



PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO  
SERVIZIO GEOLOGICO



Carta Geologica della Provincia di Trento  
scala 1:25 000

# NOTE ILLUSTRATIVE

a cura di S. Martin



---

**Tavola 42 IV - PEIO**

---



**Provincia Autonoma di Trento  
Servizio Geologico**



**NOTE ILLUSTRATIVE  
della  
CARTA GEOLOGICA  
DELLA PROVINCIA DI TRENTO  
alla scala 1:25.000**

**tavola 42 IV**

**PEIO**

**a cura di  
Silvana Martin<sup>1</sup>**

© 2007 – Tutti i diritti riservati  
Giunta della Provincia Autonoma di Trento  
Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento

*con i contributi di:*

**S. Cocco<sup>2</sup>, L. Montresor<sup>3</sup>, G. Zambotti<sup>3</sup>, D. Gaspari<sup>3</sup>, F. Daminato<sup>2</sup>,  
R. Gambillara<sup>1</sup>, E. Santuliana<sup>2</sup>, G. Prosser<sup>4</sup>**

*Revisione testo ed immagini:*

M. Balboni<sup>2</sup>

Cartografia tratta dai rilievi originali alla scala 1:10.000, Foglio n. 042 “Malè”,  
eseguiti nell’ambito della Convenzione con il Servizio Geologico d’Italia  
(Progetto CARG-PAT).

*Responsabile del Progetto:*

S. Cocco<sup>2</sup> (M. Nardin<sup>2</sup>, fino al 1997, L. Veronese<sup>2</sup> fino al 1998)

*Coordinatore Scientifico del Foglio:*

G.V. Dal Piaz<sup>6</sup>

*Direttori di Rilevamento:*

per il substrato S. Martin<sup>1</sup> e G. Prosser<sup>4</sup>

per i depositi quaternari G.B. Pellegrini<sup>6</sup>

*Rilevatori:*

G. Bollettinari<sup>3</sup>, R. Campana<sup>5</sup>, D. Gaspari<sup>3</sup>, L. Montresor<sup>3</sup>, G. Zambotti<sup>3</sup>

*Collaboratore:* G. Rigatti<sup>3</sup>

*Responsabile dell’informatizzazione:*

G. Tommasi<sup>2</sup> (fino al 2003)

*Gruppo tecnico di supporto:*

M. Bertò<sup>2</sup>, F. Daminato<sup>2</sup>, V. Tornielli<sup>3</sup>, P. Trainotti<sup>2</sup>

1 Dipartimento di Scienze Chimiche e Ambientali - Università dell’Insubria;

2 Servizio Geologico – Provincia Autonoma di Trento;

3 Libero Professionista;

4 Dipartimento di Scienze Geologiche – Università degli Studi della Basilicata.

5 Servizio Geologia, Direzione Geologia e Ciclo dell’Acqua, Padova;

6 Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica – Università di Padova.

*Allestimento editoriale e stampa:*



**S.E.L.C.A.** - Firenze

*Editore:* Provincia Autonoma di Trento

ISBN 978-88-7702-188-5

**Tavola**

42 IV Peio -- Trento : Provincia autonoma di Trento. Giunta.

2007. – 1 kit (1 c. geogr., 1 v.) ; 22 cm. – (Carta geologica della

Provincia di Trento : scala 1 : 25.000 : con note illustrative ; 42.4)

Tit. dal contenitore. - In testa al contenitore: Provincia autonoma di

Trento. Servizio geologico

ISBN 978-88-7702-188-5

1 : Carta geologica / a cura di: S. Martin ... [et al.] – Scala 1 : 25.000.

- 1 c. geogr. : color. ; 84x63 cm ripieg. a 21x14 cm

2 : Note illustrative della carta geologica della Provincia di Trento

alla scala 1:25.000 / a cura di Silvana Martin. – 77 p. : ill. ; 21 cm.

1. Peio (Territorio) – Carte geologiche I. Martin, Silvana II. Trento

(Provincia). Servizio geologico

554.538.525

## INDICE

<b>1. - INTRODUZIONE</b> .....	pag.	5
<b>2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO</b> »		9
<b>2.1. - DEPOSITI QUATERNARI</b> .....	»	10
<b>2.1.1. - DEPOSITI GLACIALI RECENTI</b> .....	»	12
<b>2.1.1.1. - Depositi di contatto glaciale</b> .....	»	14
<b>2.1.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI</b> .....	»	14
<b>3. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E LITOLOGICO</b> .....	»	15
<b>3.1. - ALPI MERIDIONALI</b> .....	»	16
<b>3.1.1. - BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI</b> .....	»	16
<b>3.2. - AUSTROALPINO SUPERIORE</b> .....	»	16
<b>3.2.1. - FALDA DEL TONALE</b> .....	»	18
<b>3.2.1.1. - Unità d'Ultimo</b> .....	»	19
<b>3.2.1.2. - Unità del Tonale</b> .....	»	26
<b>3.2.2. - FALDA DELL'ORTLES</b> .....	»	29
<b>3.2.2.1. - Unità di Peio</b> .....	»	30
<b>3.2.3. - FILONI NEL BASAMENTO AUSTROALPINO</b> .....	»	33
<b>4. - LITOSTRATIGRAFIA DELLE UNITÀ PRE-QUATERNARIE</b> »		35
<b>4.1. - BASAMENTO CRISTALLINO DELLA ALPI MERIDIONALI</b> »		35
<b>4.1.1. - QUARZITI (SVSq)</b> .....	»	35
<b>4.2. - AUSTROALPINO SUPERIORE</b> .....	»	35
<b>4.2.1. - FALDA DEL TONALE - UNITÀ D'ULTIMO</b> .....	»	35
<b>4.2.1.1. - Paragneiss a granato e cianite (UPC)</b> .....	»	35
<b>4.2.1.2. - Paragneiss anfibolici (UPCg)</b> .....	»	36
<b>4.2.1.3. - Paragneiss quarzitici (UPCq)</b> .....	»	36
<b>4.2.1.4. - Ortogneiss granitici e aplitici (UPCo)</b> .....	»	36
<b>4.2.1.5. - Anfiboliti (UPCa)</b> .....	»	36
<b>4.2.1.6. - Metagabbri a granato (UPCb)</b> .....	»	36
<b>4.2.1.7. - Peridotiti (UPCp)</b> .....	»	36
<b>4.2.2. - FALDA DEL TONALE - UNITÀ DEL TONALE</b> .....	»	36
<b>4.2.2.1. - Paragneiss a sillimanite (TPS)</b> .....	»	36
<b>4.2.2.2. - Paragneiss quarzitici (TPSq)</b> .....	»	38
<b>4.2.2.3. - Ortogneiss granitici e aplitici (TPSo)</b> .....	»	38
<b>4.2.2.4. - Marmi (TPSm)</b> .....	»	38
<b>4.2.2.5. - Anfiboliti (TPSa)</b> .....	»	38
<b>4.2.2.6. - Peridotiti (TPSp)</b> .....	»	39
<b>4.2.3. - FALDA DELL'ORTLES - UNITÀ DI PEIO</b> .....	»	39
<b>4.2.3.1. - Micascisti a granato e staurolite (OMI)</b> .....	»	39

4.2.3.2. - Micascisti quarzitici ( <b>OMIq</b> ) .....	»	39
4.2.3.3. - Ortogneiss granitici e aplitici ( <b>OMIg</b> ) .....	»	39
4.2.3.4. - Ortogneiss anfibolici ( <b>OMIo</b> ) .....	»	40
4.2.3.5. - Anfiboliti ( <b>OMIa</b> ).....	»	40
4.3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO .....	»	40
4.3.1. - FILONI ( <b>FPM</b> ) .....	»	40
<b>5. - LA TETTONICA</b> .....	»	41
<b>5.1. - STRUTTURE DUTILI DEL BASAMENTO CRISTALLINO</b> .....	»	41
<b>5.1.1. - LA DEFORMAZIONE DUTILE NELLA FALDA DEL TONALE</b> .....	»	41
5.1.1.1. - Unità d'Ultimo .....	»	41
5.1.1.2. - Unità del Tonale .....	»	43
<b>5.1.2. - LA DEFORMAZIONE DUTILE NELLA FALDA DELL'ORTLES</b> ....	»	43
<b>5.2. - FAGLIE</b> .....	»	44
5.2.1. - LA LINEA DI PEIO .....	»	44
5.2.2. - ALTRE FAGLIE E SISTEMI DI FRATTURA .....	»	46
<b>6. - ASPETTI APPLICATIVI</b> .....	»	49
<b>6.1. - STABILITÀ DEI VERSANTI</b> .....	»	49
<b>6.1.1. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE</b> .....	»	49
6.1.1.1. - La deformazione gravitativa profonda di versante di Malga Saline .....	»	50
6.1.1.2. - La deformazione gravitativa profonda di versante di Celentino .....	»	50
6.1.1.3. - <i>La deformazione gravitativa profonda di versante di                             Cima Boai</i> .....	»	52
6.1.1.4. - <i>La frana di Peio</i> .....	»	54
<b>6.1.2. - I CROLLI</b> .....	»	55
<b>6.1.3. - SCORRIMENTI E COLAMENTI</b> .....	»	55
<b>6.1.4. - PRINCIPALI EVENTI ALLUVIONALI</b> .....	»	56
6.1.4.1. - Conoidi da debris flow e conoidi alluvionali.....	»	57
<b>6.1.5. - PRINCIPALI EVENTI VALANGHIVI</b> .....	»	58
6.1.5.1. - Dati tecnici sulle valanghe della Val di Levi e della Val dei Spini .....	»	59
<b>6.2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA IN VAL DI PEIO</b> .....	»	60
6.2.1. - LE MINERALIZZAZIONI DELLA VAL DI PEIO.....	»	61
6.2.2. - LA CONCESSIONE S. LUCIA.....	»	63
6.2.3. - CENNI DI ARCHEOLOGIA INDUSTRIALE .....	»	65
<b>6.3. - L'ATTIVITÀ MINERARIA IN VALLE DE LA MARE</b> .....	»	66
<b>6.4. - SORGENTI ED ACQUE MINERALI</b> .....	»	66
<b>7. - BIBLIOGRAFIA</b> .....	»	72

## 1. - INTRODUZIONE

La Tavola 42 IV Peio alla scala 1:25.000 corrisponde al quadrante NO del Foglio n. 42 *Malé* della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 e ricade nel Trentino nord-occidentale.

Trae il suo nome dal paese di Peio situato ai piedi del Gruppo Ortles-Cevedale tra la bassa Val del Monte, la bassa Val de la Mare e la testata della Valle di Peio (Fig. 1), all'estremità occidentale della Tavola.

La realizzazione della Tavola 42 IV Peio e di queste note illustrative rappresenta il primo contributo alla conoscenza della valle omonima dopo la monografia di C. ANDREATTA "La valle di Peio e la catena Vioz-Cevedale" del 1954, su cui si basa questo aggiornamento promosso dalla Provincia Autonoma di Trento.

L'area della Tavola è stata rilevata tra il 1994 ed il 1999 nell'ambito della realizzazione del Foglio n. 042 *Malé* della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (Progetto CARG-PAT 92), coordinata da G.V. DAL PIAZ. I rilievi sono stati eseguiti da G. BOLLETTINARI, D. GASPARI, L. MONTRESOR, G. RIGATTI, e P. ZAMBOTTI con la collaborazione di F. ANDREIS, F. BENINCASA, R. CAMPANA, F. DAMINATO, L. DANESE, F. FERRATI, A. LANARO, E. MARCATO, N. SURIAN e S. SUSINI. Il rilevamento delle forme e dei depositi quaternari è stato eseguito sotto la direzione di G.B. PELLEGRINI. L'analisi dei sistemi di faglia è stata effettuata con la partecipazione di G. PROSSER, mentre lo studio dei sistemi di frattura maggiori con la collaborazione di M. MASSIRONI e C. SQUARZONI. Gli aspetti applicativi sono stati curati dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento. Numerose analisi alla microsonda sulle rocce affioranti nell'area in studio sono state effettuate da G. GODARD dell'Università Paris VII, mentre le datazioni geocronologiche da A. DEL MORO (Rb-Sr) e M. LAURENZI (Ar-Ar) del Laboratorio CNR di Pisa.

L'area in esame ricade completamente entro il basamento cristallino Austroalpino e vi affiorano gneiss e scisti di medio e alto grado metamorfico. L'area comprende importanti lineamenti tettonici quali la Linea di Peio e la Linea del Tonale (Fig. 2).

Nelle valli di Peio e de la Mare sono presenti alcune miniere attualmente inattive che testimoniano una attività estrattiva di minerali di ferro conclusasi pochi decenni fa e discariche di inerti.

Un inquadramento geologico generale di questo settore delle Alpi orientali è esposto in dettaglio nelle note illustrative dei fogli n. 42 Malé (in corso di preparazione) e n. 59 Tione di Trento della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, a cui si rimanda per ulteriori dettagli.



Fig. 1 - La Valle di Peio in cui convergono la Valle de la Mare (a destra) e la Valle del Monte (a sinistra). Sul fondo spicca la Cima del Vioz.

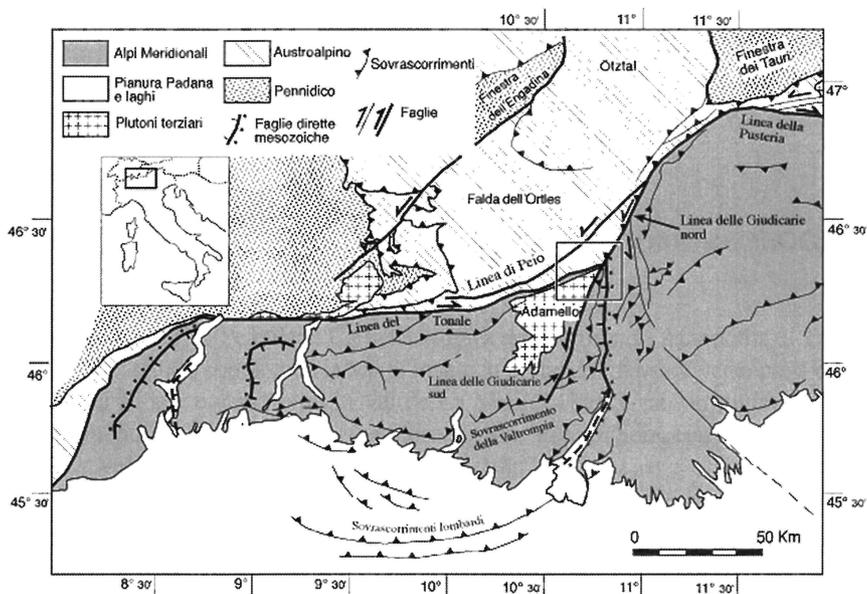


Fig. 2 - Schema tettonico Alpi Centrali e tratto da Castellarin & Vai (1982) e Schmidt & Haas (1989) modificato. Il riquadro indica la posizione del Foglio IGM alla scala 1:50.000 Malè, la cui parte nord occidentale è rappresentata dalla Tavola Peio.



## 2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

La Tavola 42 IV Peio della Carta Geologica della Provincia Autonoma di Trento alla scala 1:25.000 comprende la Val di Peio con le sue diramazioni verso nord-ovest in Val del Monte e verso nord in Val de La Mare, la bassa Val Vermiglio che, nel settore meridionale della Tavola, confluisce in alta Valle di Sole, con direzione circa da ovest verso est, ed infine a nord, la testata della Val Cercena.

Il versante sinistro dell'alta Val di Sole è compreso interamente entro la Tavola, dal fondovalle fino alla linea di spartiacque costituita dalla cresta rocciosa che unisce Cima Vallon (quota 2892 metri) a nord a Cima Mezzana (quota 2845 metri) ad est, passando per Cima Vegaia (quota 2890 metri). A nord di questo spartiacque, che separa il bacino del T. Noce da quello del T. Rabbies (fuori carta), si trovano l'ampia testata della Val Cercena, i circhi glaciali del versante settentrionale di Cima Valletta (quota 2828 metri) - Cima Mezzana e i piccoli circhi glaciali dell'alta Val di Saleci.

La Val di Peio è scavata in prevalenza negli scisti cristallini della Falda del Tonale che includono numerose intercalazioni di altre rocce metamorfiche fra cui alcune lenti di marmi mineralizzati (ANDREATTA, 1939). Diverse dislocazioni tettoniche interessano la parte superiore del bacino del T. Noce; la più importante è la Linea di Peio, lungo la quale è impostata la Val del Monte, nota per le antiche sorgenti di acqua minerale (ANDREATTA, 1948a). Il tratto inferiore di questa valle, orientata da ovest verso est, presenta in destra idrografica, versanti ripidi, ricoperti da fitti boschi di tanto in tanto solcati da canali rettilinei sede di valanghe. Il versante sinistro, meno ripido, esposto a sud e con ampi dossi, si raccorda al terrazzo di *kame* di Peio Paese.

Nel tratto terminale della Val del Monte, il fondovalle è stretto ed occupato da accumuli di frane di scorrimento provenienti da entrambi i versanti e da una colata di *debris flow* che raggiunge i depositi alluvionali della Val di Peio. Verso la testata, la valle si allarga nel Pian Palù (fuori carta), oggi occupato da un lago artificiale.

L'altra importante valle della Tavola è la Valle de la Mare, incisa dal Torrente Noce, diretta nord-sud con versanti ripidi ricoperti da boschi nella fascia prossima al fondovalle; nella parte sommitale i versanti si presentano spogli e rocciosi,

modellati da ampi circhi. La testata (fuori carta) è occupata dagli estesi ghiacciai del Gruppo del M. Cevedale (quota 3764 metri).

L'erosione operata dai ghiacciai pleistocenici e quaternari ha contribuito a modellare i fianchi ed il fondo di queste valli che in più punti presentano la tipica morfologia a truogolo. Nella conca di Cogolo, durante l'ultima glaciazione, si congiungevano i ghiacciai che percorrevano la Val del Monte e la Val de la Mare. La Val del Monte confluisce in Val di Peio tramite un gradino in roccia ricoperto da depositi di contatto glaciale, chiaramente distinguibile ad ovest di Cogolo.

La Val di Peio confluisce in Val di Sole presso la conca di Fucine, dove si ricorda con la Val Vermiglio. L'allineamento delle valli di Sole e di Vermiglio lungo la Linea del Tonale è stato interpretato come un classico esempio di adattamento dell'idrografia alla struttura tettonica (CASTIGLIONI, 1986). La Val di Sole è la più importante per ampiezza di bacino, abbondanza di acqua e densità demografica (B.CASTIGLIONI, 1947). Il tratto incluso nella Tavola Peio lascia intravedere solo in parte le sue caratteristiche di grande valle glaciale con versanti ripidi e fondovalle ampio che, al ritiro delle lingue glaciali, venne occupato da ingenti accumuli di depositi alluvionali e da trasporto in massa. L'andamento longitudinale della Val di Sole rispetto alla catena alpina, mette in grande evidenza il contrasto sia morfologico che vegetazionale dei due versanti, con netto predominio del bosco sul versante meridionale, ampiamente ricoperto da depositi glaciali, rispetto al versante opposto caratterizzato da depositi glaciali relativamente scarsi.

In questo ambiente alpino, ove i dislivelli e le pendenze dei versanti obbligano l'uomo ad utilizzare solo alcune aree, le caratteristiche climatiche assumono importanza determinante nella scelta delle aree abitabili. Il centro di Peio, ad esempio, situato a quota 1579 metri, è il più alto del Trentino, e come i centri di Termenago, Castello, Ortisè, Menas e Mezzana in Val di Sole, gode il beneficio di un'ottima esposizione. A Peio la temperatura media annua è di 6,9°; le precipitazioni nella Val di Sole non sono abbondanti, raggiungono valori medi annui intorno ai 1.000 mm per il fondovalle (Fucine), con massimi nella stagione primaverile ed autunnale; l'innervamento è di norma continuo da dicembre a marzo.

## 2.1. - DEPOSITI QUATERNARI

Le forme e i depositi quaternari presenti nell'area della Tavola Peio appartengono al Pleistocene superiore e all'Olocene; la presenza di estese aree glacializzate per lunghi periodi durante il Pleistocene ha influenzato le caratteristiche dei sedimenti quaternari. I versanti delle valli sono abbondantemente ricoperti da depositi glaciali e cordoni morenici.

Alcuni depositi lasciati dal ghiacciaio pleistocenico, nella sua massima fase di espansione, si trovano sul versante settentrionale della Val Vermiglio a quota

1990 metri (sopra Malga Boai).

Sui fianchi delle valli sono presenti anche morene e depositi di contatto glaciale della fase finale dell'Ultimo Massimo Glaciale (U.M.G.) interpretati come till di ablazione e/o di alloggiamento relativi alla massima espansione glaciale; le quote minime a cui si rinvergono questi depositi sono situate nella conca di Cogolo in Val di Peio e presso Marilleva in Val di Sole. I depositi glaciali di fondovalle, derivano da morene di alloggiamento e/o di ablazione, sopravvissute all'intensa azione erosiva delle acque di dilavamento postglaciale.

La porzione inferiore dei versanti vallivi è ricoperta da ampie falde e coni detritici che si appoggiano sulla piana alluvionale e, più frequentemente, da estesi conoidi di deiezione che occupano il fondovalle.

Dove lo sbarramento operato dai conoidi ha ostacolato il deflusso delle acque, si sono formati piccoli bacini che sono stati colmati da depositi lacustri (**la**, si veda la carta geologica) (Fig. 3) e successivamente incisi dai corsi d'acqua (a nord di Cogolo e nei dintorni di Pellizzano).

La maggior parte dei conoidi si è formata in seguito al trasporto in massa dei ripidi torrenti che collegano la parte alta dei versanti al fondovalle, entro profonde incisioni.

Le frane di crollo (**fc**) sono relativamente poco frequenti nelle rocce del basamento cristallino Austroalpino. In particolare si segnala una frana di crollo entro rocce gneissiche che ha interessato il versante destro della Val di Peio poco a sud della località Comasine.

Numerosi piccoli scoscendimenti interessano la porzione superficiale della coltre detritica e soprattutto i depositi glaciali. Alcune frane di scorrimento (**fs**) di grandi dimensioni sono localizzate in Val di Peio e nella bassa Val del Monte dove il Torrente Noce, scavando al piede del versante, in concomitanza di intense precipitazioni o della fusione della neve, ha predisposto il versante ai movimenti franosi. Grandi frane di colamento (**fi**) coinvolgono i depositi glaciali, qualora questi siano stati imbibiti dall'acqua di fusione delle nevi o dei ghiacciai (Malga Pozze in Val di Sole, e Malga Villar Alta in Val Cercena).

Le acque dilavanti hanno prodotto nel tempo piccole fasce di depositi colluviali (**ec**) sia lungo i versanti a debole pendenza, sia sul fondovalle dove costituiscono un elemento di transizione tra i versanti ricoperti da depositi glaciali e i coni detritici o le piane alluvionali.

I depositi crioclastici di versante (**ve**) danno origine ad una copertura quasi continua alla base dei versanti in roccia soprattutto ai piedi delle pareti rocciose al di sopra del limite del bosco. Essi sono frequenti in corrispondenza delle numerose fasce cataclastiche presenti nell'area. I *rock glacier* attivi sono presenti nei circhi glaciali situati sui versanti esposti a nord del gruppo C.ma Vegaia-C.ma Mezzana; *rock glacier* antichi, non attivi, sono stati osservati sui versanti esposti a sud di Cima Vegaia, a Malga Pozze e nei dintorni di Cima Valletta.

Il versante destro dell'alta Val di Sole è caratterizzato dalla presenza di gradini di confluenza dalle valli glaciali sospese Val Piana e Val Baselga, a monte dei quali si rinvengono piccoli apparati frontali con piane costituite da depositi fluvioglaciali.

La Val di Sole, la Val di Peio e la Val Vermiglio sono state prese in considerazione da molti Autori che ne hanno trattato i vari aspetti geologici, ma raramente costoro hanno approfondito lo studio dei depositi del Quaternario e la geomorfologia. L'unico lavoro completo riguardante i depositi quaternari risale a CASTIGLIONI (1961), ma prende in considerazione i depositi appartenenti alle diverse fasi del Tardiglaciale e dell'Olocene del contiguo Gruppo Adamello-Presanella. In essa viene applicato per la prima volta lo studio del limite delle nevi alla ricostruzione degli apparati glaciali nel corso dei vari stadi di glaciazioni alpini. Anche ALBERTINI (1951, 1952, 1955) e MALARODA (1948) hanno dedicato una certa attenzione allo studio dei depositi quaternari di quest'area. Il primo ha rivolto i suoi studi geografici e geomorfologici all'Alta Val di Peio, il secondo allo studio dei terreni quaternari ad est del Passo del Tonale. A questi autori vanno aggiunti PENCK e BRÜKNER (1909), SCHWINNER (1912a, b) e VON KLEBELSBERG (1936) per l'importanza delle loro ricerche di carattere regionale, paleogeografico e metodologico.

Da alcuni lavori e carte geologiche sono state desunte alcune frammentarie notizie sulla distribuzione delle coperture detritiche e glaciali, più o meno particolareggiate a seconda dell'interesse dell'autore nei riguardi del Quaternario (ANDREATTA 1943, 1948, 1951b, 1953; G.B. DAL PIAZ, 1936). Infine va segnalato lo studio di carattere geomorfologico e glaciologico riguardante la Val di Peio (Gruppo Naz. Geogr. Fis. e Geomorfologico-C.N.R., 1986) che offre una ricostruzione paleogeografica di questa valle nel Pleistocene superiore e nell'Olocene.

### 2.1.1. - DEPOSITI GLACIALI RECENTI

I depositi glaciali legati al U.M.G. caratterizzano l'area della Tavola Peio. Essi sono localizzati prevalentemente lungo i versanti della Val di Sole, della Val de la Mare e, in minor misura, della Val di Peio.

Si tratta di *diamicton* a sabbie, ghiaie, subordinati limi e blocchi poligenici immersi in una matrice limoso-argillosa. Gli spessori sono variabili e possono raggiungere anche qualche decina di metri.

I depositi sono poco consolidati e sono soggetti ad intensi fenomeni di erosione calanchiva, come si può osservare lungo il corso di alcuni torrenti tributari del Torrente Noce. Essi poggiano generalmente sul substrato roccioso pre-pleistocenico e il limite superiore è dato, nella maggior parte dei casi, dalla superficie topografica.

In Val di Sole i depositi glaciali sono presenti prevalentemente in destra idrografica, tuttavia pochi edifici morenici sono ben conservati. Questi sono decisamente scarsi in sinistra idrografica dove sono presenti terrazzi di abrasione



Fig. 3 - Depositi lacustri del lago di Celentino sul versante sinistro della Val di Peio. Sullo sfondo si intravedono da est verso ovest le Cime del Vioz, Taviela e degli Orsi della Catena del Cevedale.

privi di depositi glaciali (Ortisè, Menàs); in sinistra idrografica si segnala la presenza di depositi glaciali a Montés (q. 1120 m) e di piccoli cordoni morenici nei pressi di Castello, testimoni delle fasi di ritiro del ghiacciaio pleistocenico della Val di Sole. Non mancano depositi glaciali a grossi blocchi; in destra idrografica i depositi a blocchi di composizione tonalitica sono decisamente dominanti rispetto a quelli costituiti dai blocchi provenienti dal basamento Austroalpino.

Nella Val Vermiglio depositi glaciali dell'U.M.G. affiorano a quote molto elevate (q. 1990 m, Malga Boai). Altri depositi glaciali dell'U.M.G. si trovano presso Nuova Malga del Dosso (q. 1700 m). La frazione detritica è costituita da blocchi di medie dimensioni immersi in una matrice prevalentemente limo-

sabbiosa. In corrispondenza degli argini e lungo il tratto di strada a tornanti che conduce alla malga, i blocchi appaiono frequentemente allineati e a contatto.

I depositi più recenti si trovano sul ripiano situato tra Ossana e la bassa Val Cavagna a quota 1120 m.

In quest'area sono chiaramente riconoscibili due argini morenici che sono stati attribuiti alla fase finale dell'U.M.G., quando il ghiacciaio della Val di Peio, in rapido ritiro, si era staccato da quello della Val Vermiglio.

#### 2.1.1.1. - *Depositi di contatto glaciale*

Questi depositi sono costituiti da sabbie e ghiaie, spesso stratificate, con subordinati e isolati blocchi.

In Val di Peio (Peio Paese e Campeggio di Peio) e in Val di Sole (destra idrografica, nei pressi del villaggio turistico di Marilleva, quota 1450 metri circa) si possono osservare terrazzi di *kame* che testimoniano le fasi di ritiro del ghiacciaio dell'U.M.G.

Altri terrazzi sono presenti a quote inferiori, testimoni di successive pulsazioni del ghiacciaio della Val di Sole avvenute durante l'ultima fase di ritiro.

A Campeggio di Peio i depositi di contatto glaciale ricoprono il substrato roccioso pre-pleistocenico e, localmente, i depositi glaciali dell'ultima espansione glaciale. Al tetto sono limitati dalla superficie topografica.

#### 2.1.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI

Si tratta di depositi costituiti da ghiaie immerse in una matrice sabbioso-limoso. La loro potenza supera a volte la decina di metri (si vedano i sondaggi effettuati dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento; la documentazione relativa ai sondaggi è conservata presso l'archivio del Servizio Geologico PAT: presso Cogolo ID: 1046 – 1047 – 1048; presso Pellizzano ID: 2608 – 400 – 401).

I depositi alluvionali sono prevalenti nel fondovalle, a monte delle strozzature operate da ripidi conoidi di *debris flow*, così come nella conca di Cogolo in Val di Peio e nella piana alluvionale di Fucine in Val di Sole.

Allo sbocco della Val Vermiglio, nella conca di Fucine, è presente un tipico conoide alluvionale mentre nel rimanente tratto della Val di Sole, la maggior parte dei conoidi alluvionali è di origine mista, dovuta sia a fenomeni di trasporto in massa che al trasporto torrentizio.

### 3. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E LITOLOGICO

L'area della Tavola 42 IV Peio si estende dalle propaggini meridionali del Massiccio montuoso dell'Ortles-Cevedale, alle propaggini settentrionali del Gruppo Adamello - Presanella situato nel settore sud-orientale della Tavola.

Vi affiorano unità di basamento cristallino di medio e alto grado appartenenti al sistema di falde Austroalpino Superiore, derivate dal margine passivo della microplacca adriatica ("promontorio africano"), analogamente alle unità Sudalpine, colliso, circa 80-100 milioni di anni fa con il margine europeo a seguito della chiusura di un ramo dell'oceano mesozoico (Tetide).

Queste falde sono costituite da scaglie plurichilometriche di basamento e di copertura che si sono appilate durante il Cretacico contro il margine adriatico, oggi rappresentato idealmente dal Lineamento Periadriatico (Insubrico).

Lungo il Lineamento Periadriatico, all'estremità sud-orientale della tavola, le falde Austroalpine superiori e le unità delle Alpi Meridionali (Sudalpino) sono giustapposte.

Le rocce che costituiscono le falde Austroalpine sono gneiss di alto grado derivanti da crosta profonda africana (Falda del Tonale) e di medio grado derivanti da crosta medio-superiore (Falda dell'Ortles) (DAL PIAZ & MARTIN, 1998). Il dominio Sudalpino è caratterizzato da un basamento costituito da filladi, porfidi e graniti di età permiana, da successioni sedimentarie meso-cenozoiche e dal plutone tonalitico di età oligocenica della Presanella, appartenente al batolite dell'Adamello.

Il Lineamento Periadriatico ha agito come sistema transpressivo destro facilitando il sollevamento dalle falde Austroalpine lungo la Linea del Tonale. Dato che la transpressione destra fu attiva contemporaneamente all'intrusione della Presanella, essa può essere riferita all'Oligocene (MARTIN et al., 1991; WERLING, 1992).

Oltre al Lineamento Periadriatico, all'interno del basamento Austroalpino sono presenti altri sistemi di faglie e fratture, tra le quali la Linea di Peio, la Linea di Rumo ed il Sovrascorrimento di Cima Grande.

### 3.1. - ALPI MERIDIONALI

#### 3.1.1. - BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI

Il basamento metamorfico Sudalpino nella Tavola 42 IV Peio affiora in Val di Sole nell'estremo angolo sud-orientale, separato dalla Falda del Tonale dalla Linea del Tonale.

E' rappresentato da quarziti (SVSq) sericitiche intercalate entro gli scisti della Val di Sole che affiorano ad ESE di Marilleva, lungo il versante destro della media Val di Sole. Queste rocce sono in contatto tettonico con i paragneiss a sillimanite (TPS) dell'Unità del Tonale. Le rocce cataclastiche della zona di faglia non affiorano perchè completamente sepolte da depositi glaciali.

#### 3.2. - AUSTRUALPINO SUPERIORE

Nella Tavola IV Peio il Sistema Austroalpino Superiore è rappresentato dalla Falda del Tonale e dalla sottostante Falda dell'Ortles, in contatto lungo la Linea di Peio (Fig. 4).

La Falda del Tonale è delimitata dalla Linea del Tonale a sud e dalla Linea di Peio a nord. Fuori tavola il limite orientale è rappresentato dalla Linea delle Giudicarie Nord, con direzione NNE-SSW, lungo la congiungente Dimaro-Malè-Rumo.

In Trentino, la Falda del Tonale venne studiata e rilevata in dettaglio sin dagli inizi del secolo scorso nell'ambito di progetti cartografici austriaci ed italiani (HAMMER, 1902, 1905; HAMMER e TRENER, 1908; SCHMIDEGG, 1936; DAL PIAZ GB., 1942; ANDREATTA, 1935, 1948a-b, 1951, 1954). ANDREATTA (1951) cartografò la porzione della Falda del Tonale che affiora nel Massiccio Ortles-Cevedale nel Foglio Monte Cevedale della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 e ne descrisse le litologie e le strutture tettoniche in un volume monografico (ANDREATTA, 1954). La Falda del Tonale è un tipico esempio di crosta profonda, con relitti eclogitici e scaglie di peridotiti di mantello (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998).

La Falda dell'Ortles (Falda di Campo, Austroalpino medio secondo STAUB, 1924) o Ortles-Campo, è un frammento di crosta superiore, costituito da basamento metamorfico di medio-basso grado e da sequenze scollate di copertura mesozoiche (DAL PIAZ GB., 1936, 1942; HAMMER, 1908, 1938; POZZI, 1965; MARTIN, 1978; ARGENTON *et alii*, 1980; GAZZOLA *et alii*, 2000), non presenti in questa parte del Trentino occidentale. Si estende in Alto Adige occidentale e in Svizzera ed è delimitata dalle Linee dell'Engadina, Slingia e Peio. Il basamento della Falda dell'Ortles comprende varie scaglie sovrapposte (unità tettoniche), quali ad esempio l'unità di Peio (descritta in questa Tavola) e le Filladi dell'Ortles (*Carta Geologica della Regione Lombardia. Sezione n. D1d4 Passo dello Stelvio*. AA.VV., 2002) e varie unità di copertura meso-cenozoica.

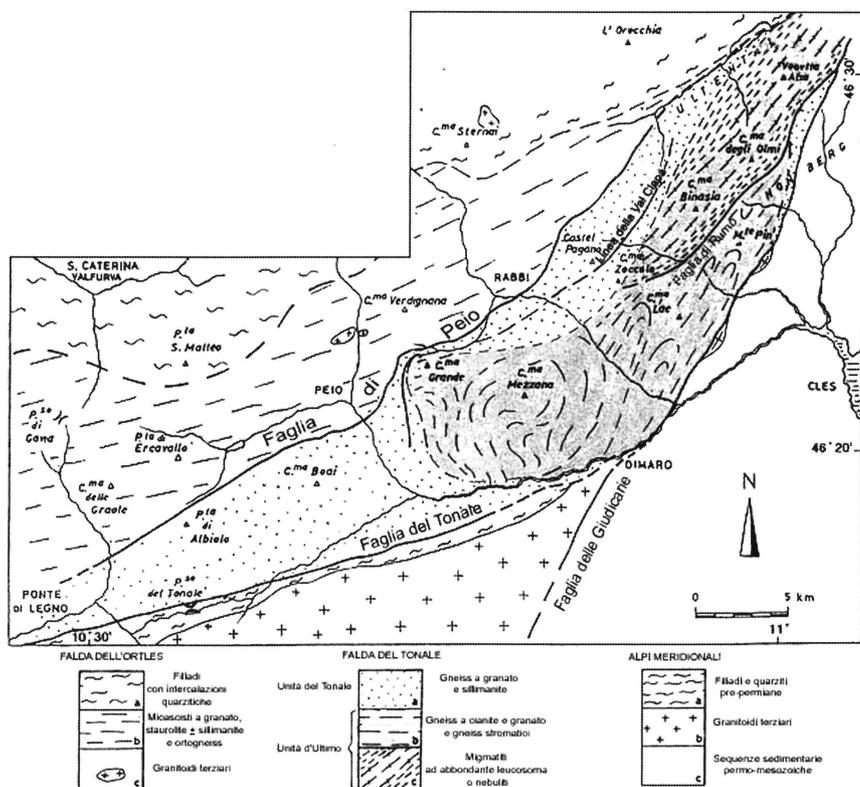


Fig. 4 - Aspetto geologico dell'area della Tavola Peio e aree contigue. Falda dell'Ortles: filladi e quarziti, micascisti e granitoidi terziari. Falda del Tonale: 1) Unità del Tonale costituita da gneiss a sillimanite; 2) Unità d'Ultimo costituita da gneiss a cianite e migmatiti. Alpi Meridionali: filladi e quarziti, granitoidi terziari del complesso magmatico dell'Adamello, sequenze sedimentarie permo-mesozoiche.

Il basamento è caratterizzato da una scistosità regionale pre-alpina sottolineata da minerali di medio grado metamorfico (micascisti) o più raramente di basso grado (filladi) e da una sovraimpronta alpina di grado variabile, riscontrabile anche nelle coperture permo-mesozoiche (CONTI, 1997).

Di particolare rilievo in entrambe le Falde è la presenza di ripetuti livelli e lenti di marmi, quarziti, metabasiti ed ultramafiti (MARTIN e PROSSER, 1993; GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998), forse correlabili con relitti di ofioliti pre-alpine, già segnalati in altri settori delle Alpi Orientali (NEUBAUER, 1988).

Le età radiometriche disponibili su rocce del basamento Austroalpino (THÖNI, 1981, 1999) coprono un intervallo temporale molto ampio e sono rife-

ribili ad una evoluzione tettono-metamorfica sostanzialmente continua dall'Ordoviciano al Carbonifero, senza alcuna evidenza di due distinti cicli orogenetici (Caledoniano e Varisico) come suggerito invece nelle interpretazioni delle Alpi Orientali (SASSI e ZIRPOLI, 1980).

### 3.2.1. - FALDA DEL TONALE

Il basamento cristallino della Falda del Tonale forma una fascia orientata circa NE-SO, ampia alcuni chilometri.

La scistosità regionale pre-alpina immerge verso SE, con locali variazioni dovute a strutture di interferenza a scala ettometrica presenti in tutta l'area (HAMMER, 1908; VAN GOOL *et alii*, 1987; MARTIN *et alii*, 1991). Queste strutture sono state descritte come *Schlingen* ("strutture a laccio") da SCHMIDEGG (1936) e sono analoghe agli *Schlingen* descritti nell'Oetztal e ai "vortici" riportati da ANDREATTA (1948b). Tali strutture d'interferenza sono state recentemente interpretate come il risultato di due generazioni di pieghe alpine, con assi diretti rispettivamente N120 (F1) e N60 (F2) (MARTIN *et alii*, 1991) (Fig. 5).

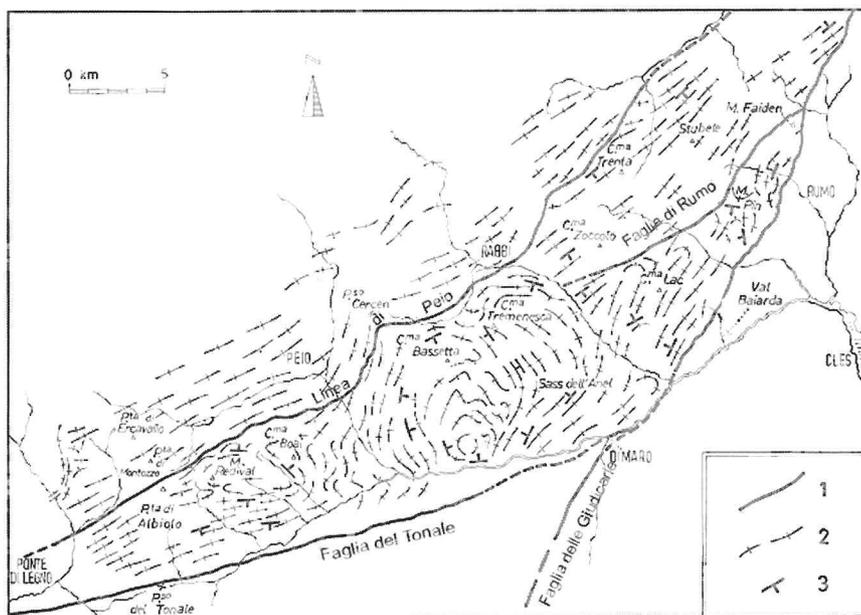


Fig. 5 - Aspetto della scistosità regionale nella Falda del Tonale dedotto dai lavori di SCHMIDEGG (1936), ANDREATTA (1948b, 1951) e MARTIN *et alii* (1991). Legenda: 1: faglie principali; 2: tracce dei piani di scistosità; 3: giacitura dei piani di scistosità.

### 3.2.1.1. - Unità d'Ultimo

Affiora estesamente tra la Val di Peio, la Val di Non e la Val d'Ultimo (*Ultental*) ed è suddivisa in due settori: nord-orientale e sud-occidentale. Il primo è delimitato dalle linee di Rumo e della Val Clapa e non affiora nella tavola Peio; il secondo è delimitato dalle linee di Rumo, del Tonale e delle Giudicarie Nord e affiora lungo il versante sinistro della Val di Sole.

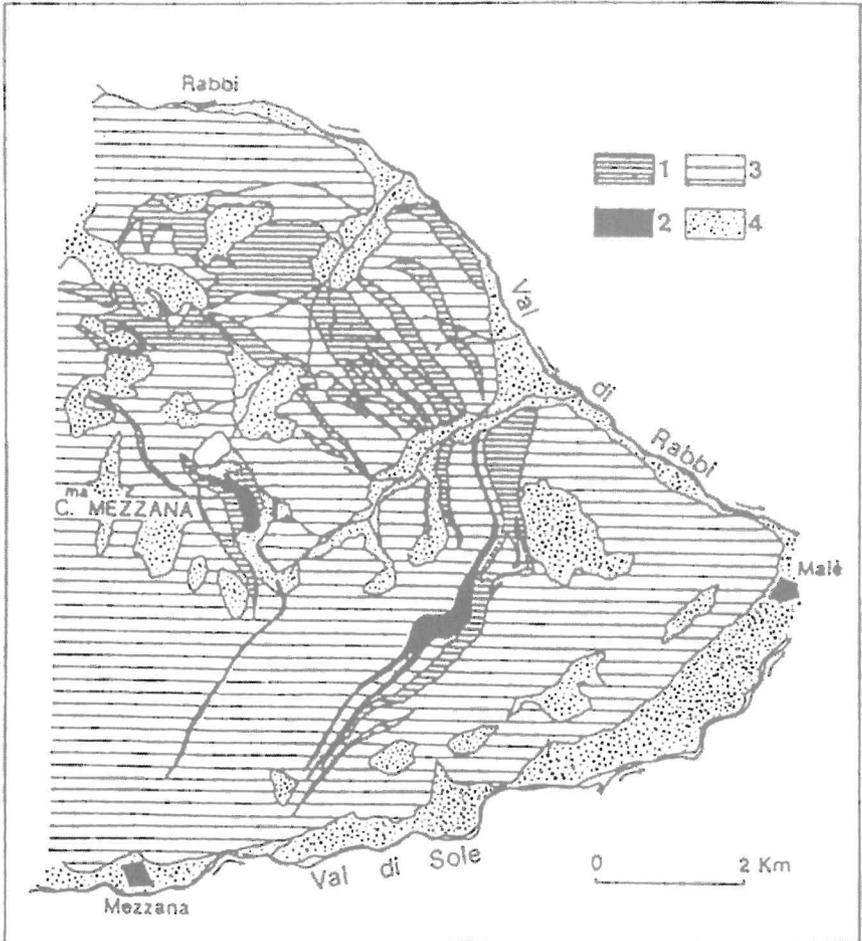


Fig. 6 - Schema geologico dell'area di Cima Mezzana ridisegnato sulla base dei dati di ANDREATTA (1948a) e CAMPANA (1995). Legenda: 1: ortogneiss; 2: eclogiti retrocesse, metagabbri, serpentiniti e peridotiti di Cima Mezzana; 3: paragneiss a staurolite, granato e cianite; 4: depositi quaternari.

Il settore nord-orientale è caratterizzato dalla presenza di gneiss eclogitici con sovraimpronta pre-alpina di alta temperatura (*Granatgranulit* e *Granatgneiss* di HAMMER, 1902; Gneiss kinzigitici e Kinzigiti di ANDREATTA, 1935), migmatiti a cianite e classiche peridotiti a granato e spinello (OBATA & MORTEN, 1987; GODARD *et alii*, 1996, MARTIN *et alii*, 1998).

Il settore sud-occidentale, presente nella Tavola, si estende dal versante sinistro della Val di Peio (Cima Grande) alla Val di Non. E' costituito da gneiss eclogitici retrocessi (gneiss a cianite-granato-staurolite) con intercalazioni di quarziti, metagabbri, rare lenti eclogitiche alterate, peridotiti  $\pm$  serpentinizzate (versante sinistro della Val di Sole) e grandi corpi intrusivi, trasposti lungo la scistosità regionale pre-alpina (complesso di Cima Mezzana (Fig. 6) e Cima Tremenesca). Gli gneiss a cianite-granato-staurolite affiorano tra la Val di Peio e la Val di Non, lungo la dorsale che separa la Val di Sole dalla Val Cercena. Sono caratterizzati da un *layering* metamorfico ( $S_2$ ), con alternanza di livelli pelitici a staurolite-cianite  $\pm$  staurolite  $\pm$  rara sillimanite fibrolitica (Figg. 7 e 8) e di livelli ricchi in quarzo e feldspati (Fig. 9).

Localmente gli gneiss sono piuttosto deformati e mostrano caratteristiche strutture S-C (SUSINI, 1994).

La cianite, talora centimetrica (Campo Secco, Lago Saleci), presenta un orlo di margarite, mentre la staurolite un orlo sericitico (MARTIN & SANTINI, 1989). Gli gneiss contengono frequenti intercalazioni di gneiss feldspatici minuti a granato e rara cianite, di origine incerta e rari orizzonti di quarziti a clorite ed anfibolo  $\pm$  granato manganeseifero (Campo Secco, CAMPANA, 1995; ANDREIS, 1997) (Fig. 10). L'assetto litologico generale del complesso gneissico è piuttosto monotono e ricorda quello di un deposito orogenico metamorfosato.

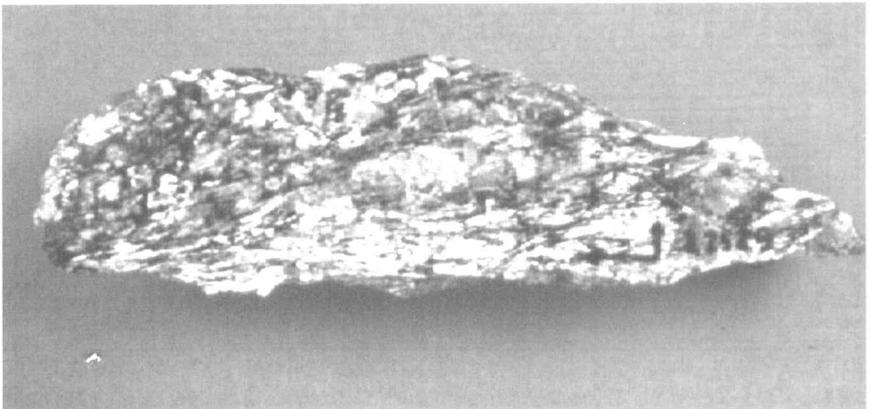


Fig. 7 - Paragneiss biotitico a cianite, granato e abbondante biotite, raccolto alle pendici di Cima Mezzana. Lunghezza: 15 cm.



Fig. 8 – Immagine al microscopio di gneiss a cianite, staurolite e granato dell'area di Cima Mezzana. Larghezza della microfotografia: 1,00 cm.



Fig. 9 – Particolare di un affioramento presso Cima Cadinel sul versante sinistro della Val di Peio. Paragneiss biotitico con marcata trasposizione in bande pelitiche e quarzoso-feldspatiche e piega isoclinala nella porzione quarzosa-feldspatica.

I metagabbri (metanoriti) del complesso di Cima Mezzana affiorano sul versante sinistro della Val di Sole, nei pressi del Lago Saleci (CAMPANA, 1995), in corpi lenticolari a grana variabile, con nucleo indeformato e bordo molto deformato (Fig. 11). Sono costituiti da una associazione metamorfica a prevalente cummingtonite, attinolite, clorite, epidoto e da relitti di plagioclasio, ortopirosseno e clinopirosseno di origine magmatica. Le gabbronoriti indeformate mostrano ancora la loro struttura cumulitica (Fig. 12), con tipiche corone post-magmatiche attorno ai minerali primari, formate da cummingtonite  $\pm$  attinolite a contatto col pirosseno, da plagioclasio anortitico  $\pm$  orneblenda tschermakitica a contatto col plagioclasio (CAMPANA, 1995). Le anfiboliti di Cima Mezzana sono state interpretate come miloniti in facies anfibolitica di gabbri di composizione noritica (Fig. 13); hanno struttura *flaser* o a bande e contengono cianite, granato, rutilo; piú raramente hanno struttura coronitica con sviluppo di simplettiti su granato e minerali magmatici relitti (CAMPANA, 1995; MARTIN *et alii*, 1998b). I campioni analizzati hanno un'affinità toleítica dal punto di vista chimico (CAMPANA, 1995).



Fig. 10 - *Quarzite a granato rosa manganesifero ed anfibolo piegata, dalle pendici di Cima Mezzana. Lunghezza del campione: 10 cm.*

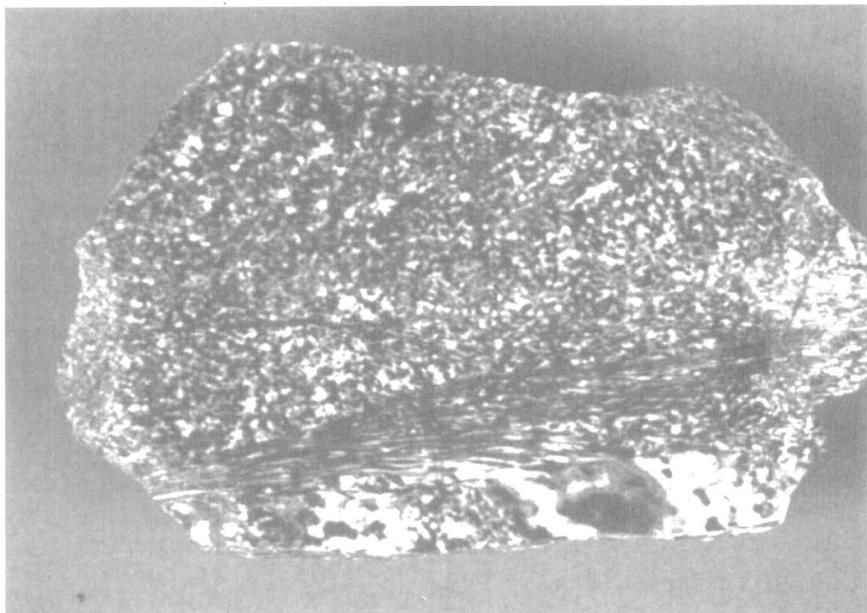


Fig. 11 - Metagabbro a grana medio-fine con locali bande milonitiche dell'area del Lago di Saleci. Lunghezza del campione: 8 cm.

Altri corpi anfibolitici sono presenti entro gli gneiss delle cime Tremenesca, Mezzana e Valletta, alla testata del Vallone di Valorz e lungo la cresta Camocina. Sono composti da orneblenda verde, plagioclasio (contenuto in anortite: 25-46%), epidoto, biotite, quarzo  $\pm$  granato, rutilo, titanite, clinopirosseno e raro microclino. Vi sono infine alcune intercalazioni di anfiboliti a bande e gneiss quarzosi che potrebbero derivare da materiale vulcanico e/o vulcanoclastico metamorfosato (MARTIN *et alii*, 1998). I paragneiss a cianite del Lago Rotondo (quota 2460 metri) includono corpi di gneiss anfibolitici e vistose rocce metasomatiche a granato, epidoto, clinopirosseno, anfibolo e carbonato, simili ai fels dell'Unità del Tonale (SUSINI, 1994).

Il basamento a SE di Cima Mezzana include anche alcune scaglie di rocce ultramafiche (harzburgiti e duniti) serpentinnizzate (CAMPANA, 1995). La scaglia maggiore, esposta lungo la cresta Camocina, è costituita esclusivamente da serpentiniti ricche in carbonato associate ad anfiboliti (RONCHI, 1987). Il contatto tra serpentiniti ed anfiboliti è sottolineato da un livello di attinolitite a flogopite metasomatica. Una scaglia di duniti affiora ad ovest del Lago Rotondo (quota 2660 metri). Infine, piccoli inclusi di rocce ultramafiche (harzburgiti) sono presenti nei filoni andesitici terziari che affiorano alla testata del Vallone di Valorz (ZAMBOTTI, 1995b).



Fig. 12 - *Struttura cumulitica (sul fondo) e pegmatitica (in primo piano) nei metagabbri di Cima Mezzana.*

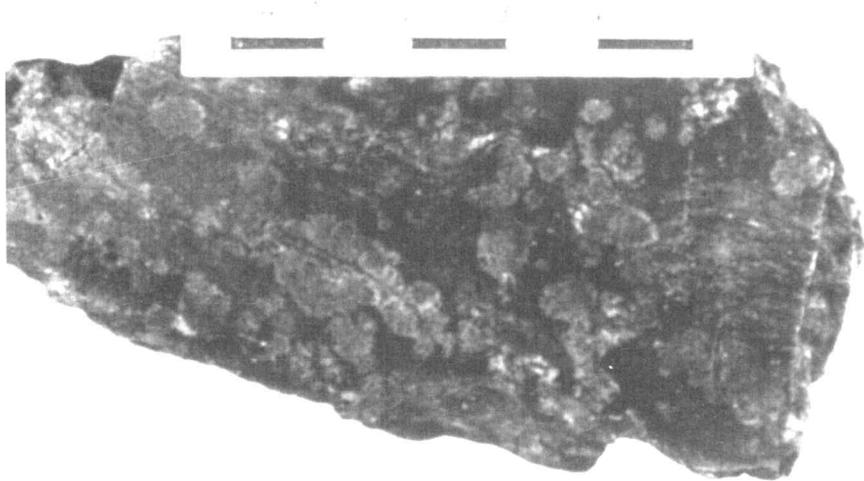


Fig. 13 - *Anfibolite a granato e cianite, con corone simplititiche su granato, dell'area di Cima Mezzana.*

Rare eclogiti retrocesse, con tipiche corone simplectitiche attorno ai pirosseni sodici e ai granati (Fig. 14), sono presenti nei paragneiss a sud di Cima Mezzana (46°20'20" lat. N, 10° 48' 52" long E; MARTIN *et alii*, 1998).

I metagranitoidi sono diffusi in Val Cercena (Campo Secco-Monte Polinar), Valle dei Saleci, Vallone di Valorz e Coston di Pralong. I metagranitoidi della Valle di Saleci sono corpi piuttosto deformati, costituiti da bande quarzoso-feldspatiche a granato, alternate a sottili letti ricchi in biotite e muscovite. Il corpo del Vallone di Valorz è costituito da ortogneiss occhiadini a granato tra quota 1580 metri e quota 2300 metri e da ortogneiss milonitici a quote inferiori (CAMPANA, 1995). La massa maggiore si estende fino al Monte Polinar (ANDREATTA, 1951), dove sono ancora visibili i suoi rapporti intrusivi con altri ortogneiss più antichi.

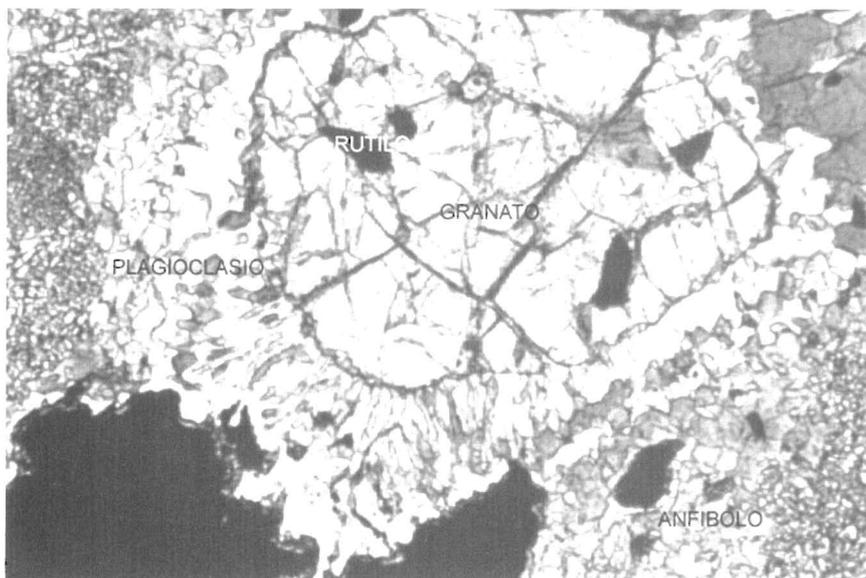


Fig. 14 - Microfoto a nicol paralleli di granato con strutture simplectitiche in un'eclogite retrocessa di Cima Mezzana. Il granato ha diametro di 1 cm.

I caratteri dell'impronta metamorfica principale nell'unità di Ultimo sono stati valutati in base ai dati microchimici dei metagabbri del Lago Saleci, delle anfiboliti e degli gneiss di Cima Mezzana. Nei metagabbri sono state calcolate temperature dell'ordine di 790 - 830 °C su coppie di clinopirosseno e ortopirosseno (CAMPANA, 1995), corrispondenti presumibilmente allo stadio di cristallizzazione delle gabbronoriti (MARTIN *et alii*, 1998b). I valori di pressione ottenuti nei metagabbri milonitici (0.9-1.09 GPa) si riferiscono invece ad un successivo evento metamorfico di alta pressione (eclogitico), responsabile della cristallizzazione

di cummingtonite, cianite e granato. Le stime termobarometriche ottenute sui metagabbri sono confermate dai valori di pressione e temperatura calcolati per le anfiboliti a cianite ( $T = 750 \pm 110$  °C,  $P = 1.26 \pm 0.3$  GPa;  $T = 590 \pm 80$  °C,  $P = 0.76 \pm 0.21$  GPa) utilizzando i dati termodinamici di HOLLAND e POWELL (1990). Dopo lo stadio magmatico e il successivo stadio metamorfico di alta pressione, il complesso magmatico della Cima Mezzana si è progressivamente riequilibrato in condizioni di *facies* anfibolitica (P-T dell'ordine di 0.5 GPa e 500°C), come indicato dai calcoli termobarometrici eseguiti sugli gneiss a cianite-staurolite-granato associati alle anfiboliti ( $P = 0.6 \pm 0.15$  GPa,  $T = 590 \pm 25$  °C; SUSINI, 1994).

Determinazioni  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  sull'orneblenda tschermakitica dei metagabbri milonitici e determinazioni Rb-Sr su una coppia biotite-roccia totale degli gneiss incassanti hanno fornito rispettivamente età di  $357 \pm 3.3$  Ma e  $242 \pm 2$  Ma. Queste età danno un'idea del tempo di raffreddamento intercorso tra la temperatura di 500 °C (T di chiusura dell'ornblenda) e 350 °C (T di chiusura della biotite) (MARTIN *et alii*, 1998). Poco a ovest, negli gneiss a cianite del Lago Celentino, presso il contatto tettonico con i sottostanti gneiss dell'Unità del Tonale, sono state ottenute età Rb-Sr su mica bianca di  $355 \pm 8$  Ma e  $94 \pm 1$  Ma (DEL MORO *et alii*, dati inediti). La prima età è confrontabile con l'età  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  di 357 Ma ottenuta nei metagabbri, la seconda età conferma la riapertura del sistema isotopico della mica ad opera della deformazione alpina lungo il contatto tettonico tra le unità del Tonale e di Ultimo (sovrascorrimento di Cima Grande). La biotite di un filoncello granitico trasposto negli gneiss a cianite del lago di Celentino ha fornito invece un'età Rb-Sr di raffreddamento di  $161 \pm 0.8$  Ma, simile alle età Rb-Sr ottenuta sulla biotite degli gneiss stromatici e delle migmatiti del settore NE dell'Unità d'Ultimo.

### 3.2.1.2. - Unità del Tonale

Questa unità è molto estesa nelle valli di Sole e di Peio, ma si riduce ad una fascia ampia circa 1 km a nord di Cima Grande e in Val Cercena, tra le malghe Villar Bassa e Fratte (DANESE, 1997), per scomparire sotto l'Unità d'Ultimo. Verso sud, riappare lungo le linee del Tonale (Val di Sole) e delle Giudicarie Nord (Val di Non) sotto forma di una fascia larga qualche centinaio di metri.

Il litotipo dominante è un paragneiss a due miche (*Tonaleschiefer* di SALOMON, 1901), a grana grossa con *fabric* in *facies* anfibolitica, struttura anastomosata (Fig. 15), aspetto talora migmatitico (MARTIN *et alii*, 1998), localmente piuttosto retrocesso. Il complesso gneissico contiene numerose e caratteristiche intercalazioni di gneiss anfibolici a granato (Fig. 16), anfiboliti a plagioclasio, anfiboliti di natura ultramafica, serpentiniti, marmi e rocce metasomatiche a pirosseno, quarziti, ortogneiss granitici e pegmatiti (HAMMER, 1905; HAMMER & TRENER, 1908; ANDREATTA, 1954; MENDUM, 1976; RONCHI, 1987; MARTIN *et alii*, 1991; MARTIN & PROSSER, 1993; MARCATO, 1995).

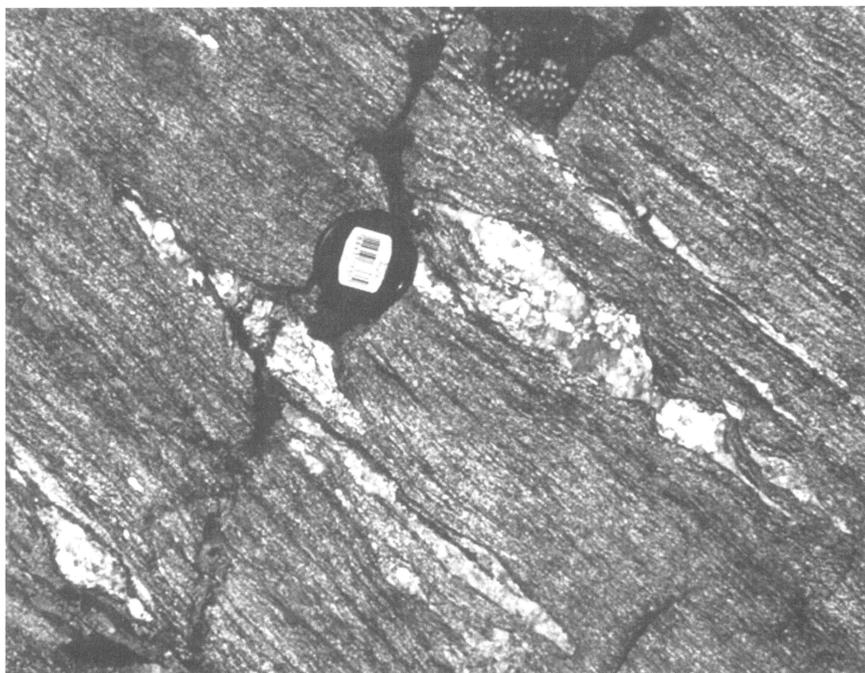


Fig. 15 - *Paragneiss a sillimanite* dell'Unità del Tonale con lenti di *ortogneiss pegmatoidi*.

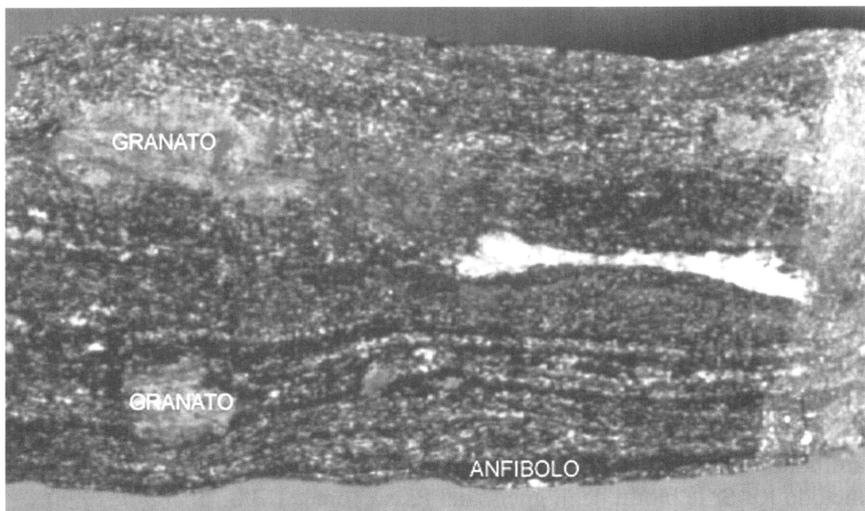


Fig. 16 - *Anfibolite a granato* raccolta ad est di Cima Boai. Lunghezza del campione 10 cm.

L'associazione mineralogica fondamentale dei paragneiss comprende plagioclasio, quarzo, granato, biotite, sillimanite, ilmenite e raro K-feldspato (RONCHI, 1987), indicato dalla presenza di strutture mirmekitiche. Il plagioclasio ha una composizione variabile tra An<sub>20</sub> e An<sub>47</sub>, tipica di un evento metamorfico di alta temperatura. La locale trasformazione dei paragneiss in micascisti ricchi in mica bianca indica l'esistenza di un'importante retrocessione metamorfica a carattere sincinemato.

Le anfiboliti sono costituite da orneblenda, plagioclasio, biotite, ilmenite e raro granato (ricco in grossularia) e hanno composizione basaltica. Non vi è traccia di relitti eclogitici.

Le rocce ultramafiche sono rappresentate esclusivamente da serpentiniti, talora a talco ± clorite, tremolite, magnetite e rari relitti di ortopirosseno e olivina, oficalciti e tremoliti (RONCHI, 1987). Le serpentiniti mostrano, al contatto con gli gneiss di alto grado, una zona di reazione metasomatica formata da serpentiniti a flogopite, tremoliti e/o cloriti a magnetite. Le serpentiniti della Val di Sole contengono alcuni filoni rodingitici (MARCATO, 1995) ad anfibolo pargasitico, granato ricco in grossularia, epidoto, clinopirosseno, ilmenite ed ercinite (MARTIN *et alii*, 1998). Come già ricordato, le rocce mafiche ed ultramafiche potrebbero rappresentare, nel loro insieme, i resti di una sequenza ofiolitica paleozoica.

Marmi e *fels* metasomatici a carbonato, plagioclasio calcico e clinopirosseno formano orizzonti discontinui entro gli gneiss migmatitici in località Campo Secco e in bassa Val Cercena (DANESE, 1997). Nei fels metasomatici sono presenti calcite, flogopite, granato ricco in grossularia, pirosseno salitico, tremolite, plagioclasio anortitico, clinozoisite, titanite, pirite e quarzo, in rapporti modal variabili: nei marmi sono dominanti calcite, flogopite e granato. Le rocce metasomatiche sono state interpretate come il prodotto di reazione tra i marmi e gli gneiss migmatitici incassanti. Gli scambi chimici in presenza di fluidi ricchi in H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub> hanno favorito la cristallizzazione di clinopirosseno, anfiboli e plagioclasti di dimensioni pluricentriche. Alcuni marmi contengono mineralizzazioni a pirite e magnetite; le principali si trovano a Celledizzo, Santa Lucia e lungo il torrente Drignana (ANDREATTA, 1948a; 1954). In molti casi i marmi sono associati a quarziti ad anfibolo, clorite e granato più o meno ricco in manganese.

L'ubiquità della sillimanite, la presenza di plagioclasio andesinico, l'assenza di eclogiti e le stime termobarometriche (T = 600 ± 130 °C; P = 0.57 ± 0.25 GPa) ottenute nelle anfiboliti a granato di Cima Boai utilizzando i dati termodinamici di riferimento di HOLLAND & POWELL (1990), indicano un metamorfismo di alta temperatura.

L'età di raffreddamento di 136 ± 1 Ma (Rb-Sr) fornita dalla biotite delle anfiboliti di Cima Boai cade nell'intervallo 150-100 Ma ottenuto datando con il metodo Rb-Sr le biotiti degli gneiss del Passo Tonale (MARTIN *et alii*, 1998).

L'intero complesso cristallino è stato intruso da pegmatiti e granitoidi di età

ignota, in parte antecedenti al picco metamorfico, in parte successivi. Questi ultimi potrebbero essere riferibili al Permiano per analogia con le plutoniti della Valtellina datate da DEL MORO & NOTARPIETRO (1987). I metagranitoidi acidi sono abbondanti in prossimità della Linea del Tonale e sono generalmente trasformati in miloniti nastriformi di età alpina a clorite, sericite, albite e quarzo, note localmente come Gneiss di Stavel (HAMMER & TRENER, 1908; MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992; MARCATO, 1995).

Nella parte meridionale dell'Unità del Tonale si osservano numerose fasce di deformazione e marcata retrocessione metamorfica in facies scisti verdi, larghe da pochi metri a qualche decina di metri (THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1998), con frequenti segni di riattivazione fragile (cataclasiti, pseudotachiliti). Una di esse, situata a nord di Vermiglio, è caratterizzata dalla blastesi di albite, cloritoide, sericite e clorite (MARTIN *et alii*, 1991). In base agli indicatori cinematici, queste zone di taglio precoci avrebbero accomodato, a partire dall'Oligocene sup., parte del movimento transpressivo destro della Linea del Tonale (LAUBSCHER, 1988, 1991; MARTIN *et alii*, 1991). Tuttavia, in uno gneiss intensamente deformato con cataclasiti e pseudotachiliti affiorante a est della zona di taglio di Vermiglio è stata ottenuta un'età di  $53 \pm 0.6$  Ma (Rb-Sr su biotite e roccia totale; BENINCASA, 1996b), indicativa dell'inizio precoce delle deformazioni alpine nell'unità del Tonale. Il vetro della pseudotachilite ha fornito invece età di raffreddamento di 35 Ma (Ar-Ar, *laser*, LAURENZI, dati inediti).

### 3.2.2. - FALDA DELL'ORTLES

La Falda dell'Ortles comprende le unità di basamento e di copertura che affiorano nel Massiccio dell' Ortles, secondo l'accezione di DAL PIAZ GB. (1936); POZZI (1965), DAL PIAZ & MARTIN (1980) e DAL PIAZ *et alii* (1988), MARTIN *et alii* (1991), MARTIN *et alii* (1998a). Le scaglie di basamento di medio e basso grado sono costituite da filladi con frequenti intercalazioni di marmi e cloritoscisti come in Valle di Cedec, Cresta Solda, Vedretta del Cevedale oppure da paragneiss e micascisti a granato, staurolite, talora sillimanite con frequenti intercalazioni di metagranitoidi e rari marmi e metabasiti come in Valle del Monte, Val Cercena, alta Valle di Rabbi e Val de la Mare e nelle contigue valli Martello e Val d'Ultimo. Si tratta di un basamento costituito da scisti di mesoepizona secondo la denominazione di ANDREATTA (1951).

Numerosi altri autori, soprattutto di scuola svizzera e austriaca, preferiscono chiamare il basamento di medio-basso grado che affiora nel Massiccio dell'Ortles-Cevedale "Falda di Campo", in analogia al basamento della Cima di Campo (Svizzera) descritto da STAUB nel 1924 e interpretato come Austroalpino medio nella pila delle falde alpine. Questi autori preferiscono inoltre riservare il nome di "Falda dell'Ortles" esclusivamente alle sequenze di copertura permo(?) meso-

zoiche e alle rare scaglie di filladi e gneiss chiari in contatto tettonico con il basamento lungo la Faglia dello Zebrù e interpretate come Austroalpino superiore (es., TOLMANN, 1987; HOINKES & THONI, 1993; CONTI 1997).

Altri autori come TRUMPY & HACCARD (1969) e SCHMID & HAAS (1989) hanno preferito invece abbandonare le suddivisioni identificando l'Austroalpino ad ovest degli Alti Tauri come "Austroalpino Centrale".

### 3.2.2.1. - *Unità di Peio*

Nella tavola IV Peio affiora esclusivamente la porzione della Falda dell'Ortles costituita dal complesso di parascisti e ortogneiss descritto da HAMMER (1908) e noto come Falda di Campo (Austroalpino medio, STAUB, 1924).

Dal punto di vista litologico il basamento cristallino, indicato in queste note come Unità di Peio, si distingue dall'Unità del Tonale soprattutto per l'assenza di marmi e l'abbondanza di metagranitoidi. In particolare, esso è costituito da micascisti e paragneiss a due miche, granato, staurolite ± sillimanite fibrolitica (rara) che definiscono la scistosità regionale (S2). La loro struttura è anastomosa (protomiloniti) o milonitica (in prossimità della Linea di Peio), evidenziata nei litotipi pelitici da fusi di staurolite, abbondante sericite, cloritoide e clorite, cristallizzati in condizioni dinamiche (Fig. 17).

Localmente si osserva la crescita statica di cloritoide, in piccoli covoni, pseudomorfo su granato, biotite e possibile cordierite prealpini (Fig. 18). Ai paragneiss sono intercalati ortogneiss granitico-granodioritici, frequenti apliti e pegmatiti gneissiche, epidositi, fels a pirosseno, rare scaglie di rocce ultramafiche e metabasiti a granato, affioranti lungo il versante sinistro della Val di Peio e in Val Cercena. Metabasiti a granato e fels a plagioclasio anortitico e clinopirosseno sono stati campionati durante i sondaggi effettuati dall'Enel nel 1994. Oltre alle metabasiti a granato talora centimetrico (versante sinistro orografico della bassa Valle de la Mare; DANESE, 1997) e rutilo, nell'area affiorano rocce attinolitiche ad epidoto, con frequenti piani di taglio duttile, sottolineati da anfibolo attinolitico ed epidoto (Fig. 19). L'associazione mineralogica delle metabasiti indica un evento metamorfico prealpino in facies anfibolitica con temperature dell'ordine di 550 - 600 °C, mentre la presenza di sillimanite nei paragneiss incassanti indica una pressione compresa tra 0,3 e 0,6 GPa (WERLING, 1992). Biotite, staurolite e sillimanite sono in parte sostituite da minerali di facies scisti verdi (mica bianca, cloritoide, clorite) di età alpina.

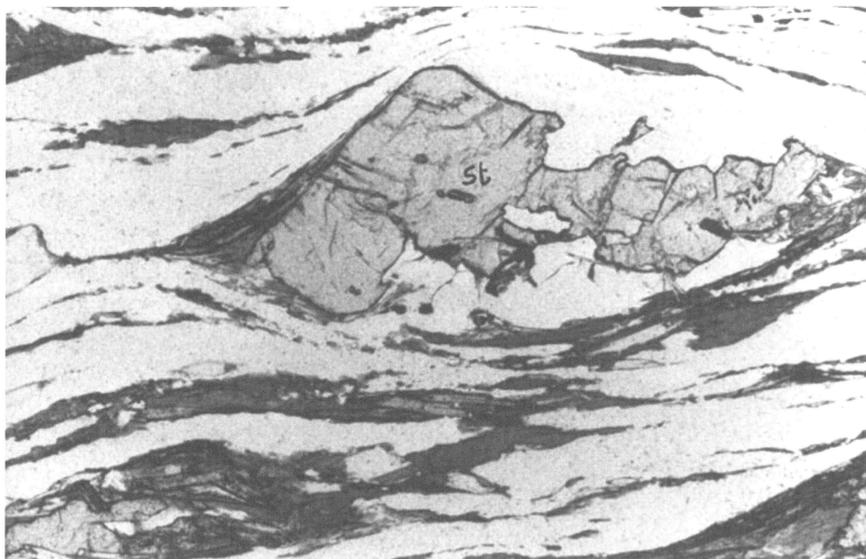


Fig. 17 - Staurolite (St) porfiroclastica a forma di fuso con biotite e mica bianca nei micascisti dell'Unità di Peio. Lunghezza della staurolite: 4 mm.

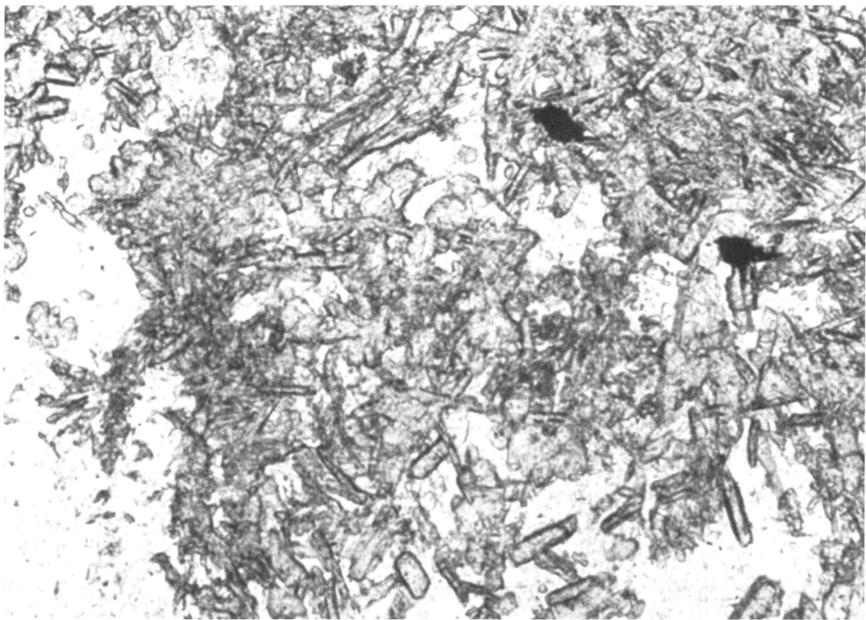


Fig. 18 - Microfoto a nicol paralleli. Aggregato di cloritoide cresciuto staticamente su un minerale pre-esistente. Dimensione della plaga a cloritoide: 3 mm.



Fig. 19 - *Anfibolite a granato e biotite associata a boudins di pirosseniti, con strutture di taglio duttile. La biotite lungo la zona di taglio ha dato un'età di raffreddamento Rb-Sr di 74 Ma (DEL MORO, dati inediti). Lunghezza del frammento di carota: 15 cm.*

Nel basamento dell'Unità di Peio sono presenti rocce molto ricche in epidoto intercalate entro le metabasiti e i parascisti. Si tratta di epidositi associate alle anfiboliti del versante sinistro della Valle de la Mare, tra Cima Verdignana e Passo Cercen, e gneiss epidotici a grana fine associati ai parascisti della Val degli Spini a letto della Linea di Peio. Vi sono inoltre intercalazioni di quarziti quasi pure, oppure ad epidoto e clorite (Val di Peio, Valle de la Mare, Val Cercena-Monte Villar) e scarsi marmi.

Le datazioni Rb-Sr sulle miche bianche dei micascisti della Valle de la Mare hanno dato età di  $317 \pm 13$  Ma (DEL MORO in FERRETTI-TORRICELLI, 1987), confrontabile con età di  $314 \pm 13$  Ma ottenute da THÖNI sulle miche bianche dei micascisti del Passo Gavia.

Gli ortogneiss (OMIg) hanno composizione da granitico a granodioritica, localmente aplitica e pegmatitica e sono diffusi in bassa Valle de la Mare tra Passo Cercena e Cima Vallon, e presso la Busa del Diavolo (DANESE, 1997). Gli ortogneiss granodioritici formano le intercalazioni più frequenti e sono verosimilmente correlabili al complesso della Verdignana di età ordoviciana (DEL MORO, in FERRETTI-TORRICELLI, 1982). La foliazione regionale è messa in evidenza negli ortogneiss da orneblenda verde, biotite, granato, epidoto ed albite. Gli ortogneiss granitici hanno struttura occhiadina dovuta alla presenza di porfiroclasti di feldspato potassico e di albite. La foliazione è sottolineata da mica bianca, granato, rara biotite e localmente tormalina.

L'Unità di Peio è delimitata a sud da una fascia di miloniti pre-alpine che si estende dal Passo Gavia alla Val di Rabbi ed oltre. E' probabile che queste miloniti siano la prosecuzione orientale della zona di taglio duttile del Mortirolo (Valtellina) che, secondo WERLING (1992), è stata suturata dalle intrusioni permiane dei Monti Serottini e Tremoncelli. Le miloniti pre-alpine del basamento di Peio sono in facies anfibolitica e hanno una tessitura tabulare sottolineata da anfibolo ed epidoto (ZAMBOTTI, 1995a). Esse hanno costituito una zona di debolezza su cui si è impostata la Linea di Peio nel Cretacico superiore, caratterizzata da miloniti a grana fine in cui sono ancora localmente riconoscibili i clasti di epidoto (Fig. 20).

La Linea di Peio è evidenziata da un fascio di miloniti e ultramiloniti nere, compatte con struttura a bande, derivate sia da micascisti che da gneiss anfibolico-epidotiche, che affiorano dalla Forcella di Comasine alla Val degli Spini e al Passo Cercen, entro profondi canali. La foliazione milonitica è spesso deformata da un'altra fase di piega, definita come D3 (GASPARI, 1993; DAMINATO, 1993).

Il complesso dei paragneiss e micascisti mostra un'evoluzione polimetamorfica pre-alpina. Lo stadio iniziale, in facies anfibolitica, è contrassegnato dalla coesistenza di staurolite, granato e sillimanite fibrolitica. L'evoluzione successiva è caratterizzata dapprima dalla ricristallizzazione del granato, quindi dalla cristallizzazione di clorite, cloritoide e abbondante mica bianca a spese della biotite, indicativa di un decremento della temperatura. In presenza di deformazioni duttili, gli gneiss sono trasformati in "micascisti argentei" ad abbondante sericite (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1976). L'ultima fase di cristallizzazione negli scisti del basamento di Peio è di età alpina. Nei domini poco deformati si osservano associazioni in facies scisti verdi di basso grado (clorite, cloritoide, sericite, stilpnomelano) cristallizzati in condizioni statiche (Fig. 18). Lungo la Linea di Peio e altre zone di taglio contigue, i paragneiss e micascisti sono trasformati in miloniti ad albite, quarzo, clorite, sericite ed epidoto.

Le zone di deformazione presenti in Valle de la Mare, orientate circa ENE-OSO, hanno favorito l'intrusione di piccole apofisi di quarzotonaliti (Pale della Donzella, Tof di Malè - fuori Tavola) e di filoni andesitici (Malga Comasine) di età oligocenica (DAL PIAZ *et alii*, 1988). In alcuni casi, la tessitura foliata dei filoni (Comasine) suggerisce il carattere sincinematico dell'intrusione, in altri casi un'attività tettonica successiva all'intrusione.

### 3.2.3. - FILONI NEL BASAMENTO AUSTRALPINO

Nel basamento dell'Unità d'Ultimo sono segnalati numerosi filoni andesitici (FPM). Si trovano nei pressi del passo Valletta e lungo il versante settentrionale di Cima Bassetta, alla testata della Valle dei Saleci, tra Malga Bronzolo e Malga del Monte Alta (SUSINI, 1994) e in Val Cercena, nel circo glaciale di Lavina Rossa (DANESE, 1997). Alcuni di questi sono caratterizzati da fenocristalli millimetrici

di anfibolo in matrice fine con evidente tessitura di flusso, altri da fenocristalli di plagioclasio andesinico ( $An_{45-50}$ ), orneblenda, biotite e quarzo in matrice a grana fine. Un filone andesitico con numerosi inclusi centimetrici di gabbro anfibolico e di harzburgite ricristallizzata, affiora alla base della parete settentrionale di Cima Valletta (quota 2645 metri) (SUSINI, 1994) mentre un corpo sub-vulcanico di andesiti basaltiche esteso alcune centinaia di metri affiora nel circo a nord di Malga Bronzolo (quota 2550 – 2600 metri) (BOCINI, 2001).

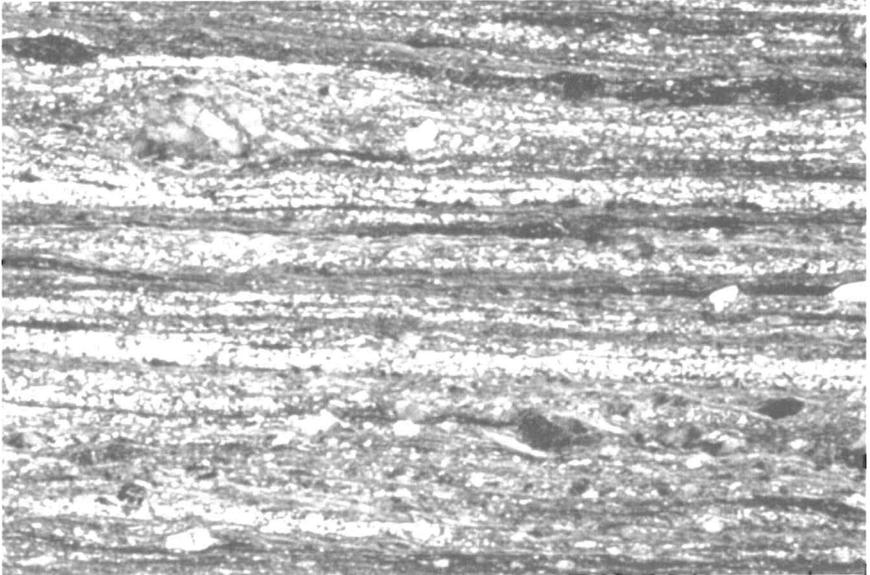


Fig. 20 - Miloniti della Linea di Peio (Passo Cercen). Si osservano porfiroclasti di epidoto di tipo sigma. Microfoto a nicol incrociati. Larghezza dell'area fotografata: 1,00 cm.

## 4. - LITOSTRATIGRAFIA DELLE UNITÀ PRE-QUATERNARIE

### 4.1. - BASAMENTO CRISTALLINO DELLA ALPI MERIDIONALI

#### 4.1.1. - QUARZITI (SVSq)

Si tratta di quarziti quasi pure, in ripetute intercalazioni nei parascisti. Hanno grana fine e colore biancastro e sono costituite da quarzo (90% circa) e sericite. La foliazione è milonitica e le lineazioni di allungamento legate al movimento trascorrente destro avvenuto nell'Oligocene superiore lungo il margine settentrionale del Plutone della Presanella (Linea del Tonale) sono molto pronunciate.

### 4.2. - AUSTROALPINO SUPERIORE

#### 4.2.1. - FALDA DEL TONALE - UNITÀ D'ULTIMO

##### 4.2.1.1. - *Paragneiss a granato e cianite* (UPC)

Paragneiss di medio-alto grado, in genere a grana media e piuttosto monotoni, con biotite, muscovite, cianite, granato, talora staurolite e sillimanite riconoscibili macroscopicamente e caratterizzati da una patina d'alterazione superficiale bruno-rossastra. Nella zona del Lago Rotondo e di Malga Bronzolo mostrano una grana relativamente grossa; a nord di Malga Bronzolo e Malga del Monte Alta i cristalli di cianite raggiungono dimensioni pluricentriche. In molti casi i paragneiss presentano un'alternanza di letti centimetrici prevalentemente micacei e letti quarzoso-feldspatici (Fig. 9). Tali alternanze sono ascrivibili a variazioni composizionali primarie a cui si è sovrapposto un *layering* di origine metamorfica generato dalla trasposizione dei letti primari. La foliazione è una  $S_2$ , con relitti di  $S_1$ , visibile al microscopio, marcata da mica bianca entro *microlithons* relitti. A volte è presente una spiccata lineazione mineralogica sottolineata da biotite.

Il complesso dei paragneiss è caratterizzato dalla presenza di frequenti intercalazioni di ortogneiss granitici, talora micro-occhidini.

#### 4.2.1.2. - *Paragneiss anfibolici* (UPCg)

Si tratta di paragneiss ricchi in biotite, con un contenuto variabile di anfibolo verde. Costituiscono due limitati affioramenti lungo il sentiero che da località Piano sale verso Maso Cortina.

#### 4.2.1.3. - *Paragneiss quarzitici* (UPCq)

Paragneiss a due miche di aspetto massiccio, con contenuto in quarzo decisamente superiore a quello dei tipi normali. Sono state distinte solo le intercalazioni maggiori. I paragneiss quarzitici possono passare a vere quarziti. Affiorano sul versante sinistro della Val di Sole, lungo l'incisione del Rio Corda e a nord di Mezzana.

#### 4.2.1.4. - *Ortogneiss granitici e aplitici* (UPCo)

Formano corpi estesi sino ad alcune centinaia di metri. Sono trasposti parallelamente alla scistosità regionale entro i paragneiss (UPC). In certi casi si osservano alternanze metrico-decimetriche di parascisti e ortogneiss (ad es. a sud del Lago Rotondo). Hanno grana media e sono caratterizzati in genere da foliazione pervasiva, anche se poco evidente nei tipi leucocratici; talora hanno struttura occhiadina (ad es., i corpi affioranti a est di Passo Valletta, a Campo Secco e Valorz). Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, biotite  $\pm$  mica chiara, a cui talora si aggiungono clorite e carbonati tardivi in percentuali elevate. L'originaria struttura magmatica è ben riconoscibile nell'ortogneiss pegmatoide affiorante su entrambi i lati della Val di Rabbi, all'altezza di Le Grane. Quest'ultimo è caratterizzato dalla presenza di porfiroclasti di K-feldspato, talora centimetrici, clorite, scarsa biotite e raro stilpnomelano. La roccia è massiccia e solo localmente si osserva una foliazione di tipo milonitico.

Vi sono inoltre rari ortogneiss derivati da protoliti tonalitici (l.s.), in corpi metrici, poco a sud di Malga Piazza dei Cogni e presso Costa Camocina. I minerali fondamentali sono plagioclasio, raro quarzo, biotite e anfibolo verde.

#### 4.2.1.5. - *Anfiboliti* (UPCa)

Sono più rare e meno estese delle intercalazioni di ortogneiss. I corpi maggiori affiorano a monte di Mezzana, a sud del Lago Rotondo e a nord di Celentino. Predominano le anfiboliti a bande, con alternanza di letti millimetrici a prevalente plagioclasio e letti a prevalente anfibolo e talora granato. Vi sono inoltre locali varietà massive, verde scuro, con minore contenuto in plagioclasio, e tipi caratterizzati da struttura *flaser* e/o milonitica, di probabile origine gabbrica, in cui prevale un anfibolo attinolitico anche di notevoli dimensioni (localmente nel

corpo anfibolitico a monte di Mezzana). Talora le anfiboliti sono granatifere, con granati rosso-bruno generalmente di piccole dimensioni. Nelle anfiboliti a nord di Mezzana si osservano rare eclogiti retrocesse, caratterizzate da corone simplectitiche attorno a clinopirosseni sodici e ai granati.

#### 4.2.1.6. - Metagabbri a granato (UPCb)

Sono stati rinvenuti due corpi di metagabbri, associati alla fascia di anfiboliti affioranti a nord di Cima Mezzana, sopra descritte. Il primo corpo è esposto nella zona del Lago Saleci ed è costituito da un metagabbro leucocratico a granato con grana medio-fine. Il secondo, più piccolo, è ubicato a est di Cima Mezzana ed è formato da un metagabbro con struttura magmatica ben preservata, con grana da media a grossa, talora pegmatoide (CAMPANA, 1995). La paragenesi primaria, comprendente plagioclasio, ortopirosseno e clinopirosseno, è in parte obliterata dalla blastesi di cummingtonite, attinolite, clorite ed epidoto.

#### 4.2.1.7. - Peridotiti (UPCp)

Si tratta in genere di duniti e harzburgiti a grana minuta e colore spesso verde chiaro, con caratteristica patina di alterazione bruno-giallastra. Mostrano talora una foliazione milonitica non sempre facile da riconoscere. La paragenesi primaria è costituita da olivina  $\pm$  pirosseno  $\pm$  spinello. A spese di questi minerali cristallizzano anfibolo incolore della serie tremolite-attinoto (i cui individui sono spesso di notevoli dimensioni), serpentino, clorite e talco. Gli affioramenti di peridotiti sono limitati. Il corpo più esteso è situato sul versante sinistro della Val di Sole, a est di Piz di Montés; altri piccoli corpi affiorano nella zona di Lago Rotondo. In entrambi i casi le peridotiti sono associate a lenti anfibolitiche.

### 4.2.2. - FALDA DEL TONALE - UNITÀ DEL TONALE

#### 4.2.2.1. - *Paragneiss a sillimanite* (TPS)

Si tratta di paragneiss di medio-alto grado a due niche, granato, sillimanite fibrolitica  $\pm$  staurolite, K-feldspato, con caratteristiche generalmente costanti. Hanno grana media e sovente contengono lenti decimetriche di ortogneiss pegmatoidi e livelli decimetrico-decametrici decisamente quarzosi.

L'aumento del contenuto in quarzo conferisce alla roccia un aspetto più massivo e tabulare. I paragneiss mostrano una blanda retrocessione metamorfica in *facies* scisti verdi, verosimilmente alpina, localizzata in fasce ristrette in cui si concentra la deformazione. Anche se mancano tipiche miloniti, spesso si osservano paragneiss e micascisti arricchiti in clorite e minori cloritoscisti ad epidoto e albite porfiroblastica (ad E di Cima Boai e a NE di Rio Cortina). In sezione sottile

si notano, inoltre, una riduzione della grana ed una parziale obliterazione della paragenesi di *facies* anfibolitica. Tra i minerali di retrocessione si osserva raro cloritoide sviluppato a spese della biotite (Cima Boai). Affiorano in Valle di Peio e in Val di Sole, lungo la fascia di basamento settentrionale prospiciente all'abitato di Vermiglio e nella zona compresa tra la Val Fazzon e la Val Piana.

#### 4.2.2.2. - Paragneiss quarzitici (TPSq)

Si tratta di intercalazioni più o meno potenti all'interno dei paragneiss a due miche, sillimanite e granato. L'associazione mineralogica fondamentale comprende biotite, mica bianca, abbondante quarzo e raro granato. Sillimanite e staurolite sono praticamente assenti. I loro caratteri generali sono analoghi a quelli dei paragneiss sopra descritti. Affiorano lungo la Linea di Peio, a nord di Celledizzo.

#### 4.2.2.3. - Ortogneiss granitici e aplitici (TPSo)

Sono piccoli corpi di ortogneiss granitici ed aplitici, presenti diffusamente all'interno del complesso dei paragneiss (TPS). Frequenti le varietà pegmatoidi, più rare quelle occhiate. Gli ortogneiss sono trasposti parallelamente alla scistosità regionale e hanno spessore modesto, metrico-decimetrico. Sono costituiti da plagioclasio, K-feldspato, mica bianca ± biotite.

#### 4.2.2.4. - Marmi (TPSm)

Le rocce carbonatiche sono relativamente frequenti nei parascisti, sotto forma di corpi lenticolari di spessore in genere non superiore al metro, costituite da dominante calcite, quarzo ± flogopite ± granato ± clinopirosseno salitico ± tremolite, titanite, plagioclasio, clinozoisite. In alcuni casi i minerali silicatici diventano abbondanti dando luogo a *fels*. In Val di Peio (Celledizzo, S. Lucia, torrente Drignana) i marmi includono mineralizzazioni a magnetite e pirite (ANDREATTA, 1948a, 1954) che sono state coltivate fino a metà del secolo scorso.

#### 4.2.2.5. - Anfiboliti (TPSa)

Sono molto diffuse nel basamento cristallino dell'Unità del Tonale; formano intercalazioni di modesto spessore. Sono costituite da plagioclasio, anfibolo verde ± biotite ± granato e quarzo (raro), con clinozoisite e titanite secondarie. Hanno in prevalenza una struttura a bande generalmente parallele alla scistosità regionale, definita dall'alternanza di livelli millimetrico-centimetrici ad anfibolo verde, epidoto e scarso plagioclasio e di livelli a prevalente plagioclasio. Vi sono inoltre corpi metrico-decimetrici di anfiboliti massicce, talora con relitti dell'originaria tessitura magmatica di tipo gabbroide, talora a grana medio-grossa e struttura *flaser*, alcuni corpi hanno composizione quarzodioritica (l.s.).

#### 4.2.2.6. - Peridotiti (TPSp)

Le peridotiti hanno prevalente composizione dunitica, colore scuro e patina d'alterazione superficiale marrone-giallognola. La struttura è spesso cataclastica. L'associazione mineralogica primaria comprende olivina e minore clinopirosseno, presenti solo come relitti. Anfibolo incolore anche centimetrico, e abbondanti clorite, talco, serpentino e carbonato cristallizzano a spese dei minerali primari. Al microscopio si nota una diffusa serpentizzazione.

Le peridotiti formano un corpo lenticolare potente una trentina di metri, associato ad una lente di anfiboliti e a fels carbonatici in destra idrografica della Val di Sole, a monte di Pellizzano.

#### 4.2.3. - FALDA DELL'ORTLES - UNITÀ DI PEIO

##### 4.2.3.1. - *Misciscisti a granato e staurolite* (OMI)

Misciscisti più o meno quarzitici a due miche, granato, staurolite  $\pm$  silimanite fibrolitica (rara), con caratteristica alterazione superficiale color ruggine. Il quarzo è abbondante e forma piccole lenti oppure è disperso nella roccia. Gli scisti sono caratterizzati da una struttura a bande, con alternanza di livelli fillosilicatici e livelli quarzoso-feldspatici. La grana è in genere minuta, soprattutto nella zona a nord di Passo Cercen, tuttavia il granato e la staurolite sono ben riconoscibili macroscopicamente (versante meridionale di Monte Villar). La retrocessione metamorfica, localmente abbastanza marcata, ha prodotto abbondante clorite a spese di biotite e granato. In sezione sottile si osservano cloritoide e sericite sviluppati a spese della staurolite. A ridosso della Linea di Peio (in Val Cercena e in Val di Peio) affiorano mica-scisti anfibolici milonizzati ricchi in epidoto.

##### 4.2.3.2. - *Misciscisti quarzitici* (OMIq)

Costituiscono una varietà dei parascisti costituiti da sistematiche alternanze di letti quarzoso-micacei e letti quarzitici grigi molto compatti. Affiorano in Val di Peio e sono associati ai mica-scisti (OMI) ed ai paragneiss (TPS).

##### 4.2.3.3. - *Ortogneiss granitici e aplitici* (OMIg)

Hanno in genere grana medio-grossa e derivano da protoliti granitici e in minor misura aplitici. Sono localmente caratterizzati da un *fabric* lineare prevalente su quello planare della scistosità regionale (a sud di Cima Vallon). Affiorano su entrambi i versanti della Val de la Mare.

#### **4.2.3.4. - Ortogneiss anfibolici (OMIo)**

Affiorano alla Busa del Diavolo. Sono rocce a grana medio-fine, derivate verosimilmente da protoliti tonalitici con foliazione evidente. Contengono plagioclasio, quarzo, biotite, anfibolo verde ed epidoto relativamente abbondante.

#### **4.2.3.5. - Anfiboliti (OMIa)**

Si tratta di anfiboliti a granato rosso-bruno, talora centimetrico (versante destro della bassa Valle de la Mare). In minore misura si osservano anfiboliti ad abbondante attinolite ad epidoto. Mostrano frequentemente una struttura a bande, con porfiroclasti di orneblenda verde e locale clinopirosseno nei livelli anfibolici.

### **4.3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO**

#### **4.3.1. - Filoni (FPM)**

Sono intrusi entro tutte le litologie del basamento Austroalpino, spesso lungo discontinuità preesistenti. Si tratta di rocce a composizione intermedia (andesiti l.s.) composte da fenocristalli di plagioclasio, biotite e anfibolo, entro una massa di fondo a grana fine non risolvibile a occhio nudo, di colore grigio. In quasi tutti i filoni sono stati osservati xenoliti costituiti da rocce anfibolitiche (l.s.) e più raramente peridotitiche (Lago Rotondo; Susini, 1994).

## 5. - LA TETTONICA

### 5.1. - STRUTTURE DUTTILI DEL BASAMENTO CRISTALLINO

#### 5.1.1. - LA DEFORMAZIONE DUTTILE NELLA FALDA DEL TONALE

Nella Tavola Peio il contatto tra l'Unità del Tonale e l'Unità Ultimo è sottolineato dalla scomparsa della cianite e dalla comparsa della sillimanite (Val di Sole). È difficilmente cartografabile a causa della sovrainpronta metamorfica di alto grado di età tardo Paleozoica.

##### 5.1.1.1. - *Unità d'Ultimo*

L'assetto strutturale di questa porzione di basamento fu oggetto di studio da parte di HAMMER (1908). Le strutture duttili che lo caratterizzano vennero descritte come *schlingen* (SCHMIDEGG, 1936) o "vortici" (ANDREATTA, 1948b). Un assetto strutturale simile è presente in altre zone delle Alpi orientali, come ad esempio nel complesso *Ötztal-Stubai* e nel basamento affiorante a sud della linea *Deferegger-Anterselva-Valles* (SCHMIDEGG, 1936). Gli *schlingen* del complesso *Ötztal-Stubai* erano stati interpretati inizialmente come pieghe ad asse sub-verticale originati da un unico evento deformativo. Recenti studi strutturali hanno invece messo in evidenza il carattere polifasico di queste strutture (VAN GOOL *et alii*, 1987; SCHULZ, 1988). Analogamente, anche nel basamento dell'Unità d'Ultimo della Tavola Peio, sono presenti strutture d'interferenza a scala chilometrica.

Nel basamento d'Ultimo sono state riconosciute quattro fasi deformative. Le testimonianze della prima fase deformativa, D<sub>1</sub>, sono rare. Sul terreno essa è stata riconosciuta unicamente sulla base di pieghe parassite evidenziate da livelli quarzitici, incongruenti rispetto alle pieghe della fase successiva. Spesso questa fase è testimoniata alla scala microscopica dalla presenza di *microlithons* relitti, costituiti da mica bianca e minore biotite conservate all'interno di livelli granoblastici paralleli alla scistosità regionale sviluppatasi durante la successiva fase deformativa. La seconda fase deformativa, D<sub>2</sub>, ha determinato lo sviluppo della scistosità regionale pre-alpina sottolineata da biotite, cianite e granato. Questa fase è caratterizzata da pieghe di tipo "simile" con geometria serrata o isoclinale. Pieghe appartenenti a questa fase si possono osservare frequentemente alla



### 5.1.1.2. - Unità del Tonale

Questa Unità affiora limitatamente. Gli affioramenti non sono idonei allo studio strutturale. Tuttavia anche in questa unità sono state riconosciute cinque fasi deformative.

La prima fase,  $D_1$ , è stata riconosciuta nelle rocce pelitiche grazie alla presenza di microstrutture e minerali progradati (biotite e mica bianca incluse nel granato e strutture elicistiche entro il granato); la seconda fase,  $D_2$ , responsabile della scistosità regionale è stata sincrona alla cristallizzazione di minerali di alta temperatura come clinopirosseno e granato nelle anfiboliti di Cima Boai e di scapolite, olivina, anortite e fassaite nei marmi e fels; di sillimanite prismatica, biotite, plagioclasio e feldspato potassico nei paragneiss.

Una successiva fase deformativa pre-alpina è caratterizzata dallo sviluppo di piani di taglio duttili con cristallizzazione di sillimanite fibrolitica, albite/oligoclasio, biotite e mica bianca, di epidoto, attinolute nelle rocce di composizione basica della Val di Sole ( $D_3$ ). Successivamente nell'Unità del Tonale si sono verificate intense deformazioni milonitiche alpine imputabili ai movimenti cretaccici estensionali soprattutto lungo la Linea di Peio ( $D_4$ ), e transpressivi terziari ( $D_5$ ). Quest'ultima deformazione ha coinvolto i paragneiss, i marmi del Tonale (area del Monte Mason) e i filoni andesitici oligocenici, e ha prodotto ampie fasce milonitiche con cristallizzazione di clorite, sericite e cloritoide e fasce cataclastiche. Quest'ultima fase deformativa fase, forse connessa con la tettonica giudicariense precoce, ha determinato la formazione di pieghe ettometriche con assi diretti WSW-ENE in prossimità della cresta di Cima Boai e di Cima Grande.

### 5.1.2. - LA DEFORMAZIONE DUTTILE NELLA FALDA DELL'ORTLES

Nel basamento cristallino della Falda dell'Ortles sono state riconosciute quattro fasi deformative. La prima fase ( $D_1$ ) è stata raramente osservata alla scala dell'affioramento, ma è riconoscibile esclusivamente alla microscala, entro i *microlithons* relitti. La seconda fase ( $D_2$ ) è associata allo sviluppo di pieghe di tipo "simile", chiuse e allo sviluppo di una scistosità di piano assiale pervasiva ( $S_2$ ). Le pieghe della fase  $D_2$  sono frequentemente osservabili alla scala dell'affioramento soprattutto nelle zone in cui i micascisti sono caratterizzati da bande a composizione più gneissica (gneiss a bande). La scistosità  $S_2$  è sottolineata da biotite, mica bianca, staurolite  $\pm$  sillimanite, fibrolite e granato. La scistosità  $S_2$  è deformata da zone di taglio duttile ( $D_3$ ) con sviluppo di zone anastomosate e microstrutture fusiformi ( $S_3$ ). I piani di taglio sono evidenziati da staurolite fusiforme metastabile, clorite e cloritoide.

Durante la successiva fase deformativa,  $D_4$ , le scistosità  $S_2$  ed  $S_3$  sono state deformate da pieghe di tipo *kink* e a grande scala ( $D_4$ ). Questa ultima fase è responsabile dell'attuale struttura caratterizzata da pieghe a grande scala e assi

orientati WSW-E $\ddot{N}$ E fino a W-E della Falda dell'Ortles ed è riferibile alla deformazione alpina terziaria.

## 5.2. - FAGLIE

La struttura tettonica più importante delle Alpi centrali è la Linea del Tonale che costituisce il segmento centrale del Lineamento Periadriatico. Tuttavia, nella Tavola Peio, la Linea del Tonale è appena tratteggiata entro i depositi quaternari del versante destro idrografico della media Val di Sole, nel settore SE della tavola. Nei pressi dell'abitato di Dimaro la Linea del Tonale si congiunge con la Linea delle Giudicarie Nord.

Il lineamento più importante della tavola Peio è rappresentato, quindi, dalla Linea di Peio. Si tratta di una faglia che fu attiva nel Cretacico inferiore presumibilmente come piano di sovrascorrimento con vergenza ONO lungo il quale la Falda del Tonale sovrascorse la Falda dell'Ortles (MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992; MÜLLER, 1998). Dal Cretacico superiore all'Eocene, questa zona di taglio fu sede di un'intensa attività estensionale che facilitò il sollevamento della Falda dell'Ortles rispetto alla contigua Falda del Tonale. Nel Terziario la Linea di Peio venne riattivata come struttura compressiva dando origine a sovrascorrimenti nord vergenti (MARTIN *et alii*, 1991, VIOLA *et alii*, in stampa).

### 5.2.1. - LA LINEA DI PEIO

La Linea di Peio mette a contatto l'Unità di Peio (Falda dell'Ortles) a letto con l'Unità del Tonale (Falda del Tonale) a tetto (fig. 22) ed è costituita da una fascia milonitica principale dello spessore di centinaia di metri immergente verso SSE, associata ad orizzonti di cataclasiti (fig. 23). La fascia milonitica è inclinata di circa 35°, mentre le cataclasiti formano fasce ripide con 60-65° di inclinazione ed uno spessore di circa 100 metri (ANDREATTA, 1948). L'Unità del Tonale a tetto del piano di faglia principale è interessata da fasce milonitiche discontinue che determinano una retrocessione in facies degli scisti verdi di basso grado nei paragneiss. Le lineazioni milonitiche presentano una forte dispersione in direzione e ciò suggerisce l'influenza di più eventi deformativi successivi (MARTIN *et alii*, 1998).

Al di sotto del piano di faglia principale evidenziato dalle cataclasiti affiora la fascia milonitica principale della faglia di Peio con spessori variabili da alcune decine di metri a più di cento metri. I protoliti delle miloniti sono costituiti prevalentemente da gneiss, micascisti e granitoidi dell'Unità di Peio. La microstruttura delle miloniti è caratterizzata da nastri di quarzo completamente ricristallizzati e piccoli porfiroclasti feldspatici o epidotici in una matrice a granulometria minuta, composta prevalentemente da quarzo e sericite. Le lineazioni di *stretching* sono orientate da E-O a N110°.

Al letto della fascia milonitica principale si passa gradualmente a gneiss anfi-

bolitico-epidotici associati a micascisti a granato-stauroilite in cui è possibile riconoscere una lineazione con direzioni molto simili (N80°-N120°) a quelle riscontrate lungo la fascia milonitica principale della faglia di Peio. Queste lineazioni sono parallele alle pieghe e alle crenulazioni che si rinvencono all'interno del basamento dell'Unità di Peio, anche ad una certa distanza dalla zona più deformata.

Gli indicatori cinematici osservati nella fascia milonitica principale e negli gneiss anfibolitico-epidotici a letto della faglia di Peio forniscono una direzione di trasporto verso est coerente con una cinematica transtensiva sinistra (ZARSKÉ, 1989; MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992). L'età di questa fase deformativa era stata ricavata considerando la relazione tra le miloniti della Linea di Peio e alcuni filoni legati al magmatismo oligocenico (DAL PIAZ *et alii*, 1988; WERLING, 1992; MÜLLER, 1998). Presso il Lago di Alpaner, all'interno del Foglio n. 25 Rabbi, uno di questi filoni taglia le miloniti testimoniando un'età quanto meno pre-oligocenica dell'evento transtensivo sinistro. Recenti dati geocronologici effettuati sulle miloniti e le pseudotachiliti associate alla Linea di Peio indicano che l'evento transtensivo sinistro è riferibile al Cretacico superiore (MÜLLER *et alii*, 2001; VIOLA, 2000; VIOLA *et alii*, in stampa).

L'analisi degli indicatori cinematici e delle strutture d'interferenza nelle fasce milonitiche a tetto della Linea di Peio suggerisce che alla fase di trasporto verso est è seguita una seconda deformazione con direzione di trasporto verso nord (MARTIN *et alii*, 1991). Alla seconda fase deformativa può essere riferita anche la formazione del sovrascorrimento di Cima Grande e dell'anticlinale associata che presenta una vergenza verso nord (ANDREATTA, 1948). Dati geocronologici effettuati sulle pseudotachiliti hanno consentito di attribuire al sovrascorrimento un'età eocenica (circa  $34,9 \pm 3$  Ma) (MÜLLER, 1998).

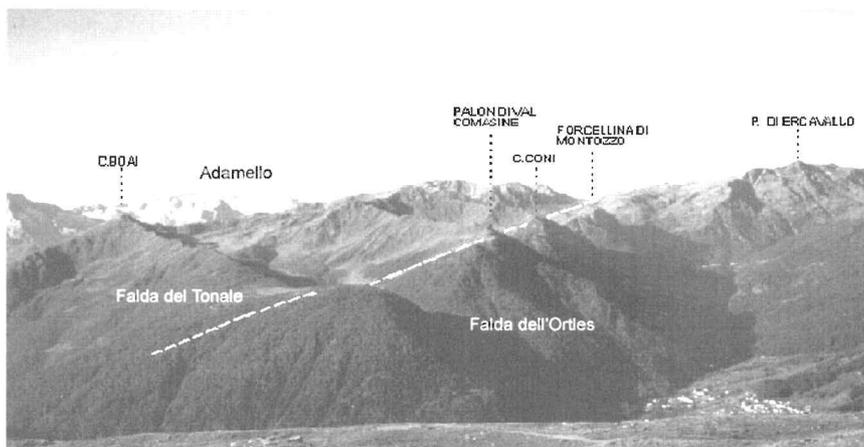
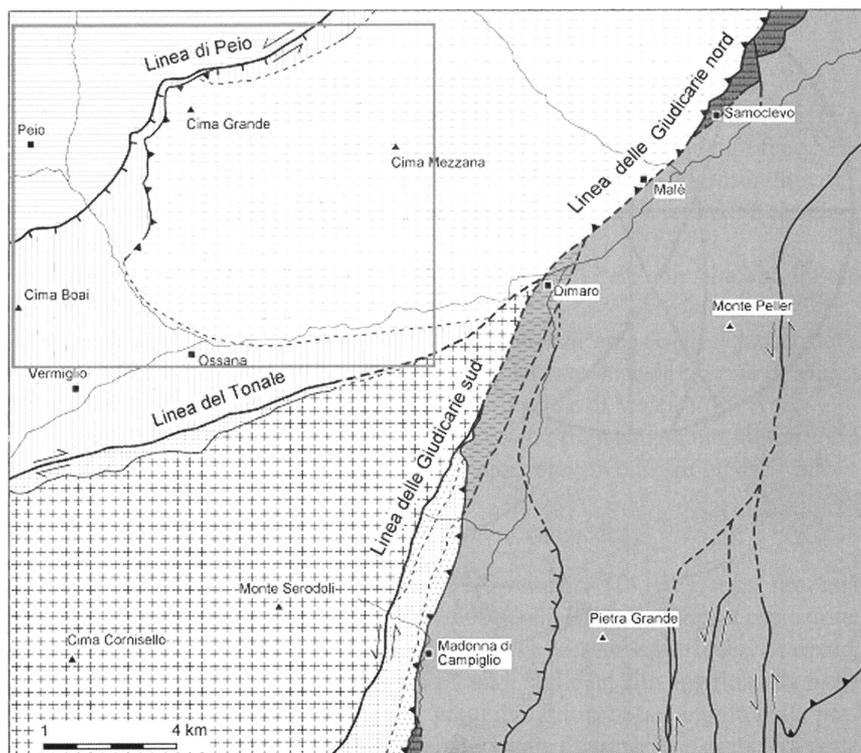


Fig. 22 - Veduta sulla Linea di Peio ad est del Passo Cercen.



Lungo il versante sinistro della Valle di Peio tra Passo Cercen e Celentino, si estende il sovrascorrimento di Cima Grande (Fig. 24). Si tratta di un sistema di orizzonti milonitici con lineazioni di movimento che danno un senso di trasporto verso nord (Zambotti, 1995a).

In Valle di Peio, entro la galleria idroelettrica in località Pont (Cogolo) sono stati evidenziati due piani di faglie con movimento transtensivo sinistro, orientati rispettivamente parallelamente alla Valle di Peio (NNO-SSE) e alla Valle de la Mare (NNE-SSO).



Austroalpino Superiore

Falda dell'Ortles

Unità del Tonale

Unità d'Ultimo

Alpi Meridionali

Basamento

Granitoidi permiani

Batolite dell'Adamello

Copertura mesozoica

Unità bacinali del Giurassico

Formazione della Val d'Agola (Cretacico sup.)

Fig. 24 - Sovrascorrimento di Cima Grande.

In Valle de la Mare, nella zona del Lago del Careser (a nord di Peio, fuori Tavola) sono presenti due sistemi di faglie orientate NO-SE e NNO-SSE con cinematica transtensiva destra (Fig. 25).

Nell'area sono state inoltre riconosciute altre fasi deformative recenti che hanno fortemente influenzato lo sviluppo delle strutture geomorfologiche di età tardi-glaciale (Olocenica) (Fig. 26).

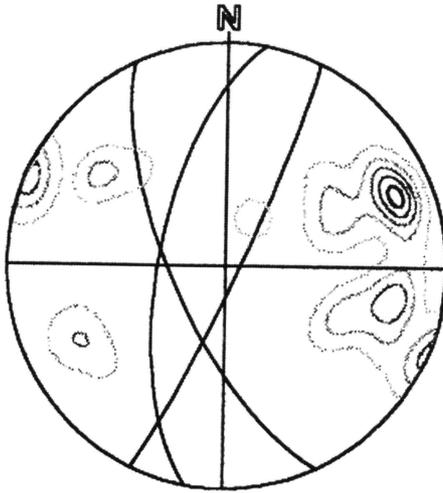


Fig. 25 - Diagramma degli andamenti delle faglie nell'area del Lago Careser.

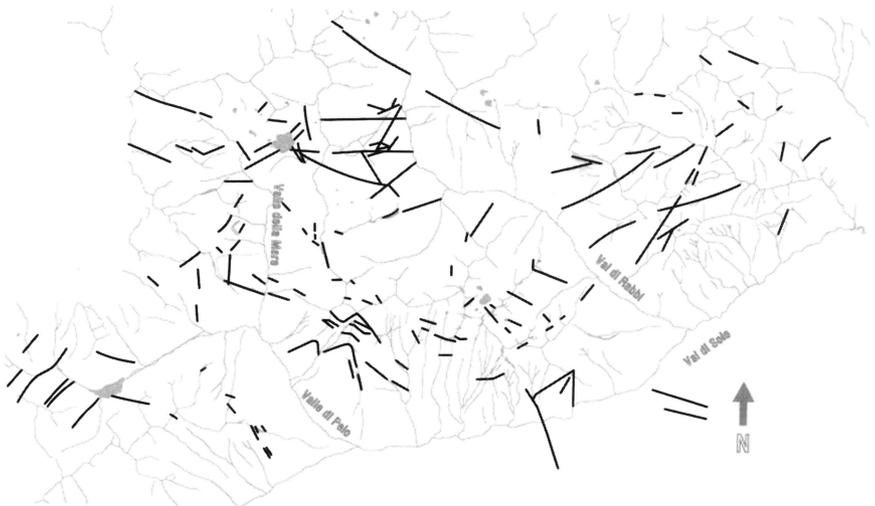


Fig. 26 - Andamento di faglie e fratture nella zona tra la Val di Peio e la Val di Rabbi.

## 6 - ASPETTI APPLICATIVI

### 6.1. - STABILITÀ DEI VERSANTI

Nell'area della Tavola Peio sono presenti vari tipi di dissesti. Nella maggior parte dei casi questi sono di modesta entità o incipienti, tuttavia alcuni fenomeni più rilevanti per estensione e sviluppo meritano un particolare approfondimento, come ad esempio le deformazioni gravitative profonde di versante di Celentino, Cima Boai e Malga Saline.

Alcune frane di crollo sono state segnalate in Val di Peio e in Alta Val di Sole (presso Pellizzano).

Frane di scorrimento superficiale sono segnalate nelle aree de-glacializzate della Val de la Mare e della Val del Monte, frane di colata nei depositi glaciali di Malga Pozze e nelle falde detritiche del Monte Villar, nei pressi di Malga Villar Alta.

I depositi di versante, anche a grandi massi, sono frequenti su tutto il territorio della Tavola, ai piedi delle pareti rocciose, a quota elevata e lungo gli assi vallivi.

#### 6.1.1. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) sono processi complessi che interessano vaste porzioni del pendio che si deforma per azione della gravità. Sono riconoscibili sul terreno per la presenza di trincee, scarpate, gradini, contropendenze, doppie creste e piani di taglio ad alto angolo nella parte prossima al crinale, e di rigonfiamenti e piani di taglio a basso angolo nella porzione inferiore del versante. Non sono caratterizzate da superficie di rottura netta ed evolvono molto lentamente.

Nell'area della Tavola Peio, doppie creste e trincee, balze e ripiani sono stati osservati tra Rio Vallengaia e Rio Zampil a quota 2200 metri, tra Cima Vallon e Passo Cercen (quota 2850 ÷ 2200 metri), tra Cima Vallon e Monte Villar (quota 2850 ÷ 2650 metri), tra Cima Vegaia ed il Lago di Celentino, sul Monte Mason e sul crinale che da Cima Boai scende verso est.

Una deformazione gravitativa di versante è stata segnalata anche a Malga Campo Secco, nel settore nord-est della Tavola Peio, in corrispondenza del versante destro della Val di Rabbi (fuori Tavola). Il dissesto si estende ad est di

Malga Campo Secco, da quota 2300 metri fino al fondovalle della Val di Rabbi, all'altezza di Fonti di Rabbi. Coinvolge le litologie dell'Unità d'Ultimo e dell'Unità del Tonale e la falda detrica di versante del Monte Polinar.

#### **6.1.2.1. - *La deformazione gravitativa profonda di versante di Malga Saline***

La DPGV di Malga Saline è stata identificata e misurata per la prima volta all'inizio degli anni '90 (DAMINATO, 1993; GASPARI, 1993). Deforma il versante occidentale della bassa Val de la Mare, tra Malga Tale (a nord), Sas de le Strie (a sud) ed il fondovalle (Masi Guilnova) per un'area di circa 2,5 km<sup>2</sup> tra quota 2250 metri (Filon degli Uomini, fuori carta) e 1250 metri (Torrente Noce Bianco).

Il limite superiore è evidenziato dalla scarpata meridionale del Filon degli Uomini e dalla fascia poco acclive presente in località Saroden. I limiti laterali coincidono con i solchi torrentizi ubicati a sud di Malga Tale e a valle di Sas de le Strie. Il limite inferiore è costituito dal corso del Torrente Noce Bianco che appare chiaramente spostato verso est di qualche centinaio di metri. L'area presenta un profilo caratteristico costituito da una successione di tratti ad elevata pendenza alternati a tratti a pendenza relativamente modesta. Nell'area a monte di Malga Saline e a Croce dei Bagni, il versante, costituito da micascisti (OMI) e ortogneiss (OMIg), ha pendenze prossime alla verticale. I tratti di versante poco pendenti sono ricoperti da spessi depositi quaternari, in particolare detrito di versante e depositi glaciali. L'area è coperta da boschi di conifere e prati per lo sfalcio e non presenta strutture antropiche.

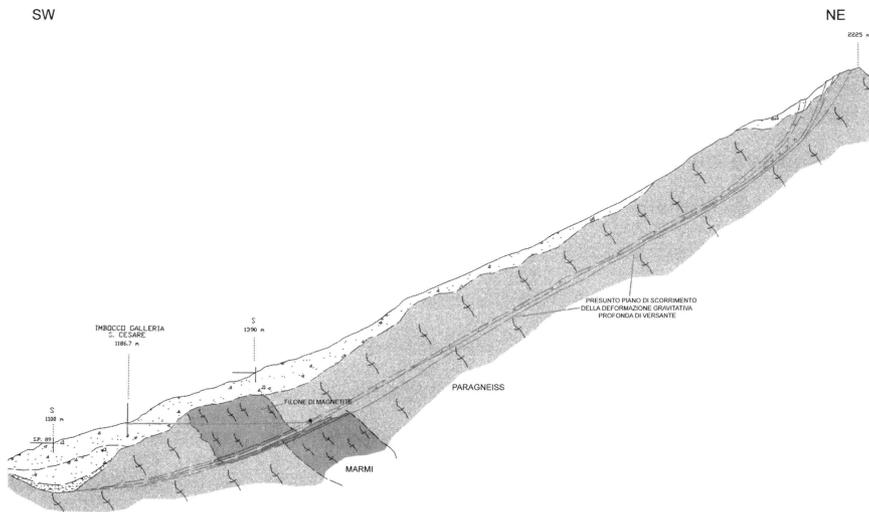
Tra il 1993 ed il 1998, l'Enel ha costruito una serie di gallerie immediatamente a sud della DPGV di Malga Saline, tra Sas de le Strie e Pont, con lo scopo di alloggiare in sottosuolo le condotte forzate dell'impianto idroelettrico di Cogolo. Gli scavi hanno interessato l'ammasso roccioso a diverse profondità per uno sviluppo totale di circa 2000 metri.

Dal rilevamento geologico effettuato nelle gallerie è emerso che l'ammasso roccioso presenta indizi di movimento che potrebbero essere messi in relazione alla DPGV.

#### **6.1.1.2. - *La deformazione gravitativa profonda di versante di Celentino***

La deformazione gravitativa profonda di versante di Celentino è situata in sinistra idrografica della Val di Peio e interessa l'intera porzione di versante posta a sud del Torrente Drignana, comprendente gli abitati di Celentino e Strombiano. Il dissesto coinvolge un'area di circa 5 km<sup>2</sup>, tra la quota 2400 metri a monte, sino al fondovalle percorso dal Fiume Noce, a quota 1050 metri circa. Il dislivello esistente tra l'attuale cresta ed il settore più occidentale dell'area ribassata (la cui sommità è evidenziata da una vistosa e continua contropendenza) è di circa 200 metri.

Il dissesto riguarda paragneiss dell'Unità d'Ultimo che affiorano con assetto a reggipoggio con medio-basso angolo di inclinazione (Fig. 27). La deformazione gravitativa prende avvio dall'area di cresta, grazie ad un sistema di piani subverticali con orientazione prevalente NNO-SSE e alla scistosità a reggipoggio. La profondità del piano di scivolamento ed il volume coinvolto da questo movimento di versante non sono noti con certezza.



Scala 1:10.000

Fig. 27 – Profilo attraverso la Valle di Peio all'altezza di Celentino. Sono evidenziati l'assetto a reggipoggio ed il presunto piano di scorrimento (ZAMBOTTI, 1998).

Il versante interessato da questo grande fenomeno gravitativo comprende due zone, ben visibili nell'immagine digitale (DTM) elaborata dalla Provincia Autonoma di Trento (Fig. 28):

- la zona superiore, interessata da sdoppiamenti di cresta e trincee orientati circa N-S/NNO-SSE di ampiezza metrica nel settore settentrionale, e da ampie rotture di pendenza orientate circa E-O, nel settore meridionale;

- la zona inferiore, costituita dal corpo di frana caratterizzato da un evidente rigonfiamento e da forma arcuata. L'idrografia superficiale è discontinua e data da deboli incisioni che hanno origine nella parte sommitale del rigonfiamento, con andamento prevalentemente rettilineo.

L'immagine digitale sembra confermare una deviazione fluviale del Torrente Noce indotta dall'accumulo di materiale derivato dal movimento gravitativi profondo.

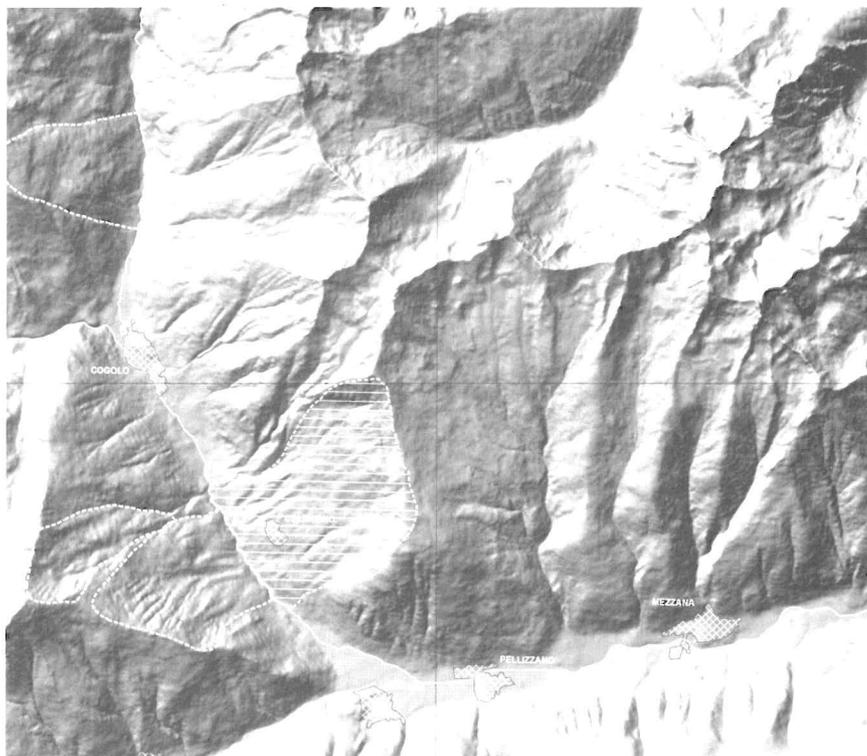


Fig. 28 – Immagine digitale della deformazione gravitativa profonda di versante di Celentino (evidenziata con tratteggio orizzontale).

### 6.1.1.3. - La deformazione gravitativa profonda di versante di Cima Boai

Il movimento gravitativo profondo di Cima Boai si estende sul versante destro della Valle di Peio tra quota 2300 metri ed il fondovalle del Fiume Noce, situato a quota 1000 metri (Fig. 29). E' compreso tra l'incisione a monte di Malga Gaggio di Sotto e la cresta che da Cima Boai scende verso valle (Montagna Colem), dove sono evidenti profonde fratture.

Il dissesto ha prodotto il distacco di una massa di notevoli dimensioni (90.000.000 m<sup>3</sup>), costituita da paragneiss a sillimanite (TPS) dell'Unità del Tonale. Nel fondovalle il movimento gravitativo è indicato dal rigonfiamento dell'area su cui sorge il paese di Comasine, che corrisponde alla zona di accumulo del materiale franato e dalla presenza di terrazzi alluvionali a debole pendenza a letto di Celledizzo, indice di uno sbarramento del fiume Noce da parte del materiale accumulato al piede del movimento gravitativo. Quest'ultimo si è verificato in epoca post-glaciale, presumibilmente in seguito al ritiro dei ghiacciai

e alla perdita della pressione di confinamento di questi sulle spalle della valle e alla base del complesso roccioso, già indebolito dalla deformazione alpina.

Cima Boai

Monte Mason



Fig. 29 - *Deformazione gravitativa profonda di versante di Cima Boai.*

#### 6.1.1.4. - *La frana di Peio*

La frana di Peio è ubicata in corrispondenza della confluenza della Val de la Mare e della Val del Monte. Il dissesto coinvolge una potente coltre di depositi glaciali che si muove lentamente lungo la superficie di contatto con il substrato roccioso.

I primi studi sulla franosità sono iniziati a partire dal 1960 nei pressi dell'abitato di Peio, in seguito alla comparsa di alcune lesioni sulle strutture murarie della stazione di monte della Funivia (ora dismessa) e di alcune fessure entro il pendio erboso ad est dell'abitato (Fig. 30).

Le fessure principali si sono riattivate più volte nel corso degli anni generando scarpate con tipico sviluppo a parabola e rigetto di qualche metro. In seguito all'attività antropica legata alla coltivazione dei prati, le aree interessate da queste fessure sono state ricoperte e mimetizzate da un manto erboso abbastanza uniforme.

Dal 1960 ad oggi, la Provincia Autonoma di Trento e l'Enel hanno installato alcune strumentazioni per il monitoraggio del versante interessato dal movimento. Le misure ottenute indicano che lo spostamento per opera della gravità è avvenuto lentamente, con velocità variabile durante il corso dell'anno e tra un anno ed il successivo. Alcune accelerazioni sono state registrate nell'ottobre 1960, nel maggio 1977, nel maggio 1983 e tra il 2001 ed il 2002 in occasione di eventi piovosi intensi e continui.

La superficie principale di movimento è posta all'interfaccia substrato roccioso/depositi quaternari ad una profondità variabile tra 30 e 70 metri dal piano campagna. I depositi coinvolti nel movimento sono prevalentemente di origine glaciale, ma includono anche blocchi rocciosi di grandi dimensioni (>10 m).

Il fenomeno franoso è limitato a monte da una nicchia di distacco netta.

Nel 2002 la P.A.T. ha avviato una nuova campagna di studi del fenomeno per integrare le informazioni di cui già disponeva e sostituire la strumentazione danneggiata e obsoleta. Sono stati installati nuovi sensori per la misura degli spostamenti del corpo di frana e per misurare in continuo il livello della falda freatica che risulta alimentata da una circolazione in roccia, una stazione meteo, una complessa rete di monitoraggio topografico con strumentazione geodetica e G.P.S. che ha permesso di individuare con precisione la superficie coinvolta nel movimento (0,4 km<sup>2</sup>), dei misuratori di portata sulle sorgenti più significative ed alcuni estensimetri lineari in corrispondenza delle fratture principali. La maggior parte di questi dati vengono acquisiti automaticamente ed inviati telefonicamente alla sede del Servizio Geologico per l'elaborazione.

Infine, su tutto il versante, sono state eseguite delle indagini geofisiche di tipo sismico, magnetotellurico ed elettrico.



Fig. 30 – Principale fessura nell'area interessata dalla frana di Peio.

### 6.1.2. - I CROLLI

La frana di crollo si verifica quando avviene un distacco di roccia da una parete ripida con conseguente caduta del materiale per opera della forza di gravità. Il distacco del materiale si realizza quando la resistenza al taglio dell'ammasso roccioso lungo i giunti di strato è inferiore alla componente destabilizzante della forza peso del blocco di roccia. Il processo è estremamente rapido e si esaurisce con la caduta del materiale alla base della parete dove si formano accumuli di blocchi.

Nella Tavola Peio un importante crollo è stato segnalato sul versante destro della Val di Peio in corrispondenza del limite meridionale dell'estesa deformazione gravitativa profonda di Cima Boai. Consultando il *data base* del Progetto IFFI della provincia Autonoma di Trento, questo crollo è stato indicato come frana di ribaltamento originata da una zona di instabilità posta a quota 1975 metri circa. Si tratta di una frana ormai stabilizzata che ha generato un accumulo al piede di grandi massi.

### 6.1.3. - SCORRIMENTI E COLAMENTI

I fenomeni di scorrimento (o scivolamento) implicano il movimento di una porzione di versante lungo una o più superfici di scivolamento curve (scivolamenti rotazionali) o piane (scivolamenti traslazionali). Gli scorrimenti possono

essere sia superficiali che profondi ed interessare sia i terreni sciolti che il substrato roccioso.

Un importante fenomeno di scorrimento è segnalato a valle dell'abitato di Peio paese. Coinvolge una potente coltre di depositi glaciali che scorrono lentamente lungo la superficie di contatto con il substrato roccioso.

I colamenti (o colate) avvengono con velocità bassa (*creep*) in roccia, o estremamente rapida nel materiale sciolto. Sono dovuti alla fluidificazione del materiale coinvolto (REGIONE LOMBARDIA, 2002) in occasione di eccezionali eventi piovosi, soprattutto in autunno e tarda primavera (CASTELLARIN *et alii*, 2005).

All'interno della Tavola Peio sono state segnalate colate di materiale detritico e di fango (*debris flow*) lungo i versanti della Val di Sole, Val di Vermiglio, Val di Peio, Val de la Mare e della Val Cercena. Sul versante settentrionale di quest'ultima, è segnalato un deposito di colata a monte di Malga Villar Alta entro i micascisti dell'Unità di Peio.

Più a sud, un'altro importante ed esteso processo di colamento rapido ha interessato i depositi glaciali nei pressi di Malga Pozze (ARCHIVIO DISSESTI SERVIZIO GEOLOGICO P.A.T. – PROGETTO IFFI, 2005).

#### 6.1.4. - PRINCIPALI EVENTI ALLUVIONALI

Nell'area compresa nella Tavola Peio sono avvenuti dal 1500 ad oggi numerosi eventi di sovralluvionamento, che hanno colpito Cogolo, Celledizzo, Celentino, Strombiano in Val di Peio e Fucine, Ossana, Pellizzano, Mezzana, Piano in Val di Sole (dati di archivio del Servizio Sistemazione Montana PAT).

Gli eventi più gravi documentati risalgono al 1845, 1868 e al 1882. Nel corso di quest'ultimo il torrente Vermigliana ed il fiume Noce devastarono strade ed estese colture presso Fucine, Cusiano e Pellizzano. Il torrente Vermigliana produsse altre alluvioni nel 1957, 1958, 1960 e nel 1966. Gli eventi del 16 settembre 1960 e del 4 novembre 1966 provocarono la riattivazione delle conoidi della Val Vermiglio e della Val di Sole. Nel 1966 la piena interessò anche tutto il bacino del Fiume Noce (da *Il Trentino n° 9-10 Novembre – Dicembre, 1966*).

Un altro evento alluvionale paragonabile a quello del 1966, avvenne nel maggio 1983. Il giornale locale riportò: *“la situazione nella giornata di ieri, dopo giornate di pioggia battente, è andata migliorando [.....] la zona più colpita è risultata quella dell'alta Val di Sole dove veramente si è corso il pericolo del disastro [.....] il risultato è stato devastante ad Ossana e Celledizzo, allagamenti sono stati segnalati anche da Mezzana a Cogolo dove un fabbricato è stato letteralmente lambito da un fiume di fango e*

*terriccio* (da *Alto Adige del 25.05.1983, pag. 5*).

Altri importanti eventi alluvionali si verificarono in Val di Sole nell'agosto 1987, nell'agosto 1988 ed il 2-6 ottobre 1992. Il 20 agosto 1999 si verificò la rottura di alcune briglie lungo l'alveo del Fiume Noce, a valle dell'abitato di Cogolo; il giornale locale riportò: "nella tarda nottata del 20 agosto 1999, gli abitanti in loc. vecchio molino di Celledizzo hanno avvertito un forte frastuono proveniente dal vicinissimo alveo del T. Noce" (*A. Trenti - Archivio Azienda Speciale di Sistemazione Montana - Trento 20.08.1999*).

Tra gli ultimi episodi di sovralluvionamento ricordiamo quello del giorno 11 giugno 2001 quando una colata detritica di modeste dimensioni devastò il bacino del Rio Zampil, in destra idrografica della Val de la Mare.

#### **6.1.4.1. - Conoidi da debris flow e conoidi alluvionali**

Dopo il definitivo ritiro dei ghiacciai, nelle valli alpine sono divenuti dominanti i processi legati allo scorrimento delle acque superficiali con trasporto in massa di detrito allo sbocco di vallecole secondarie acclivi e lungo i fondovalle principali.

L'acqua, mescolandosi al fango e al detrito, forma corpi dotati di elevata capacità di erosione e di trasporto noti come *debris flow*. La massa rimossa e trasportata assume un comportamento viscoso e è dotata di grande forza distruttiva. In corrispondenza di zone a bassa pendenza, essa si espande formando lingue di forma irregolare. Il ripetersi del fenomeno produce depositi a forma di cono (cono da *debris flow*) con superficie più o meno inclinata a seconda della pezzatura del deposito. Si tratta di fenomeni effimeri che si producono in seguito a piogge forti, con intenso dilavamento del terreno. Nella Tavola Peio i *debris flow* caratterizzano i versanti della Val de la Mare, la Val del Monte, la Val di Peio e la Val di Sole. Essi derivano da bacini idrografici molto piccoli, stretti e allungati che possono arretrare fino allo spartiacque principale.

I conoidi alluvionali invece si aprono a ventaglio allo sbocco dei corsi d'acqua nelle pianure o nei fondovalle. Sono forme di deposizione fluviale che dipendono da vari fattori quali la grandezza del bacino di alimentazione, la quantità di sedimento trasportato nell'alveo e l'energia del rilievo. Nella Tavola Peio l'unico esempio di conoide alluvionale è rappresentato dall'ampio conoide di Fucine, allo sbocco del Torrente Vermigliana in Val di Sole (Fig. 31).



Fig. 31 - Conoide del Fiume Noce alla confluenza con il Torrente Vermigliana a Fucine.

### 6.1.5. - PRINCIPALI EVENTI VALANGHIVI

Il paesaggio delle Valli di Sole e Peio è tipicamente alpino; gli abitati più importanti sono ubicati sul fondovalle dei torrenti *Vermigliana* e *Noce* per sfruttare le condizioni morfologiche e di esposizione dei maggiori conoidi da *debris flow* e alluvionali.

Il clima è di tipo alpino con regime pluviometrico continentale, caratterizzato da frequenti precipitazioni in primavera ed autunno, con minime estive ed invernali. Talora i periodi invernali sono caratterizzati da intensi fenomeni di precipitazione nevosa.

L'alta energia del rilievo dell'area, la presenza di un gran numero di canali e le precipitazioni di tipo nevoso inducono frequenti fenomeni valanghivi sia in Val di Sole che in Val di Peio.

La *Carta di localizzazione probabile delle valanghe (CLPV)* della Val di Sole, redatta dal Servizio Calamità Pubbliche – Ufficio Neve e Valanghe, ora Servizio Prevenzione Rischi, della Provincia Autonoma di Trento, evidenzia i fenomeni più rilevanti sui versanti esposti a sud. Si tratta di valanghe che scendono subito dopo le nevicate abbondanti. Questi eventi coincidono generalmente con la precipitazione di neve umida o primaverile, in seguito a improvvisi rialzi termici diurni (NERVINI R., 1996 – *Metodologia di realizzazione C.L.P.V.*).

I fenomeni valanghivi censiti e monitorati, per i quali sono state eseguite opere di mitigazione del rischio, sono quelli che interessano soprattutto i centri abitati e le vie di comunicazione. In particolare in Val di Sole sono soggetti a

fenomeni valanghivi i paesi di Fraviano (al di fuori dell Tavola Peio), Cusiano e Piano, ubicati sui versanti esposti a sud. In Val di Peio, il fenomeno valanghivo riguarda i versanti esposti ad est e ad ovest ed i centri di Cogolo, Celledizzo, Comasine e Strombiano. In Val de la Mare le valanghe più pericolose investono alcuni gruppi di masi, tra cui il nucleo in località Guilnova sul quale insiste il canalone che scende dal circo di Malga Levi.

La situazione nivometrica della Val di Peio è facilmente ricostruibile grazie ai dati rilevati in due stazioni nivometeorologiche manuali, quella della Provincia Autonoma di Trento ubicata in località Tarlenta (stazione IPEJ, quota 2010 m) e quella dell'ENEL posta alla diga del Lago Careser a quota 2600 m. La serie storica di misure di queste due stazioni copre l'arco temporale che va, per la stazione di Peio, dalla stagione invernale 1981/'82 alla stagione 1998/'99, per un totale di 18 anni, mentre per la stazione dell'Enel al Careser l'arco temporale va dalla stagione invernale 1980/'81 alla stagione 1994/'95, per un totale di 15 anni. Da queste serie storiche si può ricavare che:

- la zona di Peio presenta una buona copertura nevosa che permane da dicembre ad aprile; la neve è presente dall'inizio dell' autunno alla tarda primavera.

- le precipitazioni nevose più abbondanti si verificano fra dicembre e aprile, i mesi mediamente più freddi sono gennaio e febbraio, con temperature minime spesso inferiori a -15°C.

- il numero di giorni in cui si verificano precipitazioni nevose varia mediamente da 20 a 40 durante le stagioni invernali caratterizzate da abbondanti precipitazioni; il numero delle giornate contrassegnate dalla caduta di neve fresca si attesta intorno a 40-50.

Nel corso degli anni gli eventi valanghivi hanno determinato danni ad abitazioni e ricoveri per animali, ma non si ricordano vittime tra i civili; le uniche vittime sono rappresentate da 16 militari che persero la vita a causa della valanga di Fraviano nel 16 dicembre 1916.

Recentemente la P.A.T. ha compiuto grossi sforzi per mitigare le situazioni più a rischio realizzando opere paravalanghe attive e passive, in particolare a sud di Cima Boai a protezione della Frazione di Fraviano, in Val Comasine e in Val dei Spini a protezione di una porzione dell'abitato di Cogolo.

#### **6.1.5.1. - Dati tecnici sulle valanghe della Val di Levi e della Val dei Spini**

Dall'esame dei documenti allegati alla *Carta di localizzazione probabile delle valanghe* (CLPV) emerge che le valanghe della Val di Levi (classificate con il numero 25 al Comune Catastale di Cogolo, con la denominazione Val di Levi) si formano e si sviluppano quasi ogni anno fino alla quota di Malga Levi (2.019 metri). Solo in casi eccezionali esse raggiungono il fondovalle come nel 1916, quando una valanga nubiforme investì i rustici in località Guilnova, distruggendo

tutti i masi eccetto quello situato più a nord, oppure quando, nel 1986, la valanga scese fino a valle a circa 50 metri dal torrente Noce Bianco.

Dall'analisi delle valanghe storiche che hanno interessato la località Guilnova si possono formulare le seguenti valutazioni: (1) in Val di Levi i fenomeni valanghivi si verificano periodicamente lungo tutto l'arco della stagione invernale, limitando il loro percorso al bacino di Malga Levi; (2) solo in casi eccezionali ed in particolari condizioni nivometeorologiche, si possono verificare valanghe di tipo catastrofico; (3) il bacino di accumulo di Malga Levi risulta essere stato modificato dalle valanghe sia per quanto riguarda l'assetto morfologico che vegetazionale; solo recentemente si è osservata una ripresa di crescita delle piante di alto fusto a quote superiori; (4) la zona di scorrimento delle valanghe risulta confinata al bosco.

Nella zona di arresto delle valanghe, di fronte ai masi Gulnova, è presente un folto gruppo di abeti rossi adulti che, nel caso di valanga nubiforme, forniscono un'azione schermante e protettiva del nucleo di rustici nei confronti dell'aerosol di neve ed aria a bassa densità; (5) affinché si verifichi la valanga nubiforme devono verificarsi un'intensa nevicata di neve asciutta ed incoerente, un rapido sovraccarico nevoso, tale che la coesione interna non riesca a controbilanciarlo nelle 48 ore precedenti e si verifichi una perdita della resistenza dovuta al metamorfismo della neve. Il risultato è la riduzione progressiva dell'angolo di attrito della neve così che, di ora in ora, l'equilibrio della neve diventa precario, fino a che l'angolo di attrito statico della neve coincide con quello del pendio, creando una valanga radente di neve asciutta incoerente.

Un altro sito valanghivo attivo in Val di Peio è la Val dei Spini (a monte dell'abitato di Cogolo). Questo bacino è interessato da un fenomeno periodico che potenzialmente può raggiungere l'abitato di Celledizzo. L'ultimo evento registrato risale al 25 novembre 2002 quando, a seguito di intense precipitazioni in quota che hanno determinato un cospicuo spessore di neve (circa 2.5 ÷ 3.0 m), si è staccata una piccola valanga intorno a quota 1800 ÷ 2000 m. Nella discesa, la valanga ha innescato il distacco di una piccola frana lungo i fianchi vallivi già dissestati da precedenti precipitazioni (a carattere piovoso sotto quota 1800 m). La miscela di neve e detriti ha continuato la corsa verso valle arrestandosi sulla strada provinciale (S.P. n. 87) per Peio, provocando ingenti danni alle infrastrutture.

## 6.2. - L'ATTIVITÀ ESTRATTIVA IN VAL DI PEIO

Nell'area della Tavola Peio sono presenti alcune miniere di ferro. Esse si trovano sul versante destro della Val di Peio, a monte dell'abitato di Comasine, nei pressi di Masi Stavion (S. Lucia) e sul versante sinistro, nei pressi dell'abitato di Celledizzo e di Celentino.

Si tratta di mineralizzazioni a magnetite ( $\text{FeFe}_2\text{O}_4$ ) e a subordinati solfuri (pirrotina ( $\text{FeS}$ ), marcasite ( $\text{FeS}_2$ ), pirite ( $\text{FeS}_2$ ) e calcopirite ( $\text{CuFeS}_2$ ) concentrate nei



mineralizzazioni furono scoperte a monte di Celledizzo, nel solco vallivo del T. Drignana e a nord-ovest di Celentino (galleria S. Cesare, quota 1225 m), tuttavia, sul versante sinistro della Val di Peio i lavori di ricerca furono condotti in modo poco sistematico. Vennero scavate piccole gallerie, scavi esplorativi di vario genere, ma di dimensioni limitate. Al Tof della Gagnola (a monte di Celledizzo) furono trovate masserelle e vene di magnetite di ottima qualità (la concentrazione della magnetite raggiunge quasi il 100%).

I corpi mineralizzati mostrano di aver subito vari processi di ricristallizzazione sia per quanto riguarda l'incassante che le fasi metalliche della mineralizzazione. L'incassante è dato da rocce carbonatiche spesse alcuni metri, di composizione chimica e mineralogica variabile, generalmente descritte in letteratura come marmi cipollini, marmi impuri feriferi e magnesiferi, ancheriti (dolomiti ferifere), marmi a noduli silicatici (calcefiri, nome ormai in disuso), *skarn*, *fels*, etc (ANDREATTA, 1954).

I marmi e i calcefiri (calcefiri anfibolici e/o pirossenici, granatiferi, quarzosi, epidotici, feldspatici etc ) possono contenere minerali metallici fino a 10÷15%; tra questi la magnetite è il minerale dominante. La pirrotina e la pirite osservati nelle rocce mineralizzate, appaiono essere cristallizzate durante i processi di retrocessione. Anche la clorite, l'ematite e gli idrossidi sono tardivi e riempiono le fratture prodotte dall'ultima deformazione fragile.

Le cornubianiti e gli *skarn* derivati da processi metasomatici sono caratterizzate dalla presenza di silicati fino a dare rocce massicce, prive di tessitura scistosa, a predominante pirosseno (diallagio ferifero, presente fino a 95% negli *skarn* della Val Cagnola; diopside nelle cornubianiti del costone dei Boai; augite negli *skarn* della galleria di S. Prospero; fassaite negli *skarn* della galleria di S. Lucia) e orneblenda verde, granato (*skarn* di Stavion e Alpe Borghe; andradite nella galleria di S. Prospero) e/o epidoto (piemontite, *skarn* nella galleria di S. Achille) e scarsa calcite (<15%), e con flogopite, clorite, ortoclasio, quarzo, apatite, titanite e zircono come accessori.

Le rocce silicatiche formano masserelle e noduli a grana grossa e struttura cristallina entro i marmi e i calcefiri, e costituiscono la ganga delle mineralizzazioni metallifere dove la magnetite è sempre presente in forma idiomorfa rispetto ai solfuri. I marmi deformati mostrano livelli a grana fine di epidoto, sericite, attinolute etc. a spese di plagioclasio, pirosseno e orneblenda (Alpe Borghe, Val Cagnola, Boai).

Le zone mineralizzate sono sparse entro le bancate e le lenti di marmi in modo del tutto irregolare ed hanno forme e dimensioni estremamente variabili. Si tratta per lo più di bande che si ripetono entro i calcefiri oppure di masse irregolari, ovoidali, lenticolari concordanti con la scistosità, che si ripetono nei marmi e nei calcefiri.

I minerali metallici impregnano in misura variabile le diverse rocce. Si passa da calcefiri e cornubianiti scarsamente metallizzati a *skarn* con notevoli concentrazioni

di minerali metallici, ora distribuiti uniformemente o concentrati in noduli o lenti. Gli affioramenti di rocce carbonatiche mineralizzate più interessanti sono localizzati a:

-N e NE di Cima Boai tra quota 2520 e 2550 metri, (località Boai basso) dove affiorano intercalazioni di marmi mineralizzati a magnetite e pirrotina con noduli di silicati, associate a lenti di ortogneiss;

-a NE della località Gardené dove gli affioramenti, situati tra quota 1850 metri e quota 1900 metri, sono coperti da depositi glaciali;

-a O della Chiesa di Santa Lucia lungo il costone settentrionale del Monte Mason dove affiorano le lenti carbonatiche mineralizzate maggiori. Qui sono stati effettuati numerosi scavi negli anni '30 e '40 (dall'alto verso il basso e da O verso E) e sono state coltivate le gallerie di S. Ferruccio (quota 1941 metri), S. Pietro (quota 1807 metri), S. Achille (quota 1549 metri), S. Lucia (quota 1525 metri), che costituiscono il sistema più sviluppato, e S. Barbara (quota 1400 metri);

-in Valle di Peio nel gruppo di vallecole a E di Cogolo, dove le intercalazioni di marmo mineralizzate a magnetite sono associate ad intercalazioni di ortogneiss;

-nelle incisioni di Tof della Cagnola e in Val di Ronch sopra Celledizzo;

-nell'incisione del Torrente Drignana a quota 1350 metri e nel dosso tra i torrenti Drignana e Rial (dosso di Malga Sassa).

In quasi tutti i corpi mineralizzati, la magnetite è presente come fase idiomorfa spesso circondata da pirrotina allotriomorfa. Magnetite e pirrotina si trovano anche negli interstizi di cristalli di calcite oppure suturano le fratture di minerali silicatici nelle rocce metasomatizzate, anche se spesso sono invece i silicati che cementano le fasi metalliche fratturate.

Queste mineralizzazioni sono state interpretate come di tipo penumatolitico e/o idrotermale, cioè dovute ad impregnazione tardiva delle rocce da parte di fluidi metamorfici e/o magmatici arricchiti in ferro posteriormente alla cristallizzazione dei minerali silicatici (ANDREATTA, 1954).

Si segnala inoltre l'attività mineraria che interessò il territorio di Celentino. Essa ebbe inizio subito dopo la seconda guerra mondiale, con lo scopo di estrarre magnetite, peraltro coltivata sul versante opposto della valle nei pressi di Comasine. La ricerca non diede buon esito in quanto il minerale estratto era dato in prevalenza da pirite, come dimostrano gli abbondanti frammenti di pirite massiccia e di marmo bianco lasciati nelle discariche. La miniera venne rapidamente abbandonata.

Il filone di pirite appare interrotto dalla superficie di discontinuità della deformazione gravitativa profonda di versante di Celentino (si veda la fig. 27).

### 6.2.2. - LA CONCESSIONE S. LUCIA

La concessione mineraria di S. Lucia comprendeva un'area di 523 ettari ed interessava le località di Costone di Stavion, Gardenè, Saline e Boai. Il metodo di coltivazione si sviluppava in sotterraneo tramite gallerie con imbocchi distri-

buiti tra le quote 1320 e 1950 metri s.l.m.; sette di questi davano accesso alle gallerie principali, le cui entrate sono oggi ricoperte da detrito.

Riportiamo le descrizioni sintetiche delle sette gallerie principali:

- S. PRIMO (q. 1326,48 m): a sviluppo suborizzontale con un braccio destro, orientale, ad andamento tortuoso; un braccio sinistro, occidentale realizzato quasi esclusivamente entro i paragneiss dell'Unità del Tonale (TPS) fortemente milonitizzati in vicinanza di una lente di carbonati.

- S. PROSPERO (q. 1371,17 m; inattiva da prima del 1940): si sviluppava su diversi livelli attraverso cunicoli collegati da una rimonta (galleria inclinata).

- S. BARBARA (q. 1400,1 m; inattiva da prima del 1940): si sviluppava poco più a ovest della galleria S. Prospero e si collegava a questa nella parte più interna. Venne riaperta e riarmata nel 1937 per 179 m. Non essendo state riscontrate mineralizzazioni significative venne abbandonata.

- RIBASSO S. ANGELO (q. 1504 m): lo scavo venne iniziato nel 1941, circa 21 m al di sotto della galleria S. Lucia e serviva come galleria principale di carreggio per il convogliamento e l'estrazione del minerale proveniente dai sovrastanti livelli di S. Lucia e S. Achille. Sul piazzale erano state costruite le stazioni di partenza della teleferica principale e quella di arrivo della teleferica sussidiaria per la galleria S. Luigi.

- S. LUCIA (q. 1525,48 m) – S. ACHILLE (q. 1549,27 m): probabilmente sono le gallerie più importanti. Esse erano sviluppate su due livelli sovrapposti, a distanza di 24 m, collegati da un pozzo. I due sistemi esploravano un'unica lente carbonatica, irregolare, esplorata ancora più a monte con piccoli cunicoli. Poco a destra dell'imbocco di S. Achille, tuttora si osservano lenti e vene di materiale pegmatitico e grosse intercalazioni di ortogneiss pegmatitico tormalinifero (TPSo).

- S. PIETRO (q. 1807,54 m; inattiva dal 1939): era stata scavata a notevole distanza e molto più a monte delle precedenti; aveva uno sviluppo di circa 677 m. La galleria principale, lunga 435 m, iniziava nei marmi e passava, dopo 110 m, nei parascisti di letto senza incontrare mineralizzazioni. All'inizio del tratto di 110 m, erano state tracciate sei traverse, le prime cinque attraversavano una vena di magnetite di discreto spessore.

- S. FERRUCCIO (q. 1941 m; inattiva da prima del 1939): nella parte principale ed iniziale fungeva da discenderia con pendenza di circa 45°. Venne scavata per 143 metri senza incontrare mineralizzazioni degne di rilievo.

Oltre a queste gallerie, tra il 1937 e il 1938 ne vennero aperte altre 9 che, però, non portarono alla scoperta di nuove concentrazioni di minerale; altre vecchie gallerie vennero riaperte in loc. Boài alto, Campo Val Comasine e Ponale.

Nel 1953 la concessione venne trasferita alla ditta *Metallurgica Luciano Rumi* con sede a Seriate (BG). Dopo un'attività estrattiva durata 15 anni, il 9 dicembre 1968 la ditta rinunciò alla concessione mineraria, probabilmente per l'antieconomicità dello sfruttamento e soprattutto a causa dei costi del trasporto.

Dai documenti dell'epoca, infatti, risulta che il costo di estrazione era pari a 4.000 £/ton, il costo di trasporto fino a Milano era di circa 3.000 £/ton, mentre il prezzo di vendita era di circa 6.000 £/ton.

L'apertura e l'attivazione delle gallerie in questa area era stata preceduta da un'intensa attività di ricerca superficiale, basata su misure della suscettività magnetica e sul rilevamento magnetometrico della zona.

Le misure magnetiche, eseguite tra il 1937 ed il 1938, erano state condotte con la bilancia di campo verticale *Schmidt* ed integrate con misure di intensità magnetica orizzontale, lungo numerosi profili tracciati perpendicolarmente alla direzione dei banchi carbonatici (marmi), presumibilmente mineralizzati.

Il tenore del minerale estratto, previa una sommaria cernita a mano in cantiere, conteneva in media dal 35 al 40% di ferro metallico, il 2% di zolfo, il 10% di silice e 1 ÷ 2% di manganese.

### 6.2.3. - CENNI DI ARCHEOLOGIA INDUSTRIALE

In località Saline di Peio esisteva un cantiere attrezzato con tutti i macchinari necessari secondo le esigenze dell'epoca, per la coltivazione del minerale di ferro nell'ambito della concessione di Santa Lucia. Quest'ultima disponeva di attrezzature per la perforazione ed il trasporto interno, quali la pala meccanica per gallerie e l'impianto per sondaggi azionato ad aria compressa; pompe ad aria e centrifughe, etc..

A supporto dell'attività estrattiva, entro la concessione mineraria, erano state costruite una palazzina ad uso uffici, magazzini, una officina posta al piano strada provinciale e varie baracche in legno distribuite sui diversi piazzali.

Il cantiere disponeva di energia elettrica mediante una linea trifase a 10.000 V, lunga 1070 m che era fornita da una derivazione collocata tra il torrente Noce e il piazzale della galleria S. Achille. Da qui partivano altre due linee elettriche a 500 V per le gallerie S. Pietro e S. Luigi.

Nella galleria S. Luigi erano stati installati un motocompressore della Motomeccanica, mentre altri tre motocompressori, uno Ingersoll-Rand, uno della Consolidate-Thesel Chicago e un Flottmann erano stati installati nella galleria S. Pietro.

Il cantiere disponeva inoltre di due sonde Craelius, di fabbricazione svedese, una per perforazioni esterne (azionata da motori elettrici da CV 25, per perforazioni fino a 400 m di profondità), l'altra per perforazioni in sotterraneo, azionata ad aria compressa, per perforazioni fino a 150 m.

Il trasporto del minerale avveniva mediante una teleferica principale, lunga 1480 m della portata di 350 ton/gg, con stazione di partenza dal piazzale della galleria S. Angelo (q. 1504 m) e stazione di arrivo in prossimità della rotabile di fondovalle (q. 1110 m). Altre due teleferiche sussidiarie, una lunga 450 m collegava le gallerie S. Carlo e S. Angelo, l'altra collegava la S. Pietro con il piazzale

della galleria S. Luigi.

Alla stazione di arrivo della teleferica principale era stato costruito un impianto di frantumazione, in grado di trattare circa 200 ton/gg di rinfuso. L'impianto comprendeva un frantoio, un nastro di cernita lungo 18 m, una lavatrice e classificatrice a tamburo. Un secondo nastro portava il materiale lavato a due tramogge in ferro per il caricamento degli autotreni mentre un terzo nastro trasportava il minerale minuto in una terza tramoggia in legno.

### 6.3. - L'ATTIVITÀ MINERARIA IN VALLE DE LA MARE

In Val de la Mare, la ditta *Maffei & C.* di Porto Ceresio (VA) aveva aperto una cava a cielo aperto sul costone dei Crozzi de la Coronaccia per la coltivazione del feldspato nelle intercalazioni di ortogneiss pegmatitico tormalinifero (**OMlg**). Nel 1960, dopo quattro anni di intense attività di ricerca condotte sulle manifestazioni pegmatitiche presenti sia in sinistra idrografica del Torrente Noce Bianco (Crozzi de la Coronacia), sia in destra idrografica (Croce dei Bagni), la ditta *Maffei* ne ottenne la concessione mineraria. Intorno a quota 1320 m, in sinistra idrografica, vennero aperte numerose gallerie che evidenziarono una corpo feldspatico coltivabile, valutato in alcuni milioni di quintali.

Il cantiere era collegato con una strada camionabile che portava alla polveriera della *Edison* ed era servito da una teleferica del tipo "va e vieni" per il trasporto a valle del minerale. Era inoltre dotato di una cabina di trasformazione per l'energia elettrica e da una *laveria* per l'arricchimento del minerale comprensiva di tramoggia di carico, frantoio con apertura di 200 mm, vibrovaglio con rete da 30 mm e nastro di cernita.

La concessione venne sospesa su richiesta della Ditta nel 1971, per diverse ragioni: durante le stagioni invernali il cantiere era stato più volte travolto da valanghe di neve che avevano causato danni alla teleferica, che dopo l'inverno 1964 non venne più ricostruita, e alla centralina elettrica.

Il minerale oggetto di concessione conteneva una rilevante quantità di mica bianca e tormalina che pregiudicavano la qualità del prodotto. Le prove elettrostatiche condotte in Germania e le prove di flottazione selettiva per il recupero degli elementi, secondo l'ordine di importanza (feldspato, quarzo, muscovite), anche se avevano dato un rendimento dell'ordine del 30%, erano risultate poco soddisfacenti dal punto di vista economico.

### 6.4. - SORGENTI ED ACQUE MINERALI

Nell'area della Tavola Peio sono presenti numerose sorgenti la cui composizione minerale-oligominerale ne ha permesso lo sfruttamento economico per l'imbottigliamento, le cure termali e la rete di distribuzione idrica acquedottistica (Fig. 33).

A scala regionale le **sorgenti minerali** sono distribuite lungo la Linea di Peio,

seppure distanti alcune centinaia di metri dalla zona di faglia principale caratterizzata da un'ampia fascia di miloniti e cataclasiti. Le più importanti emergenze idriche sono localizzate al contatto tra la copertura quaternaria caratterizzata da un'alta percentuale di argilla e limi ed il substrato roccioso fratturato permeabile.

L'unica sorgente che si trova entro la zona di faglia principale è quella di Rabbi Terme (fuori Tavola).

Le zone di risorgenza delle acque minerali effervescenti si collocano nelle aree di intersezione tra la Linea di Peio, la cui direzione è circa NE-SW e le fratture a grande scala orientate circa NNO-SSE/NO-SE, che sembrano essere localmente sede di attività sismica.



Fig. 33 - Localizzazione delle sorgenti entro l'area della Tavola Peio.

Sono state individuate anche altre sorgenti le cui acque sono piuttosto leggere e poco mineralizzate, situate lungo il versante meridionale della dorsale di Cima Vegaia. Si tratta di sorgenti alimentate da una falda superficiale la cui emergenza è da attribuire alla fratturazione del substrato costituito dai paragneiss (UPC) del-

l'Unità d'Ultimo. Nelle rocce cristalline la circolazione idrica avviene preferibilmente lungo i sistemi di frattura, ma è spesso ostacolata dalla presenza di materiali fini che tendono a chiudere le fratture. Di conseguenza le portate di queste sorgenti sono modeste. Tra le sorgenti poco mineralizzate si segnalano quelle di *Auni Alta* e *Auni Bassa* ubicate a nord della località Castello (quote 1350-1355 metri), sul versante sinistro della Val di Sole con portata di 0,2÷0,5 l/s.

In destra idrografica della Val di Sole le sorgenti sono legate ad acquiferi collegati alla circolazione di subalveo del Fiume Noce e dei torrenti affluenti (DAL PIAZ *et alii*, in preparazione).

### *Sorgenti di Peio*

Le sorgenti più note ed utilizzate a scopo commerciale sono situate in località Peio Fonti in Val del Monte, ad ovest dell'area della Tavola Peio. Data la loro importanza e conoscenza sul territorio nazionale ci sembra opportuno menzionarle.

Le sorgenti più importanti si collocano in destra idrografica del Torrente Noce in Val del Monte. Sono le sorgenti: *Fonte Alpina*, *Antica Fonte* e *San Camillo*. In sinistra idrografica del Torrente Noce sono situati il nuovo stabilimento termale e la sorgente *Fontanino di Peio* che è ubicata, a valle della diga di Pian Palù, ad ovest dello stabilimento.

Si tratta, in genere, di acque carboniche caratterizzate da una composizione isotopica del  $^{13}\text{C}$  compresa tra -2,5 e + 1,2 (MORTEANI & FUGANTI, 1998). Secondo MORTEANI e FUGANTI (1998) l'origine della  $\text{CO}_2$  nelle acque di Peio, come in quelle di Rabbi, è dovuta alla presenza di fluidi prodotti da processi metamorfici o dalla dissoluzione di rocce carbonatiche ad opera di acque profonde aggressive. Nuovi studi ed analisi sono stati effettuati nei mesi di maggio e giugno 1996 da Fuganti in collaborazione con PAT per la ricerca di nuove acque minerali effervescenti naturali a Peio. La prospezione si è basata sulla ricerca e campionatura di anidride carbonica e di radon alle sorgenti. Sono state eseguite quattro perforazioni con prove di pompaggio e sono stati misurati contemporaneamente nel suolo ambedue i gas ottenendo una distribuzione delle concentrazioni di radon (Fig. 34) e di anidride carbonica che riflette gli andamenti delle fratture principali (FUGANTI *et alii*, 1998).

Le analisi isotopiche eseguite hanno evidenziato per le acque mineralizzate di Peio una composizione del trizio tra 11,5 e 20 U.T. Questo valore indica un mescolamento tra acque relativamente antiche (>50 anni) e acque recenti. Inoltre i valori isotopici dell'ossigeno  $\delta^{18}\text{O}$  (-13) e del deuterio  $\delta\text{D}$  (-98,7) hanno confermato l'origine meteorica delle acque minerali con un contributo di acqua derivata dallo scioglimento delle nevi in zona di ricarica situata ad alta quota (>2.500 metri). Il contenuto in radon è piuttosto elevato e raggiunge 60 Bq/l nelle acque della sorgente *Fontanino di Peio*.

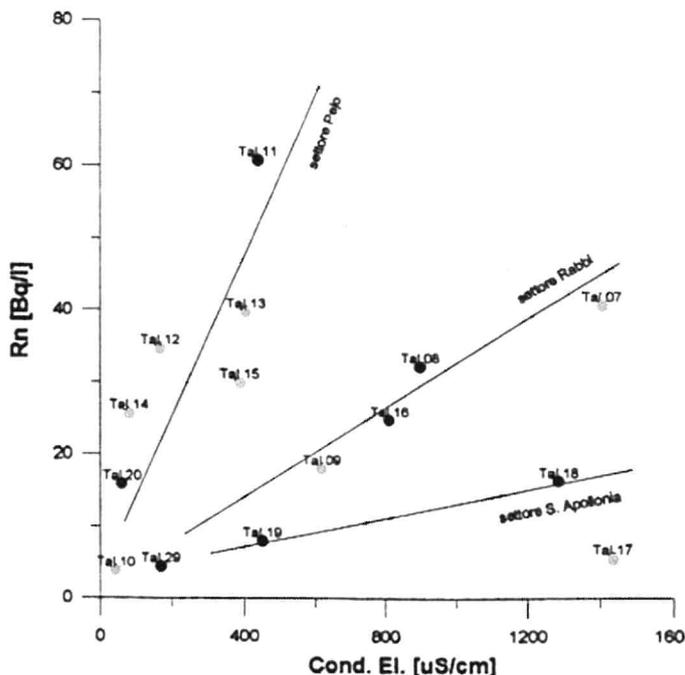


Fig. 34 - Conducibilità elettrica e contenuto di radon alla risorgenza (in grigio sono indicate le sorgenti di Peio e Rabbi), da ANDREIS, 1997.

La sorgente *Fonte Alpina* è un'acqua oligominerale non effervescente ed è captata nel detrito di versante sul fondovalle del Torrente Noce; dista poche decine di metri dalla sorgente minerale effervescente naturale *Antica Fonte*. La portata media della sorgente è di 33,5 l/s. Essa è utilizzata in parte per alimentare l'acquedotto comunale e in parte viene imbottigliata, presso Cogolo, per la produzione dell'acqua minerale naturale "Peio-Fonte Alpina". Dalle analisi effettuate sulle acque della sorgente (FUGANTI *et alii*, 1998) il contenuto di CO<sub>2</sub> nelle sue acque è circa 300 volte inferiore a quelle della *Antica Fonte* di Peio; alla differente presenza degli ioni tradizionali (Ca, Mg, Na, K, Cl) si accompagna anche una minore presenza di elementi in traccia quali litio, ferro, bario, cesio, rame, manganese, rubidio, stronzio, zinco, fluoro, cloro, boro, bromo e iodio.

Questa differenza di chimismo tra le due sorgenti può essere spiegata dal fatto che le acque della sorgente *Antica Fonte* provengono da un circuito profondo alimentato dall'anidride carbonica che risale verso la superficie, mentre le acque della sorgente *Fonte Alpina* appartengono ad un circuito più superficiale e vengono captate tramite una piccola galleria entro il conoide di detrito che scende dal Palù di Val Comasine.

La sorgente *Antica Fonte* sgorga a 1390 metri in località Peio Fonti, al contatto tra i paragneiss (OMI) della Falda dell'Ortles ed i depositi fluvio-glaciali di fondovalle. Le acque della sorgente, che hanno una portata media di 20 l/min vengono classificate da ANDREIS (1997) come mediominerali-carboniche-ferruginose-bicarbonato-alcaino-terrose-arseniose. Presentano valori anomali in silice, boro, ferro, manganese, arsenico, mercurio e anidride carbonica.

La sorgente *San Camillo* ha una portata media di circa 1,5 (l/min) ed è ubicata poco più ad est della sorgente *Antica Fonte*. Le due acque presentano caratteristiche chimiche simili, anche se quelle di San Camillo sono leggermente meno mineralizzate.

Le due sorgenti, quindi, hanno probabilmente origine dalla stessa falda (FUGANTI *et alii*, 1998).

Risalendo la Val del Monte, lungo il corso del Torrente Noce, si trova a quota 1670 metri la sorgente denominata *Fontanino di Peio*. È un'acqua minerale effervescente naturale che sgorga sul versante sinistro alla base delle pareti costituite dai micascisti (OMI) dell'Unità di Peio. L'emergenza è riconducibile alla fascia milonitico/cataclastica della Linea di Peio attraversata da un fitto sistema di diaclasi aventi direzioni NW-SW, NE-SW e N-S, con inclinazioni di 80-85°.

Dalle analisi effettuate da ANDREIS (1997) sull'acqua della sorgente Fontanino emerge che è un'acqua fredda, mediominerale, ferruginosa, bicarbonato-alcaino-terrosa, radioattiva, con valori di silice, ferro, manganese, radon e CO<sub>2</sub> decisamente elevati.

### *Sorgente di Celentino*

Nei pressi dell'abitato di Celentino a quota 1230 metri, sul versante sinistro della Val di Peio, precisamente in corrispondenza dell'imbocco ostruito della galleria di carreggio della ex miniera di magnetite, vi è la fuoriuscita di acque che si presentano mineralizzate con effervescenza naturale e con temperatura relativamente elevata (15±16°C) rispetto alle altre emergenze della zona di Peio.

L'acqua trae origine da numerose zone di stillicidio lungo lo sviluppo della galleria e da alcune venute principali, tra cui merita particolare attenzione quella rinvenuta alla progressiva 640 (ANDREIS, 1997) che presenta una temperatura significativamente superiore alle altre.

Le diverse analisi chimiche condotte da ANDREIS (1997) sulle acque di scolo della galleria hanno evidenziato il carattere mediominerale, ferruginoso, solfato-bicarbonato-calcico (Fig. 34) dell'acqua con valori di ferro variabili tra 3.45÷8.94 mg/l, manganese 0.230 mg/l, arsenico <1.0 ppb e di fluoro pari 1080 mg/l; è caratterizzata da basso contenuto in Rn (9 Bq/l).

### *Sorgenti mineralizzate di Rabbi*

Anche le sorgenti presenti nella zona di Rabbi sono sfruttate economicamente per le cure termali e per esigenze acquedottistiche e si collocano entro il contesto strutturale della Linea di Peio, già illustrato per le sorgenti ubicate nell'area di Peio.

La sorgente più nota è chiamata *Antica Fonte* ed è situata a quota 1225 metri sulla destra idrografica del Torrente Rabbies (fuori Tavola), in corrispondenza della Linea di Peio. Le sue acque effervescenti sono sfruttate dallo stabilimento "Antiche Terme" di Bagni di Rabbi. E' un'acqua fredda (8 °C) con portata di circa 2 l/s. E' caratterizzata da un alto contenuto in ferro (25 mg/l), il quale precipita al contatto con l'ossigeno dell'aria come idrossido, provocando una particolare colorazione rossastra dell'acqua.

Dal punto di vista chimico la sua composizione è nettamente minerale, ricca in sodio ed in boro (FUGANTI *et alii*, 1998).

A Nord di questa ci sono le sorgenti minerali di *Tov dell'Acqua Forta* (o *Tof*), in destra idrografica del Torrente Rabbies a quota 1340 metri, del *Fontanino* di Rabbi e della *Fonte Antica* in sinistra idrografica a quota 1352 metri.

Quest'ultima sgorga dai depositi fluviali e fluvioglaciali che ricoprono il fondovalle. Si tratta di un'acqua fredda minerale, carbonica, ferruginosa, bicarbonato-clorico-sodica, ricca in litio (0,35±2,16 mg/l), ferro (19±22 mg/l), boro (17,7±18,0 mg/l), anidride carbonica (870±2552 mg/l), mercurio e variabile contenuto in radon (1,9 ppb).

Ad un chilometro di distanza circa dalla sorgente *Fonte Antica* sgorga la sorgente di *Tov dell'Acqua Forta*, nei depositi fluvioglaciali. Si tratta di un'acqua mediamente fredda, carbonico-ferruginosa, bicarbonato-sodica-magneziaca, con anomali contenuti in cloro (1,51±2,01 mg/l), boro (7,14 mg/l), litio (0,12±0,78 mg/l) e CO<sub>2</sub> (ANDREIS, 1997).

### *Sorgente Fontanon e Tremenesca*

Tra le più importanti sorgenti ad uso potabile lungo la Linea di Peio, vanno segnalate anche le sorgenti *Fontanon* e *Tremenesca* che sgorgano rispettivamente a quota 1550 metri e a quota 1690 metri, sul fondovalle della Val Cercena, dai depositi detritici che caratterizzano i fianchi della valle. L'origine di queste sorgenti è attribuita alla percolazione delle acque lungo le fratturazioni della roccia.

## 7 - BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (2002) - *Carta Geologica della Regione Lombardia alla scala 1:10.000. Sezione N. D1d4 Passo dello Stelvio*. Reg. Lombardia, Milano.

ALBERTINI R. (1951) - *Per una carta sulla distribuzione delle valanghe in Val di Rabbi*. St. Trent. Sc. Nat., **28**: 156-166.

ALBERTINI R. (1952) - *Brevi osservazioni su alcuni laghetti glaciali e periglaciali delle valli di Lamare e di Saént (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Boll. Comit. Glaciol. Ital., ser. 2, **4**: 45-64.

ALBERTINI R. (1955) - *Contributo alla conoscenza della morfologia crionivale del Gruppo Ortles-Cevedale*. In: "Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi italiane", Fondaz. per i Problemi Montani dell'Arco Alpino, **11**: 1-90.

ANDREATTA C. (1935) - *La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige)*. Mem. Mus. St. Nat. Venezia Tridentina, **5**: 87-245.

ANDREATTA C. (1939b) - *I giacimenti ferriferi della regione Boai-Comasine in Val di Pejo (Trentino)*. La Ric. Sc., **10**: 515-531.

ANDREATTA C. (1943) - *Successioni nelle manifestazioni magmatiche nel Massiccio Ortles-Cevedale*. St. Trent. Sc. Nat., **23**:161-187.

ANDREATTA C. (1948a) - *La "Linea di Pejo" nel Massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. Acta Geol. Alpina, **1**:1-63.

ANDREATTA C. (1948b) - *La tettonca a vortici nef monti della Val di Sole*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sci. fis. mat. nat, **5**: 60-67.

ANDREATTA C. (1951) - *Foglio n. 9 Monte Cevedale della Carta Geologica delle Tre Venezie 1:100.000.*, Min. LL.PP., Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia.

ANDREATTA C., BIANCHI A., DI COLBERTALDO D., DAL PIAZ G.B., FENOGGIO M., MALARODA R., RIEDEL A., SCHIAVINATO G. TRENER G.B. & TREVISAN L. (1953) - *Foglio n. 20 Monte Adamello della Carta Geologica delle Tre Venezie 1:100.000*. Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia.

ANDREATTA C. (1954) - *La Val di Pejo e la catena Vioz-Cevedale*. Acta Geol. Alpina, **5**: 1-333.

ANDREIS F. (1997) - *Relazioni tra tettonica e sorgenti mineralizzate lungo la Linea di Pejo*. Tesi di Laurea, Univ. Padova, 151 pp.

ANDREIS F. (1997) - *Rilevamento geologico del settore centro-orientale della Val Cercena*. Tesina rilevamento, Univ. Padova, 51 pp.

ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S., SCHIAVON E. (1980) - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Pizzo dei Tre Signori (Austroalpino superiore, Alpi orientali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36**: 65-89. BARONI C. & CARTON A (1991a) - *Vedretta di Pisgana (Gruppo dell'Adamello). Geomorfologia e variazioni oloceniche della fronte*. Natura Bresciana, Ann. Museo Civ. Sc. Nat. Brescia, **26**, 1989.

BENINCASA F. (1996a) - *Rilevamento geologico del versante destro della Val*

di Sole compreso tra Pellizzazno e Mezzana. Sottotesi di rilevamento, Univ. Padova, 71 pp.

BENINCASA F. (1996b) - *Studio geologico strutturale dell'area compresa tra la Val di Pejo, Cima Boai e la Val di Sole*. Tesi laurea, Univ. Padova, 118 pp. BERSEZIO R., FORNACIARI M. (1988) - *Geometria e caratteri stratigrafici della Sequenza Cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94/3**: 425-454.

BOCINI I., 2001. *Caratterizzazione geochimica del magmatismo terziario delle Alpi orientali a nord del lineamento Periadriatico: implicazioni geodinamiche*. Tesi di laurea, Univ. Pisa.

CAMPANA R. (1995) - *Evoluzione del sistema Gabbri-Anfiboliti di Cima Mezzana (Falda del Tonale - Alpi Orientali)*. Tesi Dott., Univ. Padova, 110 pp.

CASTELLARIN A., VAI G.B. (1982) - *Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino*. In CASTELLARIN A. & VAI GB. (Eds): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., pp. 103-113.

CASTELLARIN A., PICOTTI V., CANTELLI L., CLAPS M., TROMBETTA L., SELLI L., CARTON A., BORSATO A., DAMINATO F., NARDIN M., SANTULIANA E., VERONESE L., BOLLETTINARI G. (2005) - *note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio n. 080 Riva del Garda*. Provincia Autonoma di Trento, pp. 145.

CASTIGLIONI B. (1947) - *L'irrigazione della Val di Sole*. C.N.R. - Centro di studi alpini, Trento, **1**: pp. 1-102.

CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del Gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **23**: 1-131.

CASTIGLIONI G.B. (1986) - *Geomorfologia*. UTET, Torino, pp. 436.

CONTI P. (1997) - *La Falda Austroalpina dell'ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **LIII**: 1-97.

DAL PIAZ G.B. (1936) - *La struttura delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel Massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale*. Atti R. Acc. Sci. Torino, **71**: 1-29

DAL PIAZ G.B. (1942) - *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce*. Mem. Museo St. Nat. Venezia Tridentina, **10**: 177-360.

DAL PIAZ G.V., MARTIN S. (1980) - *I porfiroidi delle filladi della Valle dei Forni, falda dell'Ortles, Austroalpino superiore*. Rend. Soc. Geol. It., **3**: 17-20.

DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S., VENTURELLI G. (1988) - *Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale Massif (Northern Italy)*. Jb. Geol. B-A Wien, **131**: 533-551.

DAL PIAZ G.V., MARTIN S., (1998) - *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio Austro-sudalpino dall'orogenesi varisca al rifting mesozoico*. Mem.

Soc. Geol. It., 53; pp. 43-62.

DAMINATO F. (1993) - *Studio geologico-strutturale della bassa Val del Monte in relazione al movimento franoso di Pejo Paese (Trentino Occidentale)*. Tesi di Laurea, Univ. Padova, pp. 199

DANESE L. (1997) - *Rilevamento geologico del settore centro-occidentale della Val Cencena*. Tesina rilevamento, Univ. Padova, pp. 46.

DEL MORO A., NOTARPIETRO A. (1987) - *Rb/Sr geochemistry of the Hercynian granitoids overprinted by eo-alpine metamorphism in the Upper Valtelline, Central Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 6: 295-306.

FELLIN G., MARTIN S., MASSIRONI M. (2002) - *Polyphase tertiary kinematics and quaternary fault reactivation in the central-eastern Alps (Western Trentino)*. Journal of Geodynamics, 33; pp. 307-323.

FERRETTI-TORRICELLI F. (1982) - *Studio geologico del versante destro dell'alta Valle della Mare*. Tesi Laurea, Univ. Padova

FERRETTI-TORRICELLI F. (1987) - *Evoluzione metamorfica delle Austridi della ergione M. Cevedale-C.ma Peder- C.ma Gioveretto, con particolare riguardo alle metapeliti (Trentino Alto Adige)*. Ph.D. thesis, Univ. Padova.

FUGANTI A., MORTEANI G., DEFRANCESCO F., PREINFALK C. (1998) - *Tettonica attiva ed acque minerali ricche di anidride carbonica a Peio (Trento) ed aree limitrofe*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., vol. 73, pp. 135-166.

GASPARI D. (1993) - *Studio geologico-strutturale e geologico-tecnico della bassa Val del Monte e della Val Comasine*. Tesi di Laurea, Univ. Padova, pp. 168.

GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E., SPALLA I.M. (2000) - *Eo-Alpine HP metamorphism in the Permian intrusives from the seat belt of the central Alps (Languard-Campo nappe and Tonale Series)*. Geodyn. Acta, 13: 149-167.

GODARD G., MARTIN S., PROSSER G., KIENAST J.R., MORTEN L. (1996) - *Variscan migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, eastern Austroalpine system*. Tectonophysics, 259; 313-341.

GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. (1976) - *Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps*. Mem. Soc Geol It., 13: 241-255.

GRUPPO NAZIONALE DI GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA, CNR (1986) - *Ricerche geomorfologiche nell'alta Val di Peio*. Geogr. Fis. Din. Quat., 9, 137-191.

HAMMER W. (1902) - *Die kristallinen Alpen des Ulthenthal. I. Das Gebirge Südlich der Faltschauer*. Jahrb. k.k. Geol. Reichsanstalt, 52: 105-134.

HAMMER W. (1905) - *Geologische aufnahme des Blattes Bormio-Tonale*. Jahrb. k.k. geol. Reichsanstalt, 55: 1-26.

HAMMER W. (1908) - *Geologische spezialkarte, Blatt Bormio und Passo Tonale und Erläuterungen*. Geol. Reichsanstalt, Wien.

HAMMER W., TRENER G.B. (1908) - *Geologische Spezialkarte der Oesterr*

*Ungar. Monarchie 1:75.000, SW-Gr. n. 78, Bormio und Passo del Tonale. Geol. Reichanstalt.*

HAMMER W. (1938) - *Bemerkungen zur R. Staubs „Geologische Probleme und die Gebirge zwischen Engadin und Ortler.* Verhandl. Geol. B.-A., 1938: 227-237.

HOINKES G., THÖNI M. (1993) - *Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units.* In: J. von Raumer and F. Neubauer (Eds): *The pre-Mesozoic Geology in the Alps.* Springer-Verlag, 485-494.

HOLLAND T.J.B., POWELL R. (1990) - *An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system  $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2$ .* J. metam. Geol., **8**: 89-124.

LAUBSCHER H.P. (1988) - *Material balance in Alpine orogeny.* Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1313-1328.

LAUBSCHER H.P. (1991) - *The arc of the Western Alps today.* Eclogae geol. Helv., **84**: 631-659.

LAURENZI M., GODARD G., MARTIN S., (2003) - *Zoned pseudotachylytes : do they reord multiple event?* - EGS Meeting Nice, 6-11 Aprile 2003.

MALARODA R. (1948) - *Studi petrografici nell'Adamello nord-orientale.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **16**: 3-111.

MALARODA R. (1948) - *Morfologia e terreni quaternari nella zona ad oriente del Passo del Tonale con particolare trattazione del morenico stadiale.* Mem. Mus. Civ. Storia Nat. Verona, **1**: 311-328.

MARCATO E. (1995) - *Rilevamento geologico-strutturale del versante destro della media Val di Sole, Trentino occidentale: il basamento Austroalpino.* Tesi laurea Univ. Padova, 123 pp.

MARTIN S. (1978) - *Studio geologico della Valle di Cedec.* Tesi Laurea Univ. Padova, pp. 234.

MARTIN S., SANTINI L. (1989) - *Margarite in the upper Austroalpine basement (Western Trentino, Italy).* Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **69**: 99-106.

MARTIN S., PROSSER G., SANTINI L. (1991) - *Alpine deformation along the insubric lineament in the Italian Eastern Alps.* Annales Tectonicae, **5**: 118-140.

MARTIN S., PROSSER G. (1993) - *Pre-Alpine evolution of Upper Austroalpine units from Northwestern Trentino, Italy.* Terra Nova, **5/4**: 16.

MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., BERNOULLI D., RANALLI G. (1998a) - *Evolution of the Deep Crust In the central-eastern Alps: The Tonale Nappe.* Mem. Sci. Geol., **50**:1-50.

MARTIN S., LAURENZI M., SUSINI S., CAMPANA R. (1998b) - *Geochronology of the Cima Mezzana metagabbro and surrounding gneisses (Southwestern Ulten unit, NE Italy).* Mem. Sci. Geol., **50**: 86-88.

MENDUM J.R. (1976) - *The structural and metamorphic geology of the Tonale Pass.* Ph. D. University of Edimburgh, pp. 261.

MORTEANI G., FUGANTI A. (1998) - *Il ciclo geochimico dell'anidride carbonica e la sua origine nelle acque minerali effervescenti naturali di Peio e Rabbi (Trento, Italia)*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., vol. **73**: 129-136.

MÜLLER W. (1998) - *Isotopic dating of deformation using microsampling technique: the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Diss. ETH Zürich, n. 12580, pp. 135.

MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY S.P., VIOLA G., OBERLI F., in stampa. *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system (Alps)*. Intern. J. Earth Sci., in stampa 2001.

NERVINI R., 1996 - *Metodologia di realizzazione C.L.P.V.* Provincia di Trento.

NEUBAUER F. (1988) - *The Variscan orogeny in the Austro-Alpine and South-Alpine domains of the Eastern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **98**:339-349.

OBATA M., MORTEN L. (1987) - *Transformation of the spinel lherzolite to grt-lherzolite in ultramafic lenses of the Austridic Crystalline Complex Northern Italy*. J. Petrol., **28**: 599-623.

PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Band. vol. 3, Leipzig, Tauchnitz, 717-1199.

POZZI R. (1965) - *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles*. Eclogae geol.Helv., **58**, 39-66.

PROSSER G. (1990) - *Evoluzione e significato delle strutture tettoniche appartenenti al sistema della Linea delle Giudicarie Nord*. Tesi Dott. Univ. Padova.

REGIONE LOMBARDIA, 2002 - *Inventario delle frane e dei dissesti idrogeologici della Regione Lombardia - Note illustrative*. Bollettino ufficiale Regione Lombardia, n. 31 Edizione spec. 31 luglio 2002, Milano.

RONCHI M.M. (1987) - *Studio petrografico e mineralogico del basamento Austroalpino tra Ponte di Legno e Bresimo*. Tesi Laurea Univ. Padova, 98 pp.

SALOMON W. (1901) - *Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzb. k. preuss Akad. Wiss., **1**: 170-185.

SASSI F.P., ZIRPOLI G. (1980) - *Quadro delle conoscenze sulla storia prealpina delle Alpi orientali*. Rend. Soc. Miner. e Petrogr., **36**, 35-48.

SCHMID S.M., HAAS R. (1989) - *The transition from near surface thrusting to intra-basement décollement during west-directed movement of the Ötztal basement along the Schlinig thrust*. Tectonics, **8**:697-718.

SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jahrb. Geol. B-A., 115-149.

SCHWINNER R. (1912A) - *Kristallines Erratikum in 2650 m. Meereshöhe auf dem Hauptkamm der Brentagruppe*. Verhandlungen d. k.k. geol. Reichs, n. 6

SCHWINNER R. (1912b) - *Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen*. Mitteil. der Geol.Ges. Wien, **5**: 128-197.

SCHULZ B. (1988) - *Deformation und metamorphose im ostalpinen Alkristallin südliche des Tauernferners (südliche Deferegger Alpen)*. Österreich. Schweiz.

Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 397-406.

STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. Geol. Karte Schweiz., N.F., 2*: pp.272.

SUSINI S. (1994) - *Studio geologico del versante sinistro della Val di Peio*. Tesina Rilevamento Univ. Padova, 26 pp.

SUSINI S. (1994) - *Studio geologico-strutturale della Serie d'Ultimo tra la Val di Sole e la Val Cencena (Trentino occidentale)*. Tesi Laurea Univ. Padova, 166 pp.

THÖNI M. (1981) - *Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations in Micas*. Jb. Geol. B-A., **124**: 111-174.

THÖNI M. (1999) - *A review of geochronological data from the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**, 209-230.

TOLMANN A. (1987) - *Geodynamic concepts of the evolution of the Eastern Alps*. In Flügel H.W. and Faupl P., eds. *Geodynamics of the Eastern Alps*: Vienna, Franz Deuticke, pp. 361-378.

TRUMPHY R., HACCARD D., (1969) - *Reunion extraordinaire de la Societé Géologique de France: Les Grisons*. CR Soc. Géol. France, **9**, 330-396.

TUMIATI S., THONI M., NIMIS P., MARTIN S., (2003) - *Mantle crust interactions during Variscan subduction in the Eastern Alps (Nonsberg - Ulten Zone): geochronology and new petrological constraints*. Earth Planet. Sc. Lett., 2003.

VAN GOOL J.A.M., KEMME M.M.J., SCHREURS G.M.M.G. (1987) - *Structural investigations along an E-W Cross-Section in the southern Oetztal Alps*. In H.W. Flügel and P. Faupl. (Eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deutlike, Vienna, 214-225.

VIOLA G. (2000) - *Kinematics and timing of the Periadriatic dault system in the Giudicarie region (central-eastern Alps)*. PhD. ETH Zürich, Diss. 13590, pp. 205.

VIOLA G., MNACKTELOW N.S., SEWARD D., MEIER A., MARTIN S. (2002) - *The Peio fault system: an example of multiple tectonic activity in the italian Eastern Alps*. Bull. Am. Soc..

VON KLEBELSBERG R. (1936) - *Die Stadien der Gletscher in den Alpen*. Verh. III Intern. Quartär-Konf. Vienna, 102-105.

WERLING E. (1992) - *Tonale - Pejo, und Judicarie Linie: Kinematic, Microstructures and Metamorphose von Tectoniten aus räumliche interferierenden aber verschiedenaltigen Verwerfungszonen*. Ph.D. Thesis ETH Zürich, pp. 276.

ZAMBOTTI G. (1995a) - *Sovrascorrimenti e miloniti nell'Austroalpino della Valle di Pejo (Trentino NW)*. Tesi Laurea Univ. Padova, 133 pp.

ZAMBOTTI G. (1995b) - *Rilevamento geologico di un settore della zona d'Ultimo in Val di Sole*. Tesina Rilevamento Univ. Padova, 31 pp.

ZARSKEG. (1988) - *Gefügekündliche und kristalline geologische Untersuchungen zur alpinen Störungs kinematic im Umbigungsbereich von Tonale und Judicarie Linie*. Göttinger Arb. Geol. Paleont., **38**: pp. 143.

Finito di stampare  
nel mese di Aprile 2007  
da **S.E.L.C.A.** - Firenze

