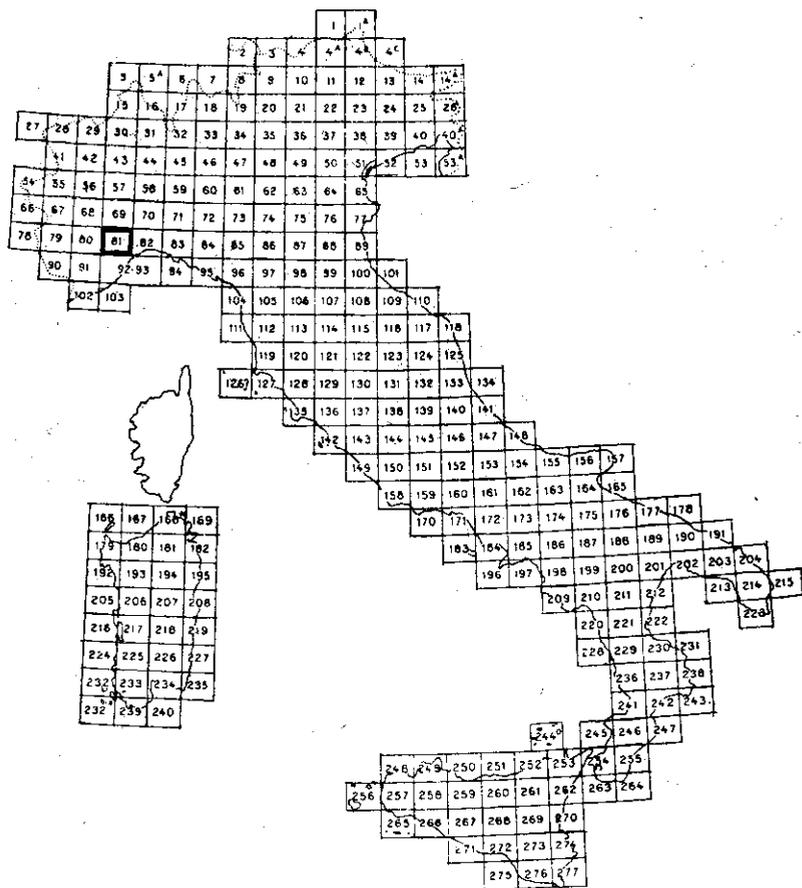


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



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

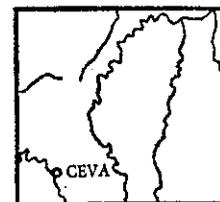
NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 81

CEVA

V. FRANCANI, R. GELATI, B. MARTINIS, G. OROMBELLI, G. PASQUARÈ,
P. M. ROSSI, G. SFONDRINI



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971



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

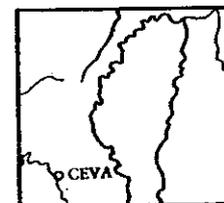
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 81

C E V A

V. FRANCANI, R. GELATI, B. MARTINIS, G. OROMBELLI, G. PASQUARÈ,
P. M. ROSSI, G. SFONDRINI



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971

S O M M A R I O

I	— INTRODUZIONE (B. MARTINIS)	Pag. 9
II	— CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE (R. GELATI e G. PASQUARÈ)	» 11
III	— SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME (R. GELATI e G. PASQUARÈ)	» 18
IV	— STRATIGRAFIA	» 23
	A) ZONA BRIANZONESE (V. FRANCANI e G. SFONDRINI)	» 23
	1) Graniti di Sanda (Γ_{SA} - Precarbonifero)	» 23
	2) Anfiboliti del Monte Spinarda (an - Precarbonifero)	» 23
	3) Gneiss di Albisola (g - Precarbonifero)	» 25
	4) Graniti del T. Letimbro (Γ)	» 26
	5) Migmatiti di Nucetto (m)	» 27
	6) Formazione del Santuario di Savona (PE-CA - Carbonifero superiore?-Permico inferiore?)	» 28
	7) « Verrucano Brianzone » (T^1 -PE ³ - Permico-Scitico)	» 30
	8) Quarziti di Ponte Nava (T^1 - Scitico)	» 31
	9) Dolomia di San Pietro dei Monti (T^{3-2} - Anisico-Ladinico)	» 32
	10) Dolomia di Rocca Prione (T^4 - Carnico?)	» 33

B) ZONA PIEMONTESE (P. M. ROSSI)	Pag. 34		
1) Dolomie (T ⁴⁻² - Anisico-Carnico); quarziti (T ^{1'} - Scitico) e quarzoscisti (PE - Permico)	» 34		
2) Ofioliti del Monte Beigua (SS - Giurassico-Cretacico)	» 36		
3) Calcescisti del Passo del Turchino (Cs, pe - Giurassico-Cretacico)	» 37		
C) LEMBI ALLOCTONI DI PROVENIENZA APPENNINICO-LIGURE (P. M. ROSSI)	» 41		
1) Calcarì di Gallaneto (Retico) e « Dolomia Principale » (Norico) (T ⁶⁻⁵)	» 41		
2) « Serie di Montenotte » (c; scf, ds; S; ε, Pmo - Giurassico-Cretacico)	» 42		
D) BACINO TERZIARIO PIEMONTESE (R. GELATI)	» 47		
1) Formazione di Molare (O, Oc - Oligocene)	» 50		
2) Formazione di Rocchetta (M ¹ -O ³ _m , M ¹ _e - Oligocene superiore-« Aquitaniano »)	» 51		
3) Formazione di Monesiglio (M ¹ -O ³ - Oligocene superiore - « Aquitaniano »)	» 55		
4) Marna di Paroldo (M ²⁻¹ _m - « Aquitaniano » - Langhiano)	» 58		
5) Formazione di Cortemilia (M ²⁻¹ - « Aquitaniano-Langhiano »)	» 59		
6) Formazione di Cessole (M ² - Langhiano)	» 61		
7) Formazione di Cassinasco (M ³⁻² _a - Langhiano-Serravalliano)	» 63		
8) Formazione di Murazzano (M ³⁻² _m , M ^{3-2'} - Langhiano-Serravalliano)	» 64		
9) Formazione di Lequio (M ⁴⁻³ - Serravalliano-Tortoniano)	» 67		
		10) Marne di S. Agata Fossili M ⁴ - Tortoniano)	Pag. 69
		11) Arenarie di Diano d'Alba (M ⁴ _a - Tortoniano)	» 70
		E) DEPOSITI SUPERFICIALI (G. OROMBELLI)	» 71
		1) Alluvioni dei terrazzi più alti (a ^{1'} - Pleistocene)	» 71
		2) Alluvioni antiche (a ^{1''} - Olocene)	» 71
		3) Alluvioni attuali e recenti (a ² - Olocene)	» 71
		4) Depositi detritici e colluviali (dt - Olocene)	» 72
		V — TETTONICA (G. PASQUARÈ)	» 73
		VI — GEOMORFOLOGIA (G. OROMBELLI)	» 80
		VII — GEOLOGIA APPLICATA (B. MARTINIS)	» 83
		1) MINIERE E CAVE	» 83
		<i>Minerali radioattivi</i>	» 83
		<i>Antracite</i>	» 83
		<i>Lignite</i>	» 84
		<i>Materiali da costruzione</i>	» 84
		2) IDROGEOLOGIA	» 86
		<i>Caratteristiche idrogeologiche generali delle unità affioranti</i>	» 86
		<i>Sorgenti</i>	» 88
		<i>Sorgenti minerali</i>	» 89
		3) FRANE	» 91
		4) TERREMOTI	» 92
		VIII — BIBLIOGRAFIA	» 95

I — INTRODUZIONE (B. MARTINIS)

La prima edizione del Foglio « Ceva », pubblicata nel 1937, è stata curata da F. SACCO e L. PERETTI. Il primo eseguì nel 1887-1888 il rilevamento dei sedimenti facenti parte del Bacino Terziario Piemontese, rilevamento che fu oggetto di revisione da parte dello stesso Autore nel 1932. A PERETTI, invece, si deve il rilevamento della restante parte del foglio, condotto nel 1932-1933.

La seconda edizione del foglio ha richiesto un rilievo ex-novo, indispensabile per il notevole progresso fatto nella conoscenza geologica delle regioni vicine e per la diversa impostazione stabilita dal Comitato preposto al completamento ed aggiornamento della Carta Geologica d'Italia. Sono state, infatti, distinte unità formazionali il cui riferimento cronologico, per la successione sedimentaria, è basato sulle microfaune.

Il nuovo rilevamento è stato condotto in due periodi diversi ed interessando due aree distinte. Dapprima, nel 1963-1964, i dr. A. CALDERINI, B. COMIZZOLI, E. DE ROSA, R. GELATI e L. D. PASSERI dell'Istituto di Geologia dell'Università di Milano, hanno cartografato gran parte dei termini sedimentari compresi nell'area del foglio. In seguito, e precisamente dalla primavera del 1968 all'aprile del 1969, il rilevamento è stato esteso alla parte rimanente del « Ceva » ad opera di V. FRANCANI, R. GELATI, B. MARTINIS, G. PASQUARÈ, R. POZZI, P. M. ROSSI e G. SFONDRINI, sempre dello stesso Istituto di Milano.

Nel cartografare questa seconda area del foglio, dove affiorano principalmente formazioni ignee e metamorfiche, è stato tenuto conto anche dei precedenti rilevamenti diretti da S. CONTI coadiuvato da A. BELLINI dell'Istituto di Geologia dell'Università di Genova.

A. G. PASQUARÈ si deve in pratica il coordinamento di tutto il rilievo. A questo coordinamento è stato di valido aiuto l'ampio studio che egli ha in corso sulle formazioni ignee e metamorfiche del Gruppo di Voltri, che ha permesso di affrontare in una visione regionale ed unitaria i vari problemi presenti nel Foglio « Ceva ».

Per la successione sedimentaria, appartenente al classico Bacino Terziario Piemontese, è stato essenziale il contributo di R. GELATI il quale ha effettuato non soltanto una parte del rilevamento, ma ha curato anche l'esame delle microfaune, giungendo ad una valida ed apprezzata cronostratigrafia.

Alla stesura delle presenti note hanno collaborato V. FRANCANI, R. GELATI, B. MARTINIS, G. PASQUARÈ, P. M. ROSSI e G. SFONDRINI, curando singole parti come risulta in ogni capitolo. A questi ricercatori va aggiunto G. OROMBELLI, rilevatore del contiguo Foglio « Genova », ed al quale si deve i capitoli sui depositi superficiali e sulla geomorfologia.

Il disegno definitivo del foglio per la stampa è stato eseguito presso l'Istituto di Geologia dell'Università di Milano dal Sig. S. ANTICO.

II — CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE

(R. GELATI, G. PASQUARÈ)

Gli studi riguardanti le unità pre-cenozoiche comprese nel Foglio « Ceva » appartengono generalmente ad opere di geologia regionale sulla Liguria. Gli studi più specificamente dedicati al Foglio « Ceva » e zone finitime trattano soprattutto i problemi del « Massiccio Cristallino Ligure » e della « Serie di Montenotte ». Seguendo lo sviluppo delle idee su questi due aspetti fondamentali della geologia della regione avremo pressoché esaurito la disamine del contributo degli A.A. sulle unità pre-cenozoiche del Foglio « Ceva ».

I terreni cristallini del Savonese appaiono per la prima volta nella carta geologica di Savona, Piemonte e Liguria pubblicata nel 1861 ad opera di A. SISMONDA e più tardi nella carta geologica delle Riviere Liguri e delle Alpi Marittime redatta da A. ISSEL, L. MAZZUOLI e D. ZACCAGNA (1887). A. ISSEL, autore di tal rilevamento per la zona di Savona, fornisce nel 1887 un quadro riassuntivo della stratigrafia ligure dove gli gneiss, le anfiboliti ed i graniti del Massiccio Savonese vengono attribuiti al Permico.

Anche C. DE STEFANI (1887) forniva una descrizione sufficientemente esatta degli gneiss e dei graniti savonesi, questi ultimi descritti in gran parte come « Appenniniti », termine già usato dal GASTALDI nelle Alpi Marittime. Egli ritiene arcaici gli scisti cristallini e più recenti, forse cambriche, le cosiddette appenniniti.

Nel 1893 S. FRANCHI fornisce la prima descrizione di quello che egli

definisce per primo il « Massiccio Cristallino Ligure ». Egli lo descrive come un complesso essenzialmente gneissico con intercalazioni di piro-seniti ed anfiboliti ricoperto in trasgressione dal « Verrucano » permico e dal calcare dolomitico triassico. Masse granitiche si sarebbero intruse lungo il margine orientale del massiccio al contatto con la « zona delle pietre verdi », in epoca posteriore alla presa di posizione delle stesse pietre verdi.

Il « Massiccio Cristallino Ligure » ha posto sin dalla fine del secolo scorso importanti e dibattuti quesiti di geologia strutturale, nei quali si riflettevano le due opposte tendenze, alloctonista ed autoctonista, sulla struttura delle Alpi occidentali.

Da una parte G. ROVERETO, riprendendo e sviluppando le teorie di Argand, considerava il « Massiccio Cristallino Ligure » coinvolto nella grande falda del Gran San Bernardo e P. TERMIER con J. BOUSSAC la ritenevano un cuneo esotico sospinto sul permo-carbonifero brianzonese ed a sua volta sormontato meccanicamente dai calcescisti e dal permotrias ad essi legato. Dall'altra parte S. FRANCHI definiva il « Massiccio Cristallino Ligure » come basamento autoctono con copertura metamorfica formante strutture piegate a ventaglio.

Secondo G. ROVERETO il « Massiccio Cristallino Ligure » è costituito da elementi di diversa età ed origine messi a contatto da fattori tettonici. Egli distingue un complesso di gneiss, micascisti e quarzoscisti di età pre-carbonifera, una serie di scisti filladici carboniferi e di scisti sericitici permici, alcuni ammassi granitici attribuiti al magmatismo ercinico. Nel lavoro del 1909 ROVERETO distingue nel massiccio una parte nord-orientale radicata ed una parte sud-occidentale trasportata separate dalla cosiddetta Finestra del Santuario, un'anticlinale di scisti carboniferi soggiacente da ogni lato agli gneiss. Più tardi (1939) lo stesso ROVERETO precisa che il Massiccio di Savona doveva costituire un massiccio ercinico originariamente situato nell'area delle radici della falda del Gran San Bernardo. Il massiccio sarebbe stato spostato da tale posizione già durante il parossismo ercinico ed in seguito sarebbe stato ripreso dalla falda del Gran San Bernardo, costituendo quindi l'esempio di ciò che l'Autore definisce una « falda a doppio viaggio ».

TERMIER e BOUSSAC (1911, 1912) si soffermano particolarmente sul carattere fortemente cataclastico delle rocce costituenti il massiccio e soprattutto di quelle granitiche. Essi distinguono progressivi stadi di cataclasi, da graniti laminati e brecciati a miloniti fino ad ultramiloniti. Questo carattere viene messo in relazione con l'assetto tettonico del massiccio, considerato un cuneo alloctono inserito tra il Permo-Carbonifero brianzonese ed i calcescisti piemontesi.

Nel 1918 S. FRANCHI confuta le osservazioni di campagna addotte dal Rovereto a sostegno della sua ipotesi alloctonista, in particolare per quanto concerne la Finestra del Santuario. Egli dissente anche dalla teoria del « cuneo esotico » di Termier e Boussac pur riconoscendo a tali A.A. una corretta descrizione delle facies milonitiche del granito savonese.

S. CONTI (1950) ha il merito di aver riconosciuto la grande diffusione delle masse granitoidi nelle Alpi Liguri, masse che nelle carte geologiche ufficiali e soprattutto nei Fogli al 100.000, 91 (« Boves ») e 92 (« Albenga-Savona ») erano rappresentati genericamente come scisti permici. Egli definisce come granitica la massa cristallina di Nucetto, affiorante presso il margine sud-ovest del Foglio « Ceva » e segnala inoltre, sempre nello stesso foglio, le masse granitiche minori di Roccavignale, della Bocchetta di Cadibona e di Ferranietta. Queste masse granitiche farebbero parte, secondo Conti, di un'unico complesso intrusivo antracolitico strettamente compenetrato negli gneiss precarboniferi. Lo stesso Autore ritiene che il « Massiccio Cristallino Ligure » abbia preso posizione come falda ad elementi dispersi, dovuto probabilmente alla rimessa in movimento di elementi cristallini già smembrati dall'orogenesi ercinica.

In uno studio regionale sul Savonese e sul contatto brianzonese-piemontese C. KEREZ (1955) interpreta il massiccio di Savona come un basamento cristallino antico deformato durante l'orogenesi ercinica e reso cataclastico durante quella alpina. Sulla tettonica KEREZ esprime idee decisamente autoctoniste interpretando la Finestra del Santuario di ROVERETO come un antico graben riempito di sedimenti carboniferi.

Nel 1963 CONTI cambia le precedenti opinioni attribuendo l'origine del massiccio a processi anatettici avvenuti su sedimenti carboniferi e per-

mici durante il Permico superiore. Riguardo l'assetto tettonico del Massiccio CONTI bandisce ogni concetto di alloctonia espresso precedentemente.

Queste ipotesi di S. CONTI vengono riprese, precisate e ampliate da A. BELLINI (1964) il quale giunge alle seguenti conclusioni:

- gli gneiss del Savonese sono delle ectiniti metasomatiche derivate da sedimenti prevalentemente pelitici del Carbonifero e del Permico;
- i graniti nel Savonese sono in maggior parte delle anatesiti, aventi preso origine da filladi ed arenarie di età permo-carbonifera oppure da ectiniti metasomatiche;
- l'età del cristallino savonese deve ritenersi tardo-paleozoica e probabilmente permica superiore.

Nello stesso anno 1964 J. P. BLOCH precisa, in contrasto con quanto affermato dal BELLINI, che nel cristallino ligure devono tenersi distinti due tipi di gneiss: gneiss a biotite associati ad anfiboliti come prodotti polimetamorfici di età pre-carbonifera; « gneiss di tipo Nucetto » come prodotti migmatitici occhiadini derivati da metasomatosi potassica su sedimenti permo-carboniferi.

Strutturalmente il Bloch ritiene radicati gli « gneiss di tipo Nucetto » affioranti a sud di Ceva e nei dintorni di Roccavignale mentre ritiene alloctono il cristallino Savonese, unitamente a quello di Pallare e di Calizzano-Bardinetto.

Per quanto riguarda la « Serie di Montenotte », i primi cenni sulla sua evidenza litologica rispetto alle formazioni circostanti si devono ad A. SISMONDA (1862), A. ISSEL (1872), ISSEL-MAZZUOLI e ZACCAGNA (1887), ISSEL e SQUINABOL (1890), PARONA e ROVERETO (1895), ROVERETO (1909).

Il primo a notare l'importanza stratigrafica di questa serie fu S. FRANCHI che la interpretò come un potente orizzonte transizionale fra i calcari dolomitici medio-triassici ed i calcescisti liassici, denominandola « Trias a facies mista ».

La denominazione di « Serie di Montenotte » fu introdotta nel 1933

da G. ROVERETO che la riferì al Trias superiore. Dal punto di vista strutturale il ROVERETO (1939), nell'ambito della sua concezione faldista delle Alpi occidentali, considera la « Serie di Montenotte » come un elemento Dent Blanche interposto tra la falda del Gran San Bernardo e quella delle Pietre verdi.

CONTI (1954) accetta e convalida ulteriormente l'età triassica superiore della « Serie di Montenotte » mettendo in evidenza rapporti di eteropia tra la dolomia norica e la serie filladica delle Alpi Liguri e Cozie. La concezione tettonica del CONTI è decisamente autoctonista anche al riguardo della « Serie di Montenotte ».

KEREZ (1955) considera la « Serie di Montenotte » come facente parte della serie dei calcescisti e ne propone una giacitura alloctona, seppure di portata limitata. PASQUARÈ (1961) riafferma la giacitura alloctona della stessa serie e ne segnala la locale sovrapposizione anormale al bacino oligocenico di Santa Giustina (1968).

Gli studi che si riferiscono al Cenozoico del Foglio « Ceva » rientrano nel quadro delle ricerche svolte a partire dal secolo scorso nel Bacino Terziario Piemontese. Tra i primi studiosi è necessario anzitutto ricordare: SISMONDA (1842), PARETO (1865), MAYER (1868, 1877), MARIANI (1866), ISSEL, MAZZUOLI e ZACCAGNA (1897). Nell'anno 1887 iniziano le pubblicazioni di SACCO; nella sua opera principale (1889-1890 a) distingue nell'Oligo-Miocene del bacino sopradetto le seguenti unità cronostratigrafiche (dal basso): Tongriano, Stampiano, Aquitaniano, Langhiano, Elveziano, Tortoniano, Messiniano. Di ciascuna unità illustra i caratteri litologici, il contenuto paleontologico, la potenza, la tettonica, il significato ambientale; ne offre inoltre la distribuzione geografica con il rilevamento della prima edizione del Foglio « Ceva » effettuato per conto del Regio Ufficio Geologico e pubblicato nel 1936.

Di indubbio interesse storico sono i lavori di DÉPÉRET (1893), ISSEL (1892) e TRABUCCO (1891, 1908).

Nel 1921 DE ANTONIO pubblica una descrizione geologica sintetica del territorio delle Langhe, costituente la parte centro-occidentale del Foglio « Ceva », mantenendo sostanzialmente le suddivisioni stratigrafiche proposte da SACCO.

ROVERETO (1939) propone una diversa suddivisione dell'Oligocene distinguendo dal basso all'alto: Tongriano o Lattorfiano, Rupeliano (superiore ed inferiore), Cattiano. Per quel che riguarda il Miocene propone i termini di Burdigaliano e Sarmaziano in sostituzione rispettivamente di Langhiano e Messiniano in precedenza introdotti da SACCO. L'A. in particolare sostiene la non contemporaneità della trasgressione cenozoica sul basamento preoligocenico.

Il Langhiano della Val Bormida di Millesimo, cartografato come tale da SACCO nel 1936, costituisce oggetto di uno studio biostratigrafico pubblicato da CITA e PREMOLI SILVA nel 1960; queste Autrici designano presso Cessole lo strato-tipo di tale piano, illustrando il contenuto in microforaminiferi planctonici.

Di notevole valore sono gli studi di LORENZ pubblicati a partire dal 1960. In particolare egli compie la revisione stratigrafica dei depositi trasgressivi alla base dell'Oligo-Miocene ligure-piemontese confrontando le faune (soprattutto a Macroforaminiferi) in essi contenute con quelle delle coeve successioni francesi, dell'Aquitania in particolare. In sintesi egli sostiene quanto segue:

- l'età stampiana e aquitaniana delle formazioni tongriane e stampiane di SACCO;
- la non contemporaneità della trasgressione cenozoica, riferibile allo Stampiano nel Gruppo di Voltri, all'Aquitano sul versante settentrionale delle Alpi Liguri;
- la possibilità di distinguere nelle suaccennate formazioni quattro zone faunistiche esclusivamente basate sui grandi Foraminiferi.

I riferimenti cronologici di C. LORENZ sono contestati da BONI (1962) e MOSNA (1965); quest'ultimo, prendendo in esame la vasta zona che si estende da Costa Merlassino (Val Borbera) a Ceva e basandosi sostanzialmente sui microforaminiferi bentonici, riafferma sostanzialmente la contemporaneità della trasgressione oligocenica.

Il Cenozoico del Bacino Piemontese costituisce argomento di uno studio di VERVLOET (1966). Nell'ambito del Foglio « Ceva » esamina le

aree di Ceva e di Spigno Monferrato e di ciascuna presenta una colonna litologica all'interno della quale riconosce la sovrapposizione di più unità litostratigrafiche; attribuisce alle stesse nomi diversi nelle due aree senza chiarirne i reciproci rapporti laterali. Dal punto di vista cronostratigrafico individua regolarmente sovrapposti i seguenti piani (dal basso): Rupeliano, Cattiano, Aquitaniano, Burdigaliano, Elveziano, Serravalliano, Tortonian, Messiniano.

Sono da segnalare infine i lavori della Scuola di Milano, iniziati da CITA e PREMOLI SILVA (1960) come già ricordato; essi concorrono a definire gli importanti problemi di stratigrafia e sedimentologia concernenti il territorio in esame. Si ricordano in particolare CITA (1964), CITA e PREMOLI SILVA (1967), CITA e BLOW (1969), GNACCOLINI (1967-1968), GELATI (1967-1968). In particolare GNACCOLINI (1968 a) mette in evidenza nel territorio la prevalenza della sedimentazione per correnti di torbidità, con provenienza delle torbide dai quadranti occidentali. GELATI in modo schematico prima (1967), con maggior dettaglio poi (1968 b) illustra le unità litostratigrafiche tra i fiumi Tanaro e Bormida di Spigno, introducendo la nomenclatura applicata sulla seconda edizione del Foglio « Ceva ».

III — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

(R. GELATI, G. PASQUARÈ)

I terreni affioranti nel Foglio « Ceva » abbracciano due delle principali unità paleogeografico-strutturali delle zone interne delle Alpi occidentali: la zona Brianzonese e la zona del Piemonte. Nella falda di Montenotte sono inoltre presenti elementi di facies e provenienza appenninico-ligure. Le zone alpine interne sono ricoperte, su gran parte del foglio, dai sedimenti trasgressivi post-orogenici del Bacino Terziario Piemontese.

La zona Brianzonese

Affiora nel Foglio « Ceva » il substrato della zona brianzonese, sotto forma di rocce metamorfiche di grado medio come gneiss minuti biotitici e anfiboliti, e la copertura permo-carbonifera dello stesso. Tanto il substrato, quanto la copertura permo-carbonifera sono stati parzialmente trasformati in gneiss migmatitici occhiadini ed in graniti di anatesi. Le azioni metasomatiche hanno raggiunto la base dei livelli scistoso-detritici permici per cui possono essere ricondotte alle fasi terminali del ciclo ercinico e correlate con gli « gneiss del Sapey », migmatiti permiche messe in luce da ELLEMBERGER (1954) nella Vanoise.

Il substrato paleozoico del Foglio « Ceva » risulta profondamente denudato da una fase erosiva antecedente al Malm, i cui sedimenti trasgressivi affiorano in facies di « marmi di Guillestre » sul versante meridionale del massiccio di Nucetto (Foglio « Albenga-Savona »).

Durante il Triassico medio esso sosteneva una piattaforma carbonatica estesa e decisamente subsidente costituente la parte interna della piat-

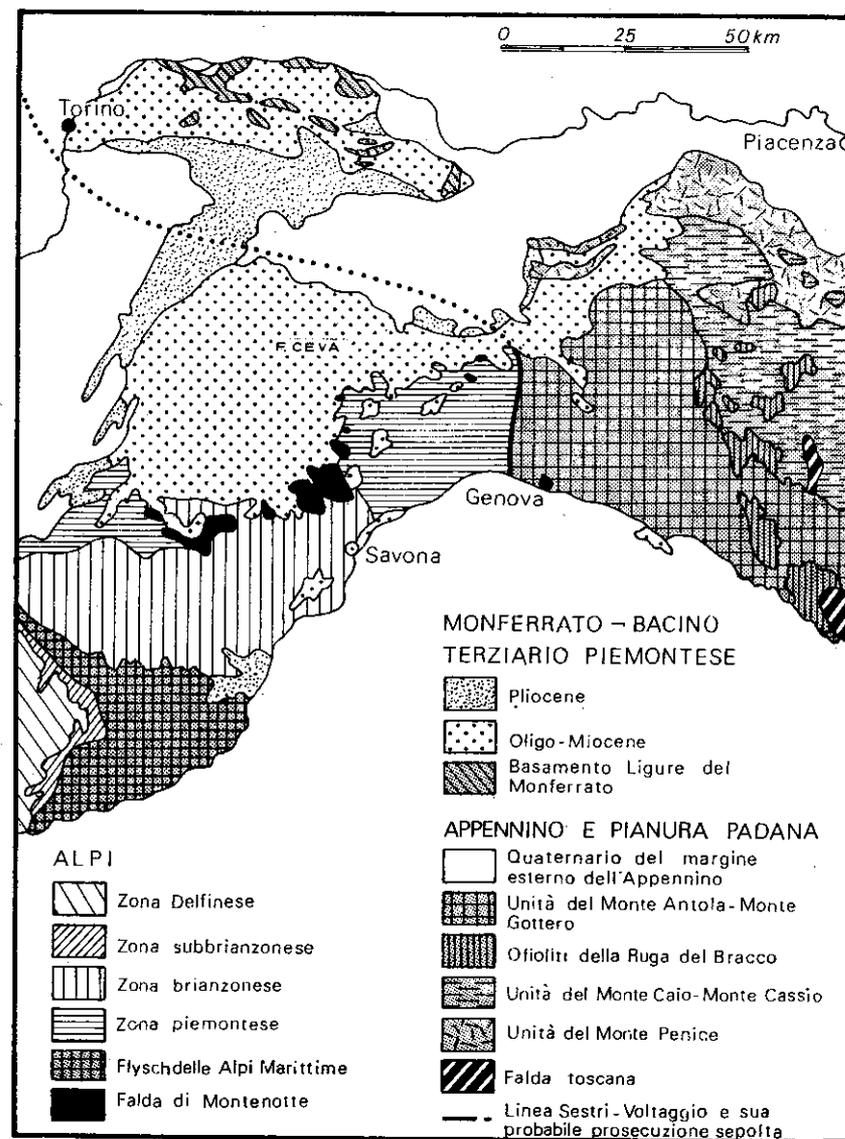


Fig. 1 — Sguardo geologico d'insieme.

taforma brianzonese. Con l'emersione della piattaforma stessa alla fine del Triassico si individua nella parte interna di essa una ruga maggiormente rilevata in cui il Triassico viene totalmente eroso. Tale ruga denudata, affiorante nel Foglio « Ceva » con i massicci di Nucetto e Savona, costituisce la prosecuzione ligure della zona di Acceglio delle Alpi Cozie (DEBELMAS e LEMOINE, 1957).

Testimoni del margine più interno della piattaforma carbonatica medio-triassica si ritrovano, traslati verso sud, a costituire i Klippen galleggianti sul substrato precedentemente denudato.

Un'origine pre-piemontese o piemontese degli stessi è esclusa dalla mancanza di qualsiasi termine liassico giacente in continuità su di essi.

La zona del Piemonte

Essa è ampiamente rappresentata nel Foglio « Ceva » sia dal Gruppo di Voltri sia dalla falda dei calcescisti. Tale bipartizione di ordine strutturale non è valida per lo stadio geosinclinale della stessa zona, che doveva costituire un unico ampio bacino subsidente a sedimentazione calcareo-pelitica con episodi torbidity e manifestazioni vulcaniche date essenzialmente da espandimenti basaltici o sills diabasi.

Il metamorfismo regionale in facies scisti verdi avrebbe trasformato tali sedimenti e vulcaniti in calcescisti, calcemicascisti, marmi e prasiniti.

Con i primi impulsi di sollevamento della regione, verificatisi probabilmente a partire dal Cretacico inferiore, un'ampia intumescenza di ultrabasiti serpentinnizzati interveniva a costituire l'ossatura profonda della parte interna della zona piemontese-ligure. Questo fondamentale evento geodinamico era venuto maturando durante i tempi precedenti, probabilmente a partire dall'inizio del Triassico, come conseguenza di quel grande fenomeno di distensione crostale dell'area ligure-tirrenica che prende il nome di *hiatus* ligure.

Con la fase di contrazione crostale dell'Eocene inferiore il Gruppo di Voltri si contrapponeva decisamente, come alto strutturale, alla parte esterna del bacino piemontese. Durante il ravvicinamento tra lo stesso

Gruppo di Voltri ed il Massiccio Savonese i calcescisti situati nella parte esterna dello stesso bacino venivano eiettati verso la zona brianzonese a costituire la cosiddetta falda dei Calcescisti. Un lembo della stessa affiora nel Foglio « Ceva » nei dintorni di Mombasiglio.

La falda di Montenotte

La « Serie di Montenotte », la cui interpretazione stratigrafica e strutturale ha subito lunghe controversie, trova la sua area-tipo nel Foglio « Ceva », nei dintorni dell'abitato omonimo. La serie comprende: una sequenza di argilloscisti con lenti di calcari cristallini del tutto analoghi alle « argille a palombini » dell'Appennino ligure; alcuni grossi ammassi di metagabbri strettamente associati a diabasi e spiliti; sottili livelli di radiolariti e lenti di serpentinoscisti. Il grado metamorfico è nettamente inferiore a quello delle formazioni circostanti. L'assetto interno della serie è decisamente caotico e la giacitura è chiaramente alloctona sulle unità brianzonesi e piemontesi. La patria d'origine della falda va ricercata all'interno della zona del Piemonte, nella prosecuzione verso il Monferrato dell'Appennino Ligure.

Il Bacino Terziario Piemontese

Le formazioni del Bacino Terziario Piemontese occupano oltre i 3/4 dell'area del Foglio « Ceva ». Costituiscono una successione pressoché completamente clastica sovrapposta al basamento precenozoico nelle parti meridionale ed orientale dello stesso Foglio « Ceva », ricoperta da depositi alluvionali rispettivamente a nord e ad ovest nei contigui Fogli « Asti » e « Cuneo ». Tale successione, la cui potenza nella parte centrale del foglio non è inferiore a 4.000 m, ha una età compresa tra l'Oligocene ed il Miocene superiore e costituisce una monoclinale regolarmente diretta NE-SO ed immersa a NO con pendenze mediamente oscillanti tra 7°-15°. Essa documenta l'instaurarsi nel territorio a partire dall'Oligocene di una ampia depressione rapidamente subsidente in diretta prosecuzione del Golfo

Padano; caratterizzata in gran parte durante il Miocene da sedimentazione per correnti di torbidità, con limitati episodi di sedimentazione normale marnosa. Doveva trattarsi di una « fossa molassica », instauratasi posteriormente alle fasi tettoniche responsabili della messa in posto delle unità tettoniche alpine in precedenza descritte.

IV — STRATIGRAFIA

A) ZONA BRIANZONESE (V. FRANCANI, G. SFONDRINI).

- 1) Γ_{SA} — Graniti di Sanda: *graniti a due miche, mesogranulari, con caratteri decisamente magmatici ed a marcata uniformità di composizione e struttura* (Precarbonifero); spessore non valutabile.

Questa formazione è visibile in affioramento, entro l'area del Foglio « Ceva », unicamente presso cascina Burré (Tav. « Altare »). Si tratta di poche centinaia di metri quadrati costituiti da un ammasso di graniti a due miche con biotite molto evidente, mesogranulari, aventi marcata uniformità di composizione e struttura.

Al tetto la formazione passa gradualmente agli « Gneiss di Albisola » che nell'area in esame sono esclusivamente costituiti da gneiss a due miche aventi composizione mineralogica e grana identica a quella dei graniti sottostanti. La distinzione fra le due unità è possibile solamente per la marcata orientazione dei componenti negli gneiss (evidente soprattutto quella della biotite) e per la presenza di piani di scistosità talora anche lievemente beanti.

- 2) α_n — Anfiboliti del Monte Spinarda: *anfiboliti massicce a grana fine, talora granatifere, passanti a gneiss anfibolici e talora con iniezioni letto a letto di materiale quarzoso-feldspatico; masse minori di prasiniti anfiboliche a grana fine* (Precarbonifero); spessore non valutabile.

Questa formazione, rappresentata in affioramento al margine sud, e particolarmente sud-orientale del Foglio « Ceva », è costituita da anfiboliti

massicce a grana fine, da meso a microgranulare, aventi colore da nero a verdastro, da anfiboliti talora granatifere, da anfiboliti passanti a gneiss anfibolici mostranti a volte sottili letti di materiale quarzoso-feldspatico e da masse minori di prasiniti anfiboliche a grana fine.

In generale, esse costituiscono ammassi di discrete dimensioni giacenti a contatto con gli Gneiss di Albisola o con le Migmatiti di Nucetto. Nel primo caso si possono osservare passaggi stratigrafici anfibolite-gneiss costituiti da gneiss anfibolici.

Tali passaggi sono abbastanza evidenti lungo la strada per il Colle di Cadibona, a NO del Santuario di Savona lungo il Fosso Lariano, presso Casa Priocco ed ancora, malgrado le complicazioni di carattere tettonico, nella zona di Pian di Bertan. Tutte le località citate sono comprese nella Tav. « Altare ».

Sempre lungo la strada per il Colle di Cadibona, circa al km 7 da Savona (Tav. « Vado Ligure »), è possibile osservare in modo chiaro il passaggio anfiboliti-gneiss che si realizza gradualmente in pochi metri.

Il contatto con le Migmatiti di Nucetto è spesso di natura tettonica, ma ciò consegue a fenomeni di incompetenza relativa delle due unità.

Il comportamento meccanico alle sollecitazioni delle anfiboliti è indubbiamente più rigido di quello delle migmatiti; le prime sono quasi sempre massicce, le seconde, pur non possedendo piani di scistosità beanti, offrono superfici di minor resistenza costituite dai piani di allineamento preferenziale dei minerali lamellari (miche e cloriti).

Nella zona ad oriente di Cianchette (Tav. « Altare ») è osservabile il contatto fra le Anfiboliti del Monte Spinarda e le Migmatiti di Nucetto; la loro posizione stratigrafica reciproca è normale. Il contatto costituisce il fronte di arresto della migmatizzazione.

In conclusione, si può affermare che le Anfiboliti del Monte Spinarda costituiscono una unità strettamente associata agli Gneiss di Albisola, giacente nell'ambito della stessa in forma di una massa lenticolare di dimensioni molto variabili. Entrambe rappresentano il basamento cristallino pre-ercinico della regione savonese, in parte modificato dalla granitizzazione tardo-ercinica che ha risparmiato selettivamente le stesse anfiboliti.

3) g — Gneiss di Albisola: *paragneiss minuti a due miche, talora granatiferi e anfibolici; micascisti a due miche; quarzoscisti muscovitici talora cloritici* (Precarbonifero); spessore non valutabile.

La distribuzione areale di questa formazione segue praticamente quella dell'unità precedente ed è quindi limitata al margine sud e sud-orientale del Foglio « Ceva ». In particolare, gli affioramenti maggiori compaiono nelle Tavv. « Altare » e « Cairo Montenotte »; affioramenti più limitati si hanno nella Tav. « Priero » soprattutto al Bric Granarolo.

La formazione comprende paragneiss minuti a due miche, generalmente alterati, spesso sfaticci, con scistosità marcata e colore marrone; micascisti a due miche anch'essi con scistosità molto evidente e colore marrone; quarzoscisti muscovitici, talora cloritici più compatti e con scistosità meno marcata rispetto ai litotipi precedenti.

Ai Giardini (Tav. « Altare ») la formazione è a contatto con le filladi carbonifere; sul terreno è possibile seguire con sufficiente chiarezza una serie di termini di transizione fra litotipi francamente appartenenti agli gneiss e litotipi francamente appartenenti alla Formazione del Santuario di Savona.

A sud del M. Negino è possibile osservare, seppur con minor chiarezza, i rapporti fra la formazione in esame e le Migmatiti di Nucetto.

Gli « Gneiss di Albisola » che affiorano nella tavoletta Cairo Montenotte presentano una prevalenza dei termini di passaggio da gneiss a micascisti (già abbondanti all'altezza di Altare) e da micascisti a filladi; tali termini di passaggio si presentano per lo più come quarzoscisti sericitici fortemente cloritici. Questo litotipo è fortemente esteso nella zona del Bric Dorin e sulle pendici del Bric Gazzarro, presso Mallare, dove è distinguibile dalle filladi della Formazione del Santuario di Savona per la meno accentuata scistosità e le frequenti intercalazioni di paragneiss muscovitici. Sia sulle pendici del Bric Dorin presso Altare, sia presso Mallare, gli Gneiss di Albisola mostrano qualche traccia di migmatizzazione che si traduce nella presenza di embrechiti listate fortemente muscovitiche.

Gli Gneiss di Albisola e le Anfiboliti del Monte Spinarda costitui-

scono, come precedentemente accennato, i resti di parte dello zoccolo cristallino pre-carbonifero che alla base presenta i Graniti di Sanda i cui ammassi di maggiori dimensioni affiorano soprattutto nella zona interessata dal Foglio « Genova »; su questo basamento si sono in seguito depositi i sedimenti del Carbonifero.

- 4) Γ — Graniti del T. Letimbro: *graniti di anatesi a grana grossolana e anatesiti a grandi porfiroblasti feldspatici più o meno intensamente cataclastici, a muscovite e biotite, quest'ultima generalmente cloritizzata* (Carbonifero medio); spessore non valutabile.

Questa unità affiora soprattutto nella zona a nord di Savona e costituisce due ammassi separati ricoprenti ciascuno un'area di circa 4 km² (Tav. « Altare »). Due piccoli ammassi di dimensioni minori si trovano presso Mollare e Nucetto (Tav. « Ceva »).

Litologicamente, essi non presentano una tessitura e struttura costante per cui nella formazione sono state comprese varie facies. Essenzialmente si tratta di graniti di anatesi a grana grossolana e di anatesiti a grandi porfiroblasti feldspatici più o meno intensamente cataclastici, a muscovite predominante e biotite generalmente cloritizzata. Le facies più francamente granitiche sono soprattutto localizzate lungo il T. Letimbro, sul M. Porcheria e ad oriente dei Campi di Toma (Tav. « Altare »).

Questa formazione rappresenta lo stadio più avanzato della migmatizzazione subita dalle rocce paleozoiche del Savonese, pertanto i rapporti con le unità circostanti, ove non siano complicati da fenomeni tettonici, sono rappresentati da una complessa serie di termini di passaggio. In particolare, ai margini della massa granitica compaiono vari litotipi della serie delle migmatiti, come embrechiti, arteriti (Scaglie del Bric Mond), nebuliti (Ferrania), talora ancora intercalati a rocce più francamente granitoidi, che costituiscono i termini di passaggio alle Migmatiti di Nucetto.

Spesso i litotipi intercalati fra le due formazioni menzionate presentano fenomeni di cataclasi parzialmente imputabili alla competenza relativa della massa granitica rispetto alle migmatiti circostanti.

La granitizzazione è in generale così spinta da aver cancellato le tracce delle strutture e tessiture delle rocce originarie. In qualche località tuttavia è ancora possibile osservare residui non completamente granitizzati del basamento del cristallino savonese e delle formazioni permo-carbonifere soprastanti.

- 5) m — Migmatiti di Nucetto: *embrechiti occhiate prevalentemente quarzoso-sericitiche, con grandi porfiroblasti di feldspato potassico e di albite, a struttura generalmente molto cataclastica. Talora si distinguono livelli di quarziti e quarzoscisti privi di porfiroblasti feldspatici, di chiara origine sedimentaria clastica, da arenitica a conglomeratica, nonché septa di anfiboliti più o meno granitifere* (Carbonifero medio); spessore non valutabile.

Affiorano al lato meridionale del Foglio « Ceva » e sono soprattutto presenti nella zona attorno a Nucetto (Tav. Ceva) e a nord di Savona (Tav. « Altare ») al bordo delle masse granitiche; affioramenti di minore entità si hanno presso Altare, a nord di Mallare presso Bragno (Tav. « Cairo Montenotte »), e a Roccavignale (Tav. « Priero »).

La litologia di questa formazione comprende diversi termini petrografici; il litotipo predominante è rappresentato da embrechiti occhiate prevalentemente quarzoso-sericitiche con grandi porfiroblasti di feldspato potassico e di albite a struttura generalmente molto cataclastica. Accanto a queste si hanno embrechiti della stessa composizione, ma prive di porfiroblasti riconoscibili macroscopicamente in cui prevale soprattutto la marcata orientazione dei fillosilicati (soprattutto muscovite e clorite) riuniti in letti ben distinguibili. Talora si distinguono livelli di quarziti e quarzoscisti privi di porfiroblasti feldspatici, di chiara origine sedimentaria clastica da arenitica a conglomeratica. Septa di anfiboliti più o meno granitifere e di filladi grafitiche sono presenti nella Formazione di Nucetto.

Le migmatiti in questione possono essere suddivise in due facies principali: la prima, particolarmente ben esposta presso Nucetto, è rappresentata da gneiss migmatitici a muscovite, di colore grigio, evidentemente cataclastici, in cui è ancora possibile riconoscere l'origine conglom-

meratica; la seconda, che accompagna le masse granitiche a nord di Savona, è costituita essenzialmente da embrechiti occhiadine e da embrechiti listate molto ricche di clorite.

In quest'ultima facies è ancora possibile distinguere alcuni limitati ammassi (il maggiore dei quali affiorante presso il M. Castellazzo, Tav. « Altare ») costituiti da gneiss chiari, molto ricchi in quarzo, a muscovite largamente subordinata; ed ancora a quest'ultima facies sono soprattutto connessi i livelli interamente quarzosi, più o meno scistososi, legati evidentemente a un'originaria sedimentazione clastica. Il contatto con i graniti del T. Letimbro è stato precedentemente descritto.

Le Migmatiti di Nucetto costituiscono la parte periferica del complesso granitico-migmatitico di Savona formatosi in gran parte a spese dello zoccolo cristallino pre-ercinico e della sua copertura permo-carbonifera. Una datazione esatta di tale complesso è tuttora problematica, mentre si può affermare che la fase finale del ciclo anatettico che ha originato il complesso stesso abbia avuto luogo nel corso del Permico.

6) PE-CA — Formazione del Santuario di Savona: *scisti filladici quarzoso-sericitici talora cloritici, sovente grafitici, grigio-verdi, brunastri o plumbei; quarzoscisti sericitici o sericitico-cloritici talora contenenti grandi cristalloblasti quarzosi e passanti a puddinghe e conglomerati metamorfici. Intercalazioni di lenti di prasiniti anfiboliche minute, laminate e talora cloritiche* (Carbonifero superiore?-Permiano inferiore); spessore non valutabile.

La formazione in questione affiora al bordo meridionale del Foglio « Ceva » principalmente intorno al Santuario di Savona, presso Altare e Ferrania e presso Mallare. Affioramenti più limitati sono presenti nella Tav. Priero » (Camponuovo e al Bric Granarolo) e nella Tav. « Ceva » (Bric della Lunga).

Litologicamente, la formazione è costituita in prevalenza da scisti filladici quarzoso-sericitici talora cloritici sovente grafitici grigio-verdi, brunastri o plumbei; quarzoscisti sericitici o sericitico-cloritici contenenti grandi cristalloblasti quarzosi e passanti a puddinghe e conglomerati me-

tamorfici. Sono presenti, con una certa frequenza, intercalazioni di lenti di prasiniti anfiboliche minute, laminate, talora cloritiche.

Gli scisti grafitici affiorano soprattutto all'estremo bordo sud-orientale del foglio al contatto con la Tav. « Varazze », o ancora si ritrovano come septa entro le Migmatiti di Nucetto.

La zona del Santuario di Savona, è soprattutto caratterizzata da scisti filladici quarzoso-sericitici, con evidenti letti micacei talora avvolgenti amigadale di quarzo di grosse dimensioni. Lenticelle di quarzo, di dimensioni molto più ridotte, possono alternarsi ai letti di fillosilicati.

Al margine settentrionale dello stesso affioramento, si nota un certo arricchimento in clorite, soprattutto al contatto con le Migmatiti di Nucetto. Litotipi similari, con un maggior quantitativo di clorite, si riscontrano lungo il margine occidentale della Tav. « Altare » ed in tutta la Tav. « Cairo Montenotte », fatta eccezione per l'affioramento di Ferrania. Per quanto non essenzialmente diversi da quelli descritti a proposito dell'affioramento del Santuario, le filladi e gli scisti quarzoso sericitici della Valle della Bormida di Millesimo, presentano una minore fissilità, legata alla feldspatizzazione di qualche livello a contatto con gli Gneiss di Albisola.

Il contatto inferiore è stato già parzialmente descritto; si ricorda qui che esso avviene con le Migmatiti di Nucetto o con gli Gneiss di Albisola.

Macroscopicamente si osserva una diminuita fissilità dei litotipi ed un progressivo arricchimento in quarzo e feldspato; microscopicamente da una roccia costituita da un feltro sericitico con granuli di quarzo cataclastico dispersi, ma orientati parallelamente ai piani di scistosità, si passa dapprima a un litotipo che presenta letti di quarzo ben distinti dai letti di mica e in un secondo tempo, avvicinandosi al contatto con gli gneiss, si ha una progressiva comparsa di feldspato.

Nella zona compresa fra il monte Negino e il Santuario, il contatto con le migmatiti è caratterizzato da un progressivo arricchimento in feldspati delle filladi, a mano a mano che ci si avvicina alle embrechiti; i termini di passaggio sono compresi in una ventina di metri.

I sedimenti originari della formazione in esame erano probabilmente

rappresentati da rocce clastiche, costituite da conglomerati e arenarie, fra le quali con ogni probabilità dovevano trovarsi limitati depositi piroclastici.

Questi sedimenti si deposero sul basamento cristallino del Savonese.

- 7) T¹-PE³ — « Verrucano Brianzonese »: *Scisti filladici quarzoso-sericitici e cloritici, grigi, verdastri e rosso vinati; quarzoscisti sericitici e sericitico-cloritici a scistosità fogliacea, talora nodulari e passanti a scisti anagenitici* (Permico-Scitico), in taluni casi comprendenti lembi indistinti di scisti della sottostante formazione; spessore non valutabile.

Gli affioramenti sono prevalentemente concentrati nella Tav. « Altare » dove hanno generalmente estensione ridotta che non supera il km². Il maggiore di essi, è localizzato in prossimità di Montenotte Superiore e decorre, in una fascia dalla larghezza di qualche centinaio di metri, intorno al massiccio anatessitico del M. Negino: qui il « Verrucano brianzonese » si presenta quasi completamente privo dei livelli conglomeratici che lo caratterizzano nella Liguria occidentale (alta Valle del Tanaro), e della notevole abbondanza di elementi quarzosi, più o meno grossolani, che solitamente lo contraddistinguono. Su quasi tutta la sua estensione, il « Verrucano » è rappresentato da scisti filladici quarzoso-sericitici e cloritici, grigi, verdi e rosso-vinati; da quarzoscisti quarzoso-sericitici grigi e sericitico-cloritici a scistosità fogliacea, talora nodulari e passanti a scisti anagenitici. Questi localmente comprendono lembi filladici indistinti della sottostante Formazione del Santuario di Savona.

I clastici quarzosi ben visibili macroscopicamente nel tipico « Verrucano brianzonese », si riducono localmente ad elementi minuti, cataclastici per la forte tettonizzazione (quasi tutti gli affioramenti fanno parte di scaglie tettoniche) e avviluppati in un feltro di miche sericitiche e da clorite.

Si deve ritenere tuttavia che parte della formazione non compaia in affioramento per cause tettoniche: in effetti, nei livelli basali delle Quarziti di Ponte di Nava, si riscontrano lenti di conglomerati molto si-

mili al « Verrucano brianzonese » più tipico, cosa che fa ritenere probabile una laminazione della parte superiore della formazione su tutta l'estensione del foglio. Sulla base di questa considerazione e di analogie litologiche con il « Verrucano brianzonese » di altre aree, indubbiamente meglio databile, si è attribuito allo Scitico-Permico anche il « Verrucano » affiorante in questo foglio.

- 8) T¹ — Quarziti di Ponte di Nava: *quarziti micacee biancastre o verdastre, generalmente in sottili strati tabulari, con livelli microconglomeratici più frequenti alla base* (Scitico); spessore affiorante superiore a 100 m.

Le Quarziti di questa formazione compaiono in numerosi affioramenti in tutte le Tavv. « Ceva », « Priero », « Cairo Montenotte » e « Altare »; una successione particolarmente bene esposta si trova ad Acquafredda, nella Tav. « Cairo Montenotte », dove le quarziti sono disposte per lo più in strati subverticali, in contatto tettonico con la Dolomia di S. Pietro dei Monti, e con le filladi della Formazione del Santuario di Savona.

Quivi esse sono rappresentate da quarziti micacee bianche e verdastre, in strati di 15-30 cm, tabulari, dello spessore di circa 100 m. Sul versante opposto della valle, sopra il paese di Acquafredda, le quarziti assumono una esposizione migliore, in quanto compaiono anche i livelli inferiori, rappresentati da strati di spessore maggiore (fino a circa 50 cm) rispetto ai precedenti. Nei livelli inferiori, inoltre, compaiono lenti di conglomerati simili a quelli tipici del « Verrucano », con elementi di qualche centimetro di diametro, esclusivamente quarzosi. La matrice è costituita da granuli di quarzo microcristallino, per lo più rosato; sono frequenti le miche, specialmente sericite.

Superiormente, a contatto (anche qui tettonico) con la Dolomia di S. Pietro dei Monti, affiorano quarziti verdicce, talcose, in strati fittamente pieghettati, similmente a quanto accade nei lembi sopra descritti.

Data l'estensione ed il numero degli affioramenti, può essere in questo caso tentata una suddivisione, per quanto approssimativa, dei membri

di questa formazione, e una descrizione dei loro rapporti. Appare anzitutto comprovato che i livelli conglomeratici appartengano alla parte basale della formazione, come osservato ad Acquafredda, dove sono preceduti solo da qualche metro di quarziti e scisti sericitici violetti e verdi; il corpo della formazione (la parte mediana e quella di maggiore potenza, circa 100 m) è invece rappresentato dalle tipiche quarziti bianche e verdicce delle cave di Acquafredda. Per quanto riguarda i termini superiori della formazione, ed il passaggio alla Dolomia di S. Pietro dei Monti, a parte le quarziti verdicce talcose già segnalate, si ricorda che livelli quarzoso-arenacei si incontrano frequentemente intercalati nelle dolomie stesse, rappresentando probabilmente i termini di transizione.

In quanto al riferimento stratigrafico, si è ritenuto opportuno collocare le Quarziti di Ponte Nava del Foglio « Ceva » nel Triassico inferiore, per le evidenti analogie litologiche della stessa unità cronostratigrafica della zona Brianzonese.

9) T³⁻² — Dolomia di San Pietro dei Monti: *dolomia e calcari dolomitici microcristallini, grigio nerastri, con strutture algali, a stratificazione media o sottile* (Anisico-Ladinico); spessore non valutabile.

La frammentarietà degli affioramenti di questa unità nell'area considerata non permette né la ricostruzione di una sezione completa, né accettabili deduzioni sui rapporti con le altre formazioni.

Gli affioramenti sono concentrati soprattutto nell'area compresa fra Cairo Montenotte, Bragno, Camponuovo e M. Bonomo nella parte orientale del foglio (Tav. « Altare » e « Cairo Montenotte »); presso Castelnuovo di Ceva, Nucetto e Villaro nella parte occidentale (Tav. « Priero » e « Ceva »). Complessivamente, questi affioramenti non superano la decina di km², mentre singolarmente possono raggiungere anche 2 km².

Gran parte di questa unità si presenta come una potente successione di dolomie e di calcari dolomitici micro e mesocristallini, grigio scuri, con strutture algali e stratificazione da media a sottile (15-20 cm), intensamente fratturati e solitamente pieghettati. Essi hanno una caratteristica zonatura, determinata da un'alternanza di lamine chiare e scure nel corpo

dello stesso strato. Gli affioramenti più estesi di queste dolomie, compaiono nelle cave di Cairo Montenotte e di Camponuovo; nella valle della Bormida di Millesimo, a circa 1 km a nord di Acquafredda e nel vallone di Colla, a poca distanza da Acquafredda, le Dolomie di S. Pietro nei Monti sono stratificate in grossi banchi.

Questo affioramento, che è tra i maggiori del Foglio « Ceva », consente di attribuire a questa unità uno spessore superiore ai 200 m.

Gli AA. attribuiscono in generale alle dolomie massicce un'età più recente di quella dei calcari dolomitici e delle dolomie in strati sottili e medi, considerandole rispettivamente ladiniche e anisiche; la irregolare e complessa giacitura della formazione non consente tuttavia di estendere queste distinzioni all'area esaminata. Tuttavia, si può osservare che presso Acquafredda, le dolomie e i calcari dolomitici a stratificazione più sottile hanno una potenza di almeno 100 m (il tetto non è visibile per la copertura, ma appare chiaramente un accenno al passaggio alle dolomie più massicce poco a nord della cava, sulla sinistra orografica della Bormida); alla base esse poggiano sulle Quarziti di Ponte di Nava, con le quali appaiono sempre in contatto (ma per lo più evidentemente tettonico): ciò si verifica anche a Camponuovo, sul versante meridionale del Bric Mond, a Mallare, a S. Lucia, sulla sponda sinistra del Tanaro (Tav. « Ceva »). E' probabile che questa concomitanza corrisponda a una disposizione originaria delle dolomie e dei calcari dolomitici a stratificazione sottile e media sulle Quarziti di Ponte Nava.

Le dolomie massicce che compaiono in posizione geometricamente superiore rispetto alle precedenti, e che vengono generalmente attribuite al Ladinico, presentano spesso strutture organogene, derivanti da un'origine algale, ma non fossili riconoscibili distintamente per gli evidenti processi di ricristallizzazione.

10) T⁴ — Dolomia di Rocca Priore: *dolomie e brecce dolomitiche a matrice pelitica con lenti di carnirole* (Carnico?); spessore non valutabile.

Questa unità compare nel Foglio 81 con un'estensione così ridotta da essere rappresentata da affioramenti che complessivamente non supe-

rano un'area di poche centinaia di m². Le località di maggiore interesse, per l'esposizione particolarmente favorevole della roccia, sono concentrati nelle Tav. « Priero » e « Altare », mentre non sono segnalati affioramenti di rilievo nelle altre tavolette. La potenza delle dolomie può raggiungere in alcuni casi i 50 m; in modo particolare, presso C. Rizzo (Tav. « Altare ») e presso Castelnuovo di Ceva, al Bric Granarolo, l'esposizione si presenta particolarmente favorevole. Il tipo litologico predominante è rappresentato da una dolomia brecciata grigiastra, ben stratificata in strati di 20-30 cm, microcristallina, affiorante con una potenza di circa 40 m.

Essa fa transizione a una carniola color giallo-oro, superficialmente sfatta e soggetta ad una profonda carsificazione nonostante la modesta estensione della superficie sulla quale è esposta.

In nessuno di questi affioramenti sono stati segnalati fossili, cosicché la posizione stratigrafica di questa unità risulterebbe incerta, sulla base dei dati che si possono raccogliere nella regione esaminata; essa potrebbe rappresentare i sedimenti del Triassico superiore che nel Brianzese è spesso lacunoso o rappresentato da soli depositi evaporitici, brecce e carniole, da areniti con resti fossili di vegetali attribuiti generalmente al Carnico: pertanto, in base alle affinità litologiche con gli affioramenti attribuiti altrove al Carnico, si ascrivono dubitativamente a questo piano anche i depositi della Formazione di Rocca Priona del Foglio « Ceva ». Per le ragioni già esposte a proposito delle unità precedentemente descritte i rapporti stratigrafici con le altre formazioni rimangono incerti.

B) ZONA PIEMONTESE (P. M. ROSSI).

1) T⁴⁻² — *Dolomie e dolomie calcaree grige e grigio-brune, localmente associate a lenti di carniole* (Anisico-Carnico).

T¹ — *Quarziti sericitiche e sericitico-cloritiche lastroidi, bianco-verdi* (Scitico).

PE — *Quarzoscisti e scisti sericitico-cloritici grigio-verdi* (Permico).

Tali rocce affiorano associate ai lembi calcescistosi dell'angolo SW del foglio, tra Borgo e Poggi S. Siro, nei pressi di Mombasiglio.

Le dolomie e dolomie calcaree (T⁴⁻²) sono in genere ben stratificate, microcristalline, di colore grigio bruno, grigio chiaro alla frattura, talvolta ricoperte da croste limonitiche ocracee. La roccia mostra spesso intense fratturazioni dovute alle sollecitazioni meccaniche subite.

Le quarziti (T¹) si presentano in strati ben formati, di potenza variabile da 20 a 40 cm, o in straterelli più sottili, di tipico colore bianco-verdolino con sparse lamelle micacee lucenti. Eccezionalmente compatte, mostrano di solito una zonatura evidente. Al microscopio la roccia si rivela costituita in assoluta prevalenza da quarzo in individui cristallizzati, talora a bordi arrotondati, limpidi, non di rado fratturati con estinzione spesso fortemente ondulata. La sericite è sparsa in minute laminette isolate o in aggregati lamellari. La colorazione verdolina è conferita alla massa rocciosa da diffuse lamelle di clorite. Minerale accessorio comune, la titanite. Struttura in genere pavimentosa.

I quarzoscisti e gli scisti sericitico-cloritici (PE) si differenziano dai precedenti per una più accentuata e sottile stratificazione passante ad una vera e propria scistosità. La roccia è molto più ricca di minerali lamellari, è molto lucente e presenta tonalità variabili dal verdolino (nelle varietà quarzose) a un grigio chiaro (in quelle più micacee). Al microscopio la struttura tende da pavimentosa a divenire lepidoblastica ed è generalmente formata da grandi fasci sinuosi e spesso contorti di sericite e clorite (pennina). Il quarzo, in quantità variabile, è di solito presente sotto forma di granuli cataclastici, parzialmente arrotondati, a estinzione ondulata.

Queste tre unità sottostanno alla Formazione dei Calcescisti occidentali, e sono riferibili per analogia litologica e posizione stratigrafica ad un intervallo che va dal Permo-Scitico al Carnico. Strutturalmente costituiscono dei lembi dilacerati e sovrascorsi, uniti alla falda dei calcescisti delle Alpi Occidentali, cui normalmente sottostanno.

Nell'area del Foglio « Ceva » il loro sovrascorrimento si produce

su rocce tipiche del Cristallino Savonese (Migmatiti di Nucetto). Buona parte degli affioramenti sono ricoperti in trasgressione dalla Formazione di Molare, oligocenica.

2) SS — Ofioliti del M. Beigua: *Serpentiniti antigoritiche con relitti pirossenici, a tessitura generalmente breccioide, ricche di vene di crisotilo.*

Il termine formazionale di Ofioliti del M. Beigua deriva il suo nome dal monte omonimo, il più alto del Gruppo di Voltri, posto ad est della zona rilevata, sopra Varazze (Foglio « Genova »).

L'unità, comprendente più tipi litologici accomunati in una caratteristica associazione di rocce ofiolitiche, è stata suddivisa, nel contiguo Foglio « Genova », in più membri. Nell'area del Foglio « Ceva » affiora unicamente quello denominato Membro delle Serpentiniti di Capanne di Marcarolo, dal nome di un paesino ad est di Campo Ligure.

La formazione è visibile lungo tutto il margine orientale del foglio, da Malvicino sino a Pontinvrea e da qui, verso occidente, in una stretta fascia sino a Ponterotto e Cairo Montenotte. Affioramenti isolati dalla copertura dei sedimenti terziari si trovano tra Dego e Piana Crixia e lungo affluenti di destra del torrente Valla, tra Squaneto e Spigno Monferrato.

Alcune lenti di serpentiniti, isolate nei calcescisti, appaiono anche nei dintorni di Poggi S. Siro e Poggi S. Spirito, nell'angolo SW del foglio.

Litologicamente si è in presenza di rocce brunastre all'alterazione, da verdi sino a verde-nerastre alla frattura, a tessitura generalmente breccioide, ricche di vene di crisotilo. Ben visibili nella massa serpentinosa i relitti lucenti del pirosseno di allagio. Talora, specialmente in corrispondenza di fratture o dislocazioni, si rinvengono serpentinoscisti di color verde brillante, molto laminati, untuosi al tatto, qua e là amiantiferi.

Al microscopio la roccia appare essenzialmente costituita da anti-

gorite, talora in aggregati lamellari e in minute laminette da incolore a verdoline, talora in finissimi aggregati bruno giallastri per la presenza di pigmento ferruginoso. Un pirosseno monoclinico (di allagio) è rappresentato da relitti di grandi dimensioni molto cataclastici, a volte contorti o ridotti a frammenti arrotondati privi di tracce di sfaldatura, spesso interessati da granulazioni d'ossidi di ferro. Non sempre presente l'olivina, sotto forma di relitti costituenti una massa basale granoblastica, entro cui avanzano i prodotti di una forte serpentizzazione con produzione di un finissimo aggregato di antigorite. Abbastanza diffuso il crisotilo, giallo verdognolo pallido, interposto sotto forma di piccole fibre tra le lamelle antigoritiche o in chiare vene ove è riconoscibile una perfetta sfaldatura secondo (010).

Tra i componenti accessori più comuni la magnetite, qualche volta molto diffusa; la clorite (pennina) sparsa nella massa in scaglette assai minute; l'epidoto e, più raramente, relitti di anfiboli non meglio identificabili. Talora è possibile osservare vene di calcite microgranulare. La struttura, generalmente lepidoblastica per i serpentinoscisti, può variare per le serpentiniti compatte da lepidoblastica a porfiroblastica e granoblastica.

Strutturalmente gli affioramenti serpentinosi fanno parte della grande massa ofiolitica occidentale del Gruppo di Voltri. Tale massa si dimostra completamente avulsa dalle formazioni calcescistose, sempre tettonicamente a contatto con essa sotto forma di scaglie pinzate tra masse rigide o lembi dilacerati dalle fasi di dislocazione. Nella zona in esame le Ofioliti di Monte Beigua, ove appunto non siano a contatto con i Calcescisti del Passo del Turchino (Malvicino, Spigno Monferrato, Dego, Ponterotto), soggiacciono alla falda sovrascorsa della « Serie di Montenotte » (Montenotte inferiore, Pontinvrea) oppure sono ricoperte in trasgressione dalle formazioni terziarie, in particolare dalla Formazione di Molare, del Bacino Terziario Piemontese.

3) Cs — Calcescisti del Passo del Turchino: *Calcescisti e calcemiscisti talora cloritici con intercalazioni di prasiniti epidotiche mi-*

crogranulari, passanti a prasiniti cloritiche e a cloritoscisti soprattutto al contatto con le masse calcescistose (pe).

L'unità prende il nome dal valico che unisce Voltri alla valle dello Stura di Ovada (Foglio « Genova ») ove affiora una lunga fascia calcescistosa interposta tra due potenti masse ofiolitiche.

I calcescisti s.l. sono visibili, unitamente a masse prasinitiche più o meno vaste, nei dintorni di Malvicino, a Spigno Monferrato, Dego, Rocchetta Cairo e Ponterotto, e tra Monbasiglio e Poggi S. Spirito presso Ceva.

La formazione accomuna una serie di litotipi calcescistosi, passanti da veri e propri calcescisti, raramente calcari cristallini, a calcemicascisti e micascisti. La roccia se fresca, come particolarmente nelle incisioni torrentizie, si presenta in genere di color grigio-topo lucente per l'abbondanza di laminette micacee, di solito nettamente scistosa; il più delle volte l'alterazione ha prodotto una intensa azione di decalcificazione dando alla massa un aspetto rugoso se non addirittura spugnoso, di colori brunastri, terrosi.

La struttura microscopica della roccia varia da lepidoblastica a granoblastica, per la prevalenza dei minerali lamellari del gruppo delle miche su quelli granulari o viceversa. In sezione sottile i litotipi micascistosi sono costituiti da una alternanza di miche chiare e cloriti con quarzo; la muscovite si trova in letti continui, di spessore variabile ad andamento talora leggermente ondulato talaltra fortemente pieghettato, con vergenza delle micropieghe isoorientata. Infrequenti le lamine isolate disposte trasversalmente alla scistosità. Associata prevalentemente alla muscovite e talvolta ruotata di 90° rispetto ad essa è la clorite, pleocroica dall'incolore al verde molto pallido. Si tratta in genere della varietà clinocloro, alla quale si associa intimamente ma abbastanza raramente la varietà pennina. Il quarzo, molto abbondante, è disposto in letti spesso discontinui, con struttura a mosaico a bordi abbastanza netti; tutti gli individui presentano in genere una estinzione moderatamente ondulata. Nei calcemicascisti ai minerali suaccennati si mescola

la calcite, concentrata in plaghe irregolari ed intimamente associata a minerali d'alterazione ed ossidi, con rare inclusioni di granuli arrotondati di quarzo. Nei calcescisti e nei calcari cristallini, infine, la calcite è molto abbondante e presenta una struttura a mosaico spesso interrotta da lamine e letti micacci. Frequenti le inclusioni di altri minerali, specialmente di granuli arrotondati di quarzo. Tra i componenti accessori si notano epidoto (di solito clinozoisite), tormalina, non frequente ma in grossi individui tipici, titanite, apatite, zircone assai rari. Alcune sezioni sottili mostrano individui plagioclasici di grosse dimensioni, pecioblastici, probabilmente di origine secondaria, talora geminati polisinteticamente, aventi i caratteri ottici di una albite.

Ricerche effettuate recentemente sui calcescisti del Gruppo di Voltri, mediante analisi roentgenografica (G. LIBORIO, A. MOTTANA, G. PASCUARÈ, P. M. ROSSI, 1970), hanno messo in evidenza la quasi costante e abbondante presenza di paragonite (mica sodica) nelle rocce in esame,¹ minerale generalmente indicato come raro e mai rinvenuto prima nel Gruppo di Voltri. Tale paragonite appare ben cristallizzata e con caratteri molto costanti, tipici di una composizione $\text{NaAl}_2 [(\text{OH})_2 \text{AlSi}_3 \text{O}_{10}]$ quasi pura.

Queste considerazioni unite ad altre sui componenti essenziali delle rocce in esame, permettono di definire la facies metamorfica dei calcescisti. Tali componenti essenziali sono, oltre alle miche stesse e alla calcite: clorite, quarzo, biotite in genere cloritizzata, cloritoide e, talora, granato ed albite. Questi minerali non costituiscono probabilmente una paragenesi, bensì sono il prodotto di accumulo di più fasi di cristallizzazione. La paragonite è ritenuta essere cristallizzata in paragenesi con calcite, clorite, una delle muscoviti e cloritoide nella facies metamorfica degli scisti verdi, subfacies a clorite.

Nell'ambito dei Calcescisti del Passo del Turchino sono stati distinti, nel contiguo Foglio « Genova », più membri; nell'area esaminata

¹ Per il Foglio Ceva i campioni esaminati provengono dai dintorni di Dego.

è presente unicamente il membro delle Prasiniti di Campo Ligure, contraddistinto in legenda dalla sigla (pe).

Macroscopicamente si tratta di rocce di color verde chiaro, a gicitura leggermente scistosa per l'alternarsi a distanza millimetrica o centimetrica di letti in cui prevalgono minerali femici a letti costituiti prevalentemente da plagioclasio, sotto forma di piccoli ocelli. La roccia assume così un aspetto microgranulare spesso zonato. Al microscopio il plagioclasio (oligoclasio-albite) costituisce una massa di fondo concentrata in plaghe di individui a geminazione generalmente rara e imperfetta; altre volte è presente in grossi cristalli peciloblastici con accenno a struttura ocellare e moderatamente orientati. L'epidoto, in notevole quantità, è osservabile in granuli irregolari o estremamente arrotondati, frantumati, ridotti talora a minuti frammenti torbidi. La clorite è in piccole scaglie o plaghe irregolari, di solito pleocroica in verdino o giallo pallido. Piuttosto rara invece l'actinolite, diffusa in piccoli prismi allungati spesso riuniti in aggregati fibroso acidulari, pleocroici in giallino o verde pallido. Altri accessori comuni sono la titanite, in piccoli aggregati di granuli, l'apatite, lo zircone, oltre a quarzo e calcite. Il contenuto in clorite può aumentare progressivamente sino a dare veri e propri cloritoscisti, soprattutto al contatto con le masse serpentinosi. La struttura della roccia è generalmente peciloblastica tendente a nematoblastica, talora con accenni alla lepidoblastica.

Sul terreno alcune prasiniti presentano passaggi graduali ai calcescisti, e non è infrequente osservare delle vere e proprie calcioprasiniti. Tali considerazioni sono vevoli soprattutto per gli affioramenti dei dintorni di Dego; altre prasiniti si rinvencono al Bc Calma, presso Spigno Monferrato, e a Malvicino.

Strutturalmente la Formazione dei Calcescisti del Passo del Turchino è in contatto tettonico con le Ofioliti del Monte Beigua, talora sotto forma di lembi dilacerati talaltra di cunei pinzati e scagliati tra le masse serpentinosi più rigide. In alcune zone i calcescisti soggiacciono alla massa sovrascorsa della « Serie di Montenotte » (Rocchetta Cairo, Pon-

terotto), mentre altrove sono ricoperti in trasgressione dai sedimenti terziari (Formazione di Molare).

Il contatto tra calcescisti (Cs) e prasiniti (pe) è solitamente normale e permette di considerare queste ultime (pe) come intercalazioni nella massa principale (Cs). Nel Foglio « Ceva » gli affioramenti sono limitati e discontinui ma, per analogia a quanto osservato nel Foglio « Genova », potremmo riferire le prasiniti, nell'ambito della Formazione dei Calcescisti, a orizzonti stratigrafici piuttosto bassi.

C) LEMBI ALLOCTONI DI PROVENIENZA APPENNINICO-LIGURE (P. M. ROSSI).

Tra i lembi alloctoni di provenienza appenninico-ligure verranno qui di seguito descritti la « Serie di Montenotte », con i litotipi caratteristici, e due formazioni tipiche della zona Sestri-Voltaggio (Calcari di Gallaneto e « Dolomia Principale » - T⁶⁻⁵) entrambe riscontrabili come « klippen » isolati sulle masse serpentinosi delle Ofioliti del M. Beigua o i Calcescisti del Passo del Turchino.

1) T⁶⁻⁵ — Calcari di Gallaneto: *Calcari marnosi grigio scuri in strati di 10-30 cm alternati ad argilliti marnose grigio nerastre* (Retico). « Dolomia Principale »: *Dolomie e calcari dolomitici grigi associati a breccie dolomitiche* (Norico).

I lembi alloctoni di provenienza appenninico-ligure non sono solamente rappresentati dalla « Serie di Montenotte » ma anche da depositi triassici riferibili ai Calcari di Gallaneto ed alla « Dolomia Principale » della zona Sestri-Voltaggio. Le due formazioni, data l'esiguità degli affioramenti, sono state cartografate con un unico colore e sigla (T⁶⁻⁵).

Il lembo principale è visibile in una vallecchia sulla sinistra orografica del T. Erro, all'altezza di Saquana, tra Malvicino e Cartosio. Esso è ricoperto in trasgressione dalla Formazione di Molare, oligocenica, ed è chiaramente sovrascorso su serpentiniti e prasiniti del « Gruppo di

Voltri». Il contatto tettonico dà luogo ad un orizzonte di frizione ben visibile, seppure per pochi metri, e sottolineato da una intensa brecciatura delle rocce serpentinosi e degli stessi calcari dolomitici.

La base del lembo alloctono è formata da dolomie e dolomie calcaree e calcari dolomitici grigi, talora brecciati, stratificati o massicci, ma in genere intensamente fratturati, riferibili per analogia litologica alla Formazione della « Dolomia Principale »; a tale unità segue in continuità stratigrafica una successione di calcari marnosi alternati ad argilliti nerastre o grigio scure, ben stratificati, riferibile alla formazione dei Calcari di Gallaneto. Questi, visibili per pochi metri, sono ricoperti in trasgressione dalla Formazione di Molare.

Un altro lembo alloctono triassico è localizzato nei dintorni di M. Bono (est di Mioglia), presso brandelli sovrascorsi di scisti filladici di Montenotte. La roccia, talora estremamente brecciata ed irricognoscibile, è costituita da calcari dolomitici grigio chiari, alla frattura grigio scuri, in genere a stratificazione sottile e intensamente fratturati a causa delle sollecitazioni meccaniche subite. Dubbia l'attribuzione di questo affioramento alla formazione della « Dolomia Principale ».

Anche questi ultimi lembi, sovrascorsi sulle serpentiniti, sono da mettere in relazione con masse alloctone provenienti da nord est (zona Sestri-Voltaggio), come testimoniano vari « klippen » isolati non solo nell'area del Foglio « Ceva », ma anche del Foglio « Genova ».

2) « Serie di Montenotte » (Giurassico-Cretacico).

Sotto la denominazione « Serie di Montenotte » si raggruppano vari tipi litologici, che verranno qui sotto descritti singolarmente.

Dal punto di vista strutturale l'unità di Montenotte costituisce una massa sovrascorsa talora sulle serpentiniti o sui calcescisti con prasiniti del « Gruppo di Voltri », talaltra su formazioni tipiche del Cristallino Savonese. Nell'area del contiguo Foglio « Genova » (dintorni di S. Giustina) è visibile altresì un parziale sovrascorrimento della « Montenotte » su sedimenti oligocenici (PASQUARÈ, 1968). Le rocce in questione, di

grado metamorfico meno intenso di quello che ha originato i calcescisti del « Gruppo di Voltri », sono costituite da ammassi cristallini basici che superano quantitativamente i litotipi paraderivati. Le trasformazioni tettonico-metamorfiche sono molto frequenti: fenomeni di laminazione sono

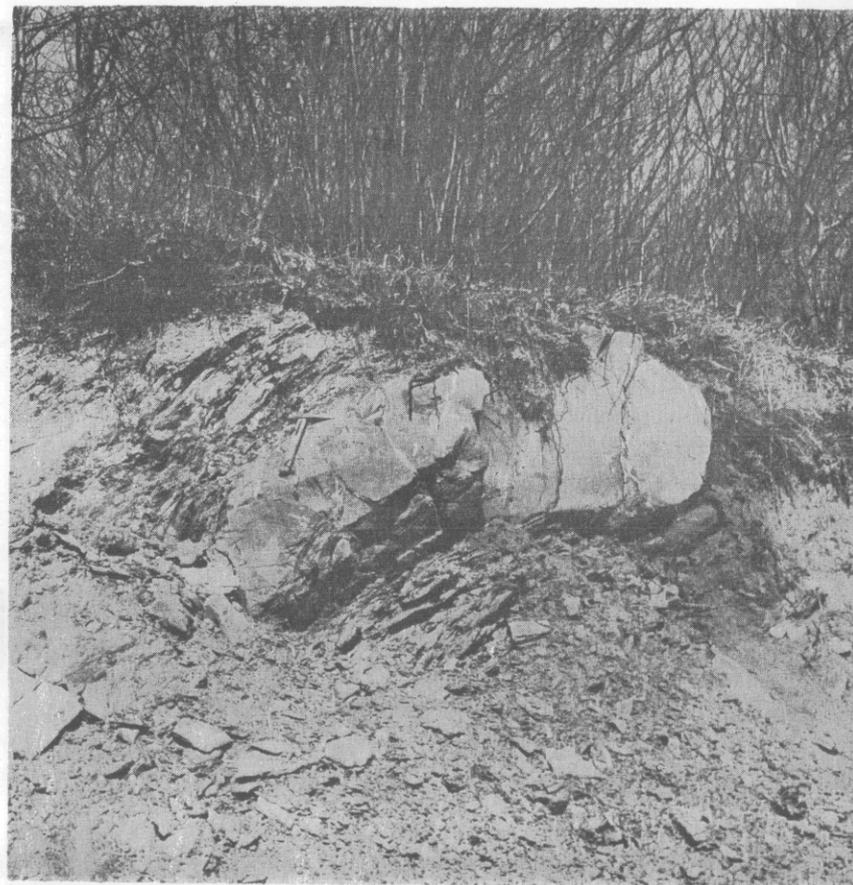


Fig. 2 — Argilloscisti con una lente di calcare tipo Palombino nella Falda di Montenotte presso l'abitato omonimo.

visibili ovunque, specie presso le maggiori dislocazioni; numerosi anche se localizzati i casi di serpentizzazione. Su vaste zone si sviluppano invece in diverso grado trasformazioni del gabbro in prasinite, mentre più limitate risultano le facies anfibolitiche da esso derivate.

ε — *Metagabbri a diallagio, più o meno intensamente laminati, cloritizzati, talora ricchi di glaucofane, con masse minori di diabasi parzialmente serpentizzati e di spiliti, e zone prasinitiche (P_{MO}).*

Questi litotipi sono diffusi prevalentemente nella parte SE del foglio, nei dintorni di Repiano, Montenotte inferiore e superiore, Collina del Dego, Camponuovo e, con facies particolare (P_{MO}), nei pressi di Pontinvrea.

Si tratta prevalentemente di gabbri diallagici spesso glaucofanitici e lawsonitici, a grana grossolana, verdastri; più rari i tipi microgranulari, con diallagio però ancora ben visibile. In quest'ultimo caso, al microscopio, la massa basale ha una struttura molto minuta in parte lepidoblastica, in cui sono visibili individui molto piccoli di plagioclasio oligoclasico-andesinico fortemente deteriorati e in via di trasformazione con produzione di un fitto aggregato saussurítico. Il diallagio può essere anche abbondante, in porfiroblasti di forma tozza e irregolare, di colore bruno verdastro pallido. Sui bordi del minerale si manifestano talora trasformazioni in materiali disposti in aghi e fiamme tra i quali possiamo ricordare il glaucofane.

In seno alle masse gabbriche si notano talvolta corpi diabasici, non di rado parzialmente serpentizzati, solitamente molto alterati ove si riconoscono, nella massa di fondo, relitti plagioclasici saussurizzati.

Come è già stato accennato più indietro, è abbastanza facile osservare passaggi da gabbro a prasinite, prasinite glaucofanica, anfibolite. Un bell'esempio di tali facies si ha ad oriente di Pontinvrea, ove l'unità di Montenotte, sotto forma di litotipi prasinitici e anfibolici, è sovrascorsa sulle serpentiniti del « Gruppo di Voltri »; lo scorrimento è sottolineato da trucioli di filladi conservate qua e là sopra la massa serpentinoso brecciata.

Al microscopio le prasinitie glaucofaniche si rivelano composte quasi esclusivamente da fasci di individui prismatici sottili ed aciculari di glaucofane in covoni decisamente isorientati, più raramente trasversali alla scistosità in porfiroblasti o in aggregati a ventaglio. Meno di frequente si notano anfiboli cloritizzati, granuli di titanite ed ossidi di ferro, accessori. L'albite, in piccoli nidi interstiziali, è sparsa in tutta la roccia. I litotipi anfibolitici, al contrario, sono composti da un fittissimo feltro di minuti cristalli anfibolici parzialmente cloritizzati e da cristalli prismatici tozzi di epidoto pistacitico. La tessitura scistosa è minutamente pieghettata con deformazioni cataclastiche, soprattutto nei cristalli epidotici. Nel feltro anfibolico si nota qualche piccolo cristallo di orneblenda glaucofanica.

S — *Serpentiniti a relitti pirossenici, serpentinoscisti, oficalciti.*

Queste rocce, diffuse soprattutto come lenti o ammassi di non grandi dimensioni tra i metagabbri, affiorano nei dintorni di Repiano, Montenotte inferiore, a nord di Bc del Tesoro e tra Camponuovo e Rocchetta Cairo.

Macroscopicamente si tratta di rocce verdastre scure, o verdi brillanti nel caso dei serpentinoscisti, non infrequentemente brecciate e attraversate da vene di calcite. All'alterazione si presentano di solito brunicce. Il componente essenziale si rivela, ad un esame microscopico, l'antigorite, sparsa in minute lamine ed aggregati lamellari, incolore o raramente dotata di riflessi verdolini. Il principale minerale di relitto è il diallagio, sparso abbastanza uniformemente in individui prismatici fratturati, ridotti a frammenti privi di tracce di sfaldatura. Sparse in discreta quantità masse irregolari di magnetite.

sef — *Argilloscisti filladici, grigio verdastri o violacei, passanti a filladi calcarifere, filladi quarzifere, e sovente a scisti a glaucofane. Lenti di diaspri molto laminati, violacei o verdastri, talora con resti di Radiolari (ds).*

Gli scisti filladici (sef) sono diffusi soprattutto nella parte orientale

del foglio, a M. Bono (est di Mioglia), Repiano, Montenotte inferiore e superiore, Collina del Dego, Camponuovo, ma si rinvencono anche più ad ovest verso Millesimo, Nucetto, e lungo il T. Mongia a sud di Mombasiglio. Trucioli filladici si osservano anche presso Pontinvrea, alla base della massa prasinitico-anfibolica di Montenotte sovrascorsa sulle serpentiniti del « Gruppo di Voltri ». Le maggiori lenti di diaspri (ds) sono localizzate a C. dell'Isola, tra Montenotte inferiore e superiore, a nord di Bric del Tesoro e presso Cerisola, a sud di Montenotte superiore.

Gli scisti (scf) sono rappresentati in genere da argilloscisti sericitici grigio argentei, fogliettati, con vari e graduali passaggi a tipi quarzoscistosi e filladici variegati, grigio verdi, verde azzurri e violacei. In sezione sottile si notano fibre sottilissime di materiale argilloso contenenti incipienti pagliuzze sericitiche fittamente pieghettate, lungo piani determinanti un clivaggio obliquo rispetto alla scistosità. Diffuso il materiale grafitico, d'aspetto terroso, e poco abbondanti i letti quarzosi. Nei tipi filladici e micascistosi la roccia si presenta composta da letti di mica bianca fibrosa, sovente contrassegnata da venature carboniose e da letti di quarzo granoblastico. I letti micacei mostrano una fitta crenulazione e, talora, micropieghe disarmoniche, mentre nei letti di quarzo, di forma lenticolare, si notano individui longitudinalmente accresciuti e stirati, con marcata estinzione ondulata. Non è infrequente, infine, osservare passaggi a filladi calcarifere, costituite da una massa di quarzo cui si associa intimamente la calcite, in misura prevalente e diffusa anche come riempimento di fratture; più o meno abbondanti i letti sericitici. E' possibile osservare, tra i litotipi filladici, anche scisti a glaucofane; l'anfibolo sodico, in aggregati fibrosi o in cristalli prismatici allungati intensamente pleocroici in azzurro o azzurro-violaceo, è intercalato a letti di quarzo granoblastico talora associato a plaghe calcitiche.

I diaspri, violacei o verdastri, si presentano di solito molto laminati, talora lastroidi, compatti ma fragili. Il quarzo può essere completamente rigenerato e presentarsi microcristallino, con rare pigmentazioni di ossido di ferro, ma in altri casi è ancora possibile riconoscere nella massa i resti di Radiolari, irregolarmente sparsi in piccoli gruppi. Nei cam-

pioni più laminati, i resti organici perdono la tipica forma rotondeggiante per assumerne una ellittica isorientata. Un elenco di specie di Radiolari ritrovati nelle formazioni diasprigne in questione si trova nel lavoro di PARONA e ROVERETO (1895).

c — *Calcarei microcristallini, talora micacei o lastroidi, spesso silicei, grigi, bruni, nerastri, regolarmente e sottilmente stratificati.*

Anche queste rocce di Montenotte sono diffuse esclusivamente nell'angolo SE del foglio, nella zona tra M. Orme e Montenotte superiore, ad ovest di Bc del Tesoro sino a C. Lago della Gola e a C. Bric Mond a sud di Camponuovo.

I calcari, di colore grigio bruno o nerastro, talora micacei, talora bituminosi, sovente con giunti interni argilloscistosi o cloritici, si presentano in strati tabulari generalmente sottili e rinsaldati in potenti pacchi. Al microscopio si osserva il prevalere di una massa calcitica cristallina in cui sono sparsi abbondanti granuletti di quarzo, subarrotondati e talvolta ad estinzione ondulata, senza ordine preferenziale. In altri casi il quarzo è riunito in sottili plaghe più o meno allungate, microcristalline. Sfumature di sostanze carboniose con orientazione preferenziale si dispongono con ogni probabilità lungo i piani di scistosità latente. In casi più raramente osservabili una certa scistosità è conferita alla roccia da sparse lamelle micacee isorientate e più o meno riunite in lenti.

D) BACINO TERZIARIO PIEMONTESE (R. GELATI).

L'area del Foglio « Ceva » è occupata per oltre tre quarti da una successione stratigrafica continua di età compresa tra l'Oligocene inferiore-medio ed il Tortoniano. Tale successione, direttamente sovrapposta al basamento precenozoico, costituisce la parte centrale del Bacino Terziario Piemontese; in essa sono state riconosciute, dal basso verso l'alto, le seguenti formazioni:

- Formazione di Molare (Oligocene);
- » » Rocchetta (« Aquitaniano »-Oligocene superiore);
- » » Monesiglio (« Aquitaniano »-Oligocene superiore);
- Marna di Paroldo (Langhiano-« Aquitaniano »);
- Formazione di Cortemilia (Langhiano-« Aquitaniano »);
- » » Cessole (Langhiano);
- » » Cassinasco (Serravalliano-Langhiano);
- » » Murazzano (Serravalliano-Langhiano);
- » » Lequio (Tortoniano-Serravalliano);
- Marne di S. Agata Fossili (Tortoniano);
- Arenarie di Diano d'Alba (Tortoniano).

Si tratta di formazioni di recente istituzione, pressoché interamente clastiche, costituenti fasce variamente allungate in direzione SO-NE e sviluppantesi con uno spessore totale superiore a m 4000 nella parte centrale del foglio. La loro datazione è stata fatta soprattutto in base ai microforaminiferi planctonici; solo parzialmente in base a microforaminiferi bentonici e macroforaminiferi.

E' stata adottata la terminologia cronostratigrafica suggerita nei lavori di più recente pubblicazione; in particolare si osserva quanto segue.

— Con il termine « Aquitaniano » si intende tutto l'intervallo di tempo compreso tra la prima apparizione del genere Globigerinoides e quella del genere Praeorbulina, quest'ultimo indicante l'inizio del Langhiano.

— Nell'accezione suesposta l'« Aquitaniano » abbraccerebbe Aquitaniano e Burdigaliano delle località-tipo ed un ulteriore intervallo di tempo avente il significato di post-Burdigaliano o di pre-Langhiano.

— Il termine Serravalliano è riferito all'intervallo di tempo indicato impropriamente come Elveziano dagli AA. italiani.

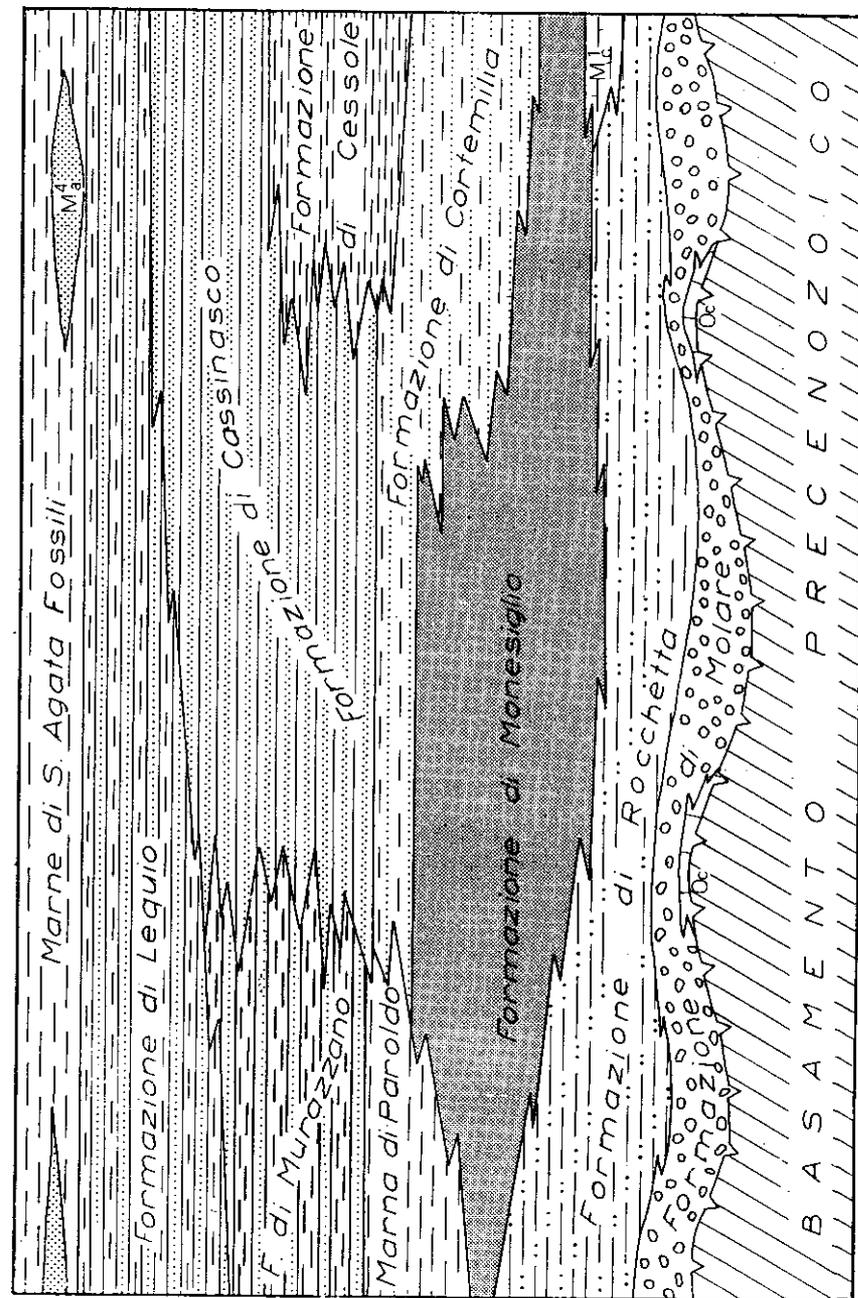


Fig. 3 — Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni appartenenti al Bacino Terziario Piemontese.

○ — Formazione di Molare: conglomerato poligenico solitamente con elementi di diametro massimo sui 10 cm, superiori al metro soprattutto a contatto col basamento precenozoico. Si intercalano lenti arenaceo-sabbiose o marnoso-sabbiose e talora calcaree (Oc) nella parte inferiore della formazione. Spessore 40-150 m (Oligocene).

Si estende nelle parti meridionale ed orientale del foglio. E' formata in gran parte da conglomerati e in misura inferiore da arenarie o sabbie.

Si tratta di conglomerati poligenici ad elementi per lo più arrotondati o a spigoli smussati, di diametro molto vario ma solitamente non superiore a cm 10; solo localmente, in particolare a contatto col basamento precenozoico, si osservano massi anche di diversi m³. La natura degli elementi è abbastanza varia da luogo a luogo essendo massimamente legata alla natura del basamento; prevalgono comunque « rocce verdi », quarziti, calcari, dolomie, scisti cristallini di tipo gneissico e micascistoso, il tutto in matrice arenacea talora prevalente. I conglomerati o non sono stratificati o costituiscono banchi massicci quasi sempre lenticolari, qualche volta gradati e con superficie di erosione alla base.

Arenarie e sabbie grigiastre, grigio-brune o rossicce spesso a matrice marnosa, costituiscono lenti di spessore molto vario frequenti soprattutto nella parte superiore della formazione.

Marne sabbiose grigio-verdastre, giallo-rossastre all'alterazione, con frustoli vegetali, formano soprattutto giunti sottili intercalati non di frequente ai banchi conglomeratici ed arenacei.

Ai litotipi descritti si associano localmente ligniti in lenticelle sottili, calcari organogeni biancastri o nocciola, ad Alghe, Briozoi e Lamellibranchi soprattutto; questi ultimi costituiscono un ammasso considerevole in località S. Margherita a sud di Cairo Montenotte.

La sedimentazione della Formazione di Molare è legata direttamente alla trasgressione del mare oligocenico sul basamento precenozoico. Essa nell'ambito del Foglio « Ceva » è sovrapposta pressoché ovunque al ba-

samento stesso. E' inoltre stratigraficamente sottostante alla Formazione di Rocchetta con cui è in parziale eteropia.

Il suo spessore è molto variabile da luogo a luogo, in relazione soprattutto alla irregolarità del substrato; risulta di 40 m a Mollere presso Ceva, di 55 m a Millesimo, di 115 m a Spigno Monferrato, supera probabilmente i 150 m tra Mioglia, Giusvalla e Dego.

La Formazione di Molare è probabilmente la più ricca in fossili di tutte le formazioni del Bacino Terziario Piemontese. Tra i Molluschi si segnalano soprattutto: Lamellibranchi riferibili ai generi *Pecten*, *Chlamy*, *Meretrix*, *Pectunculus*, *Lucina*, *Cardium*; Gasteropodi ed Echinodermi rispettivamente con *Cerithium* ed *Echinolampas*.

I macroforaminiferi più significativi e più comuni sono: *Eulepidina dilatata* MICHELOTTI, *E. roberti* H. DOUVILLÉ, *Operculina complanata* (DEFrance), *O. gr. ammonoides* (GRONOVIVS), *Heterostegina papyracea var. gigantea* SEGUENZA, *Nephrolepidina tournoueri* LEMOINE e R. DOUVILLÉ, *Amphistegina* sp., *Nummulites intermedius* d'ARCHIAC, *N. fichteli* MICHELOTTI.

Tra i microforaminiferi valida e frequente la presenza di *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), *Uvigerina mexicana* NUTTALL, *Cibicides mexicanus* NUTTALL, *C. cushmani*, *C. perlucidus* NUTTALL, *Spiroplectamina carinata* (d'ORBIGNY), *Catapsydrax dissimilis* CUSHMAN e BERMUDEZ.

Si segnalano infine forme vegetali quali *Laurus*, *Cinnamomum* e *Castanopsis* ma soprattutto, nei litotipi calcarei, resti algali: Corallinae in particolare (*Lithothamnium*, *Lithophyllum*, *Mesophyllum*, *Melobesia*), Squamariacee (*Peyssonnelia*, *Ethelia*) e Dasycladacee (MASTRORILLI, 1966, 1968).

La Formazione di Molare è riferita all'Oligocene.

M¹⁰³m — Formazione di Rocchetta: marna talora siltoso-sabbiosa, grigia, spesso divisibile in scaglie o lamine sottili, alternata ad arenaria o a sabbia grigiastra in strati e banchi di spessore vario. A

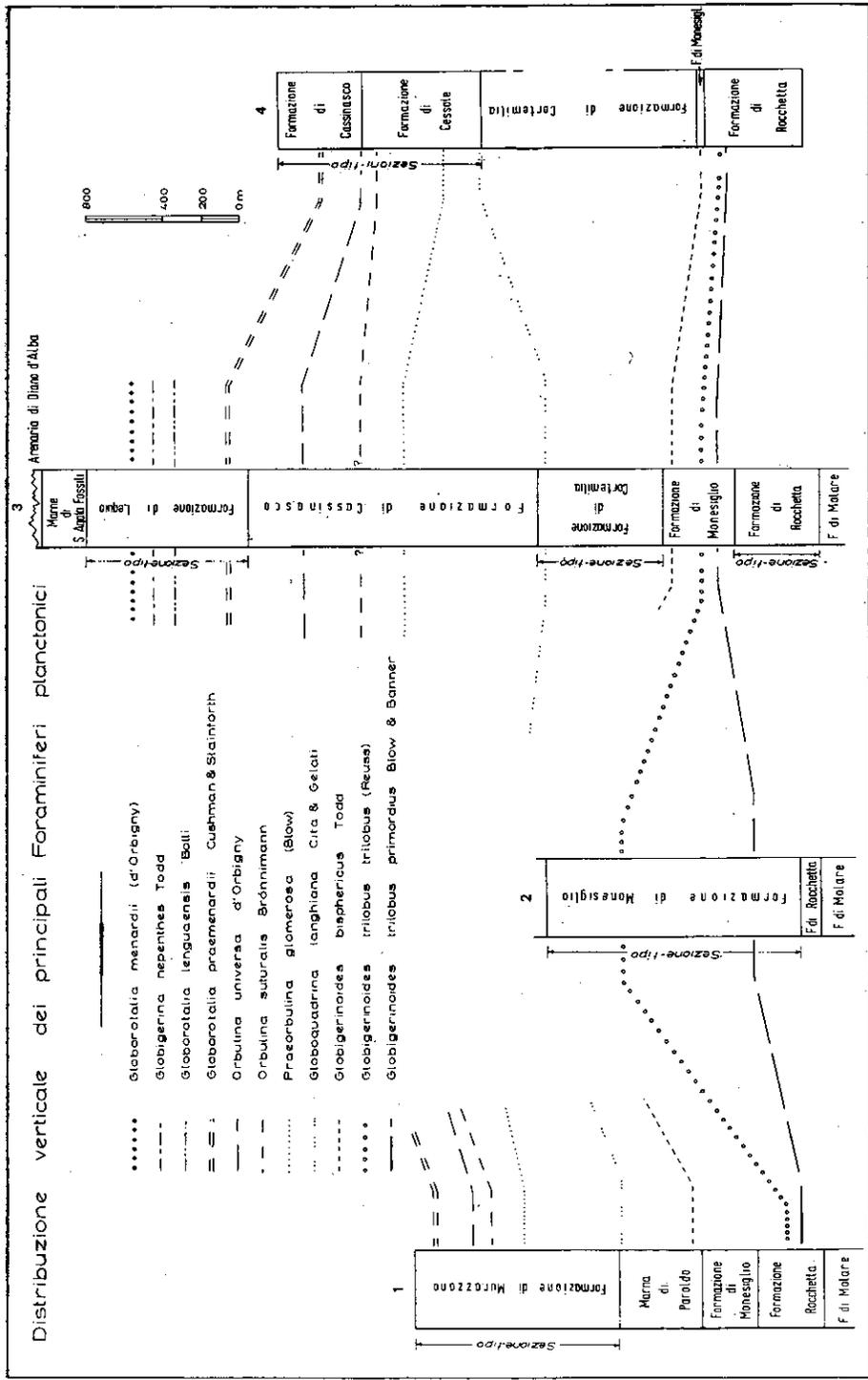


Fig. 4 — Distribuzione dei principali Foraminiferi planctonici nelle unità del Bacino Terziario Piemontese.

sud-ovest si intercalano marne calcaree, in sequenze sottili, calcarenitiche alla base ed argillose alla sommità; a nord-est, nella parte superiore della formazione, calcari marnosi grigio-chiari, arenarie glauconitiche grigio-brune e calcari bioclastici grigio-nocciola (M^{1c}). Spessore 100-550 m (« Aquitaniano » - Oligocene superiore).

Costituisce una fascia continua dall'angolo sud-occidentale a quello nord-orientale del foglio, dalla valle del F. Tanaro a quella del T. Erro.

E' una formazione a componente marnosa decisamente prevalente; si tratta di marne talora siltoso sabbiose grigie, grigio-cineree o azzurrastre spesso divisibili in scaglie o lamine sottili. Alle marne si intercalano o si alternano ritmicamente (soprattutto nella parte superiore della formazione) arenarie o sabbie grigiastre, grigio-brune o rossicce in superficie in strati e banchi di spessore vario, sovente lenticolari, talora con impronte da corrente interne o basali. Si intercalano, soprattutto nell'area sud-occidentale di affioramento, marne calcaree grigio-chiare o nocciola-chiaro, in sequenze di 15 cm circa calcarenitiche alla base e con argilliti verdine alla sommità.

Tra le valli del F. Bormida di Spigno e del T. Erro nella parte superiore della formazione si intercalano orizzonti lenticolari di calcari bioclastici grigio biancastri o nocciola, a Melobesie, talora gradati e con evidenti piegamenti da « slumping » spesso associati ad arenarie glauconitiche grigio-brune; il tutto a caratterizzare un membro (M^{1c}) che a sud-ovest di Rocchetta si va chiudendo a lingua nella Formazione di Monesiglio.

La Formazione di Rocchetta è dovuta in gran parte a sedimentazione normale, di tipo pelagico, con limitati episodi torbidity più o meno regolarmente intervallati. E' sovrapposta regolarmente alla Formazione di Molare a cui passa di solito con l'interposizione di un orizzonte marnoso-sabbioso.

Lo spessore della Formazione di Rocchetta è di m 550 circa all'altezza della Valle Bormida di Spigno; va progressivamente dimi-

nuendo verso sud-ovest raggiungendo valori minimi all'altezza di Millesimo-Roccvignale (100 m); verso Ceva torna di nuovo a svilupparsi su spessori considerevoli (350 m).

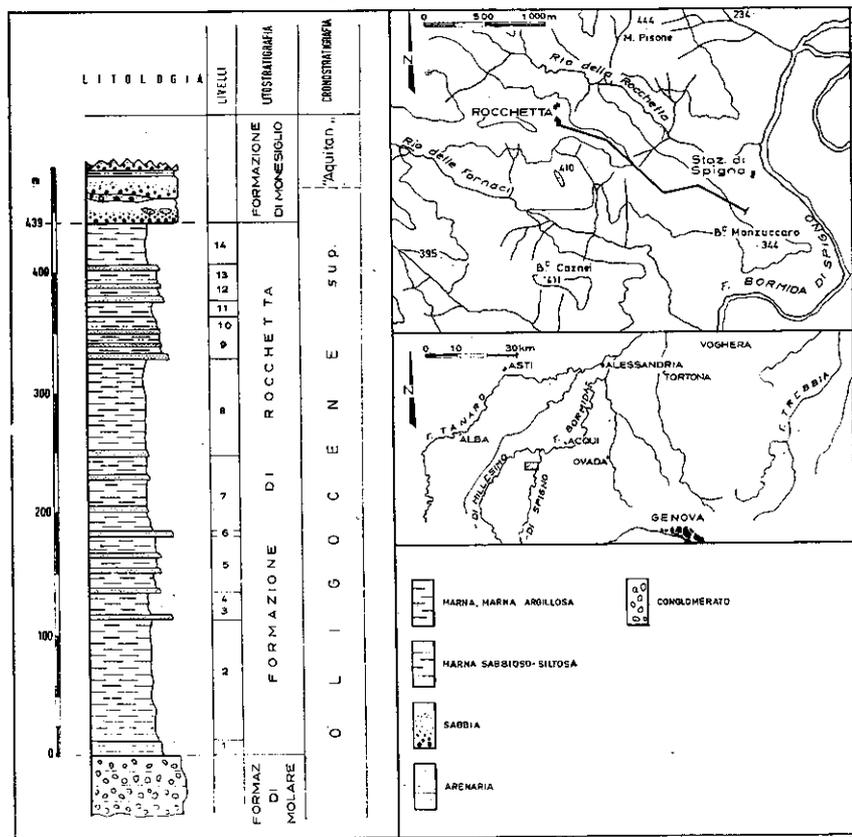


Fig. 5 — Formazione di Rocchetta: successione stratigrafica nella località-tipo.

Nella parte inferiore della formazione nei litotipi marnosi si segnala normalmente la seguente associazione faunistica: *Globigerina tri-*

partita tripartita KOCH, *G. venezuelana* HEDBERG, *Globorotaloides suteri* BOLLI, *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN e BERMUDEZ).

Negli strati più alti della medesima sono presenti di solito: *Globigerina bollii* CITA e PREMOLI SILVA, *Globigerinoides trilobus primordius* BLOW e BANNER, *G. trilobus trilobus* REUSS, *Globoquadrina debiscens praedebiscens* BLOW e BANNER.

Le microfaune segnalate permettono di riferire alla Formazione di Rocchetta un'età compresa tra l'Oligocene superiore e la parte basale dell'« Aquitaniano ».

M¹O³ — Formazione di Monesiglio: *sabbia giallo-rossastra in banchi con noduli arenacei, conglomerato poligenico in lenti ed arenaria grigia in strati da 10 a 50 cm, costituenti nel loro assieme livelli fino a 60-80 m di spessore; marna grigia, localmente alternata a straterelli arenacei, sviluppata in livelli fino a 100 m di potenza. Spessore 0-1300 m. (« Aquitaniano » - Oligocene superiore).*

Si estende in direzione SO-NE tra Ceva e Rocchetta, attraverso la valle del F. Bormida di Millesimo ove raggiunge la massima estensione.

E' caratterizzata dall'alternanza di livelli marnosi con sporadiche e sottili intercalazioni arenacee e di livelli con sabbie o arenarie in banchi massicci solitamente separati da marne in giunti sottili. Si tratta di livelli lenticolari di spessore superiore anche a m 100, nell'ambito dei quali i tipi litologici presentano i caratteri di seguito descritti.

La sabbia è giallo-rossastra o grigio-bruna, spesso gradata, con lenti conglomeratiche e solchi d'erosione frequenti alla base dei banchi; l'arenaria è grigiastra e spesso con tracce da corrente interne o basali. I litotipi arenaceo-sabbiosi al microscopio appaiono costituiti da quarzo nettamente prevalente, cui si associano subordinati muscovite, frammenti di rocce scistoso-cristalline e di pietre verdi in cemento calcitico.

Nei suoi orizzonti più bassi si osserva comunemente: *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN e BERMUDEZ), *Globigerina tripartita tripartita* KOCH, *G. venezuelana* HEDBERG, *G. ciperoensis ciperoensis* BOLLI, *G. sellii* (BORSETTI).

Nella sua parte più elevata invece: *Globigerinoides trilobus trilobus* (REUSS), *G. sacculifer* (BRADY), *Globoquadrina debiscens advena* BERMUDEZ, *G. debiscens debiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *Globorotalia mayeri* CUSHMAN e ELLISOR.

M_m²⁻¹ — Marna di Paroldo: *marna grigia, talora siltosa, a cui inferiormente si intercalano e superiormente si alternano arenarie o sabbie grigiastre solitamente in strati medio-sottili*. Spessore 0-500 m. (Langhiano - « Aquitaniano »).

Affiora nella parte sudoccidentale del foglio tra le valli dei fiumi Tanaro e Bormida di Millesimo.

E' prevalentemente costituita da marna, talora siltosa, grigia, con spalmature superficiali bruno-nerastre, divisibile con facilità secondo superfici parallele alla giacitura. Si intercalano sporadicamente nella parte inferiore e con frequenza nella parte superiore arenaria o sabbia grigiastre, talora a laminazione ondulata e incrociata, in strati comunemente di spessore inferiore a 15 cm con alla base impronte da corrente e di animali limivori.

La Marna di Paroldo è legata probabilmente all'instaurarsi di condizioni di sedimentazioni di tipo pelagico con episodi torbidity prima sporadici poi progressivamente più frequenti, comunque mai di importanza rilevante.

Si sviluppa a tetto della Formazione di Monesiglio, come ricordato in precedenza, e soggiace in gran parte alla Formazione di Murazzano. Il passaggio a quest'ultima, piuttosto graduale, è caratterizzato da una alternanza di livelli marnosi e di livelli a sequenze arenaceo (o sabioso)-marnose ritmicamente ripetute.

Si ritiene che la Marna di Paroldo raggiunga lo spessore massimo

di circa 500 m nella sua località-tipo e che si vada gradualmente riducendo verso nord-est fino a scomparire nella zona di Monesiglio. In questa direzione infatti la sua parte media e inferiore è sostituita dalla Formazione di Monesiglio, la sua parte superiore dalla Formazione di Cortemilia.

L'associazione microfaunistica caratterizzante gli strati marnosi più bassi della formazione in esame è data da: *Globigerina bollii* CITA e PREMOLI SILVA, *G. ciperoensis ciperoensis* BOLLI, *Globigerinoides trilobus trilobus* (REUSS), *Globoquadrina debiscens debiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *G. altispira* CUSHMAN e JARVIS. Le microfaune più significative degli strati marnosi più alti sono: *Globigerinoides bisphe-ricus* TODD, *Globoquadrina debiscens debiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *G. langhiana* CITA e GELATI, *Globorotalia mayeri* CUSHMAN e ELLISOR, *G. scitula* (BRADY).

La Marna di Paroldo è ritenuta di età compresa tra la parte medio-superiore dell'« Aquitaniano » e probabilmente la parte basale del Langhiano.

M^{2 1} — Formazione di Cortemilia: *arenaria grigia in strati di 10-40 cm, ritmicamente alternata a marna e marna argillosa grigio-azzurra in strati di ugual potenza; si intercala sabbia grigio-giallastra soprattutto nella parte superiore*. Spessore 0-750 m. (Langhiano-« Aquitaniano »).

Si estende dalla Val Bormida di Millesimo, a partire da Monesiglio, verso nord-est in direzione di Acqui Terme, attraverso le valli del F. Bormida di Spigno e del T. Erro.

E' caratterizzata essenzialmente da arenarie e marne in sequenze ritmicamente ripetute, solitamente di spessore medio. L'arenaria è grigia, grigio-bruna o rossiccia in superficie, con resti vegetali, spesso gradata ed a laminazione parallela, più difficilmente ondulata, in strati di 10-40 cm con alla base docce di erosione, impronte di carico e piste di animali limivori. La marna è grigia, grigio-azzurra o grigio-verdastra,

grigio-chiara in superficie, in orizzonti di spessore solitamente inferiore a 30 cm. Tra arenarie e marna si osserva spesso un passaggio graduale attraverso termini siltosi e marnoso-siltosi.

Banchi sabbiosi grigio-giallastri si intercalano soprattutto nella parte superiore.

Al microscopio arenaria e sabbia risultano costituite da quarzo molto abbondante, da frammenti di rocce metamorfiche e muscovite nettamente subordinati, da raro feldspato; il cemento è calcitico.

La Formazione di Cortemilia è legata essenzialmente a sedimentazione per correnti di torbida provenienti da ovest come illustrato da GNACCOLINI (1968).

Essa si sviluppa a tetto della Formazione di Monesiglio come descritto in precedenza ed è stratigraficamente sottoposta alle formazioni di Cassinasco e di Cessole. Il passaggio alla Formazione di Cassinasco è graduale ed è caratterizzato dalla presenza via via più frequente verso l'alto di sabbia grigio-giallastra in banchi di spessore fino a 2-3 m; anche il passaggio alla Formazione di Cessole è graduale ed è caratterizzato soprattutto dal progressivo infittirsi di banchi marnosi con spessori anche superiori al metro.

La Formazione di Cortemilia raggiunge uno spessore di circa 650 m nella valle del T. Uzzone, indicata come località-tipo. Da qui verso sud-ovest è progressivamente sostituita dalla Marna di Paroldo; scompare tra le valli Bormida di Millesimo e Belbo all'altezza di Monesiglio. A nord-est della località-tipo la sua parte più alta è sostituita anzitutto dalla Formazione di Cessole; la formazione sembra poi andare ulteriormente estendendosi aumentando la propria componente marnosa; è probabile che il suo spessore raggiunga valori di 750-800 m.

Le associazioni microfaunistiche più significative raccolte nella località-tipo in litotipi marnosi sono in seguito esposte.

Nella parte inferiore: *Globigerinoides trilobus trilobus* (REUSS), *G. bisphericus* TODD, *G. sacculifer* (BRADY), *Globorotalia mayeri* CUSHMAN e ELLISOR, *Globigerina bollii* CITA e PREMOLI SILVA, *Globoquadrina* sp.

Nella parte superiore: *Globigerinoides bisphericus* TODD, *G. sacculifer* (BRADY), *G. trilobus trilobus* (REUSS), *Globoquadrina* sp., *G. langhiana* CITA e GELATI, *Globorotalia mayeri* CUSHMAN e ELLISOR, *G. scitula* (BRADY), *Praeorbulina* sp.?

Le microfaune segnalate consentono di riferire la Formazione di Cortemilia in gran parte all'« Aquitaniano »; la parte sommitale, almeno nella località-tipo è forse già langhiana.

M² — Formazione di Cessole: *marna e marna argillosa grigio-azzurra con frequenti intercalazioni di arenaria e sabbia grigio-giallastra in strati di spessore medio-sottile*. Spessore 0-520 m. (Langhiano).

Si estende nella parte nord-orientale del Foglio « Ceva » lungo la valle del F. Bormida; è questa la propaggine più occidentale della sua area di affioramento. La Formazione di Cessole infatti si sviluppa soprattutto verso est, attraverso i fogli Asti, Alessandria e Genova ed è riconoscibile sin oltre la Valle Scrivia.

E' costituita prevalentemente da marne grigie, grigio-azzurre o grigio-nocciola più chiare in superficie, talora con spalmature manganesifere, spesso divisibili in forme pseudo ovoidali. Si intercalano e talora si alternano ritmicamente arenarie o sabbie grigiastre in strati medio-sottili.

La Formazione di Cessole corrisponde all'instaurarsi nella parte nord-orientale delle Langhe di una sedimentazione in gran parte normale, marnosa, di mare aperto, interrotta saltuariamente da episodi torbiditici.

E' sovrapposta alla Formazione di Cortemilia e soggiace alla parte più elevata della Formazione di Cassinasco. Il passaggio a quest'ultima unità, piuttosto immediato, è caratterizzato dalla improvvisa comparsa di sabbie grigio-giallastre in banchi di spessore anche superiore al metro.

Nell'ambito del Foglio « Ceva » la Formazione di Cessole mantiene sostanzialmente invariati i propri caratteri sviluppandosi con uno spessore massimo di 500-550 m. Più ad est, verso la Valle Scrivia si ha

l'impressione (BONI, 1967) che si vada accentuando la sua componente marnosa.

Essa è rapidamente sostituita dalla Formazione di Cassinasco e da quella di Cortemilia a sud-ovest della sua località-tipo posta dagli Autori tra l'abitato di Cessole ed il Bc. della Croce.

In questa località la Formazione di Cessole secondo CITA e PREMOLI SILVA (1960) rappresenta lo strato-tipo del Langhiano. Gli Autori suaccennati vi riconoscono le seguenti Zone di associazione basate sui microforaminiferi planctonici, dal basso:

- Zona a *Globoquadrina debiscens*
- » a *Globigerina bollii*
- » a *Orbulina suturalis*

La Zona a *Globoquadrina debiscens*, più tardi denominata Zona a *Globoquadrina langhiana* (CITA e GELATI, 1960), contiene: *Globigerinoides bisphericus* TODD, *G. transitorius* BLOW, *Globoquadrina debiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *G. langhiana* CITA e GELATI e talora *Praerbulina glomerata* (BLOW).

La Zona a *Orbulina suturalis* inizia con la prima apparizione dell'indicatore zonale ed è caratterizzata da: *Globorotalia mayeri* CUSHMAN e ELLISOR e *Globoquadrina altispira* CUSHMAN e JARVIS notevolmente diffuse.

Sempre nei litotipi marnosi della Formazione di Cessole si segnalano Echinidi, Lamellibranchi (i generi *Nucula*, *Yoldia*, *Amussium*, *Limatulella* in particolare) e soprattutto Pteropodi.

Tra questi sono particolarmente frequenti¹: *Cavolinia audeninoi* VINASSA DE REGNY, *Clio pedemontana* (MAYER), *Vaginella austriaca* KITTE, *Clio pulcherrima* (MAYER).

¹ Questi elementi paleontologici sono stati forniti dal dott. E. Robba di cui al riguardo è in corso di stampa una pubblicazione.

M_a^{3.2} — Formazione di Cassinasco: *sabbia grigio-giallastra in orizzonti talora gradati di 10-150 cm; si alternano arenarie grigie in strati medio-sottili o in lenti e noduli all'interno dei banchi sabbiosi e subordinatamente marne, marne argilloso-sabbiose in livelli di solito discontinui al massimo di 10-20 cm. Spessore 0-1400 m circa. (Serravalliano-Langhiano).*

Costituisce un'ampia fascia chiaramente sviluppata in direzione SO-NE tra le valli del T. Belbo e del F. Bormida di Millesimo.

Vi prevalgono i litotipi sabbiosi ed arenacei in sequenze quasi sempre con marne, nettamente subordinate, alla sommità e talora conglomerati nella parte inferiore.

Si tratta di:

- sabbie grigio-giallastre o rossicce in strati e banchi di spessore molto vario, di frequente gradati, spesso limitati alla base da superficie d'erosione;
- arenarie grigiastre, grigio-brune in superficie, comunemente in strati medio-sottili, con laminazioni interne parallele soprattutto e ondulate, spesso in lenti o noduli all'interno dei banchi sabbiosi;
- marne, marne argilloso-sabbiose, grigie, grigio-brune o nocciola, con frustoli vegetali in orizzonti discontinui di solito di 10-20 cm, in lenticelle o brandelli variamente contorti all'interno dei banchi sabbiosi;
- conglomerati ad elementi di piccole dimensioni, in lenticelle discontinue alla base dei banchi sabbiosi.

La Formazione di Cassinasco è dovuta essenzialmente a sedimentazione per correnti di torbida provenienti da sud-ovest (GNACCOLINI, 1968).

Essa è stratigraficamente sovrapposta alle formazioni di Cortemilia e di Cessole rispettivamente nei suoi settori sudoccidentale e nord-orientale.

Soggiace alla Formazione di Lequio a nord-est di Arguello, in sinistra idrografica del T. Belbo; si tratta di un passaggio graduale marcato dalla intercalazione di livelli marnosi e dal progressivo uniformarsi dello spessore delle sequenze sabbioso (o arenaceo)-marnose attorno a valori raramente eccedenti i 50 cm, comunemente, sui 20-30 cm. A sud-ovest di Arguello, la Formazione di Cassinasco è separata dalla Formazione di Lequio da un potente livello marnoso ritenuto estrema propaggine verso nord-est della Formazione di Murazzano.

Per quel che riguarda i suoi rapporti laterali, a sud-ovest è in gran parte sostituita dalla Formazione di Murazzano; a nord-est, limitatamente alla sua parte medio-inferiore, dalla Formazione di Cessole come già è stato accennato.

Il passaggio laterale alla Formazione di Murazzano è caratterizzato dalla comparsa di livelli marnosi con subordinati straterelli arenitici che possono raggiungere anche parecchie decine di metri di spessore.

Si ritiene che lo spessore della Formazione di Cassinasco raggiunga il valore massimo di circa 1400 m tra Torre Bormida ed Arguello; da qui verso sud-ovest si va progressivamente elidendo, verso nord-est dovrebbe stabilizzarsi attorno a valori di circa 900-1000 m.

Nella parte stratigraficamente più bassa della formazione in esame, nei litotipi marnosi si trova: *Globigerinoides sacculifer* (BRADY), *G. trilobus trilobus* (REUSS), *Globoquadrina altispira* CUSHMAN e JARVIS, *G. debiscens debiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *G. langhiana* CITA e GELATI, *Praeorbulina glomerata curva* (BLOW).

Negli stessi litotipi, nella parte stratigraficamente più elevata: *Globigerinoides trilobus trilobus* (REUSS), *Globoquadrina altispira* CUSHMAN e JARVIS, *Globorotalia mayeri* CUSHMAN e ELLISOR, *Orbulina bilobata* (D'ORBIGNY), *O. suturalis* BRÖNNIMANN, *O. universa* D'ORBIGNY.

Le microfaune segnalate consentono il riferimento della Formazione di Cassinasco al Langhiano ed al Serravalliano.

M_m^{3-2} ; M^{3-2} — Formazione di Murazzano: *marna grigia con rare intercalazioni di arenaria pure grigia in strati di 5-15 cm* (M_m^{3-2});

sabbia gialla; talora gradata, anche in banchi superiori al metro alternata ritmicamente ad arenaria grigia in straterelli sui 10 cm ed intercalata a marna grigio-cenere o giallognola (M^{3-2}). Spessore 0-1050 m circa. (Serravalliano-Langhiano).

Affiora nella parte sudoccidentale del foglio tra le valli del F. Tanaro e del T. Belbo.

E' sostanzialmente costituita dall'alternanza di livelli marnosi a sporadiche intercalazioni arenacee con livelli ad arenaria (o sabbia) e marna in sequenze ritmicamente ripetute.

I litotipi arenaceo-sabbiosi sono prevalentemente grigi, grigio-giallastri o rossicci in strati di spessore vario con figure da corrente interne o basali. Al microscopio essi appaiono costituiti in netta prevalenza da quarzo con subordinati frammenti di rocce scistoso-cristalline e mica muscovitica in cemento calcitico.

La marna, frequentemente siltoso-sabbiosa, è grigia, grigio-nocciola o grigio-azzurra, spesso rossastra in superficie, ancora in strati o banchi di spessore vario.

Si ritiene che anche la Formazione di Murazzano sia dovuta a prevalente sedimentazione per correnti di torbida provenienti da ovest secondo GNACCOLINI (1968).

Essa è limitata al tetto dalla Formazione di Lequio, alla base dalla Marna di Paroldo.

Il passaggio alla prima formazione, molto graduale, è caratterizzato dalla comparsa di sequenze arenaceo (o sabbioso)-marnose di spessore medio, ritmicamente alternantesi, con uniformità via via crescente.

Il passaggio alle sottostanti Marne di Paroldo è già stato descritto.

La Formazione di Murazzano presenta caratteri litologici sensibilmente differenti da un estremo all'altro della sua area di affioramento, vale a dire dal Tanaro al Belbo. In questa direzione i livelli con arenaria (o sabbia) e marna in alternanza ritmica si vanno progressivamente ispessendo e facendo più numerosi; parallelamente i livelli a dominante

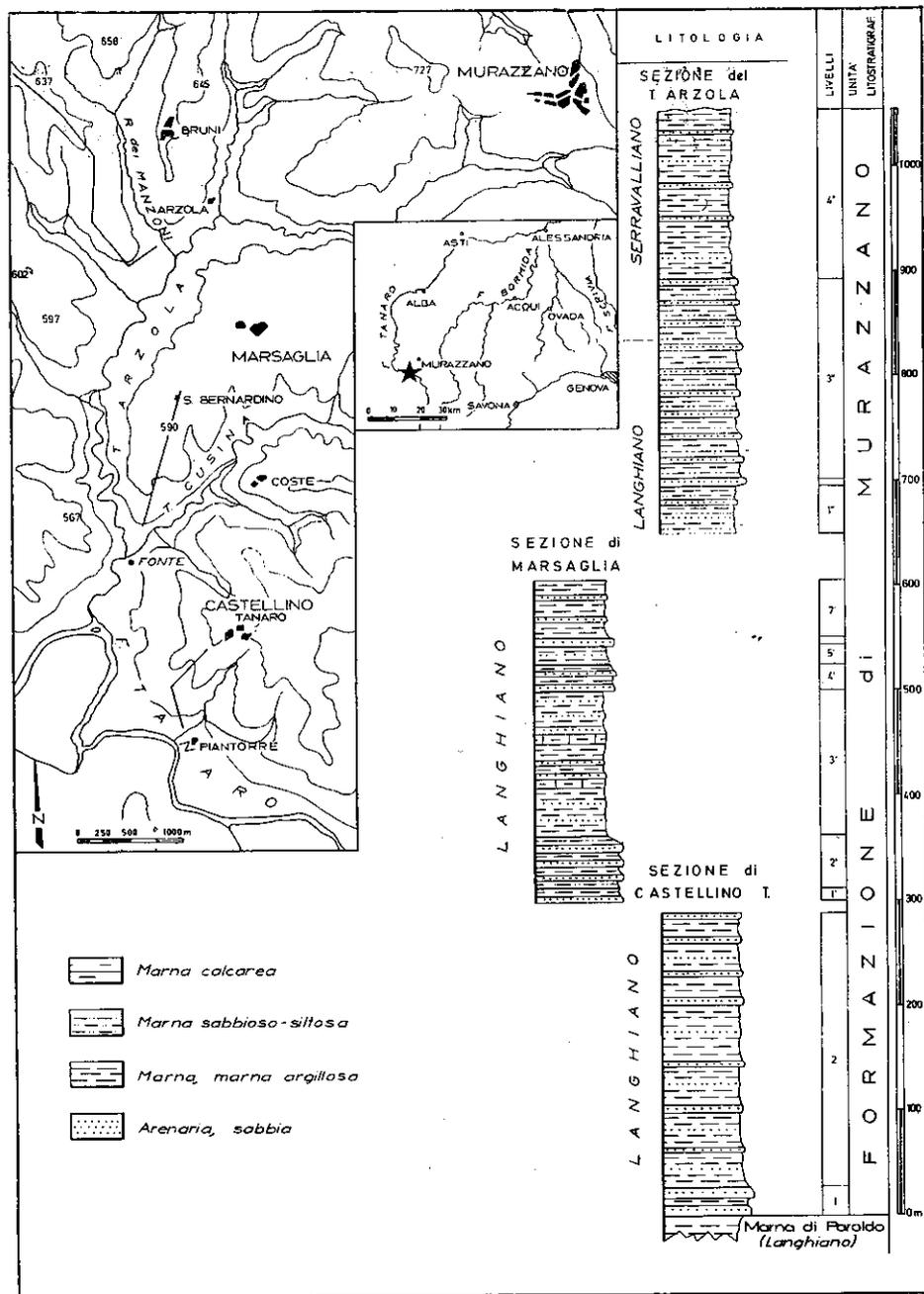


Fig. 7 — Formazione di Murazzano: successione stratigrafica nella località-tipo.

marnosa si assottigliano gradualmente e nel loro ambito le intercalazioni arenacee diventano via via più frequenti. E' in questo modo che l'unità in esame a nord-est passa alla Formazione di Cassinasco.

Lo spessore tra Torresina, Murazzano e Belvedere delle Langhe raggiunge il suo valore massimo di circa 1050 m.

Anche per la datazione della Formazione di Murazzano si è ricorso ai microforaminiferi planctonici, frequenti e significativi nei litotipi marnosi.

Nella parte inferiore della formazione si segnala: *Globigerinoides bisphericus* TODD, *G. transitorius* BLOW, *G. trilobus trilobus* (REUSS), *Globoquadrina altispira* CUSHMAN e JARVIS, *G. langhiana* CITA e GELATI, *Globorotalia mayeri* CUSHMAN e ELLISOR.

Nella parte superiore si può trovare comunemente: *Globigerina eggeri* RHUMBLER, *G. falconensis* BLOW, *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN e STAINFORTH, *Orbulina bilobata* (D'ORBIGNY), *O. suturalis* BRÖNNIMANN, *O. universa* D'ORBIGNY.

Le microfaune segnalate consentono di riferire la Formazione di Murazzano al Langhiano ed in parte al Serravalliano.

M⁴⁻³ — Formazione di Lequio: *sabbia o arenaria giallo-rossastra in strati da 10 a 50 cm ritmicamente alternata a marne siltose grigie in strati da 5 a 40 cm*. Spessore 850 m circa. (Tortoniano-Serravalliano).

Costituisce un'ampia fascia orientata SO-NE nella parte nordoccidentale del foglio.

E' formata da una successione piuttosto monotona in cui sabbia (o arenaria) e marna ricorrono in sequenze ritmicamente ripetute di spessore solitamente inferiore a 50 cm, di rado sugli 80-100 cm.

La sabbia è giallo-rossastra, giallo-bruna o grigio-rossiccia, talora gradata; sostituita di frequente da arenaria in forma di piccoli noduli tondeggianti o di straterelli con alla base impronte da corrente spesso deformate da carico e piste di organismi limivori. Al microscopio sab-

bia ed arenaria mostrano quarzo nettamente prevalente, frammenti di rocce metamorfiche e mica muscovitica chiaramente subordinati, in abbondante cemento calcitico.

Anche la Formazione di Lequio è dovuta a sedimentazione per correnti di torbida secondo GNACCOLINI (1968) provenienti da ovest.

La Formazione di Lequio è compresa tra le Marne di S. Agata Fossili al tetto e le formazioni di Cassinasco e Murazzano alla base.

Il passaggio alle Marne di S. Agata Fossili è piuttosto graduale; la marna intercalandosi in orizzonti sempre più frequenti di spessore superiore anche al metro interrompe la uniforme e ritmica successione delle sequenze arenaceo-marnose.

Il contatto con le formazioni di Cassinasco e Murazzano è già stato descritto nelle pagine precedenti.

Nell'ambito del Foglio « Ceva » la Formazione di Lequio conserva sostanzialmente inalterati i propri caratteri litologici.

Il suo spessore è valutato in m 850 tra Lequio Berria e Montelupo Albese.

Le associazioni microfaunistiche più significative, provenienti dai litotipi marnosi sono di seguito illustrate.

Nella parte inferiore della formazione: *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN e STAINFORTH, *G. mayeri* CUSHMAN e ELLISOR, *Globigerina quinqueloba* NATLAND, *Globoquadrina altispira* CUSHMAN e JARVIS, *Orbulina bilobata* (D'ORBIGNY), *O. suturalis* BRÖNNIMANN, *O. universa* D'ORBIGNY.

Nella parte superiore della formazione: *Ehrenbergina dinapolii*, GIANOTTI, *Bolivinooides miocenicus* GIANOTTI, *Globorotalia linguaensis* BOLLI, *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globorotalia scitula gigantea* BLOW.

Le microfaune segnalate consentono di estendere l'età della Formazione di Lequio dal Serravalliano al Tortoniano.

Si ricorda in particolare che la successione stratigrafica affiorante tra Arguello e Lequio Berria ed abbracciante la parte superiore della

Formazione di Cassinasco e la parte inferiore della Formazione di Lequio è proposta da CITA e PREMOLI SILVA (1968) come parastratotipo del Serravalliano.

M⁴ — Marne di S. Agata Fossili: *marna e marna argilloso-siltosa grigia, talora azzurrognola, grigio-biancastra in superficie, plastica e omogenea*. Spessore 215 m circa. (Tortoniano).

Occupano gran parte dell'angolo nordoccidentale del foglio, da Monforte a Gallo d'Alba.

Sono formate da marna, marna argillosa, localmente siltosa, grigia con tonalità verdine, azzurre e nocciola, grigio-biancastra in superficie, omogenea, talora ad elevato grado di plasticità.

Le Marne di S. Agata Fossili corrispondono probabilmente al prevalere di condizioni normali di sedimentazione; dovrebbe trattarsi di sedimenti di mare sottile preludenti ai depositi a circolazione ristretta del Miocene Superiore, affioranti a settentrione dell'area in esame.

Le Marne di S. Agata F. sono comprese tra le Arenarie di Diano d'Alba al tetto e la Formazione di Lequio alla base; il contatto con le prime è piuttosto netto, il passaggio alla seconda è invece graduale come descritto in precedenza.

Raggiungono uno spessore di 215 m circa nella zona di Diano d'Alba e limitatamente al Foglio « Ceva » sembrano conservare una certa uniformità litologica.

I loro contenuto in microforaminiferi, soprattutto planctonici, è elevato. Nella parte inferiore della formazione si segnala: *Ehrenbergina dinapolii* GIANOTTI, *Globigerinoides ruber pyramidalis* (VAN DEN BROECK), *Globoquadrina altispira* CUSHMANN e JARVIS, *Globorotalia acostaensis* BLOW, *G. menardii* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa* D'ORBIGNY.

Nella parte superiore della formazione si trovano oltre alle forme precedenti: *Bolivinooides miocenicus* GIANOTTI, *Globigerina nepenthes* TODD, *G. quinqueloba* NATLAND, *Globigerinita glutinata* (EGGER).

Non ci sono dubbi nel riferimento al Tortoniano delle Marne di S. Agata Fossili.

M₄ — Arenarie di Diano d'Alba: *sabbia grigio-bruna o giallastra in banchi anche di 3 m talora a base conglomeratica ed arenaria grigio-giallastra in strati di 5-10 cm o in noduli tondeggianti all'interno dei banchi sabbiosi; si intercala marna argilloso-sabbiosa in giunti o in strati medio-sottili. Spessore 60 m. (Tortoniano).*

Si distribuiscono su di un'area piuttosto limitata nell'angolo nord-occidentale del foglio.

Si tratta sostanzialmente di sabbia ed arenaria con marna nettamente subordinata.

La sabbia è grigio-bruna o giallastra, talora gradata ed a base conglomeratica in banchi anche di 3 m; l'arenaria di colore analogo, solitamente in strati di 5-10 cm costituisce anche noduli tondeggianti all'interno dei banchi sabbiosi. La marna, spesso sabbioso-siltosa, da grigio-chiara a marroncina, forma interstrati di spessore massimo sui 10 cm, talora brandelli contorti sempre all'interno dei banchi sabbiosi.

Si ritiene che la formazione in esame sia dovuta a locali violenti accumuli per correnti di torbida nell'ambito dell'area di sedimentazione delle Marne di S. Agata F. Dovrebbe pertanto costituire corpi rocciosi lenticolari, intercalati in posizioni differenti nelle Marne suaccennate; a sud di Castiglione Falletto è direttamente sovrapposta alla Formazione di Lequio.

Le Arenarie di Diano d'Alba, a Diano d'Alba, raggiungono lo spessore di 60 m circa; si ritiene che nelle altre località dove sono segnalate non dovrebbero eccedere questo valore.

Nelle intercalazioni marnose si segnala più comunemente: *Bolivoides miocenicus* GIANOTTI, *Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY), *G. scitula* (BRADY), *G. scitula gigantea* BLOW, *Orbulina universa* D'ORBIGNY.

Questa associazione consente il riferimento al Tortoniano delle Arenarie di Diano d'Alba.

E) DEPOSITI SUPERFICIALI (G. OROMBELLI).

Modesto sviluppo hanno nell'area del Foglio « Ceva » i depositi superficiali, rappresentati da depositi alluvionali terrazzati ed attuali lungo le valli dei principali corsi d'acqua, conoidi di deiezione allo sbocco delle vallecole secondarie, depositi detritici, colluviali e di frana lungo i versanti.

a¹ — *Alluvioni ghiaiose, sabbiose, argillose, ferrettizzate dei terrazzi più alti.*

Affiorano lungo il Tanaro nei pressi di Ceva e tra Monastero e Bistagno alla confluenza delle due Bormide. Questi depositi, in prevalenza grossolani, sono profondamente alterati e argillificati nella loro parte più superficiale. Costituiscono alti terrazzi ondulati e incisi dai corsi d'acqua, elevati anche più di 100 m sul fondovalle attuale. Per l'intensità dell'alterazione e il grado di dissezione sono da attribuirsi al Pleistocene, contrariamente a quanto appare, per errore di stampa, nella legenda.

a^{1''} — *Alluvioni ghiaiose, sabbiose e argillose terrazzate, antiche.*

Affiorano lungo il Tanaro nei dintorni di Ceva, e nel settore nord-orientale del foglio, lungo il corso della Bormida e del T. Erro. Sono composte anch'esse da ghiaie e sabbie debolmente alterate e costituiscono una serie di terrazzi pianeggianti, leggermente incisi, sopraelevati sino a una quarantina di m sopra l'attuale fondovalle. Sono attribuite da SACCO (1939) all'Olocene.

a² — *Alluvioni ghiaiose, sabbiose e talora argillose, attuali e recenti.*

Affiorano con una certa estensione lungo l'alveo dei principali corsi d'acqua, in particolare il Tanaro e le due Bormide, ove spesso danno luogo a modeste pianure alluvionali connesse con il processo di allar-

gamento del fondovalle ad opera dei meandri. Sono costituite in prevalenza da ghiaie e sabbie non alterate. Ad esse si raccordano modeste conoidi di deiezione allo sbocco delle vallette trasversali.

dt — *Detriti di falda e depositi colluviali.*

Modeste estensioni di detriti e depositi colluviali sono presenti nei pressi di Perleto, Cessole, Bubbio, Piana Crixia, Pontinvrea, ecc. La loro composizione e tessitura dipendono strettamente dalla locale litologia a spese della quale si sono formati. Marne, scisti filladici, calcescisti e le rocce del basamento fortemente alterate tendono a dare luogo a depositi colluviali, in cui frammenti litoidi sono immersi in una abbondante matrice limosa, mentre serpentine e arenarie danno luogo ad accumuli detritici.

Limitati accumuli di frana, infine, sono segnalati nei pressi di Bergolo.

V — TETTONICA

(G. PASQUARÉ)

Le deformazioni tettoniche presenti nell'area del Foglio « Ceva » sono interamente riconducibili al ciclo orogenetico alpidico, dalla fase principale di sollevamento dell'Eocene, alla fase di contrazione e retroflessione dell'Oligocene inferiore, alle fasi ponto-plioceniche di assestamento del bacino padano.

I terreni pre-cenozoici affioranti lungo i margini meridionali ed orientali del Foglio « Ceva » possono essere inquadrati nelle seguenti unità tettoniche, in ordine di successione dalle più alle meno elevate:

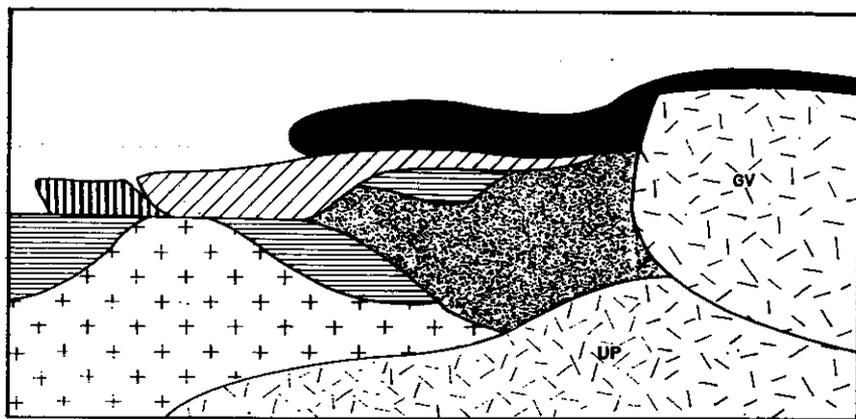
- 1) falda di Montenotte, ad elementi mesozoici ofiolitiferi poco o non metamorfici con marcati caratteri litologici e litostratigrafici appenninico-liguri;
- 2) falda dei calcescisti, ad elementi mesozoici ofiolitiferi metamorfici depositi nella eugeosinclinale piemontese;
- 3) Gruppo di Voltri, costituito da una potente intumescenza di ultrabasiti subcrustali con lembi sparsi di Mesozoico metamorfico, rappresentante l'autoctono relativo della zona piemontese interna;
- 4) Klippen ad elementi prevalentemente calcareo-dolomitici triassici di provenienza brianzonese;
- 5) basamento gneissico granitico con copertura permo-carbonifera nel quale si distinguono:
 - a) unità di Savona, accavallata sulle formazioni vulcaniche e de-

tritiche permiche del Brianzonese esterno affioranti nel Foglio « Albenga-Savona »;

b) massiccio di Nucetto, costituente l'autoctono relativo del Brianzonese interno.

L'autoctonia relativa del massiccio di Nucetto è comprovata dalla sovrapposizione normale degli scisti filladici permo-carboniferi allo stesso massiccio nella zona di Scagnello e Battifollo.

L'unità di Savona risulta invece notevolmente traslata verso sud con accavallamento agli scisti permo-carboniferi su un ampio fronte di direzione E-O situato tra Barbassiria e Bergeggi nell'area del Foglio « Albenga-Savona ». Nell'ambito del Foglio « Ceva » l'unità in questione risulta smembrata nelle due masse cristalline di M. Porcheria e M. Ne-



■ Falda di Montenotte
 ▨ Falda dei Calcescisti
 ▩ Ultrabasiti:
 GV: Gruppo di Voltri
 UP: ultrabasiti profonde

Zona Brianziana
 ▨ Klippen mesozoici
 ▨ Copertura Permo-Carbonifera
 ▩ Unità di Savona
 + Massiccio di Nucetto

Fig. 9 — Schema dei rapporti strutturali delle unità pre-cenozoiche.

gino, la seconda delle quali, in posizione più settentrionale, si ravvicina alla precedente incurvandosi e rovesciandosi verso la stessa pur restando solidale con la sua copertura carbonifera. Ne risulta un'inversione locale della successione stratigrafica che ha dato lo spunto a ROVERETO per introdurre la « Finestra del Santuario » quale elemento carbonifero brianzonese sormontato dalle masse gneissico-granitiche della falda del Gran San Bernardo.

All'unità di Savona appartengono anche il massiccio di Pallare la cui estremità settentrionale affiora nel Foglio « Ceva » a SO di Carcare e quello di Roccavignale, in gran parte mascherato dalla copertura cenozoica ed affiorante tra Camponuovo, Valzemola e Acquafredda.

I Klippen triassici sono sparsi molto frammentariamente lungo tutto il margine meridionale del Foglio « Ceva ». Quelli affioranti per breve tratto in Val Mongia all'altezza di Borgo ed in Val Tanaro a SE di Caramelli fanno parte di un'unica grande massa alloctona affiorante nel Foglio « Albenga-Savona » lungo i margini del bacino oligocenico di Bagnasco. La zolla di Villa di Nucetto appartiene alla stessa unità, dalla quale è stata separata ad opera dell'azione erosiva del Tanaro. L'unità descritta è sovrascorsa sul massiccio di Nucetto con il quale è stata implicata in scagliamenti tardivi che hanno in parte modificato la giacitura dell'originario piano di scivolamento.

La prosecuzione di tali dislocazioni tardive nelle rocce del massiccio non è esattamente delimitabile per cui, nel corso del rilevamento, ci si è limitati a rappresentare come linea di faglia il contatto tra i Klippen ed il massiccio, sia dove esso è rimasto suborizzontale sia, più frequentemente, dove esso è distorto o dislocato da piani di faglia sub-verticali. La massa principale del Klippen di Val Mongia-Val Tanaro è costituita dai calcari dolomitici massicci del Triassico medio alla cui base stratigrafica affiorano con una certa continuità, le quarziti scitiche e gli scisti filladici varicolori del « Verrucano brianzonese ».

Un altro lembo alloctono calcareo-dolomitico ricopre, a sud di Castelnuovo di Ceva, il contatto tra l'unità di Savona ed il massiccio di Nucetto. Anch'esso risulta delimitato e intersecato da dislocazioni tar-

dive dirette a NNO. Al centro della massa alloctona riaffiorano in finestra le Migmatiti di Nucetto con lame di scorrimento di quarziti scitiche e di scisti permo-carboniferi. Più a est i Klippen triassici risultano sparsi in modo frammentario e discontinuo nonché implicati in fitti scagliamenti con elementi della sovrastante falda di Montenotte. Klippen di questo tipo sono soprattutto quello affiorante nella Bormida di Millesimo, a sud del paese omonimo, quelli affioranti nella Valle Bormida di Spigno a N e ad E di Bragno, nonché quelli coinvolti e dispersi in lame e trucioli nel movimento della falda di Montenotte, ad ovest dell'abitato omonimo.

Al margine orientale del foglio, ad est di Montenotte Superiore, un grosso lembo calcareo-dolomitico triassico è accavallato al massiccio granitico di Savona con interposta una spessa banda di scisti quarzoso-sericitici permici. Al centro il lembo in questione mostra una struttura brachianticinale, mentre all'estremità occidentale esso si assottiglia a cuneo e viene trascinato in lame periferiche di scorrimento nel movimento verso sud della Falda di Montenotte.

Le rocce del Gruppo di Voltri affiorano in continuità strutturale anche se parzialmente occultati dalla coltre cenozoica, dalla valle della Bormida di Spigno fino al margine orientale del foglio. Verso sud essi risultano delimitati dal contatto con la sovrapposta falda di Montenotte, decorrente da ovest ad est tra Cairo e Repiano. La parte del Gruppo di Voltri affiorante nel Foglio « Ceva » mostra un assetto strutturale rigido in corrispondenza del nucleo serpentinitico e deformazioni plicative molto plastiche nei lembi calcescistosi e prasinitici affioranti ai margini. Nella massa serpentinitica affiorante lungo la valle del T. Erro si distingue una porzione topograficamente elevata caratterizzata da estrema cataclasi fino a milonizzazione delle serpentiniti stesse.

Il contatto con le serpentiniti banchiformi sottostanti, nettamente meno brecciate, avviene secondo un piano sub-orizzontale, che peraltro non si è potuto esattamente delimitare sul foglio. Ciò sembra indicare che una porzione corticale delle serpentiniti del settore occidentale del Gruppo di Voltri si sia scollata e sia scivolata verso SO accavallandosi

in gran parte a serpentiniti e localmente, come è constatabile nel contiguo Foglio « Genova », a lembi calcescistosi. Non vi sono prove per una traslazione in massa del Gruppo di Voltri verso l'esterno della catena per cui, nel suo insieme, esso può ritenersi, unitamente al basamento cristallino savonese, substrato autoctono della falda di Montenotte.

La falda dei calcescisti è presente invece nel settore sud-occidentale del foglio, nei dintorni di Mombasiglio. Essa si presenta quivi con un lembo poggiante sul massiccio di Nucetto, costituito alla base da scisti quarzoso-sericitici permici a cui segue la serie triassica piemontese ed infine i calcescisti con lenti di serpentiniti. La massa alloctona risulta notevolmente ripiegata secondo assi diretti prevalentemente E-O, con scagliamenti a livello delle dolomie medio-triassiche e delle quarziti scitiche.

La falda di Montenotte è presente, in forma di testimoni isolati dall'erosione, su tutte le unità descritte in precedenza e risulta particolarmente estesa presso il contatto tra Gruppo di Voltri e basamento cristallino nell'area tra Cairo e Montenotte.

Predominando in essa i litotipi incompetenti di tipo argilloscistoso, includenti metagabbri massicci e lenti di serpentiniti, prasinitici, radioariti e marmi, il suo assetto interno risulta alquanto caotico e suggerisce in parte una messa in posto per colamento gravitativo da nord a sud. Ciò è particolarmente evidente nella zona di Montenotte Superiore dove la massa alloctona si incanala nella depressione esistente tra i due alti strutturali granitici di M. Porcheria e M. Negino.

Nella massa alloctona di Montenotte sono implicate scaglie triassiche appartenenti all'unità dei Klippen Brianzoni. Tali scaglie sono interpretabili come elementi rimessi in movimento per breve distanza dall'avanzamento della falda di Montenotte. In parte, esse sono attribuibili ad accavallamenti tardivi verso l'interno, probabilmente sincroni con la fase dei retroscorrimenti che assumono maggiore ampiezza all'altezza del ventaglio Brianzono nelle Alpi Cozie. Alla stessa fase sono riferibili locali inversioni nella successione delle unità tettoniche,

**SCHEMA DELLA DISTRIBUZIONE
DELLE UNITÀ TETTONICHE
PRE-CENOZOICHE**

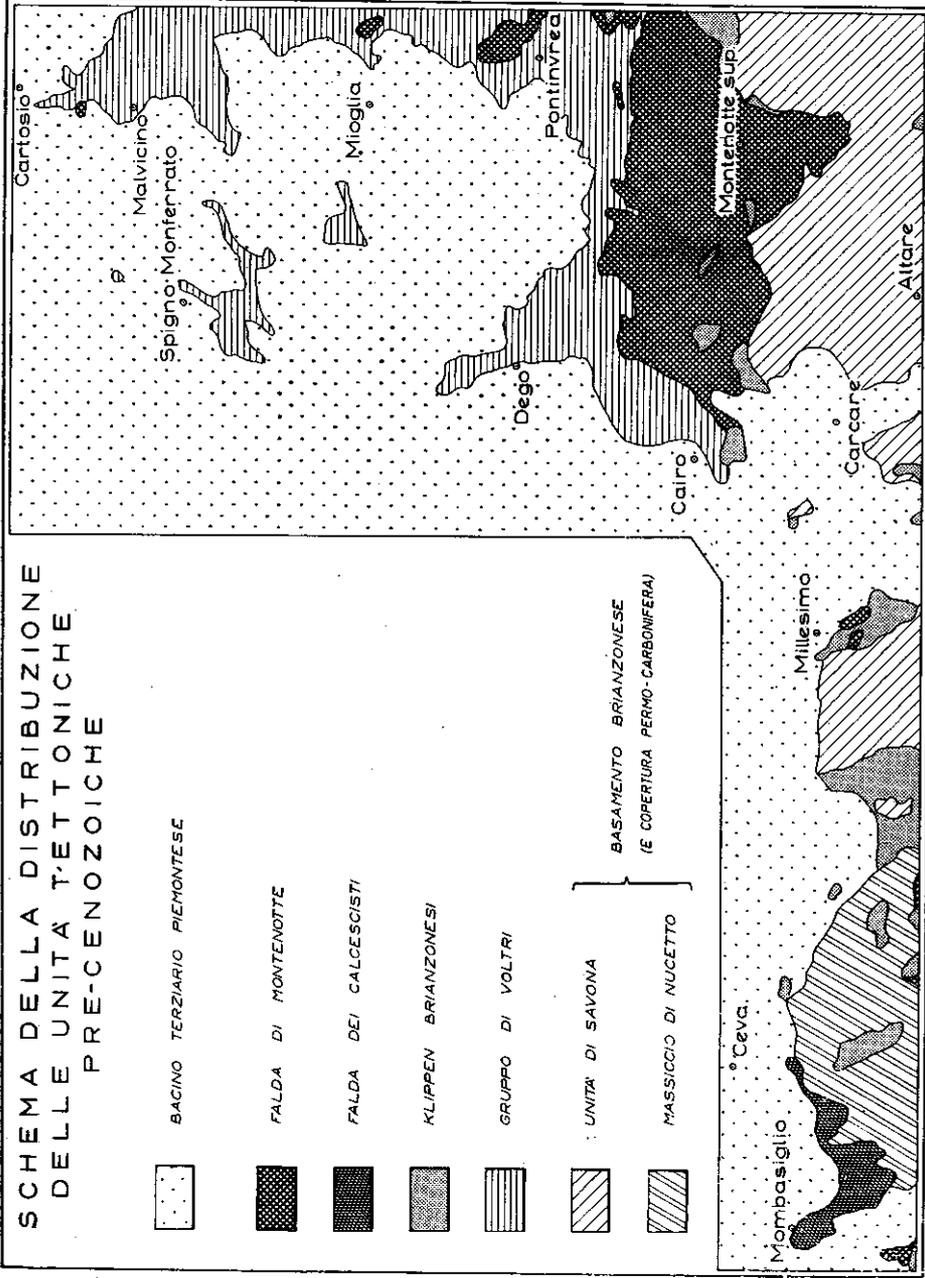
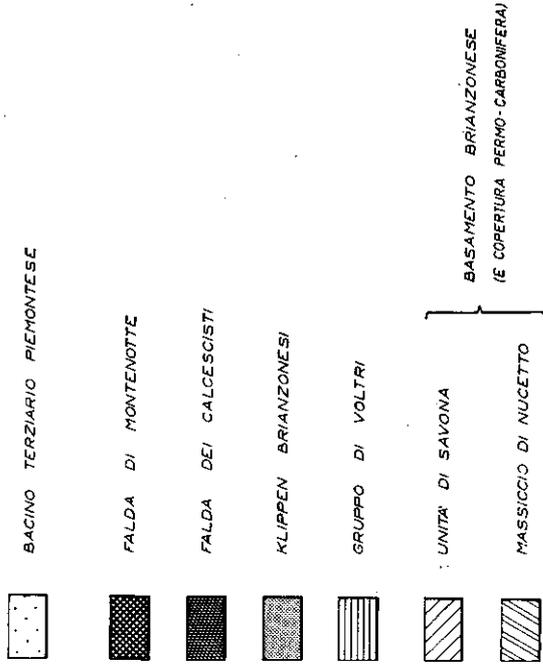


Fig. 8.

come la sovrapposizione del Triassico calcareo-dolomitico dei Klippen brianzonesi alla falda di Montenotte nella Valle del Tanaro a sud di Nuccetto (in gran parte nel Foglio « Albenga-Savona ») e l'accavallamento di scisti permici e carboniferi sul fronte della falda di Montenotte presso M. Ormè e Palazzo Doria.

I sedimenti del bacino terziario piemontese poggiano normalmente sul basamento descritto in forma di amplissima monoclinale immersa a nord-ovest nella parte occidentale e centrale del foglio, con progressiva deviazione verso N e NNE nel settore nord-orientale in corrispondenza della Valle Bormida di Spigno.

Anche i valori di inclinazione degli strati, oscillanti quasi costantemente intorno ai 10° , fanno denotare la regolarità della struttura monoclinale. Deviazioni locali degne di nota si osservano solo in corrispondenza dei livelli oligocenici ricoprenti il Gruppo di Voltri nella zona situata tra la Valle Bormida e i centri di Giusvalla, Mioglia e Pareto. Quivi si notano deviazioni piuttosto brusche nell'immersione degli strati e talvolta nella loro inclinazione, con valori fino a 50° . Tali ondulazioni sono da mettere in relazione con movimenti di sollevamento a livello del substrato avvenuti durante la fase tettonica ponto-pleiocenica. I movimenti stessi si esprimono anche con piccole faglie normali al contatto tra substrato e sedimenti cenozoici, con direzione prevalentemente E-O e NE-SO. Dove il substrato resta sepolto esse si riflettono in superficie nell'ambito della stessa successione cenozoica.

VI — GEOMORFOLOGIA

(G. OROMBELLI)

Il territorio incluso nel Foglio « Ceva » appartiene interamente al bacino del Po, salvo un esiguo settore sud-orientale, posto a sud dello spartiacque Tirreno-Adriatico. Caratteri litologici e assetto strutturale controllano i principali lineamenti morfologici di questo territorio.

Lungo il margine meridionale ed orientale affiora il basamento precenozoico in cui la complessità strutturale e la varietà dei tipi litologici affioranti impedisce l'individuarsi di caratteri morfologici prevalenti. Il reticolato idrografico è di tipo dendritico; pendenze modeste e valli debolmente incise caratterizzano i bacini del versante padano, mentre un rilievo molto più accentuato è proprio dei bacini tirrenici.

Il tipo litologico e l'intensità dell'alterazione determinano nel dettaglio le forme del rilievo. Serpentine, metagabbri, dolomie e calcari dolomitici danno luogo a rilievi salienti rispetto le circostanti forme topografiche, mentre scisti filladici, calcescisti, graniti e migmatiti profondamente alterati danno luogo a forme più dolci e depresse. Le formazioni carbonatiche della Zona Brianzonese mostrano talora morfologia carsica, come nell'area a SSE di Castelnuovo di Ceva.

Al basamento precenozoico si appoggiano i sedimenti del Bacino Terziario Piemontese, costituenti una successione omoclinale immergentesi con debole inclinazione a NW, in cui si alternano formazioni conglomeratiche, marnose, sabbiose e arenacee. I lineamenti orografici ed idrografici principali sono chiaramente condizionati da questo tipo di struttura e dalla litologia. I torrenti Erro, Bormida di Spigno, Uzzone, Bormida di Millesimo e Belbo scorrono in direzione prevalente SSW-

NNE ed analogamente sono allineate le principali creste. Fanno eccezione il tratto del Tanaro compreso nel territorio e l'alto corso del Belbo e della Bormida di Millesimo, orientati NW-SE, localmente controllati da una diversa giacitura degli strati. Il reticolato idrografico mostra notevoli analogie con il tipo a traliccio (trellis pattern), caratterizzato da corsi d'acqua subparalleli alimentati da tributari ad angolo retto, raggiunti a loro volta da numerosi tributari secondari ad angolo retto. Si realizza in tal modo una morfologia paragonabile a quella delle regioni a « cuestas », caratterizzata da corsi d'acqua paralleli alla direzione degli strati o ad essa normali, separati da rilievi asimmetrici, con pendenze minori nei versanti a franapoggio, pendenze maggiori nei versanti opposti. Questa seconda caratteristica è riconoscibile nei profili geologici, nei quali si può pure notare come la superficie topografica nei versanti a franapoggio sia spesso sensibilmente parallela alle superfici di stratificazione. Il profilo trasversale delle principali valli è di conseguenza anch'esso asimmetrico con versanti occidentali più ripidi. E' questo il caso della Bormida di Spigno, lungo il cui fianco sinistro le sabbie e arenarie della Formazione di Monesiglio danno luogo a scarpata al contatto con le sottostanti marne della Formazione di Rocchetta. Così pure lungo il versante sinistro dell'Uzzone e della Bormida di Millesimo si osservano analoghe scarpate incise nelle arenarie della Formazione di Cortemilia e della Formazione di Cassinasco, per lo più ubicate alla base dei versanti.

I principali corsi d'acqua sono caratterizzati da un tracciato a meandri incassati, del tipo a profilo asimmetrico, con versanti esterni alla concavità assai ripidi e versanti interni a debole pendenza, testimoniando un'attiva erosione laterale durante il loro approfondimento. Il fondovalle è più ampio, anche se non ancora completamente calibrato, là ove i corsi d'acqua attraversano formazioni marnose, come la Bormida di Millesimo a nord di Vesime e la Bormida di Spigno nel tratto Spigno Monferrato-Piana, mentre si restringe sensibilmente ove affiorano serpentine, conglomerati ed arenarie, come avviene alla Bormida di

Spigno a sud di Piana Crixia e nel tratto di Ponti, poco prima della confluenza.

Nel dettaglio la morfologia è controllata dalla litologia. Così incisioni di tipo calanchivo si riscontrano localmente nelle marne delle formazioni di Cessole e di Paroldo, sporadiche forme del tipo delle piramidi di erosione nella formazione arenaceo-conglomeratica di Molare. In intercalazioni calcaree presenti alla base di questa formazione, nella zona di Millesimo, sono state segnalate forme carsiche, quali doline allineate, inghiottitoi e cavità sotterranee.

I processi morfologici in atto più importanti nel territorio appaiono essere l'erosione delle acque incanalate, delle acque di dilavamento e dei movimenti in massa lungo i versanti.

La prima si esercita sia con approfondimento verticale sia con erosione laterale e scalzamento alla base dei versanti esterni ai meandri. L'azione delle acque di dilavamento è accentuata dalla scarsa permeabilità di gran parte delle formazioni affioranti e dalla messa in coltura intensiva della regione.

Il movimento in massa lungo i versanti avviene sia sotto forma di crolli o scoscendimenti, generalmente di entità limitata, causati da scalzamento alla base, sia di processi di lenta discesa della copertura eluviale e di colata fangosa.

VII — GEOLOGIA APPLICATA

(B. MARTINIS)

1) MINIERE E CAVE

L'attività estrattiva entro l'area del Foglio « Ceva » è attualmente molto limitata e volta soltanto a materiali da costruzione, in particolare calcari ed arenarie. Sono note tuttavia alcune manifestazioni minerarie che hanno dato luogo in passato a ricerche ed anche a modesti tentativi di sfruttamento.

Minerali radioattivi

L'area di affioramento delle rocce paleozoiche è stata interessata da una campagna di prospezione, estesa su quasi tutta la regione, da parte della SOMIREN, una consociata del gruppo E.N.I. Queste ricerche, i cui risultati non sono stati resi noti, hanno portato nel 1957 alla scoperta di una mineralizzazione nei pressi di Finale Ligure e quindi al di fuori della zona in esame, nel contiguo Foglio « Albenga ».

Antracite

GIORDANO (1969, fig. 6) segnala la presenza di antracite nei dintorni di Millesimo e di Cengio, senza però fornire notizie adeguate sulla ubicazione e le caratteristiche delle manifestazioni, senz'altro prive di interesse pratico.

Lignite

Il famoso giacimento di lignite di Cadibona, molto sfruttato un tempo, si trova ai margini dell'area in esame entro rocce oligoceniche. Livelli lignitiferi della stessa età sono segnalati anche entro il foglio e precisamente a Cosseria dove si hanno alcuni affioramenti appartenenti alla Formazione di Molare; essi sono stati in passato oggetto di una limitata produzione.

Materiali da costruzione.

Le cave presenti nel « Ceva » sono aperte in corrispondenza di diverse formazioni e producono materiale utilizzato esclusivamente in luogo. La descrizione che segue si riferisce ai litotipi principali.

Calcarei e dolomie. Oggetto di sfruttamento possono essere litotipi appartenenti a varie unità: calcari dolomitici di scogliera intercalati verso la base della Formazione di Molare, calcari microcristallini giurassici, calcari dolomitici e dolomie di formazioni triassiche appartenenti alla Zona Piemontese, ma soprattutto alla Zona Brianzonese.

La roccia è usata in particolare per costruzione e per ottenere pietrisco per massicciate stradali. Quando il calcare è puro, esso può essere impiegato come pietra da calce.

Alcune cave si rinvennero presso Cairo Montenotte, dove vengono intaccate le lenti bioermali della Formazione di Molare, a sud di Castelnuovo di Ceva, dove sono sfruttati i livelli della Dolomia di S. Pietro dei Monti di età triassica, costituiti da calcari dolomitici e dolomie microcristallini, grigi e nerastri. GIORDANO (1969) segnala che presso Cosseria viene estratto un calcare, a basso tenore in silice e magnesio, impiegato negli impianti chimici di S. Giuseppe di Cairo.

Presso Denice si notano alcune cave abbandonate che sfruttavano, come pietra da cemento, le lenti di calcare marnoso intercalate nella Formazione di Rocchetta.

Ofoliti. Le Ofoliti di M. Beigua affiorano in lembi abbastanza estesi nel settore orientale del foglio; la roccia è però sempre più o meno intensamente fratturata e pertanto il suo uso è limitato alla produzione di pietrisco. Le cave principali si aprono presso Sequana (a sud di Cartosio, nella valletta del T. Erro) ed in corrispondenza del lembo di Poggi S. Spirito, a SO di Ceva.

Arenarie e puddinghe. Diverse unità della successione oligo-miocenica presentano termini arenacei e conglomeratici con caratteristiche meccaniche talora favorevoli per una loro utilizzazione come pietre da taglio. Presso Rocchetta Cengio e nei dintorni di Sale delle Langhe, ad esempio, venivano usati per questo scopo livelli della Formazione di Monesiglio, mentre a Dego termini della Formazione di Molare. Provenienti forse da quest'ultima unità sono le puddinghe lavorate un tempo a Carcare ed a Millesimo come pietra da macina e che, per la loro resistenza, hanno trovato un ampio uso anche nelle costruzioni. Si tratta di una puddinga ad elementi minuti, con resti di vegetali, affiorante in strati di spessore variabile da 0,10 a 3,5 m.

Nei dintorni di Cairo Montenotte, invece, si utilizzava una puddinga, appartenente sempre alla stessa formazione, dalla quale veniva estratto l'abbondante cemento argilloso, di colore rossastro, che serviva per fabbricare mattonelle per pavimenti.

Marne ed argille. Le marne sono particolarmente frequenti in alcune unità oligo-mioceniche della monosinclinale delle Langhe dove talora rappresentato il litotipo dominante, come nella Marna di Paroldo, « aquitaniano »-langhiana, e nelle marne di S. Agata Fossili tortoniane.

Esse sono comunemente usate per laterizi.

Limitati accumuli argillosi si rinvennero in corrispondenza delle formazioni continentali e dei depositi colluviali. Questi ultimi sono essenzialmente argillosi quando provengono dall'erosione di unità ricche di livelli pelitici; un esempio al riguardo può essere offerto dagli affioramenti colluviali segnalati tra Montezemolo e Camerana.

Le cave sono tuttavia scarse nell'area del foglio: a sud-est di Monforte d'Alba si estrae la marna appartenente alla formazione tortoniana, mentre nei dintorni di Carcare GIORDANO (1969) segnala l'estrazione di una argilla, probabilmente olocenica, utilizzata per mattoni.

Ghiaie e sabbie. Una modesta attività estrattiva si nota in corrispondenza delle alluvioni ghiaioso-sabbiose recenti ed attuali deposte da alcuni corsi d'acqua. Le alluvioni del F. Tanaro, ad esempio, sono sfruttate presso Piantorre, a nord di Lesegno, mentre quelle del F. Bormida e del T. Erro all'angolo nord-est del foglio, rispettivamente ad oriente di Bi-stagno e ad occidente di Melazzo.

2) IDROGEOLOGIA

Caratteristiche idrogeologiche generali delle unità affioranti

Le rocce esposte entro l'area del Foglio « Ceva » presentano caratteristiche sensibilmente diverse dal punto di vista idrogeologico. Si possono, infatti, distinguere litotipi aventi una permeabilità primaria, che ha tratto origine cioè contemporaneamente alla roccia, e litotipi a permeabilità secondaria, cioè acquisita. Quest'ultima è soprattutto legata alla fratturazione, talora molto intensa, che interessa praticamente tutte le unità rigide, inizialmente compatte, che si sviluppano nel settore orientale e meridionale del foglio: dalle dolomie ai calcari triassici, dalle serpentiniti cretacico-giurassiche alle quarziti triassiche, dalle migmatiti ai graniti del Cristallino Savonese.

La permeabilità secondaria può aver luogo anche per fenomeni di dolomitizzazione oppure di soluzione, come nel caso delle carniole intercalate nella formazione di Rocca Prione, di estensione però trascurabile. Talora i due tipi di permeabilità, primaria e secondaria, possono coesistere in uno stesso litotipo.

Sono presenti infine nella zona termini impermeabili appartenenti a varie unità, soprattutto della successione oligo-miocenica.

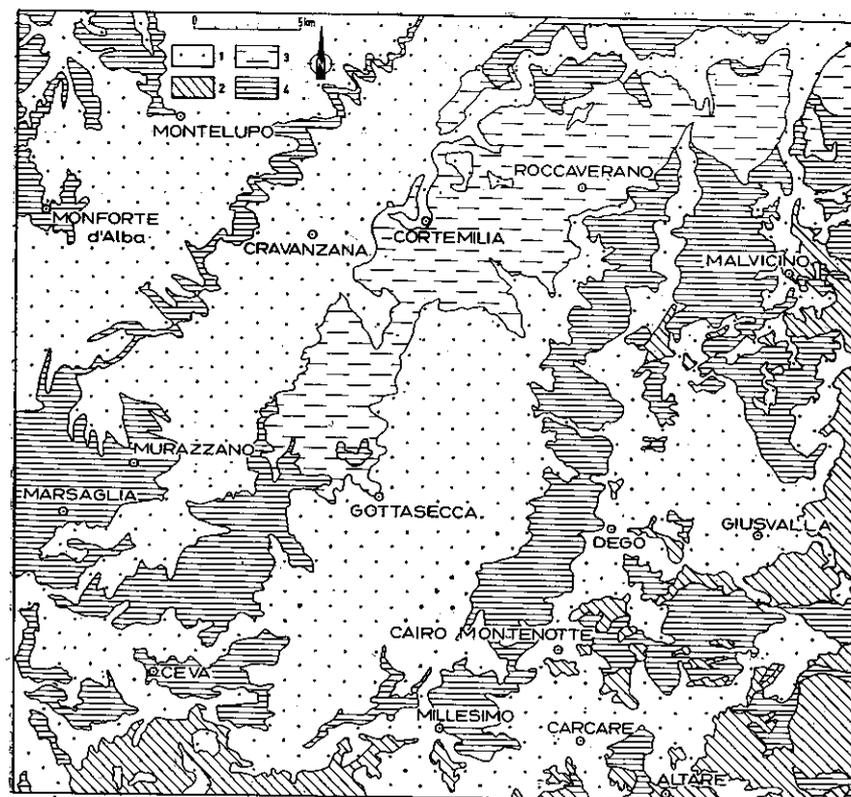


Fig. 10 — Schema della distribuzione dei sedimenti in funzione della loro permeabilità nell'area del foglio « Ceva ».

1 - permeabili per porosità; 2 - permeabili per fratturazione; 3 - in prevalenza impermeabili; 4 - impermeabili.

La permeabilità primaria si rinviene, oltre che nei depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi, soprattutto nei litotipi delle Arenarie di Diano d'Alba e delle formazioni di Lequio, Cassinasco, Monesiglio e Molare.

La permeabilità secondaria è caratteristica in particolare, come già accennato, delle rocce calcaree e dolomitiche giurassico-triassiche e delle

unità del Cristallino Savonese. Impermeabili sono invece alcune unità della monoclinale delle Langhe, come le Marne di S. Agata Fossili e la Marna di Paroldo, gli argilloscisti filladici della « Serie di Montenotte » e gli scisti filladici del « Verrucano Brianzone » e della Formazione del Santuario di Savona.

Uno schema del tutto orientativo della distribuzione delle rocce, in funzione della loro permeabilità, è riportato nella fig. 10, dove emerge una generale prevalenza di termini permeabili, disposti in estese fasce orientate NNE-SSO. L'assorbimento dell'acqua meteorica deve essere pertanto piuttosto elevato nella zona dove le precipitazioni oscillano in media da 700-800 mm annui (settore settentrionale del foglio) ad oltre 1300 mm annui (dintorni di Altare).

In tutta l'area del foglio si sviluppa tuttavia una rete idrografica piuttosto regolare ed abbastanza uniforme i cui caratteri generali sono già stati descritti nel capitolo sulla geomorfologia. Essa assume un'intensità particolare soltanto in corrispondenza di alcune aree impermeabili cenozoiche, come nei dintorni di Marsaglia ed a nord di Monforte d'Alba dove sono segnalate numerose sorgenti. Nei settori più meridionali ed orientali, caratterizzati da rocce mesozoiche e paleozoiche a permeabilità secondaria, si nota spesso un reticolato idrografico avente spiccati caratteri giovanili ed i cui corsi d'acqua, anche se stagionali, sono in accentuata fase erosiva.

Sorgenti

Manca un inventario delle sorgenti della zona e le notizie che si hanno sono molto scarse ed in genere limitate a semplici segnalazioni. Quasi tutte le sorgenti note sono di contatto e sgorgano lungo l'estesa e regolare monoclinale oligo-miocenica dove si intercalano con frequenza termini permeabili e termini impermeabili.

Un gruppo di sorgenti si trova nei dintorni di Marsaglia, ubicate in particolare presso il contatto tra le sabbie della Formazione di Cassinascio e le marne della Formazione di Murazzano, oppure entro quest'ultima unità alla base dei livelli permeabili che essa contiene.

Nel settore a nord di Monforte d'Alba, invece, le sorgenti più frequenti si osservano in corrispondenza delle Arenarie di Diano d'Alba e soprattutto al contatto tra queste e le sottostanti Marne di S. Agata Fossili. Anche nella Formazione di Lequio, sempre nella stessa zona, sono presenti alcune sorgenti. Merita inoltre di segnalare le venute d'acqua ad est di Monesiglio, presso Pezzolo e lungo la valletta del T. Uzzone, da livelli della Formazione di Cortemilia o dai primi termini della sottostante Formazione di Monesiglio.

Sorgenti minerali

Alcune sorgenti solfuree, con tenore più o meno elevato di H_2S e talora anche salmastre, sono presenti nella zona compresa nel Foglio « Ceva »; l'acqua scaturisce da rocce di diversa età. Un loro studio idrogeologico è in corso e ad esso si rimanda per i particolari (MARTINI, 1972).

Dai livelli appartenenti alla Formazione di Cortemilia si hanno tre sorgenti. Due di queste, denominate Sorgenti dell'Acqua Marcia, sgorgano a sud di Ponti presso la strada statale sulla sponda destra della Bormida e rispettivamente a 250 m ed a 2500 m dall'abitato; quest'ultima è la più ricca, ha sapore nauseante, forte odore di H_2S , temperatura $13,8^\circ C$ e portata di circa 1 litro al secondo. La terza sorgente di questo gruppo si trova circa 1000 m a sud-est di Cortemilia, presso l'alveo del T. Uzzone; essa ha temperatura di $10,3^\circ C$ ed una portata modestissima.

Altre due sorgenti solfuree sono presenti entro la Formazione di Molare. La prima, segnalata 1500 m a nord di Altare, è detta Sorgente della Bassa ed è leggermente solfurea. La seconda sgorga 1000 m circa a sud di Mombasiglio nel vallone del T. Mongia; l'acqua è abbondante (5,5 litri al secondo) e salmastra.

Secondo analisi citate in bibliografia essa contiene, oltre ad H_2S , bicarbonato di Ca e Mg, solfato di Na e cloruro di Na.

Ricordo infine le sorgenti, sempre solfuree, di Fontanafredda e di Monastero Bormida. La prima è ubicata all'estremità nord-ovest del foglio, presso lo stabilimento enologico di Fontanafredda, e sgorga dalle

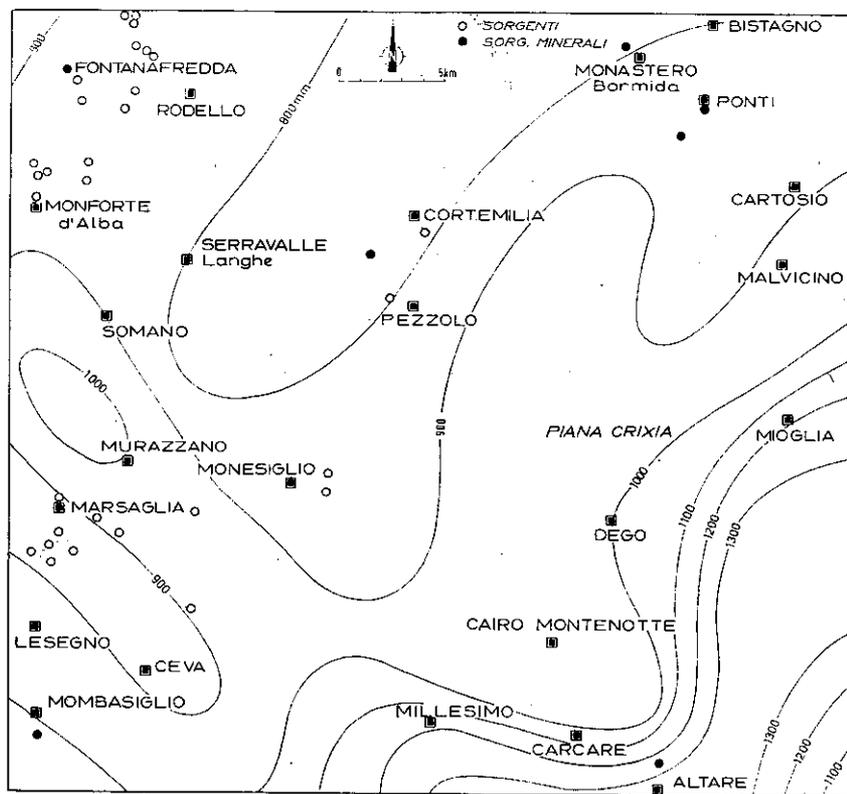


Fig. 11 — Carte delle isoiete delle precipitazioni medie annue ed ubicazione delle principali sorgenti segnalate nell'area del foglio « Ceva ».

Marne di S. Agata Fossili; la seconda è segnalata a circa 3,5 km a sud di Bubbio, sulla sponda sinistra della Bormida dove affiorano sedimenti della Formazione di Cessole; quest'ultima, oltre all'odore di H_2S , ha sapore salmastro.

Tutte le sorgenti minerali sopra citate sono solfuree; fanno eccezione quelle di Mombasiglio e di Monastero Bormida; la prima può essere definita solfureo-bicarbonata, la seconda solfuro-salsa.

3) FRANE

Dal punto di vista della franosità si possono distinguere due aree: la prima che comprende l'estesa monoclinale cenozoica e la seconda dove affiorano le unità più antiche, diffuse soprattutto ai margini meridionale ed orientale del foglio.

La monoclinale oligo-miocenica è costituita, come si è visto, da termini sia permeabili sia impermeabili; essa inoltre presenta immersioni e pendenze regolari per cui le valli che la incidono, a direzione prevalente sud-nord, sono più o meno asimmetriche. I versanti orientali, infatti, dove affiorano gli strati a franapoggio, sono in genere più dolci ed estesi di quelli opposti a reggipoggio.

In corrispondenza del versante orientale, pertanto, le valli presentano condizioni predisponenti ai dissesti che possono manifestarsi con frane di smottamento ed ammolamento, di scivolamento e, più raramente, di scoscendimento.

Le prime interessano in particolare le placche eluviali e colluviali argilloso-sabbiose che, impregnate d'acqua durante le precipitazioni, danno luogo a dissesti in genere però di limitata estensione.

Le frane di scivolamento possono avvenire invece quando masse rocciose scendono lungo una superficie preconstituita, come superficie di strato o di contatto tra unità permeabili ed impermeabili, disposte, come si è visto, a franapoggio.

I dissesti maggiori, sempre però di limitata importanza, sono stati segnalati sul fianco orientale della Valle della Bormida di Millesimo, presso Levici e Pezzolo. Si tratta di frane di smottamento che hanno interessato i depositi eluviali e colluviali argillosi giacenti sulle formazioni di Cortemilia e di Cassinasco.

Sempre in corrispondenza dello stesso versante della Bormida, dissesti simili, e più limitati, sono presenti ad occidente di Cortemilia ed a nord di Olmo Gentile.

Nelle zone di affioramento delle unità più antiche, dove la tettonica è complessa, le giaciture molto irregolari e la morfologia più accentuata, i movimenti franosi sono soprattutto legati al grado di fratturazione delle

masse rocciose. Litotipi considerati infatti genericamente coerenti e stabili, come graniti e gabbri, sono spesso talmente sbriciolati che si comportano, dal punto di vista meccanico, allo stesso modo delle rocce incoerenti. Essi danno luogo pertanto, dove la morfologia lo permette, a dissesti diffusi.

Anche le rocce metamorfiche possono talora avere effetti negativi sulla stabilità dei versanti, in funzione della giacitura dei piani di scistosità e del grado di alterazione; questo ultimo, se molto pronunciato, genera nella roccia smottamenti superficiali simili a quelli che avvengono in seno all'eluvio.

Alcuni dissesti sono segnalati lungo la strada che dal Santuario di Savona porta a Montenotte inferiore; essi sono riferibili a modeste frane di scoscendimento e scivolamento, di cui le più importanti sono quelle di Casa Canavé e di Casa Meugge. La prima si trova circa 3 km a nord-ovest del Santuario di Savona: è una vecchia frana, probabilmente di smottamento ed ora consolidata che ha coinvolto limi sabbiosi eluviali con ciottoli giacenti su unità della « Serie di Montenotte ». Il volume totale del corpo di frana è stato valutato dell'ordine di 450.000 m³. Il secondo dissesto, che si trova 4 km a nord del precedente, ha coinvolto depositi eluviali e colluviali, prevalentemente limoso-argillosi, scivolati sul substrato costituito dalla Formazione di Molare.

Vanno segnalati infine, per le ripercussioni che possono avere dal punto di vista pratico, i vari cedimenti in corrispondenza delle sedi stradali, causati dall'assessamento del substrato alterato, oppure gli smottamenti che si verificano con più frequenza del necessario a monte delle sedi stesse, soprattutto se di recente apertura, le quali hanno rotto la stabilità, talora precaria, dei versanti.

4) TERREMOTI

Molte regioni italiane sono scosse da terremoti, più o meno frequenti e violenti, le cui cause sono intimamente connesse con le caratteristiche geologiche che esse presentano. Una migliore conoscenza di queste carat-

teristiche permette di inquadrare meglio i fenomeni sismici con ovvie ripercussioni pratiche.

Esula da queste note una trattazione del genere; ritengo tuttavia che possa essere utile a chi consulta la carta geologica poter disporre almeno delle notizie principali che si hanno al riguardo.

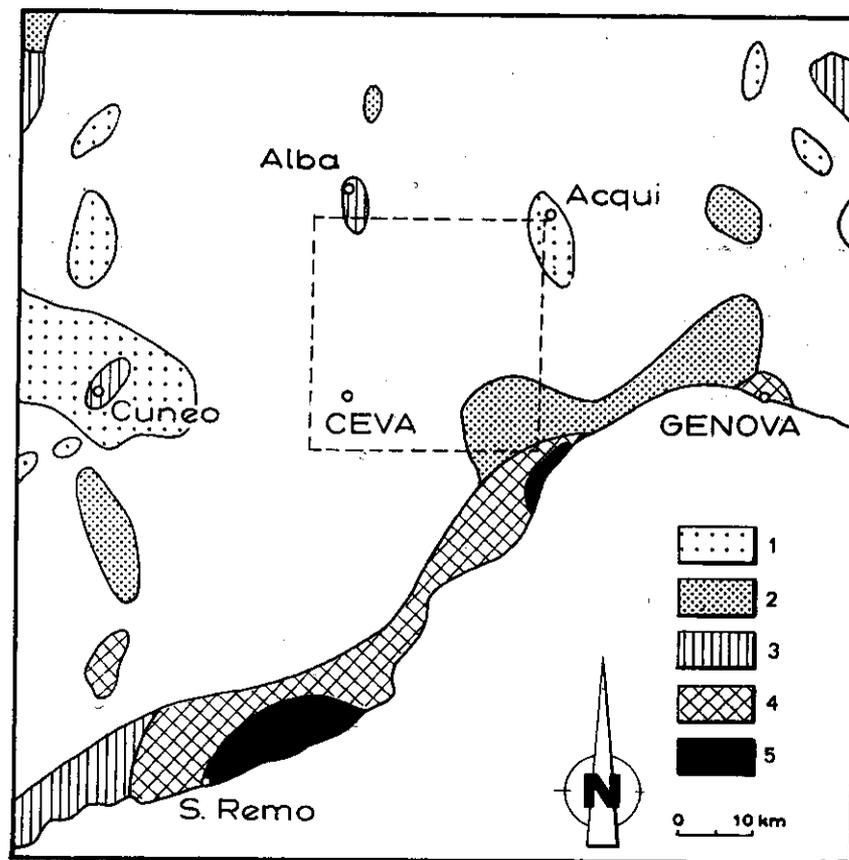


Fig. 12 — Sismicità nell'area del foglio « Ceva » e nelle zone limitrofe.
1 - leggerissima; 2 - leggera; 3 - mediocre; 4 - intensa; 5 - intensissima
(da Baratta, ridis., 1934).

La zona compresa nel Foglio « Ceva » risente del complesso centro sismico del Cuneese ed ancor più di quello della riviera ligure occidentale che ha i suoi massimi tra S. Remo e Diano. A quest'ultimo centro sono riferite le forti sollecitazioni che spesso hanno coinvolto la fascia litoranea e che ebbero la loro massima intensità nel sisma disastroso del 23 febbraio 1887 i cui effetti, seppure attutiti, si fecero sentire nel settore sud-occidentale dell'area in esame. I dintorni di Ceva, infatti, sono maggiormente interessata dai terremoti che, fin dai tempi più antichi e con intensità variabili, avvengono in media ogni 17-18 anni (ISSEL, 1892).

A settentrione dei monti di Ceva, un terremoto di una certa intensità venne registrato a Cairo Montenotte il 17 giugno 1878, mentre al margine nord-occidentale del foglio, si risentono talora gli effetti del centro sismico di Alba, ritenuto il più attivo del Bacino Terziario Piemontese; esso ha dato luogo a periodi sismici con numerose scosse, però di intensità limitata.

Data di presentazione del manoscritto: 3 dicembre 1970.

Ultime bozze restituite il: 1° dicembre 1971.

VIII — BIBLIOGRAFIA

- AIROLDI M. (1932), *Contributo allo studio delle Corallinacee del Terziario italiano. I. Le Corallinacee dell'Oligocene Ligure-Piemontese*. « Paleont. Ital. », vol. 33, pp. 55-83, Pisa.
- ANONIMO (L. Pareto) (1897), *Descrizione della cava di combustibile fossile nelle vicinanze di Cadibona*. « Giornale Ligustico », vol. I, p. 24.
- ARGAND E. (1911), *Coupes géologiques des Alpes Occidentales*. « Mat. Carte Géol. Suisse ».
- ARGAND E. (1916), *Sur l'arc des Alpes Occidentales*. « Ecl. Géol. Helv. », vol. 15, Basel.
- BELLINI A. (1963), *Petrogenesi e significato stratigrafico dei porfiroidi — cosiddetti Besimauditi — dell'areale savonese delle Alpi Liguri*. « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 1, n. 2, Genova.
- BELLINI A. (1964), *Nuove osservazioni petrogenetiche e geologiche sul cristallino delle Alpi Liguri e del savonese in particolare*. « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 2, n. 2, pp. 99-191, Genova.
- BENEÒ E. (1936), *Un profilo geologico fra Savona e Altare*. « Boll. R. Uff. Geol. », vol. 41, Roma.
- BLOCH J. P. (1964 a), *Les gneiss du domaine briançonnais ligure: Existence de deux ensembles pétrographiques: gneiss du type de Nucetto; gneiss à biotite et amphibolite*. « C.R.S. Acad. Scienc. », Paris.
- BLOCH J. P. (1964 b), *Les gneiss du domaine briançonnais ligure. Existence d'une unité charriée, disjointe, à material cristallophyllien*. « C.R.S. Acad. Scienc. », Paris.
- BLOW W. H., SMOUT A. H. (1968), *Bormidian*. In: *Mediterranean Neogene Stages. Studies on the Stratotypes*. (C.M.N.S., preprint), Utrecht.
- BONI A. (1962 a), *Considerazioni stratigrafiche e tettoniche sulla serie oligo-miocenica di Garbagna*. « Mem. Soc. Geol. Ital. », vol. 3, pp. 315-323, Roma.
- BONI A. (1962 b), *Il Paleogene del Bacino Terziario del Piemonte*. « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 3, pp. 263-274, Roma.
- BONI A. (1962 c), *Il Paleogene dell'Appennino settentrionale a W della linea Sarzana-Piacenza*. « Mem. Soc. Geol. Ital. », vol. 3, pp. 331-348, Roma.
- BONI A. (1967), *Notizie sul Serravalliano-tipo*. « Comit. Neog. Medit., IV Congr. », Guida alle escursioni, pp. 47-63, Bologna.
- CHARRIER G., FERNANDEZ D., MALARODA R. (1964), *La Formazione di Pianfolco (Ba-*

- cino oligocenico ligure piemontese). « Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. », s. 8, vol. 7, n. 2, pp. 25-83, Roma.
- CITA M. B. (1964), *Considérations sur le Langbien des Langhe et sur la stratigraphie miocène du bassin Tertiaire du Piémont*. « Inst. "Lucas Mallada", Curs. Conf. », vol. 9, pp. 203-210, Madrid.
- CITA M. B. (1967), *Notizie sul Langbiano-tipo*. « Comit. Neog. Medit., IV Congr. », Guida alle escursioni, pp. 63-70, Bologna.
- CITA M. B., ELTER G. (1961), *La posizione stratigrafica delle Marne a Pteropodi delle Langhe e della Collina di Torino ed il significato cronologico del Langbiano*. « Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. », s. 8, vol. 29, n. 5, pp. 360-369, Roma.
- CITA M. B., GELATI R. (1960), *Globoquadrina langhiana n. sp. del Langbiano-tipo*. « Riv. Ital. Paleont. Strat. », vol. 66, n. 2, pp. 241-246, Milano.
- CITA M. B., PREMOLI SILVA I. (1960), *Pelagic Foraminifera from the type-Langbian*. « Internat. Geol. Congr., Rept. Sess. », pt. 22, pp. 39-50, Copenhagen.
- CITA M. B., PREMOLI SILVA I. (1967), *Evoluzione delle faune planctoniche nell'intervallo stratigrafico compreso fra il Langbiano-tipo ed il Tortomiano-tipo e zonazione del Miocene piemontese*. « Pubbl. Ist. Paleont. Univ. Milano », s. P, n. 164, pp. 1-25, Milano.
- CITA M. B., PREMOLI SILVA I., ROSSI R. (1965), *Foraminiferi planctonici del Tortomiano-tipo*. « Riv. Ital. Paleont. Strat. », vol. 71, n. 1, pp. 217-308, Milano.
- CONTI S. (1943), *Contributo allo studio delle Corallinacee del Terziario italiano. 2) Corallinacee del Miocene ligure-piemontese*. « Paleont. Ital. », vol. 41, pp. 37-61, Pisa.
- CONTI S. (1946), *Su alcune specie di Melobesie (Corallinacee) del Miocene di Ponzzone (Acqui)*. « Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. », s. 8, vol. 1, n. 10, pp. 1088-1093, Roma.
- CONTI S. (1948), *Il Massiccio granitico di Pallare-Fornelli e le lame triassiche nell'Antracolitico di Mallare-Bormida (Alpi Liguri)*. « Atti Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. », s. 8, vol. 2, n. 2, pp. 19-42, Roma.
- CONTI S. (1950), *Un grande massiccio frammentario gneissico-granitico nelle Alpi Liguri*. « Atti Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. », s. 8, vol. 2, n. 3, pp. 45-69, Roma.
- CONTI S. (1954), *Studi geologici delle valli Maudagna, Corsaglia, Casotto (Alpi Liguri)*. « Boll. Serv. Geol. It. », vol. 75, Roma.
- CONTI S. (1963), *Nuove osservazioni sulla preparazione della carta geologica della Liguria*. « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 1, n. 1, pp. 3-93, Genova.
- CORTEMIGLIA G. C., ANDRI E., MAIFREDI P. (1968), *Segnalazione di forme carsiche nella zona di Millesimo*. « Rass. Spel. Ital. », vol. 20, n. 2, 15 pp., Como.
- DE ALESSANDRI G. (1901), *Appunti di geologia e di paleontologia sui dintorni di Acqui*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », vol. 39, pp. 1-176, Milano.
- DE ANTONIO C. (1921), *Le Laghe*. « L'Universo », a. 2, n. 4, pp. 257-272, Firenze.
- DE STEFANI C. (1887 a), *Il permiano nell'Appennino*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 6, Roma.

- DE STEFANI C. (1887 b), *L'Appennino fra il Colle dell'Altare e la Polcevera*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 6, pp. 225 e segg., Roma.
- DE STEFANI C. (1893), *Sulla posizione del langhiano nelle Langhe*. « Proc. Verb. Soc. Toscana ».
- DE STEFANI C. (1897), *Les terrains tertiaires supérieurs du bassin de la Méditerranée*. « Ann. Soc. Géol. Belge », vol. 18, pp. 201 e segg.
- DEPERET C. (1893), *Sur la classification et le parallélisme du système miocène*. « Bull. Soc. Géol. France », s. 3, n. 21, pp. 170-266, Paris.
- DROGGER C. W. (1954), *Miogypsina in Northern Italy*. « Proc. K. Ned. Ak. Wetensch. », s. B, vol. 57, pp. 227-249, Amsterdam.
- FRANCESCETTI B. (1967), *Studi geologici sulla regione ad ovest di Ovada (Provincia di Alessandria)*. « Mem. Soc. Geol. Ital. », vol. 6, n. 3, pp. 379-420, Roma.
- FRANCHI S. (1893), *Nota preliminare sulla formazione gneissica e sulle rocce granitiche del massiccio cristallino ligure*. « Boll. R. Com. Geol. Ital. », n. 1, Roma.
- FRANCHI S. (1898), *Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi delle Alpi Occidentali*. « Boll. R. Com. Geol. Ital. », Roma.
- FRANCHI S. (1900), *Sopra alcuni giacimenti di rocce giadetiche delle Alpi Occidentali e dell'Appennino Ligure*. « Boll. R. Com. Geol. Ital. », Roma.
- FRANCHI S. (1906), *Zona delle pietre verdi fra l'Ellero e la Bormida*. « Boll. R. Comit. Geol. », pp. 116 e seg., Roma.
- FRANCHI S. (1918), *I supposti ricoprimenti del massiccio cristallino savonese*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 37, Roma.
- GABERT P. (1962), *Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts*. Imprimerie Louis-Jean, 531 pp., Gap.
- GALLI M., Penco A. M. (1954), *Ricerche petrografiche sul massiccio granitico di Albisola*. « Ann. Museo Civ. St. Nat. Genova », vol. 68, pp. 21-34, Genova.
- GELATI R. (1967 a), *Osservazioni stratigrafiche sull'Oligo-Miocene delle Langhe (Piemonte - Italia)*. « Pubbl. Ist. Geol. Univ. Milano », s. G, n. 236, pp. 1-18, Milano.
- GELATI R. (1967 b), *Biostratigrafia del limite Oligocene-Miocene nelle Langhe (Piemonte - Italia)*. « Comit. Neog. Medit. IV Congr. », Bologna.
- GELATI R. (1968), *Stratigrafia dell'Oligo-Miocene delle Langhe tra le valli dei fiumi Tanaro e Bormida di Spingo*. « Riv. Ital. Paleont. Strat. », vol. 74, n. 3, pp. 865-967, Milano.
- GELATI R. (1969), *Il Calcare di Acqui*. « Riv. Ital. Paleont. Strat. », vol. 75, n. 4, pp. 761-830, Milano.
- GIORDANO G. (1969), *Le attività estrattive in Liguria*. « L'Ind. Mineraria », s. 2°, a. 20, pp. 519-532, 566-580, 630-640, 8 figg., Roma.
- GNACCOLINI M. (1960), *Contributo alla conoscenza della paleogeografia del Langhiano delle « Langhe » (tra Acqui e Bubbio)*. « Riv. Ital. Paleont. Strat. », vol. 66, n. 4, pp. 589-603, Milano.
- GNACCOLINI M. (1967 a), *Caratteristiche sedimentologiche principali dello strato-tipo del Langhiano e delle formazioni adiacenti*. « Pubbl. Ist. Geol. Univ. Milano », s. G, n. 237, pp. 1-7, Milano.

- GNACCOLINI M. (1967 b), *Langhe turbidites in Piemonte*. In: *Sedimentological characteristics of some italian turbidites*. « Geol. Romana », vol. 6, pp. 365-368, Roma.
- GNACCOLINI M. (1968 a), *Il bacino delle Langhe (Piemonte) durante il Miocene*. « Riv. Ital. Paleont. Strat. », vol. 74, n. 1, pp. 133-146, Milano.
- GNACCOLINI M. (1968 b), « *Microtorbiditi nel Miocene delle Langhe (Piemonte)* ». « Riv. Ital. Paleont. Strat. », vol. 74, n. 2, pp. 449-456, Milano.
- ISSEL A. (1885), *Note intorno al rilevamento geologico compreso nei fogli di Cairo Montenotte e Varazze*. « Boll. R. Comit. Geol. », Roma.
- ISSEL A. (1887), *Relazione della riunione della Società Geologica a Savona*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », Roma.
- ISSEL A. (1892 a), *Liguria geologica e preistorica*. Vol. I, pp. 440, Vol. II, pp. 376, A. Donath ed., Genova.
- ISSEL A. (1892 b), *Liguria geologica e preistorica. Atlante*. Note e di segni originali di U. Morelli; Panorami e fotografie di G. Dellepiane, Genova.
- ISSEL A., SQUINABOL S. (1890), *Carta Geologica della Liguria e dei Territori confinanti*. Genova.
- ISSEL A., MAZZUOLI I., ZACCAGNA D. (1897), *Carta geologica delle Riviere liguri e delle Alpi Marittime*. « Pubbl. C.A.I. », sez. Ligure, Lit. Fr. Armanino, Genova.
- KEREZ C. (1955), *Zur Geologie des Savonese (Ligurien-Italien)*. « In. Diss. Univ. Zürich », pp. 1-81, Zürich.
- LORENZ C. (1960), *Les couches à Lépidocyclines de Mollere (près de Ceva, Piémont, Italie)*. « Rev. Micropaléont. », vol. 2, n. 4, pp. 181-187, Paris.
- LORENZ C. (1962 a), *Le Stampien et l'Aquitainien ligures*. « Bull. Soc. Géol. France », s. 7, vol. 4, pp. 657-665, Paris.
- LORENZ C. (1962 b), *Sur le présence de Miogypsines dans les grès de Montezemolo (Aquitainien) entre Ceva et Millesimo (Italie-Piémont)*. « C. R. Ac. Sc. Paris », vol. 225, pp. 3001-3003, Paris.
- LORENZ C. (1964 a), *Corrélations stratigraphiques entre les formations oligocènes et miocènes inférieures du domaine liguro-piémontais et celle de la Vénétie*. « C. R. Ac. Sc. Paris », n. 258, pp. 1562-1565, Paris.
- LORENZ C. (1964 b), *La série aquitainienne de Millesimo (Italie, Province de Savone)*. « Bull. Soc. Géol. France », s. 7, vol. 6, pp. 192-204, Paris.
- LORENZ C. (1967), *Sur l'attribution au Burdigalien de la plupart des formations rangées dans l'« Aquitainien » du Sud du bassin piémontais*. « C.R.S.S. Soc. Géol. France », n. 2, pp. 62-63, Paris.
- LORENZ C. (1969), *Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inférieur des confins liguro-piémontais (Italie)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 6, pp. 255-888, Genova.
- MARIANI E. (1886), *Descrizione dei terreni miocenici tra la Scrivia e la Staffora*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 5, pp. 277-315, Roma.
- MARTINIS B. (1971), *Idrogeologia delle sorgenti minerali del Gruppo di Voltri, delle Langhe e della Zona Sestri-Voltaggio*. In corso di pubblicazione.

- MASTRORILLI V.I. (1967), *Nuovo contributo allo studio delle Corallinacee dell'Oligocene ligure-piemontese: i reperti della tavoletta Ponzone*. « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 5, n. 2, pp. 153-406, Genova.
- MAYER C. (1868), *Tableau synchronistique des terrains supérieurs*. 1 feuille autogr., Zürich.
- MAYER C. (1877), *Studi geologici sulla Liguria centrale*. « Boll. R. Comit. Geol. », nn. 11 e 12, pp. 407-425, Roma.
- MOSNA S. (1965), *Contributi micropaleontologico-stratigrafici allo studio dell'Oligocene del Bacino Terziario Ligure-Piemontese*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 16, pp. 81-113, Pavia.
- PARETO L. (1827), *Relazioni tra la costituzione geognostica dell'Appennino Ligure e quella delle Alpi della Savoia*. « Giornale Ligustico », vol. 1, pp. 122 e seg.
- PARETO L. (1846), *Descrizione di Genova e del Genovesato*. Genova.
- PARETO L. (1865), *Sur les subdivisions que l'on pourrait établir dans les terrains tertiaires de l'Apennin septentrional*. « Bull. Soc. Géol. France », s. 2, vol. 22, pp. 210-277, Paris.
- PARONA C.F., ROVERETO G. (1895), *Diaspri permiani a radiolarie di Montenotte (Liguria occidentale)*. « Acc. R. Sc. Torino », pp. 3-17, Torino.
- PASQUARÈ G. (1961), *Rapporti tettonici tra la « Serie di Montenotte » ed il Massiccio Cristallino Savonese*. « Boll. Serv. Geol. Ital. », vol. 81, n. 2-3, pp. 213-221, Roma.
- PASQUARÈ G. (1968), *La « Serie di Montenotte »: un elemento alloctono sovrapposto al bacino oligocenico di Santa Giustina (Alpi Liguri)*. « Riv. It. Paleont. Strat. », vol. 74, n. 4, pp. 1257-1274, Milano.
- ROBBA E. (1967), *Molluschi del Tortoniano-tipo e loro condizioni ambientali*. « Pubbl. Ist. Geol. Univ. Milano », s. P, n. 163, pp. 1-17, Milano.
- ROVERETO G. (1893 a), *La serie degli scisti e delle serpentine antiche in Liguria*. « Atti Soc. Ligustica », vol. 4, n. 2.
- ROVERETO G. (1893 b), *Gneiss del permo-carbonifero*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 12, n. 1, Roma.
- ROVERETO G. (1894), *Fenomeni di contatto del granito savonese*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 13, n. 1, Roma.
- ROVERETO G. (1895), *Arcaico e Paleozoico nel Savonese*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 14, n. 1, pp. 37-75, Roma.
- ROVERETO G. (1909), *La zona di ricoprimento del Savonese e la questione dei calcescisti*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 28, n. 2, pp. 389-418, Roma.
- ROVERETO G. (1914), *Nuovi studi sulla stratigrafia e sulla fauna dell'Oligocene ligure*. Vol. di 179 pagine, Genova.
- ROVERETO G. (1935), *La serie di Montenotte come elemento costituente delle Alpi Occidentali e dell'Appennino*. « Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. », s. 6, vol. 21, n. 8, Roma.
- ROVERETO G. (1939), *Liguria Geologica*. « Mem. Soc. Geol. Ital. », vol. 2, pp. 1-743, Roma.

- RUSCELLI M. (1953), *Microfauna della serie elveziana del Rio Mazzapiedi-Castellania (Tortona-Alessandria)*. « Riv. Ital. Paleont. Strat. », Mem. 6, pp. 99-166, Milano.
- SACCO F. (1889-1890 a), *Il Bacino Terziario e Quaternario del Piemonte*. Vol. di 634 pagine, Tip. Bernardoni, Milano.
- SACCO F. (1889-1890 b), *Catalogo paleontologico del Bacino Terziario del Piemonte*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 8, pp. 281-356; vol. 9, pp. 185-340, Roma.
- SACCO F. (1890), *Geologia applicata del Bacino Terziario e Quaternario del Piemonte*. « Boll. Comit. Geol. Ital. », vol. 21, pp. 85-121, Roma.
- SACCO F. (1906), *Les étages et les faunes du bassin tertiaire du Piémont*. « Bull. Soc. Géol. France », s. 4, vol. 5, pp. 893-916, Paris.
- SACCO F. (1929), *I problemi del Massiccio Cristallino Savonese*. « Atti R. Acc. Sc. Torino », vol. 65, pp. 15-33, Torino.
- SACCO F. (1936), *Carta Geologica d'Italia*, Foglio « Ceva », n. 81, scala 1:100.00, Roma.
- SACCO F. (1939), *Il bacino quaternario di Ceva*. « Ann. R. Acc. Agricolt. Torino », vol. 82, 7 pp., Torino.
- SISMONDA A. (1842), *Osservazioni geologiche sui terreni delle Formazioni terziaria e cretacea in Piemonte*. « Mem. R. Acc. Sc. Torino », s. 2, vol. 5, pp. 419-471, Torino.
- SISMONDA A. (1892), *Osservazioni geologiche sulle Alpi Marittime e sugli Appennini*. « Mem. R. Acc. Sc. Torino », vol. 4, n. 2, pp. 34-45, Torino.
- TERMIER P., BOUSSAC J. (1911 a), *Sur les Mylonites de la région de Savone*. « C. R. Acad. Sc. », Paris.
- TERMIER P., BOUSSAC J. (1911 b), *Sur le caractère « exotique » du massif cristallin ligure et sur la separation de l'Apennin et des Alpes*. « C. R. Acad. Sc. », Paris.
- TERMIER P., BOUSSAC J. (1912), *Le Massif cristallin ligure*. « Bull. Soc. Géol. France », s. 4, vol. 12, pp. 272-311, Paris.
- TRABUCCO G. (1891), *Sulla vera posizione del calcare di Acqui (Alto Monferrato)*. Vol. di 28 pagine, Tip. Cenniniana, Firenze.
- TRABUCCO G. (1908), *Fossili, stratigrafia ed età del calcare di Acqui (Alto Monferrato)*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 27, pp. 337-400, Roma.
- VERVLOET C. C. (1966), *Stratigraphical and micropaleontological data on the Tertiary of Southern Piemont (Northern Italy)*. Vol. di 88 pagine, Schotanus & Jens Utrecht NV, Utrecht.
- VIANY G. S., PINALI R. (1916), *Le acque minerali e gli stabilimenti idropinici e idrotermali d'Italia*. Vol. di 461 pagine, Tip. U. Grioni, Milano.
- ZACCAGNA D. (1888), *Sulla geologia delle Alpi Occidentali*. « Boll. R. Comit. Geol. », a. 1887, n. 11-12, pp. 3-74, Roma.