

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI MILANO

Facoltà di Scienze

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Tesi di Laurea

GEOLOGIA E GEOLOGIA DEL GLACIALE
NELLA VALLE D'INTELVI

Relatore : Prof. G. OROMBELLI

Correlatore : Prof. S. BELLONI

Laureando :

LIVIO GILARDONI
matr. 197556

Anno Accademico 1981-1982

IL1960

BIBL. COMUNALE PIGRA	
NUMERO CRONOLOGICO D'ENTRATA	2529

I N D I C E

- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO.....	pag. 1
- IL SUBSTRATO PREQUATERNARIO	
Autori precedenti.....	pag. 7
CALCARE DI MOLTRASIO.....	" 16
Litologia.....	" 17
Tettonica.....	" 27
- DEPOSITI SUPERFICIALI	
Autori precedenti.....	" 41
Premessa.....	" 50
COMPLESSO DEL M. SIGHIGNOLA.....	" 52
COMPLESSO DEGLI ERRATICI SPARSI.....	" 55
COMPLESSO DI ALPE GRANDE.....	" 57
COMPLESSO DEI CONGLOMERATI DI LAINO - LANZO E CASTIGLIONE.....	" 58
COMPLESSO LE BOLLETTE.....	" 60
COMPLESSO DELLA VALLE D'INTELVI.....	" 62
<u>I Sistema</u>	" 63
<u>II Sistema</u>	" 78
<u>III Sistema</u>	" 86
<u>IV Sistema</u>	" 100
<u>V sistema</u>	" 109

COMPLESSO DI CLAINO	pag. 119
- CONCLUSIONI	" 122
- BIBLIOGRAFIA	" 124

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO
E GEOLOGICO

Il territorio studiato fa parte della Valle d'Intelvi una valle che mette in comunicazione il Lago di Como all'altezza di Argegno con la parte italiana del Lago di Lugano ad Osteno. La valle è costituita da due rami principali: uno meridionale che sbocca ad Argegno, il cui corso d'acqua principale è il Telo di Argegno, e uno settentrionale che sbocca ad Osteno con il Telo di Osteno. Fra i due rami è posta la Sella di S. Fedele a quota 735. La Valle d'Intelvi appare come una grossa depressione ad andamento grossolanamente semicircolare con la convessità rivolta a S-W e separa due gruppi montuosi: quello orientale-settentrionale è costituito da due crinali paralleli ad andamento prevalentemente NE-SW che racchiudono la Valle di Ponna e presentano altimetrie comprese fra i 1701 metri del M. Tremezzo e i 1105 metri del M. di Ponna, i 1447 metri della Cima della Duaria e i 1293 del M. Luria con una appendice meridionale costituita; dal M. Pasquella (m. 1331); questi due crinali sono collegati ad oriente dalla Sella di Boffalora (m. 1252) che è anche la testata della Valle di Ponna; l'altro gruppo montuoso appare più complesso come struttura in quanto solo il crinale che fa da spartiacque fra il Lago di Lugano e la Valle d'Intelvi ha un andamento simile ai precedenti, con quote che vanno dai 1175 metri del M. Pinzernone ai 1301 del M. Sighignola; il resto presenta crinali con direzione prevalente N-S con quote generalmente superiori ai 1300 metri fino ai 1491

del Pizzo della Croce ed i 1710 m. del M. Generoso, il più alto della zona. In ogni caso la morfologia delle cime e dei versanti è relativamente blanda mentre quasi sempre è aspra nei versanti che guardano direttamente sui laghi.

La caratteristica principale della Valle d'Intelvi è la bassa acclività alternata ad autentici altopiani che occupano la parte centro-settentrionale della valle e che si sviluppano lungo un'ampia fascia da Lanzo Intelvi (a nord) alla Sella di S. Fedele (al centro) e da qui a sud fino all'altezza di Casasco e Castiglione da quota 900 a quota 700 m.

Nelle parti più basse della Valle fino agli sbocchi di Osteno, sul Ceresio e Argegno, sul Lario, le incisioni dei due Telo e degli altri corsi d'acqua minori si approfondiscono notevolmente dando luogo a profonde forre e ad orridi.

La zona di studio occupa per intero il ramo settentrionale della Valle d'Intelvi e solo una parte di quella meridionale ; è delimitata a N dallo spartiacque fra la Valle d'Intelvi e il Ceresio, con un andamento E-W dal Dosso di Prai (m. 1189) attraverso la Valle all'altezza di Claino sul M. Pinzernone (m. 1175) fino al M. Sighignola (m. 1301), a W dal confine italo-svizzero, a sud da una linea ad andamento E-W all'altezza di Orimento e di Castiglione, a E da una linea in direzione N-S che, includendo il crinale dal M. Pasquella (m. 1331) al M. Co

stone (m. 1441), si ricongiunge al limite settentrionale presso il Dosso di Prai dopo avere attraversato la Valle di Ponna.

Tutto questo territorio fa parte di un blocco strutturalmente unitario che passa al di là del Ceresio fino a comprendere i monti della Val Solda e una parte delle Valli di Rezzo, Cavargna e Sanagra, compreso fra due lunghe importanti faglie e una notevole flessura a S.

A N, da Lugano fin quasi ad Acquaseria sul Lario, la linea orobica che gli autori Svizzeri chiamano faglia della Grona; questa faglia mette a contatto le formazioni mesozoiche prealpine e fino al Carbonifero con il cristallino. Da questa faglia si stacca diretta a S la faglia di Lugano che a occidente separa il nostro blocco dai Monti Varesini e Luganesi, proveniente dai pressi di Lugano attraverso il Ceresio e passa a Capolago per Caprino ed Arogno determinando un notevole abbassamento del nostro blocco (Generoso, M. Croce, Tremezzo) rispetto a quello Varesino.

All'interno del nostro blocco è anche presente un motivo strutturale di notevole importanza rappresentato dal sovrascorrimento del M. Generoso. Litologicamente tutta questa zona è costituita da formazioni calcaree del Triassico e del Giurassico inferiore. In particolare nella zona di studio affiora una sola formazione appartenente

al Giurassico inferiore nota in letteratura come Calcare di Moltrasio (Hettangiano- Pliensbachiano inferiore).

IL SUBSTRATO PREQUATERNARIO

Autori precedenti -

Il territorio in questione è stato oggetto di molti studi in passato e recentemente. Il primo lavoro di una certa importanza lo svolse il Curioni (1844) col suo scritto "Sullo stato geologico della Lombardia" inserito nelle Notizie naturali e civili sulla Lombardia di C. Cattaneo, come pure il Brunner (*Aperçu géologique des environs du Lac de Lugano-Neuchâtel*, 1852) e il Merriam (*Flötz Formationem der Umgegend von Mendrisio-Basel*, 1854).

Questi autori hanno riconosciuto la presenza di sedimenti appartenenti al Triassico nella Val Menaggio e attribuiscono l'attuale Dolomia a Conchodon, allora denominata Dolomia Liasica, all'infralias. Il Calcare di Moltrasio veniva allora denominato "Calcari Marnosi del Sinemuriano" e riconosciuto come formazione prevalente in tutta la fascia compresa fra il Lago di Como e il Lago di Lugano.

In seguito il Negri e lo Spreafico (1869) ebbero l'incarico di compilare il foglio XXIV della Carta Geologica Svizzera nella quale è compreso anche il nostro territorio.

Nei loro rilevamenti l'attuale Dolomia a Conchodon viene attribuita al Retico e, nel nostro territorio, sono indicati degli affioramenti di quest'ultima a S di Colonna che si spingono fino nella Valle d'Intelvi oltre Dizzasco, un piccolo affioramento sotto Pello e una larga zona lungo

tutto il versante occidentale, settentrionale ed orientale del M. Generoso e nella Val Mara.

Curioni nel 1877 con il lavoro "Geologia applicata per le Provincie Lombarde" e Taramelli nel 1880 con la "Carta Geologica della Lombardia" segnalano che la Dolomia costituirebbe anche il M. Crocio-ne e il M. Galbiga. Vengono segnalati inoltre fra Pello e Scaria dei banchi dolomitici e bituminosi "contenenti una sostanza terrosa, molto bituminosa, nera in istrato regolare di 1 cm. o 2 di spessore".

Reposi nel 1902 con il lavoro "Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi" corregge delle inesattezze di alcuni suoi predecessori: infatti tutti gli affioramenti della Dolomia, nell'ambito della Val d'Intelvi, non vengono più riconosciuti (tranne il piccolo affioramento sotto Pello), e tutto il territorio della Valle viene ad essere costituito interamente dai Calcari Marnosi del Sinemuriano. Il rilevamento di Reposi è stato inserito nel foglio Como della Carta Geologica d'Italia.

Uno dei lavori più recenti è stato svolto da D. Bernoulli con "Zur Geologie des Monte Generoso " e con "Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz" (1964) nei quali si rileva con precisione sia la litologia che la stratigrafia e la struttura della nostra zona.

Per quanto riguarda la stratigrafia, Bernoulli conferma l'assenza

della Dolomia a Conchodon retica sotto Pello. L'intero territorio in esame quindi è costituito dai Calcari Selciferi Lombardi o Lombardischer Kieselkalk che in letteratura italiana prendono il nome di Calcare di Moltrasio del Lias inferiore.

Strutturalmente questa zona fa parte del bacino del M. Generoso nella cui zona centrale il Calcare di Moltrasio raggiunge una potenza compresa fra i 3000 ed i 4000 m. Bernoulli riconosce inoltre in questa formazione diverse strutture sedimentarie e deformazioni dovute a scivolamento penecontemporaneo (slumping), la presenza di calciruditi e calcareniti gradate che contengono frammenti di Dolomia Principale, calcareniti retiche e "Broccatello", provenienti dalla soglia di Lugano. L'autore ha riconosciuto inoltre la presenza di blocchi esotici (olistoliti) in parte di età retica, che deriverebbero anche loro dalla soglia di Lugano, indicando quindi la presenza di dirupi sottomarini legati ad un sistema di faglie singenetiche che coincide con la linea di Lugano attuale.

Verso la base della formazione riconosce anche dei livelli dolomitizzati.

Per quanto riguarda la struttura oltre ad individuare con precisione l'andamento della faglia di Lugano, definisce una linea del Generoso che più a S darà luogo al vasto sovrascorrimento del M. Generoso e

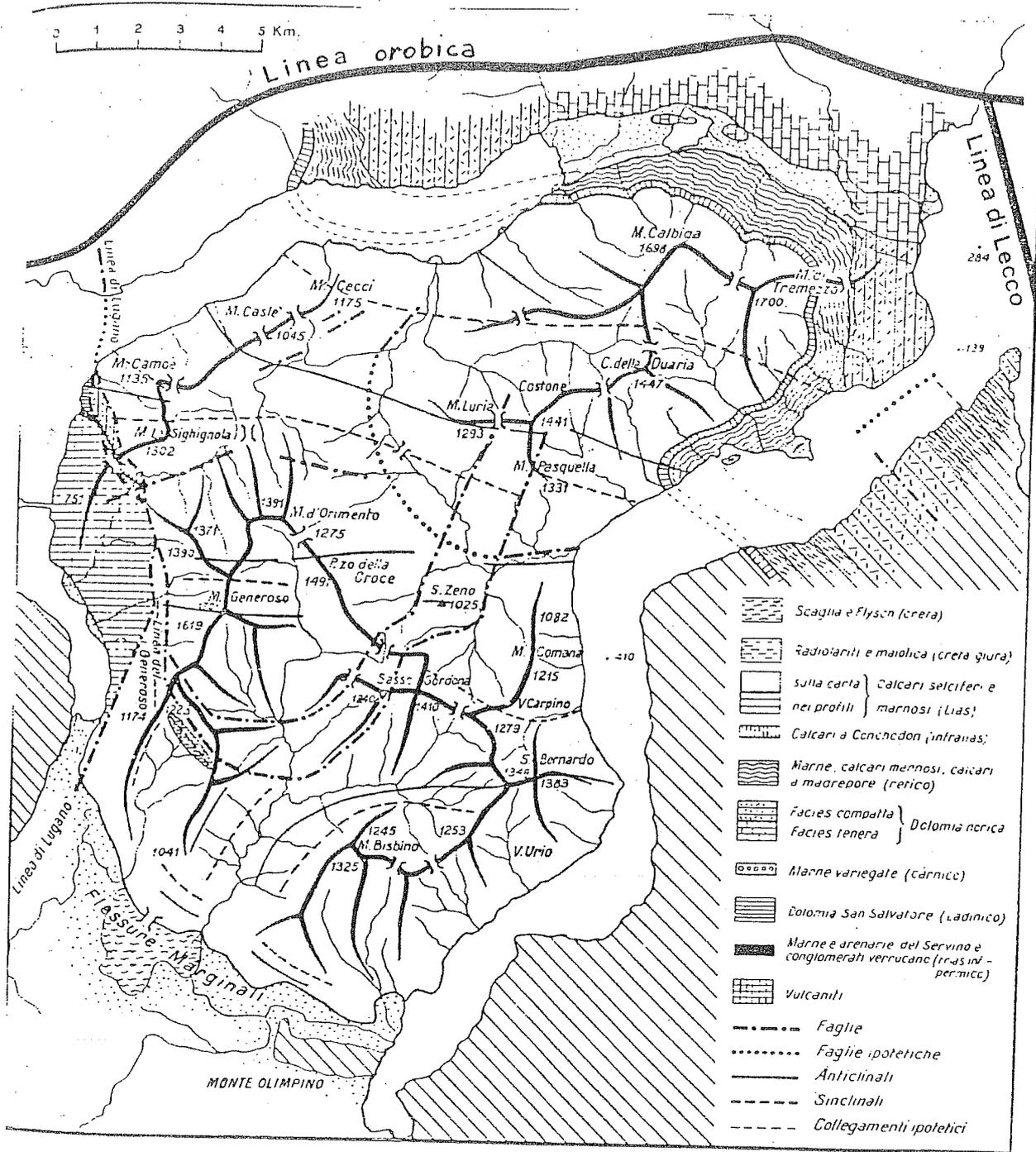
definisce l'andamento dei principali assi di anticlinale e sinclinale.

Nel nostro territorio, partendo da N verso S, individua :

- una sinclinale che risalendo dal Ceresio passa in prossimità del M. Pinzernone e si arresta nel fondo valle;
- un'asse anticlinale che, risalendo dal Ceresio con andamento NW-SE, in prossimità di Lanzo piega verso E seguendo il fondovalle e si perde sotto Pello;
- una sinclinale che dal Ceresio sale sul M. Sighignola e si perde poi nell'altopiano di Lanzo;
- un'anticlinale nelle vicinanze della Vetta del M. Generoso e prosegue sul Pizzo della Croce.

Bernoulli inoltre ipotizza un'asse anticlinale e un'asse sinclinale nel centro valle all'altezza di S. Fedele: l'asse anticlinale prosegue dopo una serie di due fratture ad esso perpendicolare fino a Colonno sul Lario e interessa anche la Dolomia a Conchodon del Retico che qui si immerge con una piega a ginocchio nel lago; l'asse sinclinale dopo essere stato dislocato dalle due fratture precedenti termina sul Lario fra Argegno e Colonno. In prossimità del Telo di Argegno, Bernoulli individua un'asse anticlinale limitato a W da una delle due fratture ed a E terminante sul Lario in prossimità di Argegno.

L'andamento prevalente degli assi delle pieghe in questa zona è ap-



Cartina geologica schematica del territorio esaminato. Prevalenza quasi assoluta dei calcari liassici. Lungo la linea di Lugano venne indicata la dolomia norica, mentre invece si tratta con ogni probabilità di calcari (bituminosi) carnici (da REPOSSI, VONDERSCHMIDT, BERNOUILLI, Carta Geol. It., ecc.).

da Nangeroni (1969)

prossimativamente E-W.

Per quanto riguarda le fratture Bernoulli segnala:

- una frattura sotto Scaria in corrispondenza dell'asse anticlinale e ad esso parallela;
- una frattura ad andamento SSW-NNE in prossimità del Monte San Zeno fino a Castiglione;
- un'altra frattura parallela alla precedente che passa all'altezza di Dizzasco.

Queste due ultime fratture determinano la dislocazione dei due assi anticlinale e sinclinale visti in precedenza e dislocano più a S la parte orientale del sovrascorrimento del M. Generoso con spostamento verso N.

Poco dopo Bernoulli, G. Nangeroni con "Note geomorfologiche sui monti a occidente del Lario comasco" (1969) prende in esame più specificamente l'aspetto morfologico ma tenta una correlazione fra la struttura e la morfologia.

Anche Nangeroni descrive la successione di assi di anticlinali e sinclinali ricalcando per la maggior parte quanto già esposto dal Bernoulli. Per quanto riguarda le fratture ne segnala una lungo il torrente Mara da Arogno in Svizzera verso E (non riportata dal Bernoulli), che era già stata ammessa da Repossi, il quale anzi tende a far

la proseguire fino ad Argegno lungo il Telo d'Argegno, interessando la cerniera dell'anticlinale che qui si trova, e un'altra frattura sotto Ramponio (anche essa citata da Repossi).

Per le altre fratture concorda con Bernoulli ma ne ipotizza molte altre minori, per esempio una che separa i colli della Pietra Fessa dal Pinzernone, un'altra che scende a S del Pinzernone (fra quota 1100 e 950 m.), occupata da una lunga serie di doline.

Sui rapporti fra struttura e direzione dei crinali e dei solchi vallivi Nangeroni conclude che, salvo alcune fortuite coincidenze, non si possa parlare di una piena coincidenza fra topografia e pieghe, mentre sembra che avvenga una evoluzione morfologica guidata maggiormente dalle linee di faglia: cita ad esempio l'isolamento del conico Monte S. Zeno fra le due valli Erboggia e di Schignano, determinato dalle due lunghe faglie parallele viste in precedenza, con le quali coincidono le due valli nominate e che continuano a N sopra Dizzasco a isolare il M. Gireglio. Avanza anche l'ipotesi che tutta la depressione della Valle d'Intelvi da Argegno ad Osteno sia la conseguenza di un complesso di faglie lungo il quale avvenne lo scorrimento della zolla settentrionale (M. Tremezzo e M. Pasquella) sulla zolla del Generoso; la presenza di fratture e di materiale fratturato ha quindi favorito una notevole erosione (dal Miocene o

dal primo Pliocene?) preparando il campo alla penetrazione nel Quaternario delle colate glaciali con conseguente ulteriore erosione.

Nangeroni prosegue la sua analisi morfologica del territorio suddividendo i vari gruppi montuosi in sistemi altimetrici la cui morfologia, può essere in rapporto con l'evoluzione strutturale del territorio nelle varie fasi orogenetiche; tenta anche, attraverso una accurata analisi delle altimetrie dei terrazzi in roccia, una correlazione di questi ultimi con la sedimentazione oligo-miocenica nelle colline comasche.

Gaetani nel 1975 con il lavoro "Jurassic Stratigraphy of the Southern Alps" fa una sintesi della stratigrafia della paleogeografia e della evoluzione strutturale delle Alpi meridionali durante il Giurassico. Riprende lo schema strutturale di Auboin che riconosce nel Giurassico delle Alpi meridionali una successione alternata di zone paleogeografico-strutturali partendo da E verso W:

- Ruga friulana
- Bacino bellunese
- Ruga trentina o Plateau di Trento
- Bacino lombardo
- Zona del canavese

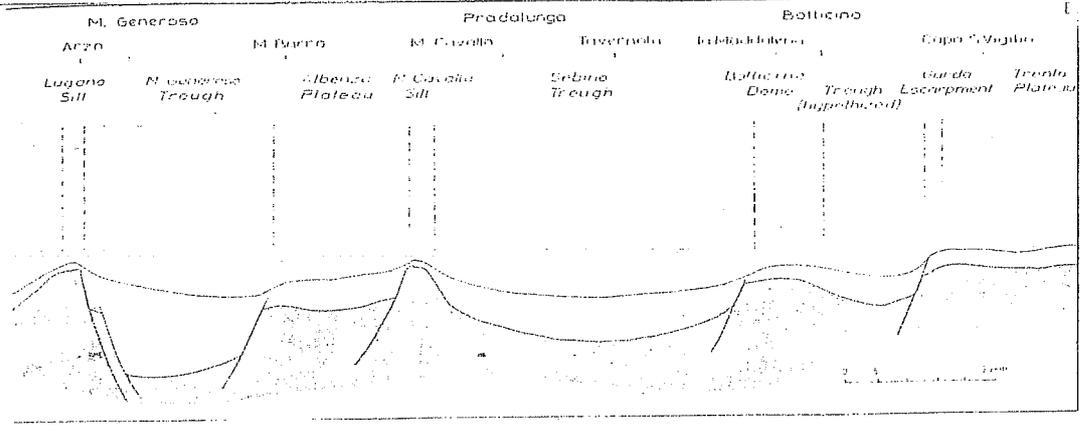
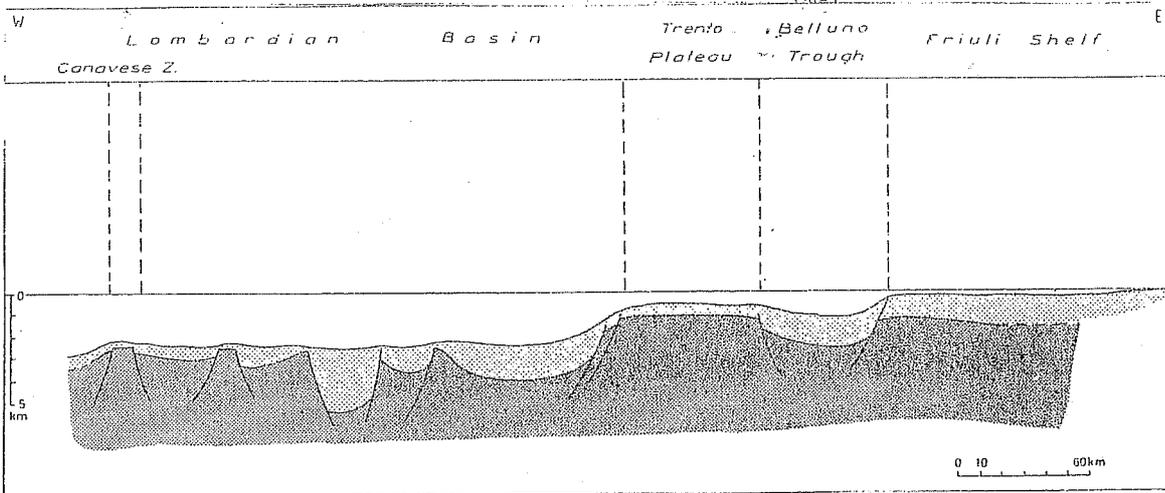
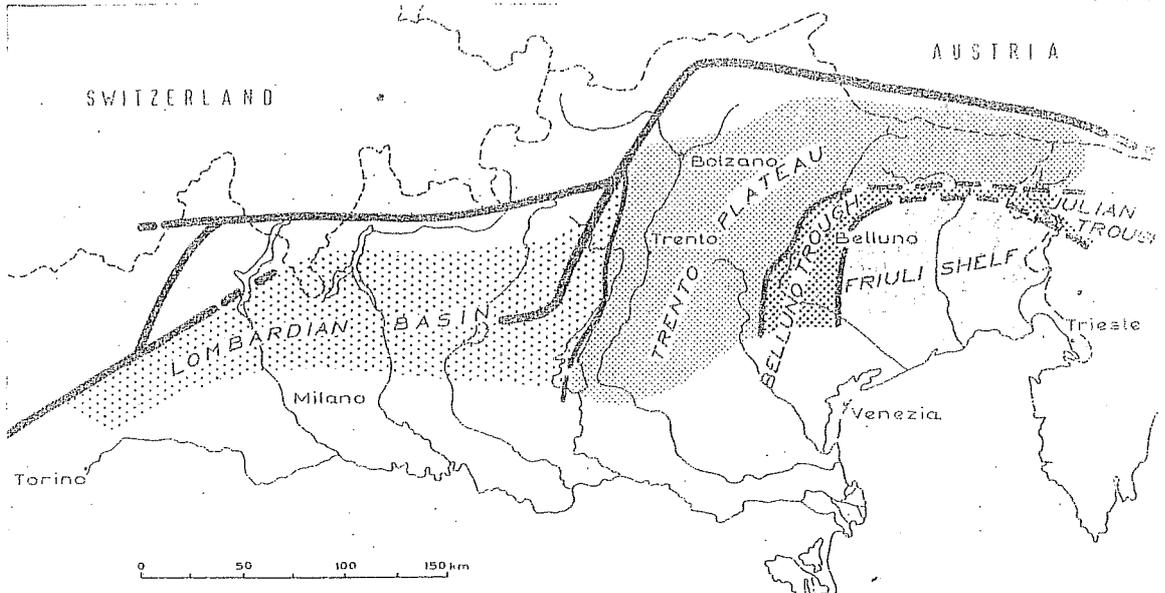
In particolare il Bacino Lombardo include una serie di elementi pa-

leogeografici minori come mostrato dallo schema a fianco.

La fossa più profonda e più vecchia rispetto alle altre è quella del M. Generoso: infatti la subsidenza di questa fossa cominciò nell'Hettangiano medio superiore.

Quasi tutti i sedimenti del Giurassico furono depositati durante il Lias inferiore e medio e rappresentano il 70-80% dello spessore totale del Giurassico.

Durante il Lias inferiore nella fossa del M. Generoso il mezzo di sedimentazione prevalente è costituito da torbiditi provenienti dalla soglia di Lugano. Ciò spiega il notevole spessore (oltre 3000 m.) di questi sedimenti che in letteratura sono denominati Calcare di Moltrasio.



da Gaetani (1975)

CALCARE DI MOLTRASIO

Come già anticipato, nella regione in esame, affiora una sola formazione costituita dal:

CALCARE DI MOLTRASIO

definizione: calcari selciferi scuri, leggermente bituminosi, sovente spongolitici, ben stratificati in banchi da pochi centimetri fino oltre un metro (Hettangiano-Pliensbachiano inferiore.)

Sinonimi: Pietra di Moltrasio (Parona, 1896, 1898 e gergo dei cavatori)

-Calcari Marnosi del Sinemuriano o, più in generale, denominato dai vecchi autori come Lias inferiore (Repossi, 1902).

-Medolo: termine usato nel bresciano per indicare le formazioni liassiche che non sono in facies di Corna e di Corso, usato con il rango di Gruppo comprendente il Calcare di Moltrasio e il Calcare del Domaro (Gaetani, 1965).

-Lombardischer Kieselkalk: usato dagli autori svizzeri per indicare i calcari selciferi compresi fra la Dolomia a Conchodon e i calcari nodulari del Domeriano (Bernoulli, 1964).

-Calcare Selcifero Lombardo (Montanari, 1970; Cantalupi e Montanari, 1969).

-Calcare di Gardone Val Trompia: usato nel bresciano (Boni-Cassinis, 1970, 1973).

Litologia

Tutti gli autori concordano nel definire questa formazione come una successione monotona e molto potente dello stesso litotipo; posso invece dire che ciò non avviene in quanto, durante tutte le mie escursioni, ho notato che il Calcere di Moltrasio non è sempre così uniforme ma presenta notevoli variazioni sia in senso verticale sia in senso orizzontale. Purtroppo è molto difficoltoso poter seguire i limiti di queste variazioni a causa della quasi costante copertura e gli affioramenti validi si ritrovano solo in corrispondenza di intagli stradali e di scassi per altre costruzioni o lungo i letti dei torrenti.

Comunque penso di poter riunire tutte queste variazioni di litologia almeno in quattro facies distinguibili essenzialmente dal contenuto in selce e a volte dal tipo di stratificazione; si parte infatti da una facies completamente priva di selce fino ad arrivare ad un contenuto di questa ultima superiore al 50% nell'ambito di un solo strato.

Facies 'A' - Calcere marnoso da grigio a grigio scuro essenzialmente calcarenitico ad intraclasti con stratificazione media (^) con giunti marnoso-argillosi sottili.

(^) I termini stratificazione massiccia, media e sottile sono usati nel senso seguente:

Stratificazione massiccia = banchi con potenza da 40 a 100 cm.
" media = strati con potenza da 20 a 40 cm.
" sottile = strati con potenza da 5 a 20 cm.

Caratteristica particolare di questa facies è data dalla presenza di strutture torbiditiche Tc-Td date da una fit ta alternanza di laminazioni parallele e oblique a basso angolo e da gradazione normale interna che è molto visibile in affioramento perchè i livelli più arenacei sono rilevati rispetto a quelli argillosi. Inoltre sono presenti alla base degli strati strutture di corrente e bioturbazioni (piste, tane, helmintoidi) molto intense. Molti strati si chiudono lateralmente e quindi indicano delle irregolarità del fondo marino o riempimento di canali.

FACIES 'B' - Calccare debolmente marnoso grigio scuro calcarenitico passante a calcilutitico a stratificazione da sottile a me dia con giunti argillosi da sottili a medi. Caratteristica di questa facies è l'estrema regolarità della stratificazione con solo piccole variazioni nello spessore degli strati. Sono presenti laminazioni parallele e oblique a basso anglo, ed i giunti argillosi sono fittamente laminati ed in alcune zone tendono ad avere un colore grigio verdastro.

FACIES 'C' - Calccare con selce da grigio a grigio scuro calcarenitico passante a calcilutitico a stratificazione media con giunti argillosi sottili. Caratteristica di questa facies è la



Calcare di Moltrasio : località M. Sighignola
Facies C

selce nera che compare in noduli ed a bande all'interno degli strati. Si nota una gradazione dal basso verso l'alto all'interno dello strato passando cioè da una calcarenite ad una calcilutite. Sono sempre presenti laminazioni parallele; in alcuni strati si notano delle laminazioni ondulate tipo "ripple".

La selce è di sicura origine diagenetica in quanto si nota la continuazione delle strutture sedimentarie all'interno dei noduli e delle bande. Normalmente esiste almeno una banda di selce all'interno di ogni strato accompagnata da altri noduli che spesso si riuniscono a formare una altra banda parallela alla prima di modo che alcuni strati presentano anche tre o più bande di selce. Molti strati si chiudono lateralmente ed in qualche affioramento si notano anche strutture di scivolamento sinsedimentario tipo slumping con conseguente piegature contorte evidenziate benissimo dalle bande di selce. E' solo in questa facies che ho ritrovato dei sottili livelli bituminosi fra uno strato e l'altro in corrispondenza dei giunti argillosi che localmente diventano sottilissimi.

FACIES 'D' - Calcarea nera con selce calcarenitica passante a calcilutitica in stratificazione da sottile a media con giunti argil

losi sottili. La selce è l'elemento predominante di questa facies in quanto si presenta in numerosi filari e nodetti all'interno di ogni strato arrivando a costituire più di metà dello spessore dello stesso. A differenza della Facies C, la selce qui appare molto più abbondante ed in filari sottili che sembrano essere costituiti dall'unione di più noduli ed hanno quindi l'aspetto di una treccia.

Di questi filari se ne notano mediamente almeno 4 per strato. Come già detto i giunti argillosi sono sottili ma ho notato che tendono all'interno di questa facies a scomparire dando quindi l'impressione, soprattutto in un affioramento alterato, che la roccia sia costituita da un'alternanza di sottili strati calcarei con i filari di selce.

Ovviamente non sempre queste facies sono così distinte; esistono infatti dei termini intermedi ad esempio da una facies B con alcuni sparsi noduli di selce o una facies C nella quale, nell'ambito dello stesso affioramento, compare una serie di strati privi di selce. Come detto in precedenza è molto difficile delimitare delle zone in cui affiora una stessa facies ed a maggiore ragione segnarne i limiti. Comunque a grandi linee si può dire che la facies A è prevalente in una zona che va dal Pizzo della Croce al M. di Orimento fino al Barco dei Montoni, da Capanna Bruno alla Bol-

la fino al filone del Cristè, occupando una fascia altimetrica compresa fra i 1491 mt. del Pizzo della Croce ed i 950 mt. della Bolla occupando quindi la zona occidentale del territorio di studio.

La facies B affiora molto più diffusamente un po' in tutto il territorio ad es. lungo il torrente Mòra da Ramponio attraverso Scaria fino a Lanzo, in tutta la collina di Pello e dal Telo di Osteno sino al M. Pinzernone ed al M. Caslè, lungo il Telo d'Argegno da Castiglione a S. Fedele, lungo la strada da Pigra a S. Fedele dal M. Pasquella al M. Sertore ed il M. Luria.

La facies C è prevalente lungo la strada da Laino ad Osteno, lungo il torrente Lirone nella Valle di Ponna e sembra costituire tutto il crinale che va dal Dosso di Pray al M. di Ponna e da Lanzo al M. Sighignola. La facies D affiora unicamente nella parte iniziale della Val Mara a cominciare dalla dogana italiana per costituire il versante destro e sinistro della Val Mara almeno fino ad una quota oscillante fra i 875 ed i 900 mt. Sul versante sinistro questa facies compare più precisamente in corrispondenza della Val d'Inferno.

In ogni caso le facies nettamente predominanti sono la B e la C e sono anche quelle che danno luogo a numerosi termini intermedi. Ad es. lungo la strada che scende da Pigra verso S. Fedele la facies B compare con una stratificazione molto sottile con strati di soli 2 o 3 cm.

sempre intercalati da altrettanto sottili giunti marnosi. Questo tipo di stratificazione non è molto comune ed in Valle ricompare, a quanto mi è stato di vedere, solo sopra l'abitato di Castiglione. Sempre lungo la strada di prima la stratificazione varia molto frequentemente dando luogo a bancate spesse oltre 1 m. in corrispondenza dell'assottigliamento fin quasi alla scomparsa degli interstrati marnosi. In queste bancate compaiono anche dei piccoli e radi noduli di selce; dopo pochi metri ricompare la stratificazione tipica di questa facies. Tutto il contrario avviene lungo la strada che scende da Ponna verso Laino dove affiora il substrato in facies C. Ogni tanto gli strati si rinsaldano formando bancate di spessore variante fra 1 m. e 2 m. nelle quali la selce scompare completamente per ricomparire più avanti dove la stratificazione ritorna normale.

Un'altra variazione nell'ambito della facies B la si incontra lungo la strada che sale dal Ponte di Scaria fino a Lanzo. Qui infatti i giunti marnosi hanno quasi sempre uno spessore uguale a quello degli strati calcarei ed in alcuni punti addirittura diventano predominanti dando all'affioramento un aspetto nodulare in quanto, gli strati calcarei, si assottigliano fino a diventare dei veri e propri noduli staccati l'uno dall'altro immersi nella matrice marnoso-argilloso.

In Sighignola affiora il substrato in facies C e presenta delle strutture sedimentarie non ritrovate in altre parti della Valle. Infatti appaiono

delle laminazioni parallele e fittamente ondulate ritmicamente chiare e scure. Inoltre in molti strati si nota una netta variazione di colore passando con stacco netto dal basso verso l'alto da un grigio chiaro uniforme ad una fascia grigio scura e nera in cui sono ben visibili le laminazioni che verso l'alto assumono l'aspetto prima descritto.

Nell'ambito della facies C ho ritrovato, all'imbocco della Val Mara sul versante destro ed a quota 895 m., un livello di conglomerato intraformazionale costituito da clasti spigolosi disposti caoticamente in matrice calcarenitica fine di varia natura litologica. Sono infatti presenti calcari micritici grigio chiari, dolomie da bianche a rosate, arenarie siltiti e argilliti fittamente laminate. Tutti questi clasti di granulometria compresa fra la ghiaia fine e ciottoli sono spigolosi, non classati e non presentano una orientazione preferenziale.

Questi conglomerati sono già stati segnalati dal Bernoulli (1964) e da altri autori in corrispondenza del margine occidentale in vicinanza della faglia di Lugano ma non erano stati ancora rinvenuti nel territorio in studio in corrispondenza della Valle d'Intelvi; come detto prima tali conglomerati devono essere considerati come il risultato di una deposizione sottomarina causata da imponenti franamenti di materiali costituenti la soglia di Lugano. Infatti la natura litologica dei clasti è quella di alcune formazioni triassiche della zona luganese ("Broccatello",

Dolomia Principale, Marna del Pizzella, etc.) Tali frammenti sono da mettere in relazione con l'approfondimento del M. Generoso in corrispondenza del sistema di faglie singenetiche ora rappresentate dalla linea di Lugano.

La facies D pur essendo facilmente individuabile ha però una distribuzione abbastanza limitata (al punto che nella Carta Geologica Italiana è distinta come facies della Val Mara) ed è senz'altro da considerare come una evoluzione della facies C all'aumentare del contenuto in selce. Si può dire che la facies A è l'unica che possiede una certa individualità non presentando quindi dei termini intermedi di passaggio alle altre facies.

Elemento in comune fra le 4 facies distinte è la presenza di laminazioni parallele e oblique a basso angolo e una gradazione diretta interna; in ogni caso si nota una minore accentuazione di questi caratteri comuni passando dalla facies A alla facies D.

L'ambiente di deposizione di questa formazione è quindi un bacino abbastanza profondo ai margini di una zona strutturalmente più elevata ed in parte emersa (zona luganese-varesina) dalla quale provenivano cospicui apporti terrigeni per mezzo essenzialmente di correnti di torbidità ai quali si univa in ambiente più lontano dalla scarpata (soglia di Lugano) una sedimentazione pelagica normale.

I conglomerati intraformazionali e la facies A rappresentano una sedimentazione di tipo prossimale mentre le altre facies rappresentano una

sedimentazione di tipo distale fino a bacinale. I caratteri strutturali e tessiturali delle facies B, C e D sono molto simili e quindi la loro distinzione è possibile solo con il contenuto in selce.

Tettonica

Come si è già anticipato, la zona di studio fa parte di un blocco strutturale omogeneo costituito essenzialmente da rocce calcaree stratificate che danno luogo quindi ad uno stile tettonico a pieghe e interessa solo da poche linee di frattura di una certa importanza.

- Le pieghe minori = In pratica si trovano tutti i tipi di pieghe secondo le diverse classificazioni : diritte, asimmetriche, a ginocchio, inclinate, rovesciate e, a seconda della litologia (facies B, C quindi a diversa percentuale della frazione marnosa e di quella silicea), pieghe concentriche e simili. Sono state anche notate delle pieghe a Z e quadrate (che normalmente sono abbastanza rare) lungo la strada che sale da Laino verso Ponna. Lungo questa strada si notano numerose pieghe che danno luogo ad affioramenti con giaciture degli strati molto variabili su tratti brevi; dove possibile ho rilevato la direzione degli assi di alcune pieghe ed è risultato che questi assi assumono direzione comprese fra 280° e 320° con inclinazione del piano assiale oscillante fra i 60° ed i 90° , immergente generalmente fra N e NE. La vergenza di queste pieghe minori è quindi rivolta verso S e verso SW. Anche lungo la strada che scende da Pigra verso S. Fedele, la direzione degli assi delle pieghe minori è compresa fra i 275° e 320° con piano assiale immergente verso N

e NE con inclinazione compresa fra 45° e 90° . La vergenza è anche qui verso S e verso SW. Scendendo da Laino verso Claino la direzione degli assi delle pieghe è compresa fra i 300° ed i 330° con immersione del piano assiale verso N ma avvicinandosi ad una zona in prossimità di Ponna Inferiore dove esiste, come vedremo più avanti, una faglia, la direzione degli assi delle pieghe è sempre compresa fra i 280° ed i 300° ma la vergenza tende a disporsi verso NE. Anche in località Garello, sotto Pello, la direzione dell'asse di una piega, in questo caso a ginocchio, è 310° con immersione del piano assiale verso NW inclinato di circa 60° .

Lungo la strada fra Castiglione e Cerano è stata rilevata la direzione dell'asse di una piega a ginocchio che è risultata essere di 270° con immersione del piano assiale verso N inclinato di 70° mentre fra Scaria e Ramponio due pieghe successive hanno come direzione dell'asse 310° con immersione del piano assiale verso NE inclinato di 75° ; Le pieghe dalle quali sono stati rilevati questi dati sono prevalentemente di tipo asimmetrico, inclinato ed a ginocchio; solo alcune con piano assiale verticale.

Si è notato comunque che salendo in altimetria verso i crinali e le cime, le pieghe tendono a diradarsi e ad assumere un andamento più blando con fianchi poco inclinati (Pizzo della Croce, M. di Oriento, M. Pasquella, M. Costone).

- Le pieghe maggiori = Per quanto riguarda gli altri elementi strutturali, cioè l'andamento degli assi anticlinali e sinclinali delle pieghe maggiori, il mio rilevamento non ha fatto altro che confermare a grandi linee quanto già descritto dagli altri autori con l'unica eccezione dell'asse sinclinale che, scendendo dal M. Pinzernone, risale lungo la Valle di Ponna verso il Lario. Questo asse non è continuo ma, nel fondo valle, in prossimità del Telo di Osteno e del Lirone, è interrotto da due faglie ed è probabilmente dislocato verso N di qualche decina di metri (questo in analogia con quanto accade al sovrascorrimento del M. Generoso quando viene dislocato dalle 2 faglie parallele) per poi proseguire effettivamente lungo la Valle di Ponna; infatti lungo la strada che sale da Laino verso Ponna il substrato è interessato da fitte piegature e da molte piccole fratture diversamente orientate e inclinate; salendo in quota le giaciture tornano ad essere regolari e convergenti verso l'asse della Valle di Ponna. Quindi tutta la fascia tettonicamente disturbata che affiora lungo la strada carrozzabile può essere dovuta ad una linea di dislocazione di una certa importanza ma che non è direttamente osservabile. Comunque questo argomento sarà ripreso più avanti.

- Le pieghe faglie

Piega-faglia del torrente Vallaccia :

Lungo il torrente Vallaccia, prima che si immetta nel Telo di

Argegno nella valle sotto S. Fedele, si incontra una faglia in prossimità delle cascate che il torrente forma in questa zona.

La direzione di alcuni piani di frattura che si riescono ad individuare è approssimativamente EW con immersione verso N e inclinazione di circa 50°. Qui purtroppo non è visibile il principale piano di scorrimento per la inaccessibilità del luogo; ma ritengo che i piani di frattura minori prima descritti siano indicativi della geometria della faglia principale. Sul lato sinistro del torrente il substrato ha una immersione verso N e sul lato destro, superata la zona intensamente piegata e diaclasata, assume una giacitura prevalentemente subverticale con direzione EW. Quindi questa faglia è una piega-faglia e probabilmente prosegue verso W fin sotto al M. Prada in prossimità delle Cascine dell'Alpetto, in quanto la giacitura del substrato è sempre subverticale con direzione E-W ed in alcuni punti appare molto disturbato tanto da non riconoscere più la stratificazione. Verso E prosegue fin sopra Montronio perchè gli affioramenti di substrato (molto sporadici) hanno le stesse caratteristiche strutturali.

Piega-faglia di Castiglione:

Più a S, all'altezza di Castiglione, nel Telo di Argegno, si incontra una nuova piega-faglia parallela alla precedente ma di più li-

mitata estensione in quanto il disturbo tettonico del substrato è notevolmente minore.

Piega-faglia di Lanzo :

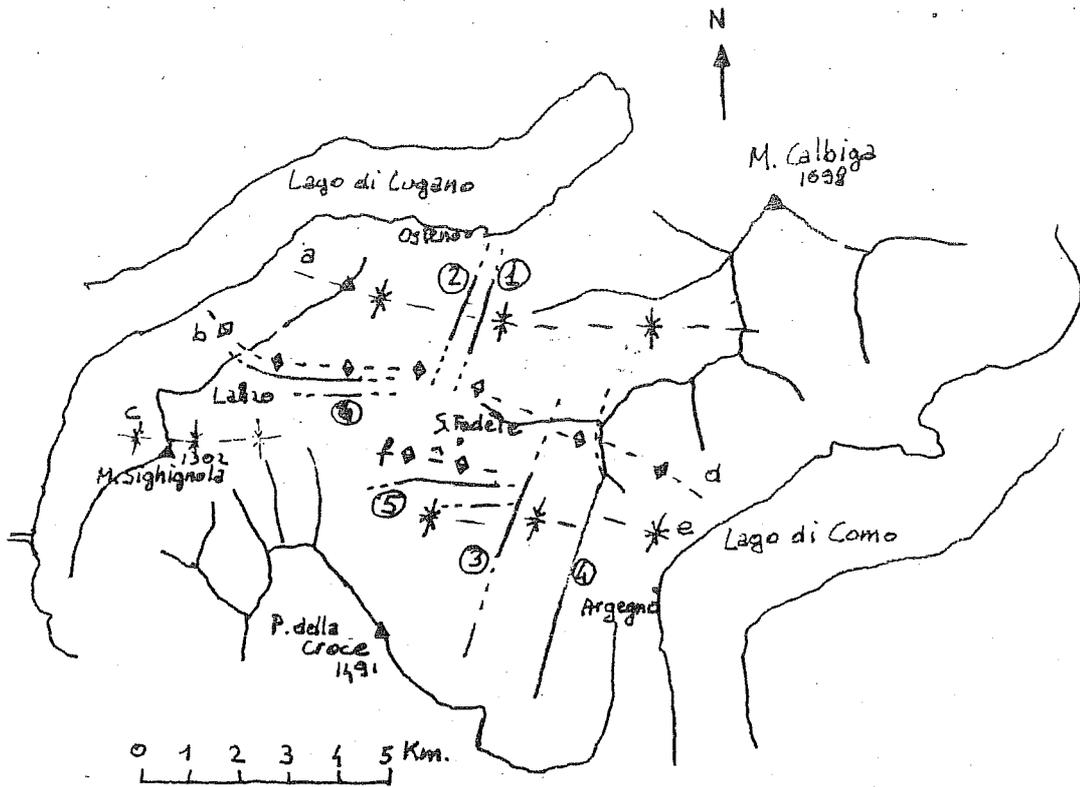
Nella valle sotto Lanzo, presso la Fonte Paraviso, il substrato affiora con giacitura subverticale e il torrente Mora scorre in una valle molto ampia. Discendendo verso Scaria, il torrente improvvisamente si approfondisce scavando una profonda gola e dando luogo alla successione di tre cascate con un dislivello complessivo di circa 35 m. . In questo tratto il substrato appare notevolmente piegato e si vedono delle linee di frattura con immersione verso N e inclinazione di circa 70° con direzione approssimativamente EW. Anche il torrente in prossimità delle cascate ha un andamento EW. Più sotto e più a N rispetto alla faglia precedente se ne incontra un'altra parallela alla prima ma il disturbo che arreca alla giacitura del substrato è più limitato. Dopo questa frattura il torrente torna a scorrere nel fondo valle aperto e la giacitura degli strati torna ad essere regolare.

Caratteristica di questa zona è che, immediatamente a S di questa linea di faglia, il substrato mantiene una giacitura subverticale con direzione parallela alla frattura mentre a N di questa l'immersione degli strati è generalmente verso N con una incli-

nazione compresa fra 30° e 45°.

Questa faglia quindi è derivata da una piega anticlinale con piano assiale immerso verso N e con direzione EW rotta in prossimità della cerniera. Questo coincide con quanto già descritto dal Bernoulli il quale farebbe proseguire questa piega fino sul Ceresio dopo avere attraversato lo spartiacque con la Valle d'Intelvi in prossimità del Pian d'Orano sopra Lanzo e facendola esaurire sotto Pello. Nello schema strutturale della Carta Geologica Svizzera, in cui è compreso anche il nostro territorio, Bernoulli ipotizza un sovrascorrimento. Dalle osservazioni che ho fatto non mi risulterebbe trattarsi di un vero e proprio sovrascorrimento bensì di una semplice piega-faglia. Senz'altro però deve avere un significato regionale in quanto è di notevoli dimensioni (dal Ceresio attraverso Lanzo fin sotto Pello, quindi circa 10 km.).

Azzardando un'ipotesi potrei dire che tutta la fascia disturbata tettonicamente nell'ambito della Valle di Ponna, potrebbe essere il proseguimento verso E dell'ipotizzato sovrascorrimento/piega-faglia del Bernoulli che invece di esaurirsi sotto Pello continuerebbe sotto Laino, testimoniato dai frammentari affioramenti con fratture lungo i tornanti della strada che scende verso Osteno, parzialmente dislocato, come si vedrà più avanti, dalla faglia lungo



- ① Faglia del torrente Lirone
- ② Faglia del Telo di Osteno
- ③ Faglia di Castiglione
- ④ Faglia di Dizzasco
- ⑤ Piega-faglia di Castiglione
- ⑥ Piega-faglia di Lanzo

- a Sinclinale M. Pinernone-Valle di Ponna
- b-Anticlinale di Lanzo
- c-Sinclinale del M. Sighignola
- d-Anticlinale M. Luria -M. Sertore
- e-Sinclinale Pigra-Castiglione
- f-Anticlinale S. Fedele

il torrente Lirone, con un rigetto impossibile a determinarsi. Non è neanche escluso che il disturbo tettonico di questa fascia nella Valle di Ponna sia anche dovuto a delle faglie perpendicolari all'asse della Valle in relazione alle altre due faglie ad andamento NNE-SSW che salgono da Castiglione e da Dizzasco. Nulla impedisce quindi che la prima di queste possa essere causa di dislocazione lungo la fascia o che esistano altre faglie minori parallele.

- Fratture - Ne sono state viste innumerevoli fra quelle di piccola entità. Ad es. rottura delle pieghe in prossimità degli assi o delle cerniere o dislocazioni degli strati con un rigetto verticale di pochi centimetri. Questo tipo di rotture si verifica soprattutto lungo gli affioramenti intensamente piegati lungo le strade sopradette. Molte di queste fratture possono anche essere state causate dal rilascio del notevole carico esercitato sui versanti dai ghiacciai quaternari dopo il loro ritiro.

- Faglie -

Faglia del torrente Lirone :

Lungo il torrente Lirone, prima che si immetta nel Telo presso Claino, e dopo avere fatto una brusca deviazione ad angolo retto allo sbocco della Valle di Ponna, si nota su entrambi i versanti

della Valle, una imponente piegatura degli strati con pieghe molto strizzate e rotte al punto che non si riconoscono più i singoli strati ed in alcuni punti la roccia appare come un ammasso caotico intensamente fratturato. Questo stesso tipo di affioramento si trova più a monte sul secondo tornante della strada che sale a Ponna Inferiore; più avanti, lungo il torrente, si vede chiaramente lo specchio di faglia e dalla piegatura, o di quanto di essa si riesce ad intuire, si riconosce che la faglia è di tipo "normale".

La direzione del piano di faglia è 40° con immersione 310° e inclinazione 65° . La faglia quindi risulta parallela all'andamento del torrente e pertanto la brusca deviazione che subisce il Lirone in questa zona è senz'altro dovuta a questo motivo tettonico che ha determinato anche l'isolamento del lungo sperone roccioso che degrada verso Claino. Questa faglia probabilmente continua verso S-SW sotto Laino dove lungo la strada, fra il primo ed il secondo tornante, il substrato appare intensamente piegato e presenta alcune fratture minori, forse parallele alla faglia principale che dovrebbe proseguire sotto l'abitato di Laino; verso N-NE la faglia dovrebbe esaurirsi poco prima di Claino dove nel torrente il substrato torna ad avere una giacitura ab

bastanza regolare.

Faglia del Telo di Osteno :

Lungo il Telo di Osteno, quando scorre parallelo al Lirone, se parato da quest'ultimo dallo sperone roccioso (sul quale corre la strada per Osteno) visto in precedenza, si nota una brusca va riazione nella giacitura degli strati. In prossimità di questa va riazione il letto del torrente si approfondisce rapidamente formando una profonda gola sui versanti della quale si notano pieghe sempre più fitte fino a passare ad un ammasso di roccia fratturata e caotica. Non è stato possibile ritrovare lo specchio di faglia per la inaccessibilità del luogo; presumo però che, come avvenuto nel caso del Lirone, il Telo approfondisca il suo percorso in pro simità della linea di faglia, la quale risulterebbe quindi avere una direzione 315° ; ovviamente però non mi è stato possibile determinare l'inclinazione del piano di faglia.

Comunque se l'ipotesi della direzione della faglia è esatta, questa ultima risulterebbe parallela alla faglia precedente. Purtroppo l'inaccessibilità del letto del torrente da qui verso Osteno mi costringe a dover solo ipotizzare il proseguimento della faglia lungo il torrente. Dal lato opposto, cioè risalendo il torrente verso mon te, non si è più in grado di riconoscere la linea di faglia, poichè

le giaciture degli strati su entrambi i lati della Valle e attraverso il torrente restano uguali. Sono queste due faglie che, come già anticipato, rompono la continuità dell'asse sinclinale M. Pinzernone - Valle di Ponna.

Faglia di Castiglione :

Sotto l'abitato di Castiglione, presso una cava, si incontra il substrato notevolmente piegato e nella valletta, immediatamente a fianco, non si riesce più a distinguere la stratificazione e tutto appare molto caotico; di qui infatti passa la faglia descritta nel capitolo degli autori precedenti e che prosegue verso N-E sopra l'abitato di Blessagno anche qui testimoniata da frequenti piegature nel substrato ma non direttamente visibile, causa la copertura.

E' probabile però che questa faglia prosegua oltre, determinando l'isolamento di una cima a quota 1322 m. dal costone del M. Sertore (1399 m.) per mezzo di una selletta profondamente incisa. Purtroppo non ci sono dati oggettivi in quanto il substrato in questo luogo non affiora.

Faglia di Dizzasco :

A W di M. Gireglio, sulla strada che porta a Pigra, si incontrano diverse zone di frattura che danno all'affioramento del substrato

to una notevole variabilità di giaciture ed in alcuni punti, una caoticità con obliterazione degli strati. Molto probabilmente tutte queste fratture sono da mettere in relazione con il passaggio in questa zona della faglia che risale da Dizzasco, con andamento parallelo alla precedente, e che si esaurisce sulle pendici del M. Pasquella.

La faglia della Val Mara, citata dal Repossi, nella zona inclusa nel mio rilevamento risulta essere inesistente in quanto la giacitura del substrato nella prima parte della suddetta valle su entrambi i versanti, è uguale e presenta la stessa facies; perciò se una frattura esiste, è ubicata senz'altro più a valle ma si esaurisce nell'ambito del territorio studiato. L'ipotesi quindi fatta dall'autore che questa faglia prosegua all'interno della valle fino ad Argegno risulta infondata.

La struttura di tutta la parte occidentale del territorio di studio cioè da Lanzo a S fino al Pizzo della Croce e dal confine svizzero a E includendo la Val d'Inferno, la Val Fornace, il Monte di Orimento, la collina di Pellio ed il versante orientale del Pizzo della Croce fino quasi al fondo valle presenta una giacitura molto regolare con immersione generalmente verso N e inclinazione intorno ai 45° (esclusa ovviamente la zona interessata dalle faglie in prossimità del torrente Vallaccia).

L'ipotesi fatta da Nangeroni sull'origine della vasta depressione della Valle d'Intelvi come una zona di scorrimento intensamente fratturata, resta ancora valida in quanto non ci sono dati di substrato che possano negarlo. La mancanza di questi dati è dovuta alla quasi costante e molto spessa copertura di depositi glaciali.

DEPOSITI SUPERFICIALI

Autori precedenti -

Il primo lavoro indirizzato all'indagine sui depositi glaciali lo svolse B. Corti con "Il terreno quaternario di Valle d'Intelvi"(1892).

Questo autore distingue nella Valle d'Intelvi tre "territori morenici" : Schignano, S. Fedele e Lanzo. Nell'ambito di questi territori distingue 4 zone :

- 1) zona delle sole morene senza massi erratici
- 2) zona dei massi erratici in continuazione con le morene
- 3) una zona di sensibile distacco fra le sottostanti morene ed i massi erratici
- 4) zona dei soli massi erratici con assoluta mancanza di lembi morenici.

Sotto il M. Prada distingue 3 terrazzi : il primo C. Pianoro e C. Viadone che "si innalza di 70 m. sul Telo a cui segue, per un'altezza di 50 m. il terrazzo di C. Comia sopra il quale si innalza di 180 m. il terrazzo di C. Passalacqua".

Il Corti segnala due lembi di "alluvione ipomorenica" di cui il primo fra Muronico e Dizzasco a quota 199 m. a cemento calcareo con elementi alpini, l'altro fra Lura e Blessagno con maggiore abbondanza di elementi alpini. Questa "alluvione ipomorenica", che litologi-

camente è rappresentata da un conglomerato, è simile, per l'autore, al "Villafranchiano di Capriate e di Trezzo". Il Corti non segnala morenico nella Valle di Ponna e di Osteno.

Dopo di lui E. Repossi (1902) con "Osservazioni stratigrafiche sulla Valle d'Intelvi, pur non occupandosi specificamente dei depositi quaternari, riporta alcuni risultati delle sue osservazioni:

".... La deposizione dei massi erratici e delle morene ci svela,
" come è noto, che durante le massime espansioni glaciali un ramo
" del grande ghiacciaio abduano penetrava per la Val Menaggio nel
" bacino del Ceresio e circondava completamente verso W la nostra
" regione. Esso poi si insinuava profondamente nella Val Sanagra,
" nella Val Cavargna e nella Valsolda, e nella Val d'Intelvi veniva
" ad anastomizzarsi con un'apofisi del ramo principale lariano sa-
" liente da Argegno. Di guisa che il gruppo del Galbigo e quello del
" Generoso venivano a sporgere quali isole distinte in mezzo alle
" masse glaciali".

Riporta inoltre alcune quote del limite superiore dei massi erratici : 1300 m. circa sulla Grona e sul versante N. del Galbigo, 1050 m. nella Val d'Intelvi: riferisce anche l'esistenza di un bacino lacustro-glaciale visibile presso il ponte, fra Scaria e Pello, che si presenterebbe inclinato di 25° a NW. Riferisce dell'esistenza di un deposi-

to conglomeratico presso Claino in Val Ponna oltre agli altri due già individuati dal Corti sotto Blessagno ed a Castiglione.

Uno dei lavori più completi lo ha svolto R. Pracchi (1954) con "Il quaternario nel Lario occidentale" nel quale passa in rassegna tutti i tipi di depositi glaciali, tentando anche una correlazione di questi con quelli delle zone limitrofe (Val Menaggio, Lago di Como, Pian del Tivano).

Il limite massimo del morenico, secondo questo autore, nella Valle del Telo di Argegno, si trova sull'uno e sull'altro versante ad un centinaio di metri sotto la cima del M. Pasquella e cioè a 1230 m. Sull'altro versante, cioè quello meridionale della Valle, il limite più elevato si riscontra a 1150 m. sul pendio settentrionale del M. Comana.

Nell'ambito della Valle del Telo di Argegno, si ritrovano degli elementi cristallini sparsi di modeste dimensioni a 1100 m. in località Lanfrancona sotto la Selletta di Zerla. Nella Valle del Telo di Osteno si ritrovano depositi di morenico sparso al Tellerio ed al Dosso di Pray fino a quota 1198 m. ed al M. Pinzernone fino a 1170 m. Il morenico a cordoni è seguito da questo autore iniziando dal versante settentrionale dalla Valle del Telo di Argegno dove si ritrova un cordone presso la Cascina Lanfrancona ad una quota di circa 1070 m.

il quale si allunga per quasi mezzo km. e se ne può seguire la prosecuzione verso l'Alpe Pianello (1100 m). Scompare ogni traccia sulle pendici del M. Luria salvo all'Alpe Badè e alle Zocchete a quota 1076 m.

Sul pendio orientale del Pizzo della Croce, sotto Capanna Bruno, si stacca il cordone morenico a quota 1115 m che si allunga per oltre 300 m decrescendo in altimetria fino alla Bolla (1060 m) e prosegue oltre risalendo in altimetria fino a quota 1097 m e poi si annulla verso la Vallaccia. Superata questa valle il morenico riprende evidenza inusitata come quantità e per sviluppo. Il cordone infatti si distende leggermente arcuato per circa 1,5 km disposto ad angolo quasi retto sui due lati del filone del Cristè; il vertice di questo angolo è anche il punto più elevato (m 1129).

Sull'altro lato del Cristè il cordone morenico si allunga per 750 m sino a raggiungere il costone dell'Alpe nuovo.

Pracchi si dilunga nella descrizione di un fenomeno interessante del cordone morenico che prende il nome del M. Prada il quale si allunga parallelo al cordone precedente ma con altimetria leggermente più bassa (1108 m). Abbiamo quindi due cordoni morenici perfettamente paralleli separati da una valletta la cui origine Pracchi si chiede se sia dovuta ad una erosione di un unico più grosso cordone

o se divida due distinti cordoni, testimonianza di due momenti successivi nell'evoluzione glaciale. Secondo Pracchi quest'ultima è l'ipotesi più verosimile. Per quanto riguarda il morenico a cordoni della Valle del Telo di Osteno, distingue, nella Valle di Ponna, il costone del Dosso di Pray che scende verso Ponna fra quota 1105 e 1107 m, all'Alpe di Ponna (1130 m), all'Alpe di Sesso a 1105 m, l'Alpe di Laino e l'Alpe di Coia all'incirca alla stessa quota. Nella Valle di Lanzo il morenico a cordoni si ritrova sull'Alpe Caslè e sul Piano d'Orano a m 1040.

L'altimetria di cordoni morenici essendo abbastanza simile nei due rami della Valle d'Intelvi, fa presumere che le due colate glaciali (quella risalente da Osteno e quella risalente da Argegno) avessero un'altimetria pressochè identica con una superiorità di pochi metri della colata del Telo di Osteno. Lo specchio di contatto fra le due masse glaciali coincide approssimativamente con un piano verticale passante lungo lo spartiacque della Sella di S. Fedele ma la pressione delle due masse glaciali non si esercitava in direzione normale e con intensità uguale in ogni punto di questo piano. Ragioni morfologiche fanno ritenere che le direzioni di spinta fossero convergenti ad angolo acuto e con il vertice coincidente con un punto in prossimità del monte di Orimento.

Pracchi prende in esame il morenico a terrazzi e li distingue in 7 ordini in base all'altimetria :

1^o ordine - vi appartiene un terrazzo in località Meriggio a circa 1000 m sul versante sinistro della Vallaccia e l'Alpe di Cerano a 970 m (quest'ultimo si trova fuori dalla zona di studio nella conca di Schignano).

2^o ordine - vi appartengono terrazzi a quote oscillanti attorno ai 920 m. Sul versante meridionale del M. Luria a quota 917 m in località Fopa e sul versante occidentale della Valle del Telo di Argegno presso le Cascine Bavè di Sopra fino alla Fonte a quota 930 m e all'Alpe di Casasco a 920 m.

3^o ordine - a quote attorno a 820 m sul versante sinistro della Valle del Telo di Argegno in corrispondenza dell'abitato di Lura a 831 m. A questo ordine appartiene il terrazzo di Pello Superiore a 827 m verso quota 818 m di Cascina Casgnola sopra la Sella di S. Fedele a S. Rocco (805 m) e Casasco (852 m).

4^o ordine - vi appartengono terrazzi che si dispongono a circa 720 m di altezza. In questa sosta, il ghiacciaio del Telo di Argegno e quello del Telo di Osteno, erano separati dalla

Sella di S. Fedele a quota 731 m.

Il ghiacciaio del Telo di Argegno lambiva lo sprone roccioso del Pian di Gireglio (747 m) formava il terrazzo di Blessagno (760 m) e giungeva con la sua fronte a S. Fedele Inferiore (727 m). Sull'altro versante della Valle il terrazzo si stende ampio e vi sorge l'abitato di Veglio.

5° ordine - vi appartiene il terrazzo di Castiglione (600 m) e i terrazzi di Ovrascio (607 m), Retegno (600 m) e Occagno (600 m) nella conca di Schignano.

6° ordine - si trovano a 500 m. circa a Dizzasco (506 m) e sull'altro versante della Valle del Telo di Argegno a Molobio (502 m).

7° ordine - si sviluppano fra Muronico (400 m) e S. Anna (390 m).

Riassumendo i 7 ordini di terrazzi si succedono dall'alto verso il basso alle seguenti altimetrie medie : 1000, 920, 820, 720, 600, 500 e 400 m.

Pracchi quindi non prende in considerazione tutti i terrazzi nella Valle del Telo di Osteno. L'autore mette in evidenza tre fatti :

a) il materiale costituente i terrazzi dal 2° ordine in poi presenta una prevalenza molto evidente di elementi calcarei al contrario di quanto succede nel terrazzo del 1° ordine nel quale prevalgo

no i cristallini,

b) il morenico dei terrazzi è per lo più freschissimo mentre quello cordonato mostra frequentemente un principio di ferrettizzazione,

c) è presente nella zona fra Castiglione e Blessagno e a Dizzasco un conglomerato con abbondante quantità di elementi cristallini a differenza del materiale che lo ricopre.

Nangeroni (1969) con "Note geomorfologiche sui monti a occidente del Lario comasco", prende in esame il morenico e le altre formazioni quaternarie della Valle seguendo lo stesso schema di Pracchi, aggiungendo un riferimento cronologico alle diverse formazioni; il limite più elevato del morenico (concordante con quanto riportato dal Pracchi) è quello deposto nella fase di acme della più potente ed estesa delle tre ultime glaciazioni (Mindel), forse rappresentata anche dal morenico sparso situato poco al di sopra dei cordoni morenici.

Anche per i cordoni morenici la descrizione di Nangeroni concorda con quella del Pracchi e avanza l'ipotesi che i due cordoni paralleli delle Bollette e del M. Prada possano essere due eskers; i cordoni morenici corrisponderebbero alla glaciazione "Riss".

Per quanto riguarda i terrazzi morenici ne distingue anche lui 7

ordini ma, secondo quanto detto dal Bernoulli, giudica molti terrazzi vallivi come dovuti a kames e cioè a delta di fiumi glaciali e subglaciali sfocianti in laghi dovuti a sbarramenti morénici. Il morenico a terrazzi corrisponderebbe al "Wurm".

Come già anticipato, dei depositi quaternari della Valle, si è occupato anche il Bernoulli per la compilazione della Carta Geologica Svizzera (Foglio Lugano) che include parte del nostro territorio.

Di stingue delle alluvioni fluvioglaciali, delle "ghiaie e sabbie di sbarramento in posizioni più alte in parte fluvioglaciali" e delimita le morene delle Bollette di M. Prada, del Dosso Lissiga, Dosso Brione, Pradale, Lanzo, Pian d'Orano e M. Pinzernone; cartografa la distribuzione dei massi erratici delimitando le zone in cui questi sono più presenti.

Non fa però alcuna distinzione cronologica attribuendo tutti i depositi glaciali, indistintamente, nel termine generico di Quaternario.

Premessa

I depositi quaternari ed i depositi glaciali che sono presenti nel territorio studiato sono stati raggruppati in diversi complessi di stinti fra loro sulla base di evidenze e caratteri litologici, morfologici e dell'alterazione.

I complessi riconosciuti dal più antico al più recente sono i seguenti :

- Complesso del M. Sighignola
- Complesso degli erratici sparsi
- Complesso dell'Alpe Grande
- Complesso dei conglomerati di Laino, Lanzo e Castiglione
- Complesso Le Bollette
- Complesso della Valle d'Intelvi
- Complesso di Claino

Procederò a descriverli con lo stesso ordine che coincide con l'or dine naturale dalle quote più alte alle quote più basse.

Nel corso del Quaternario la Valle d'Intelvi è stata invasa da due lingue glaciali: la prima si staccava dal ghiacciaio del Ceresio e risaliva la Valle di Osteno, la seconda si staccava dal ghiacciaio

Abduano e risaliva la Valle del Telo di Argegno. Queste due lingue glaciali provenienti rispettivamente da N. e da S. venivano a contatto nella parte centrale della Valle d'Intelvi.

In questo lavoro quindi si parlerà di "ghiacciaio del Ceresio", "ghiacciaio del Telo di Osteno" e di "ghiaccio del Telo di Argegno".

COMPLESSO DEL M. SIGHIGNOLA

Con questo termine indichiamo l'insieme della copertura regolitica che si ritrova a quote elevate, generalmente oltre 1000 m ma localmente presente anche più in basso, la cui caratteristica principale è il suo spessore che, pur essendo variabile da luogo a luogo, è generalmente superiore agli 80 cm. Questo complesso è caratteristico delle zone che non sono state raggiunte dalla colata glaciale e rappresenta quindi uno dei più antichi depositi superficiali esistenti in Valle. Sul M. Sighignola è particolarmente sviluppato in spessore e in estensione e appare come una coltre detritica costituita da elementi spigolosi derivanti dall'alterazione del substrato immersi in una matrice sabbiosa grossolana, con sparsi e sporadici blocchi calcarei completamente alterati. Tutto il deposito risulta decarbonatato e localmente raggiunge spessori notevoli come al quarto tornante della strada che sale da Lanzo al M. Sighignola dove raggiunge i 3, 5 m. In questo luogo il detrito mostra un accenno di stratificazione inclinata distinguibile dalla differente dimensione degli elementi spigolosi, che va da alcuni cm fino ad alcuni mm e anche la matrice da sabbiosa grossolana tende a diventare sabbioso limosa. In questo detrito sono immer-

si dei blocchi prismatici fino a 40 cm e sono disposti con il lato maggiore parallelo all'accenno di stratificazione; questi blocchi appaiono fittamente laminati e sono completamente decarbonatati tanto che si spappolano con le dita. Il loro aspetto e colore è completamente diverso da quello del detrito fine che li ingloba; quest'ultimo infatti è di colore bruno chiaro mentre i blocchi hanno un colore che varia dal grigio chiaro al nero.

E' inoltre visibile il contatto fra la roccia non alterata e il detrito che avviene in modo transizionale e graduale in uno spessore di circa 80 cm. L'aspetto di questo deposito fa pensare che si tratti del colmamento di una valletta minore da parte del manto regolitico derivato dall'alterazione del substrato. Questo deposito è presente oltre che nella zona del M. Sighignola anche sul M. Alpe Nuovo, sul Sasso Bove e nelle valli di Inferno e Fornace e nelle parti più alte del M. Luria, Pasquella, Sertore, Costone. Gli spessori più elevati di questo deposito si ritrovano dove la pendenza del versante non è accentuata. Dove invece quest'ultima è più accentuata lo spessore del deposito diminuisce fino a scomparire lasciando il posto all'affioramento del substrato. Questo avviene regolarmente ed a maggior ragione in corrispondenza delle incisioni dei corsi d'acqua. Salendo in quota questa coltre detritica tende a

diminuire di spessore fino a scomparire a quote superiori ai
1350 m dove il substrato è ricoperto da un sottile manto detri-
tico non superiore ai 10 cm.

COMPLESSO DEGLI ERRATICI SPARSI

Con questo termine si indicano singoli massi erratici dispersi sulle rocce del substrato a quote superiori di quelle a cui si rinvengono i depositi dei complessi successivi. Essendo la natura litologica della Valle esclusivamente calcarea, è chiaro che qualsiasi ciottolo di natura litologica diversa è da considerare un erratico. La litologia dei massi erratici è quasi esclusivamente di natura cristallina (metamorfica, intrusiva ed effusiva). Quindi i termini "masso erratico" e "masso cristallino" hanno in questa trattazione lo stesso significato. Bisogna dire che il ritrovamento di ciottoli e massi di rocce cristalline alle quote più alte è stato in molti casi del tutto fortuito mentre in altri esistono dei dubbi sul reale significato della loro presenza in quanto possono essere stati portati artificialmente. In ogni caso i ciottoli cristallini sono molto rari al di sopra di una certa quota e ne ho ritrovati solo in alcune località mentre sono del tutto assenti in altre. La loro distribuzione è quindi molto irregolare e può solo dare una indicazione della quota alla quale i ghiacciai quaternari sono riusciti ad arrivare.

Località	Quota m	n°	Natura litologica
M. Luria	1135	2	gneiss, micašcisto
La Zerla	1192	vari	gneiss, micascisto, granito
M. Creggio	1050	1	granito
B81	1275) 1255)	3	micascisto
Val Breggia	1265	3	micascisto, gneiss, quarzite
Alpe di Gotta	1270	2	granito, quarzite
M. Pasquella	1200	1	gneiss
Alpe di Ponna	1195) 1185)	2	micascisto, gneiss
M. Sighignola	1155) 1125) 1135)	3	gneiss, micascisto, granito
Val Serasena	955	1	granito
La Bolla	1095	1	granito
Val Fornace	995	1	serpentino
M. Pinzernone	1170	1	metaconglomerato
M. Camoè	1115	1	gneiss

COMPLESSO DI ALPE GRANDE

In questa località sono stati ritrovati sul versante orientale della montagna di Orimento due placche di depositi glaciali sui due lati di una valletta sbarrata più in basso da un cordone morenico appartenente al complesso della Valle d'Intelvi.

La loro disposizione fa pensare che una lingua glaciale si insinuasse più profondamente in questa valletta. Infatti le due placche moreniche sono ad una quota di 1075 m quindi superiore a quella del cordone morenico sottostante di circa una quindicina di metri. Non essendoci più una morfologia morenica e trattandosi di depositi glaciali di esiguo spessore e limitata estensione, si può pensare che l'evento glaciale che li ha depositati sia notevolmente più antico di quello che ha prodotto il cordone morenico sottostante. Sulla base delle conoscenze stratigrafiche attualmente disponibili relativamente ai depositi glaciali delle Alpi, per i caratteri morfologici e per il grado di alterazione, questo complesso viene tentativamente attribuito al Pleistocene medio.

COMPLESSO DEI CONGLOMERATI DI LAINO - LANZO E
CASTIGLIONE

In questa unità vengono riuniti degli affioramenti di depositi conglomeratici che si ritrovano in alcuni punti della Valle a quote diverse. Si ritrovano infatti presso Lanzo, allo sbocco della Valle Serasena, a quota 920 m, presso Laino a quota 685 m e fra Blessagno e Castiglione in una fascia di quote compresa fra i 735 ed i 635 m. Questi conglomerati sono costituiti da rari blocchi fino a 40 cm di diametro e da ciottoli in matrice sabbiosa. Il tutto ben cementato e con un accenno di stratificazione che in tutti gli affioramenti è rivolto verso valle.

In particolare l'affioramento presso Blessagno mette in evidenza due bancate delle quali quella inferiore mostra una maggiore frequenza di blocchi spigolosi di natura prevalentemente calcarea con alcuni di rocce cristalline (micascisto, gneiss) in matrice ghiaioso sabbiosa. La bancata superiore inizia con clasti di granulometria della ghiaia e andando verso l'alto compaiono dei ciottoli più grossi che sembrano più arrotondati di quelli dell'orizzonte sottostante: sembra quindi essere presente una gradazione inversa. I clasti cristal

lini compaiono in ogni classe granulometrica. Questo conglomerato affiora in più punti nell'incisione di un torrente che scende verso Castiglione ed è ricoperto in discordanza da un deposito glaciale appartenente al Complesso della Valle d'Intelvi.

Le stesse caratteristiche strutturali e tessiturali sono visibili negli affioramenti di conglomerato di Laino e di Lanzo e tutti sono ricoperti in discordanza da deposito glaciale, sempre appartenente al Complesso della Valle d'Intelvi.

Per la posizione stratigrafica questa è una unità più antica del Complesso della Valle d'Intelvi ma sulla base delle evidenze locali non vi è nulla di più precisabile quanto alla sua età. Per analogia con quanto osservato nel bacino dell'Adda e negli anfiteatri del comasco, questa unità è da ritenersi più antica almeno del Complesso Le Bollette. Poco si può dire anche sulla genesi di questi depositi; per la presenza di ciottoli cristallini e per la loro evidente stratificazione, devono trattarsi di depositi fluvioglaciali o di depositi fluviali locali che hanno rielaborato precedenti depositi glaciali e fluvioglaciali.

COMPLESSO LE BOLLETTE

Si tratta di un'unica grossa morena che si stacca a quota 1117 m dal versante in substrato e prosegue verso NW per poco oltre 1 km e si appiattisce contro il versante del M. Alpe Nuovo. Questa morena ha dimensioni notevoli poichè raggiunge i 400 m di larghezza nel punto più ampio e di 40 m di altezza.

La sua morfologia è caratterizzata da una cresta abbastanza appiattita e da pendenze oscillanti intorno al 22% dei due versanti. E' quindi una morfologia meno bene conservata rispetto a quella della morena del complesso successivo. Tutta la superficie della morena è disseminata da numerosi erratici di rocce cristalline (gneiss, mica scisto, granito, quarzite) anche di notevoli dimensioni (fino a 7 m). Questa morena ha sbarrato la parte alta della Valle Caprera che ora appare come un vasto altopiano costituito dal riempimento ad opera di depositi fluvio-glaciali da un lato e detritici dall'altro; la morfologia perfettamente piana al centro di questa zona fa pensare all'esistenza di un bacino lacustre. Tutti questi depositi ovviamente sono connessi e causati dalla morena delle Bollette la cui altimetria (da 1117 m a 1070 m) è superiore di circa 30 m di quella della morena del M. Prada che le corre parallela e più esternamente. Questo fat

to, unito alla morfologia meno bene conservata, fa ritenere che si tratti di un deposito connesso con una glaciazione più antica rispetto a quella che ha deposto la morena del M. Prada ma più recente di quella che ha deposto il complesso dell'Alpe Grande in quanto, in quest'ultimo, non esiste nemmeno la morfologia morenica. Pertanto attribuiamo questo complesso alla penultima avanzata glaciale identificabile nel territorio studiato. L'assenza di affioramenti studiabili non consente una sicura correlazione coi depositi glaciali delle aree circostanti. Rimane quindi il dubbio se attribuire questo complesso alla glaciazione Riss o ad una avanzata glaciale del Wurm antico.

COMPLESSO DELLA VALLE D'INTELVI

In questo complesso sono raggruppati quasi tutti i depositi glaciali della Valle d'Intelvi che sono riferibili all'ultima glaciazione. La loro complessità e distribuzione spaziale hanno indotto a distinguere in essi almeno 5 sistemi che permettono di riconoscere delle diverse fasi glaciali responsabili dei vari depositi e morfologie esistenti nella Valle.

Da un punto di vista generale i depositi di questo complesso si differenziano dai precedenti per i seguenti motivi :

- 1) costituiscono un complesso di sedimenti continuo e distribuito su larghe estensioni, che localmente raggiunge uno spessore di parecchie decine di metri.
- 2) hanno morfologia ben conservata e danno luogo a morene terminali di considerevole sviluppo longitudinale, spesso con creste aguzze e fianchi ripidi,
- 3) presentano profili di alterazione di spessore non superiore ai 2 m.
- 4) sono costituiti da depositi incoerenti non cementati.

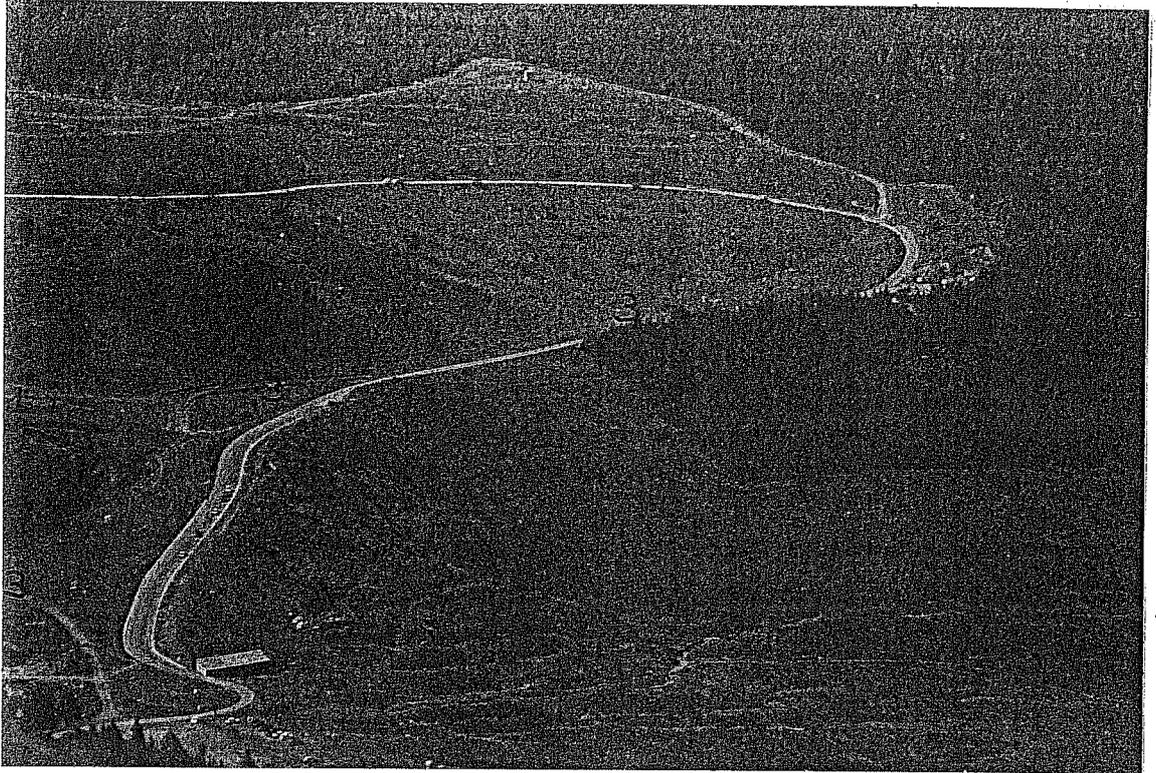
I Sistema

In questo sistema sono stati riuniti i depositi del complesso della Valle d'Intelvi altimetricamente più elevati.

La caratteristica principale dei depositi di questo sistema è il loro sviluppo come estensione e come spessore. Infatti si possono seguire degli allineamenti di morene molto bene individuate per alcuni chilometri in alcune parti della Valle.

Morfologia :

Tipico di questo sistema e anche maggiormente esteso, è l'allineamento di morene terminali che si segue quasi ininterrottamente per circa 4 km e che chiameremo "morena di M. Prada"; essa si stacca dal versante orientale del Pizzo della Croce a quota 1118 m, prosegue per circa 300 m e si appiattisce presso la Bolla a 1060 m, sbarrando una valletta laterale. Risale, senza morfologia morenica ma come terrazzo, fino a quota 1091 m, dopo di che entra nella Vallaccia riprendendo, per circa 100 m, morfologia morenica evidente. Superata la Vallaccia riprende evidenza e si segue ininterrottamente fino oltre il M. Prada dove si appiattisce contro il versante del M. Alpe Nuovo. Questo lungo cordone morenico presenta una cresta aguzza e fianchi ripidi; in particolare, presso l'Alpe Grande, il fianco interno della morena ha una pendenza media del 37% e il



Alpe Grande

- 1) Complesso dell'Alpe Grande
- 2) Morena M. Prada del I Sistema
- 3) Depositi fini lacustri

fianco esterno una pendenza del 36% elevandosi di circa 12 m. Presso il M. Prada il fianco interno ha una pendenza del 33% e il fianco esterno una pendenza del 28,5% elevandosi di 21 m rispetto il fondovalle del canale fluvioglaciale marginale. Si è quindi conservata la dissimmetria caratteristica delle morene terminali che presentano il fianco a ridosso del ghiacciaio più ripido di quello opposto.

Le morene terminali appartenenti a questo sistema si ritrovano al Pian d'Orano dove formano un piccolo arco con convessità rivolta verso la Valle di lunghezza complessiva intorno ai 400 m e con quote massime di 1050 m e 1025 m e si esaurisce a quota 1000 m. La cresta di questa morena è aguzza e il fianco rivolto verso la Valle ha una pendenza media del 33% mentre quello verso il Ceresio ha una pendenza media del 37%. Questa morena si eleva per una altezza di circa 15 m rispetto la piana glaciolacustre retrostante. Sul M. Pinzernone si ritrovano ad una quota oscillante fra 1125 m e 1135 m sui due lati della cima due cordoni morenici che dapprima corrono paralleli e successivamente tendono ad unirsi in un unico cordone, poichè quello esterno verso il Ceresio piega verso la Valle unendosi a quello interno. Fra questi due cordoni rimane una valletta che prosegue più sotto determinando la separazione del cor