

586

Andrea BISTACCHI, Giorgio V. DAL PIAZ, Giovanni DAL PIAZ, Giorgio MARTINOTTI,
Matteo MASSIRONI, Bruno MONOPOLI, Alessio SCHIAVO

**CARTA GEOLOGICA E NOTE ILLUSTRATIVE DEL TRANSETTO
VAL DI VIZZE - FORTEZZA (ALPI ORIENTALI)**

Estratto da
MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE
Vol. 55



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI
DI PADOVA
BIBLIOTECA DI GEOSCIENZE

554.

947

(175)

PADOVA 2003



Carta geologica e note illustrative del transetto Val di Vizze - Fortezza (Alpi Orientali)

Andrea BISTACCHI*, Giorgio V. DAL PIAZ**, Giovanni DAL PIAZ*, Giorgio MARTINOTTI***, Matteo MASSIRONI**,
Bruno MONOPOLI****, Alessio SCHIAVO****

* Consorzio Ferrara Ricerche, Corso Giovecca 81, I-44100 FERRARA, Italy.

** Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, via Giotto 1, I-35137 PADOVA, Italy.

*** Dipartimento di Scienze della Terra, via Valperga Caluso 36, I-10148 TORINO, Italy.

**** Land Technology & Services, I-31100 TREVISO, Italy.

ABSTRACT - The 1:10 000 geological map we have surveyed (2000-01) in the framework of the geological and tectonic studies for the railway basal tunnel of the Brenner Pass (BBT: Brenner Basistunnel) at the Austria/Italy boundary has been generalised and reduced to the 1:25 000 scale. This map covers the southern segment of the BBT corridor which extends, between the Vizze Valley and Fortezza, from the inner part of the austroalpine-penninic collisional wedge to the intrusive and metamorphic basement of the Southern Alps, through the Periadriatic fault system. The penninic units belong to the southern antiform (Gran Veneziano-Zillertal) of the western Tauern window and are represented by the ophiolitic Glockner nappe and underlying Permian-Eotriassic clastic metasediments of the Tulver-Senges continental unit, poorly exposed in the mapped area, whereas the lower penninic nappe (Central Gneiss) is totally buried. The Glockner nappe is structurally composite and includes exotic cover sequences derived from a continental passive margin or extensional allochthons. South of the Tauern window, the Austroalpine consists of a polymetamorphic basement (Mules-Merano complex) with unconformable remnants of its Permian-Triassic sedimentary cover. The Austroalpine/Southalpine contact is marked by the Pusteria and Sprechenstein-Val di Mules fault systems (Periadriatic Lineament), and the Oligocene intrusion of the Mules (Mauls) tonalitic lamella and related dykes. The Southalpine basement exposed in the southern part of the map consists of the Late Paleozoic Brixen granitic pluton and roofing Variscan schists (Brixen phyllite). The penninic units are dominated by a greenschist to amphibolite facies collisional metamorphism of Tertiary age, whereas the austroalpine basement displays an amphibolite facies Variscan imprint followed by a discontinuous Alpine overprint of Cretaceous age. During the Alpine orogeny, the penninic nappe stack was deformed by three main folding phases, and then by ductile-brittle to brittle deformations, mainly extensional and transcurrent. Four main fault systems were recognized: i) the NNE-trending regional system (parallel to the Brenner detachment), which was responsible for the staircase westward lowering of the nappe pile and southern antiform axis; ii) the ENE-trending system, also recorded in the Brixen granite; iii) the E-W-trending system, mainly concentrated along the deformation zone of the Pusteria line; iv) WNW-system, essentially represented by the Sprechenstein-Valle di Mules fault and also recognized in the Brixen granite. Most of these fault sets are characterised by thick cataclasite and clayey gouge horizons.

Key words: geological map, Tauern window, tectono-metamorphic units, Penninic, Austroalpine, Oligocene tonalite, Brixen granite, Southern Alps, ductile and brittle deformations.

RIASSUNTO - Nell'ambito delle indagini geologiche realizzate per la progettazione della galleria ferroviaria di base del Brennero (Brenner Basistunnel), abbiamo eseguito nel 2000-01 il rilievo geologico-strutturale alla scala 1:10.000 del corridoio compreso tra l'Isarco, la Val di Vizze (Vipiteno), la Val di Valles e Fortezza. Il rilievo è stato generalizzato e ridotto alla scala 1:25.000 nella carta allegata, che comprende la parte interna del prisma collisionale austroalpino-penninico, il Lineamento Periadriatico e il basamento cristallino delle Alpi Meridionali. Le unità penniniche appartengono all'involucro esterno e intermedio dell'antiforme meridionale (Gran Veneziano-Zillertal) esposta nel settore sud-occidentale della Finestra del Tauri. Esse sono costituite dalle sequenze oceaniche dei calcescisti con ofioliti della Falda del Glockner e dai metasedimenti clastici di margine continentale della sottostante Unità di Tulver-Senges, di probabile età permo-eotriassica, affioranti nelle omonime piccole finestre tettoniche. L'Austroalpino affiorante a sud della finestra è costituito da un basamento polimetamorfico (Complesso Mules-Merano) e da limitate coperture permo-triassiche. Il contatto tettonico tra Austroalpino e Sudalpino è marcato dalle linee della Pusteria e di Sprechenstein-Val di Mules (Lineamento Periadriatico) e dall'intrusione della Lamella tonalitica di Mules, di età oligocenica. Allo stesso ciclo magmatico sono riferibili alcuni filoni dacitico-andesitici intrusi nel basamento austroalpino e nei calcescisti mesozoici. Il basamento sudalpino è costituito dal plutone granitico-granodioritico di Bresanone, di età tardo-paleozoica, e dalle filladi incassanti. Le unità penniniche sono dominate da un metamorfismo collisionale di età terziaria, al limite tra la facies anfibolitica e quella scisti verdi. Il basamento austroalpino mostra

una impronta metamorfica varisica in facies anfibolitica e una parziale sovrainpronta alpina di età cretacea. Queste unità sono deformate da tre principali fasi di piegamento duttile di età alpina, seguite da deformazioni fragili-duttile e fragili, prevalentemente di tipo distensivo e trascorrente. Il granito di Bressanone mostra solo deformazioni fragili. L'antiforme delle unità austroalpine e penniniche è dislocata da quattro principali sistemi di faglie: i) il sistema diretto NNE-SSW (orizzonte deformativo del Brennero), dominante a scala regionale e responsabile della scomparsa, nell'area della carta, di buona parte delle unità continentali esposte nell'antiforme Gran Veneziano-Zillertal; ii) il sistema ENE-WSW, presente nel prisma austroalpino-penninico e nel granito di Bressanone; iii) il sistema E-W, concentrato soprattutto nella fascia di deformazione associata alla Linea della Pusteria; iv) il sistema WNW-ESE, ben rappresentato dalla Linea Sprechenstein-Valle di Mules e presente anche nel granito di Bressanone. Molti di questi sistemi di faglie sono caratterizzati da spessi orizzonti di cataclasi e gouge argillosi.

Parole chiave: cartografia geologica, Finestra dei Tauri, unità tettono-metamorfiche, Penninico, Austroalpino, tonaliti oligoceniche, granito di Bressanone, Alpi Meridionali, deformazioni duttili e fragili.

INTRODUZIONE

Il potenziamento della linea ferroviaria Verona-Monaco prevede di superare il valico del Brennero con una galleria di base tra Fortezza (Franzensfeste) e Innsbruck, lunga circa 55 km. Nell'ambito degli studi programmati dalla GEIE-BBT (Brenner Basistunnel) per la scelta del tracciato della galleria abbiamo eseguito il rilevamento alla scala 1:10.000 del tratto meridionale del corridoio oggetto delle indagini, nel tratto compreso tra la Valle Isarco, a sud di Vipiteno (Sterzing), la Val di Vizze (Pfitschtal), la Val di Valles (Vallestal) e la zona di Fortezza (Franzensfeste). La carta allegata è una riduzione alla scala 1:25.000 di tale rilievo, opportunamente generalizzato: si tratta di un estratto digitale del Sistema Informativo Territoriale (GIS) realizzato per questo settore delle Alpi orientali. Il tratto settentrionale del corridoio è stato rilevato da M. Rockenschaub del Servizio Geologico di Vienna (GBA) e integrato per la parte geologico-strutturale dal gruppo di R. Brandner dell'Università di Innsbruck. Una parte di questi rilievi è stata utilizzata per l'allestimento dei Fogli 148-Brenner e 175-Sterzing (Vipiteno) della *Geologische Karte der Republik Österreich* alla scala 1:50.000, coordinati da M. Rockenschaub e in corso di stampa.

Il rilevamento è stato preceduto e accompagnato dall'analisi di fotografie aeree e immagini satellitari. Per la fotogeologia sono state utilizzate le immagini della Provincia Autonoma di Bolzano, volo Impresa Luigi Rossi, Parma, alla scala 1:30.000 circa, strisciate 4a, 5a, 6, 7, e il Volo Italia 1988-89 ad alta risoluzione, in scala 1:75.000 circa, strisciate 2, 3a, 3a1, 3b, 4. Per quanto concerne le immagini da satellite ci si è avvalsi della scena Landsat 7 ETM 193027, acquisita il 13.09.1999. I lineamenti, individuati mediante interpretazione visiva, assistita da elaborazioni al computer (enfattizzazioni del contrasto, composizioni in falsi colori e *data fusion*) sono circa 700 nell'area della carta e un altro migliaio nei settori limitrofi. Tutti i lineamenti sono stati verificati sul campo, documentando l'esistenza di una rete di faglie, solo in parte già note (De Vecchi e Baggio, 1982), e la presenza di sistemi di *trench* legati a grandi deformazioni gravitative (DGPV del Gioogo di Trens (Höllenkragen) e della Valle di Mules, la prima descritta da Massironi *et al.* (2003)). Per ovvie ragioni di scala e di finalità sintetica della rappresentazione geologica, i lineamenti sono stati sfrondata dagli elementi minori: nella carta geologica sono rappresentate

solo le faglie principali, con rigetto documentato (settore austroalpino-penninico) o consistente cataclasi (granito di Bressanone).

Siamo grati alla GEIE-BBT per averci coinvolto in un progetto di ricerca molto stimolante, autorizzando anche la stampa della carta allegata. Ringraziamo Paolo Baggio e Giampaolo De Vecchi per le fruttuose discussioni sulla geologia della Zona Penninica, Reiner Brandner per la carta aggiornata del lembo triassico di Mules, Marco Cossi e Mauro Ancona per la collaborazione in alcuni rilievi, la Provincia Autonoma di Bolzano, il suo Servizio geologico, il Corpo forestale e i Sindaci della zona per le svariate facilitazioni concesse allo svolgimento del lavoro.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

IL CORRIDOIO BBT

Il corridoio BBT si trova in una delle zone più complesse e interessanti delle Alpi Orientali (Fig. 1). L'intero settore austriaco del tracciato, da Innsbruck al Passo del Brennero, e il tratto settentrionale di quello italiano, dal confine alla Valle di Mules (Maulsertal), attraversano la parte assiale e interna della catena collisionale (prisma orogenico), costituita da una pila di unità austroalpine e penniniche a vergenza europea (Bigi *et al.*, 1990; Kurz *et al.*, 1996, 1998; Dal Piaz *et al.*, 2003). Dall'alto al basso il prisma collisionale comprende: i) il sistema austroalpino, costituito da varie unità tettono-metamorfiche derivate dal margine continentale passivo adriatico (africano); ii) la zona penninica, esposta all'interno della finestra tettonica degli Alti Tauri, costituita da unità oceaniche e continentali, derivate rispettivamente dalla sutura dell'oceano mesozoico ligure-piemontese (sud-penninico) e dal margine continentale passivo europeo (Sander, 1911, 1925, 1929; Dal Piaz, 1934; De Vecchi e Piccirillo, 1968; Raith *et al.*, 1977; Frisch, 1979, 1984; Thiele, 1980; De Vecchi e Baggio, 1982; De Vecchi, 1989; Höck e Koller, 1989; Koller e Höck, 1990; Schulz *et al.*, 1994, 1995; Kurz *et al.*, 1996, 1998).

Procedendo da nord verso sud, l'assetto geologico-strutturale del corridoio BBT è caratterizzato dalle seguenti unità principali:

Segmento a nord della Finestra dei Tauri

Il settore è rappresentato in dettaglio nel Foglio Brenner Pass al 1:50.000, a cui si fa riferimento. Esso è domi-



Fig. 1 - Schema tettonico della Finestra dei Tauri e delle unità circostanti nelle Alpi Orientali. Austroalpino: 1) coperture permo-mesozoiche, 2) Gosau beds, 3) basamento cristallino. Pennidico: 4) Flysch Reno-Danubico, 5) Falda del Glockner, 6) unità di copertura e basamento di origine europea, FP) Fronte pennidico. Alpi Meridionali: 7) granito di Bressanone, 8) basamento e coperture indifferenziate. Magmatismo periadriatico: 9) plutoni oligocenici. Linee tettoniche: BR) Brennero, GI) Giudicarie, IN) Inntal, KA) Katschberg, PU) Pusteria (Pustertal), SE) Salzachtal-Ennstal.

Fig. 1 - Tectonic sketch of Tauern window and surrounding units, Eastern Alps. Austroalpine: 1) Permian-Mesozoic cover, 2) Gosau beds, 3) crystalline basement. Penninic: 4) Rheno-Danubian flysch, 5) ophiolitic Glockner nappe, 6) Europe-derived cover and basement units, FP) Penninic frontal thrust. Southern Alps: 7) Brixen granite, 8) cover and basement units. Periadriatic magmatism: 9) Oligocene plutons. Tectonic lines: BR) Brenner, GI) Giudicarie, IN) Inntal, KA) Katschberg, PU) Pustertal, SE) Salzachtal-Ennstal.

nato dalla Fillade di Innsbruck, unità di basamento attribuita in genere all'Austroalpino inferiore (Mostler, 1986; Bigi *et al.*, 1990), costituita da filladi quarzifere, talora carbonioso-grafitiche, con ripetute alternanze di micascisti granatiferi, filloniti, marmi calcarei e dolomitici antichi, metabasiti e porfiroidi con impronta metamorfica varisica e parziale sovraimpronta alpina, entrambe di basso grado. La Fillade di Innsbruck è sovrascorsa dal klippe austroalpino del Patscherkofel (paragneiss e micascisti a staurolite prealpina) e, più a sud, da altri lembi, di natura contrastante, riferiti al cosiddetto Mesozoico di Tarntal (Tarntaler Berge). Da un lato vi sono metasedimenti permo-mesozoici di margine continentale (Falda di Hippold), dall'altro una tipica suite ofiolitica (Falda di Reckner) con metamorfismo in facies scisti blu di età eocenica (Dingeldey *et al.*, 1997), imbricata all'interno delle unità austroalpine; la sua pertinenza pennidica *l.s.* è suggerita dall'assetto litostratigrafico, dal metamorfismo in facies scisti blu (ben preservato perché l'unità non è stata coinvolta nella cristallizzazione dei Tauri) e dalla sua età terziaria.

Il contatto tettonico tra Austroalpino e Pennidico è sottolineato, soprattutto in Val di Navis, da una zona di melange tettonico (Nordrahmenzone, Zona di Matrei) tra scaglie di terreni permo-mesozoici di supposta origine au-

stroalpina e dominanti calcescisti filladici di pertinenza penninica (Enzenberg, 1966; Thiele, 1976, 1980; Miller *et al.*, 1984). La Zona a scaglie di Matrei è presente anche lungo il margine italiano della Finestra dei Tauri (Dal Piaz, 1934; Thiele, 1980; Bigi *et al.*, 1990; Villi *et al.*, 1997).

Finestra dei Tauri

Il settore occidentale della Finestra dei Tauri (Fig. 1) è caratterizzata dalla presenza di due grandi antiformi dirette est-ovest, entrambe con nucleo di basamento gneissico: l'antiforme settentrionale (Tux) e quella meridionale (Gran Veneziano-Zillertal). Esse sono separate dalla sinforme della Val di Vizze (Greiner). Nella regione sono esposte tre unità pennidiche sovrapposte, corrispondenti ai tre "involucri" definiti nelle classiche interpretazioni austriache (Sander, 1911, 1925, 1929; Dal Piaz e Dal Piaz, 1984, con rif. bibl.); da tetto a letto: *Obereschieferhülle*, *Untereschieferhülle*, *Zentralgneis*. L'unità più elevata (*Obereschieferhülle*) è la Falda del Glockner, in contatto diretto con il basamento Austroalpino; è costituita da metasedimenti carbonatici e terrigeni (calcescisti *l.s.*) con subordinate intercalazioni di ofioliti metamorfiche. Seguono, al di sotto, due gruppi di unità continentali provenienti dal margine passivo europeo. Il primo (*Untereschieferhülle*) riunisce se-

quenze di metasedimenti clastici e carbonatici post-varisici, totalmente scollati o ancora aderenti al loro substrato (Falda del Wolfendorn, Modereck, Serie del Greiner e di Tulver-Senges). Il secondo è costituito da granitoidi gneissici (*Zentralgneis*), derivati da protoliti calcocalcinali tardo-paleozoici (310-290 Ma; Thöni, 1999; Cesare *et al.*, 2001), e da minori migmatiti e parascisti pregranitici (Bianchi, 1934; Dal Piaz, 1934; Fenti e Friz, 1973; Miller, 1974, 1977; Lammerer *et al.*, 1976, 1981; Frisch, 1974, 1977, 1979; Thiele, 1980; De Vecchi e Baggio, 1982; Satir e Morteani, 1982; Selverstone, 1985, 1993; De Vecchi e Mezzacasa, 1986; Frank *et al.*, 1987; Lammerer, 1988; Oehlke *et al.*, 1993). Il nucleo gneissico settentrionale (Tux) è ampiamente esposto nel corridoio BBT, mentre quello meridionale (Gran Veneziano-Zillertal) scompare sotto la Falda del Glockner in alta Val di Fundres, una decina di km a est della carta allegata; la sua presenza, nel sottosuolo del corridoio, è suggerita dai metasedimenti della *Untereschieferhülle* esposti nelle piccole finestre di Tulver (bassa Val di Vizze) e Seneges, quest'ultima posta in dubbio da Baggio e De Vecchi (1970). Sul lato occidentale, le unità pennidiche della Finestra dei Tauri sono in contatto tettonico con le sovrastanti unità austroalpine lungo il *detachment* estensionale del Brennero, pendente verso ovest di circa 35° (Behrmann, 1988; Selverstone, 1988; Fügenschuh *et al.*, 1998; Axen *et al.*, 1995). L'Austroalpino a ovest della finestra comprende unità di basamento e copertura (Falda di Steinach, Mesozoico del Brennero, basamento polimetamorfico Oetztal-Stubai) (Sassi e Menegazzo, 1971; Frank *et al.*, 1987; Miller e Thöni, 1995; Hoinkes *et al.*, 1999).

Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri

E' rappresentato da un basamento polimetamorfico con limitati resti delle sue coperture permo-mesozoiche, riferibili all'Austroalpino superiore. Il basamento cristallino (Complesso Mules-Merano) è costituito da paragneiss, spesso ricchi in pegmatiti e con intercalazioni di anfiboliti, metagabbri e marmi antichi, e dai prodotti della loro diaforesi alpina (Sander, 1921; Dal Piaz, 1936; Baggio *et al.*, 1969; Borsi *et al.*, 1973, 1978; Sassi *et al.*, 1974; Schulz *et al.*, 1993). A est del corridoio, il basamento è suddiviso in due blocchi dalla Linea Deferegger-Anterselva-Valles: il loro sollevamento differenziale è marcato da età cretache (eoalpine) nel blocco settentrionale e da età varisiche in quello meridionale (Borsi *et al.*, 1973, 1978; Mancktelow *et al.*, 2001). Alcuni lembi dell'originaria copertura terrigena e carbonatica permo-mesozoica sono preservati nella bassa valle di Mules (Maulsertal) e sul versante opposto dell'Isarco (Hammerschmidt, 1982). Il basamento è intruso dal plutone tonalitico di Rensen e da filoni dacitico-andesitici di età oligocenica (Borsi *et al.*, 1978; Müller *et al.*, 2001), riferibili al "magmatismo periadriatico" (32-30 Ma) (Bögel, 1975; Exner, 1976; Dal Piaz, 1985; Dal Piaz e Venturelli, 1985; Bigi *et al.*, 1990; von Blanckenburg *et al.*, 1998). Alcuni filoni tagliano i calcescisti mesozoici presenti nella parte interna (Val di Valles) della Falda del Glockner (Scolari e Zirpoli, 1972). Il settore interno (meridionale) del prisma collisionale austroalpino-pennidico è caratterizzato da una marcata retroflessione, messa in evidenza dall'anomala sovrapposizione delle sequenze ofiolitiche del

Glockner, in successione rovesciata, sul basamento cristallino del complesso Merano-Mules.

Lineamento Periadriatico e Alpi Meridionali

Verso sud, il prisma collisionale austroalpino-pennidico è in contatto tettonico (Lineamento Periadriatico) con la crosta continentale superiore delle Alpi Meridionali, costituita dal plutone granitico di Bressanone (Sander, 1906; Baggio *et al.*, 1969; Morgante, 1974), di età tardo-paleozoica (Del Moro e Visonà, 1982), e dalle filladi incassanti, con intercalazioni di porfiroidi (Del Moro *et al.*, 1984) e metamorfismo varisico di basso grado (Hammerschmidt e Stöckhert, 1987; Mazzoli e Sassi, 1988; Sassi e Spiess, 1993). Il contatto tra Austroalpino e Sudalpino (Limite Alpino-Dinarico *Auct.*; Martin *et al.*, 1998, con rif. bibl.) è definito dalla Linea delle Giudicarie Nord, a ovest dell'Isarco, e dalla Linea della Pusteria sul lato opposto (Prosser, 2000; Mancktelow *et al.*, 2001; Müller *et al.*, 2001). Lungo il contatto, all'esterno della cintura granitica di Bressanone-Monte Croce-Ivigna, si sono intrusi alcuni plutoni tonalitici, di forma stretta e allungata, appartenenti al magmatismo periadriatico (Bigi *et al.*, 1990); si tratta della lamella di Mules, di età oligocenica, e di altri corpi simili.

Il basamento sudalpino e le coperture sedimentarie delle Dolomiti non mostrano trasformazioni metamorfiche alpine, se si escludono limitate zone di shear duttile.

OROGENESI ALPINA

Il prisma austroalpino-pennidico mostra un'impronta tettono-metamorfica alpina a carattere polifasico, molto pervasiva nelle unità continentali e oceaniche della Zona pennidica, più discontinua in quelle austroalpine (Bianchi, 1934; Hoernes e Friedrichsen, 1974; Miller, 1974, 1986; Morteani, 1974; Holland, 1979; Höck, 1980; De Vecchi e Baggio, 1982; Holland e Ray, 1985; Selverstone e Spear, 1985; De Vecchi, 1989; Schulz *et al.*, 1994, 1995). In entrambi i domini l'orogenesi inizia con processi di subduzione e accrezione, marcati da associazioni in facies eclogitica o scisti blu e seguiti da una sovraimpronta collisionale Barroviana in facies anfibolitica-scisti verdi (Frey *et al.*, 1999; Hoinkes *et al.*, 1999): si tratta, tuttavia, di processi diacroni, di età cretaca (eoalpina) nell'Austroalpino, terziaria nella Zona pennidica (Thöni, 1999, con rif. bibl.). Le due pulsazioni orogeniche sono avvenute nell'ambito della convergenza tra la placca europea e quella adriatica (africana) e sono separate dalla deposizione degli Strati di Gosau (Cretacico sup.) che sigillano la pila di falde austroalpine (Thöni e Jagoutz, 1992, 1993; Dal Piaz *et al.*, 1995; Miller e Thöni, 1997; Schmid *et al.*, 1997; Neubauer *et al.*, 2000). L'orogenesi cretaca è legata alla progressiva chiusura di una propaggine del bacino oceanico triassico (Hallstatt-Meliata), ben documentato nel dominio carpatico, e alla conseguente collisione continentale di età eoalpina (pre-Gosau), con crescita di un prisma orogenico, metamorfismo eclogitico in rocce felsiche e mafiche e evoluzione decompressionale Barroviana (Thöni e Jagoutz, 1992, 1993; Froitzheim *et al.*, 1994; Dal Piaz *et al.*, 1995; Neubauer *et al.*, 2000). Si noti che nelle Alpi la natura, l'età e l'ubicazione di tale bacino oceanico sono tuttora enigmatiche: i) i protoliti mafici datati nella discussa sutura au-

stroalpina sono gabbri permiani (Thöni e Miller, 1996; Miller e Thöni, 1997), non necessariamente oceanici per confronto con la crosta adriatica nelle Alpi centro-occidentali (Lardeaux e Spalla, 1991; Dal Piaz e Martin, 1998; Rebay e Spalla, 2002); ii) mancano prove definitive sull'esistenza di una vera suite ofiolitica analoga a quelle derivate dall'oceano giurassico ligure-piemontese, ma di età permiana e/o triassica; iii) incerta è la posizione del bacino, allungato parallelamente alla futura catena alpina, circa al limite austroalpino/sudalpino (Thöni e Jagoutz, 1992, 1993; Neubauer *et al.*, 2000), oppure con andamento trasversale (Dal Piaz *et al.*, 1995; Schmid *et al.*, 1997). Nonostante tali incertezze, l'ipotesi di Thöni e Jagoutz è sostenuta dall'esigenza di una litosfera oceanica in subduzione e di un prisma collisionale pre-Gosau per giustificare il regime termico freddo, il metamorfismo bimodale e la pila di falde eoalpine.

La successiva evoluzione delle Alpi orientali è controllata dalla subduzione verso sud della placca europea, costituita dalla litosfera oceanica ligure-piemontese (sud-pennidica), nella parte frontale, e dal margine continentale passivo europeo. La placca superiore è rappresentata dal margine settentrionale del continente adriatico, comprendente il prisma collisionale austroalpino di età pre-Gosau e, più a sud, la crosta sudalpina.

L'inizio della subduzione oceanica non è definito con precisione, ma certamente la convergenza era già attiva nel Cretacico superiore, documentata dai flysch pennidici. La subduzione della litosfera oceanica genera un nuovo regime di bassa temperatura, con metamorfismo eclogitico e in facies scisti blu nelle unità ofiolitiche. Il primo è documentato nel settore centro-meridionale della Finestra dei Tauri (*Eklogitzone*; Miller, 1977), il secondo nella Falda del Glockner (rari relitti e pseudomorfofosi su lawsoni-

te; Höck, 1974) e nell'unità ofiolitica di Reckner (Tarnaler Berge), imbricata sopra unità austroalpine nel tratto settentrionale del corridoio BBT (Dingeldey *et al.*, 1997). Relitti meno significativi del metamorfismo di subduzione sono segnalati nelle unità pennidiche continentali della Finestra dei Tauri (Selverstone *et al.*, 1984; Selverstone e Spear, 1985; Christensen *et al.*, 1994).

Le datazioni radiometriche esistenti (Zimmermann *et al.*, 1994; Thöni, 1999, con rif. bibl.), riferibili in prevalenza a età di raffreddamento, attribuiscono all'Eocene i relitti di alta pressione e all'Eocene sup. e/o Oligocene inf. la sovraimpronta Barroviana, spesso del tutto dominante, caratterizzata da associazioni da sin a post-cinematiche note come "cristallizzazione dei Tauri" di Sander. Essa segue l'appilamento collisionale delle falde pennidiche e precede il magmatismo oligocenico. Gli eventi termo-tettonici terziari hanno avuto effetti modesti nelle unità austroalpine, limitati in genere a trasformazioni retrograde lungo zone di taglio duttile.

La susseguente storia post-collisionale (Oligocene-Neogene) registra lo sviluppo e il rapido esaurirsi del magmatismo periadriatico, il sollevamento del prisma collisionale, la denudazione della Finestra dei Tauri, la migrazione del fronte orogenetico con accrezione delle unità elvetiche e della Molassa interna e la concomitante formazione della catena a vergenza padana delle Alpi Meridionali (Dal Piaz *et al.*, 2003). L'esumazione delle unità pennidiche continentali e oceaniche all'interno della Finestra dei Tauri è prodotta dal perdurare della compressione nord-sud lungo il margine collisionale e da estensione est-ovest, con migrazione parallela all'orogene della pila di unità pennidiche a letto della zona di taglio normale del Brennero (Behrmann, 1988; Selverstone, 1988; Ratschbacher *et al.*, 1991; Fügenschuh *et al.*, 1997; Lammerer e Weger, 1998) (Fig. 2).

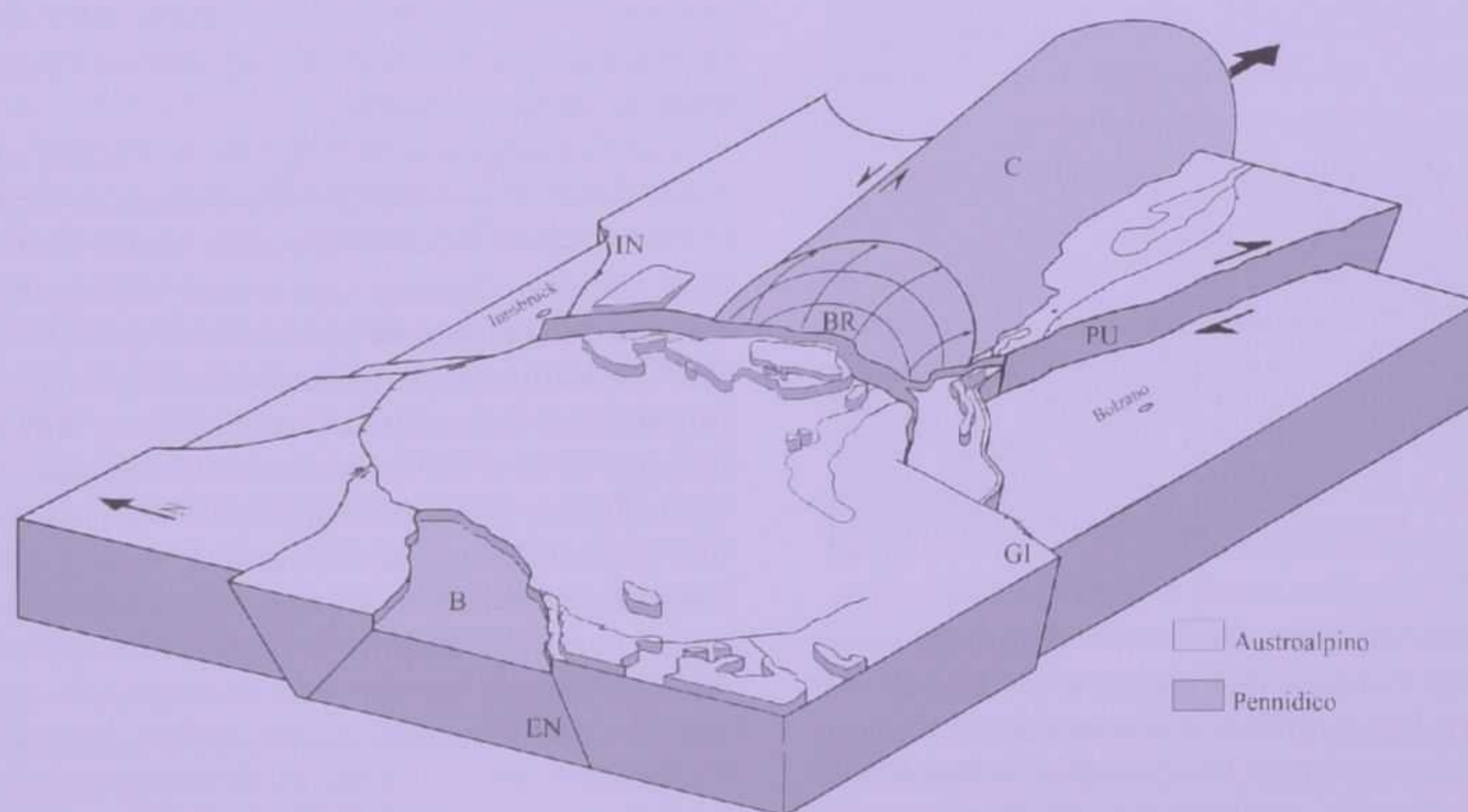


Fig. 2 - Schema a blocchi che mostra l'estrusione laterale e la denudazione tettonica lungo la linea del Brennero (BR) delle unità pennidiche (in grigio, indifferenziate) esposte nella finestra dei Tauri (ridisegnato da Fügenschuh *et al.*, 1997); EN) linea dell'Engadina, GI) linea delle Giudicarie, IN) linea dell'Inntal, PU) linea della Pusteria, B) finestra dell'Engadina, C) finestra dei Tauri.

Fig. 2 - Lateral extrusion and tectonic denudation of Penninic nappe stack (grey) along Brenner detachment (BR), Tauern window (redrawn from Fügenschuh *et al.*, 1997). Tectonic lines: EN) Engadine, GI) Giudicarie, IN) Inntal, PU) Pustertal; tectonic windows: B) Engadine, C) Tauern.

Nelle Alpi Meridionali, la genesi di una catena antitetica è l'effetto dell'indentazione della litosfera sudalpina contro il prisma austroalpino-pennidico, a sua volta ulteriormente sollevato e fortemente retroflesso. La struttura profonda delle Alpi mantiene tuttavia la sua originaria asimmetria, definita dalla sovrapposizione della litosfera adriatica su quella europea.

LITOSTRATIGRAFIA DEL TRANSETTO VAL DI VIZZE-FORTEZZA

Seguendo la legenda della carta, le unità tettono-metamorfiche e litologiche affioranti nel tratto meridionale del Corridoio BBT, tra la Valle di Vizze (Pfitschtal) e Fortezza (Franzensfeste), sono descritte in successione da tetto a letto e da nord a sud, con riferimento alla loro posizione stratigrafica e strutturale ricostruita nel profilo a margine della carta geologica.

AUSTROALPINO A SUD DELLA FINESTRA DEI TAURI

E' rappresentato dal basamento polimetamorfico del Complesso Mules-Merano e da limitate coperture monometamorfiche di età permo-triassica (Lembo di Mules *Auct.*; Baggio *et al.*, 1969).

Coperture permo-mesozoiche: Lembo di Mules

Formano un lembo maggiore sul fianco destro della bassa Valle di Mules (Maulsertal), tra il Rio di Senges e il Castello di Welfenstein, e altri piccoli affioramenti, in genere cataclastici, nella media valle e a monte di Rizzolo (Ritzail). Le coperture sono formate da potenti successioni triassiche, in prevalenza carbonatiche, e da sottostanti depositi elastici, permo-eotriassici. La serie stratigrafica, ricostruita da R. Brandner, comprende da tetto a letto: dolomie con intercalazioni di argilliti (Gruppo di Raibl), sottostanti argilloscisti, arenarie e carnirole raibliane; dolomie grigio chiare con Loferiti e carnirole a tetto (Fm. di Arlberg); calcimiloniti grigio scure con intercalazioni di argilliti nerastre; dolomie grigio scure con stratificazione grossolana; marmi milonitici a bande grigie e rosa (Fm. di Reifling); filladi sericitiche, quarziti, marmi a bande e carnirole (Reichenhaller Schichten).

La successione terrigena basale è formata da scisti quarzoso-arenacei argentei, con intercalazioni fillitiche, quarziti a bande (Buntsandstein alpino, Permo-Eotrias) e locali conglomerati metamorfici a ciottoli quarzosi più o meno appiattiti o allungati nella scistosità alpina (Verrucano alpino). La sequenza è discordante sul basamento polimetamorfico.

Basamento cristallino (Complesso Mules-Merano)

Affiora in riva sinistra dell'Isarco, tra il Castello di Sprechenstein e il paese di Trens (Freienfeld), sul versante destro della Valle di Mules (Maulsertal) e in Val di Valles (Vallertal). All'interno del corridoio BBT forma un cuneo molto deformato e di larghezza modesta (da 2 km, a N di Mules, a 4 km nel transetto Passo di Valles-Cima Piatta). E' costituito da prevalenti paragneiss, in genere a grana fine, con plagioclasio, quarzo, biotite, muscovite $\pm$ granato (frequente). Vi si associano locali gneiss minuti a bande, caratterizzati da regolari alternanze di letti cm-

dm di gneiss quarzosi a biotite-granato e di gneiss chiari, quarzoso-feldspatici (Castello di Sprechenstein, a N del Passo di Valles, Valle di Valles). Il complesso contiene ripetute intercalazioni, tabulari o lenticolari, di gneiss granitici e tonalitici, anfiboliti, gneiss anfibolici, quarziti, pegmatiti e marmi antichi. I paragneiss integri o poco retrocessi costituiscono corpi di dimensioni discrete, avvolti da litotipi fortemente retrocessi e deformati (micasisti, filloniti, miloniti, cataclasiti) che, in molti casi, diventano dominanti (strada Valgenauna-Flanes, Val di Mules, Val di Senges). Nelle varietà retrocesse la trama gneissica è ancora riconoscibile, seppure molto deformata, la biotite è decolorata, o trasformata in mica bianca o clorite, e il granato è alterato in parte o completamente.

Le intercalazioni di quarziti e di scisti quarzoso-micacei sono molto frequenti, ma in genere di dimensioni non cartografabili: alcune derivano probabilmente da originari livelli arenacei, altre, a grana maggiore e con feldspato potassico $\pm$ tormalina, da pegmatiti pre-alpine.

La carta riporta i due principali orizzonti di marmi antichi che si estendono per circa 2 km dal M. Muta al Peachen Jöchl, perlopiù suddivisi in *boudins* metrico-decmetrici. I marmi hanno elevata cristallinità e patina superficiale giallastra; nei pressi del contatto con la tonalite di Rensen mostrano un metamorfismo termico con sviluppo di granato di calcio rosa-rossastro e pirosseno diopside verde.

I corpi basici sono costituiti da anfiboliti grigio-nerastre a plagioclasio-orneblenda $\pm$ granato, gneiss anfibolici finemente zonati e dominanti prodotti di retrocessione metamorfica a grana minuta, ricchi in albite, epidoto, attinoto e clorite. Relitti di strutture gabbriche a grana media o grossa sono visibili in Val di Senges e nel versante SE di Cima Piatta. Queste intercalazioni si estendono dalla Val di Valles alla destra idrografica della Val di Senges, con spessori da plurimetrici a ettometrici, evidenziando l'andamento della scistosità regionale e i rigetti prodotti dalle faglie tardo-alpine.

Tra gli ortogneiss prevalgono le varietà minute o microocchiate, con feldspato potassico millimetrico, biotite e locale anfibolo. Nelle zone meno deformate si notano gneiss occhiate con porfiroclasti centimetrici di feldspato potassico, in genere ovalizzati, immersi in una matrice scistosa fine. Si tratta di originari granitoidi, di possibile età ordoviciana per confronto con tipi analoghi presenti in altri settori e datati con metodi radiometrici (Del Moro *et al.*, 1984; Thöni, 1999). Il fabric metamorfico e la loro giacitura tabulare, concordante con quella dei paragneiss incassanti, sono attribuibili a eventi tettono-metamorfici ercinici e alpini. Affiorano nella bassa Valle di Senges, sul versante meridionale di Cima Piatta e al Castello di Sprechenstein, spesso associati a corpi anfibolitici.

Il basamento austroalpino è delimitato da due contatti tettonici di età e geometria diverse: i) verso sud, una potente fascia di cataclasiti neogeniche (Linea della Pusteria e Sprechenstein-Valle di Mules) lo separa dalla Lamella tonalitica di Mules, di età oligocenica; ii) verso nord, è in contatto di sovrascorrimento con la Falda ofiolitica del Glockner. A causa della già ricordato retroflessione

del prisma collisionale, il basamento austroalpino pende verso nord e si immerge sotto la Falda del Glockner (vedi profilo). Il ripiegamento è anteriore (forse di poco) all'intrusione dei filoni di età oligocenica (30 Ma ca.), con giacitura subverticale, presenti nell'Austroalpino e, localmente, nei vicini calcescisti, documentando l'avvenuta rotazione delle rocce incassanti (Scolari e Zirpoli, 1972; Mancktelow *et al.*, 2001; Müller *et al.*, 2001).

UNITÀ PENNIDICHE DELLA FINESTRA DEI TAURI A SUD DEL RIO DI VIZZE

Le unità pennidiche esposte in questo settore della Finestra dei Tauri (Fig. 3) sono la Falda del Glockner (*Obereschieferhülle*), di pertinenza oceanica, e la parte sommitale dell'Unità Tulver-Senges (Serie del Greiner *Auct.*, *Untereschieferhülle*), costituita da quarziti e scisti quarzosi affioranti in bassa Val di Vizze (Pfitschtal), presso il paese di Tulver, e alla testata della Val di Seneges. Le unità pennidiche più profonde sono esposte a nord (Wolfendorn-Passo di Vizze/Pfitschjoch) e a est della carta (tra l'alta Val di Vizze e la Val di Fundres), in corrispondenza delle già ricordate antiformali a nucleo gneissico (*Zentral Gneis*) e coperture mesozoiche del Tux e del Gran Veneziano-Zillertal. A fronte di una notevole varietà di tipi litologici, le unità pennidiche sono accomunate da un'intensa impronta tettono-metamorfica alpina di medio-alto grado ("cristallizzazione dei Tauri"; Morteani, 1974; Lammerer *et al.*, 1976, 1981; Raith *et al.*, 1977; De Vecchi e Baggio, 1982; Selverstone *et al.*, 1984; Selverstone, 1985; De Vecchi, 1989; Frey *et al.*, 1999, con rif. bibl.).

Falda del Glockner

La Falda del Glockner, o unità dei calcescisti con ofioliti (De Vecchi e Baggio, 1982), è costituita da metasedimenti mesozoici (complesso dei calcescisti) e da subordinate ofioliti metamorfiche (pietre verdi). L'età dei sedimenti originari si estende verosimilmente dal Giurassico superiore al Cretacico inferiore o medio. La falda è suddivisa in unità separate da alcune intercalazioni di marmi e quarziti di probabile età triassica e di origine extraoceanica (unità esotiche).

Il metamorfismo alpino è di tipo barroviano, al limite tra la facies anfibolitica (oligoclasio, granato, orneblenda e rara staurolite) e la facies scisti verdi di alta temperatura (albite, attinolit, biotite rosso-bruna, granato). Nell'area della carta mancano i relitti in facies scisti blu (losanghe di lawsonite sostituita da aggregati di epidoto e mica bianca) presenti nelle prasiniti del vallone di Sottomonte (Unterbergalm), a est del corridoio.

Calcescisti - Il complesso dei calcescisti *s.l.* è costituito da metasedimenti carbonatici e terrigeni, in alternanze spesso non rappresentabili in carta a causa del modesto spessore o di passaggi graduali. In buona parte essi corrispondono a originari depositi torbiditici. In base alla facies e all'associazione litologica dominante sono stati distinti il gruppo dei calcescisti *s.s.* (carbonatici) e quello dei metasedimenti terrigeni, poveri o privi in carbonato, nonché le principali intercalazioni di marmi e di quarziti micacee che costituiscono importanti orizzonti di riferimento.

Il gruppo carbonatico, del tutto prevalente, è rappresentato da calcescisti con dominante calcite, abbondanti lenti quarzose e subordinata frazione fillitica, costituita da mica chiara, biotite o flogopite e rara clorite. Essi contengono frequenti bancate di marmi grigi, puri e impuri, minori intercalazioni di filladi, filladi a carbonato e locali scisti a biotite e granato.

Il gruppo dei metasedimenti terrigeni è rappresentato da scisti quarziti finemente scistosi, con mica chiara, biotite e carbonato subordinati, intercalazioni di quarziti tabulari, filladi plumbee talora a granato e locali mica-scisti granatiferi. Queste varietà, presenti in tutta l'area sotto forma di intercalazioni più o meno potenti nei calcescisti *s.s.*, diventano predominanti al Giogo di Trens (Höllenkragen) e all'Alpe di M. Deserto.

Le intercalazioni stratoidi di marmi grigi prevalgono nella parte mediana e inferiore della falda, ove formano alcune bande all'interno dei calcescisti, con sviluppo di qualche chilometro e spessore sino al centinaio di metri. Le principali intercalazioni affiorano in Valle di Valles (tra Malga Fana e Malga Vana), allo sbocco della Valle del Rio Bargone (sinistra idrografica della Valle di Vizze) e a tetto dell'unità Tulver-Senges, nella conca di Tulver e in alta Valle di Seneges. Vi sono inoltre marmi saccaroidi, in banchi discontinui che possono raggiungere una decina di metri di spessore e sono talora associati a marmi impuri con mica cromifera di colore verde-smeraldo (fuchsite). I principali affioramenti sono situati in sinistra idrografica della Val di Valles (Malga Fana), alla testata del Lago Selvaggio (Wilder See) e nel vallone a sud di Cima Piambello (Ebengrubenspitze).

Le quarziti micacee formano frequenti e ripetute intercalazioni centimetrico-decimetriche dal tipico colore biancastro; assai più rari sono gli orizzonti di spessore metrico o maggiore, gli unici indicati in carta, visibili presso Malga Fana, a Cima Tre Corni e nel vallone a sud di Cima Piambello.

Ofioliti metamorfiche - Costituiscono il litotipo predominante nel settore nord-orientale della carta (Cima Riva), e diminuiscono gradualmente d'importanza verso sud. Sono rappresentate in gran prevalenza da anfiboliti e prasiniti derivate da basalti tholeiitici, riferibili a colate sottomarine, con possibili locali prodotti di rimaneggiamento subacqueo (De Vecchi e Piccirillo, 1968; De Vecchi, 1989). Vi sono inoltre alcuni corpi di serpentiniti e due lenti di metagabbri, interpretabili come olistoliti o scaglie tettoniche all'interno del complesso dei calcescisti.

I metabasalti sono in facies anfibolitica (anfiboliti) e/o scisti verdi (prasiniti). L'associazione mineralogica è costituita da anfibolo (orneblenda verde-azzurrognola e/o attinoto), epidoto, plagioclasio o albite $\pm$ clorite, biotite, carbonato, titanite. Le anfiboliti hanno colore verde scuro e grana minuta. Le prasiniti si distinguono sul terreno per il colore verdognolo, la presenza di cristalli biancastri e tondeggianti di albite e la facile suddivisibilità in lastre regolari. Frequenti sono le prasiniti ricche in epidoto giallognolo (fini letti o noduli) e le varietà albitico-cloritiche (ovarditi), talora ricche in carbonato. Vi sono infine sottili livelli di scisti verdi a grana finissima, simili a certi clo-

ritoscisti associati alle serpentiniti, ma classificabili al microscopio come prasiniti milonitiche ad anfibolo, albite, epidoto e carbonato.

I metabasalti formano intercalazioni stratoidi di vario spessore all'interno dei calcescisti, specie nel settore nord-orientale della carta. I corpi prasinitici maggiori sono in prevalenza ubicati nella parte inferiore della Falda del Glockner (dorsale Cima Grava-Cima Riva, circo a nord del Rifugio Bressanone). Vanno inoltre segnalate una banda decametrica di prasiniti ad albite ocellare in Val di Valles, presso il contatto con l'Austroalpino, e analoghe intercalazioni nei marmi grigi presso il limite con l'Unità Tulver-Senges.

Nella regione non era nota la presenza di gabbri metamorfici. Il corpo maggiore è una lente decametrica situata al nucleo di una piega coricata di calcescisti, poche centinaia di metri a nord della Forcella di Rena (Sandjoch). Il secondo corpo gabbriaco affiora al colle q. 2549 m, a nord del Monte Domenar, in contatto con serpentiniti e brecce serpentinitiche. L'origine gabbriaca è ben documentata dalla presenza di cristalli centimetrici di clinopirosseno nerastro, in parte sostituito da anfibolo, in una matrice verdognola a grana fine, con sottili venature di epidoto giallastro. Alla periferia, i metagabbri passano a facies scistoso-laminate e a tipi milonitici fini, di colore più chiaro.

I corpi maggiori di serpentiniti affiorano tra Forcella di Rena (Sandjoch) e il circo del Rifugio Vipiteno; scaglie minori sono presenti in alta valle di Senges (Cima Sella/Sattelkopf), al colle 2549 a nord del Monte Domenar (Nornspitz) e lungo il contatto tettonico tra la Falda del Glockner e l'Austroalpino, in Val di Valles (Valtert) e vicino al Castello di Sprechenstein. Le serpentiniti derivano da originarie peridotiti di mantello con pervasiva alterazione idrotermale di tipo oceanico e diffusa ricristallizzazione alpina. Sono costituite da antigorite, cristalli nerastri di magnetite, talora abbondante, e rari relitti di olivina e pirosseno; frequenti le vene tardive di serpentino e carbonato. La struttura è spesso brecciata, con matrice contenente un carbonato di colore ocreo, talora molto abbondante (oficalci) e spesso associato a talco.

Come litotipi particolari sono stati distinti gli affioramenti principali di talcoscisti a carbonato presenti nella regione. Sono rocce scistose, a grana minuta, tenere e untuose al tatto, caratterizzate dalla presenza di carbonato (probabile siderite) in cristalli plurimillimetrici di forma romboedrica, lucentezza vitrea e colore giallognolo chiaro, tendente al bruno-ocreo nei minerali alterati. In qualche caso vi si associano brecce carbonatiche a frammenti di serpentinite. Affiorano sia al margine di alcuni corpi serpentinitici (Forcella della Rena; a nord di Croda Liscia; colle a nord del Monte Domenar, tra 2549 e 2584 m), sia all'interno dei calcescisti, lungo zone di faglia (colle 2653 a nord di Cima Tre Corni/Grantspitz; cresta NW del Monte Grande/Grossberspitz; alta valle di Gansor; miniera della bassa Valle di Montegrande/Grossberg). La genesi di questi talcoscisti sembra legata a processi idrotermali, con fluidi ricchi in silice, a spese di rocce carbonatiche ricche in Mg.

Intercalazioni di corpi esotici nei calcescisti - Si tratta di singoli litotipi o di frammenti di una serie sedimentaria costituita da dolomie, marmi saccaroidi, carnioli e quarziti di probabile età triassica e di origine esotica rispetto al bacino oceanico dei calcescisti. Le sequenze esotiche formano un orizzonte parallelo alla scistosità regionale alpina, potente 30-50 m e lungo circa 5 km, in sinistra idrografica della bassa e media Valle di Vizze (Pfitschtal) nel versante settentrionale della dorsale Monte di Casaclusa-Colle delle Dodici-Giogo di Trens-Cima Stella (Gschiesslegg-Zwölfernöck-Höllenkragen-Sattelkopf). Altri corpi esotici si trovano in alta Valle di Senges, nel vallo- ne a sud di Cima Piambello e a NW del Lago Selvaggio (Wilder See).

La loro provenienza è incerta: non è possibile stabilire se siano frammenti del margine continentale passivo austroalpino franati nel bacino dei calcescisti (Zona di Matrei), alloctoni estensionali intrappolati nell'oceano sudpennidico, o scaglie tettoniche generate dall'orogenesi alpina. In ogni caso, il contatto con i calcescisti incassanti è tettonico, evidenziato a tetto e a letto da cloritoscisti milonitici a carbonato, di spessore da centimetrico a plurimetrico.

I litotipi principali sono rappresentati da: i) dolomie bianche a patina giallognola (Trias medio-sup.), in orizzonti metrico-decametrici, con locali livelli giallastri, fortemente decementati o farinosi; ii) marmi saccaroidi a patina grigia, talora incarsiti, situati alla base delle dolomie e con spessore medio di circa 10 m, talora fetidi (gli affioramenti più significativi sono nel versante occidentale del Giogo di Trens); iii) quarziti tabulari bianche, debolmente micacee (Trias inf.), in livelli discontinui potenti al massimo 3-4 m, presenti in prevalenza nella zona del Passo di Trens alla base delle sequenze carbonatiche.

I corpi esotici costituiscono un marker di notevole importanza per ricostruire la geometria interna della Falda del Glockner e per stimare il rigetto delle faglie che la dislocano.

Unità di Tulver-Senges

L'unità affiora, con la sua parte sommitale, alla base delle pareti di calcescisti del Glockner che circondano la piana di Tulver, in bassa Val di Vizze (Pfitschtal), e ricompare, oltre il Giogo di Trens (Höllenkragen), alla testata della Val di Senges. Si tratta di due piccole finestre geometricamente correlabili nell'ambito di un'unica e complessa struttura antiformale che coinvolge anche la sovrastante Falda del Glockner ed è dislocata da faglie dirette NNE. L'unità è costituita da metasedimenti clastici; il suo spessore è ignoto.

Nell'area della carta compaiono solo sequenze clastiche monometamorfiche, di probabile età eotriassica e/o permiana. Prevalgono gneiss arcosico-arenacei a grana fine, grigio-argentei, con frequenti lenti e bande quarzose. Vi si associano scisti quarziticci, talora a carbonato, scisti quarzoso-micacei a ocelli millimetrici di albite (gneiss minuti), intercalazioni di filladi nerastre a biotite e granato e locali metaconglomerati (Verrucano?). La sequenza è correlabile alla parte sommitale del Complesso (Serie) del Greiner affiorante tra la testata della Val di Vizze e la Val



a)



b)

Fig. 3 - a) Panorama del versante sinistro della alta e media Valle di Vizze (Pfitschtal) dalla Spina del Lupo (Wolfendorn); da sinistra (E) a destra (W): 1: Passo di Vizze (Pfitscher Joch), 2: Forcella di Gries, (Griesscharte), 3: Gran Pilastro (Hochfeiler), 4: Valle di Sottomonte, (Unterbergalm), 5: San Giacomo (St. Jakob), 6: Punta Rossa (Röteck), 7: Felbe (Felbe), 8: Cima Grava (Grabspitz), 9: Piazza (Platz), 10: Fosse (Grube), 11: Croda della Porta, (Torwand), 12: Vallone di Montegrande (Großbergtal), 13: Cima della Croce (Wilde Kreuzspitze), 14: Fossa (Grube), 15: Valle di Bargone (Burgumertal), 16: Monte Grande, (Großbergspitz), 17: Cima di Piambello, (Ebengrubenspitze), 18: Cima del Lago (Kramerspitze). Geologia (Baggio *et al.*, 1982): unità del Greiner e Gneiss centrale (1-3 e 6), Falda del Glockner (4, 7-8, 11-13 e 15-18, con abbondanti prasiniti in 4 e 7-8).

b) Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV) del Passo di Trens, vista dal Gioigo di Trens (Höllenkragen): Lago di Novale (NL), accumulo della frana di crollo di Cima del Cavo (AD - Malga Fannes), terrazza corrispondente alla principale rottura di pendenza del versante interessato dal fenomeno gravitativo (LT), dolomie esotiche (e); faglie (f), sdoppiamenti di cresta (d), scarpate antitetiche (ac), scarpata principale (ms), giunti antitetici (j), trench (t).

Fig. 3 - a) View of Vizze valley (Pfitschtal) from Wolfendorn. 1: Passo di Vizze, 2: Forcella di Gries, 3: Gran Pilastro, 4: Valle di Sottomonte, 5: San Giacomo, 6: Punta Rossa, 7: Felbe, 8: C. Grava, 9: Piazza, 10: Fosse, 11: Croda della Porta, 12: Valle di Montegrande, 13: Cima della Croce, 14: Fossa, 15: Valle di Bargone, 16: Monte Grande, 17: Cima di Piambello, 18: Cima del Lago. Geology (Baggio *et al.*, 1982): Greiner e Central Gneiss units (1-3 e 6), Glockner nappes (4, 7-8, 11-13 e 15-18, abundant metabasalts in 4 e 7-8). b) Gravitational slope deformation of Passo di Trens, from Gioigo di Trens: Novale lake (NL), Cima del Cavo rock-fall (AD; Malga Fannes), low-gradient terrace of deformed slope (LT), exotic dolostones (e); faults (f), doubled ridges (d), antithetic counterscarps (ac), main scarp (ms), antithetic joints (j), trench (t).

di Fundres, attorno al nucleo gneissico dell'antiforme meridionale (Baggio *et al.*, 1982; De Vecchi e Baggio, 1982). Mancano tuttavia gli scisti a covoni di anfibolo (*Garbenschiefer*) che renderebbero più stringente la correlazione. I metaconglomerati affiorano solo nella cupola di Senges, lungo l'alveo del Kramerbach, a est di Malga Simile (Mahdalm): si tratta di scisti quarzoso-sericitici grigio-argentei, contenenti rari ciottoli appiattiti di quarzo.

INTRUSIONI TONALITICHE

I corpi intrusivi attribuibili al magmatismo periadriatico, di età oligocenica, sono rappresentati da alcuni filoni calcareali, dal Plutone di Rensen (parte occidentale) e dalla Lamella di Mules. I filoni sono intrusi nel basamento austroalpino e nei calcescisti in prossimità del loro contatto (Valle di Valles, Castello di Sprechenstein), i plutoni nel basamento Austroalpino e tra quest'ultimo e il Granito di Bressanone. Carattere comune è la presenza di una foliazione da tenue a molto pronunciata.

I filoni hanno spessore metrico-decimetrico, giacitura da subverticale a molto inclinata e direzione circa E-W. La loro messa in posto è avvenuta dopo che le rocce incassanti (basamento austroalpino e calcescisti mesozoici) erano già state raddrizzate e retroflesse (Mancktelow *et al.*, 2001). I filoni hanno composizione intermedia e contengono fenocristalli di orneblenda e/o plagioclasio, in genere minuti, in matrice finissima di colore grigio chiaro o biancastro. La foliazione, da incipiente a molto marcata, è legata alla ricristallizzazione dinamica del quarzo ed allo sviluppo di mica bianca, clorite, epidoto, biotite e attinolit.

Il Plutone di Rensen è costituito da tonaliti e granodioriti, con locali vene leucogranitico-aplitiche. La grana è in genere media o medio-fine, la foliazione da tenue a marcata. Frequenti le zone cataclastiche, in genere di modesto spessore. Il contatto intrusivo, accompagnato da un'aureola termometamorfica di modesta estensione, è subparallelo alla scistosità dei parascisti del Complesso Merano-Mules, con locali settori chiaramente discordanti e fenomeni di stoping magmatico (Valle di Valles). In alcuni casi il contatto è dislocato da faglie. Al suo interno, la tonalite è tagliata da vari sistemi di giunti e fratture e da locali cataclasiti.

La Lamella tonalitica di Mules è un corpo tabulare-lenticolare con giacitura subverticale, situato tra il granito di Bressanone e il basamento austroalpino. La tonalite è caratterizzata da fenocristalli nerastri di orneblenda, di dimensioni sino a qualche cm, immersi in una matrice fine, isotropa o foliata, di plagioclasio, quarzo e minuta biotite. Clorite (da anfibolo e biotite), attinoto e epidoto sono abbondanti nelle zone più deformate. Frequenti le vene idrotermali biancastre di quarzo, epidoto, prehnite, clorite. Localmente si notano rocce più femiche, costituite da dioriti e gabbri foliati, talora gneissici, in corpi di dimensioni cartografabili solo localmente (Schartl, alla testata della Valle di Mules; Onofri, 1967; Visonà, 1976). I contatti della lamella con le unità circostanti sono sempre di natura tettonica (Linea della Pusteria). Inoltre, essa è dislocata dal sistema trascorrente destro Sprechenstein-Val-

le di Mules. Le deformazioni interne sono molto più intense e pervasive di quelle osservate nel plutone di Rensen, con presenza di vari sistemi di giunti, sottili zone milonitiche e faglie con cataclasiti e gouge argillosi.

ALPI MERIDIONALI

Le Alpi Meridionali si estendono a sud del Lineamento Periadriatico, rappresentato dalla Linea della Pusteria e dalla Linea delle Giudicarie Nord. Nell'area della carta affiorano solo rocce cristalline: il granito di Bressanone e limitati lembi della Fillade Sudalpina, presso Fortezza. Carattere peculiare del basamento è l'assenza di un metamorfismo regionale alpino, anche se non mancano intense deformazioni fragili attribuibili all'orogenesi alpina.

Granito di Bressanone

Il plutone di Bressanone, di età permiana, è costituito da graniti biotitici, talora a due miche, granodioriti biotitico-anfiboliche e locali varietà leucocratiche (Alberti, 1963; Morgante *et al.*, 1965; Borsi *et al.*, 1972; Morgante, 1974; Del Moro e Visonà, 1982; Visonà, 1983). Al di fuori della carta vi sono graniti a cordierite (Visonà, 1980) e alcuni corpi gabbri. Il plutone è intruso in discordanza nella Fillade quarzifera, affiorante nella zona compresa tra la diga di Fortezza e il Col dei Bovi (Ochsenbüchel) e a sud-ovest della Val Isarco.

Il granito è costituito da feldspato potassico, plagioclasio, quarzo e biotite. Ha grana media o medio-grossa. Le granodioriti, in genere a grana più fine, si riconoscono macroscopicamente per la presenza di anfibolo. I loro limiti sono sempre gradualmente, impossibili da tracciare in base a semplici osservazioni macroscopiche. A volte il granito è disgregato o ridotto in ammassi sabbioso-argillosi pseudocoerenti, talora con feldspato potassico alterato, di colore rosa o rossastro. Questa varietà è diffusa al margine settentrionale (Valle di Mules) e meridionale (Brandek-Spinga) del plutone, nei pianori sommitali e in alcuni canali che incidono il corpo granitico in corrispondenza di fasce tettonizzate.

Il granito contiene due gruppi di inclusi: i) nuclei magmatici in cui sono concentrati i minerali femici, di forma da subsferica a lenticolare e dimensioni in genere modeste (da pochi cm a qualche dm); ii) piccoli frammenti con contorni irregolari delle filladi incassanti, di colore bruno scuro, rese tenaci dal metamorfismo di contatto indotto dal granito.

Il granito contiene corpi, filoni e vene di leucograniti, apliti e pegmatiti. I leucograniti hanno grana fine, colore biancastro, scarse e minute lamelle di biotite che tende a scomparire nelle apliti. Le pegmatiti hanno grana da medio-fine a grossa e possono contenere larghe lamine di muscovite e/o biotite. Molto abbondanti e ubiquitarie le vene di apliti e pegmatiti di dimensioni non cartografabili.

Vi sono inoltre numerosi filoni e vene di quarzo, in genere di piccole dimensioni (non rappresentabili in carta); più rari i filoni e gli ammassi di spessore metrico, con strutture vacuolari e minerali di litoclaste. Frequenti i solfuri o i loro prodotti di alterazione.

Vi sono infine rari filoni basici di colore grigio scuro o nerastro e grana finissima, a volte contenenti minuti feno-

cristalli di pirosseno e/o anfibolo. I filoni maggiori, spessi sino a 2-3 m, affiorano a sud di Maranza (Meransen).

Il Granito di Bressanone è disarticolato da numerosi sistemi di giunti, fratture, faglie e zone cataclastiche. Tenuto conto dell'età permiana dell'intrusione, le deformazioni fragili e l'associata attività idrotermale possono in parte risalire anche alla fase di rifting continentale.

Fillade Sudalpina

La Fillade Sudalpina è un complesso di rocce pelitico-arenitiche con metamorfismo varisico di basso grado, finemente zonate e con fitta scistosità, da piano-ondulata a crenulata. Hanno colore grigio scuro o plumbeo e facile sfaldabilità in scaglie sottili. Sono in genere ricche di lenti di quarzo. Le filladi sono intruse in discordanza dal plutone granitico di Bressanone; l'intrusione ha prodotto una limitata aureola metamorfica di contatto (Scolari e Zirpoli, 1970) con trasformazione delle filladi in rocce relativamente più massicce e tenaci (cornubianiti), caratterizzate dalla presenza di minerali di neoformazione (biotite bronzea $\pm$ andalusite, sillimanite). In certi casi il contatto tra granito e filladi è moderatamente dislocato.

COPERTURA QUATERNARIA

L'assetto tettonico della regione ha profondamente influito sull'evoluzione morfologica, sulle forme e sulla natura dei depositi quaternari che sono il risultato della complessa interazione tra strutture endogene e fenomeni esogeni. La Linea della Pusteria suddivide la regione in due settori con caratteristiche morfologiche nettamente distinte: i) la parte settentrionale (prisma collisionale austroalpino-penninico) presenta ampi settori di alta montagna caratterizzati da una notevole energia del rilievo e da intensi fenomeni erosivi, ancora attivi; ii) la parte meridionale, modellata nel granito di Bressanone, presenta invece una forma a dorso di cetaceo, con la parte sommitale pianeggiante e in buona parte ricoperta da depositi glaciali di fondo.

Questa situazione contrastante è dovuta alla diversa età di esumazione, più antica nel settore meridionale che è stato, quindi, più a lungo esposto agli agenti esogeni. I fenomeni di alterazione riscontrati nel granito di Bressanone potrebbero pertanto essere correlati a condizioni paleoambientali diverse dalle attuali.

Sulla base della facies e dei meccanismi di deposizione, i depositi quaternari sono stati distinti nei gruppi seguenti: i) depositi di origine gravitativa, ii) depositi di origine alluvionale, iii) depositi di origine glaciale. Vi sono infine alcuni depositi di travertino.

Frane

I tipi di frane cartografati sono principalmente di crollo e, subordinatamente, per colamento e scivolamento. I fenomeni franosi hanno età diverse: si va da grandi crolli associati al ritiro dell'ultima espansione glaciale (mancanza di contrasto laterale) a frane attuali.

Gli accumuli accertati nell'area rilevata possono essere in prima approssimazione suddivisi in due principali categorie: i) corpi di frana associati a fenomeni di dissesto ad ampia scala, trattati unitariamente nel paragrafo sui

dissesti gravitativi profondi; ii) corpi di frana isolati, legati a locali situazioni di instabilità.

Una attenta analisi delle frane presenti mette in risalto la stretta correlazione esistente tra dissesti e faglie; queste ultime sembrano, infatti, regolare lo sviluppo dei fenomeni franosi, in funzione della loro orientazione rispetto alle creste spartiacque. A titolo di esempio, si può ricordare la frana di crollo nel versante occidentale della cresta Cima Piatta-Monte Muta: la nicchia di distacco corrisponde chiaramente a un piano di faglia, con cataclasi e pseudotachiliti.

Il corpo di frana sicuramente più importante è quello di Fannes (Fannesalm), in Valle di Vizze (Fig. 3b). La nicchia di distacco è ancora ben evidente nel versante sinistro idrografico della valle (zona dell'Überseil Spitz). La frana sbarrò completamente il fondovalle, generando un grande bacino lacustre, poi colmato, che si estendeva per chilometri a monte dell'attuale Lago di Novale (Rieder Stausee). L'accumulo è una megabreccia fortemente cementata, costituita da grossi blocchi di calcescisti.

Deformazioni gravitative profonde di versante

I fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) si sviluppano come lenta deformazione di ammassi rocciosi di notevole estensione e spessore. In genere, essi coinvolgono intere dorsali, dalla cresta spartiacque a estesi settori del versante, raggiungendo a volte il fondovalle. Il processo deformativo avviene per dislocazioni differenziali molto lente, lungo una serie di piani discontinui variamente orientati, o lungo fasce di minore resistenza, localizzate a varie profondità e dal diverso spessore.

Nell'area rilevata si segnalano principalmente due settori interessati da DGPV: il versante destro della Valle di Mules ed il versante sinistro della bassa Val di Vizze (Pfischthal), da Cima del Cavo al Giogo di Trens (Höllenkragen) fino al Monte di Casacusa (Gschliessegg). In entrambi i casi, i dissesti sono principalmente indotti e controllati da linee tettoniche fragili.

Valle di Mules - Siamo in presenza di una DGVP di medie dimensioni, riconoscibile nel versante destro tra Rizzolo e il Passo di Valles, costituito da basamento austroalpino estesamente coperto da depositi quaternari. Il fenomeno è associabile a un complesso fascio deformativo legato ai sistemi della Pusteria e di Sprechenstein-Valle di Mules (si veda il capitolo seguente). Come piani di debolezza si segnalano i molteplici orizzonti di cataclasi e gouge argillosi presenti nei pochi affioramenti dell'area in oggetto.

Giogo di Trens - La DGVP, descritta in dettaglio da Massironi *et al.* (2003), interessa un lungo tratto della dorsale spartiacque tra la bassa Valle di Vizze e la Valle di Senges (Überseil Sp.-Trenser Joch-Jagerspitzl) e la dorsale tra la Valle Isarco e la Valle di Vizze (Giogo di Trens-M.te di Casacusa). Le morfostrutture più vistose sono gli sdoppiamenti di cresta, le trincee aperte (trench), le frequenti contropendenze osservabili lungo i versanti e numerosi accumuli di frana subsuperficiale. Il settore con i dissesti maggiori è quello compreso tra Cima Stella e il Giogo di Trens (Fig. 3b), caratterizzato da trincee con

estensione quasi chilometrica e apertura di vari metri. Tutto il versante sottostante, verso l'abitato di Tulver, è coperto da potenti accumuli di frane poligeniche, derivate dall'evoluzione di porzioni della DGPV e in parte mascherate dalla foresta. L'intera DGPV si distingue per l'assenza, quasi completa, di idrografia superficiale e la mancanza di importanti sorgenti ai piedi dei corpi franosi o dei fianchi vallivi. Questa situazione fa presumere un forte drenaggio di acqua in profondità.

Cause predisponenti del dissesto sono: i) la fratturazione prodotta dai vari sistemi di faglie presenti, con chiaro parallelismo tra la cresta dissestata e il sistema di faglie Ueberseil Sp.-Giogo di Trens, dirette NNE-SSW; ii) dissoluzione di corpi carbonatici ed eventuali gessi sepolti nella dorsale a est di Sprechenstein; iii) collasso post-glaciale.

TETTONICA

Il prisma austroalpino-pennidico esposto nel settore settentrionale della carta è caratterizzato da una tettonica a falde. Si riconoscono tre principali fasi di piegamento duttile (D1, D2, D3) di età alpina, seguite da deformazioni fragili-duttile e fragili, prevalentemente di tipo distensivo e trascorrente. Il fabric varisco è preservato solo e in grado molto variabile nel basamento austroalpino. Il settore meridionale della carta, rappresentato dal granito di Bressanone, mostra solo deformazioni fragili.

TETTONICA DUTTILE

L'architettura generale della regione è dominata dall'antiforme (Gran Veneziano-Zillertal) che ripiega la pila di falde pennidiche lungo la dorsale tra la Val di Vizze, la Val di Fundres e l'alta Valle di Senges, con asse suborizzontale.

Nell'area rilevata affiora solo la parte più elevata dell'antiforme, costituita dalla Falda del Glockner e dal tetto della sottostante unità di Tulver-Senges, esposta in finestra tettonica. La maggior parte dei dati strutturali raccolti si riferiscono quindi alla Falda del Glockner. La presenza di ortogneiss granitici (Gneiss centrale) e del loro sottile involucro di marmi mesozoici (in facies Hochsteigen) è ipotizzabile solo nel sottosuolo, al di sotto dell'unità di Tulver-Senges, estrapolando verso occidente gli affioramenti della dorsale Guardia Alta-Gran Pilastro (Hochwart-Hochfeiler) (Baggio *et al.*, 1982).

La scistosità regionale è di norma una S1 ± S2 ed è caratterizzata da associazioni mineralogiche al limite tra la facies anfibolitica e la facies scisti verdi. La scistosità S2 è prevalente lungo la Val di Vizze dove risulta generalmente parallela ai limiti tra le unità tettoniche e litologiche, ampiamente trasposti. Scistosità pre S1 e la stessa S1 in Val di Vizze sono riconoscibili macroscopicamente solo in domini poco deformati (Fig. 4), in genere rari e di modeste dimensioni, mentre sono più comunemente individuabili al microscopio, specie nelle rocce pelitiche, all'interno di piccoli domini di *low strain*.

Il piegamento D3, localmente scistogeno (S3) nelle rocce ricche in fillosilicati e/o nelle zone a strain intenso, ha prodotto pieghe asimmetriche aperte, di dimensioni meso-megascopiche, con geometrie a "M" (in cerniera), "S" e "Z" (sui fianchi contrapposti) e piani assiali con giaci-

tura da mediamente a fortemente inclinata verso nord. Queste pieghe sono responsabili dell'attuale configurazione geometrica della Falda del Glockner e della sottostante unità di Tulver-Senges.

I due nuclei di Gneiss centrale (Tux e Gran Veneziano-Zillertal), esposti solo a nord e a est dell'area della carta, ma presenti nel suo sottosuolo, corrispondono a pieghe subcilindriche molto serrate, di tipo antiformale, con piano assiale subverticale. La loro esumazione è avvenuta con continuità durante lo stadio D2 + D3. Il diverso stile di deformazione dello Gneiss centrale rispetto alle unità sovrastanti è dovuto al peculiare comportamento reologico di questa unità, di composizione granitoidale e in genere a grana piuttosto grossa (feldspati centimetrici), molto più rigida rispetto agli scisti di Tulver-Senges (Greiner) e alle rocce carbonatiche della Falda del Glockner. Per tale motivo, le rocce granitoidi ad est della carta geologica non registrano in modo penetrativo la fase D3, mentre la D2 si sviluppa e si esaurisce lungo orizzonti discreti di shear.

Gli assi delle strutture megascopiche D2 e D3 (Fig. 5) sono diretti circa E-W e in gran parte suborizzontali. Inclinazione sino a valori massimi di 20° (sia verso ovest che verso est) sono l'effetto di ondulazioni locali. L'interferenza D3 su D2 provoca, di conseguenza, geometrie del tipo "piega ripiegata", frequenti alla mesoscala. Figure di interferenza alla scala ettometrica sono osservabili presso Forcella Rena e sulla cresta Punta Riva-Forcella Carra, dove si notano splendide isoclinali, con nucleo di calcescisti, deformate da pieghe aperte D3.

Esaminando la struttura del prisma collisionale austroalpino-pennidico nella parte settentrionale della carta, essa è dominata dalla grande antiforme meridionale, diretta attorno a N80°. Tra la Valle di Vizze e la Valle di Fundres, ad est del corridoio, l'antiforme è costituita dal nucleo Gran Veneziano-Zillertal (basamento gneissico e copertura mesozoica) e dai suoi due "mantelli" tettonici: l'unità del Greiner (*Untereschieferhülle*) e la sovrastante Falda del Glockner (*Obereschieferhülle*).

Procedendo dal Gran Pilastro (Hochfeiler) verso la bassa valle di Vizze, lo Gneiss centrale scompare in corrispondenza della Cima Rossa (Rotezek), al di sotto dei metasedimenti clastici del Greiner. Questi ultimi scompaiono, a loro volta, al di sotto dei calcescisti della Falda del Glockner presso Cima Felbe, nell'alta Valle di Monte Largo (Weitenberg). Il progressivo abbassamento (verso ovest) di queste unità tettoniche è dovuto principalmente alla presenza di faglie normali, immergenti in prevalenza verso N290° di 70-90°, in parte già osservate da De Vecchi e Baggio (1982).

La comparsa degli scisti permo-eotriassici dell'unità Tulver-Senges nell'omonima "cupola" è attribuibile a pieghe antiformi (interferenza D2 + D3), a cui si sommano gli effetti di faglie transtensive sinistre, dirette NNE (descritte nel paragrafo seguente).

In particolare, le sequenze metaclastiche della cupola di Senges costituiscono il nucleo affiorante di una piega chilometrica D3 (con geometria a Z guardando verso E; si veda sezione geologica in carta). La stessa piega, dislocata da alcune faglie del sistema NNE-SSW, può essere seguita, nei calcescisti, sino alla ricomparsa di analoghe se-



Fig. 4 a - Calcschisti della falda del Glockner con clivaggio di crenulazione S2 che si sviluppa su una scistosità S1.

Fig. 4a - Glockner nappe calcschists with crenulation cleavage S2 over S1.



Fig. 4 b - Calcschisti a lenti di quarzo e calcite con interferenza di pieghe metriche D3 su pieghe centimetriche D2, bassa Valle di Vizze.

Fig. 4b - Interference of metric D3 folds over centimetric D2 folds in calcschists with quartz and calcite lenses, lower Vizze valley.

quenze permo-eotriassiche nella zona di Tulver. In quest'area, la geometria del fianco settentrionale dell'antiforme, con al nucleo l'unità di Tulver-Senges, è invece attribuibile in prevalenza al piegamento D2.

Esaminando la Falda del Glockner, va innanzitutto notato il carattere asimmetrico della sua struttura interna. Sul fianco settentrionale dell'antiforme (Valle di Borge e suo spartiacque con la Valle di Vizze), la scistosità (S2) e il *bedding* litologico hanno un andamento regolare, con pendenza molto elevata nel quadrante NW. L'inclinazione si addolcisce verso la bassa Valle di Vizze e verso il culmine dell'antiforme, dove i calcschisti assumono giaciture da suborizzontali a poco inclinate; queste ultime corrispondono ai fianchi lunghi delle pieghe D3, con asimmetria a Z (guardando verso E), mentre i fianchi corti sono più ripidi (si veda sezione geologica in carta).

L'orizzonte di corpi esotici (dolomie, marmi grigi e quarziti) esposto in sinistra idrografica della bassa valle di Vizze è situato, per la maggior parte del suo sviluppo, al nucleo di una piega D3 e a un livello strutturale di poco superiore rispetto a quello dell'unità di Tulver-Senges.

Sul fianco meridionale dell'antiforme, procedendo verso sud, la scistosità regionale aumenta gradualmente la sua inclinazione sino a diventare subverticale e poi rovescia-

ta (immerge a N) nella zona del Lago Selvaggio (si veda sezione geologica in carta). Ancora più a sud, verso il contatto con l'Austroalpino, le sequenze ofiolitiche della Falda del Glockner acquisiscono una S3 penetrativa che spesso trasponne completamente le precedenti anisotropie planari. Il contatto tettonico Glockner/Austroalpino si presenta quindi come una zona di laminazione duttile S3, con pendenza a N di 50-60°, complicata da locali scaglie di basamento nei calcschisti (a est della Valle di Senes).

La scistosità regionale dei litotipi austroalpini, in successione rovesciata, immerge in media a nord, con inclinazione di 50-70°, ed è deformata da pieghe attribuibili, in base alla loro geometria, alla fase D3.

TETTONICA FRAGILE

La pila di falde austroalpine e penniniche, deformata a scala regionale dalle fasi plicative precedentemente descritte, è tagliata e scompaginata da quattro principali sistemi di faglie e fratture:

- 1) l'orizzonte deformativo del Brennero e il sistema diretto NNE-SSW, dominante a scala regionale e tendente a NE nel granito di Bressanone;
- 2) il sistema ENE-WSW, rappresentato sia nel prisma austroalpino-penninico che nel granito di Bressanone;

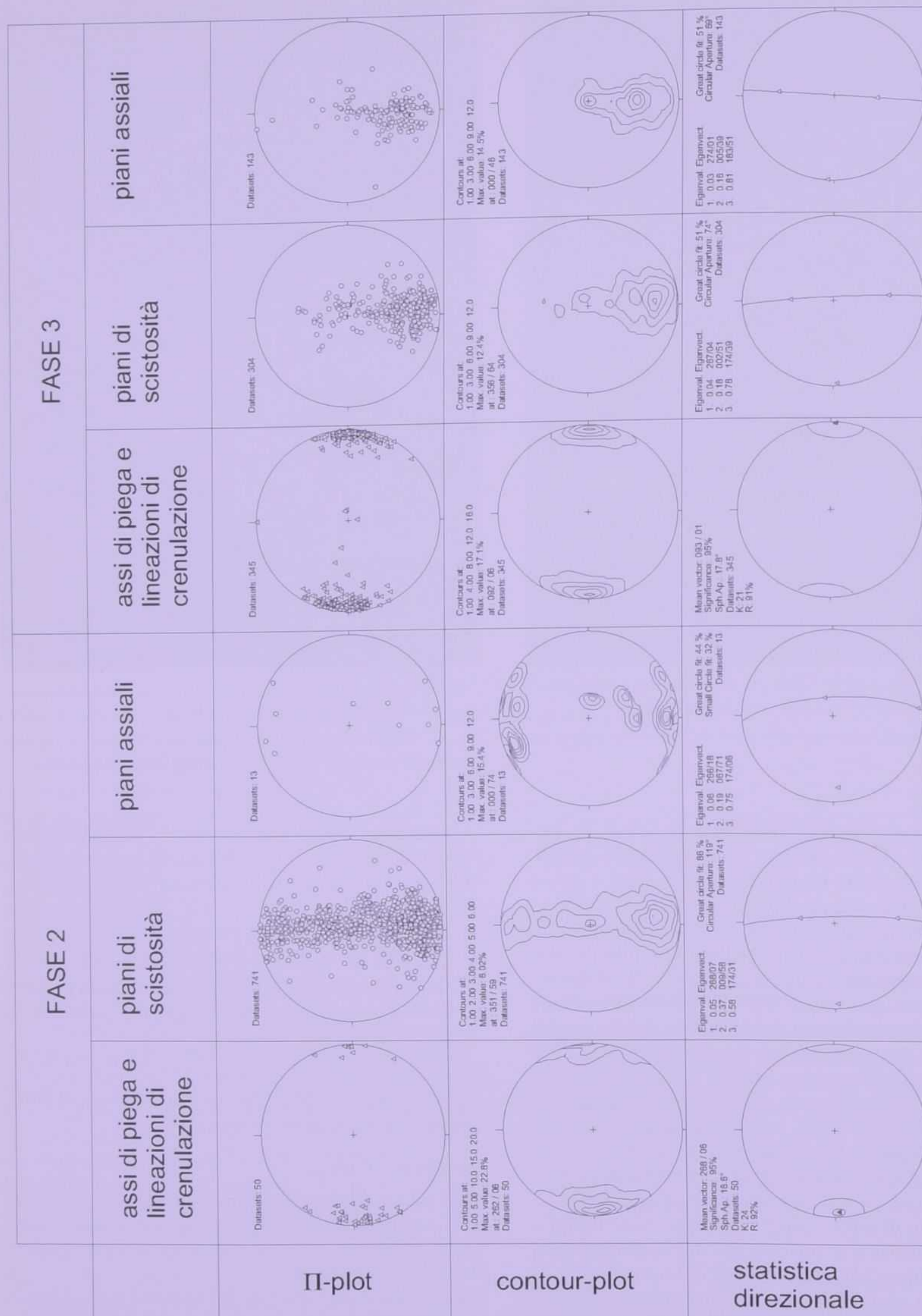


Fig. 5 - Stereoplots relativi agli elementi del fabric alpino di fase D2 e D3.

Fig. 5 - Stereoplots of Alpine fabric elements D2 and D3.

- 3) il sistema E-W, concentrato soprattutto nella fascia di deformazione associata alla linea della Pusteria e alla sua duplicazione attorno alla lamella tonalitica, presente anche nel granito di Bressanone e, in maniera più sporadica, all'interno della finestra dei Tauri;
- 4) il sistema WNW-ESE, ben rappresentato dal fascio Sprechenstein-Valle di Mules e presente anche nel granito di Bressanone.

Orizzonte deformativo del Brennero e sistema a direzione NNE-SSW (Austroalpino, Finestra dei Tauri)

Tra le faglie con questa orientazione è opportuno descrivere *in primis* la linea del Brennero, che costituisce il margine occidentale della Finestra dei Tauri. Si tratta di un grande orizzonte deformativo a basso angolo (35° circa verso NWW) sviluppatosi in regime da duttile a fragile (Behrmann, 1988; Selverstone, 1988). Esso ha coinvolto il settore centro-occidentale dell'area rilevata (a letto della faglia) ed è evidenziato da strutture di tipo SC' rinvenute nei calcescisti della Falda del Glockner. Tali strutture mostrano una cinematica estensionale e aumentano di frequenza e pervasività man mano che ci si avvicina all'orizzonte deformativo principale. La zona con maggiore concentrazione di strutture SC' (tipo Brennero) è una fascia a est della Valle Isarco, larga circa 2 km. All'interno vi sono cataclasi foliate e *gouge* con alterazione idrotermale (patine di zolfo, ad es. presso la stazione ferroviaria di Vipiteno).

L'evoluzione in regime fragile del *detachment* duttile del Brennero è avvenuta durante il perdurare della convergenza regionale diretta circa N-S che, verosimilmente, è la causa anche del sistema NNE-SSW, caratterizzato da una cinematica prevalentemente distensiva e transtensiva sinistra. In particolare, nel settore settentrionale (Valle di Vizze, testata della Val di Valles (Vallestal), alta Valle di Senges) questi lineamenti hanno direzione N10-20 e coincidono con fratture dilatanti subverticali (aperte o con riempimento di calcite e/o quarzo) e con faglie transtensive immergenti in prevalenza verso ovest, ad alto angolo e con dominante componente in estensione. Procedendo verso sud, le faglie assumono orientazione prevalente N20-30 e cinematica con dominante trascorrenza sinistra.

Le linee tettoniche di questo sistema hanno grande evidenza morfologica. I piani di faglia sono in genere netti, ma poveri di indicatori cinematici. La scarsità di indicatori e la stretta associazione tra linee tettoniche e profonde incisioni, talora inerbite, possono far supporre l'esistenza di orizzonti di *gouge* e/o di cataclasi fini incoerenti. In genere, queste faglie sono associate a fratturazione costante e pervasiva.

La carta geologica di Baggio *et al.* (1982) faceva già supporre, per queste faglie, un rigetto apparente totale, in trascorrenza sinistra, di un paio di km tra il punto (fuori carta) in cui l'unità del Greiner scompare al di sotto della Falda del Glockner (alta Valle di Monte Largo/ Wolfendorn) e il punto in cui simili metasedimenti riappaiono nelle culminazioni di Tulver e Senges. Nel medesimo tratto, De Vecchi e Baggio (1982) hanno stimato un rigetto verticale di 600 m.

La realizzazione di numerosi profili seriati ha permesso di valutare con maggiore precisione il rigetto verticale ed orizzontale attribuibile a queste strutture nel loro complesso. Utilizzando come *marker* principale l'asse della grande piega di terza fase responsabile del rovesciamento del contatto Austroalpino-Glockner in corrispondenza del livello di rocce esotiche all'interno della Falda del Glockner, è possibile valutare il rigetto verticale tra il versante sinistro della Valle di Vizze (Pfitschtal) e Cima Piambello (contributo di quattro faglie NNE-SSW: Croda della Porta, Cima Capra Bianca, Cima Alpe del Bove-Cima Grava e Giogo di Trens). Il rigetto complessivo è di 750 m in una fascia ampia 4 km, supponendo che l'asse della piega sia orizzontale come le lineazioni riferibili alla fase D3. Esso va ripartito tra le quattro faglie maggiori, tra le quali solo la faglia della Croda della Porta (Fig. 6a) ha rigetto verticale noto (175 m); ne consegue che ciascuna faglia maggiore ha prodotto un rigetto verticale variabile tra i 150 ed i 200 m. L'ubicazione in pianta dell'asse della megapiega D3 permette di valutare anche il rigetto della componente in trascorrenza sinistra di queste faglie: la dislocazione totale apparente è di 2,5 km, corrispondente ad una trascorrenza sinistra reale di 1-1,5 km. Ciascuna delle quattro faglie maggiori NNE-SSW avrebbe quindi un rigetto orizzontale medio di 300 m.

Le principali strutture appartenenti a questo sistema sono:

1. la faglia del Lago Selvaggio (Wilder See, Fig. 6b));
2. la faglia di Cima Capra Bianca, che taglia la cresta Forcella Rena-Punta Riva (Sandjoch-Rubespitz) in prosecuzione settentrionale della faglia precedente;
3. la faglia di Croda della Porta (Torwand) (Fig. 6a) ed il sistema ad essa associato;
4. il sistema NNE-SSW che smembra la cresta Cima Alpe del Bove-Cima di Piambello (Ochsenalmspitz-Ebengrubenspitz) e prosegue verso il circo di Cima Grava (Grabspitz);
5. la faglia lungo cui si sono impostati i vistosi sdoppiamenti di cresta ed i *trench* della deformazione gravitativa profonda della dorsale Finsterstern-Giogo di Trens (Höllenkragen);
6. il sistema che smembra la cresta E-W tra M. di Casaclusa (Gschliessegg) e Colle delle Dodici (Zwölfernöck) e verosimilmente prosegue al di sotto delle coperture quaternarie della Valle di Vizze.

Tra le faglie NNE-SSW è opportuno ricordare due fasci che complicano il contatto tettonico tra la Falda del Glockner e il basamento austroalpino. Uno di questi disloca il plutone di Rensen in trascorrenza sinistra con rigetto totale di 1 km; nelle tonaliti di Rensen, tali faglie sono caratterizzate da giunti netti.

Sistema a direzione ENE-WSW (Austroalpino e Finestra dei Tauri)

Le faglie dirette N60-70 sono caratterizzate da una frequenza regionale molto minore rispetto a quelle del gruppo precedente, da trascorrenza sinistra e da deformazioni che si concentrano lungo orizzonti discreti.

Il sistema principale attraversa la Val di Valles (Vallertal) presso Malga Fana e disloca in trascorrenza sinistra il



Fig. 6a - Grande faglia del sistema NNE nei calcescisti a E di Croda della Porta (Torwand).

Fig. 6a - Fault of NNE-trending system in Glockner calcschists, east of Croda della Porta.



Fig. 6b - Il Lago Selvaggio (Wilder See), delimitato a E (sinistra) da una grande faglia del sistema NNE.

Fig. 6b - NNE-trending fault bounding eastwards (left) the Lago Selvaggio lake (Wilder See).

contatto Falda del Glockner-Austroalpino di circa 1,5 km. Tale rigetto cumulativo è in prevalenza assorbito (circa 1 km) da una faglia che taglia i calcescisti del Glockner lungo il vallone a NW di Croda Rossa (Rotwand), penetra all'interno dell'Austroalpino sino a Cima Piatta (Plattspitz) e sembra delimitare il plutone di Rensen verso ovest. Il suo rigetto è registrato dai seguenti marker geologici: i) contatto tra la Falda del Glockner e l'Austroalpino; ii) orizzonti continui di quarziti, marmi e bande subverticali con scistosità penetrativa S3, nei calcescisti; iii) orizzonti di marmi antichi nel basamento austroalpino.

Le faglie di questo sistema sono evidenziate nei calcescisti da vistose scarpate costituite da piani subverticali, spesso privi di indicatori cinematici, e nel basamento austroalpino da cataclasi e pseudotachiliti.

La linea della Pusteria e il sistema E-W (Austroalpino e Finestra dei Tauri)

La linea della Pusteria è il maggiore elemento di questo sistema tettonico, con andamento in genere subverticale o immergente ad alto angolo verso nord. Si estende lungo l'intera Valle di Mules, suddivisa in due fasci deformativi distinti che avvolgono la lamella tonalitica e, nella media valle, sono rigettati di oltre 1,5 km, in trascorrenza destra, dalla faglia Sprechenstein-Valle di Mules. I due fasci defor-

mativi convergono alla testata della valle in un'unica linea tettonica che prosegue verso E sotto le coperture quaternarie della Val di Valles. Gli scisti austroalpini e le rocce intrusive (tonaliti e gabbri) della lamella oligocenica sono stati deformati in regime duttile (miloniti) e fragile (cataclasi coesive, breccie di faglia incoerenti e *gouge*, talora con prehnite). I graniti del plutone di Bressanone mostrano invece breccie di faglia incoerenti e *gouge* argillosi.

Lo spessore dell'intera fascia tettonizzata varia da 2 km (bassa Valle di Mules) a 500 m circa (Passo di Valles). L'area interessata da diffusa cataclasi nel granito di Bressanone è ampia da 150-200 m (a fianco della lamella) a 400 m (a sud del Passo di Valles). Queste variazioni sono legate anche alla presenza del corpo rigido di Rensen ed alla faglia Sprechenstein-Valle di Mules.

Per quanto riguarda la cinematica si è riscontrato, in accordo con Mancktelow *et al.* (2001), una prima fase in transtensione sinistra, sviluppata in regime duttile-fragile (miloniti e strutture SC'), e una seconda fase in trascorrenza destra, che si sarebbe sviluppata durante il raffreddamento del plutone di Rensen e dei filoni oligocenici (Mancktelow *et al.*, 2001). Preme comunque sottolineare che si sono rinvenute anche frequenti testimonianze di distensione in regime fragile lungo elementi E-W.

Alcuni lineamenti E-W individuati a nord della linea della Pusteria in base alle immagini satellitari sono difficilmente riconoscibili in campagna. Ciò dipende probabilmente dal fatto che spesso essi coincidono o si confondono con le bande a scistosità verticale corrispondenti ai fianchi corti delle pieghe megascopiche D3 (Z guardando ad E). Ciò nonostante, la scistosità subverticale di queste bande (tra cui è compresa anche la zona di contatto tra Falda del Glockner e Austroalpino) appare spesso riattivata, in regime duttile-fragile o fragile, da almeno due eventi: il primo, trascorrente sinistro (strutture SC' prevalentemente duttili), il secondo trascorrente destro (strutture SC' prevalentemente fragili).

Sono infine da menzionare le fratture aperte presenti nella dorsale Giogo di Trens-M.te di Casaclusa (Höllenkragen-Gschliessegg), a cui si associano vistosi sdoppiamenti di cresta, non giustificati da sufficiente stress topografico; ciò fa supporre fenomeni di alterazione e dissoluzione carsica in profondità, in corrispondenza dell'intersezione di queste fratture con le rocce carbonatiche evaporitiche (corpi esotici) della falda del Glockner.

Il fascio Sprechenstein-Valle di Mules e il sistema a direzione WNW-ESE (Austroalpino e Finestra dei Tauri)

Questo sistema deformativo è costituito da faglie trascorrenti o transtensive destre, ad alto angolo, dirette N300-310, in genere poco pervasive nell'area rilevata.

Fa eccezione il fascio Sprechenstein-Valle di Mules, precedentemente ignoto, che costituisce l'elemento principale dell'intero sistema ed uno degli elementi tettonici maggiori in questo settore delle Alpi. Il fascio, costituito da faglie ad alto angolo (immergenti a SW di 75°), è ben visibile nei calcescisti presso il Castello di Sprechenstein (cataclasi più o meno coerenti e piani con chiari indicatori cinematici destri), scompare al di sotto delle coperture quaternarie (prevalenti frane) di Campo di Trens, per poi riapparire negli scisti austroalpini lungo la strada per Flanes, evidenziato da un orizzonte cataclastico largo 200 m. In alta Valle di Mules, il fascio rigetta la linea della Pusteria di oltre 1,5 km e infine penetra nel granito di Bressanone e lo smembra lungo un ampio orizzonte di deformazione con breccie di faglia incoerenti e *gouge*. Non si può escludere la presenza di una faglia maggiore con la medesima orientazione, sepolta al di sotto della copertura quaternaria della Valle dell'Isarco e responsabile del rigetto destro tra i lembi permotriassici della strada per il Passo Pennes e Mules.

La cinematica della faglia Sprechenstein-Valle di Mules è di tipo trascorrente e transtensivo. Il suo rigetto destro, registrato dallo spostamento della linea della Pusteria e della lamella tonalitica, può essere dedotto anche dalle strutture SC', solo a NE della faglia, e dal contatto Falda del Glockner-Austroalpino che mostra rigetto apparente di circa 4,5 km.

L'azione congiunta di faglie del sistema Sprechenstein-Valle di Mules e del sistema NNE-SSW è responsabile della scomparsa, per elisione tettonica verso E, delle coperture permo-triassiche della sinclinale di Mules.

Deformazioni fragili nel Granito di Bressanone

Il granito di Bressanone (Alpi Meridionali) è privo di anisotropie primarie. Ne consegue che tutte le evidenze

morfologiche di zone più erodibili (valli, incisioni torrentizie, canali) sono condizionate dalla presenza di fratture, faglie e cataclasi. Lo conferma la diretta corrispondenza tra i lineamenti riconosciuti con la fotointerpretazione e le principali strutture fragili, corrispondenza che non sempre ricorre nelle altre unità presenti nell'area rilevata.

All'interno dell'intero corpo granitico sono presenti faglie e fratture appartenenti a quasi tutti i sistemi già menzionati per il settore settentrionale, con l'unica variante data dal sistema NNE che tende ad assumere direzione N30-40. L'elevata frequenza di lineamenti con varia orientazione faceva presagire ciò che è stato poi riscontrato sul terreno: una costante fratturazione, più o meno fitta, che suddivide il granito in frammenti di varie dimensioni (da plurimetrica a decimetrica). Vi si aggiungono giunti e fratture a basso angolo, in generale discontinue e riunite in fasci isolati, con spaziature dell'ordine di qualche metro; esse sono presenti in tutto il corpo intrusivo. Le fratture sono spesso rivestite di patine a clorite, quarzo ed epidoto che ne avvalorano l'origine tettonica e, di conseguenza, la loro persistenza in profondità.

Numerosi sono i fasci cataclastici, da pseudocoerenti a incoerenti. I principali si rinvencono al margine settentrionale del plutone, lungo le linee della Pusteria e di Sprechenstein-Valle di Mules, e al suo interno, soprattutto in corrispondenza del profondo vallone del Rio Bianco e delle sue diramazioni. Altri fasci cataclastici, di ampiezza minore, sono presenti lungo molti dei solchi torrentizi che incidono il corpo granitico (Abendweide, Schachertal, Huttal, Bacher Graben, Oberegger Bach).

La cinematica dei vari sistemi di giunti e faglie del plutone granitico non è attualmente ricostruibile in modo completo ed affidabile. E' difficile, infatti, discriminare i molteplici eventi deformativi, tutti in regime fragile, che questo corpo rigido può aver registrato dalla fase di distensione permo-mesozoica all'orogenesi alpina. La sua posizione alla fronte dell'identer Sudalpino attesta, comunque, l'importanza delle deformazioni polifasiche alpine.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI A., 1963 - *I filoni del massiccio granitico di Bressanone*. Studi Trentini Sci. Nat., v. 40, pp. 302-326.
- AXEN G.J., BARTLEY J.M. and SELVERSTONE J., 1995 - *Structural expression of a rolling hinge in the footwall of the Brenner Line normal fault, eastern Alps*. Tectonics, v. 14, pp. 1380-1392.
- BAGGIO P., BOSELLINI A. et al., 1969 - *Carta Geologica d'Italia 1:100.000, F. 1-4°, Passo del Brennero-Bressanone, e Note illustrative*. Serv. Geol. It., 120 pp.
- BAGGIO P. e DE VECCHI Gp., 1970 - *L'inesistenza degli "Scisti del Greiner" in Val di Senges (Alto Adige centro-orientale)*. Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., v. 18, pp. 223-237.
- BAGGIO P., DE VECCHI Gp. e MEZZACASA G., 1982 - *Carta geologica 1:25.000 media ed alta Valle di Vizze e regioni vicine (Alto Adige)*. CNR Padova, in DE VECCHI e BAGGIO, 1982.
- BEHRMANN J.H., 1988 - *Crustal scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps*. Geodynamica Acta, v. 2, pp. 63-73.
- BIANCHI A., 1934 - *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 10, pp. 240 pp.

- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. and VAI G.B., 1990 - *Structural Model of Italy, sheet 1*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, S.E.L.C.A. Firenze.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V. and VAI G.B., 1990 - *Structural Model of Italy, sheet 2*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, S.E.L.C.A. Firenze.
- BLANCKENBURG F. VON, KAGAMI H., DEUTSCH A., OBERLI F., MEIER M., WIEDENBECK M., BARTH S. and FISCHER H., 1998 - *The origin of Alpine plutons along the Periadriatic Lineament*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 78, pp. 55-66.
- BÖGEL H., 1975 - *Zur Literatur über die "Periadriatische Naht"*. Verh. Geol. B-A., 1975, pp. 163-199.
- BORSI S., DEL MORO A. e FERRARA G., 1972 - *Età radiometriche delle rocce intrusive del Massiccio di Bressanone-Ivigna-Monte Croce (Alto Adige)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 91, pp. 387-406.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., ZANFERRARI A. and ZIRPOLI G., 1978 - *New petrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austroalpine continental margin south of the Tauern window (Eastern Alps)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, v. 32, pp. 17 pp.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. and ZIRPOLI G., 1973 - *Metamorphic evolution of the Austroalpine rocks to the south of the Tauern window (Eastern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 12, pp. 549-571.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. and ZIRPOLI G., 1978 - *On the age of the Periadriatic Rensen massif (Eastern Alps)*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1978/5, pp. 267-272.
- CESARE B., RUBATTO D., HERMANN J. and BARZI L., 2001 - *Evidence for Late Carboniferous subduction-type magmatism in mafic-ultramafic cumulates of the SW Tauern Window (Eastern Alps)*. Contrib. Mineral. Petrol., v. 142, pp. 449-464.
- CHRISTENSEN J.N., SELVERSTONE J., ROSENFELD J.L. and DE PAOLO D.J., 1994 - *Correlation by Rb-Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern window, Eastern Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., v. 118, pp. 1-12.
- DAL PIAZ G.B., 1934 - *Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 10, pp. 245 pp.
- DAL PIAZ G.B., 1936 - *La struttura geologica delle Austroalpi. Nota II: Il sistema Austroalpino a sud della finestra tettonica degli Alti Tauri*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sci. fis., v. 23, pp. 269-273.
- DAL PIAZ G.B. e DAL PIAZ G.V., 1984 - *Sviluppo delle concezioni fallistiche nell'interpretazione tettonica delle Alpi (1840-1940)*. Vol. giubilaro 1° Centenario Soc. Geol. It., pp. 41-70, Pitagora-Tecoprint, Bologna.
- DAL PIAZ G.V., a cura di, 1985 - *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., v. 26 (1983), 436 pp.
- DAL PIAZ G.V., BISTACCHI A. and MASSIRONI M., 2003 - *Geological outline of the Alps*. Episodes, v. 26/3, pp. 175-180.
- DAL PIAZ G.V. e MARTIN S., 1998 - *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rift permo-mesozoico*. Riunione estiva S.G.I. 1996, Mem. Soc. Geol. It., v. 53 (1996), pp. 43-62.
- DAL PIAZ G.V., MARTIN S., VILLA I., GOSSO G. and MARSCHALKO R., 1995 - *Late Jurassic blueschist facies pebbles from the Western Carpathian orogenic wedge and paleostructural implications for Western Tethys evolution*. Tectonics, v. 14, pp. 874-885.
- DAL PIAZ G.V. e VENTURELLI G., 1985 - *Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi*. In G.V. DAL PIAZ (ed.), *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Soc. Geol. It., v. 26 (1983), pp. 5-19.
- DEL MORO A., SASSI F.P. and ZIRPOLI G., 1984 - *Acidic gneisses from Plan de Corones area, and chronological data on South-Alpine basement in Pusteria (Eastern Alps)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, v. 36, pp. 403-412.
- DEL MORO A. and VISONÀ D., 1982 - *The epiplutonic Hercynian complex of Bressanone (Brixen, Eastern Alps)*. N. Jb. Min. Abh., v. 145, pp. 66-85.
- DE VECCHI G.P., 1989 - *Considerazioni sul Pennidico dei Tauri (set-tore italiano)*. Studi Trentini Sci. Nat., Acta geol., v. 65, pp. 179-194.
- DE VECCHI G.P., 1989 - *Metaophiolite suite in the south-western Tauern Window (Italian sector)*. Geochemistry and geological setting. Mem. Sci. Geol., v. 41, pp. 51-59.
- DE VECCHI G.P. and BAGGIO P., 1982 - *The Pennine zone of the Vizzè region in the western Tauern window (Italian eastern Alps)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 101, pp. 89-116.
- DE VECCHI G.P. and MEZZACASA G., 1986 - *The Pennine basement and cover units in the Mesule group (south-western Tauern window)*. Mem. Sci. Geol., v. 38, pp. 365-392.
- DE VECCHI G.P. e PICCIRILLO E.M., 1968 - *Le ofioliti mesozoiche associate ai calcescisti negli Alti Tauri sud-occidentali (Valli di Vizzè e di Fundres - Alto Adige)*. Mem. Museo Tridentino Sci. Nat., v. 24, pp. 99-152.
- DINGELDEY CH., DALLMEYER R.D., KOLLER F. and MASSONNE H.J., 1997 - *P-T-t history of the Lower Austroalpine nappe complex in the "Tarntaler Berge" NW of the Tauern window: implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., v. 129, pp. 1-19.
- ENZENBERG M., 1966 - *Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum)*. Tirol. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., v. 17, pp. 5-50.
- EXNER CH., 1976 - *Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Lineaments*. Verh. geol. B-A., 1976, pp. 3-64.
- FENTI V. e FRIZ C., 1973 - *Il progetto della galleria ferroviaria Vipiteno-Innsbruck (versante italiano)*. I. Ricerche geostrutturali sulla regione del Brennero. Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., v. 20/1, pp. 1-59, con carta geol. 1:25.000.
- FRANK W., HÖCK V. and MILLER CH., 1987 - *Metamorphic and tectonic history of the central Tauern window*. In H. FLUGEL and P. FAUPL (eds), *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Vienna, pp. 34-54.
- FRANK W., HOINKES G., PURTSCHALLER F. and THÖNI M., 1987 - *The Austroalpine units west of the Hohe Tauern: The Oetzal-Stubai complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution*. In H. FLUGEL and P. FAUPL (eds), *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Vienna, pp. 179-225.
- FREY M., DESMONS J. and NEUBAUER F., 1999 - *The new metamorphic map of the Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 79, pp. 1-230.
- FRISCH W., 1974 - *Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: das Profil am Wolfedorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tyrol)*. Verh. Geol. B-A., 1974, pp. 201-221.
- FRISCH W., 1977 - *Der Alpidische Interbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen)*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1977/11, pp. 675-696.
- FRISCH W., 1979 - *Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps*. Tectonophysics, v. 60, pp. 121-139.
- FRISCH W., 1984 - *Metamorphic history and geochemistry of a low grade amphibolite in the Kaserer Formation (marginal Bündner Schiefer of the western Tauern window, eastern Alps)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 64, pp. 193-214.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. und CONTI P., 1994 - *Zwei orogene Zyklen (Kreide und Tertiär) am Westrand der Ostalpen*. Göttinger Arb. Geol. Pal., Sb 1, pp. 115-117.
- FÜGENSCHUH B., SEWARD D. and MANCKTELOW N., 1998 - *Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window*. Terra Nova, v. 9, pp. 213-217.

- HAMMERSCHMIDT K., 1982 - *K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age resolution from illites of the Trias of Maulls, Mesozoic cover of the Austroalpine basement, Eastern Alps (South Tyrol)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 62, pp. 113-133.
- HAMMERSCHMIDT K. and STÖCKHART B., 1987 - *A K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study on white micas from Brixen quartzphyllite, Southern Alps. Evidence for argon loss at low temperatures*. Contrib. Mineral. Petrol., v. 95, pp. 393-406.
- HÖCK V., 1974 - *Lawsonitpseudomorphosen in den Knotenschiefern der Glocknergruppe (Salzburg-Kärnten, Oesterreich)*. Karinthin, v. 71, pp. 110-119.
- HÖCK V., 1980 - *Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the Penninic Tauern window, Austria*. Mitt. Oesterr. Geol. Ges., v. 71-72, pp. 119-127.
- HÖCK V. and KOLLER F., 1989 - *Magmatic evolution of the Mesozoic Ophiolites in Austria*. Chem. Geol., v. 77, pp. 209-227.
- HOERNES S. and FRIEDRICHSEN H., 1974 - *Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 54, pp. 769-788.
- HOINKES G., KOLLER F., RANTITSCH G., DACHS E., HÖCK V., NEUBAUER F. and SCHUSTER R., 1999 - *Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 79, pp. 155-181.
- HOLLAND T.J.B., 1979 - *High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites of the Tauern window, Austria*. J. Geol., v. 87, pp. 1-27.
- HOLLAND T.J.B. and RAY N.J., 1985 - *Glaucophane and pyroxene breakdown reactions in the Pennine units of the eastern Alps*. J. metam. Geol., v. 3, pp. 417-438.
- KOLLER F. and HÖCK V., 1990 - *Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps*. In J. MALPAS, E.M. MOORES, A. PANAYIOTOU and C. XENOPHONTOS (eds), *Ophiolites, oceanic crustal analogues*. Proceedings symp. "Troodos 1987". Minist. Agric. Nat. Resour., Nicosia, Cyprus, pp. 253-263.
- KURZ W., NEUBAUER F. and GENSER J., 1996 - *Kinematics of Penninic nappes (Glockner nappe and basement-cover nappes) in the Tauern window (Eastern Alps, Austria) during subduction and Penninic-Austroalpine collision*. Eclogae geol. Helv., v. 89, pp. 573-605.
- KURZ W., NEUBAUER F., GENSER J. and DACHS E., 1998 - *Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern window (eastern Alps, Austria, Italy): a review*. Geol. Rund., v. 87, pp. 225-242.
- LAMMERER B., 1988 - *Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern window (Eastern Alps)*. Geol. Rund., v. 77, pp. 143-156.
- LAMMERER B., FRUTH I., KLEMM D.D., PROSSER G. and WEBER-DIEFENBACH K., 1976 - *Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneiss und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol)*. Geol. Rund., v. 65, pp. 436-459.
- LAMMERER B., SCHMIDT K. and STADLER R., 1981 - *Zur Stratigraphie und Genese der penninischen Gesteine der Südwestlichen Tauernfenster*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1981/11, pp. 678-696.
- LAMMERER B. and WEGER M., 1998 - *Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern window in the Eastern Alps of Europe*. Tectonophysics, v. 285, pp. 213-230.
- LARDEAUX J.M. and SPALLA M.I., 1991 - *From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean*. J. metam. Geol., v. 9, pp. 35-59.
- MANCKTELOW N., STÖCKLI D.F., GROLLMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D. and VILLA I.M., 2001 - *The DAV and Periadriatic fault system in the Eastern Alps south of the Tauern window*. Intern. J. Earth Sci., v. 90, pp. 593-622.
- MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., SCHIAVO A., BERNOULLI D. and RANALLI G., 1998 - *Evolution of the deep crust at the junction Austroalpine/Southalpine: the Tonale nappe*. Mem. Sci. Geol., v. 50, pp. 1-50.
- MASSIRONI M., BISTACCHI A., DAL PIAZ G.V., MONOPOLI B. and SCHIAVO A., 2003 - *Structural control on mass-movement evolution: a case study from the Vizze Valley, Italian Eastern Alps*. Eclogae Geol. Helv., v. 96, pp. 85-98.
- MAZZOLI C. e SASSI R., 1988 - *Caratteri del metamorfismo ercinico nella fillade sudalpina a ovest di Bressanone*. Mem. Sci. Geol., v. 40, pp. 295-314.
- MILLER CH., 1974 - *On the metamorphism of eclogites and high-grade blueschists from the Penninic terrane of the Tauern window, Austria*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 54, pp. 371-384.
- MILLER CH., 1977 - *Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Oesterreich*. Tscherm. Min. Petr. Mitt., v. 24, pp. 221-227.
- MILLER CH., 1986 - *Alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 66, pp. 139-144.
- MILLER CH., LEDOUX H., BRINKMEIER I. und BEIL F., 1984 - *Der Nordwestrand des Tauernfensters-stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen*. Z. dt. geol. Ges., v. 135, pp. 627-644.
- MILLER CH. and THÖNI M., 1995 - *Origin of eclogites from the Austroalpine Oetztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs Rb-Sr isotope systematics*. Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.), v. 122, pp. 199-225.
- MILLER CH. and THÖNI M., 1997 - *Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data*. Chem. Geol., v. 137, pp. 283-310.
- MORGANTE S., 1974 - *Il massiccio granitico di Bressanone (Alto Adige)*. Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., v. 20/3, pp. 67-157.
- MORGANTE S., D'AMBROSI C., FAVRETTO L., LENARDON G., NARDI M. e ROBERTI D., 1965 - *Carta geopetrografica del massiccio granitico di Bressanone, 1:50.000*. Ist. Min. Univ. Trieste.
- MORTEANI G., 1974 - *Petrology of the Tauern window, Austrian Alps*. Fortsch. Min., v. 52, pp. 195-220.
- MOSTLER H., 1986 - *Zur Geologie des Wipptales (Innsbrucker Quarzphyllit, unterostalpinen Mesozoikum, Matraier Schuppenzone, Altkristallin, Steinacker Decke, Silltalstörung)*. Jb. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., v. 68, pp. 29-42.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY S.P., VIOLA G. and OBERLI F., 2001 - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Intern. J. Earth Sci., v. 90, pp. 623-653.
- NEUBAUER F., GENSER J. and HANDLER R., 2000 - *The Eastern Alps: result of a two-stage collision process*. Mitt. Oesterr. Geol. Ges., v. 92 (1999), pp. 117-134.
- OEHLKE M., WEGER M. and LAMMERER B., 1993 - *The Hochfeiler duplex-imbrication tectonics in the SW Tauern window*. Abh. Geol. B-A., v. 49, pp. 107-124.
- ONOFRI R., 1967 - *La massa gabbrica del passo di Valles nel massiccio granitico di Bressanone*. Period. Min., v. 36, pp. 515-534.
- PROSSER G., 2000 - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, Northern Italy)*. J. Geodynamics, v. 30, pp. 229-250.
- RAITH M., HÖRMANN P.K. and ABRAHAM K., 1977 - *Petrology and metamorphic evolution of the Penninic ophiolites in the western Tauern window (Austria)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 57, pp. 187-232.

- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H.G. and MERLE O., 1991 - *Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2: structural analyses*. Tectonics, v. 10, pp. 257-271.
- RATSCHBACHER L., MERLE O., DAVY P.H. and COBBOLD P., 1991 - *Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity*. Tectonics, v. 10, pp. 245-256.
- REBAY G. e SPALLA M.I., 2001 - *Emplacement at granulite facies conditions of the Sesia-Lanzo metagabbros: an early record of Permian rifting?* Lithos, v. 58, pp. 85-104.
- Sander B., 1906 - *Geologische Beschreibung des Brixner Granit*. Jb. k.k. Geol. Reichsanstalt., v. 56, 707-744.
- SANDER B., 1911 - *Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht)*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, v. 82, pp. 257-320.
- SANDER B., 1921 - *Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Zweiter Bericht)*. Jb. Geol. B.-A., v. 70, pp. 273-296.
- SANDER B., 1925 - *Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Bressanone 1:100.000, Note illustrative*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque, Sez. Geol., Padova, 57 pp.
- SANDER B., 1929 - *Erläuterungen zur geologischen Karte des Brixner und Meraner Gebietes*. Der Schlern, v. 16, pp. 1-111.
- SASSI F.P. e MENEGAZZO L., 1971 - *Contributo alla conoscenza della Falda di Steinach (Brennero)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, v. 29, pp. 1-27.
- SASSI F.P. and SPIESS R., 1993 - *The South-Alpine metamorphic basement in the Eastern Alps*. In J.F. VON RAUMER and F. NEUBAUER (eds), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer-Verlag, Berlin, 599-607.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A., ZIRPOLI G., BORSI S. and DEL MORO A., 1974 - *The Austrides to the south of the Tauern window and the Periadriatic lineament between Mules and Mauthen*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., v. 7, pp. 421-435.
- SATIR M. and MORTEANI G., 1982 - *Petrological study and radiometric age determination of the migmatites in the Penninic rocks of the Zillertaler Alpen (Tyrol, Austria)*. Tscherm. Min. Petr. Mitt., v. 30, pp. 59-75.
- SCHMID S.M., PFIFFNER O.A., SCHÖNBORN G., FROITZHEIM N. and KISLING E., 1997 - *Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the eastern traverse*. In O.A. PFIFFNER et al. (eds), *Deep structure of the Swiss Alps*. Birkhäuser Verlag, Basel, pp. 289-304.
- SCHMIDEGG O., 1961 - *Geologische Uebersicht der Venedigergruppe*. Verh. Geol. B.-A., 1961, pp. 35-55.
- SCHÖN CH. und LAMMERER B., 1993 - *Strainanalyse an grobklastischen Metasedimenten des westlichen Tauernfenster*. Abh. Geol. B.-A., v. 49, pp. 97-106.
- SCHULZ B., NOLLAU G., HEINISCH H. and GODIZART G., 1993 - *Austro-Alpine basement complex to the south of the Tauern window*. In J.F. VON RAUMER and F. NEUBAUER (eds), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 495-514.
- SCHULZ B., OEHLKE, M. AUDREN C. et TRIBOULET, C., 1994 - *Evolution pression-temperature-temps-deformation d'âge alpin des amphibolites du sud-ouest de la fenêtre des Tauern (Alpes Orientales)*. C.R. Acad. Sci. Paris, v. 318, pp. 1483-1488.
- SCHULZ B., TRIBOULET C. and AUDREN C., 1995 - *Microstructures and mineral chemistry in amphibolites from the western Tauern Window (Eastern Alps), and P-T deformation paths of the Alpine greenschist-amphibolite facies*. Min. Mag., v. 59, pp. 641-659.
- SCOLARI A. e ZIRPOLI G., 1970 - *Fenomeni di metamorfismo di contatto nella fillade sudalpina indotti dal massiccio granitico di Bressanone*. Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., v. 18, pp. 173-222.
- SCOLARI A. e ZIRPOLI G., 1972 - *Filoni tardoalpini metamorfici negli scisti Austridici e Pennidici della Val di Valles (Alto Adige)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, v. 29, 32 pp.
- SELVERSTONE J., 1985 - *Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the WS Tauern-window, Eastern Alps*. Tectonics, v. 4, pp. 687-704.
- SELVERSTONE J., 1988 - *Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern window*. Tectonics, v. 7, pp. 87-105.
- SELVERSTONE J., 1993 - *Micro- to macroscale interaction between deformational and metamorphic processes, Tauern window, Eastern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 73, pp. 229-239.
- SELVERSTONE J., FRANK S., SPEAR F.S., FRANZ G. and MORTEANI G., 1984 - *High-pressure metamorphism in the SW Tauern window, Austria: P-T paths from hornblende-kyanite-staurolite schists*. J. Petrology, v. 25, pp. 501-531.
- SELVERSTONE J. and SPEAR F.S., 1985 - *Metamorphic P-T paths from pelitic schists and greenstones from the south-west Tauern window, eastern Alps*. J. metam. Geol., v. 3, pp. 439-465.
- THIELE O., 1976 - *Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol)*. Geol. Rundsch., v. 65, pp. 410-421.
- THIELE O., 1980 - *Das Tauernfenster*. In R. OBERHAUSER (ed.), *Der geologische Aufbau Oesterreich*, Springer Verlag, Wien, pp. 300-314.
- THÖNI M., 1999 - *A review of geochronological data from the Eastern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 79, pp. 209-230.
- THÖNI M. and JAGOUTZ E., 1992 - *Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Alps)*. Geoch. Cosmoch. Acta., v. 56, pp. 347-368.
- THÖNI M. and JAGOUTZ E., 1993 - *Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., v. 73, pp. 177-189.
- THÖNI M. and MILLER CH., 1996 - *Garnet Sm-Nd data from Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and PT constraints on the thermal and tectonic history*. J. metam. geol., v. 14, pp. 453-466.
- VILLI V., GATTO G.O. e FRIZ C., 1997 - *La zona a scaglie di Matrei in alta valle Isarco; revisione critica del limite Austroalpino-Pennidico*. Atti Ticinensi Sci. Terra, 5 (ser. spec.), pp. 31-39.
- VISONÀ D., 1976 - *Sulla presenza di filoni nella tonalite orientata del Passo di Valles (Massiccio granitico di Bressanone)*. Mem. Mus. Tridentino Sci. nat., v. 53, pp. 61-73.
- VISONÀ D., 1980 - *Lo stock di granito a cordierite del M. Sella nel massiccio di Bressanone (Alpi orientali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., v. 36, pp. 91-106.
- VISONÀ D., 1983 - *Cumulate-like textures and chemical relationships in the Bressanone (Brixen) granodiorite (Eastern Alps, Italy). A new genetic approach*. Chemical Geol., v. 40, pp. 279-292.
- ZIMMERMANN R., HAMMERSCHMIDT K. and FRANZ G., 1994 - *Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern window, Eastern Alps: evidence from ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating and petrological investigations*. Contrib. Mineral. Petrol., v. 117, pp. 175-186.