

M. E. POLI, A. ZANFERRARI

L'ORTOGNEISS DELLA MALGA DELLE MANZE
(BASAMENTO SUDALPINO ORIENTALE - COMELICO)

*THE ORTHOGNEISS OF MALGA DELLE MANZE
(SOUTHALPINE BASEMENT OF THE EASTERN ALPS, COMELICO - NE ITALY)*

Riassunto breve - Sono descritti dal punto di vista petrografico e strutturale gli ortogneiss occhiadini affioranti in Val Digon e in Val Visdende (Comelico) nel settore più orientale del basamento metamorfico delle Alpi Meridionali. Gli ortogneiss, di composizione granitica, sono formati da Qtz+Kfs+Ab+Ms±Chl e con Bt come relitto magmatico. Come le originarie sequenze silicoclastiche incassanti (Fm. della Val Digon, di età pre-caradociana), i protoliti magmatici sono stati metamorfosati in facies scisti verdi nelle fasi tettonico-metamorfiche varisiche Ph₁ e Ph₂ e infine debolmente deformati in modo fragile nella terza fase varisica Ph₃ e durante l'evoluzione polifasica alpina. I protoliti si sono intrusi durante l'evento magmatico tardo-ordoviciano e rappresentano l'equivalente in giacitura subvulcanica dei prodotti effusivi e piroclastici caradociani che ora formano i Porfiroidi del Comelico.

Parole chiave: Ortogneiss, Filoni, Magmatismo tardo-ordoviciano, Tettogenesi varisica, Basamento sudalpino, Alpi Carniche occidentali, Comelico.

Abstract - *The results of detailed geological survey and petrographic and structural analyses carried out on the small bodies of augengneisses outcropping in the eastern edge of the Variscan metamorphic basement of the Southern Alps (Comelico, western Carnic Alps) are here presented and discussed. The main body crops out near the Malga delle Manze (upper Digon valley), representing the type-locality; several, smaller and stretched bodies crop out near it, in the middle Digon Valley and in the Visdende Valley. The mineral assemblage is: quartz, perthitic K-feldspar, albite, white mica, biotite and very rare chlorite; the rocks are always coarse grained, with a variable Qtz+Ab+Ms matrix and abundant, some cm-long porphyrocrysts of Kfs, Qtz and Ab. Numerous relics of a magmatic phase (embayed phenocrysts of Kfs, Ab and Qtz, foxy-red-brown biotite only set in Kfs- and Qtz-phenocrysts) there are, showing a granitic composition for the protoliths. The shapes of the bodies and the field relationships with the surrounding siliciclastic ankerite-bearing protoliths of the pre-Caradocian Val Digon Fmt. suggest that the parent rocks formed several sub-volcanic bodies intruded during the late-Ordovician magmatic event, which produced the pyroclastic and volcanic protoliths of the Caradocian Comelico Porphyroids. Both orthogneiss and the surrounding phyllitic rocks acquired its lower greenschist metamorphic facies during the Variscan tectono-metamorphic Ph₁ and Ph₂ phases; afterwards they underwent semi-brittle and brittle deformations during the late Variscan Ph₃ phase and the polyphasic Alpine evolution.*

Key words: Orthogneiss, Dikes, Late-Ordovician magmatism, Variscan tectogenesis, Southalpine basement, Western Carnic Alps, Comelico.

Introduzione

In tutto il basamento sudalpino delle Alpi orientali (fig. 1) affiorano largamente i Porfiroidi del Comelico, potente sequenza di metarioliti e metariodaciti con associati metatufi e metavulcanoclastiti in facies degli scisti verdi. I protoliti si sono depositi durante l'evento magmatico che ha originato la «Piattaforma riolitica tardo-ordoviciana» (BELLINI & SASSI, 1981). Nonostante la grande diffusione areale degli originari prodotti effusivi e piroclastici esisteva finora una sola segnalazione di corpi subvulcanici acidi ad essi collegati, e precisamente quella relativa agli gneiss occhiadini di composizione dacitica affioranti nella zona di Plan de Coronas/Kronplatz in Pusteria/Pustertal (DEL MORO et al., 1984).

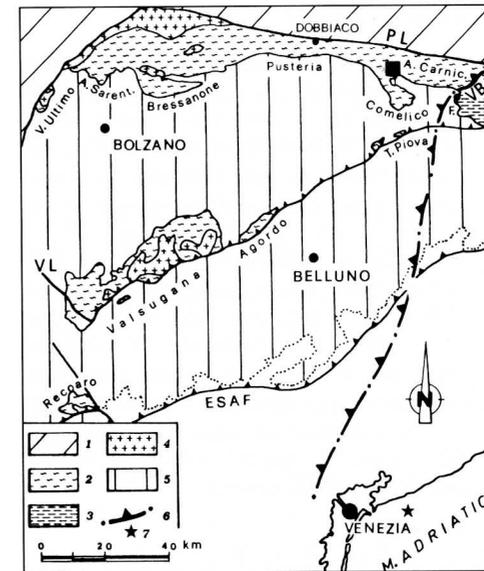
Recentemente, nel basamento metamorfico del Comelico sono state individuate e cartografate numerose masserelle di gneiss granitoidi occhiadini situate entro le metapsammiti e metapeliti della Fm. della Val Digon. Il corpo di maggiore estensione è quello che affiora presso la Malga delle Manze (alta Val Digon); altre masserelle sono state individuate attorno alla principale, nonché lungo il T. Cordevole in Val Vissende e nella valle del Giau Storto, affluente di sinistra del T. Digon.

Nel basamento della Valsugana sono segnalati «gneiss a grossi porfiroblasti di feldspato potassico» (Sf) sia nell'alta Val Cismon che ad ovest di Canal S. Bovo (Foglio geologico Feltre, 1970 e relative Note Illustrative, 1971). Dai primi controlli effettuati sembrerebbe trattarsi di rocce granitoidi analoghe a quelle del Comelico sia per i caratteri litologici macro- e microscopici che per i rapporti con le rocce incassanti.

Scopo del presente lavoro è la descrizione petrografica e strutturale degli ortogneiss occhiadini che affiorano attorno alla Malga delle Manze, sito che viene istituito a località-tipo sia per le discrete condizioni di affioramento che per gli evidenti rapporti con le rocce incassanti e il facile accesso. Gli gneiss sono inoltre inquadrati nell'evoluzione paleozoica del basamento metamorfico del Comelico, alla luce sia dei lavori già pubblicati che di risultati inediti delle ricerche in corso in questa regione.

Il basamento del Comelico: inquadramento geologico

Le rocce metamorfiche del Comelico (fig. 1) formano il settore più orientale del basamento sudalpino delle Alpi orientali (ESB), che viene a contatto per mezzo della faglia della Val Bordaglia con le sequenze paleozoiche non- o semi-metamorfiche della «Catena Paleocarnica» o Avampaese Carnico. Anche il basamento del Comelico, come il restante ESB (ZANFERRARI, 1989), presenta un edificio tettonico a falde di età varisca, formatosi in gran parte durante la prima fase tettonico-metamorfica Ph_1 . Finora è stata riconosciuta una falda di Ph_1 più profonda (Unità del M. Cavallino/*Großer Kinigat*), che compren-



Legenda/Legend

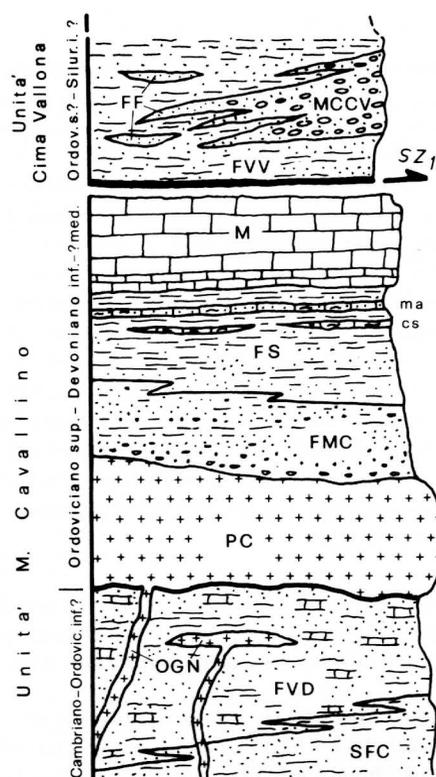
Austroalpino/Austroalpine = 1; Alpi Meridionali/Southern Alps; 2 = basamento metamorfico varisco/Variscan metamorphic basement; 3 = sequenze paleozoiche della Catena Paleocarnica da non- ad anchi-metamorfiche/non- or very-low-metamorphic Paleozoic sequences of Paleocarnic Chain; 4 = plutoni tardo-varisico/late-Variscan plutons; 5 = copertura non metamorfica tardo- e post-varisca/non metamorphic, late- and post-Variscan cover; 7 = granito tardo-ordoviciano del pozzo Assunta 1 (Venezia)/late-Ordovician granite of Assunta 1 well (Venice); PL = Lineamento Periadiatico/Periadriatic Lineament; VS = faglia Valsugana-Fella-Sava/Valsugana-F.-S. thrust; ESAF = fronte del thrust belt neogenico-quaternario del Sudalpino orientale/front of Neogene-Quaternary thrust belt of eastern Southern Alps; F = Forni Avoltri; linea punteggiata/dotted line = limite rilievi-pianura/boundary of Veneto-Friuli plain.

Fig. 1 - Il basamento sudalpino delle Alpi Orientali e l'area studiata (■). La linea a tratto-punto (6) indica l'andamento ipotetico del fronte del *crystalline megathrust sheet* sovrascorso durante Ph_2 sull'avampaese carnico; nelle Alpi Carniche occidentali il fronte coincide in parte con la linea della Val Bordaglia (VB). - *Southern Alpine basement of Eastern Alps and studied area* (■). Dotted-dashed line (6) shows hypothetical trend of front of *crystalline megathrust sheet*, which was eastward thrust onto Carnic foreland during Ph_2 ; in W-Carnic Alps the front partly fits with Val Bordaglia line (VB).

derebbe la maggior parte del basamento del Comelico, sulla quale si appila l'Unità di Cima Vallona/*Wildkarleck*, affiorante soprattutto nel versante austriaco delle Alpi Carniche occidentali (ZANFERRARI & POLI, 1993).

Le sequenze metamorfiche della falda inferiore (fig. 2) presentano fortissime affinità con quelle riconosciute nel basamento di Agordo (POLI & ZANFERRARI, 1992) e in modo analogo sono state suddivise in due gruppi:

- Gruppo Inferiore (Cambriano-?Ordoviciano inf., per correlazione con il Gruppo Inferiore di Agordo, datato micropaleontologicamente: KALVACHEVA et al., 1986), composto da metapsammiti e metapeliti (Scisti filladici del Comelico: SASSI & ZIRPOLI, 1965), cui seguono metareniti spesso a carbonato con subordinate metapeliti (Fm. della Val Digon: POLI & ZANFERRARI, in prep.).
- Gruppo Superiore (Caradoc-Devoniano inf.-?med.) caratterizzato da metavulcaniti e metavulcanoclastiti acide (Porfiroidi del Comelico: Caradoc), cui seguono sequenze silicoclastiche prevalentemente metapsammitico-microruditiche (Fm. del M. Cavallino:



Legenda/Legend

Unità del M.Cavallino/M.Cavallino thrust sheet: Gruppo inferiore/Lower Group (Cambrian-Lower Ordovician?): SFC: Scisti filladici del Comelico/Comelico Phyllitic Schists; FVD: Fm. della Val Digon/Val Digon Fmt.. Gruppo superiore/Upper Group: OGN: Ortogneiss della Malga delle Manze/Malga delle Manze Orthogneiss (Caradoc); PC: Porfiroidi del Comelico/Comelico Porphyroid (Caradoc); FMC: Fm. del M.Cavallino/M.Cavallino Fmt. (Ashgill); FS: «Filladi superiori» con calcescisti (cs) e marmi arenacei (ma) «Upper Phyllites» with calc-schists (cs) and arenaceous marbles (?Ashgillpp-Silurianpp); M: marmi/marbles (Silurianpp-Lower-?Middle Devonian).

Fig. 2 - Colonna stratigrafica del basamento del Comelico e del settore italiano delle Alpi Carniche occidentali (non in scala). La zona di taglio duttile (SZ_1) della fase varisica Ph_1 separa due falde principali: l'Unità del M.Cavallino e l'Unità di Cima Vallona.

- Stratigraphic column of Comelico and Western Carnic Alps basement (Italian side), not in scale. Ductile shear zone (SZ_1) of Ph_1 divides two main nappes: M.Cavallino and Cima Vallona thrust sheets.

Ashgill) e rispettivamente metapelitiche («Filladi superiori»=(?) Fillade di Recoaro: ?Ashgill_{pp}-Silurian_{pp}). Le rocce filladiche gradualmente passano a calcescisti e infine a potenti sequenze di marmi (Silurian_{pp}-Devoniano inf.-?med.).

Nella fascia a cavallo del confine tra Italia e Austria, l'Unità di Cima Vallona è composta (fig. 2) da metapeliti e metapsammiti (Fm. della Val Visdende) parzialmente eteropiche con rocce silicoclastiche metaruditiche (Metaconglomerato di Cima Vallona) e metapsammitiche (Fm. di Fleons) a forte componente vulcanica sia acida che basica (HINDERER, 1992; HUBICH et al., 1993). L'età delle tre formazioni viene da noi attribuita dubitativamente all'Ordoviciano sup.-Silurian_{pp}.

Le metamorfiti del Comelico appartengono alla facies degli scisti verdi, acquisita durante Ph_1 e debolmente modificata durante la seconda fase varisica Ph_2 . Dalle ricerche in corso sta emergendo una zoneografia metamorfica di Ph_1 a clorite e a biotite fortemente deformata durante Ph_2 e probabilmente anche ad opera della tettonica alpina di raccorcimento. Identica fenomenologia è già stata descritta da POLI & ZANFERRARI (1991; 1992) nel basamento di Agordo. La successione e i caratteri essenziali delle fasi varisiche nel basamento del Comelico sono schematizzabili come segue.

Prima fase (Ph_1). Anche qui come nel resto dell'ESB, dove i suoi effetti metamorfici sono stati datati radiometricamente a 350 Ma fa (Viseano basale) (DEL MORO et al., 1980; 1984; CAVAZZINI et al., 1991) essa rappresenta la fase fondamentale, responsabile della strutturazione a falde metamorfiche. La sequenza blastico-deformativa di Ph_1 è iniziata con la formazione di una foliazione penetrativa S_{1a} accompagnata da cristallizzazione sincinemica in facies degli scisti verdi (subfacies a clorite e a biotite). Il piegamento di S_{1a} ha originato pieghe isoclinali a tutte le scale (B_1). L'evoluzione prograd della deformazione D_1 in un evento dominato da taglio semplice non coassiale, con intenso *stretching* parallelamente al piano assiale delle pieghe B_1 , ha prodotto una foliazione penetrativa S_1 spesso di tipo milonitico (S_{1m}). Tranne che in particolari situazioni litologiche e strutturali, S_1 oppure S_{1m} rappresentano la foliazione «principale», cioè quella immediatamente osservabile sul terreno; su di essa alle scale micro- e mesoscopica si rinvengono comunemente micro-liti con S_{1a} trasversale e relitti di B_1 sottoforma di pieghe intrafoliali sradicate. La deformazione per taglio semplice non coassiale ha originato anche in Comelico una lineazione penetrativa di *stretching* L_{s1} e numerose bande e zone di taglio duttile caratterizzate da protomiloniti fino a ortomiloniti. Una di queste zone di taglio, di spessore pluriettometrico ed estesa grossolanamente in direzione WNW-ESE, separa le due falde finora individuate nel basamento comelicense.

Seconda fase (Ph_2). Nell'ESB gli effetti metamorfici della seconda fase duttile sono stati datati radiometricamente attorno a 320 Ma fa (Namuriano sup.) (DEL MORO et al., 1980; HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT, 1987). Ph_2 si è svolta in un contesto ambientale più superficiale: in Comelico e nelle Alpi Carniche occidentali la cristallizzazione su S_2 è modesta, al limite tra la facies degli scisti verdi inferiori e l'anchimetamorfismo. Durante questa fase si sono sviluppate pieghe B_2 da chiuse a serrate, subordinatamente isoclinali, accompagnate da un clivaggio penetrativo per crenulazione S_2 , nonché più limitate zone di taglio duttile. La S_2 può diventare la S principale di campagna in litologie pelitiche oppure nelle zone di taglio duttile di Ph_2 .

Durante Ph_2 l'ESB ha formato un *crystalline megathrust sheet*, che è stato traslato verso Est, con trasporto in zone progressivamente più superficiali della crosta, fino a so-

vrapporre il basamento del Comelico e delle Alpi Carniche occidentali sull'avampaese carnico (= Catena Paleoarnica *Auct.*) (ZANFERRARI & POLI, 1993).

Terza fase (Ph₃). Nel basamento della Pusteria, del Comelico e delle Alpi Carniche occidentali sono stati raccolti numerosi dati che, se confermati dalle ricerche in corso, provano l'esistenza di una terza fase varisca a carattere solo deformativo. Essa cade nello Stefaniano, in quanto ha deformato le strutture di Ph₁ e di Ph₂ ed è postdatata dalle intrusioni eopermiane, che nell'area di Bressanone e in Pusteria fissano le strutture di Ph₃. Alla macroscale sarebbe responsabile delle pieghe ettometrico-chilometriche ad asse verticale, che nel basamento del Comelico sono particolarmente evidenziate dall'andamento a *Schlingen* delle sinformi di marmi silurico-devonici; alla mesoscala avrebbe determinato il diffuso ripiegamento a duomi e bacini delle pieghe B₂.

La deformazione tardo-varisca D₃, che sembra aver interessato solo la parte dell'ESB immediatamente a Sud delle faglie della Pusteria e del Gailtal, viene da noi ipoteticamente collegata all'attività di una paleofaglia Pusteria-Gailtal nell'ambito dei *mega-shear* destri tardo-paleozoici (ARTHAUD & MATTE, 1977; MATTE, 1986).

Tettonica alpina. Per la sua posizione lungo la (paleo) faglia del Gailtal il basamento varisco del Comelico è stato intensamente coinvolto nell'evoluzione alpina, che nelle rocce attualmente affioranti ha espresso un'ampia gamma di deformazioni plicative e disgiuntive avvenute tutte in campo fragile. Esse esulano dalle tematiche qui considerate e saranno trattate in lavori specifici. Ci limitiamo a ricordare che gli effetti più importanti delle fasi compressive alpine nel basamento del Comelico sono dati: a) da sovrascorimenti S-vergenti con geometria *ramp-flat*, che riutilizzano ampiamente le anisotropie planari varisiche (in particolare le S₂ e le zone di taglio duttile di D₂, che sono di regola a basso angolo); b) da trascorrenze destre spesso localizzate in corrispondenza di contatti litologici a forte contrasto di competenza e di sistemi di anisotropie di D₁, orientati circa WNW-ESE e tipicamente ad alto angolo.

Le rocce incassanti gli ortogneiss

Gli gneiss della Malga delle Manze sono circondati dai litotipi silicoclastici di basso grado metamorfico appartenenti alla Fm. della Val Digon. Nel settore considerato l'associazione litologica della formazione è data da quarziti filladiche-sericitico-muscovitiche a sottili bande mm-cm alternate bianche e grigie, cui si associano subordinati livelli cm-mm di metapeliti nere sericitiche e quarziti massicce biancastre e grigio-verdastre in letti cm-dm. Caratteristica specifica di questa formazione è la presenza di livelli dm di quarziti grigio-nocciola a carbonato (calcite e ankerite), che esternamente si presentano di color mar-

rone per alterazione meteorica e danno a freddo una debole effervescenza con HCl diluito.

Sul terreno la S principale è di solito quella milonitica (S_{1m}), con direzioni variabili da N90° a N170° a causa della deformazione D₃. La S_{1m} è sempre pieghettata dal sistema B₂; le superfici di involuppo delle cerniere B₂ immergono tra Est e Nord con inclinazioni da medie fino alla subverticalità. Le pieghe mesoscopiche B₁ sono presenti solo come relitti intrafoliali su S_{1m} e S₁. Talora è visibile una sottile lineazione di *stretching* L_{s1} data da muscovite o clorite, subperpendicolare agli assi B₂.

D₂ ha prodotto pieghe B₂ da chiuse a serrate, localmente isoclinali nelle facies più deformabili quali miloniti finissime e livelli prevalentemente metapelitici. Gli azimut degli assi B₂ cadono nel quadrante SE (raramente NW) con inclinazioni molto basse. La S₂ è un tipico clivaggio di crenulazione, diventando di frattura solo nelle poche litofacies massicce; è la S principale nelle zone in cui le pieghe B₂ sono isoclinali. La direzione di S₂ ha un prevalente andamento meridiano (da N160° a N20°) e immersione a Est con debole inclinazione.

Un sistema di pieghe non penetrative da aperte a chiuse (B₃), aventi il piano assiale da mediamente a fortemente inclinato e prive di clivaggi penetrativi, deforma le pieghe B₂, originando figure d'interferenza a duomi e bacini. Poichè le pieghe B₃ si sono formate fuori dal campo duttile, forma e dimensioni sono variabili a causa del controllo tettonico esercitato dalle geometrie delle preesistenti strutture di D₁ e di D₂ (WATKINSON, 1981). Gli assi B₃ immergono di regola nel quadrante NE con inclinazioni da medie ad alte.

Al *microscopio* i componenti fondamentali sono: quarzo, muscovite, clorite, albite, sericite, calcite, ankerite; gli accessori sono: epidoto, apatite, zircone, rutilo, tormalina e localmente grafite. Ossidi di ferro sono comuni lungo le anisotropie planari.

Anche dal punto di vista microstrutturale risulta evidente che la S principale è di solito quella milonitica S_{1m}: su di essa sono cristallizzati Ms+Chl+Qtz+Ab e sericite. Nei livelli lepidoblastici la S_{1m} avvolge spesso microliti ovoidali caratterizzati da una foliazione interna posta ad alto angolo rispetto alla S_{1m} stessa e sulla quale si osservano Chl+Ms+Qtz+Ab (fig. 5a). Tale foliazione è da noi interpretata come S_{1a} preservatasi in microliti ritagliati dalla S₁ o dalla S_{1m} nelle cerniere B₁.

D₂ ha prodotto solitamente un *crenulation cleavage* (fig. 5a), che nei livelli lepidoblastici è accompagnato da una blanda cristallizzazione orientata di sericite o muscovite su superfici S₂ di piano

TAB. 1	FASE 1 (Ph1)			FASE 2 (Ph2)	FASE 3 (Ph3)
minerali	Def ₁ =Cr ₁	Def ₂ =Cr ₂	Cr ₃	Def ₃ =Cr ₄	Def ₄ =Cr ₅
QUARZO					
ALBITE				---	
MUSCOVITE					
CLORITE			---		
SERICITE					
EPIDOTO					
APATITE		---			

Tab. 1 - Rapporti cristallizzazione-deformazione nelle metapeliti della Fm. della Val Digon durante l'evoluzione varisca.

- *Crystallization-deformation relationships in metapelites of Val Digon Fmt. during Variscan evolution.*

vrapporre il basamento del Comelico e delle Alpi Carniche occidentali sull'avampaese carnico (= Catena Paleoarnica *Auct.*) (ZANFERRARI & POLI, 1993).

Terza fase (Ph₃). Nel basamento della Pusteria, del Comelico e delle Alpi Carniche occidentali sono stati raccolti numerosi dati che, se confermati dalle ricerche in corso, provano l'esistenza di una terza fase varisica a carattere solo deformativo. Essa cade nello Stefaniano, in quanto ha deformato le strutture di Ph₁ e di Ph₂ ed è postdatata dalle intrusioni eopermiane, che nell'area di Bressanone e in Pusteria fissano le strutture di Ph₃. Alla macroscale sarebbe responsabile delle pieghe ettometrico-chilometriche ad asse verticale, che nel basamento del Comelico sono particolarmente evidenziate dall'andamento a *Schlingen* delle sinformi di marmi silurico-devonici; alla mesoscale avrebbe determinato il diffuso ripiegamento a duomi e bacini delle pieghe B₂.

La deformazione tardo-varisica D₃, che sembra aver interessato solo la parte dell'ESB immediatamente a Sud delle faglie della Pusteria e del Gailtal, viene da noi ipoteticamente collegata all'attività di una paleofaglia Pusteria-Gailtal nell'ambito dei *mega-shear* destri tardo-paleozoici (ARTHAUD & MATTE, 1977; MATTE, 1986).

Tettonica alpina. Per la sua posizione lungo la (paleo) faglia del Gailtal il basamento varisico del Comelico è stato intensamente coinvolto nell'evoluzione alpina, che nelle rocce attualmente affioranti ha espresso un'ampia gamma di deformazioni plicative e disgiuntive avvenute tutte in campo fragile. Esse esulano dalle tematiche qui considerate e saranno trattate in lavori specifici. Ci limitiamo a ricordare che gli effetti più importanti delle fasi compressive alpine nel basamento del Comelico sono dati: a) da sovrascorimenti S-vergenti con geometria *ramp-flat*, che riutilizzano ampiamente le anisotropie planari varisiche (in particolare le S₂ e le zone di taglio duttile di D₂, che sono di regola a basso angolo); b) da trascorrenze destre spesso localizzate in corrispondenza di contatti litologici a forte contrasto di competenza e di sistemi di anisotropie di D₁, orientati circa WNW-ESE e tipicamente ad alto angolo.

Le rocce incassanti gli ortogneiss

Gli gneiss della Malga delle Manze sono circondati dai litotipi silicoclastici di basso grado metamorfico appartenenti alla Fm. della Val Digon. Nel settore considerato l'associazione litologica della formazione è data da quarziti filladiche-sericitico-muscovitiche a sottili bande mm-cm alternate bianche e grigie, cui si associano subordinati livelli cm-mm di metapeliti nere sericitiche e quarziti massicce biancastre e grigio-verdastre in letti cm-dm. Caratteristica specifica di questa formazione è la presenza di livelli dm di quarziti grigio-nocciola a carbonato (calcite e ankerite), che esternamente si presentano di color mar-

rone per alterazione meteorica e danno a freddo una debole effervescenza con HCl diluito.

Sul terreno la S principale è di solito quella milonitica (S_{1m}), con direzioni variabili da N90° a N170° a causa della deformazione D₃. La S_{1m} è sempre pieghettata dal sistema B₂; le superfici di involuppo delle cerniere B₂ immergono tra Est e Nord con inclinazioni da medie fino alla subverticalità. Le pieghe mesoscopiche B₁ sono presenti solo come relitti intrafoliali su S_{1m} e S₁. Talora è visibile una sottile lineazione di *stretching* L_{s1} data da muscovite o clorite, subperpendicolare agli assi B₂.

D₂ ha prodotto pieghe B₂ da chiuse a serrate, localmente isoclinali nelle facies più deformabili quali miloniti finissime e livelli prevalentemente metapelitici. Gli azimut degli assi B₂ cadono nel quadrante SE (raramente NW) con inclinazioni molto basse. La S₂ è un tipico clivaggio di crenulazione, diventando di frattura solo nelle poche litofacies massicce; è la S principale nelle zone in cui le pieghe B₂ sono isoclinali. La direzione di S₂ ha un prevalente andamento meridiano (da N160° a N20°) e immersione a Est con debole inclinazione.

Un sistema di pieghe non penetrative da aperte a chiuse (B₃), aventi il piano assiale da mediamente a fortemente inclinato e prive di clivaggi penetrativi, deforma le pieghe B₂, originando figure d'interferenza a duomi e bacini. Poichè le pieghe B₃ si sono formate fuori dal campo duttile, forma e dimensioni sono variabili a causa del controllo tettonico esercitato dalle geometrie delle preesistenti strutture di D₁ e di D₂ (WATKINSON, 1981). Gli assi B₃ immergono di regola nel quadrante NE con inclinazioni da medie ad alte.

Al *microscopio* i componenti fondamentali sono: quarzo, muscovite, clorite, albite, sericite, calcite, ankerite; gli accessori sono: epidoto, apatite, zirconio, rutilo, tormalina e localmente grafite. Ossidi di ferro sono comuni lungo le anisotropie planari.

Anche dal punto di vista microstrutturale risulta evidente che la S principale è di solito quella milonitica S_{1m}: su di essa sono cristallizzati Ms+Chl+Qtz+Ab e sericite. Nei livelli lepidoblastici la S_{1m} avvolge spesso microliti ovoidali caratterizzati da una foliazione interna posta ad alto angolo rispetto alla S_{1m} stessa e sulla quale si osservano Chl+Ms+Qtz+Ab (fig. 5a). Tale foliazione è da noi interpretata come S_{1a} preservatasi in microliti ritagliati dalla S₁ o dalla S_{1m} nelle cerniere B₁.

D₂ ha prodotto solitamente un *crenulation cleavage* (fig. 5a), che nei livelli lepidoblastici è accompagnato da una blanda cristallizzazione orientata di sericite o muscovite su superfici S₂ di piano

TAB. 1	FASE 1 (Ph ₁)			FASE 2 (Ph ₂)	FASE 3 (Ph ₃)
minerali	Def ₁ =Cr ₁	Def ₂ =Cr ₂	Cr ₃	Def ₃ =Cr ₄	Def ₄ =Cr ₅
QUARZO					
ALBITE				---	
MUSCOVITE					
CLORITE			---		
SERICITE					
EPIDOTO					
APATITE		---			

Tab. 1 - Rapporti cristallizzazione-deformazione nelle metapeliti della Fm. della Val Digon durante l'evoluzione varisica.

- *Crystallization-deformation relationships in metapelites of Val Digon Fmt. during Variscan evolution.*

assiale. In sezioni sottili ricavate da campioni con pieghe B_3 sono stati osservati anche micropiegamenti non penetrativi prodotti da D_3 . Pieghette concentriche e *kinks*, sistemi di fratture e clastesi sono espressione costante delle fasi deformative alpine.

In tab. 1 sono riassunti i rapporti cristallizzazione-deformazione varisici osservati nelle metapeliti incassanti gli ortogneiss.

L'ortogneiss della Malga delle Manze

La località-tipo è situata nella tavoletta I.G.M.I. 4^c III SO M. Cavallino alla scala 1:25.000; si trova a cavallo delle sezioni n° 017110 M. Cavallino e n° 17100 M. Croce di Comelico della C.T.R. della Regione Veneto alla scala 1:10.000. Per giungervi si percorre la strada di fondovalle della Val Digon, che si diparte dalla S.S. 52-Carnica a Sega Digon (Candide), fino a Casera Silvella (q. 1828). Da qui si prosegue per la vecchia strada militare (segnavia C.A.I. n° 147) fino al bivio con la mulattiera per la Malga delle Manze (segnavia C.A.I. n° 146), che si raggiunge in pochi minuti. Attorno alla malga (q. 2073 s.l.m.), chiamata anche Casera del Rigoglietto, affiora la masserella principale; vari corpi di minore estensione e potenza sono stati localizzati fra Cima Frugnani e Cima Vanscuro sul versante meridionale della Val Digon da q. 2100 a q. 2400 (fig. 3).

In passato le rocce in oggetto erano state segnalate come «tipi di porfiroidi» da SASSI & ZIRPOLI (1965, pp. 50 e 52), che pertanto non hanno fornito uno studio distinto e globale della roccia, ma solo un'accurata descrizione della componente feldspatica. In particolare, in mancanza dell'indispensabile rilievo geologico a grande scala, il corpo gneissico principale era stato ritenuto un insieme «di grossi blocchi detritici». Anche nei lavori molto più recenti di HUBICH & LOESCHKE (1993) e di HUBICH et al. (1993) gli ortogneiss non sono cartografati e descritti nel testo. Inoltre, non essendo state riconosciute le peculiari caratteristiche della Fm. della Val Digon, nei due ultimi lavori sono state erroneamente attribuite alla Fm. della Val Visdende tutte le rocce filladiche che costituiscono il versante meridionale della catena di confine (già riferite agli «Scisti filladici del Comelico» da SASSI & ZIRPOLI, 1965).

Descrizione macroscopica

Le rocce gneissiche della massa principale (fig. 3) sono vistosamente interessate da effetti crionivali e perciò superficialmente sconnesse; nonostante ciò, il limite con le rocce quarzítico-filladiche incassanti è ben evidente e cartografabile. La lunghezza del corpo principale è di almeno 500 metri e la sua potenza massima di circa 150 metri.

I corpi minori di ortogneiss sono di limitata potenza (spessori massimi da 80 cm fino a 2,5 m) e di variabilissima lunghezza (da 1 m fino a 220 m); sono caratterizzati da accen-

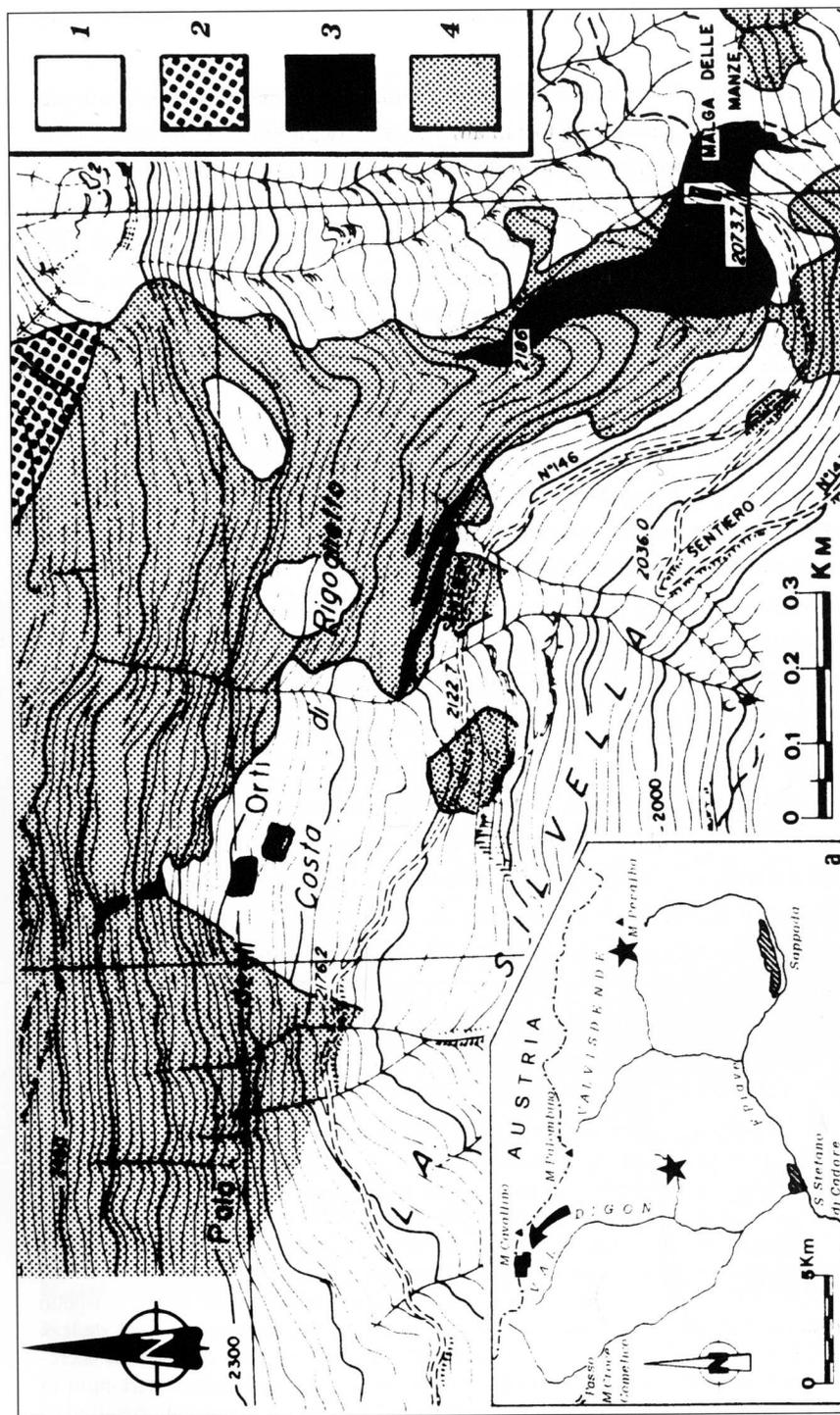


Fig. 3 - Carta geologica della zona della Malga delle Manze e ubicazione delle masserelle di ortogneiss finora individuate in Comelico (a). Legenda: 1= depositi quaternari; 2= Porfiroidi del Comelico; 3= Ortogneiss della Malga delle Manze; 4= Fm. della Val Digon. Per i dati mesostrutturali si veda nel testo.

- Geological map of Malga delle Manze area and location of orthogneiss bodies in Comelico (a). Legend: 1= Quaternary deposits; 2= Comelico Porphyroid; 3= Malga della Manze Orthogneiss; 4= Val Digon Fmt.; see text for mesostructural data.

tuata foliazione milonitica alle salbande e alle estremità, dove si chiudono rapidamente. A parte questi aspetti non esistono differenze di altro genere tra gli gneiss della massa principale e quelli dei corpi minori, che perciò sono descritti assieme.

Macroscopicamente la roccia presenta una struttura tipicamente occhiadina (fig. 4), essendo costituita da porfirocristalli stirati feldspatici e di quarzo lunghi fino a 3-4 cm avvolti da una matrice fine quarzoso-micacea presente in quantità variabile. Il colore è biancastro se la matrice è scarsa, ma assume toni grigio-verdastri quando essa è più abbondante. Sulle superfici S sono comuni le patine brunastre limonitiche. La roccia è sempre nettamente foliata, con S_{1m} come foliazione principale. A occhio nudo sono ben evidenti una forte lineazione di *stretching* L_{s1} con direzione $N10^\circ-20^\circ$, prodotta dallo stiramento dei porfirocristalli, nonché (fig. 4) strutture nastriformi quarzoso-feldspatiche (*ribbons*), indicatori cinematici a σ , a δ e a *bookshelf* (PASSCHIER & SIMPSON, 1986) creati dai porfirocristalli feldspatici e di quarzo e, infine, rare pieghe intrafoliali sradicate su S_{1m} . La foliazione principale di campagna S_{1m} ha direzione prevalente $N110^\circ$, immersione verso Nord e inclinazioni medio-alte. La S_2 è poco evidente e appare come un grossolano e spaziato clivaggio di crenulazione, con le pieghe B_2 solo localmente ben espresse. I contatti con le rocce incassanti sono sempre milonitici di prima fase.

Descrizione al microscopio

Al microscopio la roccia presenta una struttura porfiroblastica eteroblastica talora peciloblastica con grossi cristalli feldspatici e di quarzo immersi in una massa di fondo minuta lepido-granoblastica. Localmente, in profonde anse entro porfirocristalli di quarzo e K-feldspato la matrice è microcristallina finissima. La scistosità è piana passante ad ondulata. La S principale è S_{1m} , sulla quale si osservano talora microliti con S_{1a} trasversale; la S_2 riesce a svilupparsi solo localmente.

I minerali fondamentali sono: quarzo, K-feldspato, albite, mica bianca, biotite. I minerali accessori sono: minerali opachi, apatite, clorite e carbonato.

Quarzo (Qtz): si presenta sia sotto forma di cristalli fortemente eterometrici, sempre ad estinzione ondulata, sia nella massa di fondo in elementi microcristallini. Si osservano varie generazioni di Qtz: sono comuni i porfirocristalli spigolosi ad anse, spesso con all'interno individui di Bt magmatica (fig. 5b); numerose sono le plaghe tondeggianti probabilmente derivate da aggregati policristallini ricristallizzati; aggregati a grana media cementano le fratture dei porfirocristalli feldspatici e di Qtz. Anche i cristalli di quest'ultimo tipo possono essere più o meno deformati.

Feldspato potassico (Kfs): è frequentemente geminato Carlsbad, presenta un 2V ampio e aspetto generalmente terroso per l'alterazione in caolino. E' sempre pertitico: sono presenti tutti gli stadi di sostituzione del Kfs fino all'albite a scacchiera. Frequenti gli elementi pecilitici e i bordi di accrescimento di microclino. Esistono due tipi di porfirocristalli di Kfs: a) porfirocristalli perlopiù di grosse dimensioni, profondamente deformati, fratturati e ricementati da aggregati policristallini di

Qtz+Ab; frequenti i porfirocristalli con all'interno plaghe quarzose di forma ellittica o circolare e sui bordi anse di corrosione; b) porfirocristalli euedrali, anch'essi pertitici, raramente fratturati, la cui orientazione sulla S principale (S_{1m}) varia dal parallelismo fino alla perpendicolarità.

Albite (Ab): se ne distinguono due tipi: a) grandi porfirocristalli di solito a geminazione polisintetica fratturati e ricementati da Qtz+Ab, molto spesso intensamente sericitizzati; b) plaghe neoblastiche limpide di dimensioni medie e microcristalli dispersi nella matrice e all'interno di fratture risanate. Lacinie e plaghe albitiche di sostituzione pertitica sono sempre evidenti negli individui di Kfs, che talora vengono completamente sostituiti.

Mica bianca (Ms): cristallizza sulla S principale sia sotto forma di muscovite che di sericite; nelle anse di corrosione dei porfirocristalli di Qtz e di Kfs sono spesso presenti lamelle di Ms disorientate rispetto alla S principale. Localmente si osservano piccole lamelle di Ms statica sulla S_{1m} . Nelle cerniere delle pieghe B_2 talora si nota cristallizzazione orientata di lamelle di sericite sulla discontinua S_2 di piano assiale.

Biotite (Bt): si presenta come relitto della fase magmatica conservato solo all'interno dei porfirocristalli di Kfs e di Qtz. Si tratta di piccoli cristalli rettangolari con pleocroismo sui toni del marrone-rossiccio talora passanti al verde oliva, oppure di sezioni basali rossicce tondeggianti. I bordi sono quasi sempre cloritizzati.

Apatite (Ap): si presenta sempre abbondante sia ad abito tondeggiante che allungato sulla S principale; è spesso fratturata.

Clorite (Chl): è molto rara, presentandosi come minerale di alterazione della biotite.

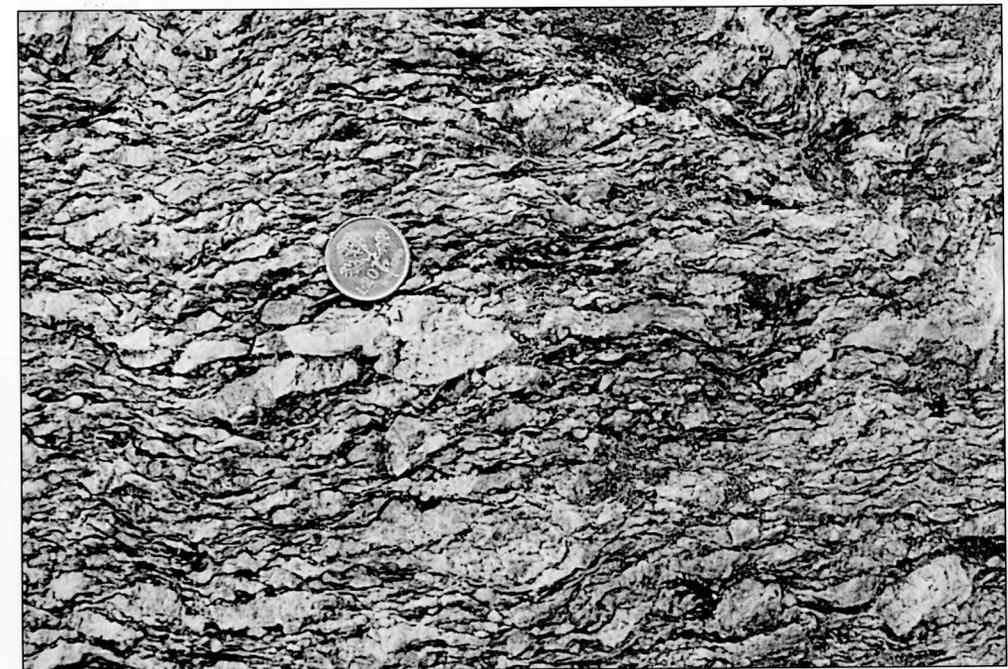
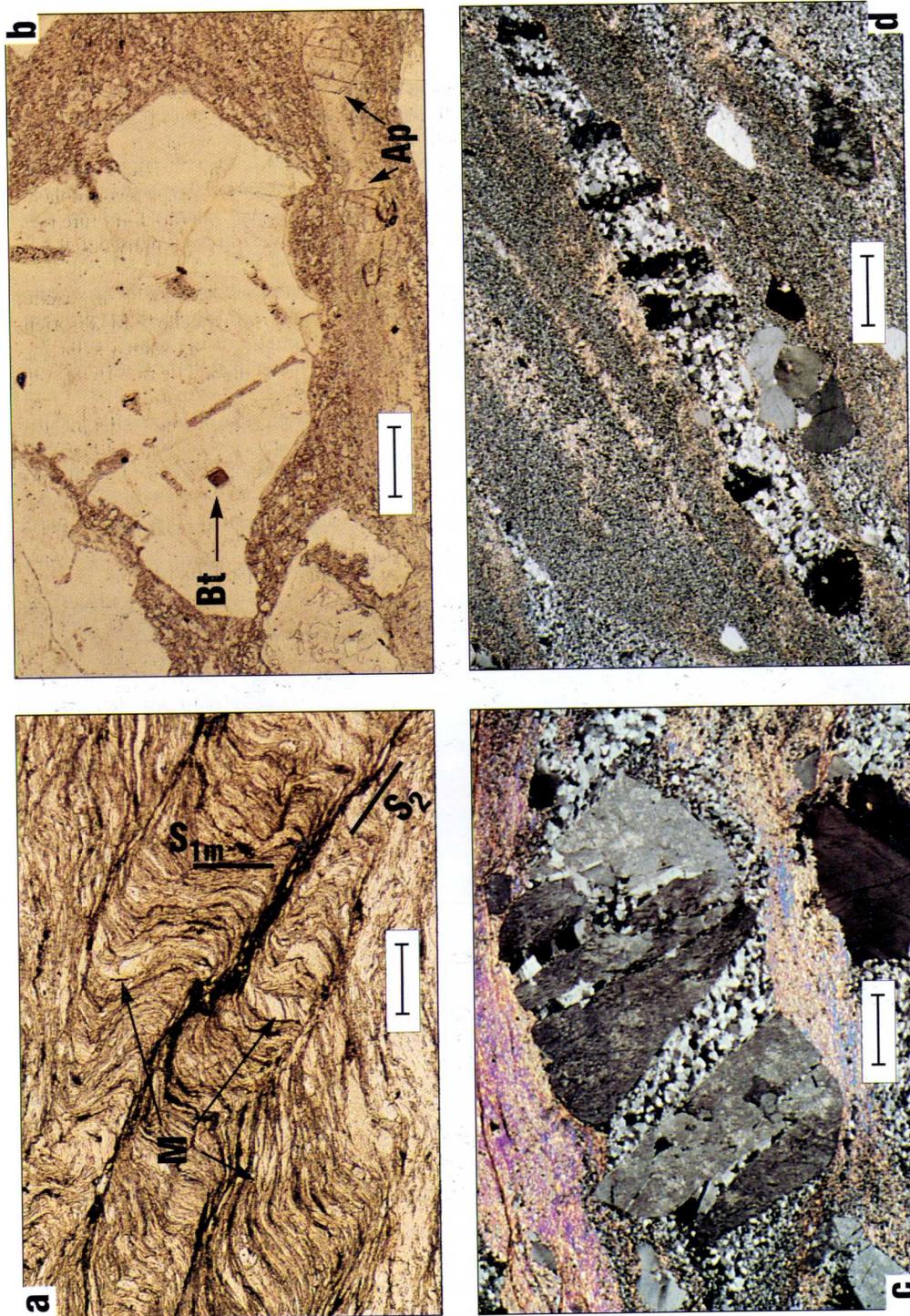


Fig. 4 - Facies tipica degli ortogneiss: si notino i grandi porfirocristalli feldspatici e di quarzo e una piega intrafoliale B_1 (moneta) sradicata su S_{1m} .
- Typical mesoscopic fabric of orthogneisses: note large Qtz and feldspar porphyroclasts and a intrafolial, rootless B_1 fold (coin) within S_{1m} .



Le altre masserelle di ortogneiss in Comelico

La delimitazione del corpo principale e l'individuazione di quelli minori, alcuni dei quali hanno una superficie di pochi m², sono state possibili solo mediante rilievi geologici di grande dettaglio. Di conseguenza, oltre a quelle affioranti in Val Digion attorno alla Malga delle Manze e nella valle del Giau Storto, nonché in Val Visdende lungo il T. Cordevole, noi riteniamo esistano sicuramente altre masserelle di ortogneiss di questo tipo sia nel basamento del Comelico che in altre località dell'ESB all'interno delle sequenze pre-cadociane. Le osservazioni preliminari sul basamento della Valsugana sembrano confermare la nostra asserzione.

1. La masserella della valle del Giau Storto affiora a q. 1450 circa, alla confluenza del Giau Orzi con il Giau Storto (sez. n° 017150 Crode dei Longerin della C.T.R. della Regione Veneto; tav. 13 IV NO Comelico Superiore dell'I.G.M.I.). Si tratta di un livello di gneiss occhiadino di circa 2,50 m di potenza, con giacitura N 150°/verticale. L'ortogneiss è incassato in quarziti filladiche della Fm. della Val Digion; entrambi sono diffusamente cataclastici. Vari blocchi detritici di ortogneiss nel tratto soprastante del Giau Orzi provano l'esistenza di altri corpi nella zona.

2. La masserella scoperta in Val Visdende è ubicata in destra del Rio Oregon a q. 1530 m s.l.m. e circa 950 m (in linea d'aria) a NE di Malga Sesis (sez. n° 018130 M. Peralba della C.T.R. della R. Veneto; tav. 13 IV NE Val Visdende dell'I.G.M.I.). L'ortogneiss, fortemente cataclastico, non è a contatto diretto con le quarziti a carbonato della Fm. della Val Digion, che peraltro affiorano all'intorno. A questo proposito è opportuno segnalare che dai rilievi in corso in questo settore risulta che la Fm. della Val Visdende e le associate Fm. di Fleons e Metaconglomerato di Cima Vallona (Unità tettonica di Cima Vallona) sono in

Fig. 5 - Aspetti microstrutturali. **a)** rapporti tra le foliazioni: i microliti (M) contengono S_{1a} posta a forte angolo con la S principale = S_{1m} ; microliti e S_{1m} sono deformati dal clivaggio per crenulazione S_2 (metapelite della Fm. della Val Digion, scala: 140 μ m, N//). **b)** fenocristallo di Qtz ad anse con Bt magmatica (ortogneiss della M.d.Manze, scala: 380 μ m, N//). **c)** strutture a bookshelf e δ di un porfiroclasto di Kfs peritico ruotato entro una banda di taglio (ortogneiss della M. d. Manze, scala: 910 μ m, N+). **d)** porfiroclasto di Kfs peritico, fratturato, allungato del 280% e ricementato da Qtz entro una banda di taglio (ortogneiss della M. d. Manze, scala: 880 μ m, N+).

- *Microscopic features.* **a)** relationships between foliations: microliths (M) with S_{1a} transversal to S_{1m} ; microliths and S_{1m} are deformed by crenulation cleavage S_2 (Val Digion Fmt. metapelite, scale bar: 140 μ m, N//). **b)** magmatic Bt in embayed Qtz phenocryst (Malga delle Manze orthogneiss, scale bar: 380 μ m, N//). **c)** bookshelf and δ structures of rotated perthitic Kfs-porphiroclast within a shear band (M.d.Manze orthogneiss, scale bar: 380 μ m, N+). **d)** broked, 280% stretched and Qtz-sealed perthitic Kfs-porphiroclast within a shear band (M. d. Manze orthogneiss, scale bar: 380 μ m, N+).

realità confinate nel settore più settentrionale della Val Visdende, dove formano la parte centro-occidentale della catena di confine tra Italia e Austria. Nel resto della valle affiorano invece tutte le sequenze cambro-devoniane della falda del M. Cavallino.

Nelle due località le rocce hanno caratteristiche compositive e micro- e mesostrutturali identiche a quelle degli ortogneiss della località-tipo.

Discussione e considerazioni conclusive

1. L'associazione mineralogica degli gneiss occhiadini affioranti in Val Digon e in Val Visdende è data da Qtz+Kfs+Ab+Ms+Bt±Chl. Essi sono caratterizzati da abbondanti relitti di un'originaria paragenesi magmatica, rappresentati dai porfiroclasti di K-feldspato e di quarzo ad anse, da biotite magmatica e da grandi porfiroclasti di albite, probabili prodotti di trasformazione metamorfica dell'originario plagioclasio di più alta temperatura. I relitti della fase magmatica (Kfs+Qtz+Ab+Bt+Ap) indicano una composizione granitica del protolite.

2. Su tale roccia magmatica si è sviluppata la seguente sequenza di episodi blastico-deformativi varisici, riassunta nella tab. 2.

Cristallizzazioni e deformazioni di Ph₁. Dopo il suo consolidamento la roccia magmatica è stata inizialmente interessata da cristallizzazione metamorfica sincinemica (Cr₁-Def₁), di cui si conservano solo poche testimonianze (microliti e cerniere di pieghe intrafoliali sradicate) a causa dell'intensa rielaborazione di Def₂-Cr₂. I microliti, presenti solo nelle bande più ricche di materiale scistogeno, sono sempre fortemente deformati; in essi si osserva la S_{1a}, data da livelletti alternati di materiale grano-lepidoblastico, disposta ad alto angolo rispetto alla S principale (=S_{1m}). Anche nelle cerniere di pieghe intrafoliali, che rappresentano i relitti del generale piegamento isoclinale B₁, si osserva una scistosità interna (S_{1a}) ad alto angolo rispetto alla S_{1m}, data dall'isorientazione di porfirocristalli di K-feldspato e di lamelle di mica bianca.

TAB. 2	associazione magmatica	FASE 1 (Ph ₁)			FASE 2 (Ph ₂)	FASE 3 (Ph ₃)
minerali		Def ₁ :Cr ₁	Def ₂ :Cr ₂	Cr ₃	Def ₃ :Cr ₄	Def ₄ :Cr ₅
QUARZO						
K-FELDSPATO			-----			
BIOTITE						
PLAGIOCL.						
ALBITE					-----	
APATITE						
MUSCOVITE	--- ? ---				-----	
SERICITE					-----	
CLORITE				--		

Tab 2 - L'associazione magmatica del protolite e i rapporti cristallizzazione-deformazione nell'ortogneiss della Malga delle Manze durante l'evoluzione varisica.

- *Magmatic association of protolith and crystallization-deformation relationships in Malga delle Manze Orthogneiss during Variscan evolution.*

L'evoluzione prograd della deformazione sinmetamorfica in un regime di taglio semplice non coassiale, caratterizzato da fortissimo *stretching* parallelamente al piano assiale delle pieghe B₁, ha dato luogo ad effetti blastomilonitici pervasivi. Le evidenze sono fornite dalla fortissima riduzione di grana della matrice lungo bande di taglio (fig. 5c e 5d), nonché da fratturazione, stiramento (in alcuni casi fino quasi al 300%: fig. 5d) e rotazione secondo il senso di taglio dei porfirocristalli di Qtz, feldspati e Ap, con formazione di ombre di pressione, code e fratture di taglio (strutture a *bookshelf*, δ e σ : figg. 5c e 5d). I porfiroclasti e i fenoblasti avvolti dalle bande di taglio e dalla matrice, formata da Qtz+Ms+Ab, definiscono la struttura occhiadina della roccia. La milonisi è stata accompagnata da recupero di cristallizzazione in ambiente metamorfico, avvenuto dapprima in condizioni sincinematiche (Cr₂-Def₂: cristallizzazione di sericite+Ms+Qtz+Ab e probabilmente Kfs) e poi in condizioni statiche (Cr₃), in cui sono cristallizzati Ab+Ms+Qtz+Kfs. Bordi di neoformazione (microclino) e sostituzione di Ab su Kfs (per-titi) sono diffusi in tutte le fasi blastiche di Ph₁.

La struttura della roccia al termine della fase Ph₁ è quella di una protomilonite localmente passante ad ortomilonite, evolutasi interamente nella facies degli scisti verdi, subfacies a clorite. Tale struttura e la relativa facies metamorfica sono quelle fondamentali degli ortogneiss.

Cristallizzazione e deformazione di Ph₂. Gli effetti di un secondo evento blastico-deformativo, cui corrispondono Cr₄ e Def₃ in tab. 2, sono stati osservati quasi unicamente nei livelli più ricchi di materiale scistogeno, nei quali la S_{1m} è ondulata in pieghe aperte B₂, cui si associa talora un clivaggio per frattura con cristallizzazione sincinemica di sericite lungo la S₂ di piano assiale.

Cristallizzazione e deformazione di Ph₃. Solo molto localmente, in quanto vincolate a mesopieghe B₃, si sono potute osservare microstrutture riferibili a questa fase. Si tratta di fratture di estensione nei porfirocristalli quarzoso-feldspatici ricementate da fibre allungate di quarzo poste a forte angolo rispetto alla S principale. Da notare, infine, che anche queste fibre di quarzo sono a loro volta debolmente deformate a causa di uno o più eventi alpini in campo fragile.

3. Tutti i dati petrografici e micro- e mesostrutturali sono concordi nell'attribuire alle rocce granitoidi e alle sequenze sedimentarie incassanti la stessa evoluzione blastico-deformativa varisica, identica, inoltre, a quella dei protoliti dei Porfiroidi.

4. Per quanto riguarda gli aspetti tessiturali del protolite si deve restare nel campo delle ipotesi, sia a causa dell'evoluzione blastica della matrice sia, soprattutto, per l'intensa rielaborazione dinamica della struttura. Il confronto fra i caratteri microstrutturali dei relitti della fase magmatica e quelli della fase metamorfica suggerisce tuttavia che la roccia magmatica avesse già in origine una struttura porfirica. In particolare, tenendo

presente che la quantità di matrice fine è variabile, ma sempre subordinata rispetto all'insieme dei porfiroclasti e dei porfiroblasti, e che una parte di essa è stata originata dal processo milonitico a spese della fase cristallina di maggiori dimensioni, si può supporre che la massa di fondo fosse già in origine piuttosto scarsa, forse microcristallina sulla base di analogo materiale contenuto in alcune profonde anse di porfiroclasti (originari fenocristalli) di quarzo e di K-feldspato.

5. Circa la definizione litologica del protolite si può solo ipotizzare che essi fossero porfidi granitici. Una definizione certa della roccia non è sostenibile, per l'impossibilità di risalire esattamente alla quantità e al tipo di massa di fondo della roccia magmatica.

6. Gli ortogneiss affioranti presso la Malga delle Manze distano meno di 1.500 m dalla cresta sud del M. Cavallino, sezione-tipo dei Porfiroidi del Comelico (SASSI et al., 1979). Dal confronto tra gli ortogneiss e i porfiroidi delle rispettive località-tipo risultano le seguenti principali differenze.

a) I porfiroidi hanno un contenuto in biotite magmatica leggermente più elevato; contengono talvolta granato (considerato di natura restitica) profondamente fratturato e cloritizzato; la grana è sempre minuta, con massa di fondo che forma almeno i 3/4 dell'intera roccia; i porfiroclasti (originari fenocristalli) hanno l'asse maggiore che raramente raggiunge i 4-5 mm di lunghezza, essendo 1-2 mm la dimensione più frequente. Nei lavori che hanno avuto per oggetto lo studio specifico dei Porfiroidi del Comelico (SASSI & ZIRPOLI, 1965; SASSI et al., 1979; BELLINI & SASSI, 1981; HEINISCH, 1981; HUBICH & LOESCHKE, 1993) si giunge sempre alla conclusione che i protoliti dei porfiroidi sono esclusivamente materiali piroclastici ed effusivi di composizione riolitico-dacitica.

b) Gli ortogneiss contengono la biotite come accessorio e non hanno granato; la grana è molto grossa, con matrice fine in quantità variabile, ma sempre nettamente inferiore rispetto all'insieme dei porfiroclasti, che hanno frequentemente l'asse maggiore sui 30 mm di lunghezza, arrivando fino ai 45. La composizione degli ortogneiss è granitica.

Da quanto finora esposto, dalle geometrie dei vari corpi cartografati e dai loro rapporti di campagna sia con le rocce incassanti che con i vicini porfiroidi noi riteniamo che la giacitura più probabile dei protoliti degli ortogneiss sia quella filoniana. In particolare, sulla base delle dimensioni che sono ancora rilevanti nonostante il fortissimo *stretching* subito durante la fase Ph₁, è possibile che la massa principale formasse un piccolo corpo laccolitico.

7. Per stabilire l'età dei protoliti va ricordato che le masserelle di ortogneiss finora scoperte non sono mai incassate nelle sequenze sedimentarie del Gruppo Superiore (Ashgill-Devoniano_{pp}), ma sempre e solo nella Fm. della Val Digon, che in tutta l'area di affioramento (cioè da Brunico/Bruneck fino alla Val Visdende) è situata alla base della sequenza cara-

dociana dei Porfiroidi del Comelico, costituendo la sommità del Gruppo Inferiore (Cambriano-?Ordoviciano inf.). Ne consegue che i granitoidi originari hanno un'età d'intrusione più recente del Cambriano (verosimilmente anche post-Ordoviciano inf.) e più antica dell'Ashgill. Così vincolata, l'età più probabile dei granitoidi è la medesima dei protoliti dei Porfiroidi cioè il Caradoc.

In conclusione, i protoliti dell'Ortogneiss della Malga delle Manze erano rocce a composizione granitica, probabilmente porfidi granitici di età caradociana, cristallizzate in giacitura subvulcanica sotto forma di filoni e forse di un piccolo laccolite. Essi rappresentano gli equivalenti ipoabissali dei protoliti piroclastici ed effusivi dei Porfiroidi del Comelico e vanno perciò riferiti allo stesso evento magmatico tardo-Ordoviciano.

Manoscritto pervenuto il 30.XII.1994.

Ringraziamenti

Le ricerche sono state eseguite con fondi MURST 40%. Desideriamo ringraziare il Prof. D. Visonà per le proficue discussioni e la lettura critica del manoscritto.

Bibliografia

- ARTHAUD F. & MATTE PH., 1977 - Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88; 1305-1320, Boulder, Colorado.
- BELLIENI G. & SASSI F.P., 1981 - New chemical data and a review on the South-Alpine «Pre-Hercynian Rhyolitic plateau» in the Eastern Alps. In: KARAMATA S. & SASSI F.P. (eds.), *IGCP No. 5 Newsletter*, 3: 22-27, Beograd-Padova.
- CAVAZZINI G. C., DEL MORO A., SASSI F.P., & ZIRPOLI G., 1991 - New data on the radiometric age of the Southalpine basement of the Eastern Alps. In: *Geologia del Basamento Italiano*. Convegno in mem. di T. Cocozza, Siena 21-22 marzo 1991, *Abstracts*, 30, Siena.
- DEL MORO A., SASSI F.P., ZIRPOLI G., 1980 - Preliminary results on the radiometric age of the Hercynian metamorphism in the South-Alpine basement of the Eastern Alps. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1980 (12): 707-718, Stuttgart.
- DEL MORO A., SASSI F.P., ZIRPOLI G., 1984 - Acidic gneisses from Plan de Coronas area and chronological data on South-Alpine basement in Pusteria (Eastern Alps). *Mem. Sci. Geol.*, 36: 403-412, Padova.
- HAMMERSCHMIDT K. & STÖCKERT B., 1987 - A K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar study on white micas from the Brixen Quartzphyllite, Southern Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95:181-193.
- HEINISCH H., 1981 - Zum ordovizischen «Porphyroid»-Vulkanismus der Ost- und Südalpen - Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. *Jb. Geol. B.-A.*, 124: 1-109, Wien.
- HINDERER M., 1992 - Die vulkanoklastische Fleonsformation in den westlichen Karnischen Alpen -

- Sedimentologie, Petrographie und Geochemie. *Jb. Geol. B.-A.*, 135: 335-379, Wien.
- HUBICH D. & LOESCHKE J., 1993 - Der Comelico-Porphiroid der westlichen Karnischen Alpen (Österreich/Italien): Stratigraphie, Petrographie, Geochemie und Zirkonmorphologie. *Jb. Geol. B.-A.*, 136: 351-374, Wien.
- HUBICH D., LOESCHKE J. & REIFF H., 1993 - Geologie der westlichen Karnischen Alpen zwischen Porze und Eisenreich (Österreich/Italien) unter besonderer Berücksichtigung der Fleonsformation. *Jb. Geol. B.-A.*, 136: 375-391, Wien.
- KALVACHEVA R., SASSI F.P. & ZANFERRARI A., 1986 - Acritarch evidence for the Cambrian age of phylites in the Agordo area (South-Alpine basement of Eastern Alps, Italy). *Rev. Paleobot. Palynol.*, 48: 311-326, Amsterdam.
- MATTE PH., 1986 - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périalantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, 1986, (8), II: 9-24.
- PASSCHIER C. W. & SIMPSON C., 1986 - Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8:831-843.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A., 1991 - Eventi plicativi nel Cristallino di Agordo (Basamento sudalpino orientale). *Atti Ticinesi Sci. Terra*, 34: 133-144, Pavia.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A., 1992 - The Agordo basement (NE Italy): a 500 MA-long geological record in the Southalpine crust. *IGCP No. 276 Newsletter*, 5: 283-296, Siena.
- SASSI P.F. & ZIRPOLI, 1965 - Contributo alla conoscenza degli scisti cristallini del Comelico (Cadore). *Mem. Acc. Patavina SS. LL. AA.*, 78: 35-72, Padova.
- SASSI P.F., ZANFERRARI A., & ZIRPOLI G., 1979 - Nuovi dati sulla stratigrafia e i caratteri chimico-petrografici dei Porfiroidi del Comelico (Alpi Orientali). *Mem. Soc. Geol. It.*, 20: 425-434, Roma.
- WATKINSON A.J., 1981 - Pattern of fold interference: influence of early fold shapes. *J. Struct. Geol.*, 3: 19-23.
- ZANFERRARI A., 1989 - Stratigraphy and tectonics of the Southalpine basement of the Eastern Alps. In: SASSI & BOURROUILH (eds.), *IGCP No. 5 Newsletter*, 7 (1987): 107-108, Padova-Bordeaux.
- ZANFERRARI A. & POLI M.E., 1993 - Il basamento sudalpino orientale: stratigrafia, tettonica varisica e alpina, rapporti copertura-basamento. *Studi geol. Camerti*, vol. spec. 1992/2 (CROP 1-1A): 299-302, Camerino.

Indirizzo degli Autori - Authors' address:

- Dott. M. Eliana POLI
- Prof. Adriano ZANFERRARI
Dipartimento di Georisorse e Territorio
dell'Università degli Studi
Via Cottonificio 114, I-33100 UDINE