma.
- MORGANTE S. (1952), *Il settore sud-occidentale dell'Adamello fra la Val Camonica e la Val di Braone*. «Rend. Soc. Miner. Ital.», v. 8, pp. 141-153, 1 fig., 1 tav., 1 cartina geol., Pavia.
- NANGERONI G. (1964), *La geomorfologia della Regione del Sebino*. «XIX Congr. Geogr. It. Como», pp. 1-106, Milano.
- OGNIBEN G. (1953), *La pietra Simona*. «Rend. Soc. Min. It.», v. 9, pp. 173-190, Pavia.
- PARONA C. F. (1897), *Contribuzione alla conoscenza delle ammoniti liassiche di Lombardia. Parte II: Di alcune ammoniti del Lias medio*. «Mém. Soc. Pal. Suisse», v. 24, pp. 1-19, Genève.
- PASQUARÈ G. (1965), *Il Giurassico superiore nelle Prealpi Lombarde*. «Riv. Ital. Paleont. Strat.», Mem. 11, pp. 1-228, Milano.
- PASSERI L. D. (1965), *Cenni sulla tettonica delle colline cretacee a sud di Zandobbio (ovest del lago d'Iseo)*. «Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lettere», v. 99, pp. 716-724, Milano.
- PASSERI L. D. (1969), *Marna di Bruntino*. «St. ill. Carta Geol. Italia. Formazioni geol.», fasc. 1, Roma.
- PATRINI P. (1912), *I terrazzi orografici della Valle Camonica e del Bacino Sebino*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett.», s. 2, v. 45, f. 14-15, pp. 703-720, Milano.
- PEYRONEL PAGLIANI G. (1965), *Studio petrografico delle vulcaniti della «Formazione di Collio» in alta V. Trompia (Brescia)*. «Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett.», v. 99, f. 1, pp. 148-174, Milano.
- PEYRONEL PAGLIANI G., FAGNANI G. (1965), *Tufi con glauconite dell'alta Val Trompia*. «Rend. Soc. Min. It.», a. 21, pp. 247-355, Pavia.
- PORRO C. (1903), *Alpi bergamasche. Note illustrative alla carta geologica e delle sezioni*. Op. in 8° di 30 pp., Milano.
- PORRO C. (1911), *Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett.», s. 2, v. 48, pp. 863-883, Milano.
- RAGAZZONI G. (1869), *Profilo geognostico delle Alpi nella Lombardia Orientale*. «Comm. At. Brescia per il 1865-66-67», pp. 280-281, Brescia.
- RIVA C. (1896), *Le rocce paleovulcaniche del gruppo dell'Adamello*. «Mem. Ist. Lomb. Sc. e Lett.», s. 3, v. 8, f. 4, pp. 159-228, Milano.
- ROSSETTI R. (1966a), *Considerazioni sui rapporti tra le diverse facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano nord-occidentale)*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, v. 17, pp. 124-142, Pavia.
- ROSSETTI R. (1966b), *Rapporti strutturali tra il Pizzo Camino e la Concarena (Bresciano nord-occidentale)*. «Atti Ist. Geol. Univ. Pavia», v. 17, pp. 143-154, Pavia.
- SACCHI VIALLI G. (1957), *Di alcuni resti di vertebrati ritrovati nell'Anisico della Val Trompia*. «Atti Ist. Geol. Univ. Pavia», v. 6, pp. 93-102, Pavia.
- SACCHI VIALLI G., VAI A. (1958), *Revisione della fauna triassica bresciana: la fauna dell'Anisico*. «Atti Ist. Geol. Univ. Pavia», v. 8, pp. 41-91, Pavia.
- SALMOIRAGHI F. (1886), *Le piramidi di erosione e i terreni glaciali di Zone. (Contribuzione alla Geologia neozoica del lago d'Iseo)*. «Boll. Soc. Geol. It.», v. 4, pp. 117-142, Roma.
- SALOMON W. (1908-10), *Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv und seine bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen*. «Abh. K. K. Geol. Reichsanst.», v. 21 (1), pp. 1-403, 1908; v. 21 (2), 1910, pp. 1-603, 98 figg., 11 tavv., 1 carta geol. 1:75.000, Wien.
- SALOMON W. (1928), *Neue geologische Beobachtungen in Baitonegebiet des Adamello*. «Sitz. d. Heidelberg Akad. Wiss.», Jahrg. 1928, Abh. 15, Berlin und Leipzig.
- SCHIAVINATO G. (1946), *Il giacimento a wollastonite ed altri minerali di contatto presso Alpe Bazena (Adamello meridionale)*. «Mem. Ist. Geol. Univ. Padova», v. 15, 63 pp., 5 figg., 1 tav., Padova.
- SCOSSIROLI R. (1947), *Studio geologico dell'alto Sebino bergamasco e della bassa Val Camonica occidentale*. «Atti Ist. Geol. Univ. Pavia», v. 2, pp. 45-64, Pavia.

- Suess E. (1869), *Ueber das Rothliegende im Val Trompia*. « Sitz. d. K. Akad. Wiss. », Bd. 59, s. 1, pp. 107-119, Wien.
- TILMANN N. (1907), *Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia*. Inaug. Diss., Bonn.
- TILMANN N. (1909), *Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Trias des Monte Guglielmo*. « Monatsber. Deutsch. Geol. Ges. », v. 6, pp. 198-216, Berlin.
- TILMANN N. (1914), *Zur Tektonik des M.te Guglielmo und der mittleren Val Trompia*. « Zeit. Deutsch. Geol. Ges. », Abh. A, Bd. 66, H. 3, pp. 307-317, Berlin.
- UGOLINI F., OROMBELLI G. (1968), *Notizie preliminari sulle caratteristiche pedologiche dei depositi glaciali e fluvioglaciali fra l'Adda e l'Olona in Lombardia*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. Sc. Mat., Fis., Chim., Geol. », A., v. 102, n. 4, pp. 767-799, Milano.
- VECCHIA O. (1946), *Sulla presenza del Lotharingiano nel « Medolo » del Montisola (Sebino-Lombardia)*. « Riv. It. Pal. Strat. », a. 52, f. 4, pp. 14-29, Milano.
- VECCHIA O. (1950), *Tettonica della conca sebina*. « Atti Soc. It. Progr. Sc. » (XLII Riunione, nov. 1949), Roma.
- VECCHIA O. (1954), *I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del lago d'Iseo (Lombardia)*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », v. 93, f. 1-2, pp. 235-362, Milano.
- WILKENS R. (1911), *Beitrag zur Tektonik des mittleren Oglio tales*. « Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. », Bd. 42, n. 11, pp. 540-550, Berlin.
- ZAINA I. (1959), *Sul Quaternario della Val Sabbia*. « Comm. At. Brescia per il 1958 », pp. 1-30, Brescia.
- ZANETTIN B. (1952), *La « Diorite della Valcamonica »*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », v. 8, pp. 189-210, 1 tav., Pavia.
- ZANIN BURI C. (1965), *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). XIII. Le alghe calcaree delle Prealpi lombarde*. « Riv. Ital. Paleont. Strat. », v. 71, n. 2, pp. 449-544, Milano.