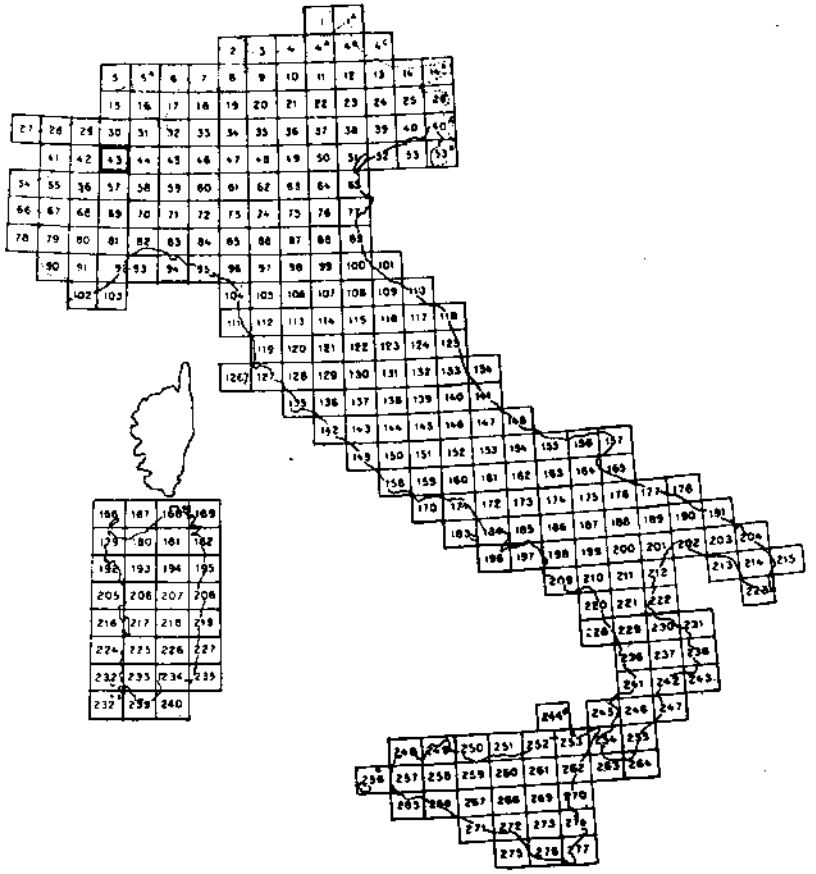
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - LARGO S. SUSANNA, 13 - ROMA

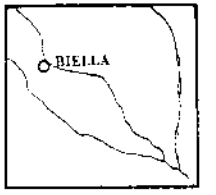
MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 43
BIELLA

FRANCESCO CARRARO &
GIANCARLO BORTOLAMI,
ROSALINO SACCHI



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1967

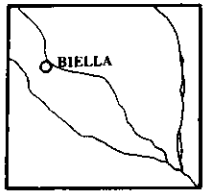
MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 43
BIELLA

GIANCARLO BORTOLAMI,
FRANCESCO CARRARO &
ROSALINO SACCHI



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1967

SOMMARIO

I - INTRODUZIONE E CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE Pag. 7

II - SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME . . . » 9

III - LE SERIE CRISTALLINE . . . . . » 11

PENNIDI SUPERIORI . . . . . » 11

1) « Serie Sesia-Lanzo » . . . . . » 11

ALPI MERIDIONALI . . . . . » 13

1) « Serie dei Laghi » . . . . . » 13

2) « Serie Diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano » . . » 14

MASSICCI ERUTTIVI . . . . . » 20

1) « Massiccio Granitico del Biellese » . . . . » 20

2) « Plutone della Valle del Cervo » . . . . » 26

3) Filoni . . . . . » 29

IV - I TERRENI DI COPERTURA . . . . . » 32

COPERTURA DELLA SERIE SESIA-LANZO . . . » 32

1) Permocarbonifero . . . . . » 32

COPERTURA DELLE ALPI MERIDIONALI . . . . » 34

1) Carbonifero . . . . . » 34

2) «Complesso dei "porfidi quarziferi" del Biellese» » 36

3) Trias e Lias . . . . . » 40

PLIOCENE . . . . . Pag. 42
QUATERNARIO . . . . . » 45

V - TETTONICA . . . . . » 52

VI - MORFOLOGIA . . . . . » 55

VII - GEOLOGIA APPLICATA . . . . . » 58

1) Giacimenti minerari . . . . . » 59
2) Materiali da costruzione . . . . . » 61
3) Pietre da calce . . . . . » 63
4) Materiali argillosi . . . . . » 64
5) Sorgenti . . . . . » 67

VIII - BIBLIOGRAFIA . . . . . » 69

I - INTRODUZIONE E CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE

Il foglio 43 (Biella) comprende a Nord un settore, geologicamente alquanto complesso, della regione alpina ed a Sud una parte notevole dell'alta pianura piemontese.

Per entrambe queste regioni i nuovi rilevamenti hanno portato a sostanziali modifiche rispetto alla precedente edizione, modifiche che riguardano particolarmente la struttura, petrograficamente eterogenea, del Plutone della Valle del Cervo, le distinzioni entro il complesso vulcanitico permiano ed il suo basamento nel Biellese orientale, le caratteristiche petrografiche e tettoniche della Serie Diorito-kinzigitica, nonché tutta l'area occupata dal Quaternario della pianura.

Al nuovo rilevamento del foglio Biella hanno contribuito, per le aree rispettive indicate sul foglio medesimo, e sotto la direzione del Prof. Roberto MALARODA, i Rilevatori della Carta Geologica d'Italia distaccati presso l'Istituto di Geologia dell'Università di Torino, Dottori Giancarlo BORTOLAMI, Francesco CARRARO e Rosalino SACCHI. Per il complesso porfirico del Biellese orientale hanno servito di base rilevamenti e studi inediti del Dott. Corrado FRIZ e, in particolare modo, del Dott. Mario GOVI. I rilevamenti, iniziati nel giugno 1961, sono continuati per circa tre anni e sono stati ultimati nel giugno 1964. Perfezionamenti sono stati introdotti anche in seguito fino alla data di edizione del foglio (novembre 1966). Altri dati, che non è stato più possibile inserire, sono l'oggetto di lavori pubblicati o in corso di pubblicazione da parte degli autori del rilevamento.

Non esistono pubblicazioni che riguardino dal punto di vista geologico generale l'area, estremamente eterogenea e complessa, compresa

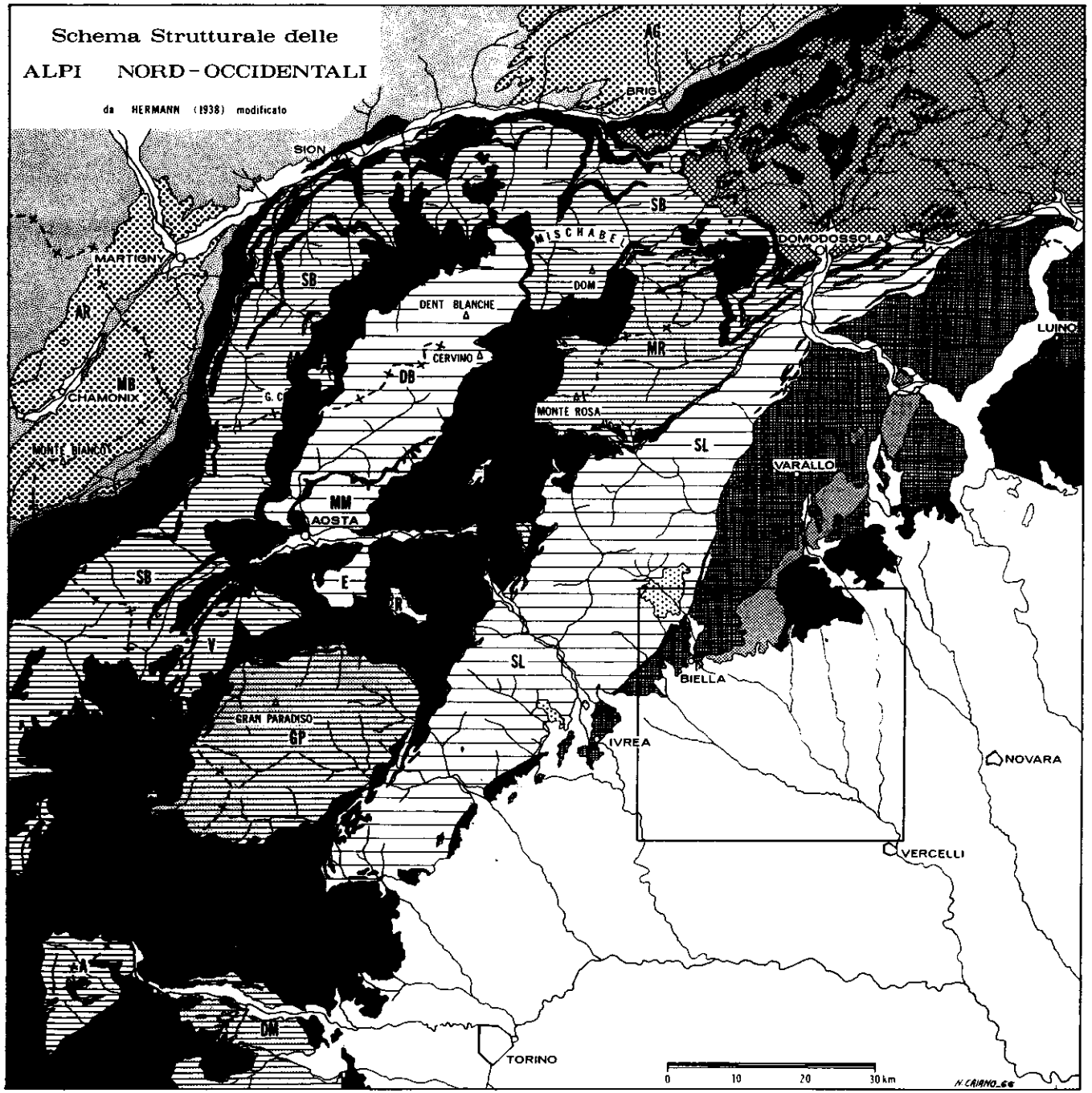
nel foglio Biella. Degli Autori che si sono occupati di problemi limitati ad alcuni particolari aspetti si farà menzione nei capitoli relativi.

Sui complessi cristallini, che costituiscono la porzione più settentrionale del foglio, esiste una ricca letteratura geologica la quale però, a parte qualche eccezione, non riguarda mai in modo particolare l'area compresa nel foglio Biella. Questo fatto può essere messo in relazione con le particolari condizioni dei terreni (si veda al capitolo MORFOLOGIA) i quali, al di sotto approssimativamente dell'isoipsa 800, sono per gran parte coperti da una potente coltre alluvionale, profondamente ferrettizzata, e nei rari affioramenti appaiono essi stessi alterati in uno spesso strato eluviale di tipo lateritico. E' facilmente comprensibile come i numerosi AA. che si sono occupati di quelle unità cristalline abbiano trovato più logico indirizzare le loro ricerche ai settori dove la maggiore altitudine (a NE) o l'esarazione glaciale (a Ovest) consentivano più idonee condizioni di osservazione. Solo frammentarie notizie sugli affioramenti di terreni cristallini compresi nell'area del foglio si trovano in lavori del FRANCHI e dello STELLA.

Quanto detto sopra non vale per il Plutone della Valle del Cervo, ed il Massiccio Granitico del Biellese (si veda ai capitoli relativi), che sono compresi quasi totalmente nell'area del foglio e sono stati oggetto di studi anche recenti.

Sulla vasta area coperta da depositi quaternari esiste un gran numero di vecchi lavori, dovuti in maggioranza a dilettanti più che a geologi, e che pertanto non rappresentano molto più che una utile miniera di dati. Anche le opere dei vecchi geologi che affrontarono problemi di geologia del Quaternario, a causa dei radicali mutamenti di impostazione e di criteri verificatisi in questo campo in epoca molto recente, hanno perso molto della loro importanza.

In questo campo i nuovi rilevamenti, anche se soltanto per i problemi più generali e tralasciando il dettaglio, rappresentano un deciso progresso rispetto alla precedente edizione e costituiscono una base sufficiente, partendo dalla quale si stanno attualmente effettuando ricerche coordinate nell'ambito della revisione del Quaternario padano.



Copertura postalpina (Terziario e Quaternario).

Plutoni tardoalpini (Traversella, Valle del Cervo).

ELVETIDI

Elementi Elvetici e Ultraelvetici (Mesozoico).

Massicci cristallini esterni e loro copertura carbonifera (AR = Aiguille Rouge; MB = M. Bianco; AG = Aar-Gottardo).

PENNIDI

Calcescisti e pietre verdi piemontesi; brianzonese e subbianzonese; calcescisti del Sempione (Mesozoico).

Elementi pennidici inferiori (Verampio, Antigorio, Lebendun, M. Leone).

Elementi pennidici medi
- (SB = Gran S. Bernardo; V = Vanoise; A = Ambin).
- (DM = Dora-Maira; GP = Gran Paradiso; MR = Monte Rosa).

Elementi pennidici superiori-austroalpini inferiori (DB = Dent Blanche *l. s.*; MM = Mont Mary; E = Emilius; R = Rafrè; P = Pillonet; SL = Sesia-Lanzo).

« Zona del Canavese » Auct. (Carbonifero-Mesozoico).

ALPI MERIDIONALI

Copertura delle Alpi Meridionali (Carbonifero-Mesozoico).

Graniti dei Laghi (Biellese, Bassa Valsesia, Alzo, Baveno, Montorfano).

Massiccio dei Laghi (Serie Ivrea-Verbano; Serie dei Laghi).

II - SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME
(F. CARRARO)

Nell'ambito del foglio Biella si possono distinguere, come già accennato, il settore montuoso al margine meridionale della catena alpina, a Nord, e l'ampia distesa dei depositi quaternari dell'alta pianura piemontese, a Sud.

L'ossatura strutturale del settore alpino è determinata da due importanti linee di dislocazione (si veda il capitolo TETTONICA): la Linea del Canavese, che separa le Pennidi superiori a NW, dalle Alpi Meridionali a SE; la Linea della Cremosìna, che disloca il complesso dei terreni sudalpini.

Le Pennidi superiori sono rappresentate da una parte della Zona Sesia-Lanzo, complesso di scisti cristallini di età precarbonifera che, secondo le recenti concezioni sulla struttura delle Alpi, derivate dalla evoluzione dell'interpretazione data da E. ARGAND, rappresenterebbe la radice comune, oltre che dei ricoprimenti pennidici più elevati, anche di quelli austroalpini inferiori.

In questa serie raddrizzata si è avuta l'intrusione del plutone granito-sienito-monzonitico della Valle del Cervo, che, con l'ammasso di Brosso e Traversella, costituisce la terminazione occidentale dell'Arco Eruttivo Periadriatico (Val Màsino-Bregaglia, Adamello, M. Croce-Ivigna-Bressanone, Vedrette di Ries, Bacher, Eisenkappel), la cui messa in posto viene imputata alle fasi tardive, di distensione, dell'orogenesi alpina.

Il sistema Traversella-Biella, in particolare, sembrerebbe collegato, secondo NOVARESE (1943, p. 64), ad « un complesso di disturbi tettonici trasversali interessanti tutte le zone orotettoniche alpine, a partire dagli gneiss di Arceza, nella Zona Gran Paradiso-Arceza-Monte Rosa, fino al margine verso la conca padana del Massiccio dei Laghi. La sienite di Biella si trova a Sud della Linea della Rònzola e corrisponderebbe ad una culminazione trasversale della falda di ricoprimento ».

La zona Diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano, che compare a SE della Linea del Canavese, e che è costituita da rocce intrusive basiche e da scisti cristallini di età molto antica, almeno precarbonifera, è stata interpretata da ARGAND, e viene tuttora considerata, come il basamento rigido, praticamente indeformato durante l'orogenesi alpina, della serie permo-mesozoica delle Alpi Meridionali.

Anche la Serie dei Laghi, che compare nel settore nord-orientale del foglio, fa parte del basamento cristallino sud-alpino. Al limite tra i due complessi scistoso-cristallini si è verificata l'intrusione tardoercinica del Massiccio Granitico del Biellese il quale, con gli ammassi di Montòrfano, Baveno, Quarna, Alzo e della Bassa Valsesia e con quelli, isolati, più occidentali, della Valle dell'Elvo e di Belmonte (ascritto alla « Zona del Canavese ») costituisce il gruppo dei Graniti dei Laghi.

Della copertura, non metamorfica, che dal Carbonifero in poi si è deposta sui vari complessi cristallini, nell'area del foglio Biella sono conservati l'esteso lembo sulla destra del Sesia, a NW di Gattinara, e la fascia lungo la linea insubrica, denominata « Zona del Canavese ». Le due serie iniziano entrambe con dei ridotti livelli discontinui, di natura psefitica, continentale, di età carbonifera, i quali sono ricoperti da un potente complesso di vulcaniti, in gran prevalenza di tipo piroclastico, e caratterizzate da termini più basici alla base (porfiriti) e sensibilmente più acidi verso l'alto (porfidi quarziferi). Vari elementi dedotti dallo studio dei livelli carboniferi (si veda il capitolo COPERTURA DELLA SERIE SESIA-LANZO) hanno permesso recentemente di stabilire una stretta corrispondenza fra le due serie che mostrano in tal modo di essere, almeno per quanto riguarda il Permocarbonifero, parti di una unica copertura, della quale fanno parte più ad Est anche le vulcaniti permiane del Varesotto e del Bergamasco e la piattaforma porfirica atesina.

Trasgressivo sulle vulcaniti, a NW di Gattinara, è conservato il lembo triassico-liassico di Sostegno, che con gli altri lembi del M. Fenera, di Gozzano, di Crevacuore, della Val Cremosìna, ecc., rappresenta le propaggini più occidentali della serie carbonatica mesozoica delle Alpi Meridionali.

Tutti i complessi rocciosi sopra descritti sono attraversati da numerosi filoni di composizione e dimensioni assai variabili, la cui esistenza è da mettere in relazione almeno con i due cicli magmatici, ercinico ed alpino, che si sono susseguiti in questo settore, anche se nella maggior parte dei casi non è possibile un'attribuzione specifica.

Della serie marina posteriore al Neocomiano non è conservata alcuna testimonianza e non è pertanto possibile stabilire quali termini eventualmente comprendesse e quali siano stati i periodi di emersione, anche se dati molto interessanti in questo senso sembrano emergere dallo studio dei depositi psefitici cenomaniani ed oligo-miocenici del Monferrato che rappresentano i prodotti del suo smantellamento (1).

L'ultimo termine della serie marina che ci è dato di conoscere è il Pliocene, trasgressivo al bordo della pianura tanto sul substrato cristallino che sui terreni paleozoici e mesozoici; esso fascia il settore montuoso alla base ed è ricoperto dal complesso sistema dei depositi continentali quaternari i quali, durante fasi alterne di deposizione e di erosione, raggiungendo uno spessore molto elevato, hanno determinato il colmamento della fossa padana e la costituzione della pianura omonima di cui l'alta piana piemontese, che compare per larga estensione nel foglio Biella, rappresenta la parte più elevata e più antica.

III - LE SERIE CRISTALLINE

PENNIDI SUPERIORI

1) « Serie Sesia-Lanzo »: « *Micascisti eclogitici* » *a muscovite, grigio-argentei, rosati o verdastri con frequenti intercalazioni di quarziti ialine massicce, con noduli e lenti di anfiboliti, glaucofaniti ed eclogiti; gneiss quarzitici minuti spesso granatiferi e quarziti micacee* (**ms**); *principali masse di micascisti gneissici a glaucofane porfiroblastico* (**ms**[1]);

(1) Si veda per questo argomento ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M., *Sur la prolongation du domaine ligure dans les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme.* Arch. Sc. Genève, in corso di stampa.

principali intercalazioni lentiformi di marmi (Cima Cucco) (**mr**). *Masse maggiori di eclogiti di colore verde-bruniccio, eclogiti glaucofaniche, glaucofaniti compatte grigio-bluastre ed anfiboliti di colore verde scuro* (**a**). (PRECARBONIFERO [ARCHEOZOICO?]).

(F. CARRARO)

Notizie sulle rocce costituenti la Serie Sesia-Lanzo sono contenute in alcuni lavori di S. FRANCHI (1901; 1905) e di V. NOVARESE (1929); manca tuttavia finora una monografia su questo elemento strutturale.

I gruppi litologici che costituiscono la Serie Sesia-Lanzo sono:

1. gli gneiss-Sesia;

2. il complesso diorito-kinzigitico formante la cosiddetta « Seconda Zona Dioritica »;

3. i « micascisti eclogitici ».

Nel settore della Zona Sesia-Lanzo, compreso entro il foglio Biella, affiorano prevalentemente i « micascisti eclogitici ». Tale denominazione, introdotta da FRANCHI, NOVARESE e STELLA, indica un complesso di rocce (**ms**) costituite essenzialmente da quarzo e muscovite e, subordinatamente, da percentuali variabili di granato, omfacite ed anfibolo (glaucofane, gastaldite o tremolite). Generalmente questi ultimi componenti si trovano sotto forma di una minuta granulazione nella roccia; spesso però si concentrano in noduli o lenticelle, che possono assumere proporzioni considerevoli; si hanno in questi casi masse di eclogiti, di glaucofaniti, di anfiboliti (**a**). Talora il glaucofane assume uno sviluppo porfiroblastico, molto evidente sulle superfici della roccia (**ms**[1]). In alcune località, gli elementi colorati possono però mancare anche completamente; soprattutto nel settore di Cima Cucco e del Monticchio si osserva una fascia di questi quarzo-micascisti, in grado variabile feldispatici.

Molto spesso ai materiali sopra descritti si trovano intercalati livelli di quarziti estremamente pure, di origine sedimentaria, spesso

traslucide, le quali si confondono facilmente con peraciditi quarzitiche di età precarbonifera ed altre ancora, talora riccamente tormalinifere (T. Cervo), collegate col Plutone della Valle del Cervo (si veda il capitolo FILONI).

Molto rara è invece la presenza di marmi (**mr**); se ne osservano alcune intercalazioni lenticolari, peraltro di dimensioni ridotte, a NW di Cima Cucco.

Il complesso dei « micascisti eclogitici », se si eccettua il tratto interessato dall'intrusione tardo-alpina del Plutone della Valle del Cervo, presenta una tettonica almeno apparentemente molto semplice, monoclinale con direzione intorno a NE-SW e immersione piuttosto forte, verso SE.

ALPI MERIDIONALI

1) « Serie dei Laghi »: *Gneiss minuti a due miche; gneiss massicci biotitici; gneiss iniettati da materiali quarzoso-feldispatici; anfiboliti in lenti ridotte* (**gn**) ([2]). (PRECARBONIFERO [ARCHEOZOICO?]).

(G. BORTOLAMI)

Appartengono probabilmente a questa serie le ridotte cupole di scisti cristallini affioranti a E del Massiccio Granitico del Biellese; i termini della Serie dei Laghi non comparivano nella prima edizione del foglio Biella (1933). Nel finitimo foglio Varallo (foglio n. 30) della C. G. d'Italia gli scisti della Serie dei Laghi sono indicati fino poco a W di Valduggia, e quindi questi del Biellese ne rappresentano la prosecuzione più occidentale.

Gli scisti vengono a giorno, al di sotto delle vulcaniti permiane (strada Ponzone-Pray, Rio Bisingana a NW di Brusnengo, Torrente Marchiazza, strada Gattinara-Vintebbio, e di solito in tutte le località del foglio Biella in cui sono segnalati i depositi continentali carboniferi), esclusivamente in alcune località del Biellese orientale; affiorano quasi

([2]) Non sempre è stato possibile indicare in carta, data la limitatezza degli affioramenti, tanto gli gneiss che gli associati conglomerati carboniferi (C) che perloppiù li ricoprono, per cui si sono dovuti sacrificare, talora i primi talora i secondi.

sempre in vicinanza a cupole granitiche e presentano quindi facies migmatiche più o meno accentuate. Generalmente, tra gli scisti e le sovrastanti vulcaniti, si ritrovano intercalati i depositi conglomeratici del Carbonifero.

Si tratta di paragneiss biotitici a due miche, a due miche e clorite, a due miche e sillimanite, e subordinatamente di anfiboliti (BORTOLAMI 1965, pp. 160-161; FRIZ & GOVI 1963, p. 200; FRIZ 1966, p. 174; BORTOLAMI, CARRARO & SACCHI 1965, p. 14); sono per lo più in facies di migmatiti di tipo omogeneo, in quanto si presentano iniettati letto a letto da materiale quarzoso-feldispatico, che conferisce alla roccia un bel colore roseo; se ne differenziano le anfiboliti che, comportatesi come materiale più resistente al fenomeno migmatico, formano talora *boudins* stirati nel senso della scistosità (BORTOLAMI 1965, p. 160). Data la frammentarietà, la limitatezza, e talora lo scarso grado di freschezza degli affioramenti, non è possibile classificare queste rocce con precisione; tuttavia sembra più giusto collocare gli scisti in questione nella Serie dei Laghi anziché in quella Diorito-kinzigitica, in base ai caratteri mineralogico-petrografici riconoscibili, con qualche riserva per i paragneiss a due miche e sillimanite di Rio Bisingana (BORTOLAMI 1965, p. 160), i quali rappresentano una facies non segnalata sinora nel tratto della Serie dei Laghi, affiorante a Sud e Sud-Est della massa granitica di Alzo e della Bassa Valsesia, e compreso entro l'area del finitimo foglio Varallo.

2) « Serie Diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano »: *Masse maggiori di migmatiti omogenee ed eterogenee con neosoma a composizione da aplitica a granodioritica; almeno le masse localizzate al contatto di* (γ_1) *sono legate geneticamente con esso. Le rocce interessate dalla applitizzazione sono: gli gneiss biotitico-sillimanitici a granato e grafite, le anfiboliti ed i marmi ad essi associati* (**k**) *e le diaftoriti prealpine di rocce dioritiche* (**md**).

Graniti bianchi, granatiferi, a inclusi di diaftoriti di rocce dioritiche a grana minuta (Valle del T. Elvo) (γ_1).

Tonaliti con anfibolo idiomorfo ben sviluppato; migmatiti a paleosoma gneissico-anfibolico minuto ad esse associate (τ).

Dioriti quarzifere biotitico-anfibolico-pirosseniche a grana media, di un diffuso colore verdastro, con frequenti filoni, sacche e plaghe più acide, e fasce di rocce anfiboliche e di rocce diaftoritiche (δ).

Gabbrodioriti, gabbri pirossenico-anfibolici, noriti, ecc., a grana prevalentemente grossa, localmente con tessitura di tipo parallelo, con numerose lenti di rocce ultrafemiche a grana minuta spesso diaftoritiche (β); *intercalazioni di pirosseniti, lherzoliti e peridotiti spesso diaftoritiche, di colore verde scuro o nerastro, a grana finissima* (λ).

Serpentiniti antigoritiche, verdastre, derivate dalla laminazione delle rocce basiche ed ultrabasiche della Serie Diorito-kinzigitica, legate alla Linea del Canavese (**m**β).

Fasce di diaftoriti prevalentemente di rocce del complesso basico della Zona Diorito-kinzigitica, di età diversa. Tra queste rocce possono talora essere conservate limitate scaglie di calcari cristallini e dolomitici, di dolomie, ecc. (« *Zona del Canavese* » *p.p.*) (**md**).

Gneiss biotitico-sillimanitici a granato e grafite (kinzigiti Auct.), localmente a cordierite, andalusite e spinello verde, includenti vene e sacche di materiali pegmatitici ed aplitici; numerose e ridotte lenti di anfiboliti, marmi e calcefiri ad essi associati (**k**) (PRECARBONIFERO [ARCHEOZOICO?]).

(F. CARRARO)

Col nome di Serie Diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano, proposto dal NOVARESE (1906), si indica un complesso roccioso molto eterogeneo, i cui affioramenti costituiscono una zona di forma lenticolare, allungata dai dintorni di Ivrea all'estremità settentrionale del Lago Maggiore. Essa comprende la « zona dioritica di Ivrea » di GERLACH (1869) ed in gran parte la « zona degli gneiss-Strona » dello stesso A.

Esiste su questo elemento strutturale una ricca bibliografia. Per limitarci ai lavori relativamente recenti ricorderemo le « Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia » di ARTINI & MELZI (1900), che contengono dettagliatissime descrizioni dei tipi litologici che costi-

tuiscono la Zona Diorito-kinzigitica. Anche FRANCHI e NOVARESE pubblicarono le osservazioni raccolte nel corso dei rilevamenti per la prima edizione del foglio Biella (1933) in alcuni lavori: nel 1905 FRANCHI analizzò la Zona Ivrea-Verbano soprattutto sotto il punto di vista dei suoi rapporti con le formazioni adiacenti; nel 1906 NOVARESE ne avanzò invece un'interpretazione genetica, considerando le masse di rocce dioritiche quali iniezioni concordanti in corrispondenza alle cerniere di pieghe parallele di una serie scistosa, le cui rocce sarebbero state trasformate in kinzigiti ad opera del conseguente metamorfismo di contatto. Questo stesso A., in una nota dedicata alla « formazione diorito-kinzigitica » in Italia (1931) sostenne inoltre l'equivalenza fra questa ultima e quella dei « micascisti eclogitici » che compare nell'adiacente Zona Sesia-Lanzo (si veda il rispettivo capitolo); questi deriverebbero da facies del tutto identiche a quelle delle rocce della Serie Diorito-kinzigitica, interessate però da un metamorfismo di zona nettamente meno profonda.

Recentemente M. BERTOLANI ha pubblicato in diverse note (1959 e altre) numerose osservazioni originali, corredate da studi petrografici e da analisi chimiche, sulla Zona Ivrea-Verbano. Altri dati, riguardanti soprattutto la distribuzione dei vari tipi di migmatiti e le linee strutturali della Serie Diorito-kinzigitica sono contenuti nelle relazioni sui rilevamenti per la presente edizione del foglio Biella, di F. CARRARO (1962) e R. SACCHI (1962), nonché in altri lavori più recenti (BORTOLAMI, CARRARO & SACCHI 1965; CARRARO & SACCHI 1966; CARRARO 1966), ai quali si rimanda per maggiori dettagli.

I tipi litologici predominanti nel tratto della Zona Diorito-kinzigitica compreso entro il foglio Biella, sono da un lato le rocce dioritiche, gabbrodioritiche ed altre facies intrusive connesse, le quali costituiscono nel loro insieme la cosiddetta Zona Basica d'Ivrea; dall'altro gli gneiss biotitici granatifero-sillimanitici (« kinzigiti » *Auct.*), e le rocce ad esse associate.

Tra le rocce basiche, il tipo prevalente è una gabbrodiorite (β) a grana medio-grossa, costituita da plagioclasio basico (labradorite) e da pirosseni perloppiù rombici. La facies è generalmente molto uniforme;

talora (per esempio poco a NE di Camandona Mino) la grana diventa molto grossa, conferendo alla roccia un aspetto pegmatitico. Localmente, come ad esempio lungo la strada Panoramica Zegna, alla Cima della Ragna e alla Rocca di Argimonio, è diffusa in queste rocce una tessitura orientata, data dall'alternanza di fasce esclusivamente plagioclasiche con altre pirosseniche. Più raramente si osservano piccoli ammassi di pirosseniti (λ) compatte, nelle quali è completamente assente la frazione feldispatica; rocce di questo tipo si hanno ad esempio sul versante meridionale della Rocca di Argimonio. Si hanno pure differenziazioni lherzolitiche e peridotitiche (λ) a grana estremamente variabile (M. Marca).

Le rocce noritiche più sopra descritte passano in molti punti a tipi dioritici (δ); il passaggio avviene talora gradualmente, per un aumento percentuale dei componenti leucocrati, accompagnato da diminuzione di grana, come ad esempio in tutto il settore sulla sinistra della Valle del Cervo. Sul versante destro della valle, invece, il passaggio è netto, di natura tettonica, ed è sottolineato da una fascia continua di diaftoriti (Linea della Cremosìna).

Tra le rocce dioritiche il tipo di gran lunga prevalente è una diorite quarzifera ([3]), in varia misura biotitico-anfibolico-pirossenica, a grana media, la quale presenta un carattereristico color verde-chiaro diffuso, dovuto a parziale cloritizzazione della biotite. Anche in queste rocce è presente talora un accenno alla tessitura orientata.

Come si è accennato, le rocce basiche presentano in genere un carattere retrometamorfico che, in corrispondenza a determinate fasce, ha raggiunto un'intensità tale da provocare la trasformazione delle rocce originarie in vere diaftoriti a grana fine, grigio-verdastre, costituite da un minuto aggregato di attinoto, clorite, zoisite, sericite, albite, quarzo e titanite. E' stato finora possibile riconoscere e seguire sul

([3]) La distinzione di alcuni tipi classificati come « dioriti micacee » (termine usato da FRANCHI e NOVARESE in accordo con la classificazione di H. ROSENBUSCH, che ora non trova un corrispondente nella moderna nomenclatura) che veniva fatta nella precedente edizione del foglio Biella (1933), non è stata mantenuta nella presente edizione perché non corrisponde, in realtà, ad alcuna sensibile variazione nella composizione della massa dioritica (CARRARO & SACCHI 1966).

terreno solo qualcuna di queste fasce, le quali hanno mostrato con certezza di corrispondere ad antiche linee di movimento, certamente prealpine. Infatti alla provata assenza, nelle rocce della Zona Ivrea-Verbano, dei segni di un metamorfismo, anche in senso retrogrado, di età alpina viene ad aggiungersi il fatto che nel conglomerato carbonifero di copertura della Serie Sesia-Lanzo si rinvengono tra i ciottoli le medesime diaftoriti sopra descritte (CARRARO 1966). Queste ultime devono essere quindi considerate come delle rocce retrometamorfiche particolari per le quali, quando, come spesso avviene, siano interessate da successivi fenomeni di granitizzazione e metamorfismo, proponiamo il nome di *paleodiaftoriti*, in accordo con la nomenclatura recentemente introdotta da R. MALARODA ([4]).

Di rado infatti queste rocce si possono osservare con la loro facies originaria (ad esempio nei dintorni del Santuario di Graglia). Più spesso sono state interessate da un'iniezione più o meno abbondante, lungo una fitta rete di fratture, di vene aplitiche con la conseguente formazione di plaghe di migmatiti di tipo eterogeneo (diadisiti ed agmatiti). In taluni punti (ad Ovest di Sordevolo) l'apporto neosomatico granitico è stato così abbondante da provocare la locale formazione di un ammasso granitico nel quale i *resisters* diaftoritici costituiscono sciami frammentati più o meno stirati di *enclaves*.

Questi fenomeni di iniezione, come pure quelli più diffusi che hanno colpito le rocce kinzigitiche (si veda più avanti) vengono con sufficiente attendibilità (BORTOLAMI, CARRARO & SACCHI 1965) collegati con il ciclo magmatico tardoercinico, al quale è legato il Massiccio Granitico del Biellese.

In base a diversi elementi sembra che, piuttosto che nello schema delle differenziazioni originarie del massiccio basico d'Ivrea, vadano meglio inseriti in questo quadro migmatitico alcuni tipi tonalitici e granodioritici (τ) che si osservano nella Valle del Cervo, presso Miagliano e nelle incisioni dei rii Overa e Poala. Queste facies costituiscono il nucleo di una ridotta plaga, compresa in seno alle rocce gabbriche alle quali fa graduale transizione tramite un'aureola caratterizzata da un vistoso sviluppo di nidi a grana pegmatitica, dapprima di biotite e successivamente di pirosseno.

([4]) R. MALARODA (1966), *Mylonites et paléomylonites dans les Massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8, *41*, 155-162, 6 tt.

Le kinzigiti (**k**), rocce facilmente alterabili e disgregabili, danno solo rari affioramenti; la loro composizione è quella di uno gneiss biotitico, con percentuali variabili da punto a punto di granato, sillimanite e grafite. Localmente, distribuiti in modo almeno apparentemente del tutto irregolare, sono presenti in queste rocce andalusite, cordierite e spinello.

Frequenti nelle kinzigiti, sotto forma di sottilissime intercalazioni lenticolari di estensione limitata, sono marmi e calcefiri, spesso spatici, talora a granato, muscovite, ecc., ed anfiboliti nerastre, caratterizzate da un netto sviluppo aciculare dei costituenti.

Più o meno sviluppato si ha, nelle rocce kinzigitiche come in quelle dioritiche, un intreccio di vene di materiali aplitici e pegmatitici, passanti localmente a plaghe di migmatiti. Le dimensioni di queste plaghe aplitizzate vanno da quelle di sacche con un diametro di pochi centimetri, molto diffuse e allungate secondo la direzione dei piani di scistosità o di dislocazione, a quelle di potenti complessi. Se per la diversa posizione entro il complesso kinzigitico sembra di dover separare le masse di migmatiti che compaiono, con andamento irregolare ([5]), al bordo del massiccio granitico, da quelle che dall'affioramento di quest'ultimo appaiono completamente indipendenti, l'assoluta identità di facies che caratterizza l'intero complesso ne indica invece inequivocabilmente l'unitarietà genetica. Nel medesimo complesso migmatico rientrano anche le migmatiti formatesi a spese delle diaftoriti perchè in molti affioramenti (T. Cervo) esse mostrano di essere intimamente associate alle migmatiti a paleosoma kinzigitico.

Il quadro geocronologico che risulta da quanto sopra esposto è però

([5]) L'irregolarità di tale andamento dev'essere a nostro avviso solo apparente e può verosimilmente essere spiegata con un particolare assetto tettonico che lo stato di estrema alterazione delle rocce e la estesa copertura quaternaria non permettono di riconoscere.

probabilmente molto schematizzato rispetto alla realtà. Come per il Massiccio Granitico del Biellese (si veda il relativo capitolo) si sono verificate almeno due fasi di mobilizzazione, ognuna con caratteri petrografici che sono stati identificati con buona precisione, così è probabile si sia verificato anche nel complesso delle migmatiti ove si osservano localmente (per es. ad Est di Piatto) facies che per l'insieme dei caratteri petrografici sembrano essere legate alla fase granitica tardiva, piuttosto che a quella primaria, fondamentale. Bisogna poi rilevare che nelle kinzigiti, là dove sono state risparmiate dal ciclo migmatico ercinico, si riconoscono chiaramente i segni di una antichissima azione migmatica, quella che ha determinato la facies fondamentale di queste rocce. Si può concludere quindi affermando che la Serie Diorito-kinzigitica presenta nel suo insieme, evidenti caratteri polimigmatici.

MASSICCI ERUTTIVI

1) « Massiccio Granitico del Biellese »: *Graniti bianchi biotitici; graniti rossastri a struttura talora porfirica, localmente associati a plaghe di migmatiti* (PRE-STEFANIANO MEDIO). *Graniti microgranulari aplitici, in genere intensamente rosati, talora a due miche; porfidi granitici, apliti, pegmatiti, di età probabilmente più recente della massa principale, localizzati alla periferia orientale del massiccio granitico, con locali fenomeni di iniezione entro parte delle vulcaniti permiane* (γ_1).

(G. BORTOLAMI)

La massa granitica principale affiora nel tratto centrale della fascia di terreni cristallini che compaiono nel foglio Biella; verso Ovest e Nord-Ovest viene a contatto con la Serie Diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano, verso Est e Sud-Est scompare al disotto delle vulcaniti permiane, mentre a Sud e Sud-Ovest è ricoperta dai depositi pliocenico-quaternari.

Afforamenti granitici limitati e isolati, i quali rappresentano con ogni verosimiglianza cupole o apofisi del massiccio granitico, si rinvengono sia entro alla Serie Diorito-kinzigitica (Valle dell'Elvo a Sud

di Sordevolo, dintorni di Bioglio e di Ternengo), sia al di sotto della serie vulcanitica permiana in corrispondenza alle incisioni vallive più profonde (a Sud di Curino e di S. Bononio, alla Cima Frascheia, nella Valle del Torrente Marchiazza e in vari punti a Nord di Gattinara).

Alcune masse granitiche più modeste e non cartografabili si rinvengono sia nei diversi affioramenti di migmatiti della Serie Diorito-kinzigitica, sia nelle limitate cupole di scisti cristallini della Serie dei Laghi, che emergono al disotto della copertura vulcanitica permiana in varie località a Nord di Gattinara.

Il Massiccio Granitico del Biellese costituisce uno degli ammassi principali in cui è frazionato, entro alle rocce cristalline del Massiccio dei Laghi, il grande batolite granitico che si estende, con andamento all'incirca Nord Est - Sud Ovest, dal Lago Maggiore allo sbocco della Valle dell'Orco; le altre masse principali sono quelle di Mergozzo, di Montorfano, di Baveno, di Quarna, di Alzo, della Bassa Valsesia e, estrema propaggine occidentale, quella di Belmonte, tradizionalmente ascritta alla « Zona del Canavese ».

Lo studio del granito biellese e dei suoi rapporti con i terreni circostanti ha suscitato sin dal secolo scorso l'interesse di molti studiosi. Ci limiteremo qui a citare solo i dati più recenti rimandando per maggiori dettagli ai lavori indicati in bibliografia ed in modo particolare a quello di R. QUAZZA (1939).

Lo studio dei rapporti tra il granito e gli scisti cristallini della Serie Diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano non ha suscitato in passato grande interesse, anche perchè non destava problema alcuno.

Il granito mostrava infatti di avere indotto sulle rocce cristalline di contatto un metamorfismo termico, chiaramente messo in evidenza con un'apposita simboleggiatura nella prima edizione del foglio Biella (1933) della Carta Geologica d'Italia.

Ferma restando l'indiscutibile anteriorità genetica degli scisti cristallini incassanti rispetto al granito, sparisce in questa nuova edizione del foglio Biella l'aureola di contatto del granito (in parte sostituita da una ristretta fascia migmatitica), giacchè la presenza di cordierite, andalusite, spinello, generalmente riferita a fenomeni di metamorfismo

termico, in seno alla compagine mineralogica normale delle kinzigiti, non è affatto limitata all'area cartografata nella vecchia edizione del foglio Biella, ma si ritrova praticamente in tutta l'area in cui affiorano le kinzigiti (SACCHI 1962, p. 57). Ne è derivata quindi l'opportunità o di estendere nella rappresentazione cartografica l'aureola di contatto a tutta questa area, o di eliminarla; è stata scelta questa ultima soluzione. Solo uno studio delle kinzigiti esteso al di fuori dell'ambito del foglio Biella potrebbe convalidare l'ipotesi che l'origine dei sunnominati minerali sia legata al metamorfismo di contatto indotto dalla massa granitica.

Complesso e tuttora dibattuto è il problema dei rapporti cronologico-genetici tra granito e serie vulcanitica permiana.

Rifacendo brevemente la storia dell'evoluzione delle idee sul problema soprannominato, astraendo dai lavori più antichi e a carattere generale apparsi nel secolo passato (VON BUCH 1829; SISMONDA 1848; GERLACH 1869, ecc.), spetta agli ingegneri rilevatori del Servizio Geologico d'Italia, S. FRANCHI (1905) e V. NOVARESE (1933) il merito di avere fornito un contributo essenziale alla conoscenza del batolite granitico intruso nel « Massiccio dei Laghi » e, per quello che ci riguarda, del granito del Biellese, stabilendo l'età ercinica di questo, e l'età più recente, permiana, del complesso vulcanitico.

S. FRANCHI (1905), basandosi sulla presenza al Monte Localà di un dicco di porfido quarzifero entro il granito, dedusse l'anteriorità genetica del granito rispetto alle rocce effusive.

Successivamente V. NOVARESE (1933), ribadì i concetti espressi dal collega S. FRANCHI, e affermò l'unità genetica, legata al magmatismo ercinico, di tutti gli ammassi granitici che vanno dal Verbano al Biellese, unità confermata più tardi da P. GALLITELLI (1943) dal punto di vista chimico-petrografico.

M. BERTOLANI (1959), riesaminando le apofisi filoniane di porfido entro il granito di M. Localà già menzionate da S. FRANCHI, ritenne più probabile la ipotesi di una genesi contemporanea delle rocce granitiche e vulcanitiche, pur non escludendo a priori altre possibilità. P. PIGORINI & F. VENIALE (1962) invece, dallo studio dei rapporti di giacitura tra

vulcaniti e graniti in Valsessera, avendo riscontrato la presenza di frammenti delle rocce effusive entro il granito, e di filoni granitici entro le vulcaniti, conclusero che le manifestazioni vulcaniche dovevano aver preceduto nel tempo quelle granitiche.

Concorde con quest'ultima interpretazione si dichiarò M. BALCONI in un lavoro del 1963 su un diverso settore del Biellese.

Nel 1963 C. FRIZ & M. GOVI, dallo studio di una zona posta a Nord-Ovest di Gattinara, rilevarono una successione seriale in cui il granito appare non solo anteriore all'attività vulcanica, ma anche al conglomerato carbonifero che sta alla base della serie effusiva. Secondo questi AA. la priorità dell'attività magmatica intrusiva rispetto alle manifestazioni vulcaniche risulta altresì confermata dalla presenza di frequenti frammenti granitici che compaiono, quali inclusi, nei livelli inferiori della serie vulcanitica.

Con questo lavoro l'indagine si arricchì bensì di un nuovo, notevole dato, qual'è la cronologia dell'intrusione granitica, ma rimise in discussione il problema dei rapporti tra graniti e vulcaniti, giacchè le ipotesi cronologico-genetiche espresse apparivano nettamente antitetiche a quelle esposte da P. PIGORINI & F. VENIALE e M. BALCONI; ambedue le ipotesi, peraltro, apparivano suffragate da inequivocabili ma inconciliabili dati di campagna e laboratorio.

Nel 1964 M. BALCONI & U. ZEZZA e G. BORTOLAMI segnalarono che i più volte citati lembi vulcanici in area granitica di Monte Localà non erano costituiti da porfidi quarziferi, bensì da porfidi granitici, cioè da rocce geneticamente legate alla massa granitica; caddero così gli argomenti cronologici di S. FRANCHI, fondati sulla presenza di questi lembi entro il granito.

Infine, nel 1965, G. BORTOLAMI, sulla base dello studio dei rapporti tra granito e vulcaniti in una zona abbastanza vasta, in cui la fenomenologia dei suddetti rapporti appare completa, è arrivato a delle conclusioni che sembrano conciliare i contrastanti dati esistenti. Secondo questo A. esistono cioè due fasi granitiche diverse, cronologicamente distinte. Una fase granitica principale è pre-vulcanitica, verosimilmente

anteriore anche alla formazione dei depositi conglomeratici continentali e quindi ha età presumibilmente pre-stefaniana media. Un'altra fase granitica appare più limitata e localizzata, almeno sulla base dei dati finora noti, alla periferia del massiccio granitico principale al contatto con la serie vulcanitica; questa seconda fase granitica è caratterizzata soprattutto da porfidi granitici, graniti aplitici microgranulari, graniti a grana medio-grossa rossastri, e mostra rispetto alla serie vulcanica, o almeno a parte di essa, chiari fenomeni di posteriorità genetica.

La facies più diffusa nel Massiccio Granitico del Biellese è rappresentata da una granitite bianca a grana media; quarzo, ortoclasio, plagioclasio albitico-oligoclasico e biotite ne sono i componenti essenziali. E' questo il tipo litologico che si ritrova lungo la valle del Torrente Ponzone, nella zona Croce Mosso, Valle Mosso, Prelle, Campore e a Sud di Strona, verso Crosa fino a Lessona Valle e verso Mezzana, Mortigliengo, ecc.

Non è infrequente il passaggio a una granitite a grana grossa, come a Borgata Ceretto (Mosso S. Maria), presso Valle Mosso nei pressi del Lanificio C. Reda, presso Borgata Molinetto (Strona-Stazione), in tutta la zona di Cima Fornatta, Cima la Pietra, Madonna del Sabbione, le Rive Rosse; in queste ultime quattro località però la colorazione è frequentemente da roseo intenso a rossastro (talora con chiazze verdi dovute alla presenza di clorite) ed ha valso il nome di Rive Rosse alla serie di dossi posti a Ovest degli abitati di San Martino e Bugellio.

Una granitite rosea affiora anche nella zona di S. Bononio, e, in bella evidenza e del tutto simile al granito di Baveno, soprattutto lungo la strada che porta a Colma, poco oltre l'abitato di S. Bononio; compare infine lungo la strada Pray-Ponzone, dove però la colorazione rosea è limitata alla parte superficiale della roccia.

Una facies particolare è quella che si incontra al margine orientale della massa granitica, al contatto con la serie vulcanitica (e che dovrebbe essere geneticamente legata alla fase intrusiva più recente): essa è rappresentata da graniti aplitici microgranulari sia biotitici che a due miche, da porfidi granitici, tipico quello di Monte Localà, aventi tutti colore

rosa carico; ha struttura granulare, minuta o piccola in cui, al microscopio, appaiono abbondantemente diffuse le strutture granofiriche; quarzo, feldispato potassico, plagioclasio acido, mica biotitica e, di frequente, muscovitica ne sono i componenti essenziali; i porfidi granitici differiscono per il fatto di essere caratterizzati da cristalli a sviluppo maggiore (2-3 mm al massimo) entro un aggregato granulare piccolo o minuto.

Un aspetto assai piacevole e caratteristico offrono le rocce dei due affioramenti granitici posti l'uno nel torrente che passa poco a Est del cimitero di Valle S. Nicolao, a valle del cimitero stesso, l'altro nel torrente Quargnasca, a valle della confluenza con il Torrente Riasca; essi sono caratterizzati da un aggregato granulare quarzoso-plagioclasico di colore biancastro, su cui spicca il rosa dei cristalli di feldispato potassico e il verde intenso delle chiazze di clorite (SACCHI 1962, pp. 56-57).

Merita di essere poi ricordato il singolare granito granatifero, cataclastico, ricco di inclusi lenticolari di anfiboliti e di rocce milonitico-diaftoritiche verdastre che affiora nella profonda incisione torrentizia scavata dall'Elvo all'altezza del ponte di Sordevolo (CARRARO 1962, p. 63).

Una facies assai tipica è infine offerta dal granito rosso-violaceo a grana medio-grossa, spesso a struttura porfirica per la presenza di fenocristalli di feldispato potassico delle dimensioni di qualche centimetro, generalmente associato a migmatiti e che affiora nel Rio Bisingana, poco a monte di Brusnengo, e in diverse località a Nord di Gattinara (Rio dei Ronchi, valli laterali del torrente Marchiazza); questo tipo di granito sembra anche corrispondere a quello che si rinviene a Strona presso il Cotonificio A. Botta (QUAZZA 1939, p. 22).

Abbastanza diffusi sono i filoni geneticamente legati alla massa granitica e rappresentati da porfidi granitici ($\pi\gamma$) per i tipi indifferenziati, e da apliti, apliti-granitiche e pegmatiti per quelli differenziati in senso acido.

I primi hanno colorazione grigio-rosea o rosea, struttura porfirica talora molto spiccata per la presenza di fenocristalli quarzoso-feldispatici, aventi dimensioni anche di 4-5 mm e oltre, immersi in una massa di

fondo non risolvibile ad occhio nudo. Ne sono stati osservati nella zona di Santa Maria Gnerro, di Monte Gallina a Nord di Casa del Bosco, in Val dei Ronchi, ecc. (FRIZ & GOVI 1963; BORTOLAMI 1965; FRIZ 1966). Questi filoni, in base ai rapporti di intersezione, sono posteriori alla serie vulcanitica del Biellese; è possibile che siano legati geneticamente alla seconda fase granitica.

Filoni e, talora, sacche di aplite e pegmatite sono particolarmente diffusi entro le diverse aree di migmatiti segnalate nel foglio Biella; altri sono stati osservati a Strona presso il Lanificio Botta, presso la frazione Valle Fredda (Pray), e a Borgata Cappio (Strona) (QUAZZA 1939, p. 24).

Anche per questi filoni è dubbio se siano collegabili geneticamente o no con la seconda fase granitica o se lo siano solo in parte.

Filoni differenziati in senso femico sono pure presenti nell'area del foglio Biella, ma di essi si tratta a parte (si veda il capitolo FILONI).

Merita di essere ricordato, a conclusione del presente capitolo, che poche sono le zone in cui il granito affiora con roccia inalterata e compatta; per lo più esso è sepolto sotto una coltre, spessa talora parecchi metri, di sabbione arcosico, derivato dal disfacimento della sottostante massa, e formatosi particolarmente durante le varie fasi interglaciali del Quaternario Antico, caratterizzato da condizioni climatiche caldo-umide di tipo sub-tropicale, che hanno determinato un'alterazione di questo tipo e di questa intensità.

2) « Plutone della Valle del Cervo »: *Graniti alcalini con grossi individui di ortoclasio roseo e scarso anfibolo, e graniti biancastri e grigi a grana medio-fine formanti il nucleo del plutone* (γ).

Sieniti normali, violacee, anfiboliche a grana media e sieniti grigie anfibolico-biotitiche a grana media (σ).

Monzoniti a grana media, localmente a tessitura orientata; monzoniti di colore grigio a grana piccola e monzoniti a grossi individui di biotite della corona periferica del plutone (μ).

Aureola metamorfica di contatto del Plutone della Valle del Cervo; aplitizzazione di tipo prevalentemente concordante in (**ms** e **ms**^{1}) *con neoformazione di biotite, granato, ecc.; in* (**a**) *di tipo prevalentemente discordante con vene anastomizzantisi e neoformazione di miche, calcopirite, ecc.*

Filoni aplitici, pegmatitici e dioritici, talora con mineralizzazioni metallifere, legati al Plutone della Valle del Cervo (α). (CICLO MAGMATICO ALPINO).

(F. CARRARO)

Nel complesso dei « micascisti eclogitici » che caratterizzano la Serie Sesia-Lanzo, in prossimità alla Linea del Canavese, è intruso il Plutone della Valle del Cervo.

Per questo plutone, come per quello di Traversella, è stata confermata un'età terziaria; essa veniva in genere dedotta dalla scarsità di dislocazioni e deformazioni, ed inoltre dall'esistenza, tra i filoni porfiritici del Biellese, tutti considerati collegati allo stesso ciclo magmatico dei plutoni, di alcuni che intersecano rocce liassiche.

Entrambe queste argomentazioni alla luce dei dati emersi con il progredire degli studi, hanno perso in realtà una parte del loro valore. Da un lato infatti sono stati segnalati sistemi tettonici che interessano i plutoni; d'altra parte si è potuto dimostrare che il ricco apparato filoniano che si rinviene nelle varie unità litologiche del Biellese è in realtà molto complesso, mentre i suoi legami con i vari cicli magmatici sono tuttora discussi. Recentemente peraltro R. CHESSEX (1962) ha eseguito una determinazione di età assoluta su due campioni di sienite provenienti dalla Valle del Cervo: i valori risultanti hanno indicato per queste rocce un'età compresa fra 37 ± 4 e 40 ± 6 milioni di anni che corrisponde, nella scala di KULP, all'Eocene superiore-Oligocene.

Le rocce sienitiche della Valle del Cervo sono note fin dai tempi più antichi (si ricordino in proposito le cave romane della Balma); il GASTALDI le menziona nei suoi « Studii sulle Alpi Occidentali » (1871), ed il COSSA, in due lavori del 1876, ne dà alcune analisi. Anche nelle relazioni di rilevamento (1901; 1905) del FRANCHI per la prima edizione del foglio Biella (1933) viene fatto cenno al Plutone della Valle del

Cervo. Nel 1934 l'AMATUCCI, in base al risultato delle analisi di due campioni provenienti uno dalla Balma e l'altro da Oropa, mette in luce una differenziazione periferica, di tipo dioritico, del plutone. E' del 1943 la memoria di V. NOVARESE « Il sistema eruttivo Traversella-Biella », nella quale viene definitivamente stabilita l'esistenza di un orlo dioritico alla periferia sudoccidentale della massa eruttiva e viene sostenuta l'esistenza di un rapporto fra i filoni porfiritici e le masse eruttive di Traversella e Biella. Nel lavoro di BURRI & NIGGLI sulle rocce eruttive recenti dell'orogenesi mediterranea (1945), le analisi dell'AMATUCCI vengono ricalcolate assieme ad altre, pure di rocce del Plutone della Valle del Cervo, eseguite da JAKOB.

Dal 1959, in una serie di lavori, M. FIORENTINI POTENZA (1959; 1960; 1961) e G. PAGLIANI PEYRONEL (1959) hanno via via messo in evidenza, per il Plutone della Valle del Cervo, la presenza di un nucleo di granito porfirico, l'esistenza di una struttura concentrica con differenziazioni via via più basiche dal centro alla periferia, e la presenza infine di una dislocazione che taglia diametralmente da NW a SE il massiccio.

Nel foglio Biella è rappresentata la porzione meridionale del plutone, mentre la metà settentrionale è raffigurata nel foglio 30 (Varallo). La struttura concentrica, già ricordata, è facilmente riconoscibile: i tipi petrografici che si incontrano allontanandosi via via dal nucleo, secondo la descrizione di M. FIORENTINI POTENZA (1959), sono i seguenti: granito biancastro e grigio a grana medio-fine (γ) (Campiglia Cervo); granito porfirico alcalino con grandi individui di ortoclasio rosa e poco anfibolo (γ) (S. Paolo Cervo); sienite normale violacea, anfibolica, a grana media ([6]) (σ) (Balma); sienite grigia anfibolico-biotitica a grana media (σ) (Bogna); facies periferiche, prevalentemente monzoniti, monzoniti-sieniti quarzifere (μ), ecc.

I graniti del nucleo si presentano caolinizzati e fortemente disgregati. Piuttosto diffuse sono le facies orientate, soprattutto nel granito porfirico e nella sienite normale. Numerosi, specialmente verso la periferia, si rinvengono degli inclusi di dimensioni variabili, costituiti sia dalle rocce più basiche e relativamente più antiche della corona periferica del plutone, sia da rocce della serie metamorfica incassante; fra queste ultime è particolarmente diffusa una roccia biotitica scistosa, grigia, a grana fine. I bordi degli inclusi sono prevalentemente netti.

I fenomeni di contatto fra il plutone ed i « micascisti eclogitici » incassanti non sono particolarmente vistosi. Oltre a locali ripiegamenti degli scisti si è avuto un sensibile indurimento della roccia con neoformazione di una biotite rossiccia molto minuta, caratteristica, ed una diffusa permeazione in lettarelli e venule di quarzo e feldispati.

Filoni aplitici e, subordinatamente, pegmatitici (α), di dimensioni sempre molto ridotte, sono diffusi in tutti i tipi petrografici del plutone e riconducibili a manifestazioni tardive del magmatismo; ad alcuni di questi filoni sono talora collegate trascurabili mineralizzazioni a Mo, Fe, Cu, ecc.

Non esiste invece finora alcuna prova diretta di un rapporto di parentela genetica tra il gruppo di filoni porfiritici, da ritenersi certamente almeno postliassici, ed il plutone (si veda il capitolo FILONI).

Nella massa eruttiva i vari sistemi di diaclasi esistenti sembrano imputabili alla contrazione della roccia in seguito al raffreddamento, o connessi con la tessitura orientata frequente nelle varie facies. Fra questi sistemi, molto ben riconoscibili sono: quello orientato E-W con inclinazione di 30° verso Sud, un secondo normale a questo, ed un terzo sub-orizzontale. Dislocazioni piuttosto limitate, con formazione di sottili fasce milonitiche, si ritrovano talora nel plutone. In alcuni punti (Orio delle Vigne), con tali dislocazioni sembrano essere connessi dei fenomeni di metasomatosi sodica (FIORENTINI POTENZA 1960). Una importante dislocazione taglia infine, diametralmente l'intero plutone lungo la Valle del Cervo. Essa va interpretata come uno dei numerosi disturbi tardivi, trasversali rispetto alla Linea del Canavese, i quali rappresentano l'ultima fase tettonica di un certo rilievo che ha interessato il settore del Biellese.

([6]) E' questa la famosa sienite, che grazie agli studi del COSSA è servita a creare, con la sienite di Meissen (Sassonia), il prototipo della famiglia delle sieniti; per il passato si riteneva che il Plutone della Valle del Cervo ne fosse costituito in prevalenza mentre in realtà, sempre secondo FIORENTINI POTENZA, la superficie di affioramento della sienite è pari al solo 14% dell'intera area eruttiva.

3) Filoni:

Filoni di quarzite, tardo-alpini (χ_1).
Filoni di porfirite quarzifera biotitico-plagioclasica, tardo-alpini (φ_3).
Filoni di quarzite (χ).
Filoni di porfido granitico ($\pi\gamma$).
Filoni di porfirite plagioclasico-anfibolica con biotite e pirosseno (φ_2).

(F. CARRARO)

Per il passato gli AA. collegavano l'intero gruppo di filoni al ciclo magmatico alpino, cui sono riferibili i Plutoni della Valle del Cervo e di Traversella. Studi più recenti hanno viceversa messo in luce, soprattutto in base all'analisi dei rapporti di intersezione tra i vari tipi di filoni e tra questi e gli elementi strutturali ercinici ed alpini della regione, l'estrema complessità dell'apparato filoniano. Solo alcuni termini di quest'ultimo si sono dimostrati attribuibili ad un magmatismo postliassico, molto verosimilmente alpino, distinto in più fasi. La maggior parte dei filoni sono invece riconducibili al ciclo ercinico, ed anche in questo caso i rapporti di intersezione indicano una complessa successione di fasi.

Facendo astrazione dai filoni, poco o per nulla differenziati, più direttamente legati rispettivamente al Massiccio Granitico del Biellese (χ, $\pi\gamma$) e al Plutone della Valle del Cervo (α), ai quali si è sommariamente accennato nei capitoli relativi ai due ammassi eruttivi, esamineremo i vari tipi di filoni a partire da quelli più antichi.

Connessi con il magmatismo cui, oltre che il Massiccio Granitico del Biellese è legato il complesso delle vulcaniti permiane sia della « Zona del Canavese » sia della copertura delle Alpi Meridionali, sono i filoni di porfirite plagioclasico-anfibolica con biotite e pirosseno (φ_2). Sono questi i filoni largamente più numerosi (entro l'area del foglio Biella ne sono stati individuati oltre cinquanta): raramente arrivano al metro di spessore e hanno lunghezza compresa tra pochi metri ed alcune decine di metri; la roccia ha un aspetto afanitico, di colore grigio-verdastro. Si

trovano compresi in tutte le rocce della Serie Diorito-kinzigitica, anche nelle migmatiti che tagliano sempre in discordanza. Si rinvengono pure nel granito e in entrambi i complessi vulcanitici. Mancano invece nelle rocce carbonatiche mesozoiche e nelle rocce del Plutone della Valle del Cervo. Non se ne sono inoltre rinvenuti nel settore della Zona Sesia-Lanzo raffigurato nel foglio Biella, anche se filoni con facies analoga sono ben noti, entro questo complesso cristallino, verso Nord e verso Ovest.

A questa serie di filoni ercinici, che possono venir legati ai sistemi di fratture che hanno alimentato il vulcanesimo permiano, può essere associato anche un apparato vulcanico; si tratta di un *neck* di recente individuato nell'alveo del T. Chiebbia a Ovest di Ronco Biellese (CARRARO & SACCHI 1963).

Numerosi filoni di una porfirite biotitico-plagioclasica (φ_3) si rinvengono invece nel massiccio granitico, nelle vulcaniti e nei calcari del Lias, in corrispondenza al settore nordorientale del foglio. Si tratta di filoni con dimensioni analoghe, o un po' maggiori, di quelle dei filoni precedentemente descritti, costituiti da una roccia grigia o grigio bruniccia nella quale spiccano le lamelle di biotite. Se la presenza di questi filoni nelle rocce mesozoiche è una prova della loro età postercinica, il fatto invece che l'intero gruppo compaia addensato ad una sensibile distanza dal Plutone della Valle del Cervo vicino al quale neppure un filone di questo tipo è stato finora rinvenuto ([7]), rende perplessi nella interpretazione di essi quale manifestazione del plutone stesso.

Questa ipotesi sembra invece accertata per le vene di peraciditi quarzitiche (χ_1) che numerose si incontrano lungo la Linea del Canavese in vicinanza del plutone.

([7]) Le due piccole masse di porfiriti, indicate nella prima edizione del foglio a monte del Santuario di Oropa, in prossimità del Plutone della Valle del Cervo, corrispondono in realtà a locali affioramenti di facies monzonitiche appartenenti alla corona periferica del plutone stesso, emergenti dalla potente coltre detritica in quel punto costituita dai micascisti eclogitici incassanti.

IV - I TERRENI DI COPERTURA

Copertura della Serie Sesia-Lanzo

1) *Porfiriti pirossenico-anfiboliche di colore bruno-violaceo, spesso a struttura ofitica, con locali intercalazioni tufacee; fasce discontinue di agglomerati a cemento felsitico di bombe porfiritiche, ciottoli e blocchi di scisti cristallini della Serie Sesia-Lanzo* (« *Zona del Canavese* » *p.p.*) (φ) (Permiano).

(F. Carraro)

Le vulcaniti permiane (φ) che costituiscono la copertura della Serie Sesia-Lanzo vengono tuttora comprese, da un punto di vista strutturale, nella « Zona del Canavese » ([8]), la quale, secondo l'originaria interpretazione di Argand (1909), interpretazione ancor oggi ritenuta valida (Elter & al., op. cit.), andrebbe considerata quale zona di radice della « falda retica ».

Della folta bibliografia relativa a questo elemento strutturale, ricorderemo qui solo i nomi di Parona (1886), Franchi (1901; 1905b), Novarese (1929) e Bianchi & Dal Piaz (1963), i quali in particolare si sono occupati del tronco biellese della « Zona del Canavese ». Per gli altri lavori si rimanda alle recenti note sull'argomento di Baggio ([9]) e Carraro (1966).

La serie stratigrafica della « Zona del Canavese » è stata oggetto di revisione in alcuni studi recenti. Nel 1963, Bianchi & Dal Piaz, in una nota sugli inclusi di « micascisti eclogitici » nelle vulcaniti, indicavano definitivamente l'attribuzione di queste ultime alla serie di copertura delle rocce della Zona Sesia. Successivamente in una serie di lavori, Baggio (op. cit.) metteva viceversa in risalto la stretta corrispondenza fra i termini mesozoici del « Canavese » e la serie delle Alpi Meridionali. In seguito, quando già la nuova edizione (1966) del foglio Biella era in avanzata fase di stampa, lo scrivente ha potuto riconfermare (Carraro 1966), grazie ad un fortunato rinvenimento, l'unitarietà della Serie del Canavese, la quale sembra debba essere interpretata quale unica serie di copertura carbonifero-mesozoica degli gneiss-Sesia e della Serie Ivrea-Verbano.

La serie del Canavese inizia con alcuni sottili livelli psefitici, discontinui, di età carbonifera, la presenza dei quali tra gli gneiss-Sesia e le vulcaniti permiane essendo stata messa in luce solo di recente (Carraro 1966) non ha potuto essere indicata sulla carta geologica. Si tratta di sottili livelli breccioidi, e conglomeratico-arenacei, i cui elementi sono costituiti da rocce generalmente diaftoritiche, della Serie Sesia-Lanzo e della Serie Diorito-kinzigitica; a questi si associano, e progressivamente

([8]) Alla « Zona del Canavese », nella precedente edizione del foglio Biella (1933), erano ascritti i seguenti materiali:

1. « *Scisti argillosi con masserelle di dolomia. Quarziti; scisti lucenti varicolori, micascisti, calcescisti, calcari cristallini e dolomitici; serpentine e prasiniti* (**t'cn**) ».
2. « *Diabase e porfirite pirosseno-anfibolica senza olivina, a struttura olocristallina o porfirica (melafiro degli antichi autori) del dicco fra Donato e Valsessera. Contiene blocchi inclusi di micascisto eclogitico (Oropa) ed è collegato con tufi* (μ) ».
3. « *Serpentina* (*Favaro*) (σ) ».

Confrontando i singoli termini di questo complesso con le suddivisioni stabilite nella presente edizione, ed escludendo quelli del paragrafo 2 di cui si parla in questo capitolo, è opportuno tener presenti alcune considerazioni:

— Gli *scisti argillosi* si sono rivelati, secondo una più moderna nomenclatura, delle tettoniti a deformazione postcristallina (parte, antiche diaftoriti milonitiche e parte, più recenti miloniti) di rocce della Serie Diorito-kinzigitica, e come tali sono state comprese fra le divisioni di quest'ultima (**md**).

— Le *masserelle di dolomia,* di cui non è stata finora ritrovata traccia, se presenti, potrebbero venir interpretate quali trucioli della serie mesozoica di copertura, compresi nella grande cicatrice tettonica del « Canavese ».

— Quanto alle *quarziti,* si tratta in realtà di vene di peraciditi quarzitiche tardive, come si può verificare ad esempio a NE dell'abitato di Cellone, e così sono state cartografate (χ_1).

— Gli *scisti lucenti varicolori,* i *micascisti,* i *calcescisti* e le *prasiniti* costituiscono limitati lembi della Serie Sesia-Lanzo, che si ritrovano all'interno della « Zona del Canavese », compresi tra quest'ultima e la Zona Diorito-kinzigitica. Tali rocce vanno pertanto ascritte alla Zona Sesia, com'è stato appunto fatto per l'affioramento ad Ovest dell'abitato di Sordevolo, l'unico cartografabile.

— Quanto ai *calcari cristallini* e *dolomitici,* si tratta di ridotte scaglie del Cristallino Antico, non cartografabili, intercalate nella Serie Diorito-kinzigitica e che alle rocce di quest'ultima sono pertanto state associate.

— Le *serpentine,* infine (citate nel paragrafo 1, come pure le masse maggiori (Favaro) del paragrafo 3) sono facies diaftoritiche e cataclastiche legate alla Linea del Canavese e formatesi a spese di alcuni dei tipi petrografici della Zona Basica d'Ivrea. Esse sono state quindi considerate come una suddivisione di quest'ultima.

([9]) Baggio P. (1965), *Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s.s. nella zona di Montalto Dora (Ivrea).* Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, *25*, 25 pp., 2 ff., 2 tt. (1 c. g. 1:10.000), con bibliografia.

si sostituiscono nei livelli più alti, elementi di vulcaniti di vario tipo. La serie trova corrispondenza, come posizione e come facies, nella parte basale della serie delle Alpi Meridionali, della quale va quindi interpretata come la prosecuzione più settentrionale.

Tra le vulcaniti porfiritiche, che con i sottostanti livelli psefitici sono gli unici termini della serie del Canavese che ne rappresentano il tronco biellese, le facies a inclusi menzionate nella precedente edizione del foglio ed ampiamente analizzate nel recente lavoro di BIANCHI & DAL PIAZ (1963) al quale si rimanda per maggiori dettagli, hanno un'estensione molto maggiore di quanto non si ritenesse in passato. Esse sono rappresentate, alla base, da un livello agglomeratico di potenza variabile. I tipi effusivi, pirossenico-anfibolici, senza olivina e caratterizzati spesso da una struttura ofitica che ha valso a queste rocce il nome di diabasi, costituiscono i livelli cronologicamente più recenti. Bisogna peraltro avvertire che, a causa dell'intenso scagliamento che ha colpito il complesso dei materiali che costituiscono questa importante zona di cicatrice, non sempre è possibile ritrovare la successione normale.

Il particolare tipo di struttura tettonica, una piega a ginocchio con accentuata retroflessione verso il bacino padano, ha consentito la conservazione di questi limitati lembi di terreni di copertura della Serie Sesia-Lanzo, che sono gli unici ad essa sicuramente attribuibili.

COPERTURA DELLE ALPI MERIDIONALI

1) *Conglomerato ad elementi di rocce cristalline, discordante sugli scisti cristallini, alla base del complesso effusivo* ([10]) (**C**) (CARBONIFERO).

(G. BORTOLAMI)

I depositi carboniferi sono stati segnalati per la prima volta nel Biellese da C. FRIZ & M. GOVI (1964). Hanno origine continentale e compaiono in diverse località del Biellese orientale (S. Grato, Castello di S. Lorenzo, Rio Osso, a Nord del Ponte Nuovo sulla strada per Vintebbio, vicinanze di Cima Valcorbe, Val Marchiazza), sovrapposti in discordanza sugli scisti cristallini della Serie dei Laghi, i quali, come è stato detto altrove (si vedano i capitoli MASSICCIO GRANITICO DEL BIELLESE e SERIE DEI LAGHI), sono spesso in facies più o meno migmatica e associati a cupole di granito appartenente alla fase intrusiva principale pre-vulcanica; costituiscono un livello ben definito anche se discontinuo e di spessore limitato, rintracciabile in quasi tutte le località nelle quali, al disotto della copertura vulcanitica permiana, affiorano gli scisti cristallini suddetti.

La composizione di questo livello psefitico rispecchia in genere rigorosamente la litologia del substrato; i frammenti sono infatti costituiti da materiale quarzitico e soprattutto gneissico, del tipo sia metasomatizzato che normale; la matrice è arenaceo-argillosa. La quantità, il grado di elaborazione e le dimensioni dei frammenti variano da luogo a luogo, e si va da depositi nei quali la parte clastica, a spigoli vivi e con grossezza variabile tra pochi mm e 15-20 cm di diametro (SE del Castello di S. Lorenzo), è quantitativamente prevalente sul materiale cementante, ad altri nei quali il materiale psefitico mostra caratteri di elaborazione assai spinta, con ciottoli minuscoli, ben arrotondati e all'incirca equidimensionali, immersi in abbodante matrice. Entro la frazione clastica non sono stati rinvenuti frammenti sicuramente granitici; tuttavia alcuni ciottoli rosati, ad aspetto arcosico, potrebbero essere riferiti al granito.

Mancano affatto frammenti provenienti dalla serie vulcanitica permiana.

Dal complesso di tutti questi caratteri si può dedurre che: 1. la presenza nel conglomerato di ciottoli di gneiss in facies migmatica, e verosimilmente di granito, permette di affermare inequivocabilmente che il granito è anteriore sia ai prodotti vulcanici, sia al conglomerato; 2. tra la messa in posto del granito del Biellese e la deposizione del conglomerato deve essere trascorso un periodo di tempo, durante il quale si è prodotta una intensa azione erosiva, che ha portato a giorno porzioni della massa granitica, o per lo meno delle frange migmatiche localizzate alla periferia della massa stessa; 3. l'analogia di genesi, di posizione

([10]) Come indicato a pag. 13, data la scarsa estensione degli affioramenti in cui queste rocce compaiono, perloppiù associate a sottostanti scisti cristallini (**gn**), esse non sempre hanno potuto essere indicate in carta, e si trovano anche in aree ove sono cartografati i soli scisti.

stratigrafica e di composizione di questo livello conglomeratico con quelli di Manno (Luganese), di alcune località del Varesotto e del Lago Maggiore, consente di ipotetizzare una loro relativa contemporaneità di deposito durante lo Stefaniano (FRIZ 1966, pp. 180-181) e quindi un'età pre-stefaniana della massa granitica pre-vulcanitica.

Analoghi depositi continentali carboniferi sono stati successivamente rinvenuti fra i terreni di copertura della Serie Sesia-Lanzo da F. CARRARO (1966), e di essi si fa menzione nel capitolo precedente a questo.

2) « Complesso dei "porfidi quarziferi" del Biellese »: *Tufi di porfidi quarziferi e non quarziferi a inclusi di rocce cristalline e di vulcaniti, con frequenti strutture di rinsaldamento* (**ti**).

Porfidi quarziferi e non quarziferi (π); *agglomerati tufacei caotici, in prevalenza porfiritici* (**at**); *porfiriti plagioclasiche in ridotte colate* (φ_1) (PERMIANO).

(G. BORTOLAMI)

Affiora nell'estremità nord-orientale del foglio Biella; a Ovest viene a contatto con il massiccio granitico; a Sud e a Est, sulla sponda sinistra del Fiume Sesia, con andamento irregolare, frastagliato, scompare al disotto dei depositi pliocenico-quaternari, se si eccettuano le modeste masse affioranti tra Romagnano e Prato Sesia e a Ovest di Cavallirio, al limite settentrionale del foglio; nella conca del Torrente Giara è ricoperto in trasgressione dal lembo mesozoico di Sostegno. La serie vulcanitica del Biellese nella leggenda del foglio geologico è stata indicata con il termine di complesso dei « porfidi quarziferi » per rispettare il termine tradizionale con cui veniva indicata, e per uniformità di nome con la coeva serie dei « porfidi di Bolzano »; tuttavia essa comprende rocce piroclastiche, ignimbritiche e laviche in proporzioni diverse tra loro, ma tra le quali le colate laviche a chimismo di porfido non sembrano essere il tipo petrografico più diffuso. Non esiste sulle vulcaniti del Biellese uno studio approfondito che ne definisca chiaramente, per tutta la loro estensione, i caratteri chimico-petrografici; tralasciando i lavori più antichi, ad esempio quelli del PARONA (1886) e KAECH (1905),

che danno di queste rocce nozioni a carattere generale, le notizie bibliografiche sono limitate a una serie di lavori recenti (BALCONI & VENIALE 1955; BALCONI 1959; FRIZ & GOVI 1963), nei quali vengono prese in considerazione solo zone ristrette, ma che comunque, nel loro insieme, riescono a dare un quadro della serie. Va comunque notato che le osservazioni di campagna in questo distretto vulcanico, come d'altronde in quasi tutti i settori del Biellese, sono rese estremamente difficili per l'intensa alterazione delle rocce, talora per il loro grado di tettonizzazione e per l'abbondantissima copertura eluviale e alluvionale che ostacola un'indagine accurata.

Un cospicuo contributo alla conoscenza delle vulcaniti di questa regione è rappresentato dalla ricostruzione della serie vulcanica nella zona a NW di Gattinara (FRIZ & GOVI 1963, pp. 201-202). In essa i termini inferiori sono costituiti da modeste, discontinue colate di porfiriti, che sembrano rappresentare i primi prodotti dell'attività vulcanica; affiorano in varie località, talora direttamente sovrapposte al basamento cristallino. Segue, nella successione cronologica, un orizzonte di tufiti conglomeratiche con caratteri di rimaneggiamento più o meno accentuati; il materiale cementante è tufaceo, più o meno grossolano, e le dimensioni degli inclusi variano da qualche cm a 70-80 cm di diametro. Caratteristiche peculiari di questo livello sono la grande eterogeneità litologica degli inclusi di origine vulcanica, l'abbondanza di frammenti gneissici, e soprattutto la presenza di elementi di probabile granito roseo. A questo livello segue una serie di tufi, talora con aspetto di prodotti ignimbritici di colore grigio o rosaceo; questo complesso piroclastico-ignimbritico è ricoperto da altri prodotti d'esplosione più grossolani e di spessore notevole; risultano costituiti da brecce ed agglomerati tufacei a grossi blocchi frequentemente a forma elissoidica, il cui diametro maggiore arriva talora a 3-4 metri. Questi blocchi mostrano una certa eterogeneità di composizione, ma sono rappresentati però quasi esclusivamente da materiale vulcanitico (porfidi, porfiriti e tufi vari), i cui elementi sono stati studiati da un punto di vista chimico-petrografico da M. BALCONI & F. VENIALE (1955) e BALCONI (1959) negli affioramenti di Prato Sesia e Romagnano.

Un altro prodotto dell'attività vulcanica, forse coevo o più probabilmente anteriore alla deposizione dei tufi aventi talora carattere di prodotti ignimbritici, è rappresentato da rocce laviche rosso-brune, che non hanno però molta diffusione (in Val Marchiazzola, e lungo il contatto con il massiccio granitico da poco a Nord di Colma fino a oltre S. Liberata). Sono porfidi quarziferi o scarsamente quarziferi; presentano aspetto massiccio, colore rosso-vino o violaceo, struttura porfirica con fenocristalli feldispatico-biotitici e, talora, quarzosi.

Questa serie è parzialmente schematizzata nella sezione geologica tra Cima Accattà e Cima Strusa compresa nel lavoro di C. Friz & M. Govi (1963); a questa serie si è fatto riferimento nel disegno della parte orientale del profilo geologico III della presente edizione del foglio Biella.

Nella zona vulcanica compresa entro la tavoletta Gattinara non sono stati rinvenuti affioramenti di porfiriti basali. Il litotipo dominante è rappresentato da livelli tufacei, aventi carattere di tufiti conglomeratiche alla base, e da veri e propri tufi compatti litico-cristallini, per lo più giallastri, a chiazze verdoline, aventi frequentemente carattere di prodotti ignimbritici. I termini di passaggio sono rappresentati da livelli eterogenei, nei quali tuttavia si osserva una progressiva diminuzione sia quantitativa che granulometrica, degli inclusi vulcanici, gneissici e granitici.

Le brecce e gli agglomerati tufacei caotici caratterizzano in genere la sommità delle collinette vulcaniche che bordano la pianura di Gattinara ed il fiume Sesia fino a poco oltre il Ponte Nuovo.

Splendidi spaccati in questo materiale sono anche rappresentati dagli affioramenti di Prato Sesia - Romagnano e da quelli a W di Cavallirio. Nel finitimo settore della tavoletta Masserano discretamente diffusi, anche se in genere di estensione ridottissima, sono i livelli porfiritici basali (Val Marchiazza tra Cima Strusa e Cima Accatta, valletta impostata sul versante W di Cima Strusa, Rio Bisingana all'altezza di Mulino Chierro, zona a Sud di S. Bononio sul torrentello che scende a Mulino Moreno).

Se si eccettuano questi modesti espandimenti lavici, i termini vulcanici basali più diffusi sono rappresentati da tufi molto compatti, a matrice generalmente povera di quarzo e a inclusi sia cristallini che litici. Questi ultimi hanno dimensioni fino a 10 cm di diametro e composizione eterogenea: vulcaniti, scarsi gneiss, in genere di tipo metasomatizzato, e probabili rari graniti.

La serie di dossi Mad. degli Angeli - M. Pendina - M. Cicogna - Cima Granone - Cima Terla è formata da vulcaniti roseo-giallastre, con strutture di rinsaldamento tipiche delle ignimbriti; un bello spaccato in questo materiale è offerto dalla cava abbandonata di Mulino Chierro a NW di Brusnengo (Bortolami 1965, pp. 161-162); un interessante litotipo, avente anch'esso carattere ignimbritico, si incontra poco oltre il ponte sul T. Ostola a NE di Masserano.

La fascia di vulcaniti più occidentale (da Curino a Cima la Guardia) è per lo più formata da tufi compatti roseo-cupo e violacei, litico-cristallini, a inclusi generalmente di sole vulcaniti.

Nel settore della tavoletta Masserano sembrano essere scarsamente rappresentate le tufiti conglomeratiche (zona di S. Maria Gnerro), e del tutto assenti le brecce e gli agglomerati tufacei rappresentanti la parte alta della serie effusiva del Biellese.

Durante la stesura delle presenti note C. Friz (1966, pp. 187) ha segnalato la presenza, al disopra delle vulcaniti, sul versante destro del Rio Valnava ad W di Sostegno, di un livello clastico grossolano potente 5-10 m con matrice e frazione detritica composte esclusivamente da vulcaniti.

Per quanto concerne il chimismo delle vulcaniti del Biellese, pur in assenza di dati sufficienti, sembra che esso, andando dai termini antichi a quelli più recenti, passi da tipi porfiritici a tipi più acidi; esso lascia quindi supporre un'evoluzione normale del magma originario. L'attività vulcanica che ha dato origine a queste rocce è stata prevalentemente di tipo esplosivo, accompagnata da formazioni di nubi ardenti (ignimbriti) e preceduta (porfiriti basali) e inframmezzata (porfidi quarziferi e scarsamente quarziferi) da modeste manifestazioni a carattere lavico. La deposizione di questa serie è avvenuta indubbiamente in ambiente continentale, sub-aereo, come lasciano supporre vari motivi, primo fra tutti la

mancanza di depositi stratificati, e come avvenne del resto per l'intero ciclo vulcanico permiano nelle Alpi Meridionali.

Nel suo insieme, anche se è difficile rilevare delle chiare giaciture, la serie vulcanica immerge dolcemente a Sud-Est, motivo che ha permesso la conservazione dei termini più recenti nella zona più orientale (Gattinara).

3) *Calcari dolomitici, con frammenti di vulcaniti al contatto trasgressivo sulla serie vulcanica permiana* (**T**) (TRIAS).

Calcari a spicole di spugne (spongoliti); calcari arenacei; calcari marnosi; arenarie a elementi di vulcaniti, trasgressive sulla serie vulcanica permiana (**G**$^{5-1}$) (LIAS).

(G. BORTOLAMI)

Il lembo mesozoico di Sostegno copre un'area di qualche chilometro quadrato, da poco a monte del colletto che separa la conca di Sostegno dalla Valsessera fino ai primi abitati di Roasio; a Ovest è limitato dall'allineamento di piccoli dossi vulcanitici formati da Cima Rubattini - Dosso di San Bernardo e Cima Granone, mentre a Est arriva poco a oriente degli abitati di Gropallo e Sostegno, e di qui scende verso il Rio della Valle che attraversa a Sud-Ovest del punto quotato 396, oltre il quale forma le estremità occidentali di vari contrafforti del Monte della Gallina e del M. Cincignone.

Piccoli lembi isolati affiorano anche più a Sud della massa principale.

Il lembo mesozoico di Sostegno ha grossolanamente forma triangolare; da una base di circa un paio di chilometri all'altezza di Roasio, va gradualmente restringendosi verso Nord fino a terminare, a cuneo, a monte di Sostegno; anche dal punto di vista morfologico ha un aspetto caratteristico in quanto forma una specie di depressione a superficie ondulata, sovrastata a oriente e occidente da una serie di dossi vulcanici. La bibliografia essenziale su questo lembo mesozoico si riduce a due lavori di S. FRANCHI (1904 a; 1904 b) sufficientemente dettagliati, a cui si rimanda per notizie più abbondanti soprattutto per i terreni liassici.

Il lembo mesozoico di Sostegno è costituito da terreni triassici nella parte settentrionale e liassici in quella meridionale; mentre verso occidente è in chiaro rapporto trasgressivo sulle vulcaniti permiane, a oriente è invece delimitato da una linea di dislocazione diretta NNW-SSE (BORTOLAMI, CARRARO & SACCHI 1965, p. 8), che lo pone in contatto meccanico con la serie effusiva permiana, come si può in bella evidenza osservare lungo la strada provinciale, poco a Nord di Sostegno, ove i calcari dolomitici triassici s'incuneano al disotto delle vulcaniti permiane.

Il Trias è rappresentato da calcari dolomitici sterili, in bancate compatte, che per analogia a quelli del vicino lembo mesozoico del M. Fenera si possono ascrivere al Trias medio-superiore. Alla base, lungo il contatto trasgressivo permo-triassico, i calcari dolomitici talora includono frammenti di vulcaniti permiane e passano addirittura a livelli arenacei rossastri, più o meno grossolani, ad elementi di vulcaniti, il tutto però limitato a un paio di metri di potenza. Oltre alle arenarie rosse, nella parte basale del Trias è stata segnalata la presenza di argilliti grigio-verdi, calcari argillosi e calcari scuri finemente stratificati, facenti transizione superiormente a calcari dolomitici (FRIZ 1966, p. 187).

Superiormente i calcari dolomitici triassici passano, con un brusco cambiamento di facies, ai depositi liassici, rappresentati inferiormente da sottili banchi, alternanti, di calcare argilloso e di calcare grigio fogliettato, con calcare spongolitico che macroscopicamente ha aspetto di calcare arenaceo di colore grigio-nero ben stratificato a grana fine; vi è pure compreso qualche sottile livello di brecciole a frammenti di calcare dolomitico e di vulcaniti. Tale passaggio è ben osservabile nelle vicinanze della cappelletta posta all'estremità Sud di Castelletto Villa, di C. La Rana lungo la strada che sale a Casa del Bosco, e presso il cimitero di Casa del Bosco (FRANCHI 1904, p. 10).

I calcari spongolitici diventano il tipo litologico che caratterizza la parte meridionale e, stratigraficamente, più alta del lembo mesozoico di Sostegno; essi, al microscopio, risultano talora estremamente ricchi di spicule di Spugne, per lo più silicee, e di resti di Radiolari (spongoliti), che conferiscono alla roccia una estrema durezza (pietre da coti) (FRANCHI 1904).

S. FRANCHI segnala in questi materiali la presenza, sia pure rara, anche di frammenti di altri organismi (S. FRANCHI 1904, p. 10). La attribuzione cronologica al Lias medio avvenne tuttavia solo in base alle analogie di facies e di posizione stratigrafica con i terreni del M. Fenera, in Valsesia.

Nel bacino di Sostegno non sono state rinvenute le caratteristiche arenarie grigie e rosse della parte basale del Lias del Monte Fenera; tale fatto lascia supporre la presenza, nel settore in esame, di una lacuna stratigrafica fra i calcari dolomitici triassici e la formazione liassica dei calcari spongolitici. E' da osservare, a convalida di questa ipotesi, che localmente si osserva la deposizione trasgressiva dei terreni liassici direttamente sulle vulcaniti a Casa del Bosco, nel Rio Tagliato (FRANCHI 1904, p. 15) e lungo la strada che da Villa del Bosco porta al Castello.

Nella zona della Valletta del Molino di Villa del Bosco e, in particolar modo, risalendo il sentiero che fiancheggia la valletta, si osserva verso l'alto che i calcari spongolitici da grigio scuro tendono ad assumere una colorazione giallastra ed a diventare poco consistenti, addirittura sfarinabili, per un progressivo processo di decalcificazione, connesso con un ambiente di tipo subtropicale; i calcari giallastri decalcificati sono ricoperti da argille caoliniche plastiche, di colore rosso-giallognolo, a venature ocracee, cui fanno transizione gradualmente e che sono sfruttate in una cava aperta al termine del sentiero sopracitato; esse rappresentano, in parte un prodotto pedogenetico eluviale, in parte un sedimento lievemente rielaborato di materiali provenienti dai depositi permiani e liassici, ed hanno verosimilmente un'età pliocenica ([11]).

PLIOCENE

Sabbie, ghiaie, argille sabbiose e marne localmente a: Ostrea *sp.*, Circonphalus plicatus GMELIN, Flabellipecten flabelliformis BROCCHI, Pectunculus *sp.*, Aporrhais pespelecani L., A. uttingerianus RISSO, *ecc.*; *argille caoliniche da alterazione delle vulcaniti permiane* (**P**).

(R. SACCHI)

Terreni di età pliocenica formano, nell'area del foglio Biella, due gruppi principali di affioramenti. Da un lato si incontrano al piede del terrazzo mindeliano sulla destra del Cervo, presso Castellengo. Dall'altro costituiscono, tra Valdengo e Lozzolo, la prima serie di collinette, sui tre-quattrocento metri di quota, al margine della pianura, addossate a quelle, già un po' più elevate, formate dal granito e dalle vulcaniti. GABERT (1962) ritiene che in questo settore il mare pliocenico dovesse addentrarsi, abbastanza profondamente, in una costa caratterizzata da *rias*, come indica la attuale distribuzione dei suoi sedimenti.

Le prime osservazioni sistematiche su questi terreni pliocenici sono dovute a GASTALDI (1871). SACCO (1888) distinse poi nel Biellese e regioni finitime un Pliocene inferiore argilloso (Piacenziano), un Pliocene superiore sabbioso (Astiano), e un « Fossaniano », facies di transizione al Villafranchiano continentale. Questa distinzione, basata essenzialmente sulla litofacies, non fu comunque accolta nella prima edizione del foglio Biella della Carta Geologica d'Italia, né lo è stata nella edizione attuale (1966). Compare invece in un lavoro di C. RABOGLIATTI ([12]) dedicato a terreni pliocenici affioranti nell'area dell'adiacente foglio Ivrea.

Gli affioramenti sulla destra del Cervo mostrano sabbie assai muscovitiche, talora con stratificazione incrociata, le quali non hanno finora fornito fossili. MARTINIS (1954), al quale sono dovute le più recenti ricerche su questi sedimenti, inclina a considerarli continentali in base alla litofacies e alla frequente stratificazione incrociata. In base a questa ipotesi, quegli affioramenti sarebbero allora da considerare villafranchiani.

([11]) Questi depositi argillosi, nella precedente edizione del foglio Biella, erano stati, con una certa titubanza, ascritti da S. FRANCHI al Lias medio (FRANCHI 1904, pp. 11-12).

([12]) *Studio dei lembi pliocenici dei dintorni di Ivrea.* Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino, *2*, 95-114, 1953.

Più interessanti, per il loro contenuto paleontologico, e sicuramente marini, sono invece i terreni che formano il gruppo più settentrionale di affioramenti, quelli cioè della fascia collinare pedemontana, dove il Pliocene è trasgressivo direttamente sopra rocce granitiche e porfiriche. Le sabbie alternano qui con silt grigi, talora molto fossiliferi, e con qualche passata argillosa, e sarebbe pertanto eccessivo parlare di un « Pliocene argilloso ». Tra Roasio e Gattinara è frequente una facies di caolino derivata dalla degradazione, talora *in situ*, di porfidi permiani: si tratta di degradazione prepleistocenica di ambiente subtropicale.

La potenza massima dei depositi pliocenici, che si può osservare al Rio Bisingana è dell'ordine di un centinaio di metri.

Dal punto di vista paleontologico, sono classici i giacimenti di Masserano, descritti da BELLARDI & SACCO (1872-1904) e da ZUFFARDI-COMERCI (1929), giacimenti che hanno fornito oltre 250 specie di Molluschi. Qualche altra località fossilifera:

Cerreto Castello, dietro lo stabilimento Furlo & Bocchietto, poco scostato dalla strada statale n. 142: bivalvi.

Ancora Cerreto Castello, località Cascina Crosa: MARTINIS (1954) vi segnala una quindicina di specie di Foraminiferi, tra i quali qualche forma pliocenica abbastanza significativa (*Bulimina elongata* [D'ORB.], *Eponides praecinctus* [KARRER]).

Torrente Strona, appena a valle di Cossato. E' questo un piccolo affioramento isolato, non cartografabile, messo alla luce dal torrente al di sotto delle alluvioni oloceniche, e già segnalato da FLORIO nel lontano 1839.

Torrente Osterla, presso S. Gaudenzio di Lessona: CHARRIER (1953; 1957) vi segnala una ricca fauna di Molluschi, con uno Pteropodo (*Cavolinia tridentata* FÖRSKAL), varie specie di *Aporrhais* e Foraminiferi.

Non mancano, nei terreni pliocenici, indizi di deformazioni tettoniche: essenzialmente fagliette che in alcuni casi costituiscono il ringiovanimento di dislocazioni di età alpina (si veda il capitolo TETTONICA). Come osserva SACCO (1927) le differenze di livello con le quali affiorano le stesse facies di Pliocene marino provano già che si sono

avuti in questo settore sollevamenti differenziali fino almeno alla fine del Pliocene.

Molto belli gli spaccati lungo il Torrente Ostola, a monte e a valle del punto in cui viene scavalcato dalla S.S. 142. Si vede qui molto chiaramente la sovrapposizione delle sabbie ocracee muscovitiche villafranchiane (Astiano secondo SACCO [1927]) ai silt grigi marini e si può spesso apprezzare una discordanza angolare al contatto tra i due terreni. Nei silt inferiori i piani di stratificazione si scostano talora dall'orizzontale, e non è sempre chiaro se ciò sia dovuto a deformazioni tettoniche o a strutture sinsedimentarie.

QUATERNARIO

Alluvioni ciottolose grossolane intensamente ferrettizzate per circa 4 m, terrazzate, costituenti gli altopiani (VILLAFRANCHIANO SUP.); *ridotte lenti di sabbie argillose con stratificazione incrociata di tipo deltizio* (VILLAFRANCHIANO INF.) (**l**).

Depositi morenici intensamente ferrettizzati ad argille rosso-mattone, costituenti i lembi residui delle cerchie più esterne dell'anfiteatro morenico di Ivrea (MINDEL) (**m**^{M}).

Alluvioni fluvioglaciali ciottolose grossolane, alterate in « ferretto tipico » per uno spessore generalmente superiore a 3 m, a ciottoli profondamente alterati, di colore rosso-bruno; coperture loessiche delle stesse (MINDEL) (**fg**^{M}).

Depositi morenici, con strato di alterazione giallo-rossastro a ciottoli notevolmente alterati, costituenti le cerchie mediane e più elevate dell'anfiteatro morenico di Ivrea (RISS) (**m**^{R}).

Alluvioni fluvioglaciali ghiaiose, alterate in terreno argilloso giallo-ocraceo per uno spessore massimo di 3 m; coperture loessiche delle stesse (RISS *p.p.*) (**fg**^{R}).

Alluvioni fluvioglaciali ghiaiose, con debole strato di alterazione brunastro, talora giallastro, costituenti il livello fondamentale della pianura; coperture loessiche delle stesse (RISS *p.p.* [WURM *p.p.?*]) (**fg**$^{W\text{-}R}$).

Depositi morenici poco alterati, costituenti le cerchie più interne e

basse dell'anfiteatro morenico di Ivrea; facies argillose di morenico di fondo o lacustri del ritiro würmiano (WURM) (**m**^{W}).

Alluvioni fluvioglaciali e fluviali ciottolose non alterate, terrazzate, a terreni grigio-bruni (WURM [WURM *p.p.*]) (**a**^{1}).

Depositi argillosi nerastri, surtumosi o torbosi di fasi lacustri-palustri recenti (**p**).

Detrito di falda (**dt**).

Alluvioni ghiaiose recenti ed attuali degli alvei abbandonati ed attivi (**a**^{2}).

(F. CARRARO)

IL QUATERNARIO DELLA PIANURA E DELLA ZONA COLLINARE

I terreni quaternari, che si estendono sopra quasi i 7/8 dell'area del foglio Biella, possono essere suddivisi in due distinti complessi:

A) Il settore laterale sinistro dell'anfiteatro morenico d'Ivrea ed i depositi fluvioglaciali e glaciolacustri ad esso geneticamente connessi.

B) L'insieme degli altri depositi, essenzialmente di natura alluvionale, non legati per origine all'anfiteatro.

In questa classificazione non si inquadra il più alto terrazzo, a ghiaie grossolane profondamente alterate, che costituisce la fascia pedemontana allo sbocco delle Valli dell'Elvo e del Cervo, e che si ritrova allo sbocco della Valsesia, sulla sinistra del fiume, i cui terreni sono stati attribuiti nella carta al *Villafranchiano* ([13]). Intercalate tra le sabbie marine plioceniche e le alluvioni grossolane del Villafranchiano superiore, si rinvengono in alcuni punti, al piede del terrazzo villafranchiano, delle sabbie gialle o rossastre, a stratificazione incrociata, di tipo deltizio-lagunare o lacustre (Villafranchiano inferiore). Un affioramento caratteristico si osserva nell'alveo del T. Ostòla, un centinaio di metri a valle del ponte sul quale è superato dalla provinciale Biella-Gattinara. Materiali analoghi, la cui attribuzione al Villafranchiano caldo è però dubitativa (MARTINIS 1954) e che provvisoriamente sono stati riuniti cartograficamente al Pliocene, si rinvengono al piede del terrazzo mindeliano a Castelletto Cervo. Affioramenti minori, non cartografati, si osservano anche, discordanti sulle argille caoliniche prequaternarie derivate dal disfacimento delle vulcaniti permiane, in una cava aperta ad Est di Villa del Bosco.

Il Villafranchiano superiore, che rappresenta invece i depositi contemporanei alle prime glaciazioni (DONAU e GUNZ) e gli interglaciali ad essi rispettivamente successivi, è costituito in gran prevalenza da ghiaie grossolane, profondamente alterate per un forte spessore, e trasformate verso la superficie in alcuni metri di paleosuolo ad argille rosse; questo è stato solo localmente risparmiato dall'erosione successiva e mostra un colore che, da rosso mattone, raggiunge talora dei toni violacei, come ad esempio in alcuni punti a Sud dell'abitato di Sordevolo. Anche se si può ritenere con sufficiente attendibilità che si tratti in prevalenza di depositi pluviali ([14]) piuttosto che fluvioglaciali, non si può escludere tuttavia che in questi terreni siano presenti verso la base anche delle facies moreniche (GUNZ?) con connessi depositi fluvioglaciali, come sembra di riconoscere nei dintorni di Rubiola.

A) *Il settore laterale sinistro dell'anfiteatro morenico di Ivrea ed i depositi fluvioglaciali e glacio-lacustri ad esso geneticamente con-*

([13]) Poiché nell'anfiteatro morenico di Ivrea la glaciazione più antica riconosciuta con certezza è la mindeliana, e viceversa il terrazzo sopra ricordato mostra chiaramente, soprattutto in base ai rapporti geologici, di essere più antico di essa, si è ritenuto comodo designarlo con il termine formazionale di Villafranchiano, il quale prescinde a nostro avviso da ogni riferimento alla cronologia delle glaciazioni; esso riunisce, sempre secondo l'accezione da noi adottata, le assise continentali direttamente sovrapposte al Pliocene marino e che sono però più antiche della più antica glaciazione riconosciuta nella regione. Com'è ben noto, la regressione marina che ha determinato la formazione della Pianura Padana non è cominciata dappertutto contemporaneamente, ma in senso longitudinale si è manifestata molto prima ad Ovest, trasmettendosi lentamente verso Est; in senso trasversale ha invece interessato dapprima le fasce prealpina e preappenninica e successivamente il settore assiale della Valle Padana. In base a questa considerazione è evidente che nel Villafranchiano sono stati compresi anche depositi che, da un punto di vista cronologico, hanno un'età pliocenica. Sono questi i termini denominati Villafranchiano inferiore o caldo, anteriori cioè alle glaciazioni, i quali vanno divisi, almeno idealmente, dalle alluvoni del Villafranchiano superiore, o « fresco », riferibili alle varie fasi fluvioglaciali o interglaciali successive, sempre precedenti al Mindel.

([14]) Con il termine di *pluviale* si indicano i materiali deposti durante le fasi di espansione glaciale dai corsi d'acqua che al contrario del *fluvioglaciale* non erano connessi e alimentati da ghiacciai vallivi. I depositi pluviali sono pertanto esterni ed indipendenti dall'ambiente glaciale.

nessi. — L'età mindeliana delle cerchie moreniche più esterne (**m**^{M}), che costituiscono la porzione dell'anfiteatro eporediese compresa nel foglio Biella, è documentata dal tipo e dal grado di alterazione che il deposito mostra dove è conservato il paleosuolo originario: allora, al di sotto di uno spessore variabile di argille rosse, il « ferretto » tipico, per alcuni metri i ciottoli di gneiss e di rocce granitiche si presentano estremamente alterati, tanto da poter essere sgretolati con le mani; le sole rocce che non mostrano alterazione sono le serpentiniti e, naturalmente, le quarziti. Uno spaccato nel quale il paleosuolo è ben conservato, si può osservare percorrendo il tratto di provinciale da Cavaglià a Salussola, all'altezza del bivio per Brianco (indicato erroneamente come Briamo nella carta), sulla destra della strada.

Più spesso, però, il fenomeno di decorticazione che interessa specialmente le creste dei cordoni morenici, fenomeno esaurientemente illustrato da S. VENZO ([15]), ha provocato l'asportazione ed il dilavamento del « ferretto » tipico, e in taluni casi anche del sottostante spessore a ciottoli profondamente alterati ([16]).

Il fluvioglaciale (**fg**^{M}) che si innesta alle varie cerchie mindeliane tramite i numerosi scaricatori, presenta naturalmente caratteristiche di alterazione identiche a quelle del morenico. E' tuttavia da notare che il fluvioglaciale, a causa della morfologia piatta, conserva quasi sempre il proprio paleosuolo; sovrapposte a quest'ultimo, non è raro rinvenire placche di un loess giallastro debolmente argillificato, tardorissiano, come ad esempio poco a Sud dell'abitato di Salussola. L'originario cono di transizione fluvioglaciale mindeliano è stato, nella maggior parte dei casi, smantellato e successivamente ricoperto dai depositi più recenti. Sono rimasti conservati il lembo della Bessa, fra Mongrando e Cerrione (si veda al capitolo GEOLOGIA APPLICATA), e quello a Sud di Salussola.

([15]) Si veda alla p. 6 e segg. in: VENZO S. (1965), *Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all'Adige.* Mem. Soc. It. Sc. Nat., *14*, 1-82, 11 ff., 4 tt., 1 carta geol. 1:40.000.

([16]) La mancata conoscenza di questo fenomeno ha determinato una curiosa interpretazione nella prima edizione (1933) del foglio Biella: in essa infatti viene indicata come würmiana una cerchia, che a ESE di Torrazzo si trova nel bel mezzo della serie di cerchie ferrettizzate, e che è invece da considerare un cordone mindeliano dal quale è stato completamente eroso il paleosuolo.

Il limite tra morenico mindeliano e morenico rissiano (**m**^{R}) ([17]) non è individuabile con assoluta certezza. Si è creduto di poterlo riconoscere là dove, tra una cerchia morenica e la successiva, più interna, si osserva un più netto stacco nel grado di alterazione, come ad esempio lungo il tratto di statale da Cavaglià a Salussola, all'altezza della Casa Cantoniera. L'apparato delle cerchie rissiane costituisce la Serra d'Ivrea, famosa per la straordinaria regolarità delle forme oltre che per la eccezionalità delle dimensioni; il paleosuolo vi è nettamente meno potente che in quello mindeliano, ed è stato quasi dovunque asportato dall'erosione. E' conservato solo in alcuni punti, come all'intersezione della statale Biella-Ivrea con la cresta orientale della Serra: qui, come pure in altri punti lungo la cresta occidentale, si osserva il morenico, sensibilmente cementato, ricoperto da circa 80 cm di un suolo giallo-

([17]) Confrontando le carte geologiche degli edifici morenici sudalpini, si osserverà che sono stati usati due diversi criteri di datazione nel porre il limite tra depositi riferibili alla fase rissiana e alla würmiana, le quali, nei due casi, mostrano così una estensione molto variabile.

Le due diverse cronologie partono da una serie di presupposti che, nel caso particolare dell'anfiteatro eporediese, si possono così riassumere: entrambe le correnti sono concordi sul fatto che l'alta pianura piemontese, sulla quale sono fondate ad esempio Vercelli, Santhià, Cigliano, ecc. (**fg**$^{W-R}$), va ad innestarsi alla base delle cerchie frontali maggiori, ed è quindi ad esse sincrona. Fermo restando questo punto c'è allora una serie di AA. che, rispettando il criterio della priorità nella nomenclatura stratigrafica (PENCK 1909), attribuisce una età würmiana a quel sistema fluvioglaciale, perché questo è il nome istituito negli anfiteatri a Nord delle Alpi appunto per la massima fase di espansione glaciale.

Altri AA., e tra essi in Italia soprattutto S. VENZO (1965 e prec.), hanno invece messo in evidenza che le maggiori cerchie moreniche, ivi compresa la massima che costituisce spartiacque, mostrano qua e là testimoni di paleosuolo argilloso giallo-arancio o rossastro, di caratteristica pedogenesi interglaciale. Esse denunciano in tal modo di aver superato un interglaciale, interglaciale che a sua volta è stato seguito da un'ultima fase glaciale, i cui depositi presentano suoli bruni (Würm). In base alle considerazioni sopra esposte il complesso delle grandi cerchie viene da questi AA. riunito alla glaciazione rissiana, della quale rappresenterebbero i due stadi più recenti (R. II e R. III). Sempre per quanto concerne l'anfiteatro eporediese, S. VENZO e F. PETRUCCI, che dal 1965 ne hanno intrapreso il rilevamento di dettaglio, hanno osservato nella zona del Lago di Candia (fogli 42, Ivrea e 56, Torino), all'interno dell'apparato che nel suo prolungamento entro al foglio Biella viene attribuito al Riss, potenti sedimenti argillosi lacustri varvati, sospesi di una cinquantina di metri sul livello del lago, ricoperti da oltre un metro di tipico paleosuolo giallo-arancio. Questi depositi sono riferibili ad una fase lacustre di ritiro (cataglaciale), seguita da un interglaciale che vi ha indotto la caratteristica pedogenesi, e non si sarebbero potuti conservare se fossero stati superati da una successiva espansione glaciale (gentile comunicazione personale degli AA.).

ocraceo, più chiaro del ferretto tipico. Le cerchie moreniche, come pure gli scaricatori interposti, hanno conservato tuttavia quasi inalterata la loro morfologia.

Il cono di transizione fluvioglaciale rissiano (**fg**$^{W-R}$), che si innesta alla fronte dell'anfiteatro morenico, prende origine da tutta una serie di scaricatori, la formazione e l'attività dei quali si sono succedute nei vari stadi della glaciazione rissiana, protraendosi per un lasso molto lungo di tempo. Il paleosuolo di questi depositi, meglio che in superficie dove può esser stato profondamente modificato nella composizione e nel colore dalle colture, può venir osservato nelle cave per l'estrazione di ghiaia, aperte in più punti nel terrazzo. Al di sotto di uno spessore variabile (alcuni decimetri) di terreno agrario vi si ritrova la stessa situazione descritta per le cerchie moreniche.

In più punti tra le cerchie, come ad esempio a NW di Areglio e a Sud di Borgomasino, si osservano degli slarghi pianeggianti formati da limi a sedimentazione varvata, i quali vanno interpretati come antichi bacini lacustri intermorenici, che si sono andati verosimilmente formando durante le fasi glaciali per il locale sbarramento degli scaricatori incanalati tra la cerchia in via di costruzione e quella esterna, più antica. Da questi vanno distinti i limi, pure varvati, che si rinvengono in taluni punti alla base delle maggiori cerchie moreniche, verso l'interno, come ad esempio alla base delle cerchie tra cui è compreso l'abitato di Cossano. Essi costituiscono la parte affiorante dei depositi cataglaciali, connessi con i bacini lacustri più o meno estesi che, nelle fasi di ritiro glaciale, venivano di volta in volta a formarsi nel settore della depressione terminale.

La fase glaciale würmiana ha, nell'anfiteatro morenico di Ivrea, le caratteristiche di una fase di ritiro con cerchie interne (**m**^{W}) molto ridotte, come quella di Caravino. I materiali ad essa attribuibili hanno un ridotto suolo bruno, immediatamente al di sotto del quale la morena è completamente fresca. Il relativo fluvioglaciale, che generalmente si rinviene in lembi incassati nei maggiori alvei fluviali, incisi durante il precedente periodo interglaciale (e tale situazione può essere spiegata con la modesta portata della glaciazione), non compare nell'ambito del

foglio Biella. Compaiono invece, all'interno dell'anfiteatro, dei depositi tardowürmiani o post-glaciali (*Alluvium*), di natura generalmente fluviale, nei quali è riconoscibile in più punti un intreccio di meandri abbandonati. L'apporto palustre-lacustre, che in questo processo di colmamento dovette avere la prevalenza durante le fasi iniziali, appare invece notevolmente circoscritto (bacino del Lago di Viverone) nel periodo più tardivo.

B) *I depositi quaternari estranei al complesso fluvioglaciale.* — Durante le fasi di avanzata delle singole espansioni glaciali (*fasi anaglaciali*), nelle valli minori che non erano occupate da ghiacciai si verificava un sensibile aumento dell'apporto detritico a causa dell'aumento delle precipitazioni. Questa fase di trasporto cessava in corrispondenza della cosiddetta soglia di valle, oltre la quale si aveva la formazione di depositi (denominati *pluviali*) in forma di estese e piatte conoidi. Durante le fasi di ritiro (*fasi cataglaciali*) o di pausa si verificava invece, ad opera dei medesimi corsi d'acqua, un'azione erosiva dei terreni abbandonati durante la fase precedente. Dalla molteplice alternanza di questi cicli erosivi o di deposito, complicata dalle numerose fasi di sollevamento in corrispondenza alle linee tettoniche preesistenti (fasi insubriche « postume »), è nata l'attuale morfologia a carattere spiccatamente dissimmetrico.

Osserviamo così, dopo il più alto terrazzo villafranchiano, lembi di un secondo terrazzo mindeliano (**fg**^{M}) (le varie «baragge» del Biellese), cui segue il sistema di terrazzi rissiani (**fg**^{R}, **fg**$^{W-R}$), a grado decrescente di alterazione, il più basso dei quali (**fg**$^{W-R}$) costituisce la pianura piemontese. Negli alvei fluviali incisi in quest'ultimo si presenta il pluviale würmiano, in lembi ridotti, che non ci siamo sentiti in grado di distinguere dai depositi post-glaciali.

Quanto è stato più sopra detto a proposito delle caratteristiche di alterazione dei terreni fluvioglaciali corrispondenti alle varie fasi, deve naturalmente essere esteso anche ai diversi depositi pluviali.

Vi si possono includere:

A) i lembi morenici di Oropa, del M. Muanda e del M. Tovo, alla precisa datazione dei quali mancano finora dei dati sufficienti. Sembra comunque che, se per i due ultimi depositi si può ragionevolmente pensare a un'età würmiana o tardowürmiana, per quello del Santuario di Oropa sia invece più probabile un'età più antica; ciò in base soprattutto ai caratteri del paleosuolo i quali sono tuttavia difficilmente confrontabili con quelli del morenico eporediese, a causa della sensibile differenza di quota cui si è esplicata la pedogenesi.

B) Le coltri detritiche, diffuse soprattutto sui terreni eruttivi a quota piuttosto elevata (Plutone della Valle del Cervo), di natura termoclastica, sempre però di spessore molto modesto, tanto che si è preferito in genere non cartografarle ed assimilarle alla roccia in posto. Da queste si scostano gli accumuli detritici di falda che fasciano, alla base, le pareti costituite dalle rocce eruttive.

C) Gli isolati lembi alluvionali terrazzati, sospesi di alcune centinaia di metri sulle alluvioni del fondovalle, sono difficilmente correlabili cronologicamente con la successione stabilita per la pianura. Per la loro età certamente molto antica, sono stati comunque indicati genericamente come villafranchiani.

V - TETTONICA

(R. SACCHI)

Tracce di dislocazioni tettoniche si incontrano in tutti i terreni prequaternari affioranti nel foglio Biella, ma è naturalmente nei terreni preterziari che si osservano gli effetti più vistosi della tettogenesi.

Il lembo preterziario nella parte nordoccidentale del foglio è interessato da vari sistemi di disturbi tettonici, quali (i più) di età alpina, quali prealpini. A cicli orogenetici prealpini sono connesse certamente le paleodiaftoriti che constatiamo formare blocchi paleosomatici nelle migmatiti al margine occidentale del granito del Biellese.

Carfonifere o precarbonifere sono anche le diaftoriti che compaiono a formare alcuni ciottoli del conglomerato di copertura della Serie Sesia-Lanzo (Torrente Elvo, ecc.). E' questa la prova (CARRARO 1966) che una dislocazione antica, verosimilmente ercinica, esisteva pressapoco in corrispondenza della Linea del Canavese (di età alpina). Non ci soffermeremo su questo punto, che pure apre interessanti prospettive di indagine tettonica e paleogeografica, anche e appunto perché si tratta di un soggetto, lo studio del quale è lontano dall'essere esaurito. Poco si sa tuttavia in generale sulla distribuzione di queste fasce di tettoniti.

Venendo alle dislocazioni di età alpina, che sono le più vistose, e quelle che hanno maggiormente contribuito alla elaborazione della attuale struttura, è da rilevare che, almeno per quanto riguarda le due prime fasi, esse rappresentano il ringiovanimento di più antiche linee strutturali. Sono stati riconosciuti, nella loro successione cronologica, i tre principali sistemi di dislocazione descritti qui di seguito.

I (il più antico): *sistema dei disturbi diretti ENE-WSW*. E' rappresentato essenzialmente dalla Linea della Cremosìna (FRANCHI 1903; 1905 b), che dall'abitato di Favàro (Valle dell'Oropa) taglia la Valle del Cervo, l'alta Val Sessera e, nell'adiacente foglio Varallo, la Valle Strona di Postua e la Val Sesia, per sparire sotto il morenico del Lago d'Orta. Si può stabilire con certezza che questa faglia ha abbassato la zolla meridionale, contribuendo alla conservazione dei terreni più recenti (copertura permo-carbonifera e mesozoica) a Sud. Ne risulta tra l'altro dislocato, non è chiaro in qual misura, il contatto tra granito ercinico e complesso eruttivo basico presso Mosso S. Maria (BERTOLANI 1959).

Alla sua terminazione occidentale, la Linea della Cremosìna è troncata dalla Linea del Canavese; questo rapporto di intersezione, nonché l'età liassica di alcuni terreni dislocati, costituiscono due elementi

per la datazione relativa di questa dislocazione, che risulta post-liassica e anteriore alla Linea del Canavese. Un limitato ringiovanimento della Linea della Cremosìna deve essersi poi verificato durante il Pliocene superiore, secondo le osservazioni di P. GABERT (1962, p. 114) relative all'adiacente foglio Varallo.

II: *sistema dei disturbi diretti NNE-SSW*, o della Linea del Canavese. Questa ben nota dislocazione è parte della grande linea tettonica che attraversa longitudinalmente le Alpi, assumendo nei vari settori nomi diversi e rappresentando nel suo insieme il cosiddetto limite alpino-dinarico; nelle concezioni classiche della Geologia alpina, questa fondamentale dislocazione separa il retroterra della geosinclinale alpina (Alpi Meridionali e Dinaridi) dal regno dei grandi ricoprimenti pennidici e austroalpini. Nell'area del foglio Biella la Linea del Canavese, dal Santuario di Graglia al Bocchetto di Sessera, è accompagnata da una larga fascia di miloniti, per lo più derivate da materiali della Serie Diorito-kinzigitica; sono pure presenti minori accidenti con andamento parallelo.

III: *sistema dei disturbi diretti NNW-SSE*. Comprende un notevole numero di faglie tardive, trasversali agli andamenti tettonici regionali, le quali dislocano visibilmente sia la Linea della Cremosìna, sia la Linea del Canavese. Limitiamoci a ricordare qui le principali, cominciando dalla più orientale e procedendo verso Ovest.

La Faglia di Sostegno delimita a Est un lembo mesozoico, il quale deve alla faglia un abbassamento e quindi la sua stessa conservazione.

Ad Ovest di Valle Mosso, una faglia che disloca chiaramente la Linea della Cremosìna ha troncato verso Ovest le migmatiti che bordano il batolite granitico ercinico.

Tra il Cervo e l'Oropa si hanno chiare indicazioni di un'altra faglia, sull'esatta ubicazione della quale gravano tuttavia elementi di incertezza, a causa della estesa copertura quaternaria. Questa faglia sarebbe di notevole importanza se coincidesse, come si ha ragione di sospettare, con la terminazione occidentale delle kinzigiti affioranti tra Biella e Valle Mosso.

Un accidente tettonico appartenente a questo sistema attraversa (FIORENTINI POTENZA 1960) il plutone terziario della Valle del Cervo. Grazie alle determinazioni di età assoluta delle quali questo plutone è stato fatto oggetto (CHESSEX 1962), possiamo ricavare un elemento di datazione per l'accidente stesso, che risulta perlomeno posteocenico e verosimilmente più recente.

Sulla ripresa dei movimenti lungo alcune di queste direttrici tettoniche da parte dei sollevamenti insubrici postumi, pliocenici e quaternari, e sui rapporti tra tettonica ed evoluzione morfologica della regione, qualche dato si trova nei capitoli PLIOCENE, QUATERNARIO e MORFOLOGIA.

VI - MORFOLOGIA

(F. CARRARO & R. SACCHI)

Da un punto di vista morfologico, l'area del foglio Biella si può facilmente e naturalmente dividere in tre settori: quello montuoso a Nord, costituito dai terreni cristallini, quello delle colline moreniche a Ovest, e infine quello centromeridionale della pianura, che occupa la estensione maggiore.

Cominciando ad esaminare il primo dei tre settori costatiamo che vi si può riconoscere una struttura a gradinata, alla genesi della quale hanno contribuito essenzialmente la Linea del Canavese e, in minor misura, quella della Cremosìna. Dalle prime, basse colline bordate di sedimenti pliocenici, impostate su vulcaniti, granito e kinzigiti, si passa con un primo gradino (Linea della Cremosìna) a un settore costituito dai materiali eruttivi basici della Zona Ivrea-Verbano, che ha caratteri altimetrici intermedi: esso è cioè più alto delle colline meridionali, ma più basso della zona successiva (corrispondente alla Serie Sesia-Lanzo) dalla quale lo separa un nuovo più alto gradino, coincidente con la Linea del Canavese.

Quanto detto non vale per la zona a Ovest di Biella, dato che il

ruolo morfologico della Linea della Cremosìna viene evidentemente a cessare con il cessare della dislocazione stessa. Il settore a SE della Linea del Canavese è costituito, nel tratto inciso dalle valli dell'Elvo e del Cervo, da un elevato altipiano profondamente ferrettizzato, sensibilmente inclinato verso la pianura (è la tipica « baraggia » piemontese), che solo il particolare stato di addensamento della popolazione ha indotto a sfruttare ed a rendere idoneo per colture intensive.

I rilievi rocciosi che originariamente emergevano dal ripiano alluvionale furono in gran parte smantellati e peneplanizzati, sussistendo rari *inselberg*, quali la Burcina, M. Cucchello, ecc. (GABERT 1962, p. 148). La morfologia dell'alto terrazzo è stata sensibilmente modificata da un ciclo erosivo attualmente in fase giovanile, il quale ne ha determinato lo smembramento ad opera di una rete idrografica profondamente incisa.

Verso NE, oltre la Valle del Cervo, le quote si fanno più elevate e compaiono nuovi tipi litologici; entrambi questi fattori influiscono sul paesaggio. Le rocce intrusive della Zona Ivrea-Verbano danno forme piuttosto aspre, con creste e valli ben delineate. Mancano le colture, e la vegetazione naturale è data da boschi di castagni, larghe chiazze prative e folta macchia di cedui.

Nella fascia più prossima alla pianura si ripetono, per i materiali della Zona Diorito-kinzigitica, i lineamenti morfologici già descritti per le basse valli del Cervo e dell'Elvo. Se ne discostano invece, in relazione alla diversa natura litologica, il Massiccio Granitico del Biellese ed il Complesso dei « Porfidi quarziferi » con il lembo calcareo mesozoico di Sostegno. Le rocce granitiche, completamente arenizzate in superficie durante le fasi di clima subtropicale succedutesi nella regione nel Terziario e nel Quaternario inferiore, si presentano attualmente *en creux*, cioè depresse rispetto alle rocce incassanti meno erodibili, mentre il paesaggio ricorda quello brullo dei graniti della Sila. La depressione è particolarmente accentuata dove il granito passa alle kinzigiti (M. Rovella) e alle rocce eruttive basiche; si fa invece più blanda al contatto con le vulcaniti. Queste ultime osservazioni sono riportate da GABERT (1962, pp. 129-132), il quale segnala anche che l'alterazione del granito è strettamente legata al suo grado di fessurazione. Dove questa è minore il granito è più fresco e può formare, ad esempio, le colline presso Ponzone, le quali offrono alcuni dei pochi affioramenti di granito non arenizzato.

Le vulcaniti danno invece un paesaggio collinare relativamente dolce e un terreno fertilissimo, propizio a vitigni tra i più celebrati del Piemonte (Spanna, ecc.). I ridotti lembi di copertura calcarea producono una morfologia insolita per la regione biellese e ricordano invece, per la forma e per il tipo particolare della vegetazione, il tipico paesaggio calcareo.

Passando ora al settore a NW della Linea del Canavese, i micascisti, che sono il tipo largamente più diffuso nella Zona Sesia-Lanzo, danno forme molli e arrotondate, ricoperte da ricchi pascoli e da castagneti, nelle zone più basse, e rilievo accidentato, con piramidi quali quelle del Monte Mars, del Monte Tovo e del Mucrone, alle quote più alte; può aver contribuito a questo effetto morfologico anche l'« indurimento » della roccia determinato dalle azioni di contatto del Plutone della Valle del Cervo.

Quest'ultimo, da parte sua, ripete nei suoi tratti essenziali la morfologia del massiccio granitico, con le differenze dovute alla variabile composizione litologica (maggiore disgregabilità del granito porfirico alcalino che forma il nucleo in confronto alle sieniti e monzoniti della corona periferica) e alla diversa situazione altimetrica: invece della arenizzazione minuta, abbiamo qui spesso una fratturazione ad elementi parallelepipedali, dovuta all'azione termoclastica.

Passando al morenico, notiamo che è compresa nel foglio Biella la parte orientale del grande anfiteatro di Ivrea. I depositi morenici formano una serie di cerchie disposte concentricamente e caratterizzate da un profilo largo e depresso nelle cerchie periferiche, e via via più stretto e elevato in quelle più interne. Ugualmente, le vallecole che, inframmezzate tra i vari cordoni, rappresentano gli scaricatori glaciali, sono mal delimitabili dalle cerchie moreniche esterne, e vanno facendosi più strette e marcate verso l'interno. Questo fenomeno di « costipamento » è da mettere in relazione con la funzione di arginatura eser-

citata dalle cerchie più esterne e più antiche nei confronti di quelle più interne e recenti. La cerchia più elevata che costituisce la cresta spartiacque in seno all'anfiteatro morenico è nota come la Serra di Ivrea; essa costituisce un edificio di eccezionale regolarità ed imponenza che, alto fino a 600 metri sulla pianura, si estende per una ventina di chilometri da Andrate a Salussola.

La morena è dovunque naturalmente coperta da una fitta vegetazione: attualmente prevale la cultura agricola nelle cerchie più esterne, a morfologia più dolce, e una fitta macchia di cedui nelle interne, più scoscese. Gli scaricatori e le piatte alluvioni della platea dell'anfiteatro sono sede di intensive culture stagionali.

L'alta pianura è invece costituita da una serie di terrazzi sensibilmente inclinati verso Sud. I più alti, già modificati dall'erosione (« vaude » o « baragge ») sono costituiti da terreni profondamente ferrettizzati sui quali troviamo generalmente una scarsa vegetazione naturale quando, sfruttando la natura tipicamente impermeabile del ferretto, non sono stati trasformati in estese risaie, la tipica cultura del Vercellese. Questa utilizzazione ha interessato soprattutto il secondo sistema di terrazzi (**fg**^{R}) separato dal primo da un'alta scarpata, nel quale il substrato impermeabile è invece costituito da una potente coltre di loess sensibilmente argillificato. Caratteri analoghi a quelli della media pianura padana presentano infine i due terrazzi più bassi (**fg**$^{W\text{-}R}$ e **a**^{1}).

VII - GEOLOGIA APPLICATA

(G. Bortolami)

Nel Biellese in generale, e nell'area del foglio Biella in particolare, l'utile maggiore tratto dalle risorse del sottosuolo è rappresentato dalle cave, discretamente numerose, che esistono nella zona, le più importanti delle quali sfruttano le sabbie caoliniche plioceniche di Lozzolo e zone finitime, la sienite della Valle del Cervo, le serpentiniti di Favaro, i calcari dolomitici del lembo mesozoico di Sostegno,

la tonalite di Miagliano, i terreni del Quaternario antico di Gattinara e dei dintorni di Biella.

Da esse si trae un'ingente quantità di materiale e talune, quelle del Lozzolano ad esempio, sono suscettibili di ulteriore notevole sviluppo.

Per il resto, le risorse minerarie del Biellese sono assai ridotte e vanno limitate allo sfruttamento di alcuni filoni di quarzo e di baritina, per lo più associata a fluorite.

1) Giacimenti Minerari

Nel Biellese, manifestazioni metallifere economicamente utili sono completamente assenti.

Nel settore orientale e sudorientale del Plutone della Valle del Cervo, sono stati segnalati (Fiorentini Potenza 1959, p. 102) filoni cuproferrifero-uraniferi, uraniferi, a molibdeno e tungsteno, di quarzo con covellina, ecc. Sono legati geneticamente al plutone terziario; la loro termalità di formazione rientra in un campo abbastanza vasto, che va dal pegmatitico-pneumatolitico fino all'idrotermale. I termometri mineralogici più tipici sono dati da: molibdenite, magnetite, pirite, calcopirite, covellina.

Vi è anche un altro gruppo, meno importante del precedente, di vene mineralizzate a epidoto, ialite, crisocolla, miche di uranio, ecc. Tutte queste mineralizzazioni hanno comunque importanza solo dal punto di vista scientifico, e non dal punto di vista applicativo.

Legate pure al Plutone della Valle del Cervo sono delle estese mineralizzazioni a pirite che hanno interessato varie rocce e soprattutto le vulcaniti di copertura della Serie Sesia-Lanzo a SW di Passobreve. In epoca remota sono state coltivate con un imponente intreccio di gallerie. Infine, altre manifestazioni minerarie connesse col plutone alpino, sono delle vene di peracidite quarzoso-feldispastica ialina (χ) sfruttate saltuariamente a scala artigianale.

T. Micheletti (1964, p. 44) cita la zona di Sostegno (Casa del Bosco) come sede di modeste mineralizzazioni piombo-zincifere, in ganga di baritina e fluorite, sfruttate un tempo per Ag e Pb.

Gli unici giacimenti di una certa importanza economica sono rappresentati dai filoni a baritina e fluorite (a NE di Casa del Bosco, e in varie località a NE e NW di Gattinara) e dai filoni di quarzo (l'unico cavato, attualmente, è nella zona Bioletti-C. Livrea a W di Curino), abbastanza diffusi entro le rocce eruttive del Biellese orientale; essi sono con ogni probabilità legati alle fasi tardive del magmatismo ercinico. La quantità di quarzo complessivamente cavato è assai modesta e trova impiego principalmente in siderurgia.

Un cenno particolare meritano, per la loro importanza storica, gli antichi giacimenti alluvionali di oro, conosciuti con il nome di « aurifodine della Bessa ». E' noto sin dalla antichità più remota che i depositi quaternari, dalla Val d'Aosta alla Val Sesia, sono auriferi; sono depositi con tenori aurei trascurabili all'epoca attuale, in cui un grammo d'oro corrisponde a un decimo di giornata-operaio, ma economicamente molto vantaggiosi al tempo in cui la mano d'opera non costava praticamente nulla. La regione della Bessa, compresa nei comuni di Borriana, Cerrione, Mongrando e Zubiena è un lembo di terrazzo fluvioglaciale mindeliano, lungo circa 10 Km e largo in media 2; verso monte è stato quasi isolato dalla cerchia morenica, a cui si raccordava, dall'incisione del T. Olobbia; verso valle è separato per mezzo di una scarpata alta una trentina di metri, dal sottostante terrazzo rissiano. Su questo terrazzo si trova un imponente complesso di discariche a ciottoli e blocchi, accumulato sopra le alluvioni oggetto di sfruttamento e distribuito su una lunghezza di 7 Km, larghezza media superiore ai 1.500 m, con una potenza da 10 a 20 metri per una cubatura complessiva di materiale valutabile quindi ad oltre 200 milioni di m^3. Indagini minerarie svolte nella zona durante l'ultimo ventennio, mediante sondaggi e pozzetti, hanno messo in evidenza tenori medi in oro variabili tra un minimo di 0,12 gr/m^3 e un massimo di 0,55 gr/m^3; si è così potuto calcolare che il contenuto in oro di questo giacimento è compreso tra un minimo di 24 e un massimo di 110 tonnellate (MICHELETTI 1964, p. 30).

La zona della Bessa è stata oggetto di sfruttamento dai tempi più remoti; le coltivazioni più antiche si devono forse ai Salassi, antichi abitatori della regione; quelle più intensive si ebbero comunque dopo la

conquista romana della regione. PLINIO IL VECCHIO (23-79 d.C.) riferisce di una legge censoria sulle miniere degli « Ictimuli » situata nell'agro vercellese, che proibiva ai singoli appaltatori di avere più di 5.000 uomini in servizio.

Fu durante la occupazione romana che vennero usati i sistemi di coltivazione intensivi e su vasta scala, che modificarono radicalmente il paesaggio della zona. La tecnica usata dai cavatori dell'epoca, gli « aurifodini », consisteva nello scavare profondi solchi trasversali rispetto all'andamento del terrazzo ed inclinati verso l'Elvo.

In questa prima fase si selezionava il materiale alluvionale e si accumulavano i ciottoli sul bordo dei canali.

Successivamente in questi solchi venivano deviate le acque (probabilmente del T. Olobbia) che, scorrendo, asportavano la frazione più minuta, ridepositandola in basse e larghe conoidi allo sbocco sul terrazzo rissiano. L'oro veniva ricavato con un metodo di *panning* durante questa fase di arricchimento.

2) MATERIALI DA COSTRUZIONE

Plutone della Valle del Cervo.

Le cave più famose sono indubbiamente quelle aperte entro il plutone alpino della Valle del Cervo; in esse viene cavata la pregiata sienite di La Balma, nota anche come « granito di La Balma » (per le notizie geologico-petrografiche si rimanda al capitolo PLUTONE DELLA VALLE DEL CERVO).

Questa roccia ha, di regola, colore grigio-violaceo più o meno scuro (legato alla particolare abbondanza di feldispato potassico, avente per l'appunto colorazione violacea), che la pone tra le più belle e usate pietre ornamentali italiane. Dalla sienite della Valle del Cervo sono stati cavati i blocchi per i ponti sul Po a Casale e sulla Sesia a Vercelli, le colonne e i rivestimenti di parecchi edifici in Torino e in altre città d'Italia.

Frequenti inclusi nerastri, a grana minuta, di pochi cm di diametro dovuti a concentrazioni di minerali femici (anfibolo orneblendico, biotite, pirosseno) non modificano la tinta d'insieme.

La sienite è un materiale resistente alle sollecitazioni meccaniche, ben lavorabile, indicato soprattutto per pavimentazioni, gradinate, pilastri, colonne e basamenti.

Numerose cave sono aperte su ambedue i versanti della Valle del Cervo a La Balma (Quittengo), S. Giovanni, Campiglia Cervo, Rosazza e San Paolo Cervo; una cava è aperta ad Oropa, subito a monte del santuario. La produzione complessiva nel 1965 è stata di 6.720 tonnellate di materiale . La sienite possiede le seguenti caratteristiche tecniche (PERETTI 1938): peso specifico (Ps) = 2,68; coefficiente d'imbibizione (Ci) = 0,0037; resistenza media alla compressione (Rp) = 1.521 Kg/cm^2; resistenza media alla flessione (Rf) = 152-215 Kg/cm^2; resistenza media al taglio (Rt) = 286-432 Kg/cm^2; indice di usura (Iu) = 0,30.

Zona Diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano.

Alcune modeste cave sono state impostate per il passato nelle rocce eruttive della Serie Diorito-kinzigitica. Attualmente sono in ridotta attività solo quelle nella zona di Miagliano. Nel 1965 si è avuta una limitata produzione (~ 50 tonnellate) di dioriti e tonaliti, che vengono impiegate per cordonature, pavimentazioni in lastroni e blocchetti, o come pietrisco per massicciate stradali e ferroviarie. A quest'ultimo uso serviva anche la cava aperta in rocce gabbriche lungo la strada provinciale a Est di Favaro, attualmente inattiva.

Una buona quantità (3.260 tonnellate nel 1965) di pietrisco per massicciate stradali e ferroviarie viene estratto dalla cava di serpentiniti impostata poco a monte di Favaro.

Queste ultime (per la cui origine e caratteristiche geologico-petrografiche si rimanda al capitolo (SERIE DIORITO-KINZIGITICA IVREA-VERBANO) sono perloppiù interessate da un numero grandissimo di piani di movimento, che hanno ridotto il materiale a un brecciame di frammenti poliedrici facilmente estraibili e che vengono ridotti a piccola pezzatura mediante frantoi.

Rocce eruttive della copertura postcarbonifera e dei filoni terziari.

In tempi non lontani venivano moderatamente sfruttati anche i materiali porfiritici della copertura della Zona Sesia-Lanzo. Più precisamente veniva cavata una porfirite plagioclasico-anfibolico-pirossenica di colore verde scuro o violaceo, picchiettato di bianco. Per i requisiti di durezza e tenacità questa roccia è stata utilizzata localmente come materiale da costruzione (muri a secco della ex-ferrovia Biella-Oropa, cordonature nei giardini pubblici di Biella, ecc.) ma principalmente come materiale per pavimentazioni stradali; a Pollone ad esempio si sono pavimentate alcune vie con cubetti di porfirite. Le porfiriti sono anche suscettibili di buona lucidatura. Cave di questo materiale, in numero limitato e di non grande importanza, erano aperte nelle vallate del Cervo, Elvo e Oropa.

Anche il filone terziario di porfirite quarzifera plagioclasico-biotitica di Rongio è stato sfruttato per un certo lasso di tempo e poi abbandonato per non compromettere, con i lavori di scavo, la stabilità dell'abitato. I blocchi estratti, che presentavano una buona divisibilità in lastroni, hanno trovato il maggior impiego come materiale da costruzione (muri a secco, ecc.).

Rocce calcaree della copertura mesozoica.

Merita qui di essere ricordata la cava di Villa del Bosco, attiva nei primi decenni di questo secolo: in essa venivano sfruttati i calcari spongolitici ricchi di spicule silicee di Spugne (spongoliti) del Lias (si veda il capitolo TRIAS e LIAS). La particolare abbondanza delle spicule conferisce una grande durezza alla roccia, la quale, grazie anche alla finezza della grana, trovava impiego come buona « pietra da coti ».

3) PIETRE DA CALCE

Vengono adoperati come « pietre da calce » i calcari dolomitici triassici del lembo mesozoico di Sostegno (si veda il capitolo TRIAS e LIAS).

Nella zona sono attive 3 cave (2 nel comune di Sostegno, 1 in quello di Roasio); nel 1964 sono state estratte 9.700 tonnellate di ma-

teriale; la produzione è stata, all'incirca, dimezzata (4.550 tonnellate) nel 1965 e nel 1966. Il prodotto di vendita è costituito da calce in zolla e da calce idrata.

4) Materiali argillosi

Materiali argillosi per refrattari e ceramiche.

Sono rappresentati da caolini e, più frequentemente, da sabbie caoliniche e terreni affini, aventi granulometria, struttura e composizione leggermente diversa tra loro, ma caratteristiche abbastanza simili da un punto di vista applicativo.

I giacimenti di caolino sono localizzati sporadicamente entro l'area granitica e vulcanitica e talora, in lenti, anche entro i depositi di sabbie caoliniche soprannominati; quelli più notevoli entro il granito, sono ubicati nella zona della Fornera (Masserano) e a NW di questa in regione Bosetta e Ducis (Cavinato 1941, p. 5), in località Fantone (comune di Casapinta), mentre entro i materiali della serie vulcanica, si rinvengono nei pressi della vecchia stazione ferroviaria di Masserano. Attualmente questi giacimenti non sono in fase di produzione. Essi formano tasche o sacche lentiformi nella roccia incassante; hanno una caratteristica colorazione biancastra che permette una loro facile individuazione.

Il tenore in Al_2O_3 raggiunge anche il 40%. La genesi di questi giacimenti è legata, secondo A. Cavinato (1941), all'azione di soluzioni idrotermali di origine profonda. Secondo Debenedetti (1966) questa mineralizzazione sarebbe connessa a movimenti tettonici di età quaternaria.

I depositi di sabbie caoliniche ([18]) sono di gran lunga più importanti dei precedenti, a motivo della loro maggior diffusione, e quindi utilizzabilità.

Sono ubicati nelle collinette plioceniche, che poggiano sugli affioramenti più meridionali delle vulcaniti permiane e della massa granitica, all'incirca tra Masserano e Lozzolo, ma sono particolarmente diffusi e sfruttati nei pressi di quest'ultima località.

Si tratta di depositi pliocenici, di ambiente continentale o comunque di transizione, verosimilmente alluvionali o deltizi; sono costituiti da alternanze di livelli di sabbie caoliniche più o meno fini, più o meno micacee, nei quali sono compresi livelli ciottolosi, argillosi e, più limitatamente, lenti e sacche di caolino, soprattutto in vicinanza o al contatto del substrato roccioso.

Lo sfruttamento avviene a giorno, mediante cave a gradoni; dopo l'asportazione del cappellaccio eluviale, vengono coltivati separatamente i vari livelli a caratteristiche diverse (granulometria, tenore in Al_2O_3 e SiO_2, ecc.).

Le cave, assai numerose, sono localizzate soprattutto nei dintorni di Lozzolo, ad una quota compresa tra 350 e 300 metri; esse, pur essendo in parte già aperte nel secolo scorso, sono state particolarmente attive solo in quest'ultimo ventennio.

Sfruttamenti minori esistono anche in altre località (a Est di Villa del Bosco, ecc.).

Il materiale complessivo estratto nella zona durante il 1965 è stato di circa 130-140.000 tonnellate; tale produzione è stata pressappoco mantenuta anche nel 1966 e sarà suscettibile di notevole aumento in futuro, con la messa in opera degli impianti in progettazione.

([18]) Col termine di sabbie caoliniche si raggruppano qui tutti i rimanenti materiali caolinici cavati, i quali possono tuttavia avere caratteristiche fisico-chimiche anche alquanto diverse; in questi depositi sono infatti compresi, oltre a livelli sabbiosi, anche lenti o livelli argillosi, caolinici, siltosi, sabbiosi grossolani, ciottolosi, ecc.

Sono considerati quasi tutti materiali di prima categoria, classificabili come terre refrattarie; in cava vengono indicati con termini diversi e locali (« argille », « sabbie argillose », « sabbioni siliciosi », « balmini », ecc.), basandosi su valutazioni del tutto empiriche delle loro caratteristiche (granulometria, plasticità, tenore in SiO_2, tenore in miche, ecc.). Queste proprietà vengono poi controllate in laboratorio, per ogni determinato quantitativo di terreno cavato, e eventualmente modificate con aggiunte di altro materiale, a seconda dell'uso industriale a cui esso è destinato.

Attualmente sono in corso, ad opera di una grossa industria, ricerche di campagna, eseguite sorpattutto mediante sondaggi e pozzetti, allo scopo di ben localizzare questi giacimenti, conoscerne l'estensione, la potenza e la stratigrafia, in modo da impostare in futuro uno sfruttamento più razionale di coltivazione. Contemporaneamente è in progettazione un nuovo impianto, che dovrebbe permettere la messa in opera di tutto il materiale cavato (il quale, come è già stato detto, ha caratteristiche diverse da livello a livello ed è quindi soggetto a selezioni, miscelature e, comunque, ad un impiego parziale), e nello stesso tempo, l'immissione sul mercato di un prodotto più omogeneo, a proprietà costanti.

Il materiale estratto viene lavorato, parte nella zona di Gattinara, parte nel Trentino, a Borgo Valsugana; esso trova vasto impiego in tutto il campo delle ceramiche, inteso nella sua accezione più vasta. Viene usato nella produzione di: ceramiche artistiche; stovigliame; apparecchi sanitari; porcellanati; piastrelle per rivestimenti e pavimenti; refrattari per acciaierie; gres. Per quanto concerne la genesi della frazione caolinico-argillosa contenuta in questi depositi è verosimile che essa sia legata a due diversi processi.

Può trattarsi infatti di depositi originatisi per trasporto e sedimentazione della frazione caolinico-argillosa derivata dalla intensa degradazione fisico-chimica dei contrafforti granitici e vulcanitici. Può invece ritenersi che i depositi abbiano subito una profonda alterazione, dopo che essi si erano già formati, nei tempi pliocenici e pleistocenici. Almeno per i livelli ciottolosi, questa seconda ipotesi è senz'altro la più plausibile.

E' comunque indubbio che la genesi di questi materiali e, in particolare, i fenomeni di lisciviazione, caratteristici dalla formazione di depositi caolinosi, sono stati favoriti dalle particolari condizioni climatiche caldo-umide, di tipo subtropicale, instaurate nella regione durante il Terziario ed il Quaternario antico.

Materiali per laterizi.

Vengono estratti in cave di modesta estensione, ubicate tra Lozzolo e Gattinara, a lato della strada provinciale; in esse viene sfruttato lo strato di alterazione dei depositi alluvionali ed eolici del Quaternario antico (fluvioglaciale mindeliano e rissiano, loess rissiano), buona materia prima per laterizi e mattoni.

Materiali « semirefrattari » venivano cavati anche dai paleosuoli dei depositi del Quaternario antico (fluvioglaciale mindeliano) nei dintorni di Biella (Ronco, Ternengo, Valdengo); un tempo alimentavano le fornaci di Ronco, Occhieppo inferiore e superiore, ove si producevano mattoni, tegole, quadrelle ornamentali, terraglie e vasellami ordinari (molto note e di largo impiego le cosiddette « bielline », prodotte a Ronco fino a pochi anni fa).

Attualmente trovano ancora un certo impiego i materiali di Ternengo, usati per miscelature o per refrattari d'altoforno.

Sabbie e ghiaie.

Numerose sono le cave, impostate soprattutto nelle alluvioni del fluvioglaciale tardorissiano, per l'estrazione di ghiaie e sabbie. Le maggiori sono ubicate nel settore meridionale del foglio.

5) Sorgenti

Il Biellese è una regione con un cospicuo patrimonio idrico, costituito da numerosi corsi d'acqua e sorgenti, che hanno favorito la nascita e lo sviluppo della ben nota industria laniera.

Assai ricca di sorgenti è tutta la zona collinare e montana. In particolare, l'acquedotto municipale di Biella è alimentato da diverse sorgenti, le principali delle quali sono site nella zona di Zubiena e nella conca di Oropa.

Le sorgenti di Zubiena forniscono la maggior parte dell'acqua potabile di Biella; hanno una portata costante di 70 l/sec.

Quelle della conca di Oropa, di portata assai variabile, sono divise in due gruppi, dei quali il maggiore, posto a Nord del Santuario, è stato captato sin dal 1881-82; l'altro, posto a Sud, è stato sfruttato dopo il 1950.

Nel Biellese sono presenti anche alcune sorgenti minerali; le più note sono quelle di acqua solforosa di Zubiena, presso il Rio Olobbia, e di acqua ferruginosa di Muzzano, sulla destra del T. Elvo.

Meno importante è invece la sorgente minerale (Fontana del Malgone) di Masserano.

Data di presentazione del manoscritto: 12 gennaio 1967.

Ultime bozze restituite il: 12 luglio 1967.

VIII - BIBLIOGRAFIA [19]

AMATUCCI O. (1934), *Sienite di Biella e diorite di Traversella.* Boll. R. Uff. Geol. It., *59* (11), 1-22.

ARTINI E. & MELZI G. (1900), *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia.* Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. Arti, *18,* 219-390, 20 tt., 1 carta geol. 1:150.000, 3 profili geol.

BALCONI M. (1959 a), *Ricerche petrografiche sulla formazione porfirica della bassa Valsesia; II. La formazione porfirica tra Romagnano e Prato Sesia.* Studi Ric. Ist. Min. Petr. Univ. Pavia, 151-178, 3 ff., 1 t.

BALCONI M. (1959 b), *Il margine sudorientale della zona porfirica Bassa Valsesia-Biellese tra il Monte S. Lorenzo e Vintebbio.* Studi Ric. Ist. Min. Petr. Univ. Pavia, 179-222, 3 ff., 2 tt.

BALCONI M. (1963), *Il contatto tra graniti e porfidi dalla Valsesia al Biellese.* Rend. Soc. Min. It., *19,* 17-24, 2 tt.

BALCONI M. & VENIALE F. (1955), *Ricerche petrografiche sulla formazione porfirica della Bassa Valsesia; I. Su un conglomerato porfirico di Romagnano Sesia.* Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., *88,* 885-906, 4 ff.

BALCONI M. & ZEZZA U. (1965), *I rapporti tra graniti e porfidi nel Biellese; I. Il Monte Localà e la zona Colma-S. Rocco.* Per. Min., *34,* 257-314, 7 ff., 5 tt.

BARELLI V. (1835), *Cenni di statistica mineralogica degli Stati di S.M. il Re di Sardegna.* 686 pp., G. Fodratti, Torino.

BELLARDI L. & SACCO F. (1872-1904), *I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria.* 30 Parti, Torino.

BERTOLANI M. (1959), *La formazione basica «Ivrea-Verbano» e la sua posizione nel quadro geologico-petrografico della Bassa Val Sesia e del Biellese.* Per. Min., *28,* 151-209, 10 tt.

BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1958), *Il Cristallino Antico delle Alpi con particolare riguardo al versante italiano.* Relazione preliminare dattiloscritta. Comitato Nazionale per le Ricerche Nucleari, 198 pp., Roma.

BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1963), *Gli inclusi di « micascisti eclogitici » della Zona Sesia nella formazione porfiritica permiana della Zona del Canavese fra Biella ed Oropa; caratteristiche ed età dei fenomeni metamorfici.* Giorn. Geol., ser. 2, *31,* 39-76, 1 f., 8 tt.

BORTOLAMI G. (1964), *Il porfido granitico di Monte Localà nel Biellese.* Atti Soc. It. Sc. Nat., *103,* 83-87, tt. 7-9.

BORTOLAMI G. (1965), *Rapporti cronologico-genetici tra graniti e vulcaniti permiane nel Biellese.* Atti Soc. It. Sc. Nat., *104,* 155-172, 2 ff., tt. 8-10.

---

[19] In questo elenco figurano solo i lavori che hanno diretto riferimento all'area del foglio.

BORTOLAMI G., CARRARO F. & SACCHI R. (1965), *Le migmatiti della Zona Diorito-kinzigitica nel Biellese ed il loro inquadramento geotettonico. Nota preliminare.* Boll. Soc. Geol. It., *84* (2), 5-21, 7 tt.
BRUNO L. (1877), *I terreni costituenti l'anfiteatro allo sbocco della Dora Baltea.* 65 pp., F.L. Curbis, Ivrea.
BRUNO L. (1884), *L'era lacustre nell'anfiteatro della Dora Baltea.* Boll. C.A.I., *50*, 3-19, tt. 3-5.
BRUNO L. (1889), *Probabili tracce dell'Uomo paleolitico sulla Serra.* La Dora Baltea, *27*, 3-7.
BRUNO L. (1894), *Il Diluvium alpino dalla Dora Riparia al Ticino. Cenno d'idrografia sotterranea nella zona prealpina tra la Sesia e il Ticino.* Boll. Soc. Geol. It., *12*, 747-758, t. 7.
BRUNO L. (1895), *L'anfiteatro della Dora Baltea.* Riv. Geogr. It., *2* (2), 11 pp.
BRUNO L. (1897), *Studi intorno al fenomeno glaciale nella Vallata della Dora Baltea.* Riv. Geogr. It., *4* (5-6), 9 pp.
BRUNO L. (1900), *Cenni geologici dei dintorni d'Ivrea. Epoca quaternaria: Zona prealpina dall'Orco alla Sesia.* 72 pp., 6 ff., 1 t.
BRUNO L. (1907), *I periodi glaciali.* Sentinella del Canavese, 26 pp.
BURRI C. & NIGGLI P. (1945), *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens.* Publ. Vulk. Inst. Imm. Fried., n. 3, Guggenbühl e Hüber, Zurich, 654, pp., 211 ff., 6 tt.
CARRARO F. (1962), *Principali risultati della campagna di rilevamento* 1961-1962 *nell'area del F.°* 43 (*Biella*) *della Carta Geologica d'Italia.* Boll. Serv. Geol. It., *83*, 61-69.
CARRARO F. (1966), *Scoperta di una serie carbonifera di copertura degli gneiss-Sesia.* Boll. Soc. Geol. It., *85*, 241-252, 2 ff.
CARRARO F. & SACCHI R. (1963), *Sopra un affioramento di materiale porfiritico nei dintorni di Ronco Biellese.* Atti Soc. It. Sc. Nat., *102*, 47-51, 1 f., t. 5.
CARRARO F. & SACCHI R. (1966), *Inesistenza delle « dioriti micacee » nella Zona Diorito-kinzigitica del Biellese.* Atti Acc. Naz. Lincei, ser. 8, *40*, 479-482.
CAVINATO A. (1941), *I caolini e le argille di Lozzolo, Roasio e Masserano.* Ric. Sc., *12* (6), 759-767, 3 ff.
CELIDONIO C. (1935), *La Baraggia Vercellese. Il razionale ordinamento culturale.* Ann. R. Acc. Agr. Torino, *77*, 43 pp.
CHARRIER G. (1953), *Brevi note sulle forme del Gen. Aporrhais* (*Chenopus*) *della fauna pliocenica di San Gaudenzio* (*Lessona*) *nel Biellese.* Riv. It. Pal. Strat., *59*, 195-202, ff. 13-16.
CHARRIER G. (1957), *Fauna pliocenica di S. Gaudenzio* (*Lessona presso Biella*). *Nota II: Foraminiferi; Molluschi Pteropodi.* Boll. Serv. Geol. It., *79*, 355-371, 1 f., 1 t.
CHESSEX R. (1962), *Déterminations d'âge de quelques roches des Alpes du Sud et des Apennins par la méthode des « dommages dus à la radioactivité ».* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *42*, 653-655.
CORONA G. (1880), *L'Italia ceramica.* 161 pp., Botta.
COSSA A. (1876 a), *Ricerche di chimica mineralogica sulla sienite del Biellese.* Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser. 2, *28*, 33 pp.
COSSA A. (1876 b), *Sulla composizione della sienite del Biellese.* Atti R. Acc. Sc. Torino, *12*.
COSSA A. (1876 c), *Sulla diorite quarzifera porfiroide di Cossato nel Biellese.* Atti R. Acc. Naz. Lincei, ser. 2, *3*, 8 pp. 2 tt.

COSSA A. (1878), *Sulla diabase peridotifera di Mosso nel Biellese.* Atti R. Acc. Naz. Lincei, ser. 3, *2*, 5 pp.
COSSA A. (1881), *Ricerche chimiche e microscopiche su roccie e minerali d'Italia.* 302 pp., 1 f., 12 tt., V. Bona, Torino.
DEBENEDETTI A. (1965), *Probabili relazioni tra cicli glaciali e movimenti epirogenetici alpini e subalpini.* Boll. Soc. Geol. It., *84* (4), 105-115, 1 t.
DE LA MARMORA A. (1832), *Indication d'une disposition remarquable des terrains pyrogènes* (*anciens*) *de Biella.* Bull. Soc. Géol. France, *3*, 88.
DE MORTILLET G. (1860), *Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes.* Atti Soc. It. Sc. Nat., *3*, 3-40, t. 6.
DEUTSCH S. & LONGINELLI A. (1958), *Distribuzione della radio-attività nella sienite di Biella.* Studi Ric. Divis. Geominer. C.N.R.N., *1*, 711-724.
FIORENTINI POTENZA M. (1958), *Autunite e metatorbernite nella sienite di Biella.* Rend. Soc. Min. It., *14*, 215-223, 1 t.
FIORENTINI POTENZA M. (1959), *Distribuzione delle principali facies petrografiche e della radioattività nel plutone « sienitico » di Biella* (*Valle del Cervo*). Rend. Soc. Min. It., *15*, 89-131, 5 tt.
FIORENTINI POTENZA M. (1960), *Disturbi tettonici ed albititi metasomatiche nelle rocce intrusive della Valle del Cervo* (*Biella*). Rend. Ist. Lombardo Sc. Lett., *94*, 455-466, 2 tt.
FIORENTINI POTENZA M. (1961), *Fenomeni di metasomatosi sodica nelle sieniti della Valle del Cervo* (*Biella*). Rend. Soc. Min. It., *17*, 3-24, 1 t.
FLORIO G. (1839), *Su le conchiglie ed i terreni di Lessona, Cossato, Cerreto e Valdengo nella Provincia di Biella.* Il Subalpino, ser. 2, 1, 109-126, Torino.
FRANCHI S. (1901) in PELLATI N., *Relazione al R. Comitato Geologico sui lavori eseguiti per la Carta Geologica negli anni 1899 e 1900 e proposte di quelli da eseguirsi nel 1901.* Boll. R. Comit. Geol. It., *132*, parte ufficiale, 35-39.
FRANCHI S. (1902 a) in PELLATI N., *Relazione al R. Comitato Geologico sui lavori eseguiti per la Carta Geologica nel 1901 e proposte di quelli da eseguirsi nel 1902.* Boll. R. Comit. Geol. It., *33*, parte ufficiale, 35-36.
FRANCHI S. (1902 b), *Ueber Feldspath - Uralitisirung der Natron - Thonerde - Piroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella* (*Graiische Alpen*). N. Jahrb. Min. Geol. Pal., *2*, 112-126, 3 tt.
FRANCHI S. (1903) in PELLATI N., *Relazione al R. Comitato Geologico sui lavori eseguiti per la Carta Geologica nel 1902 e proposte di quelli da eseguirsi nel 1903.* Boll. R. Comit. Geol. It., *34*, parte ufficiale, 33-34.
FRANCHI S. (1904 a), *Le pietre da coti di Villa del Bosco, nel Biellese.* Rass. Miner., *21* (3), 3-12, 2 ff.
FRANCHI S. (1904 b), *Nuovi affioramenti di Trias e di Lias in Valsesia e nel Biellese.* Boll. R. Comit. Geol. It., *35*, 4-21, t. 1.
FRANCHI S. (1905 a) in PELLATI N., *Relazione al R. Comitato Geologico sui lavori eseguiti per la Carta Geologica nel 1904 e proposte di quelli da eseguirsi nel 1905.* Boll. R. Comit. Geol. It., *36*, parte ufficiale, 33-35.
FRANCHI S. (1905 b), *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti.* Boll. R. Comit. Geol. It., *36*, 270-298.
FRANCHI S. & STELLA A. (1933), *Foglio 43, Biella della Carta Geologica d'Italia.* 1ª ed., R. Uff. Geol. It.
FRIZ C. (1966), *Il significato della serie geologica a Nord-Est di Gattinara per il problema cronologico graniti-porfidi.* Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, *78*, 171-193, 1 schizzo geol.

FRIZ C. & GOVI M. (1963), *Osservazioni geologiche preliminari sulla zona a nord-ovest di Gattinara (Vercelli)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, *34*, 199-203, 1 t.
GABERT P. (1962), *Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale). Etude morphologique*. 531 pp., 208+15 ff., 5 carte, Louis Jean, Gap.
GAL Can. (1845), *Sur les stries et les moraines de glaciers de la Vallée d'Aoste*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 2, *2*, 728-738.
GASTALDI B. (1853), *Appunti sulla geologia del Piemonte*. 32 pp., 6 tt., Marzorati, Torino.
GASTALDI B. (1861), *Frammenti di Geologia del Piemonte. Sugli elementi che compongono i conglomerati Mioceni del Piemonte*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser. 2, *20*, 295-342, 10 ff.
GASTALDI B. (1863), *Sulla escavazione (affouillement) dei bacini lacustri compresi negli anfiteatri morenici*. Lettera a G. DE MORTILLET e risposta di quest'ultimo. Atti Soc. It. Sc. Nat., *5*, 240-268, con molte figure.
GASTALDI B. (1865), *Sulla riescavazione dei bacini lacustri per opera degli antichi ghiacciai*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., *1* (3), 28 pp., 2 tt.
GASTALDI B. (1871), *Studii geologici sulle Alpi Occidentali. Parte 1ª* con app.: STRÜVER G., *Cenni sui graniti massicci delle Alpi Piemontesi e sui minerali delle Valli di Lanzo*. Mem. Serv. Descr. Carta Geol. It., *1*, 3-47, 2 ff., 5 tt., 1 carta geol. 1:500.000.
GASTALDI B. (1872), *Cenni sulla costituzione geologica del Piemonte*. Boll. R. Comit. Geol. It., *3*, 14-32.
GASTALDI B. & MARTINS CH. (1849-50), *Essai sur les terrains superficiels de la Vallée du Pô aux environs de Turin, comparés à ceux du bassin helvetique*. Bull. Soc. Géol. France, *7*, 509-553, t. 10.
GERLACH H. (1869), *Die Penninischen Alpen. Beiträge zur Geologie der Schweitz*. N. Mém. Soc. Helv. Sc. Nat., *23*, 132 pp., 1 carta geol. 1:200.000.
VAN HORN FR. (1897), *Petrographische Untersuchungen ueber die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien*. Tscherm. Min. Petr. Mitt., *17* B (5), 371-420.
JACAZIO L. (1922), *La sienite della Balma (Biellese)*. 28 pp., 1 t., Allara, Biella.
JERVIS G. (1873-1889), *I tesori sotterranei dell'Italia*. 4 voll., Loetscher, Torino.
KAECH M. (1903), *Porphyrgebietes zwischen Lago Maggiore und Valsesia*. Ecl. Geol. Helv., *8*, 47-164, tt. 3-9 (1 carta geol. 1:100.000 e profili 1:50.000).
LORENZOLA F. (1936), *Minerali e rocce utili della Provincia di Vercelli*. Federazione Fasci Combattenti, Sez. Industriale, Vercelli.
MARCO C. (1892), *Studio geologico dell'anfiteatro morenico d'Ivrea*. 62 pp., 2 tt. (6 profili alla scala 1:25.000), Roux, Torino.
MARCO C. (1893 a), *Dalla scomparsa del mare pliocenico alla formazione dell'anfiteatro morenico della Dora Baltea con cenni sulla formazione dei ghiacciai alpini*. 24 pp., Tomatis, Ivrea.
MARCO C. (1893 b), *La geologia del santuario d'Oropa*. 4 pp., C.A.I., Sez. Biellese, Tip. Amosso, Biella.
MARTINIS B. (1954), *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Pliocene piemontese*. Riv. It. Pal. Strat., *60*, 45-194, 9 ff., 2 tabb., tt. 4-7.
MICHELETTI T. (1964), *Il Piemonte minerario*. Boll. Ass. Miner. Subalpina, *1* (1), 19-48, 6 ff.
NEGRI G., STOPPANI A. & MERCALLI G. (1880), *Geologia d'Italia: 3 Parti - Parte 2ª* (A. STOPPANI) *L'Era Neozoica*. Vallardi, Milano.

NOVARESE V. (1906), *La Zona di Ivrea*. Boll. Soc. Geol. It., *25*, 176-180.
NOVARESE V. (1915), *Ghiacciai quaternari delle Alpi Occidentali*. La Geogr., *2* (8), 282-294, 2 ff., 1 t.
NOVARESE V. (1929), *La zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. Descritt. Carta Geol. It., *22*, 65-212, 10 ff., 5 tt.
NOVARESE V. (1931), *La formazione diorito-kinzigitica in Italia*. Boll. R. Uff. Geol. It., *56* (7), 1-62, 6 ff.
NOVARESE V. (1933), *L'età del granito del Lago Maggiore*. Boll. R. Uff. Geol. It., *58* (11), 1-32.
NOVARESE V. (1943), *Il sistema eruttivo Traversella-Biella*. Mem. Descritt. Carta Geol. It., *28*, 90 pp., 1 t.
PAGLIANI PEYRONEL G. (1959), *Il granito porfirico della media Valle del Cervo*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., *93*, 379-398, 1 f., 1 t.
PAGLIANI PEYRONEL G. (1961 a), *La monzonite del Biellese: studio petrografico delle facies periferiche nella parte occidentale del massiccio della Valle del Cervo (Biella)*. Rend. Soc. Min. It., *17*, 407-425, 1 t.
PAGLIANI PEYRONEL G. (1961 b), *Chimismo e differenziazione delle rocce nel settore occidentale del Plutone di Biella*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., *95*, 317-334, 6 ff.
PARONA C. F. (1886), *Valsesia e Lago d'Orta*. Atti Soc. It. Sc. Nat., *29*, 141-297, 3 tt. (1 carta geol. 1:250.000).
PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909), *Die Alpen im Eiszeitalter. 3*, 717-1199, 44 ff., 12 tt., 7 carte, Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.
PERETTI L. (1938), *Rocce del Piemonte usate come pietre da taglio e da decorazione*. Marmi, Pietre e Graniti, *16* (2), 43 pp. 43 ff.
PERSONI F. & VALLINO D. (1884), *Le argille refrattarie biellesi*. Ing. Civ. Arti Ind., *7*, 6-7.
PREVER P. L. (1907), *I terreni quaternari della valle del Po dalle Alpi Marittime alla Sesia*. Boll. Soc. Geol. It., *26*, 523-556.
QUAZZA R. (1939), *Il Massiccio granitico del Biellese*. Ill. Biellese, 1939 (3-4-5-6), 49 pp., 11 ff.
SACCHI R. (1962), *Nuovi dati geologici sulla tavoletta Valle Mosso*. Boll. Serv. Geol. It., *83*, 51-59.
SACCO F. (1888), *I terreni terziari e quaternari del Biellese*. 16 pp., 1 carta geol. 1:100.000, Guadagnini & Condellero, Torino.
SACCO F. (1915), *Geologia applicata della città di Torino*. Il Valentino, *5*, 43 pp., Torino.
SACCO F. (1916), *Cenno geologico per la gita a Masino ed Azeglio*. Boll. Escursionista, *6*, 2 pp., Massaro, Torino.
SACCO F. (1917), *Escursione storico-geologico-tecnica nell'anfiteatro morenico d'Ivrea*. Escursionista, 20 pp., 13 ff., Massaro, Torino.
SACCO F. (1927 a), *Il glacialismo nella Valle d'Aosta*. Min. LL. PP., Ufficio Idrogr. Po, 66 pp., 2 carte.
SACCO F. (1927 b), *Schema geologico del Biellese*. Il Biellese, 39 pp., 5 ff., 1 carta, Viassone, Ivrea.
SACCO F. (1933), *Geoidrologia dei pozzi profondi della Valle Padana. Parte terza*. Min. LL. PP., Uff. Idrogr. Po, *9*, 532 pp., 4 tt., Poligr. Stato, Roma.
SCAINI G. (1954), *I minerali di Bogna nel Biellese*. Natura, *45*, 70-80, 3 ff.
SELLA Q. (1864), *Sulla costituzione geologica e sulla industria del Biellese*. Atti Soc. It. Sc. Nat., *7*, 55-80.
SISMONDA A. (1840), *Osservazioni mineralogiche e geologiche per servire alla forma-*

zione della carta geologica del Piemonte. Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser. 2, *2*, 1-40, 1 carta geol. 1:400.000, 3 profili geol.
SISMONDA A. (1848), *Notizie e schiarimenti sulla costituzione delle Alpi Piemontesi.* Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser. 2, *9*, 123 pp., 3 tt. (2 carte geol., 4 profili geol.).
SISMONDA A. (1866), *Carta geologica di Savoja, Piemonte e Liguria,* scala 1:500.000.
SQUARZINA F. (1960), *Notizie sull'industria mineraria del Piemonte.* Ind. Miner., *11*, 21-40 e 87-109.
STELLA A. (1895), *Sui terreni quaternari della Valle del Po in rapporto alla Carta geologica d'Italia.* Boll. R. Comit. Geol. It., *26*, 108-136.
STRUEVER G. (1890), *Contribuzioni allo studio dei graniti della bassa Valsesia.* Mem. R. Acc. Lincei, ser. 4, *6*, 426-455, 1 t.
TORRIONE C. (1935), *La zona del melafiro.* Ill. Biellese, 14-16.
VANNI M. (1917), *Le colline porfiriche e granitiche del Biellese orientale.* La Geogr., 12-16, 1 t.
VANNI M. (1927), *I Ghiacciai Würmiani nelle Valli Biellesi dell'Elvo, dell'Oropa, del Cervo.* Boll. R. Soc. Geogr. It., *64*, 286-303, 2 ff., 1 t.
ZAMBONINI F. (1902), *Su un pirosseno sodifero dei dintorni di Oropa, nel Biellese.* Atti R. Acc. Naz. Lincei, ser. 5, *10*.
ZAMBONINI F. (1905), *Ueber die Drusenmineralien des Syenits der Gegend von Biella.* Zeitschr. Kryst., *40*, 206-269.
ZUFFARDI COMERCI R. (1929), *La fauna pliocenica di Masserano-Cossato (Biellese).* Atti R. Acc. Sc. Torino, *64*, 305-313, 1 f.