

1291 Bosco/Gurin

Note esplicative

FRANCO DELLA TORRE e LUCA MAGGINI

Atlante geologico della Svizzera



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Ufficio federale di topografia swisstopo
www.swisstopo.ch

145

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1291 Bosco/Gurin

Note esplicative

5 figure, 3 tabelle e 2 tavole

redatte da
FRANCO DELLA TORRE e LUCA MAGGINI

2015



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Ufficio federale di topografia swisstopo

Raccomandazioni per la citazione nella bibliografia

Carta:

DELLA TORRE, F., MAGGINI, L., BONZANIGO, L., HUNZIKER, J. C. & JOOS M. G. (2015): Foglio 1291 Bosco/Gurin. – Atlante geologico della Svizzera 1:25 000, Carta 145.

Note esplicative:

DELLA TORRE, F. & MAGGINI, L. (2015): Foglio 1291 Bosco/Gurin. – Atlante geologico della Svizzera 1:25 000, Note esplicative 145.

Frontespizio

Copertina:

Alternanze metriche di gneiss, in parte occhiadini, con micascisti ad orneblenda della Zona di Bosco. Coord: 2677.19/1123.64. Foto: G. Valenti, 17.06.1997.

Carta:

Sovrapposizione del modello altimetrico swissALTI^{3D} con lo schizzo tettonico del foglio Bosco/Gurin dell'Atlante geologico.

Note esplicative:

Filone di gneiss aplitico che attraversa uno xenolite negli gneiss massicci a tessitura magmatica preservata della Falda di Antigorio (gneiss di Antigorio). Coord: 2681.35/1133.64. Foto: F. Della Torre, 29.07.2002.

Editore

© 2015, Ufficio federale di topografia, CH-3084 Wabern. – Tutti i diritti riservati. Traduzioni e riproduzioni analoghe o digitali di questo documento o di sue parti, se non servono per scopi strettamente privati, richiedono il permesso dell'editore.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40054-9



INDICE

Prefazione	5
Riassunto.....	6
Zusammenfassung	7
Résumé.....	8
Summary.....	9
Introduzione.....	11
Litostratigrafia e Petrografia.....	15
Falda di Antigorio.....	15
Basamento paleozoico	15
Zona del Teggiolo.....	18
Falda del Lebendun	19
Zona del Bombogno	20
Zona di Bosco.....	25
Falda del Monte Leone.....	29
Basamento paleozoico.....	29
Serie del Holzerspitz.....	30
Zona di Mergoscia	31
Falda della Maggia	34
Quaternario	38
Pleistocene	38
Olocene.....	39
I dissesti di campo Vallemaggia e Cerentino	43
Tettonica	50
Successione delle unità.....	50
Fasi di deformazione	57
Metamorfismo.....	64
Idrogeologia.....	66
Materie prime sfruttabili.....	67
Bibliografia.....	69
Carte geologiche pubblicate	74
Annessi.....	76

PREFAZIONE

La storia del foglio Bosco/Gurin dell'Atlante geologico della Svizzera inizia nel 1933, quando Otto Grütter viene nominato collaboratore esterno della Commissione Geologica Svizzera per effettuare il rilevamento geologico di questa carta, che è allora il foglio Cerentino della Carta Siegfried. Otto Grütter porta a termine l'incarico nel 1953, ma non riesce a trascrivere definitivamente le sue osservazioni su una carta prima del suo decesso nel 1967.

Roger Wetzel riprende l'incarico nel 1971, tenendo conto delle carte di campagna, dei quaderni di appunti e dei numerosi campioni di Otto Grütter, nonché dei rilevamenti realizzati da J. Hunziker, W.D.M. Hall, M. Joos e H. Wieland. Interrompe il lavoro nel 1975 causa partenza all'estero, informando la Commissione delle difficoltà di riprendere un rilevamento geologico iniziato da altri geologi, con visioni talvolta differenti, cumulando quindi molteplici versioni di medesimi luoghi.

Nel 1999, il Servizio idrologico e geologico nazionale affida il mandato di realizzazione di una carta geologica per questo foglio a Franco Della Torre, il quale aveva già iniziato i rilievi nell'ambito di un mandato assegnatogli dall'allora Istituto geologico cantonale. La stesura della carta si avvale di un certo numero di lavori di diploma recenti riguardanti la parte svizzera, ma un nuovo rilevamento di tutto il settore è comunque necessario. In questo compito viene aiutato da Luca Maggini durante la seconda parte del mandato, mentre per la parte italiana riprende i rilevamenti di J. Hunziker e M. Joos. Consegna l'originale della carta al Servizio geologico nazionale nel 2009.

La rilettura scientifica della carta e delle sue note esplicative è stata realizzata da Christian Ambrosi, Thomas Burri, Franz Keller e Neil Mancktelow, con il patrocinio della Commissione Geologica Svizzera presieduta da Adrian Pfiffner. Un'ulteriore rilettura è stata effettuata da Henri Masson e Albrecht Steck considerati ottimi conoscitori della geologia locale.

Il Servizio geologico nazionale ringrazia tutte le persone che hanno partecipato con il loro lavoro, i loro contributi e la messa a disposizione d'informazioni.

Dicembre 2015

Ufficio federale di topografia swisstopo
Servizio geologico nazionale

RIASSUNTO

L'area coperta dal foglio Bosco/Gurin è situata nel cuore delle Alpi Lepontine, dove affiorano le falde del Pennidico inferiore, ripiegate da una grande struttura coricata denominata Wandfluhhorn-Bosa. Al centro della struttura vi si trovano rocce appartenenti alla Falda di ricoprimento del Monte Leone (basamento paleozoico e Serie mesozoica del Holzerspitz). Procedendo verso l'esterno della stessa struttura di ripiegamento affiorano in successione le Zone tettoniche di Bosco, del Bombogno e la Falda di Antigorio (basamento paleozoico e Zona del Teggiolo). Nel settore nordovest della carta si osservano rocce appartenenti alla Falda del Lebendun, mentre nell'angolo sudest fanno la loro apparizione la Zona di Mergoscia e la Falda della Maggia.

Dal punto di vista litologico i basamenti paleozoici possono essere costituite esclusivamente da varietà di ortogneiss (Falde di Antigorio e del Monte Leone), oppure da alternanze di ortogneiss con micascisti e/o paragneiss (Falde del Lebendun e della Maggia, Zone del Bombogno, di Bosco e di Mergoscia). Le serie di copertura mesozoica sono caratterizzate da un livello basale, discontinuo, di quarziti, meta-arcose e/o dolomia (Falde di Antigorio e del Monte Leone e Zona del Bombogno), seguito da litologie estremamente variegata comprendenti marmi calcitici, calcescisti s.l., micascisti, paragneiss, anfiboliti e lenti ultramafiche.

L'andamento della scistosità regionale risulta costante in tutta l'area, con immersioni da est a sudest e inclinazioni ridotte. Le deformazioni subite dall'edificio alpino nella regione comprendono almeno quattro fasi duttili distinte, accompagnate da una fase fragile tardo-alpina. Le importanti strutture di retropiegamento che influenzano la geologia strutturale locale appartengono alle fasi F2 (piega dell'Alpe Bosa) e F3 (sinclinale del Wandfluhhorn).

L'erosione superficiale dovuta alle glaciazioni ha modellato l'andamento della superficie rocciosa e creato importanti depositi di sedimenti morenici. L'effetto della gravità e dello scorrimento dell'acqua ha provocato, e provoca tutt'ora, importanti dissesti che determinano l'attuale morfologia (Campo Vallemaggia e Certentino). Infine la mano dell'uomo, volta in particolare allo sfruttamento del territorio e delle sue materie prime (cave di Beola) ha completato il quadro, consegnandoci quanto presentato nella carta geologica.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet des Blattes Bosco/Gurin liegt im Zentrum der Lepontinischen Alpen. Unterpenninische Decken sind hier durch eine grosse liegende Struktur, als Wandfluhhorn-Bosa bezeichnet, verfaltet. Im Kern dieser Struktur befinden sich Gesteine der Monte-Leone-Decke (paläozoisches Grundgebirge und mesozoische Holzerspitz-Serie). Danach folgen sukzessive die Bosco-Zone, Bombogno-Zone und schliesslich die Antigorio-Decke (paläozoisches Grundgebirge und Teggiolo-Zone). Im nordwestlichen Kartengebiet kommen Gesteine der Lebendun-Decke vor, während in der Südostecke der Karte Gesteine der Mergoscia-Zone und der Maggia-Decke auftreten.

Die paläozoischen Grundgebirgseinheiten bestehen ausschliesslich aus Orthogneisen (Antigorio- und Monte-Leone-Decke) oder einer Wechsellagerung von Orthogneisen mit Glimmerschiefern und/oder Paragneisen (Lebendun- und Maggia-Decke, Bombogno-, Bosco- und Mergoscia-Zone). Die mesozoische Bedeckung ist durch eine basale, diskontinuierliche Serie aus Quarzit, Metaarkose und Dolomit charakterisiert (Antigorio- und Monte-Leone-Decke sowie Bombogno-Zone), welche von stark variierenden Gesteinen wie Kalzitmarmor, Kalkschiefer, Glimmerschiefer, Paragneis, Amphibolit und Metaultrabasit überlagert wird.

Die Orientierung der regionalen Schieferung ist über das gesamte Gebiet von Atlasblatt Bosco/Gurin relativ konstant und zeigt ein geringes Einfallen nach Ost bis Südost. Die alpine Deformationsentwicklung ist anhand von mindestens vier duktilen Deformationsphasen und einer spätalpinen spröden Phase erkennbar. Die wichtigen Strukturen der Rückfaltung, welche die lokale geologische Struktur ausmachen, umfassen die Phasen F2 (Alpe-Bosa-Falte) und F3 (Wandfluhhorn-Synklinale).

Im Laufe mehrerer Vergletscherungen haben Gletscher das Felsrelief erosiv geprägt und bedeutende Moränenablagerungen hinterlassen. Das Zusammenspiel von Schwerkraft und fliessendem Wasser führte – und führt heute noch – zu bedeutenden Hanginstabilitäten, welche das aktuelle Landschaftsbild prägen (Campo Vallemaggia und Cerentino). Letztlich hat auch der Mensch seine Spuren hinterlassen, insbesondere durch die Landnutzung und den Abbau von mineralischen Rohstoffen (Steinbruch von «Beola»).

RÉSUMÉ

Le secteur couvert par la feuille Bosco/Gurin est situé au cœur des Alpes Léopontines, où affleurent les nappes du Pennique inférieur, replissées par une grande structure couchée dénommée Wandfluhhorn-Bosa. Au centre de cette structure se trouvent des roches appartenant à la nappe du Monte Leone (socle paléozoïque et série mésozoïque du Holzerspitz). Puis apparaissent successivement la zone de Bosco, celle du Bombogno et enfin la nappe d'Antigorio (socle paléozoïque et zone du Teggiolo). Dans le coin nord-ouest de la carte s'observent des roches appartenant à la nappe du Lebendun, alors que dans le secteur sud-est apparaissent la zone de Mergoscia et la nappe de la Maggia.

Du point de vue lithologique, les socles paléozoïques peuvent être constitués exclusivement d'orthogneiss (nappe d'Antigorio et du Monte Leone), ou alors d'alternances d'orthogneiss avec des micaschistes et/ou des paragneiss (nappe du Lebendun et de la Maggia, zone du Bombogno, de Bosco et de Mergoscia). Les séries de couverture mésozoïque sont caractérisées par un niveau basal discontinu de quartzites, méta-arkoses et dolomies (nappe d'Antigorio et du Monte Leone et zone du Bombogno), surmonté par des roches très variées comprenant marbres calcitiques, calcschistes, micaschistes, paragneiss, amphibolites et lentilles ultramafiques.

L'orientation de la schistosité régionale est relativement constante sur tout le territoire de la feuille Bosco/Gurin, avec un plongement faible vers l'est à sud-est. Les déformations subies par la chaîne alpine dans la région comprennent au moins quatre phases ductiles distinctes, accompagnées d'une phase cassante tardi-alpine. Les importantes structures de rétroplissement qui marquent la structure géologique locale appartiennent aux phases F2 (pli de l'Alpe Bosa) et F3 (synclinal du Wandfluhhorn).

L'érosion superficielle due aux glaciations a modelé le relief rocheux et a créé d'importants dépôts morainiques. L'effet de la gravité et de l'écoulement de l'eau a provoqué – et provoque encore – d'importantes instabilités de versants qui déterminent la morphologie actuelle (Campo Vallemaggia et Cerentino). Finalement, la main de l'homme a complété le travail, en particulier par l'exploitation du territoire et de ses matières premières (carrières de «Beola»).

SUMMARY

The area covered by the Bosco/Gurin Atlas sheet is located in the heart of the Lepontine Alps, where outcrops of the Lower Penninic Nappes exhibit refolding by a large sub-horizontal structure called Wandfluhhorn-Bosa. Rocks at the center of this structure belong to the Monte Leone Nappe (Paleozoic basement and Mesozoic Holzerspitz Series). Then the Bosco Zone, the Bombogno Zone and finally the Antigorio Nappe (Paleozoic basement and Teggiolo Zone) appear successively. In the northwestern corner of the map area, rocks belonging to the Lebendun Nappe are observed, while the southeastern corner shows occurrences of the Mergoscia Zone and the Maggia Nappe.

From the lithological point of view, Paleozoic basement units are exclusively composed of orthogneiss (Antigorio and Monte Leone Nappes) or an alternation of orthogneiss with micaschist and/or paragneiss (Lebendun and Maggia Nappes, Bombogno, Bosco and Mergoscia Zones). The Mesozoic cover is characterized by a discontinuous basal series of quartzite, meta-arkose and dolomite (Antigorio and Monte Leone Nappes and Bombogno Zone) and is overlain by extremely varied rocks that include calcareous marble, calcschist, micaschist, paragneiss, amphibolites and ultramafic lenses.

The orientation of the regional foliation is relatively constant throughout the area of the Bosco/Gurin Atlas sheet and exhibits a shallow dip to the east-southeast. The deformation processes of the Alpine chain in the area include at least four distinct ductile phases, accompanied by a late Alpine brittle phase. Major back-fold structures that constitute the local geological structure belong to the phases F2 (Alpe Bosa fold) and F3 (Wandfluhhorn syncline).

During several glaciations, the bedrock surface was sculpted by erosional forces and significant moraines were deposited. The combination of gravity and flowing water caused – and still causes – major slope instabilities that shape the present morphology (Campo Vallemaggia and Cerentino). Finally, human intervention has left its mark, especially through land use and exploitation of raw materials («Beola» quarries).

INTRODUZIONE

Inquadramento geografico

La regione coperta dal foglio Bosco/Gurin si trova per circa il 70 % in territorio svizzero, mentre il restante 30 % si situa su suolo italiano. Il confine tra i due paesi attraversa la carta approssimativamente da nord a sud passando dal Pizzo Biela (o Wandfluhhorn – 2863 m s.m. – che è pure il punto culminante del foglio), dal Pizzo Stella (o Martschenspitz – 2688 m s.m.), dal Ritzberg (2592 m s.m.), dal Madone (o Batnall – 2748 m s.m.), dal Pizzo Quadro (2792,5 m s.m.) fino al Pizzo dell'Alpe Gelato, seguendo per buona parte la cresta spartiacque tra i bacini del Toce (Valle Antigorio) ad ovest e della Maggia (Valle Maggia) ad est. Entrambi questi fiumi sfociano nel Lago Maggiore (o Verbano), il cui defluente (Fiume Ticino) va ad alimentare il Fiume Po. L'unica porzione di frontiera che abbandona la cresta, su di una lunghezza di circa 4,5 km, si situa tra il Pizzo Quadro e la cima dei Tramalitt (2367 m s.m.), passando per il fondovalle della Rovana di Campo, a monte di Pianelli (Cimalmotto). La testata in territorio italiano della Valle di Campo prende il nome di Valle Cravariola.

Cenni storico-turistici

In fondo alla Valle di Bosco Gurin, già dal XIII e XIV secolo si è assistito all'insediamento di una popolazione di origine alemanna proveniente dall'Alto Vallese: i Walser (Walliser). Questo fenomeno di migrazione iniziato circa 700 anni fa ha contraddistinto l'arco alpino centrale su una distesa di circa 300 km; nelle Alpi si ritrovano infatti colonie sparse qua e là fino in Tirolo (Austria) ed in Piemonte (Italia). Visto che le superfici edificabili e coltivabili erano già occupate dagli abitanti autoctoni, ai Walser non rimanevano che le regioni più discoste, montagnose ed inospitali, spesso al di sopra dei 1500 m s.m.

Le tradizioni e la lingua walser sono ancora profondamente radicate a Bosco/Gurin, come si può constatare dalla tipicità dell'architettura locale, dai toponimi di alcune località e cime come *Hendar Furggu*, *Grossalp*, *Rossboda*, *Martschenspitz*, ecc.

L'economia locale è sempre stata basata sul settore primario: agricoltura e soprattutto pastorizia hanno infatti accompagnato la storia di Bosco/Gurin e delle regioni di montagna limitrofe. Storicamente, la regione ha fornito anche alcune materie prime di buona qualità (gneiss «beola» e «serizzo» così come pietra ollare) dei quali si parlerà brevemente più avanti.

Negli ultimi decenni, in particolare la zona di Bosco/Gurin, ha visto lo sviluppo intenso dell'attività turistica, in particolare durante la stagione invernale. Sono attualmente in funzione moderni impianti sciistici i quali, favoriti dall'alti-

tudine e dalle condizioni climatiche favorevoli, attirano sciatori da tutto il Canton Ticino e dal Nord Italia.

Breve istoriato del rilievo cartografico

I primi rilievi geologici effettuati nella zona risalgono alla metà del XIX secolo ad opera di STUDER (1851), con la sua carta geologica delle Alpi. GERLACH (1869), meno di due decenni più tardi, descrisse le differenti litologie tra le valli del Rodano e del Toce, nella prima carta geologica del Vallese in scala 1:200 000, con la quale fu presentato un primo profilo geologico attraverso il massiccio del Sempione che rappresenta la piega coricata di Antigorio.

L'interesse per la regione delle Alpi Lepontine riprese vigore a cavallo del XX secolo, essenzialmente grazie al traforo del tunnel ferroviario del Sempione. Per la caratterizzazione delle unità geologiche che costituiscono il sottosuolo del foglio Bosco/Gurin fu di assoluta importanza la collaborazione tra i ricercatori SCHMIDT (1907), PREISWERK (1918) e STELLA (1904, 1913). C. Schmidt fu pure geologo ufficiale del progetto del traforo, e la carta geologica in scala 1:50 000 della regione del Sempione (SCHMIDT & PREISWERK 1908) rimane lo studio più completo a scala regionale. Il lavoro di SCHARDT (1904), ed in seguito quelli di ARGAND (1909, 1911, 1934) con il suo profilo geologico delle Alpi, presentano le quattro falde principali di basamento del dominio Pennidico inferiore (Monte Leone, Lebendun, Antigorio e Verampio), formanti ognuna il cuore di anticlinali separate da livelli di metasedimenti mesozoici.

Nel 1929 GRÜTTER concluse la sua tesi sulla petrografia della regione di Bosco ed in seguito gli fu attribuito il mandato per la cartografia geologica del foglio Bosco/Gurin (all'epoca foglio del Atlante Siegfried denominato *Cerentino*) che, a causa del decesso, non riuscì tuttavia a portare a termine.

Dopo qualche decennio povero di apporti scientifici importanti per la regione, in parte a causa del secondo conflitto mondiale, negli anni '60 riaffiora l'interesse attorno alla piega del Wandfluhhorn. Le tesi di dottorato contigue di HUNZIKER (1966), WIELAND (1966), JOOS (1967) dell'università di Basilea, seguiti dal notevole lavoro di geologia strutturale intrapreso dall'inglese HALL (1972), presentano il rilievo di buona parte della superficie del foglio Bosco/Gurin ed apportano preziose informazioni che sono state parzialmente integrate nella presente pubblicazione.

Un approfondimento dei dettagli cartografici si è sviluppato negli anni '80, con diversi lavori di diploma di atenei svizzeri (COLOMBI 1983, VALENTI 1983, BERNASCONI 1984, MERZ 1985) e italiani (CATTANEO 1987). Gli studi più recenti (sempre diplomi inediti) che hanno contribuito alla compilazione di questo foglio geologico sono opera delle Università di Berna (HÄUSELMANN 1997, BURRI 1999) e di Losanna (MAGGINI 1999). A fine anni '90, la tesi di dottorato di BONZANIGO

(1999) permise di approfondire le conoscenze relative al grande dissesto di Campo Vallemaggia.

Ulteriori informazioni, relative in particolare alla Falda del Lebendun sono state apportate da RODGERS & BEARTH (1960), JOOS (1967, 1969), JUSTIN-VESENTIN (1967), HUBER-ALEFFI (1982), REYMOND (1989), SPRING et al. (1992), CANEPA (1993), GRUJIC & MANCKTELOW (1996).

Occorre menzionare inoltre la pubblicazione, nel 1957, del foglio 1271 Basòdino, posizionato immediatamente a nord di Bosco/Gurin, n° 34 dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25 000, nonché del suo contiguo 1272 Pizzo Campo Tencia (n° 73) nel 1980.

Introduzione geologica

La posizione privilegiata del foglio permette un'investigazione dettagliata ed estesa delle Alpi Lepontine. Le litologie appartenenti alle falde del Pennidico inferiore sono ripiegate da una grande struttura coricata denominata Wandfluhhorn-Bosa, dalle località nelle quali sono stati rilevati i ripiegamenti più evidenti a scala macroscopica. Tali strutture tettoniche coinvolgono successioni di rocce di varia origine (magmatiche, metamorfiche e sedimentarie) ed età (dal basamento paleozoico fino alle coperture mesozoiche–cenozoiche), appartenenti a ben 5 unità tettoniche distinte, ripiegate a grande scala. Nel settore sudest della carta fanno la loro apparizione la Falda della Maggia e la Zona di Mergoscia, le quali hanno il loro maggiore sviluppo più a est, già a partire dal foglio contiguo (1292 Maggia).

Intercalazioni isoclinali sinformi di presumibili litologie mesozoiche sono state interpretate come «delimitatori di falda» sin dagli inizi del XX secolo (SCHMIDT et al. 1908). Il nucleo di questi «separatori di falda» è costituito da scisti carbonatici metamorfici alpini, i cosiddetti *Bündnerschiefer*. Inoltre, quarziti così come marmi dolomitici e calcitici sono comuni in posizione di copertura autoctona delle falde di basamento. Per analogia con aree meno deformate, questi strati sono considerati di età triassica, mentre ai *Bündnerschiefer* sono assegnate tipicamente età da giurassiche a cretache (STEINMANN 1994, HANSEN 1972).

Cenni morfologici

Il bacino idrico della Val Rovana, con i suoi due affluenti principali che scorrono approssimativamente da ovest verso est nelle due Valli di Bosco e Campo, copre oltre metà del foglio 1291, ed è responsabile dell'incisione di corsi d'acqua relativamente profondi. L'orografia locale presenta versanti nord e nordovest generalmente scoscesi, ai quali sono contrapposti versanti rivolti a sud e sudest di regola molto più dolci, le cui strutture geologiche principali sono posizionate a franapoggio. A scala regionale si osservano essenzialmente due famiglie di faglie

che pervadono l'ammasso roccioso: la prima ha una direzione E–W ed è responsabile del percorso di alcuni tratti dei fiumi Rovana di Bosco e Rovana di Campo, mentre la seconda taglia le creste da NNW a SSE, scavando anche profondi intagli nella morfologia del paesaggio. Questi lineamenti tettonici tardivi sono ben visibili sul terreno o mediante l'analisi dei modelli digitali di terreno e di foto aeree. La faglia più importante passa dalla Guriner Furggu e immediatamente a nord di Bosco/Gurin.

La morfologia dipende in parte dalla quota, che sul territorio coperto dal foglio Bosco/Gurin varia da 420 m s.m. (Cevio) a 2863 m s.m. (Pizzo Biela o Wandfluhon, il punto più elevato della carta). Sopra i duemila metri di altitudine si osservano varie testimonianze dei più recenti periodi di glaciazione, che comunque, trovandoci in una zona meridionale della catena alpina, si sono manifestati in modo più attenuato rispetto ad altre regioni delle Alpi settentrionali. La parte centrale del foglio Bosco/Gurin è contraddistinta da importanti fenomeni di dissesto a grande scala. Di particolare interesse scientifico le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) denominate Frana di Campo e Frana di Cerentino, alle quali è dedicato un intero capitolo della presente pubblicazione.

Idrogeologia

Essendo la regione praticamente priva di ghiacciai, i numerosi piccoli ruscelli presenti hanno origine da sorgenti in roccia e in materiale sciolto oppure da ghiacciai rocciosi attivi.

Considerata l'orientazione degli strati geologici, queste scaturigini sono più facilmente riscontrabili sui versanti esposti a sud o sudest. Tutte le sorgenti captate (oltre quaranta) e tutte quelle non captate, rilevate durante le indagini in loco, sono indicate sulla carta. Le captazioni servono ad alimentare gli acquedotti a scopo potabile di Bosco/Gurin, Campo, Cerentino, Linescio e Cevio.

Informazioni concernenti sorgenti e pozzi si trovano anche nella banca dati GeSPoS, dell'Istituto di Scienze della Terra - SUPSI, Trevano.

LITOSTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA

FALDA DI ANTIGORIO

Si tratta dell'unità tettonica principale, per le sue dimensioni, delle falde penniniche inferiori nel «sottoduomo» del Sempione (o del Toce). Affiora abbondantemente lungo i versanti delle Valli Divedro, Antigorio (da cui prende il nome), Formazza, Bavona, Vergeletto e Onsernone. Ortogneiss di carattere granitoide costituiscono la litologia predominante.

Sulla superficie del foglio Bosco/Gurin si trova in tutta l'area periferica e copre circa metà della superficie dell'intero foglio. Forma l'involuppo della grande struttura Wandfluhhorn-Bosa, di cui il fianco superiore è anche denominato «Unità (o Zona) di Pioda di Crana».

BASAMENTO PALEOZOICO

GO_A Gneiss di Antigorio

Quest'unità comprende gneiss di origine magmatica più o meno influenzati dall'intensa deformazione alpina regionale.

Il termine meno deformato (metagranodiorite), facilmente osservabile inoltrandosi nella parte centrale della Falda di Antigorio, diventa gradatamente più stirato e a grana fine in direzione dei bordi della massa di gneiss o in corrispondenza di zone preferenziali di deformazione all'interno degli gneiss. Il passaggio a litologie maggiormente deformate (gneiss scistosi) implica tutta una serie di cambiamenti microscopici e macroscopici della composizione mineralogica e della tessitura della roccia stessa, come riassunto nella tabella 1.

I vari autori, che hanno effettuato studi petrografici nell'area coperta dal foglio Bosco/Gurin (WIELAND 1966, HUNZIKER 1966, HALL 1972, COLOMBI 1983, BERNASCONI 1984, MERZ 1985, HÄUSELMAN 1997, MAGGINI 1999, BURRI 1999) o appena fuori dai limiti del foglio (CANEPÀ 1993), hanno dato indicazioni precise riguardo alle composizioni mineralogiche dei vari litotipi. In generale gli gneiss di origine granitoide appartenenti alla Falda di Antigorio presentano: quarzo 20–40 %, plagioclasio (oligoclasio-andesina) 10–50 %, feldspato potassico (microclino) 10–35 %, biotite 5–20 %. È da notare la possibile presenza di mica bianca (con percentuali che possono toccare il 15 %) ed epidoto (principalmente clinzoisite), nonché minerali accessori quali apatite, allanite, pirite, zirconio e titanite.

Il protolite di questi gneiss è una roccia magmatica di origine plutonica a composizione variabile (tonalite, granodiorite e monzogranito, MILNES 1976). Tutti gli autori citati sono concordi nell'affermare che tanto i metagranitoidi a grana grossa quanto i termini maggiormente deformati hanno una composizione

Tab. 1: *Caratteristiche degli gneiss di Antigorio secondo il grado di deformazione*

Gneiss massiccio a grana grossa e tessitura magmatica preservata (granodiorite)	Gneiss occhiadini e lenticolari	Gneiss listati («beola») e scistosi frequenti ai bordi della falda
→ aumento della deformazione →		
grana grossa	→	grana fine
scistosità poco marcata	→	scistosità marcata
epidoto importante	→	epidoto accessorio
muscovite accessoria	→	frequente presenza di muscovite
presenza di xenoliti e filoni aplitici	xenoliti e filoni non riconoscibili	

chimico-mineralogica simile e rappresentano i termini più o meno differenziati di una serie magmatica a chimismo calco-alcaino. Datazioni con il metodo U-Pb sugli zirconi (SHRIMP; BERGOMI et al. 2007) hanno rivelato un'età delle tonaliti, granodioriti e graniti d'Antigorio di rispettivamente 296 ± 2 Ma, 290 ± 4 Ma e 289 ± 4 Ma nel fianco inferiore della grande struttura Wandfluhhorn-Bosa, e 301 ± 4 Ma per un ortogneiss nel fianco superiore (unità Pioda di Crana).

Sulla carta geologica è indicata la varietà *massiccia a grana grossa e tessitura magmatica preservata, sovente occhiadina*. Questo litotipo poco deformato presenta, in particolare nel settore nord dell'area rilevata (Val Calneggia, Pizzo Orsalia, Val Formazza), frequenti xenoliti di composizione dioritica più o meno quarzatica di taglia variabile dal decimetro al metro. Più raramente si osservano filoni leucocratici a grana da media a fine, di spessore decimetrico e una lunghezza che può raggiungere parecchi metri, discordanti o più frequentemente paralleli con la scistosità regionale (GO_{A1}, vedi più avanti).

Tutti gli Gneiss di Antigorio che presentano una deformazione da intensa a molto intensa (quali gneiss fini, gneiss listati e gneiss scistosi) sono stati cartografati indistintamente. In queste litologie si osserva spesso un sensibile incremento del tenore di mica bianca.

Gneiss scistosi affiorano al limite tra la Falda di Antigorio e la Zona del Bombogno, dove deformazione e circolazione di fluidi furono particolarmente importanti. In queste rocce, a causa della deformazione, non sono più osservabili né xenoliti di composizione dioritica, né tantomeno filoni aplitici. Si nota invece un frequente boudinage interno alla scistosità.

Gli gneiss scistosi si presentano spesso sotto forma di livelli o filoni negli gneiss meno deformati, di dimensione troppo ridotte per essere cartografati in scala 1:25 000.

Ortogneiss a biotite, anfibolo e plagioclasio (metadiorite e metatonalite)

Questa litologia ha una composizione variabile da dioritica a quarzodioritica, a grana media, rappresenta un primo termine della serie magmatica calco-alcalina che caratterizza il basamento paleozoico della Falda di Antigorio. Si osserva sotto forma di lenti o filoni decametrici massicci di colore scuro intrusi negli Gneiss di Antigorio.

Gli affioramenti più caratteristici si trovano nei pendii rocciosi situati a nord di Bosco/Gurin, in località Wolfstaffel (coord. 2681.5/1132.0), dove due grossi filoni di gneiss ad orneblenda attraversano i metagranitoidi di Antigorio su una lunghezza di oltre un chilometro. Sui rilievi di campagna di O. Grütter, tale litologia è stata segnalata lungo la cresta spartiacque tra gli Alpi Cranzünasc e Cranzünell (coord. 2686.4/1132.7).

La composizione mineralogica delle metadioriti è caratterizzata dalla costante presenza di anfibolo, generalmente orneblenda verde (con possibile subordinato actinolite), biotite, plagioclasio, quarzo e epidoto secondo le seguenti percentuali modali: plagioclasio (oligoclasio-andesina) 30–50 %, anfibolo (orneblenda verde e occasionalmente actinolite) 20–40 %, biotite 10–20 %, quarzo 0–20 %, epidoto 0–3 %. Clorite, titanite e feldspato potassico possono essere presenti come minerali accessori.

A_A Anfiboliti, scisti anfibolitici

Pochi filoni di anfibolite e scisti anfibolitici, raramente a granato porfiroblastico, sono presenti all'interno della massa gneissica di Antigorio. Si osservano alcuni piccoli affioramenti lungo i sentieri che portano al monte di Morella, sia da Linescio che da Cevio. Un piccolo affioramento è pure stato osservato tra Corte di Sopra ed il Lago Gelato (2678.94/1123.70).

Non esistono analisi microscopiche di questa roccia. Le sole osservazioni sono quelle di terreno che indicano una roccia a grana fine con un elevato tenore di anfiboli e biotite (oltre il 50 %).

GO_{AI} Ortogneiss leucocratico a grana media

Questi ortogneiss si presentano sotto forma di grossi dicchi o filoni intrusivi nel metagranitoide incassante. Occorrono particolarmente nelle zone meno deformate, dove l'ortogneiss di Antigorio assume una tessitura grossolana, in particolare sotto le creste tra le Valli Cravariola e Antigorio, sul versante italiano. In queste zone i dicchi possono raggiungere lo spessore di vari metri (fino a 5–10 m), ed i contatti sono discordanti, creando un contrasto netto con gli gneiss di tinta più

scura a causa dell'elevato contenuto in biotite. Questi gneiss aplitici rappresentano il termine di massima differenziazione della serie magmatica di Antigorio (CANEPA 1993).

ZONA DEL TEGGIOLO

La Zona del Teggolo è un'unità di rocce metasedimentarie di origine detritico-carbonatica con micascisti e calcescisti predominanti, di età da mesozoica a paleogena (MATASCI et al. 2011). Questa zona rappresenta la copertura autoctona della Falda di Antigorio e sistematicamente separa gli ortogneiss appartenenti a questa unità tettonica dalle rocce della Falda del Lebendun.

In stretto legame con l'adiacente basamento della Falda di Antigorio, localmente affiorano dei livelli discontinui di quarzite, meta-arcose e marmi, di probabile età triassica.

t_q Quarzite e meta-arcosa

Il contenuto in quarzo di queste rare litologie supera ampiamente il 50% e la roccia si presenta in banchi massicci, duri e di colore bianco di spessore variabile da pochi centimetri a ca. 2 m. La patina d'alterazione può conferire alle superfici esposte una tinta arancione-rossastra.

L'affioramento più importante rilevato sul foglio Bosco/Gurin si situa lungo le pendici occidentali del Pizzo di Bronzo (2672.85/1122.56).

t_d Marmi dolomitici

Marmi dolomitici occorrono solo sporadicamente lungo il limite tra il basamento paleozoico e i calcescisti. L'aspetto macroscopico, soprattutto su superficie fresca, mostra cristalli millimetrici bianchi-giallastri. La corrispondente patina d'alterazione è di colore brunastro. Si compone quasi esclusivamente di dolomite ma localmente può presentare ammassi di tremolite immersi in banchi calcitici, oppure livelli millimetrici di mica bianca e flogopite. I minerali accessori sono l'ilmenite e altri minerali opachi.

P_T Micascisti con quarzo, plagioclasio e p.p. microclino, spesso con granato e localmente con staurolite

Questa litologia comprende scisti a due miche con quarzo, plagioclasio e in parte microclino. È frequente la presenza di granati porfiroblastici e localmente di staurolite. Si tratta di una varietà locale dei calcescisti s.l., nella quale è completamente assente la componente carbonatica. L'unico affioramento di una certa rilevanza si trova sulle pendici sudest del Pizzo Martello (2672.7/1133.00).

S_T Calcescisti s.l., marmi calcitici p.p. arenacei, meta-arenarie calcaree; p.p. con granato e anfibolo; spesso a livelli di anfibolite

Analogamente alle altre serie mesozoiche affioranti sull'area coperta dal foglio Bosco/Gurin, si tratta di un litotipo comprendente tutti i metasedimenti a componente carbonatica. Essi possono variare dai marmi calcitici più o meno arenacei alle meta-arenarie calcaree (calcescisti), localmente con granato ed anfibolo. La loro composizione mineralogica, sebbene molto variabile, comprende generalmente almeno 20 % di calcite. È probabile che vi si possano individuare le formazioni recentemente definite da MATASCI et al. (2011), ma i rilievi di campagna sono stati effettuati prima della pubblicazione di tale studio stratigrafico dettagliato.

Calcescisti conglomeratici e a blocchi: elementi di gneiss, anfibolite, micascisto e marmo in una matrice carbonatico-scistosa

Nei calcescisti della Zona del Teggiolo sono stati distinti i passaggi dove, all'interno della matrice carbonatico-scistosa, è stata riscontrata la presenza di ciottoli e blocchi di gneiss, anfibolite, micascisto o marmo. Uno dei rari affioramenti di questa litologia è stato rilevato alla base del Pizzo Cortefreddo (2673.0/1122.0) e a sud del Pizzo di Bronzo. Questi calcescisti conglomeratici e a blocchi potrebbero costituire i wildflysch appartenere alla Formazione di Robiei (MASSON 2002), recentemente studiata nei dettagli da MATASCI et al. (2011).

FALDA DEL LEBENDUN

La Falda del Lebendun affiora in minima parte sulla superficie coperta dal foglio Bosco/Gurin (settori nordovest e sudovest) ed è rappresentata da poche litologie. Prevalgono metapeliti e gneiss di origine sedimentaria, localmente conglomeratici.

G_{Lm} Gneiss mesocratico a due miche (gneiss basale)

È questa la litologia che si trova al contatto con la Zona del Teggiolo (Falda di Antigorio). Si tratta di gneiss occhiadini, mesocratici, a due miche, plagioclasio e feldspato alcalino.

All'interno dell'area ricoperta dal foglio Bosco/Gurin, questa litologia affiora esclusivamente sulle pendici sudorientali del Pizzo Martello (2673.10/1133.50).

JOOS (1969) descrive la seguente composizione mineralogica: quarzo 20–30 %, plagioclasio 30–50 %, feldspato alcalino 5–15 %, biotite e clorite 5–15 %, muscovite 2–8 %, epidoto 1–5 %.

G_L Gneiss conglomeratici o listati («gneiss psefitico»), p.p. con matrice carbonatica

I paragneiss di questa unità sono anche denominati «gneiss psefitici del Leblendun» (JOOS 1969). Essi costituiscono uno dei termini più tipici di questa falda. Si tratta di rocce metamorfiche di origine chiaramente sedimentaria. I protoliti variano dall'arenaria al conglomerato. La composizione mineralogica della matrice è assai variabile, da micacea (ricchi di biotite) a quarzítica, ricca di anfibolite oppure, non di rado, carbonatica. I ciottoli sono prevalentemente costituiti da gneiss leucocratico, marmo, micascisto e solo raramente da anfibolite.

Questi metasedimenti sono considerati di età mesozoica, sulla base di criteri stratigrafici (RODGERS & BEARTH 1960, SPRING et al. 1992).

Oltre all'esteso affioramento che copre l'angolo nordovest del foglio Bosco/Gurin, ne è stata rilevata una lunga banda, di spessore assai esiguo, nella zona del Pizzo di Bronzo (2673.00/1122.65).

P_L Micascisto

Questa litologia è presente unicamente nell'estremo angolo nordovest del foglio Bosco/Gurin (2672.5/1134.0). Si tratta di piccoli affioramenti poco rappresentativi di una litologia, che altrove (alta Val Formazza (I) e alta Val Bavona) è frequente all'interno della Falda del Leblendun.

La composizione mineralogica è quella tipica dei micascisti a due miche (biotite e mica bianca) con quarzo, plagioclasio e feldspato alcalino. La colorazione scura della roccia è generalmente dovuta alla presenza di grafite (JOOS 1969).

ZONA DEL BOMBOGNO

La Zona del Bombogno è posizionata tra la Falda di Antigorio e la Zona di Bosco. Le sue rocce sono supposte di origine prevalentemente sedimentaria, ma anche di origine magmatica mafiche e ultramafiche. La Zona del Bombogno presenta la maggior estensione tra tutte le unità metasedimentarie, o almeno in parte di età mesozoica, rilevate sul foglio Bosco/Gurin e copre buona parte delle Valli di Bosco Gurin e di Campo, toccando marginalmente le Valli Formazza e Isorno (I).

La composizione litostratigrafica di questa serie soprattutto metasedimentaria è variabile e complessa, pur mostrando alcune costanti lungo tutta la sua estensione geografica. In particolare è ricorrente la presenza di anfiboliti e rocce a componente carbonatica (calcescisti s.l.) nella zona periferica dell'unità, a stretto contatto con le rocce di basamento appartenenti alla Zona di Bosco come raffigurato nello schema di confronto tra le serie litostratigrafiche della Zona del Bombogno in quattro diverse località (vedi fig. 1). In line di massima si può affermare che la

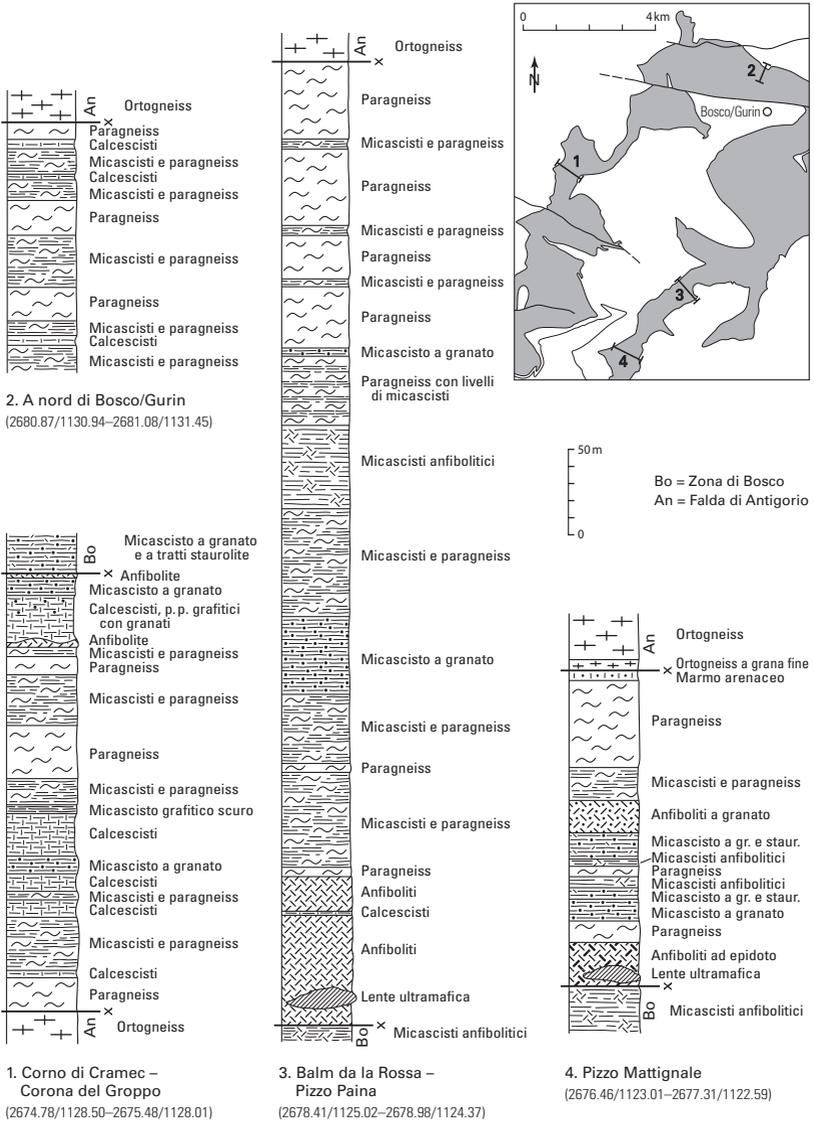


Fig. 1: Confronto tra i profili litostratigrafici della Zona del Bombogno in quattro località.

continuità laterale dell'unità tettonica e la correlazione tra i livelli stratigrafici che la compongono è buona su tutta l'area rilevata.

Questa composizione litologica è simile a quella della Zona di Mergoscia, dalla quale si distingue secondo STECK et al. (2013) per l'assenza di relitti eclogitiche nelle enclavi di anfibolite, localmente a granato (facies anfibolitica).

P_{Bbg} Micascisto grafítico scuro a granato, p.p. con staurolite e distene

Questa litologia è raramente osservata in questa unità tettonica, ma è comunque di notevole importanza sotto il Corno di Cramec (2675.2/1128.0), nel versante italiano (Valle Antigorio). È assai simile, se non identica, all'analogia litologia osservata nella Serie del Holzerspitz, ai quali si fa riferimento per una descrizione petrografica qualitativa (p. 29).

P_{Bb} Micascisti e gneiss a due miche con plagioclasio e p.p. microclino

Questa unità comprende micascisti e gneiss di origine sedimentaria, a due miche, con quarzo, plagioclasio e localmente microclino. La marcata scistosità li rende apparentemente molto simili ai micascisti della Zona di Bosco, in particolare qualora contengono granato porfiroblastico. Una particolarità, che non costituisce tuttavia un affidabile criterio di discernimento dai micascisti di Bosco, è l'importante presenza di piccoli granati porfiroblastici (generalmente di taglia inferiore rispetto a quelli presenti nei micascisti di Bosco). La distinzione fra i due litotipi simili si basa pertanto prevalentemente sulla contiguità con litotipi evidentemente appartenenti a una o all'altra unità tettonica.

Una varietà litologica distintata sulla carta contiene granati e a volte staurolite, porfiroblastici. La presenza occasionale di grafite conferisce alla roccia un riflesso argenteo.

Sulla carta geologica sono stati differenziati, con relativo retino, anche i micascisti e gneiss che contengono una quantità visibile di anfibolo (orneblenda, in genere almeno 10%), oppure quando si alternano a livelli centimetrici di anfibolite. La presenza anche di granato e staurolite porfiroblastici è comunque possibile.

I vari autori che hanno lavorato sul foglio Bosco/Gurin (WIELAND 1966, HUNZIKER 1966, HALL 1972, VALENTI 1983, COLOMBI 1983, BERNASCONI 1984, MERZ 1985, MAGGINI 1999) hanno dato indicazioni precise sulla composizione mineralogica di questi litotipi, ma allo stesso tempo ne hanno mostrato la marcata variabilità. Trattandosi di rocce di origine sedimentaria, è plausibile assumere che la composizione degli apporti detritici cambi lateralmente e nel tempo in modo anche sostanziale.

G_{Bb} Gneiss da meso- a leucocratico, con muscovite e feldspato alcalino

Questi gneiss comprendono un alto contenuto di minerali chiari (quarzo, feldspato alcalino, plagioclasio e muscovite) e sono facilmente confondibili con gli ortogneiss leucocratici della Zona di Bosco, se non fosse per la loro posizione stratigrafica, per lo spessore normalmente inferiore dei banchi (dell'ordine di qualche metro) e per un contenuto maggiore di mica bianca e la sistematica presenza di biotite. Sulla base di uno studio tipologico sugli zirconi di questi livelli gneissici nella zona del Lago Matogno (MAGGINI 1999) viene confermata l'origine sedimentaria di questa litologia.

HALL (1972) e COLOMBI (1983) li descrivono come gneiss leucocratici di Bosco. Da questi studi e da altri più recenti (MAGGINI 1999) risulta la composizione mineralogica seguente: quarzo 20–35 %, plagioclasio (albite-oligoclasio) 10–25 %, feldspato potassico (microclino) 15–30 %, mica bianca 10–30 %, biotite 2–10 %. I minerali secondari e accessori comprendono numerose specie: clorite, epidoto, apatite, granato, zircone, tormalina, titanite, rutilo, monazite e minerali opachi.

t_q Quarzite e meta-arcosa

Solo rari affioramenti di quarzite sono stati rilevati all'interno della Zona del Bombogno. In particolare questa litologia, la cui descrizione corrisponde esattamente a quella già menzionata tra le litologie della Falda di Antigorio, è stata osservata lungo l'alveo della Rovana di Campo a quota 910 m s.m.

t_d Marmo dolomitico

Oltre alla litologia principale già descritta per la Falda di Antigorio, nella Zona del Bombogno si rilevano alcune ulteriori varietà di marmo dolomitico. Quando lo stesso si presenta con un aspetto «zuccherino» ed è friabile viene denominato con il termine di *dolomia saccharoide*. Questa litologia è raramente osservabile in superficie in quanto alterandosi perde la propria coesione assumendo un carattere sabbioso. Essa è stata rinvenuta all'interno del cunicolo del canale artificiale di gronda a monte dell'abitato di Cerentino (2685.09/1129.26).

Quando invece nella dolomia si osserva il fenomeno della dissoluzione di piccoli noduli di gesso, essa viene denominata *dolomia cariata* (2680.50/1123.92).

Affioramenti, anche di notevoli dimensioni, sono sparsi su tutta l'area periferica della Zona del Bombogno in prossimità del contatto con la Falda di Antigorio.

S_{Bb} Calcescisti s.l., marmi calcitici p.p. arenacei, meta-arenarie calcaree; p.p. con granato e anfibolo; calcescisti conglomeratici con noduli e lenti di selce o di quarzo, dolomia o calcite; massicci o alternati in sottili strati centimetrici

Come per le altre serie mesozoiche, anche per quella del Bombogno in questo litotipo vengono comprese tutte le rocce metasedimentarie a componente carbonatica: marmi calcitici ± arenacei, meta-arenarie calcaree localmente con granato ed anfibolo, calcescisti conglomeratici con noduli e lenti silicei (selce, «chert») o di quarzo, dolomia e calcite. La maggior parte di questi termini litologici sono generalmente massicci oppure alternati tra loro in sottili strati centimetrici.

Calcescisti conglomeratici e a blocchi

I calcescisti a blocchi sono un metaconglomerato nel quale gli elementi eterogenei di gneiss, anfibolite, micascisto o marmo sono immersi in una matrice carbonatico-scistosa. La taglia dei blocchi varia da decimetrica a decametrica. Occorrono in particolare lungo le ripide pareti che fungono da spartiacque tra le Valli Rovana e Formazza, nei pressi della Hendar Furggu (2678.85/1131.95) e della Guriner Furggu (2678.00/1130.62).

U_{Bb} Ultramafite a talco, serpentino e tremolite

Le rocce magmatiche a composizione ultrabasica sono composte essenzialmente da talco, serpentino, tremolite, con tenore variabile di carbonato (magnesite) e minerali opachi accessori. Esse si presentano sottoforma di lenti plurimetriche contenute nelle anfiboliti (2676.35/1122.60) o nei calcescisti (2678.80/1130.05), litotipi con i quali sono in stretta relazione. L'abbondante presenza di talco, oltre a dare alla roccia una tinta piuttosto chiara, le conferisce un carattere saponoso e grasso al tatto. La tessitura è grossolana. Il termine specifico per questo litotipo è talcoscisto anfibolitico.

A_{Bb} Anfibolite massiccia, omogenea, a grana fine, p.p. con granato

Le anfiboliti sono massicce, a grana fine, omogenee, con una chiara scistosità marcata dall'allineamento dei grani di anfibolo (orneblenda verde), plagioclasio e occasionalmente biotite. Questi minerali conferiscono alla roccia un colore grigio-verde, mentre la patina d'alterazione è sovente scura e ben visibile anche a distanza (Martschenspitz, 2678.2/1131.0). Localmente è stata riscontrata la presenza di granati che possono raggiungere una percentuale modale considerevole (fino a 15%).

La composizione mineralogica presenta le seguenti percentuali modali: orneblenda verde 40–60 %, plagioclasio (andesina-labradorite) 15–40 %, biotite 1–15 %, quarzo 0–10 %, epidoto 1–8 %, granato 0–15 %. I minerali secondari e accessori comprendono in particolare minerali opachi (probabilmente ossidi di ferro) oltre a clorite, epidoto, apatite, zircono, rutilo, titanite e calcite.

ZONA DI BOSCO

Questa unità tettonica ha la sua massima estensione sulla superficie coperta dal foglio Bosco/Gurin, località dalla quale prende il nome. Essa comprende rocce di basamento di origine sedimentaria (micascisti) e magmatica (gneiss). I micascisti costituiscono l'antico incassante in seguito intruso da masse e filoni di ortogneiss. La Zona di Bosco presenta forti affinità litologiche con la Falda della Maggia.

A conferma della relazione fra intrusione e incassante, tra gli gneiss leucocratici ed i micascisti, si osservano, ad est del Batnall e nella conca dell'Alpe Magnello, «zolle» o lenti di micascisto all'interno dell'ortogneiss (MERZ 1985, CATTANEO 1987).

G_B Micascisti a granato, gneiss a biotite con filoni aplitici; poco influenzati dalla deformazione alpina

Non si tratta di una vera e propria litologia ma di lenti di dimensioni da decametriche a ettometriche, appartenenti all'unità tettonica di Bosco e poco influenzate, dal profilo strutturale e tessiturale, dalla deformazione alpina.

Questo fenomeno può essere spiegato, dal punto di vista strutturale, con la posizione degli affioramenti, che si trovano esattamente in corrispondenza dell'intersezione delle tracce assiali delle pieghe dell'Alpe Bosa e del Wandfluhhorn, le quali rappresentano le deformazioni principali riconosciute nell'area del foglio Bosco/Gurin.

Tali settori scarsamente deformati comprendono (HALL 1972, VALENTI 1983) gneiss biotitici microstriati e scisti a granato, costituenti due termini del protolite che in seguito al metamorfismo e alla deformazione alpina è evoluto nelle metapeliti della Zona di Bosco (micascisti a granato ed in parte staurolite porfiroblastica). Queste metapeliti sono caratterizzate da una colorazione scura dettata dalla forte presenza di biotite e presentano una densa intercalazione di livelli leucocratici (quarzo e feldspati). Solo ad un grado più avanzato della deformazione appaiono i granati porfiroblastici (micascisti a granato).

I *filoni aplitici* non deformati sono intrusi negli gneiss biotitici incassanti in modo discordante (fig. 2). Essi hanno un colore bianco argenteo e uno spessore

variabile tra 10 e 50 cm. I margini mostrano un orlo di reazione costituito verosimilmente da quarzo e feldspati. Questi filoni sono interpretati come equivalenti non deformati degli gneiss leucocratici della Zona di Bosco (GO_B), descritti più avanti.

P_B Micascisti a due niche con quarzo e plagioclasio, spesso con granato e staurolite; p.p. con intercalazioni di gneiss leucocratico

I vasti pascoli della regione compresa tra il Grossalp ed il Batnall, la parte alta della conca dell'Alpe Magnello e i pendii meridionali del Pizzo Quadro sono solo alcuni esempi di morfologie influenzate dalla presenza di estese bancate di micascisti (anche denominati scisti metapelitici) in posizione strutturale parallela al pendio.

Si tratta di una roccia di colore variabile da giallo a bruno rossiccio a grigio-nero, con riflessi spesso argentei o bronzei. La scistosità è sempre molto intensa e ben marcata. Risaltano frequenti granati rossi, di taglia da millimetrica a centimetrica, in rilievo e cristalli allungati di staurolite di notevoli dimensioni (fino a 2 cm), più raramente piccoli blasti di distene e anfibolo. Sulla carta le masse di micascisti a granato, a granato e staurolite o ad anfibolo – sufficientemente estese da potere essere cartografate in scala 1:25 000 – sono state rappresentate tramite un retino.

Localmente il limite tra le Zone di Bosco e del Bombogno coincide con il contatto tra questa litologia e i micascisti presenti nella Zona del Bombogno, come ad esempio nella zona situata a sudovest del Grossalp; in questo caso l'unico termine discriminatorio è la presenza in parte abbondante di grossi porfiroblasti di staurolite, di dimensioni minori e molto più rari nel micascisto della Zona del Bombogno.

I vari autori che hanno effettuato studi nella zona coperta dal foglio Bosco/Gurin (WIELAND 1966, HALL 1972, COLOMBI 1983, BERNASCONI 1984, MERZ 1985, MAGGINI 1999) hanno dato indicazioni precise riguardo alle composizioni mineralogiche di questi litotipi, e contemporaneamente ne hanno mostrato la variabilità. Trattandosi di rocce di origine sedimentaria, è facile che la composizione degli apporti detritici cambi lateralmente e durante il tempo in modo sostanziale. Di seguito riportiamo la composizione mineralogica media e ben rappresentativa dei micascisti a granato: quarzo 20–60 %, mica bianca 10–40 %, biotite 5–20 %, plagioclasio (oligoclasio-andesina) 10–30 %, granato 2–15 %, staurolite 0–10 %, distene 0–5 %. Localmente sono presenti grafite (ca. 5 %), clorite ed epidoto, nonché rara calcite e minerali accessori quali tormalina, apatite, allanite, zircone, rutilo, titanite.

Intercalati alle rocce pelitiche si rilevano frequenti livelli massicci e compatti, di spessore da decimetrico a metrico, di gneiss di origine sedimentaria (MAGGINI 1999) ma di tinta relativamente chiara e composizione in parte simile agli ortogneiss descritti al capitolo successivo. Questi banchi non sono stati rappresentati sulla carta geologica a causa della loro potenza troppo esigua.



Fig. 2: Filone aplitico non deformato, intruso negli gneiss biotitici della Zona di Bosco (2677.69/1128.70).

Micascisti a granato e staurolite

In alcune località (attorno al Batnall e alla Capanna Grossalp oppure a est del Passo della Forcola, tra la Valle Cravariola e il limite meridionale del foglio) i micascisti presentano, oltre ai comuni granati porfiroblastici rossi, fenoblasti scuri di staurolite, che localmente raggiungono la lunghezza di alcuni centimetri. Quantitativamente non superano il 4–5%. Alcune superfici irregolari ed eterogenee presentano pure cristalli di distene.

Micascisti ad orneblenda o alternati a livelli centimetrici di anfibolite; p.p. con granato e/o staurolite

La Zona di Bosco, in particolare lungo il fianco superiore della piega dell'Alpe Bosa (versante destro della Valle Cravariola) presenta importanti bancate di roccia scistosa con una forte presenza di anfibolo. Questo litotipo, di colore variabile da verde scuro a nero, mostra superfici di scistosità ben marcate con una leggera crenulazione.

La composizione mineralogica è caratterizzata dalla presenza di orneblenda verde – in proporzioni comunque tali (ca. 30%) da non giustificare il termine di anfibolite –, quarzo, granato, plagioclasio (andesina), biotite e localmente epidoto, staurolite e titanite.

Si tratta di una variazione mineralogica laterale delle litologie di basamento presenti nella Valle di Bosco, dove l'apporto detritico alla roccia originaria è stato arricchito da sedimenti a composizione basica.

GO_B Gneiss di Bosco

Sono distinguibili due litotipi principali di ortogneiss: da una parte gli Gneiss di Bosco, prevalentemente leucocratici, spesso sotto forma di filoni di varie dimensioni, generalmente concordanti con la scistosità regionale, all'interno dei micascisti, dall'altra gli *gneiss mesocratici a biotite, occhiadini o a grana grossa*. Il passaggio tra questi due litotipi avviene in modo del tutto graduale, esistono quindi termini intermedi tra i due tipi di gneiss predominanti. Per tale motivo la differenziazione cartografica tra le due litologie avviene unicamente tramite l'aggiunta di un retino.

Avvicinandosi al centro della Zona di Bosco (regione del Batnall) si osserva un netto incremento delle intrusioni di filoni di gneiss leucocratico all'interno dei micascisti, fino ad entrare in un massa unica di ortogneiss. Questa massa metagranitoidale è caratterizzata in prevalenza da gneiss mesocratici biotitici a grana grossa, i quali costituiscono il presunto centro dell'intrusione magmatica di Bosco.

Gli gneiss leucocratici si distinguono per la loro tinta chiara tanto sulle superfici di frattura quanto su quelle alterate. La grana è variabile da fine a media, la scistosità, marcata dall'abbondante mica bianca, dà origine a lastre chiare, di spessore variabile dal decimetro a più metri, orientate lungo il pendio come quelle osservate sulla strada che da Bosco/Gurin sale verso il Grossalp.

Il colore chiaro di queste rocce è dovuto all'abbondanza di feldspati e quarzo tra i minerali che le compongono.

Pochi studi geochimici sono stati intrapresi sugli gneiss leucocratici di Bosco (HALL 1972, VALENTI 1983, BERNASCONI 1984, MERZ 1985, CATTANEO 1987, MAGGINI 1999) e grazie allo studio tipologico su zirconi nella zona del Lago

Matogno (MAGGINI 1999) l'ipotesi di un'origine magmatica di tale litologia sembra essere confermata.

Questi gneiss mostrano una composizione mineralogica alquanto variabile con le seguenti percentuali modali: feldspato potassico (microclino) 20–40 %, plagioclasio (oligoclasio) 10–40 %, quarzo 15–30 %, mica bianca 5–20 %, biotite 0–15 %. La biotite è pleocroica con colori di interferenza da bruno-rosso a verde. Essa è generalmente meno abbondante, ed in lamine di dimensioni minori, rispetto alla mica bianca. I minerali secondari o accessori occorrono in numerose specie comprendenti clorite, epidoto, apatite, granato, zircone, tormalina (che può raggiungere 3 cm determinando una lineazione minerale), titanite, rutilo, monazite, ematite e ilmenite.

Gneiss mesocratico a biotite, occhiadino o a grana grossa (metagranitoide)

Gli gneiss mesocratici biotitici a feldspato alcalino, occhiadini o a grana grossa mostrano una tessitura marcatamente magmatica. Nella regione del Batnall si nota una somiglianza con le metagranodioriti di Antigorio. Da questa regione (centro della Zona di Bosco) si dipartono bande di ortogneiss (metagranitoidi e gneiss leucocratici) che penetrano all'interno della serie metasedimentaria di Bosco, nel fianco superiore ed in quello inferiore rispetto alla piega dell'Alpe Bosa.

Affioramenti tipici di questo litotipo si osservano a ovest del Passo Quadrella e nei pendii rocciosi situati ca. 1 km a nord dell'Alpe di Magnello.

Esistono solo poche descrizioni dettagliate della litologia in sezione sottile. Inoltre non esistono datazioni radiometriche degli gneiss leucocratici e mesocratici di origine magmatica di Bosco, così come quelle dei micascisti dell'incassante.

FALDA DEL MONTE LEONE

La Falda del Monte Leone copre una superficie di ca. 3 km² nel settore sud-ovest del foglio. Le rocce che la compongono si chiudono verso nord nei pressi dell'Alpe Groppo, in una zona ricoperta da depositi quaternari.

Nell'area rilevata, il suo basamento, normalmente caratterizzato da una grande variazione di litotipi (p. es. BADER 1934), è costituita unicamente da due tipi di gneiss. La sua copertura autoctona, designata come «Serie del Holzerspitz», è costituita da un sottile livello triassico di marmo dolomitico e a tratti di quarzite, sormontati da diverse rocce principalmente carbonatiche.

BASAMENTO PALEOZOICO

GO_{ML} Gneiss leucocratico massiccio ricco di mica bianca e feldspato alcalino

Questa unità comprende gneiss di origine ignea a quarzo e microclino, ricchi di mica bianca. Tanto la patina di alterazione quanto il colore delle superfici inal-

terate è molto chiaro. La grana è media e la scistosità marcata, in particolare grazie alle pagliette di mica. Gli affioramenti si presentano generalmente in banchi di spessore compreso tra il decimetro ed il metro.

I pochi studi petrografici effettuati su questo particolare litotipo (CATTANEO 1987, CANEPA 1993, MAGGINI 1999) hanno comunque permesso di stabilire una composizione mineralogica modale approssimativa: quarzo 20–60 %, feldspato potassico (microclino) 15–65 %, mica bianca (muscovite) 10–15 %, plagioclasio (albite-oligoclasio) 2–10 %, biotite 1–5 %. Quali minerali secondari o accessori sono frequenti epidoto, clorite, zircone, apatite, allanite e xenotimo.

Osservando la zona dell'Alpe Bosa da est appare molto evidente la massa di gneiss chiari del Monte Leone che scende dal Passo della Forcola in direzione dell'alpe, chiudendosi poi in prossimità delle cascine a quota 2000 m s.m. ca.

Gneiss micaceo a scistosità intensa, p.p. con granato

Questo secondo termine gneissico, presente nell'area marginale della Falda del Monte Leone, è costituito da gneiss micacei a grana media, di composizione variabile con frequenti porfiroblasti di granato. Visto l'alto tenore in fillosilicati la roccia assume un caratteristico aspetto lucente e fillitico, con scistosità estremamente marcata. Non è determinabile la natura magmatica o sedimentaria del protolite.

Gli affioramenti più caratteristici si trovano al fronte della piega dell'Alpe Bosa (2675.55/1123.53), nei pressi del Passo della Forcola e nelle pareti a nordest del Lago di Matogno.

SERIE DEL HOLZERSPITZ

Le rocce affioranti tra il basamento cristallino della Falda del Monte Leone e quello della Zona di Bosco – osservate esclusivamente nella zona compresa tra il Lago Matogno (2674.2/1122.4) e l'Alpe Bosa – sono state attribuite alla Serie del Holzerspitz, copertura autoctona della Falda del Monte Leone (BOLLI et al. 1980, CARRUPT 2003), malgrado qualche differenza litologica rispetto alla descrizione originale. Non è tuttavia esclusa l'appartenenza di una parte di queste litologie alla Falda del Pizzo del Vallone definita da CARRUPT (2003).

t_q Quarzite e meta-arcosa

Nei pressi dall'Alpe Bosa vi sono due affioramenti di questa litologia, la cui descrizione corrisponde esattamente a quella per l'analoga litologia della Falda di Antigorio (p. 16).

t_d Marmo dolomitico

Evidenti bancate di marmo dolomitico di colore chiaro affiorano nei pressi dall'Alpe Bosa e del Passo della Forcola (2674.98/1122.89).

P_H Micascisto grafitico scuro a granato, micascisti a granato o ad anfibolo

Questi micascisti sono caratterizzati da granati neri porfiroblastici, con un notevole contenuto in grafite, la quale conferisce alla roccia un aspetto lucente e scuro. Queste particolarità li rendono facilmente discernibili dagli altri micascisti presenti in altre unità tettoniche. Porfiroblasti di staurolite e distene sono frequenti.

Le rare analisi petrografiche dei micascisti grafitici di questa zona, riportate da MAGGINI (1999), indicano una composizione modale di questo tipo: muscovite 30–35 %, quarzo 25–30 %, grafite 10 %, plagioclasio 10 %, granato 8–10 %, biotite 5–10 %, distene 0–5 %, staurolite 0–2 %. Vi è inoltre la presenza di minerali accessori quali tormalina, rutilo, zirconio, minerali opachi e clorite.

Alcune variazioni nella composizione mineralogica dei micascisti interessano bancate di spessore ridotto (1–2 m) nelle quali si osserva la presenza di anfibolo oppure l'assenza di grafite. Non esistono descrizioni petrografiche in sezione sottile di tali litologie.

S_H Calcescisti s.l., marmo calcitico massiccio bluastro, marmo arenaceo, meta-arenarie calcaree; p.p. con granato e anfibolo

Tutti i metasedimenti a componente carbonatica sono stati raggruppati sulla carta: calcescisti, marmi calcitici massicci a tinta bluastro, marmi arenacei, meta-arenarie calcaree, localmente con granato ed anfibolo.

Date le composizioni mineralogiche alquanto variabili non è possibile indicare una che caratterizzi questa unità.

Lungo il sentiero che collega Corte Rossa con Alpe Bosa è stata rilevata nel dettaglio la colonna stratigrafica della Serie del Holzerspitz (fig. 3).

ZONA DI MERGOSCIA

Rocce di probabile età mesozoica affiorano su due aree completamente distinte all'interno della superficie coperta dal foglio Bosco/Gurin: a cavallo tra le Valli di Vergeletto e di Campo nella zona Rosso di Ribia (2684.12/1123.88) – Cima di Catögn (2686.08/1124.69) e sulla sommità del Madone di Camedo (2686.62/1131.64), sotto forma di klippe appoggiata sugli gneiss della Falda di Antigorio.

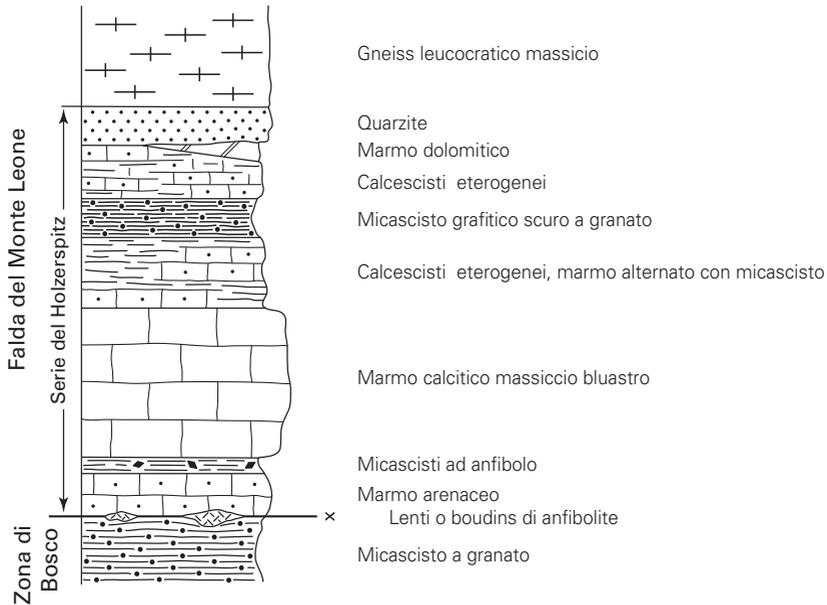


Fig. 3: Colonna stratigrafica completa della Serie del Holzspitz, rilevata lungo il sentiero che collega Corte Rossa con Alpe Bosa (ca. 2675.55/1123.55); senza scala.

Il termine «Zona di Mergoscia» è da intendere secondo la definizione di STECK et al. (2013; vedi p. 53). Le litologie più comuni che vi si trovano sono costituite da micascisti con frequenti granati rossi e gneiss chiari a granulometria da media a fine, entrambi di origine sedimentaria. Vista la somiglianza sul terreno di questi ultimi con gli ortogneiss mesocratici del basamento della Maggia, la distinzione è in parte basata su criteri strutturali. HÄUSELMANN (1997) e BURRI (1999) hanno descritto in dettaglio le rocce presenti in questa unità.

La Zona di Mergoscia presenta delle forti affinità litologiche con la Zona del Bombogno, dalla quale si distingue secondo STECK et al. (2013) per la presenza di enclavi eclogitiche.

P_{Me} Micascisti eterogenei, a due miche con quarzo e plagioclasio, spesso a patina bruno-rossiccia

I micascisti hanno una composizione eterogenea con due miche, quarzo, plagioclasio e localmente microclino.

Si tratta di una roccia di colore variabile dal grigio scuro al bruno-rossiccio, con riflessi spesso argentei, in parte provocati dalla presenza di grafite. La scistosità è sempre molto intensa e ben marcata. Risaltano frequenti granati rossi, di taglia da millimetrica a centimetrica, in rilievo, più raramente si osservano piccoli cristalli di distene, staurolite e anfibolo.

Nei *micascisti con granato e localmente staurolite*, il granato è porfiroblastico. Raramente, come sulla cima del Madone di Camedo (2686.7/1131.6) dove si osservano frequentissimi granati porfiroblastici rossi, l'elevato contenuto di muscovite e altri minerali chiari (soprattutto quarzo e feldspato) danno all'affioramento una colorazione che raggiunge toni quasi bianchi.

Le metapeliti della Zona di Mergoscia presentano importanti bancate di una roccia scistosa con una forte presenza di anfibolo. I *micascisti con orneblenda o alternati a livelli centimetrici di anfibolite, p.p. con granato e/o staurolite* mostrano una scistosità ben marcata con una leggera crenulazione. Sono caratterizzati dalla presenza macroscopica di orneblenda verde (in genere almeno 10%), oppure da livelli centimetrici di anfibolite alternati ai micascisti descritti in precedenza. La presenza di porfiroblasti di granato e staurolite è frequente.

Questi micascisti mostrano una composizione mineralogica alquanto ricca e variabile, con le seguenti percentuali modali (descrizioni petrografiche di HÄUSELMANN 1997 e BURRI 1999): quarzo 30–40%, biotite 15–30%, plagioclasio (albite-oligoclasio) 10–30%, mica bianca 0–20%, feldspato potassico (microclino) 0–11%, granato 0–10%, staurolite 0–1%, distene 0–3%, anfibolo (orneblenda verde) 0–40%. La biotite risulta generalmente più abbondante, ed in lamelle più piccole, rispetto alla mica bianca. I minerali secondari e accessori comprendono numerose specie: clorite, grafite, epidoto (clinozoisite), apatite, zircone, titanite, rutilo, magnetite, monazite ed ematite.

G_{Me} Gneiss da leucocratico a mesocratico a due miche e plagioclasio, tabulare, massiccio, a grana da media a fine

Questo litotipo comprende gneiss di probabile origine sedimentaria, a granulometria da media a fine, massicci e tabulari. Si compongono di due miche (biotite e muscovite), quarzo, plagioclasio ed in minor quantità feldspato alcalino. All'affioramento mostrano una patina bruno-rossastra.

Come già accennato, sul terreno questa litologia può facilmente essere confusa con gli ortogneiss mesocratici della Falda della Maggia. Una più attenta

osservazione, basata anche su criteri stratigrafici di vicinanza, ne permette comunque la distinzione.

Il colore chiaro di queste rocce è dovuto all'abbondanza di feldspati, quarzo e muscovite tra i minerali che le compongono. Non risultano né analisi petrografiche né studi geochimici effettuati su tali gneiss.

S_{Me} Marmi calcitici p.p. arenacei, meta-arenarie calcaree; p.p. con granato e anfibolo; spesso a livelli di anfibolite (Rosso di Ribia)

In questo tipo litologico si raggruppano tutti i metasedimenti che presentano una componente carbonatica: marmi calcitici più o meno arenacei, meta-arenarie calcaree contenenti localmente granato ed anfibolo. Essi sono spesso associati a banchi di anfibolite. Date le composizioni mineralogiche alquanto variabili non è possibile proporre una composizione che caratterizzi questa litologia. HÄUSELMANN (1997) ha descritto degli gneiss carbonatici contenenti orneblenda e diopside. BURRI (1999) descrive nella zona vari tipi di marne metamorfosate con, tra gli altri minerali, calcite, epidoto, granato, pirosseno ed anfibolo.

A_{Me} Anfibolite massiccia, omogenea, a grana fine, p.p. con granato

Le anfiboliti sono rocce massicce, omogenee, localmente con granato, a granulometria fine. La loro origine è incerta ma, data la stretta correlazione stratigrafica con metapeliti e calcescisti, si presuppone sedimentaria per i livelli di spessore inferiore. L'origine dei livelli di maggiore spessore è verosimilmente magmatica. La scistosità è marcata ed è definita dall'allineamento dei grani di anfibolo (orneblenda verde), plagioclasio e occasionalmente dalla biotite. Questi minerali conferiscono alla roccia un colore grigio-verde, mentre la patina d'alterazione è sovente scura.

Le anfiboliti mostrano una composizione mineralogica relativamente costante, con le seguenti percentuali modali (HÄUSELMANN 1997): anfibolo (orneblenda verde) 40–80 %, plagioclasio 10–16 %, quarzo 4–9 %, feldspato potassico (microclino) 0–6 %, biotite 2–5 %, granato 0–10 %. I minerali secondari e accessori comprendono clorite, epidoto, titanite, rutilo e magnetite.

FALDA DELLA MAGGIA

La Falda della Maggia occupa essenzialmente la depressione morfologica della Valle Maggia. Sulla superficie coperta dal foglio Bosco/Gurin fa la sua apparizione nell'angolo sudest, coprendo una superficie di approssimativamente 15 km², nella Valle di Fümegn, nella zona del Lago d'Alzasca, intorno al Pizzo Alzasca e nella alta Valle di Niva. Dal punto di vista strutturale è posizionata al di

sopra del fianco superiore della Falda di Antigorio rispetto alla piega dell'Alpe Bosa.

Le litologie maggiormente rappresentate sono: alternanze di gneiss variabili da melanocratici a leucocratici e affioranti in banchi decimetrici, micascisti (paragneiss) ricchi di granati rossi e livelli di anfibolite, a diretto contatto con ortogneiss a carattere granitoide, a grana più grossa.

U_M Ultramafite

L'unico affioramento rilevato sul foglio Bosco/Gurin è situato nei pressi dell'angolo SE, all'apice della zona soggetta a deformazione gravitativa profonda di versante che interessa l'Alpe di Remiasco.

A_M Anfibolite

Filoni di anfibolite di spessore da metrico a decametrico sono presenti all'interno degli gneiss e dei micascisti appartenenti alla Falda della Maggia o al contatto tra le stesse litologie.

Non sono state reperite analisi microscopiche su campioni di questa litologia provenienti dall'area coperta dal foglio Bosco/Gurin. Le sole osservazioni sono quelle di terreno che indicano una roccia a grana fine con un elevato tenore di anfiboli e biotite (oltre il 50 %).

P_M Micascisti e gneiss a due miche con plagioclasio, p.p. con microclino

Questa unità comprende micascisti e gneiss scistososi di origine sedimentaria a due miche con quarzo, plagioclasio, in parte microclino.

Rispetto all'abbondante presenza delle analoghe litologie della Zona di Bosco, i micascisti della Falda della Maggia affiorano in bancate da metriche a decametriche e sono intercalati con i banchi di gneiss di origine magmatica e sedimentaria appartenenti alla stessa unità tettonica. In alcune zone, come ad esempio nella parte alta della Val Fümegn e sopra l'Alpe di Ribbia (Valle di Vergeletto), la posizione strutturale parallela al pendio ne accentua la presenza in superficie.

Si tratta di una roccia di colore variabile dal giallo al bruno-rossiccio fino a grigio scuro, con riflessi spesso argentati o bronzesi, in parte causati da grafite. La scistosità è sempre molto intensa e ben marcata. Risaltano frequenti granati rossi, di taglia da millimetrica a centimetrica, in rilievo, più raramente piccoli cristalli di distene, staurolite e anfibolo.

Sulla carta sono state distinte due varietà particolari, rappresentate mediante retini:

- *Micascisti e gneiss con granato e localmente staurolite e grafite*, dove le condizioni metamorfiche hanno favorito lo sviluppo di frequenti granati.
- *Micascisti e gneiss ad orneblenda o alternati a livelli centimetrici di anfibolite; p.p. con granato e staurolite*, caratterizzati dalla presenza di orneblenda verde, in proporzioni comunque tali da non giustificare alla roccia il nome di anfibolite, accompagnata da quarzo, plagioclasio (andesina), biotite e localmente epidoto, granato, staurolite e titanite.

Questi litotipi mostrano una composizione mineralogica alquanto variabile con le seguenti percentuali modali (descrizioni petrografiche di HÄUSELMANN 1997 e BURRI 1999): quarzo 30–40 %, biotite 15–30 %, plagioclasio 10–30 %, mica bianca 0–20 %, feldspato potassico (microclino) 0–11 %, granato 0–10 %, staurolite 0–1 %, distene 0–3 %, anfibolo (orneblenda verde) 0–40 %. La biotite è generalmente più abbondante ed in lamelle di dimensioni inferiori rispetto alla mica bianca. I minerali secondari e accessori comprendono le numerose specie seguenti: clorite, grafite, epidoto (clinozoisite), apatite, zircono, titanite, rutilo, magnetite, monazite, ematite.

G_M Gneiss mesocratico a due miche e plagioclasio, tabulare, a grana da media a fine, spesso in alternanze da decimetriche a metriche di banchi leuco- e melanocratici

Questa è la litologia predominante nella Falda della Maggia e comprende gneiss, tabulari e a grana da media a fine, di probabile origine magmatica. Rocce presenti sotto forma di probabili filoni e masse intrusive nei metasedimenti paleozoici della Falda della Maggia (gneiss e scisti a due miche) e generalmente concordanti con la scistosità regionale. In generale si osservano delle alternanze da decimetriche a metriche leuco-melanocratiche dovute a banchi più o meno ricchi di biotite, mentre in alcuni casi le buone condizioni di affioramento hanno permesso di evidenziare ammassi omogenei di notevole dimensione di gneiss da mesocratici a leucocratici.

Sulla carta sono state distinte le zone dove si osservano livelli massicci da meso- a leucocratici di spessore decametrico.

Il colore chiaro di questi banchi è dovuto all'abbondanza di feldspati, quarzo e muscovite tra i minerali che le compongono. Anche questi gneiss mostrano una composizione mineralogica alquanto variabile con le seguenti percentuali modali: feldspato potassico (microclino) 30–40 %, quarzo 20–30 %, plagioclasio (albite-oligoclasio) 15–25 %, mica bianca 2–10 %, biotite 1–10 %. I minerali secondari e accessori comprendono le numerose specie seguenti: clorite, sericite, epidoto, apatite, granato (almandino), zircono, titanite, minerali opachi, ematite.3

GO_C Gneiss di Cocco

Questa unità comprende gneiss di origine magmatica più o meno influenzati dall'intensa deformazione alpina regionale. Dall'aspetto lenticolare, evidenziano sovente particolari nidi di biotite. L'analisi geochemica indica una composizione

granodioritica e le datazioni radiometriche situano la cristallizzazione del magma al tardo Carbonifero ($307,8 \pm 7$ Ma; BUSSIEN et al. 2011).

HÄUSELMANN (1997) e BURRI (1999) hanno osservato queste litologie all'interno dell'area coperta dal foglio in esame indicando le seguenti composizioni mineralogiche modali: quarzo 20–32 %, feldspato potassico (microclino) 10–40 %, plagioclasio (oligoclasio-andesina) 10–25 %, biotite 10–20 %. Vi è inoltre da segnalare la possibile presenza di mica bianca (con percentuali che possono toccare il 10 % nelle varietà più deformate) ed epidoto (principalmente clinozoisite), nonché minerali accessori quali apatite, allanite, zircone, titanite, tormalina ed ematite. Pirite e clorite sono i minerali secondari più frequenti.

Va inoltre rilevato che dal punto di vista petrografico tali litologie sono apparentemente identiche agli ortogneiss di Antigorio, dai quali sono stati distinti unicamente grazie a criteri strutturali: Questi metagraniti sono perciò facilmente confondibili, sul terreno, con gli gneiss di origine magmatica attribuiti alla Falda di Antigorio, ma la loro posizione strutturale così come lo spessore meno consistente dei banchi ne permettono la loro discriminazione.

Dal punto di vista cartografico è stata distinta la varietà massiccia a grana grossa e tessitura magmatica preservata, sovente occhiadina.

Raramente si osservano filoni leucocratici a grana da media a fine, di spessore decimetrico e una lunghezza che può raggiungere parecchi metri, discordanti o più frequentemente paralleli con la scistosità regionale.

QUATERNARIO

Il territorio coperto dal foglio Bosco/Gurin si trova a quote che variano tra 420 (Cevio) e 2863 m s.m. (Pizzo Biela o Wandfluhon). Questa vasta gamma di altitudini offre le condizioni ideali al deposito di sedimenti quaternari di vario tipo.

Pleistocene

q_{4m} Deposito glaciale dell'Ultima glaciazione

Depositi di origine glaciale dell'Ultima glaciazione ricoprono importanti superfici del territorio, in particolare lungo i versanti delle valli principali. Lo spessore di tali sedimenti può essere estremamente variabile, da pochi decimetri, lungo i pendii più inclinati, a parecchi metri in corrispondenza dei terrazzi morenici più significativi, come ad esempio a Campo Vallemaggia (2681.4/1126.9) o Linescio (2688.2/1129.2). La loro formazione è avvenuta probabilmente dopo l'Ultimo Massimo Glaciale (UMG/LGM), durante la fase di ritiro in età tardoglaciale (tra 19 000 e ca. 15 500 cal BP).

q_{1m} Deposito glaciale locale (stadio dell'Egesen?)

Probabilmente all'epoca dell'ultima fase fredda del Tardoglaciale (stadio dell'Egesen, tra ca. 12 900 e 15 500 cal BP), alcuni piccoli ghiacciai si sono sviluppati nelle parti alte delle valli e hanno lasciato dei depositi glaciali spesso con una morfologia ben marcata (morene laterali e frontali). Si trovano generalmente ad altitudini superiori ai 1700 m s.m. Esempi di notevole estensione di tali sedimenti occorrono in alta Val Cravariola (2676.0/1125.0) e nella zona del Grossalp (2679.5/1130.0), così come sugli Alpi Caranzünell (2687.0/1132.3) e Caranzünasc (2685.2/1133.2).

Ghiacciaio roccioso fossile

È possibile che i ghiacciai rocciosi si siano sviluppati a scapito di depositi glaciali locali (tardoglaciali – stadio dell'Egesen?), come sul fondovalle di Sfi (Conca, 2679.2/1123.1) e probabilmente nella Valle del Boscaccio (2682.6/1122.7) o tra Grossalp ed il Ritzberg (2678.1/1129.9).

Più frequente è invece la mobilitazione di depositi di blocchi e massi di origine gravitativa. La denominazione fossile o «reliitto» è data da una buona stabilità dei blocchi che li compongono e un'intensa colonizzazione da parte della vegetazione; questo indica un'assenza di attività da molti millenni. Esempi di tale tipo-

logia di deposito quaternario si osservano nell'area del Pizzo Molinera (2687.5/1124.7), oppure nella zona del Pizzo dei Croselli (2674.8/1126.6).

A causa della loro grande permeabilità, non è raro trovare delle importanti aree sorgive lungo il fronte dei ghiacciai rocciosi fossili; esempi si osservano a sudovest dell'Alpe Sfi (2679.2/1123.1) in Valle di Campo, e a nordest dell'Alpe di Doia (2689.2/1123.7) in Valle di Vergeletto.

Olocene

q_{rm} Deposito glaciale del Neoglaciale

I soli depositi glaciali recenti rilevati tappezzano il piccolo circo a sud dei laghi di Formazzöö (2680.0/1132.0) così come il piccolo circo a nord del Pizzo d'Orsalia (2682.1/1143.7).

Ghiacciaio roccioso

Tutti i ghiacciai rocciosi recenti sul foglio Bosco/Gurin si sono sviluppati alimentati dal deposito di blocchi e massi di origine gravitativa. Si differenziano dai ghiacciai rocciosi fossili grazie al loro aspetto «fresco» dovuto ad un scarso grado di colonizzazione vegetale, conseguenza della loro continua attività, come nei pressi della Hendar Furggu (2679.0/1132.0) e del Lago di Orsalia (2683.2/1132.4).

Un inventario dei ghiacciai rocciosi – recenti e fossili – e del loro grado d'attività è stato allestito su tutta la superficie del Canton Ticino (SCAPOZZA & MARI 2010, MARI et al. 2011).

Ammasso roccioso disgregato per deformazione gravitativa profonda

Roccia dislocata per deformazione gravitativa profonda

Le condizioni geologiche e geomorfologiche della sponda idrografica sinistra della Valle di Campo, risultano favorevoli allo sviluppo di estese aree interessate da scivolamento e deformazione gravitativa profonda (*Sackung*). La celebre «Frana di Campo Vallemaggia», estesa su una superficie di ca. 5 km² per una profondità che localmente può raggiungere anche 200 m, così come le aree circostanti i nuclei abitati di Cerentino e Niva, rappresentano interessanti esempi di deformazioni gravitative profonde che coinvolgono l'intero versante. Manifestazioni maggiormente evolute dello stesso fenomeno, nelle quali non è più presente una componente di movimento, sono stati osservati nella conca dell'Alpe Magnello (2677.8/1126.5). Maggiori dettagli riguardanti i dissesti di Campo Vallemaggia e

Cerentino e i relativi interventi di risanamento sono presentati al capitolo «I dissesti di Campo Vallemaggia e Cerentino» (p.41).

La deformazione gravitativa profonda osservata lungo il dosso spartiacque tra gli alpeggi di Caranzünell e Caranzünasc (2687.5/1133.4) è probabilmente stata favorita dalla presenza, nelle immediate vicinanze, di un'importante discontinuità tettonica subverticale di direzione E–W.

Scivolamento di materiale sciolto

Rari sono gli esempi di scivolamenti superficiali, i terreni quaternari presenti nell'area di rilievo non si prestano infatti allo sviluppo di tale tipo di fenomeno.

All'interno di interi settori coinvolti in grandi scivolamenti profondi di versante, è tuttavia possibile che aree ricoperte da depositi glaciali possano presentare localmente fenomeni di scivolamento superficiale. La zona instabile a sud del Grossalp (2679.6/1129.5), l'intera zona della Gannella (2681.1/1126.9), che suddivide in due settori lo scivolamento profondo di Campo Vallemaggia, e i pendii a est del Pizzo Sascòla (2687.7/1127.2) costituiscono esempi di tale fenomeno.

Detrito di versante a grossi blocchi, detrito di frana e di crollo

Una vecchia frana di dimensioni importanti è testimoniata dall'accumulo di massi sul fondovalle della Rovana (2681.5/1130.0), sul quale è stato costruito il villaggio di Bosco/Gurin. Lungo il versante destro della valle è ancora parzialmente visibile la corrispondente nicchia di stacco.

Poche centinaia di metri a est del sito appena descritto (2682.5/1129.7) si osserva una frana attiva impostata nelle alternanze litologiche gneiss-calcescisti, il cui detrito raggiunge il fondovalle.

Anche altrove, laddove le pareti rocciose risultano intensamente fratturate, si osservano depositi simili ma generalmente di dimensioni minori.

Conoide di detrito / falda di detrito / detrito di versante

I detriti di versante, depositi di origine gravitativa, sono la formazione quaternaria più frequentemente osservata alle altitudini superiori ai 2000 m, essendo la regione sottoposta al particolare clima d'alta montagna che li favorisce. I conoidi si trovano soprattutto ai piedi dei versanti maggiormente scoscesi, rivolti prevalentemente verso N–NW, allo sbocco di canali preferenziali di rotolamento di litoidi. I detriti prodotti dalle rocce gneissiche delle unità di basamento sono generalmente grossolani, al contrario di quelli alimentati da rocce scistose o carbonatiche (comunque rari), più fini ed instabili.

I versanti N–NW mostrano frequentemente una morfologia a gradoni, dove le pareti verticali formate dalle bancate di gneiss massicci, si alternano a terrazzi inclinati, costituiti da rocce più tenere e scistose, sovente ricoperte da falde di detrito.

Protalus rampart

Il settore frontale di alcuni detriti di versante mostra un rigonfiamento chiamato *protalus rampart*. Questo è causato dallo scivolamento di una parte gelata del deposito (permafrost), una sorta di ghiacciaio roccioso in fase embrionale. Si trovano ai piedi sudest dei Tramalitt (2678.6/1123.9), in località Pianacio a sud del Lago di Sfii (2681.50/1123.25) e a sudest della Cima di Cregnell (2683.5/1122.9).

Conoide misto

I conoidi di valanga si formano alla base dei canali lungo i quali, durante l'inverno, scendono le valanghe. Si tratta di depositi di materiale detritico eterogeneo, spesso frammisto ai resti vegetali che le valanghe portano a valle. Quando la neve è assente, questi accumuli possono essere completati da depositi torrentizi o gravitativi (detriti). La distinzione tra i conoidi di valanga e quelli di altri detriti misti (deiezione, detriti di versante e di colata torrentizia) è quindi spesso difficile a causa dell'origine mista del deposito. Ne sono un esempio i conoidi rilevati in sponda destra della Rovana di Campo, sul fondovalle nei pressi di Fiumigna (2680.2/1125.3). Non è raro che su tali depositi la neve accumulata sotto le pareti rivolte a nord si mantenga anche per tutto il periodo estivo, come in zona Tre Lüinn, in Valle di Niva (2685.3/1125.2).

Conoide di deiezione

Laddove la pendenza dei torrenti permanenti o temporanei, generalmente molto elevata a causa della ripidezza dei fianchi delle vallate, diminuisce bruscamente, si osserva la formazione di tipici conoidi di deiezione. Si osservano esempi di tale formazione nei pressi di Cevio (2689.9/1131.3) e di Bosco/Gurin (2680.8/1129.8).

I conoidi d'alluvione, legati ai corsi d'acqua più importanti, si osservano allo sbocco delle valli laterali sui fondovalle delle valli principali (Maggia, Rovana e Antigorio). Particolarmente importante ed evidente è il conoide d'alluvione formato dal fiume Rovana alla confluenza con la Maggia (2689.8/1129.7), sul quale è stato edificato l'intero nucleo abitativo di Cevio.

q_b Detrito torrentizio

Alcuni canali torrentizi hanno una larghezza sufficiente da permettere il deposito di sedimenti trasportati dalle piene del corso d'acqua. La carta riporta quelli più importanti: a nord del Pizzo dell'Alpe Gelato (2677.05/1123.35 e 2677.1/1123.9) e a sudest di Cimalmotto in sponda destra della Rovana di Campo (2681.6/1125.9).

Palude

Si osservano esclusivamente delle minuscole paludi impostate su ripiani leggermente concavi e colmati da depositi glaciali tardoglaciali e olocenici a delle quote generalmente superiori a 1800 m, come nella conca di Cramec (2676.2/1128.7) o tra il Lago Alzasca e la Bocchetta di Cansgei (2687.9/1124.9).

q_a Deposito alluvionale

I corsi d'acqua a regime fluviale depositano importanti quantitativi di materiale sui fondovalle. Questi depositi alluvionali si osservano sul fondovalle della Valle Maggia tra Cevio e Caveragno, in Valle Antigorio e Val Formazza ed in alcuni tratti della Val Rovana.

Antico letto di corso d'acqua (paleoalveo)

Sulla piana alluvionale della Rovana di Campo, a sudovest dell'abitato di Cimalmotto (2680.3/1125.6), è evidente la presenza di un vecchio alveo, completamente abbandonato dal corso d'acqua e parzialmente colonizzato dalla vegetazione.

Deposito artificiale

Gli unici depositi di importanza rilevante dovuti all'azione dell'uomo sono costituiti dai detriti derivanti dall'attività di estrazione di gneiss (p. 65) dalle varie cave a cielo aperto, in particolare in tutta la Valle Antigorio-Formazza e nella zona di Linescio (2687.1/1128.5). Altri terrapieni di grande dimensione sono legati allo scavo delle gallerie idroelettriche (2689.0/1133.9), delle gallerie di drenaggio e di deviazione volte a rallentare l'avanzamento della frana di Campo Vallemaggia (2681.4/1126.2).

I dissesti di campo Vallemaggia e Cerentino

Le «frane» di Campo Vallemaggia e Cerentino, entrambe impostate sul fianco sinistro della Valle di Campo, sono strettamente legate fra di loro presentando una situazione geologica simile e cause innescanti analoghe, pur mantenendo peculiarità che le differenziano.

Esistono inoltre, lungo lo stesso versante della valle, due ulteriori aree dissestate di importanti dimensioni: la frana di Niva, situata tra le due menzionate, e lo scivolamento della Valle Cravariola, ubicato nella testata della Valle di Campo, in territorio italiano. Pur non essendo stati studiati in dettaglio, si può senza dubbio affermare che tali dissesti presentano evidenti analogie con le frane di Campo Vallemaggia e Cerentino, ma in apparenza risultano più evoluti e meno attivi.

Da una prima analisi della situazione geologica, si constata che tutti i dissesti menzionati si trovano in una zona caratterizzata da bancate orientate a franapoggio, nei pressi della traccia assiale del sinclinale di Bosa, appartenente alla fase di deformazione F2 a cui è stata sottoposta l'area rilevata. Tra i fattori che predispongono l'ammasso roccioso allo scivolamento si possono quindi indicare la giacitura delle bancate rocciose rivolta a franapoggio, immergente verso sudest con inclinazioni comprese tra 35 e 50°, così come l'alternanza di litologie dalle diverse caratteristiche geomeccaniche e di alterazione (rocce carbonatiche, ultramafiti, rocce scistose o massicce). Altro fattore predisponente può essere considerato il rilassamento e la conseguente fratturazione dell'ammasso roccioso in seguito al ritiro dei ghiacciai che coltavano le vallate alpine durante l'Ultima glaciazione. Le condizioni scatenanti possono invece essere individuate nelle particolari condizioni idrogeologiche instauratesi nel sottosuolo. Queste ultime sono responsabili della riduzione degli sforzi efficaci all'interno e alla base del corpo di frana, nonché del deterioramento delle caratteristiche di resistenza degli ammassi rocciosi.

La frana di Campo Vallemaggia

I dati menzionati sono stati in buona parte estratti dalla tesi di dottorato presentata da BONZANIGO (1999) e, quelli più recenti, derivano dai rapporti interni dell'Istituto di Scienze della Terra della Scuola Universitaria Professionale della Svizzera Italiana, (in seguito IST; vedi anche AMBROSI et al. 2012, 2014) e del Dipartimento del territorio del Canton Ticino, Divisione delle costruzioni.

Descrizione del dissesto

Dal profilo geologico, quella che viene denominata la frana di Campo Vallemaggia andrebbe classificata quale slittamento di roccia (dal termine inglese *landslide*), a componenti traslazionali e rotazionali, inoltre, considerando l'elevato

spessore della massa in movimento, il fenomeno sarebbe iscritto tra le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV o *Sackung*). Il volume considerato dall'esteso fenomeno d'instabilità di Campo Vallemaggia è stimato a 0,8 km³ (800 mio m³), suddivisi nei due compartimenti di Campo (a est) e Cimalmotto (a ovest). La suddivisione del corpo di frana in elementi (o compartimenti) è favorita dalla presenza di faglie di importanza regionale, subverticali che attraversano la zona da NNW a SSE. Queste strutture sono evidenti sia in superficie che nei modelli digitali di terreno (swissALTI^{3D}) e tramite l'analisi di foto aeree.

La morfologia delle nicchie di distacco suggerisce che la geometria predominante dello scivolamento alle quote più elevate è di tipo traslazionale, mentre più a valle, al di sotto dei 1500 m, i meccanismi sono di tipo prevalentemente rotazionale. Questo spiega il notevole peggioramento delle caratteristiche geotecniche dell'ammasso roccioso da monte verso valle, dove il fronte della frana è completamente disarticolato e solo localmente differenziabile da un detrito di versante.

La presenza di *acque artesiane* interstiziali in forte pressione, rilevata già nei primi sondaggi geognostici realizzati ad inizio anni '60, risulta verosimilmente la causa scatenante principale di questo fenomeno profondo, il quale presenta una superficie di scivolamento ripida nella parte alta per poi raggiungere un'inclinazione pressoché orizzontale in prossimità dell'alveo del fiume Rovana. La base del corpo di frana si situa ad una profondità massima di ca. 250 m dal piano campagna. Occorre tuttavia precisare che non si tratta di un vero e proprio piano di scivolamento, bensì di una zona fratturata e fortemente alterata di spessore compreso tra i 15 ed i 30 m.

L'attivazione dei movimenti della massa instabile avviene in particolare in seguito a periodi caratterizzati da precipitazioni molto prolungate nel tempo (settimane di piogge praticamente ininterrotte), vi è quindi un'influenza diretta delle condizioni meteorologiche sul fenomeno di instabilità.

Istoriato degli studi realizzati ed interventi di messa in sicurezza

L'attività del dissesto è descritta già da più di 200 anni, ma solo verso la fine dell'800 le autorità locali si preoccuparono seriamente, cercando delle possibili soluzioni. Le prime misurazioni furono effettuate sul campanile della chiesa di Campo Vallemaggia. Nel 1888 fu progettata e realizzata un'arginatura del fiume Rovana al piede del fronte d'erosione, che in pochi anni dimostrò comunque la sua inefficacia. Nel 1897 il Prof. Albert Heim effettuò un sopralluogo e stilò un dettagliato rapporto nel quale indicava quale causa del dissesto l'esistenza di sovrappressioni idrauliche a carattere artesiano. Questa sua tesi andava controcorrente rispetto all'opinione generale di quei tempi, secondo la quale l'erosione del piede, da parte del fiume Rovana, aggravata dall'attività di flottazione del legname lungo il corso d'acqua, era da considerare la causa principale del dissesto.

A. Heim propose inoltre di scavare una galleria di drenaggio tra la roccia in posto e la massa in movimento. Alla fine del XIX secolo si iniziarono quindi le prime misurazioni geodetiche, che da lì in poi vennero effettuate in modo più o meno continuo, migliorandone di volta in volta la tecnica e ampliando la rete geodetica.

Durante tutto il secolo scorso fino all'inizio degli anni '90, la frana di Campo si riattivò in varie occasioni a seguito di periodi con precipitazioni intense e/o prolungate, seguiti da lassi di tempo anche lunghi (come tra il 1962 e il 1978) di apparente inattività dettati dalla scarsità di precipitazioni. Nel 1925 il professore e ingegnere E. Meyer-Peter presentò un rapporto nel quale condivideva le conclusioni di A. Heim riguardo alla responsabilità dell'acqua e sosteneva il concetto di galleria di drenaggio. Durante il periodo 1937–1960 furono effettuati vari rilievi di precipitazioni e spostamenti da parte della Divisione delle costruzioni del Canton Ticino. Nel 1962, a seguito di un'accelerazione degli spostamenti, avvenuta nell'anno precedente, fu istituito un gruppo di lavoro per proporre interventi e valutarne i costi. Dal 1980 furono avviati studi geotecnici del sottosuolo tramite sondaggi geognostici e profili sismici.

Nel 1986 vennero portati a termine i lavori di costruzione di una briglia di calcestruzzo prevista per trattenere un volume di detriti di ca. 800 000 m³. In poco più di un anno, questo bacino si riempì completamente, presero quindi forma i progetti di galleria di deviazione del fiume Rovana da una parte e del cunicolo di drenaggio dall'altra. Dopo 3 anni di lavori, nel 1995 furono portati a termine entrambe le opere, accompagnate dalla realizzazione di ca. 7 km di canali di raccolta delle acque superficiali, al fine di impedire la loro infiltrazione nel corpo di frana.

La *galleria di deviazione* capta il fiume Rovana all'inizio del settore maggiormente attivo, restituendolo al suo corso naturale a valle dell'area dissestata. Lungo ca. 1800 m, fu scavato in sponda destra, con lo scopo principale di evitare la formazione di una serra nel caso di un collasso improvviso del fronte del dissesto. In secondo luogo, la deviazione del fiume Rovana contribuisce a contenere il fenomeno di erosione del piede della scarpata.

Il *cunicolo di drenaggio* è lungo 1810 m. Dopo la realizzazione del cunicolo principale, il quale non ha permesso di drenare le portate previste di acque del sottosuolo, nel 1996 fu realizzata una serie di perforazioni radiali verso l'alto, a partire dalla calotta. In seguito a tale accorgimento fu registrato un sensibile miglioramento della capacità drenante dell'opera. Attualmente si estraggono costantemente portate d'acqua di ca. 1800 l/min, che indicativamente rappresentano il 20% delle precipitazioni annue sulla superficie del dissesto.

Evoluzione del dissesto

Negli ultimi decenni, in accompagnamento delle opere ingegneristiche citate, sono state svolte indagini geomorfologiche, fori di sondaggio, misurazioni della

portata di sorgenti, misure inclinometriche, profili sismici, prove geotecniche di laboratorio così come analisi fotointerpretative.

A partire dal 1986 si sono eseguite misure ad alta precisione e praticamente continue (una misura al giorno) usando teodolite a raggi infrarossi fissato su di una stazione automatica (STAU) e posizionato sul compartimento di Campo.

Attualmente, il compito del monitoraggio è stato assunto dall'IST, che procede all'allestimento di un rapporto annuale. L'IST procede ad un controllo degli spostamenti di superficie tramite misure geodetiche (GPS) e livellazioni, oltre che al monitoraggio dell'idrologia sotterranea e superficiale (misura delle portate nel cunicolo di drenaggio, lettura della pressione nei piezometri e manometri, ecc.). Tutti i dati raccolti sono in seguito correlati con l'andamento pluviometrico locale. Inoltre uno studio privato di ingegneria geodetica esegue misure periodiche di precisione della rete di punti di controllo originale.

Dai dati a disposizione, registrati nel corso del XX secolo, risulta una traslazione totale orizzontale di ca. 30 m in 100 anni, con degli avanzamenti medi dell'ordine di 30 cm/anno (minimo 1 cm/anno) e dei picchi di 5 cm/giorno. La tabella 2 evidenzia l'eterogeneità degli spostamenti a livello temporale, pur considerando la variabilità legata ai metodi di misurazione nelle diverse epoche storiche.

Tab. 2: *Valori medi degli spostamenti annui per il compartimento di Campo*

Periodo	Spostamento orizzontale	Spostamento verticale
1892–1927	30–40 cm/anno	< 5 cm/anno
1927–1937	15–20 cm/anno	5–10 cm/anno
1937–1943	100–250 cm/anno	50–90 cm/anno
1943–1976	< 10 cm/anno	< 5 cm/anno
1976–1980	40–80 cm/anno	10–25 cm/anno
1980–1987	15–70 cm/anno	5–20 cm/anno
1987–1989	100–250 cm/anno	20–50 cm/anno
1989–1993	5–10 cm/anno	1–2 cm/anno
1993–1994	>100 cm/anno	10–50 cm/anno
1994–1998	5–25 cm/anno	2–30 cm/anno
1998–2013	<1 cm/anno	<1 cm/anno

Prima della realizzazione delle opere di premunizione si constatano periodi di forte accelerazione (tab. 2, in grassetto) in occasione di periodi caratterizzati da precipitazioni intense e prolungate. Negli anni immediatamente seguenti alla messa in esercizio dei due cunicoli, a partire dal 1996, si è potuto constatare un netto rallentamento degli spostamenti orizzontali (praticamente annullati 3 anni più tardi), accompagnato tuttavia da moti di assestamento (spostamento verticale) dovuti al parziale prosciugamento della massa in movimento. Nella situazione attuale anche gli assestamenti verticali risultano ridotti al minimo.

La frana di Cerentino

Descrizione del dissesto

Situato immediatamente a monte della confluenza tra la Rovana di Bosco e la Rovana di Campo, questo dissesto è classificabile come l'evoluzione in scivolamento di una deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV), articolata in più settori di movimento. Morfologicamente si distinguono la *scarpata principale* (roccia indisturbata messa a nudo dal movimento della massa franata, esposta tra 1200 e 1600 m s.m.) e l'*accumulo della frana*, che si estende tra 750 e 1200 m s.m. Il *fronte della frana* raggiunge l'alveo della Rovana e può quindi interagire con la dinamica fluviale.

La tecnica fotointerpretativa ha permesso d'identificare all'interno dell'accumulo della frana numerosi fenomeni di dissesto di volumetria più ridotta ma dotati di una cinematica decisamente più rapida di quella dell'intero volume.

Meno studiato rispetto al caso di Campo Vallemaggia, anche questo dissesto è provocato da una serie di fattori predisponenti. La pressione idrostatica presente nell'ammasso roccioso può essere ancora una volta considerata una delle cause scatenanti, tuttavia la predisposizione al dissesto sembra essere data dal livello di marmi dolomitici intensamente alterati rilevati alla base delle rocce gneissiche in scivolamento. Si tratta essenzialmente di una dinamica di scivolamento strato su strato favorito dalle giaciture delle bancate rocciose a franapoggio. Lo strato dolomitico, che affiora ai piedi della frana, in corrispondenza dell'alveo artificiale della Rovana, costituisce il livello di scollamento e funge da «cuscinetto di scivolamento». Analogamente a quanto osservato per la frana di Campo Vallemaggia, attraversando il corpo di frana da monte verso valle si passa da evidenti movimenti traslazionali a rotazionali, con conseguente degrado delle caratteristiche geotecniche dell'ammasso roccioso coinvolto nel dissesto. Nella parte alta del corpo di frana si osservano intere porzioni di roccia intatta, mentre nella zona frontale il corpo di frana appare maggiormente disgregato ed assimilabile ad un detrito di versante, sciolto eterometrico.

Un sondaggio di prospezione geognostica realizzato all'interno dell'area dissestata, poco a monte dell'abitato di Cerentino, ha evidenziato, ad una profondità di ca. 150 m dal piano campagna, un livello dello spessore di 2 m costituito da roccia completamente disgregata e alterata (kakirite), il quale separa la massa in movimento dalla roccia in posto, indisturbata. Più a monte il piano di scorrimento principale della frana si trova ad una profondità media stimata a ca. 70 m.

Il volume complessivo di materiale coinvolto nel dissesto è dell'ordine di grandezza di 60–70 mio m³, ca. 10 volte inferiore a quello interessato dalla frana di Campo Vallemaggia.

Istoriato degli studi realizzati e interventi di messa in sicurezza

Malgrado evidenti fessure fossero segnalati da decenni nei muri delle case e sulle pavimentazioni stradali, soltanto in seguito dell'alluvione del 1978, che ha portato ad un importante crollo nella scarpata frontale in zona Caüzz, sono state avviate indagini sistematiche su questo dissesto. A partire dal 1980 si sono intraprese misurazioni geodetiche, rilievi geomorfologici, fori di sondaggio, indagini sismiche a rifrazione, monitoraggio di sorgenti, misure piezometriche e inclinometriche, prove geotecniche in laboratorio, analisi fotointerpretative e modellazioni matematiche dello scivolamento.

Anche per la frana di Cerentino si sono realizzati interventi atti a contenere gli effetti dannosi del dissesto.

In un primo tempo si è proceduto alla deviazione dell'alveo del fiume Rovana di Campo su di un tratto lungo ca. 200 m, allontanando il corso d'acqua dal piede della frana. Nel periodo 1996–1998 è stato in seguito realizzato un canale di gronda alla base dell'ammasso roccioso disgregato per deformazione gravitativa profonda, presente ai piedi delle pareti gneissiche a monte dell'abitato di Cerentino, che delimitano il dissesto verso l'alto. L'acqua raccolta viene scaricata direttamente nel fiume Rovana di Bosco, a valle dell'abitato di Corino.

Gli gneiss costituiscono una sorta di tetto impermeabile che raccoglie l'acqua lungo la testata della frana. L'obiettivo del manufatto è di evitare l'infiltrazione delle acque meteoriche direttamente sotto la massa in movimento, aumentandone i quantitativi che già si infiltrano attraverso la massa rilassata del dissesto.

Evoluzione del dissesto

A partire dal 1980 si realizzano regolari campagne di misure di monitoraggio su vari fronti.

Inizialmente si è proceduto al rilievo annuale di una rete di 58 punti sparsi sulla superficie dell'area dissestata e nei suoi dintorni, fino al 2003.

Un distanziometro a raggi infrarossi è in funzione dal 1988 e misura in continuo la distanza tra l'abitazione sulla quale è installato e la parete rocciosa sul lato opposto della Valle di Campo. Si tratta di un ottimo indicatore del vettore orizzontale di spostamento del corpo di frana principale.

A partire dall'autunno 1997, la Sezione forestale del Dipartimento del territorio del Canton Ticino effettua due volte l'anno misure precise tramite teodolite su 12 punti.

L'IST della SUPSI, a partire dal 1998 effettua misure geodetiche tramite GPS sulla sua rete di 37 punti (IST 2004). Le diverse reti di misurazione utilizzano in parte gli stessi punti.

Il dissesto possiede una cinematica caratterizzata da uno spostamento continuo con accelerazioni periodiche legate al regime di precipitazioni. Sull'intero periodo di misura, dal 1980 ad oggi, si valuta una velocità di spostamento media di poco superiore a 4 cm/anno, per il corpo principale di frana. La zona frontale (Caüzz, Arvinéi) è molto attiva e maggiormente sensibile all'andamento pluviometrico stagionale, presenta infatti spostamenti medi dell'ordine di 10–20 cm/anno. Il settore orientale (o «fianco sinistro») mostra un'evoluzione indipendente rispetto agli altri settori del dissesto (orientazione dei vettori di spostamento verso est) e presenta velocità intermedie tra la scarpata frontale e il corpo principale di frana.

Il rischio principale legato alla frana di Cerentino è costituito dal possibile collasso della ripida scarpata frontale con conseguente sbarramento dell'alveo del fiume Rovana di Campo.

TETTONICA

Successione delle unità

Dal punto di vista tettonico le Alpi Lepontine rappresentano globalmente una «struttura a duomo» costituita da due compartimenti strutturali fortemente rialzati: la culminazione del Sempione (o del Toce) ad ovest e quella del Ticino ad est (PREISWERK 1921, NIGGLI et al. 1936), tra i quali si situano le falde che coprono l'area interessata dal foglio Bosco/Gurin.

Le Alpi Lepontine nella loro globalità presentano rocce di origine crostale plurideformate, le più vecchie originatesi in tempi prepaleozoici (vedere p. e. STECK et al. 2013). Almeno una parte di queste rocce ha subito vari cicli orogenici (Caledoniano, Varisco ed Alpino), ma generalmente conservano esclusivamente tracce di deformazione evidenti dell'ultimo evento orogenico.

Lo schizzo tettonico regionale, annesso alla carta geologica, mette in evidenza la presenza di ben 9 unità tettoniche nel settore interessato. Nella zona centrale della carta, si possono osservare una parte di queste unità ripiegate su se stesse da più fasi di deformazione, attorno alla grande struttura di ripiegamento denominata *Wandfluhhorn-Bosa*.

Vista la complicata evoluzione tettonica che ha caratterizzato l'attuale edificio geologico, le diverse unità si ritrovano spesso ripiegate su se stesse varie volte ed in alternanze di non facile ed immediata identificazione. È perciò generalmente difficile attribuire una polarità alle sequenze osservate sul terreno e determinare l'origine delle differenze di spessore osservate da una località all'altra. Si potrebbero citare cause primarie, ossia deposizionali, così come cause secondarie, dovute all'erosione oppure agli eventi deformativi successivi. Le variazioni di spessore delle unità tettoniche sono tali che portano alla terminazione laterale di alcune unità (per esempio della Zona di Bosco).

L'interpretazione classica attribuisce alle falde, che attualmente si trovano in una posizione tettonica superiore, un'origine paleogeografica meridionale rispetto a quelle inferiori. Questo è in accordo con un sovrascorrimento terziario da sud verso nord.

Dopo tale breve introduzione, si procede ad una descrizione più dettagliata delle differenti falde e zone tettoniche definite nell'area coperta dal foglio Bosco/Gurin, delle principali caratteristiche che le contraddistinguono, della loro eventuale polarità e degli spessori osservati sul terreno. In parte l'attribuzione di una data litologia all'una o all'altra unità tettonica utilizza dei criteri arbitrari proposti e spiegati dagli autori qui di seguito.

Falda di Antigorio

La Falda di Antigorio è costituita di un *basamento cristallino* paleozoico e di una copertura sedimentaria autoctona da triassica a forse paleogene: *la Zona del Teggiolo*. Come la Falda del Lebendun, quest'ultima viene osservata unicamente nel fianco inferiore della grande struttura Wandfluhhorn-Bosa. Costituita da rocce metasedimentarie di origine detritico-carbonatica, mostra lo spessore massimo, svariate decine di metri, sulle pendici sudest del Pizzo Martello (angolo nordovest del foglio Bosco/Gurin) e nella parete nordovest del Pizzo Cortefreddo (estremo angolo sudovest). In quest'ultima località la serie si restringe rapidamente fino a scomparire poco più a nord, in corrispondenza del Pizzo del Forno, dove, non molto lontano, si osserva anche la terminazione della Falda del Lebendun.

Il basamento cristallino della Falda di Antigorio, in passato denominato «Orsaliagneisserie» (GRÜTTER 1929), è quello con la composizione più omogenea e maggiormente rappresentata nelle Alpi Lepontine. Essenzialmente si tratta di metagranitoidi biotitici a granulometria da media a grossolana, sovente occhiadini. Se ne osservano dei termini leucocratici, anfibolitici o pure scistosi a due miche.

Attenendosi a pure osservazioni di terreno, ad eccezione dei settori dove il basamento è accompagnato dalla propria copertura autoctona, non è chiara la polarità con la quale tale falda si presenta, unico criterio applicabile per la sua determinazione è la relazione con le falde tettoniche adiacenti, che lo schizzo tettonico rende ben visibile. Verosimilmente sulla superficie ricoperta dal foglio Bosco/Gurin, la Falda di Antigorio si presenta in polarità normale su tutto il settore occidentale, ossia in territorio italiano, fin sotto la vetta del Pizzo Biela (Wandfluhhorn). A est della cerniera della piega del Wandfluhhorn, la falda appare in polarità essenzialmente inversa fino alla sua uscita di scena lungo i lati sud ed est della carta. Eccezioni a tale regola si riscontrano lungo la sponda sinistra della Valle di Sfi, nei ripiegamenti a est di Corino e in parte nei pressi del Rosso di Ribbia.

Lo spessore apparente degli gneiss d'origine magmatica della Falda di Antigorio può raggiungere i 2 km. Le rocce in posizione strutturale inferiore affiorano soltanto in località Piedilago nella finestra tettonica di Verampio (fuori dai confini della presente carta).

I metasedimenti della Zona del Teggiolo, presenti lungo bordi della Falda di Antigorio, rappresentano la copertura autoctona del basamento cristallino di questa falda. Laddove sono presenti, queste litologie marcano con evidenza il passaggio all'unità tettonica adiacente. Purtroppo, a causa delle intense deformazioni subite, queste lenti costituite da metasedimenti si rilevano quasi esclusivamente lungo il fianco inferiore della doppia struttura Wandfluhhorn-Bosa. Altrove, il criterio che sancisce il passaggio dalla Falda di Antigorio alla Zona del Bombogno è la graduale evoluzione delle caratteristiche degli gneiss, i quali passano dapprima da uno gneiss di aspetto magmatico (granulometria grossolana, alto contenuto in

biotite) ad un ortogneiss intensamente deformato, il quale è a diretto contatto con i paragneiss a due miche della Zona del Bombogno.

Falda del Lebendun

Sulla superficie coperta dal foglio Bosco/Gurin, la Falda del Lebendun è osservata unicamente nei settori nordovest, dove è stata descritta da JOOS (1969) e sudovest, nel fianco inferiore della struttura Wandfluhhorn-Bosa. Vi si osservano prevalentemente metapeliti e gneiss di origine sedimentaria, localmente conglomeratici, di età verosimilmente mesozoica (RODGERS & BEARTH 1960, SPRING et al. 1992). Le tre litologie presentate nella legenda si riscontrano nella zona del Pizzo Martello nell'estremità nordovest della carta.

Contrariamente, nell'angolo sudovest, la falda tende rapidamente a restringersi fino a scomparire nelle pareti del Pizzo del Forno, ammorsata tra le rocce carbonatiche delle zone del Bombogno e del Teggiolo. Lo spessore massimo raggiunto sotto il Pizzo Cortefreddo è di appena 30 m. La polarità non è determinabile con criteri di terreno.

Come è il caso per la Falda della Maggia, anche sulla posizione strutturale della Falda del Lebendun permangono varie teorie e dubbi.

Zona del Bombogno

GRÜTTER (1929) definì una «Bombognoserie» e una «Boscoserie», la prima rappresentava una zona di transizione («Mischzone») tra la sua «Orsaliagneisserie» (Falda di Antigorio) e la «Boscoserie» ed era costituita da micascisti, la seconda comprendeva invece oltre ai micascisti, paragneiss, rocce mafiche e ultramafiche. Il tutto inserito nel cuore di una struttura sinclinale attornata da gneiss d'Orsalia. HUNZIKER (1966) e WIELAND (1966) ripresero tale modello, integrandolo nel contesto regionale. La definizione di queste due serie non corrisponde tuttavia a quella delle nostre Zone di Bosco e del Bombogno.

La Zona del Bombogno, presente con tale denominazione esclusivamente nell'area ricoperta dal foglio Bosco/Gurin, è stata ridefinita nel corso dei rilievi per l'allestimento della presente carta. Il suo nome è dato dalla cima che si trova al centro del foglio, sulla cresta spartiacque tra le Valli di Bosco e di Campo. Questa zona trova la sua continuazione laterale nella Zona Bosco-Bombogno-Isorno-Orselina di STECK et al. (2013). La sua composizione litologica è simile a quella della Zona di Mergoscia, dalla quale si distingue secondo questi autori per l'assenza di relitti eclogitiche nelle enclavi di anfibolite, localmente a granato (facies anfibolitica).

La Zona del Bombogno è posta tra le due unità di basamento di Bosco e di Antigorio. Si compone di rocce metasedimentarie di varia natura (carbonatica e gneissico-scistosa), eccetto le anfiboliti ed ultramafiti, di presunta origine magmatica.

Lungo il fianco inferiore della grande struttura Wandfluhhorn-Bosa (settore occidentale della carta) la Zona del Bombogno sembra restringersi fino a chiudersi poco oltre il limite meridionale della carta. Localmente la presenza di numerosi ripiegamenti interni, determinabili seguendo l'andamento di livelli stratigrafici di maggiore competenza (per esempio banchi carbonatici), provoca un importante aumento di spessore. La maggiore estensione degli affioramenti nei pressi del Grossalp, Alpe Corona (I) e in Valle Cravariola (I) è invece da imputare al parallelismo tra la topografia e l'andamento strutturale delle bancate rocciose (fenomeno denominato *dip-slope*). Altrove, l'aumento di spessore della zona può essere semplicemente dovuto a cause primarie, ovvero a differenze di spessori di deposito nelle rocce sedimentarie originali.

Per quel che concerne la polarità della serie, risulta difficile esprimersi sulla base delle osservazioni fatte sul terreno, a causa dell'elevata deformazione che ha cancellato ogni struttura sedimentaria originale. L'unico criterio che permette di fare un'ipotesi sulla possibile polarità originale della Zona del Bombogno si basa sulla presenza di livelli di anfiboliti ed ultramafiti che, considerando la loro origine magmatica, dovrebbero trovarsi alla base della serie sedimentaria, contrariamente ai livelli carbonatici, presupposti al culmine della sequenza. Seguendo tale criterio semplificato vi è l'impressione che il fianco inferiore della piega del Wandfluhhorn presenti una serie inversa ricoperta da una normale, mentre nel fianco superiore si riscontra esattamente l'opposto: una serie normale sormontata da una serie a polarità inversa.

Come conseguenza dei ripetuti ripiegamenti, lo spessore effettivo di questa complessa serie mesozoica non è di facile apprezzamento: una stima approssimativa indica che può variare da qualche decina fino ad alcune centinaia di metri, a seconda della posizione in relazione alla grande struttura Wandfluhhorn-Bosa.

Zona di Bosco

Questa unità di basamento è costituita da rocce metasedimentarie (micascisti e paragneiss) e da rocce metamorfiche di origine magmatica (ortogneiss) entrambe di probabile età paleozoica. Dal profilo strutturale la troviamo tra la Zona del Bombogno e la Serie del Holzerspitz, copertura metasedimentaria della Falda del Monte Leone.

Il presente lavoro cartografico propone una chiara definizione della Zona di Bosco ed una sua distinzione dalla Zona del Bombogno basata su criteri petrografici. L'assenza di anfiboliti così come le piccole differenze riscontrate nelle due tipologie di micascisti permettono di porre un netto limite con l'unità sedimentaria

del Bombogno. Sovente tale contatto tra due litologie metapelitiche di simile aspetto, risulta difficilmente individuabile, è quindi necessario basarsi su piccole variazioni nell'aspetto dei cristalli di granato che tappezzano la superficie rocciosa. All'estremità opposta dell'unità tettonica, il limite con la Serie del Holzerspitz è maggiormente evidente grazie a differenze litologiche più marcate; si passa infatti generalmente da rocce metapelitiche a litologie carbonatiche o a micascisti grafitici scuri estremamente diversi da quelli appartenenti alla Zona di Bosco.

Una particolarità di questa unità tettonica è l'esistenza, in determinate posizioni strutturali, di lenti decametriche di roccia, all'interno delle quali la deformazione è assente o comunque si è manifestata in modo nettamente inferiore rispetto al resto della zona. Queste lenti «risparmiate dalla deformazione alpina», potrebbero essere il risultato di un fenomeno strutturale, in quanto gli affioramenti si trovano esattamente in corrispondenza dell'intersezione delle tracce assiali dei ripiegamenti che maggiormente hanno modellato l'assetto strutturale della regione, in particolare le pieghe della fase F2 dell'Alpe Bosa (F4a di STECK et al. 2013) e della fase F3 del Wandfluhhorn (F4b di STECK et al. 2013).

Analogamente a quanto succede nella Zona del Bombogno, strettamente correlata dal profilo strutturale, seguendo il modello tettonico descritto nei paragrafi successivi, la polarità della serie dovrebbe essere doppia su entrambi i fianchi della piega del Wandfluhhorn. I livelli di ortogneiss all'interno dei micascisti mostrano l'intensità della deformazione e la frequenza dei ripiegamenti che rendono difficile un apprezzamento esatto della polarità e dello spessore effettivo. Questi livelli gneissici fungono comunque da livelli di riferimento e dimostrano una buona continuità laterale delle litologie.

Lo spessore globale della Zona di Bosco raggiunge facilmente diverse centinaia di metri. Nel fianco superiore, avvicinandosi alla cerniera della piega del Wandfluhhorn, l'unità presenta uno spessore maggiore rispetto al fianco inferiore, mostrando diversi ripiegamenti interni.

Falda del Monte Leone

Come la Falda di Antigorio, questa del Monte Leone è costituita di un *basamento cristallino* paleozoico e di una copertura sedimentaria autoctona mesozoica e forse paleogene: *la Serie del Holzerspitz*. Comparando nel cuore della piega dell'Alpe Bosa, presenta entrambe le polarità nello spazio di poche centinaia di metri.

Gli affioramenti del basamento, osservati nella zona di interesse, sono costituiti essenzialmente da gneiss leucocratici, occasionalmente micacei, di origine ignea e di età verosimilmente tardo paleozoica (M. Eichenberger, com. orale e tesi di dottorato in prep.). Anche per gli ortogneiss del Monte Leone si riscontra una caratteristica già evidenziata per lo gneiss di Antigorio: l'aumento della scistosità

intrinseca della roccia, avvicinandosi al limite con la copertura sedimentaria mesozoica

La Serie del Holzerspitz inizia con quarziti e marmi dolomitici del Triassico, posizionati sotto a due sole litologie mesozoiche, una delle quali è assolutamente caratteristica (i micascisti grafitici a granati), mentre l'altra si riscontra in altre serie mesozoiche e raggruppa tutti i metasedimenti a composizione carbonatica (marmi, calcescisti, ecc.).

Sull'area coperta dal foglio Bosco/Gurin lo spessore non supera mai poche decine di metri. La Serie del Holzerspitz si ritrova su entrambi i fianchi del ripiegamento dell'Alpe Bosa dove, a differenza della Zona di Bosco, sembra presentare uno spessore maggiore nel fianco inferiore rispetto a quello superiore.

Zona di Mergoscia

Il termine «Zona di Mergoscia» è definito dalla pubblicazione di STECK et al. (2013). Tale nomenclatura è utilizzata da parecchi decenni, inizialmente in senso litologico («Injektionsgneise», BURRI & KÜNDIG 1934, FORSTER 1947, ZAWADYNSKI 1952, KOBE 1956), in seguito legato ad unità tettoniche: Zona di Mergoscia-Arbedo (BACHLIN et al. 1974, BROUWER et al. 2005), Zona di Arbedo-Mergoscia (BERGER & MERCOLLI 2006), Zona di Mergoscia-Onsernone (BURRI 2005), ecc., ma più spesso in relazione alla sua prima definizione («gneiss d'iniezione di Mergoscia» = migmatite). Sul foglio Bosco/Gurin, la Zona di Mergoscia si distanzia da questa definizione litologica, ma va interpretata come l'insieme delle rocce affioranti tra la Falda di Antigorio e quella della Maggia. Dal profilo litologico essa si avvicina maggiormente alla zona eterogenea di Gordevio sud (FORSTER 1947, KOBE 1956).

La Zona di Mergoscia è probabilmente più complessa di quello che può apparire da una prima osservazione della carta. È composta da rocce estremamente deformate e stirate, localmente smembrate, sovrascorse in direzione WNW. Occasionalmente si può osservare una intensa tessitura milonitica (BURRI 1999). Le rocce, di probabile età mesozoica, comprendono metasedimenti silicei e calcitiche così come anfibolite.

Per la Zona di Mergoscia, così come per le altre serie metasedimentarie dell'area lepontina, risulta difficile stabilire un criterio di polarità sul terreno, visto che le rocce sono spesso ripiegate su se stesse, anche parecchie volte.

Questa unità, analogamente alla Falda della Maggia, fa la sua apparizione unicamente lungo il fianco superiore della grande struttura Wandfluhhorn-Bosa, nel settore sudest del foglio Bosco/Gurin. Grazie alla particolare morfologia locale se ne può osservare anche una klippe esattamente in corrispondenza del Madone di Camedo, nel comparto nordest (sezione 5, tav. II). Inoltre, la forma poligonale chiusa ed isolata che appare immediatamente ad ovest del Rosso di Ribbia è vero-

similmente dovuta ad un ripiegamento sinforme coricato, come raffigurato nella sezione 6 (tav. II). All'interno di quest'area la serie si presenta probabilmente in entrambe le polarità: normale sopra gli Gneiss di Antigorio ed inversa sotto al Rosso di Ribbia, con rocce metasedimentarie ricche di anfiboli nei settori basali della serie.

Spostandosi verso est, si ritrova la Zona di Mergoscia sotto forma di livello pluridecimetrico che separa il basamento di Antigorio dalla Falda della Maggia. BURRI (1999) ne stima lo spessore a circa 200 m sotto il Pizzo Mezzodi. Osservando i livelli di riferimento costituiti da anfiboliti e rocce carbonatiche, si possono immaginare uno o più ripiegamenti interni.

Il limite con la Falda della Maggia, non sempre evidente, è in genere determinato dall'apparizione di rocce a carattere decisamente magmatico o comunque con una composizione decisamente meno micacea.

La posizione del limite fra la Zona di Mergoscia e la Falda di Antigorio varia in modo sostanziale tra i diversi autori (BURRI 2005, BROUWER et al. 2005, STECK et al. 2013), a dipendenza degli affioramenti con reliquie eclogitiche (Zona di Mergoscia) che sono stati considerati e la metodologia utilizzata per correlarli. Gli autori citati hanno assegnato gli ortogneiss talvolta a una e talvolta all'altra unità tettonica. Sul foglio Bosco/Gurin tutti gli ortogneiss, evidentemente posti al di sotto della Falda della Maggia, sono stati assegnati alla Falda di Antigorio.

BURRI (2005) e BROUWER et al. (2005) attribuiscono ad una Zona Mergoscia-Onsernone le rocce affioranti nella Valle di Fümegn (paragneiss nel settore P. Molinera, Cima di Catögn, Colmetta, Salariél e Sasso Archei a bordo carta), inserite nella Falda della Maggia sul foglio Bosco/Gurin.

TROMMSDORFF (1990) interpreta questa zona relativamente caotica quale miscuglio litosferico, mentre ENGI et al. (2001) propone il termine *Tectonic accretion channel*, ripreso tra gli altri da BERGER & MERCOLLI (2006; BERGER et al. 2005). La presenza d'eclogiti indica in modo ineluttabile il coinvolgimento di questa zona tettonica in una zona di subduzione, a grande profondità.

Falda della Maggia

Essa occupa una grande superficie nell'angolo sudest dell'area coperta dal foglio Bosco/Gurin. Risulta difficile esprimersi in relazione alla polarità di questa falda, sembrerebbe tuttavia che essa affiori a polarità inversa, sempre accompagnata dalla presenza della Zona di Mergoscia, che la separa dal basamento della Falda di Antigorio sottostante.

Alcuni autori, in particolare STECK (1987, 1998, STECK et al. 2013), sostengono che la falda ripiegata della Maggia si trovi in una posizione strutturale superiore rispetto alle altre falde adiacenti (Antigorio e Simano), manifestandosi come sinforme. GRUJIC & MANCKTELOW (1996) interpretano la struttura della Maggia

come una coltre che suddivide quella di Antigorio, alla sua base, da quella del Simano, mentre per MAXELON & MANCKTELOW (2005) le unità della Maggia e di Simano formerebbero una sola falda.

Nella raffigurazione tettonica regionale, all'interno della Falda della Maggia sono state distinte le rocce gneissiche di sicura origine magmatica (Gneiss di Cocco e di Ruscada) dagli gneiss di origine sedimentaria (micascisti e gneiss a due miche, con eventuali granati e anfibolo) o di origine incerta (come gli gneiss mesocratici frequentemente tabulari e massicci).

Le componenti intrusive rappresentano una componente minore della Falda della Maggia e si presentano generalmente sotto forma di lenti allungate e ripiegate più volte su se stesse. Lo spessore di questi livelli di ortogneiss raggiunge al massimo poche decine di metri, mentre lo spessore dell'intera falda risulta di diverse centinaia di metri.

Nella sua parte SW, la Falda della Maggia presenta una «struttura a cucchiaio», il cosiddetto «Vergeletto-Löffel» (PREISWERK 1918), parte della quale si trova sull'area cartografata. Tale struttura sinforme, la quale presenta una netta rotazione della scistosità regionale, è stata attribuita ad una fase tardiva della formazione dell'edificio alpino, contemporanea alla formazione della «struttura a duomo» (MERLE et al. 1989, MERLE 1994).

Fasi di deformazione

Il presente capitolo riporta una sintesi delle attuali conoscenze concernenti l'evoluzione tettonica e le fasi di deformazione rilevate nell'area coperta dal foglio Bosco/Gurin.

WENK nel 1955 allestì una prima carta strutturale delle Alpi ticinesi che includeva l'intera zona interessata. HUBER et al. (1980), KLAPER (1982, 1985), seguiti da STECK (1984, 1987, 1990, 2008) e ancora GRUJIC & MANCKTELOW (1996) e STECK et al. (2013), si occuparono tutti di geologia strutturale e storia delle deformazioni nelle Alpi Centrali e Lepontine. In questa sede non approfondiremo il lavoro degli autori sopramenzionati, vista la loro non specificità geografica.

Le opere di HALL (1972), MILNES (1974a, b), BURRI (1999) e MAXELON (2004) sembrano essere i più recenti studi strutturali approfonditi che coprono l'area interessata, pertanto ad esse si attinge per giungere ad un modello generale applicabile al nostro contesto geografico. Il primo autore fa capo ad una visione classica della geologia strutturale, mentre gli altri effettuano un approccio più moderno, utilizzando i concetti di sforzi partizionati e deformazione polifasica continua.

Tab. 3: *Correlazione tra le varie fasi di deformazione nelle Alpi Lepontine secondo i diversi autori (compilazione da A. Steck)*

Foglio Bosco/Gurin secondo HALL 1972		Struttura a duomo delle Alpi Lepontine		
		STECK 1984, 2008, STECK et al. 2013	HUBER et al. 1980, MAXELON & MANCKTELOW 2005	Età / Metamorfismo
Oligocene-Neogene	F5 F4	Fase di ripiegamento F6: anticlinale del Glishorn sinclinale di Masera	Fase di ripiegamento D4, FA4: anticlinale del Glishorn sinclinale di Masera	10 Ma 18 Ma
		Fase di ripiegamento F5: anticlinale di Vanzone	Southern steep belt, FA4	30 Ma
Tardo Eocene	F3 Wandfluhhorn	Fase di ripiegamento F4: pieghe a vergenza SW di Verzasca, Maggia, Ziccher, Alpe Bosa, Wandfluhhorn	Fase di ripiegamento FA3 con assi di pieghe N-S e struttura delle radici trasversali della Maggia	
	F2 Alpe Bosa			
	F1	Fase di deformazione D1 con taglio top-to-NW XI tre scistosità e fasi di pieghe: S3, F3 S2, F2 S1, F1	Sovrascorrimento verso NW con due fasi di scistosità e ripiegamento: Fase di deformazione D2 scistosità S2, FA2 Fase di deformazione D1 scistosità S1, FA1 (non descritto)	38 Ma
Medio Eocene		Eclogite nelle unità di Mergoscia e della Cima Lunga	Eclogite nelle unità di Mergoscia e della Cima Lunga	50 Ma?

Diversi sono i modelli strutturali proposti per il Pennidico inferiore (tab. 3). Tra loro non c'è purtroppo sempre corrispondenza e si è ben lungi dal trovare una soluzione condivisa dall'intera comunità scientifica. A titolo di esempio, BURRI (1999) come STECK et al. (2013) associano due fasi isoclinali che nel presente lavoro sono distinte (F2 e F3). HALL (1972), in una tesi nella quale sintetizza le conoscenze strutturali della regione, acquisite in precedenza, menziona 3 fasi di deformazione durante l'orogenesi alpina terziaria: F1, F2 e F3 nell'ordine crono-

logico successivo, seguite da una fratturazione tardiva dell'edificio roccioso. La deformazione D2 di MAXELON (2004) sembrerebbe invece, almeno parzialmente, corrispondere con la fase F3 del presente lavoro. Su di un punto vi è comunque un discreto consenso: le Alpi Lepontine sono state essenzialmente sottoposte a quattro principali fasi di deformazione. Nei paragrafi seguenti ci si attiene alle quattro fasi descritte da HALL (1972), aggiungendo la fase tardiva d'innalzamento regionale (F5) non contemplata da tale autore.

Occorre inoltre sottolineare che la deformazione polifasica risulta irriconoscibile nei fianchi di una piega, dal momento che le successive foliazioni sono quasi parallele tra di loro (deformazione coassiale). Gli elementi strutturali più vecchi e discordanti possono essere stati ruotati e resi paralleli alle strutture dominanti. La loro relativa cronologia può addirittura essere interpretata erroneamente e risulta talvolta estremamente difficile distinguere tra strutture alpine e prealpine (BURRI 1999).

I dati strutturali

Su buona parte del territorio coperto dal foglio Bosco/Gurin l'andamento della scistosità regionale risulta decisamente costante, evidenziando immersioni (direzione della linea di maggiore pendenza) comprese tra 70 e 150°N e inclinazioni ridotte, da sub-orizzontale fino a 30–40°. Sulla carta geologica sono riportati i dati strutturali derivanti dalle medie di più misure effettuate in loco. La scistosità dominante rilevata si riferisce essenzialmente alla fase F2, verosimilmente sovrapposta ad una scistosità precedente, correlata con F1.

Unici settori della carta dove è possibile eventualmente osservare un'ulteriore scistosità correlata con F3 sono le zone in corrispondenza delle cerniere delle pieghe di tale fase, più precisamente la scarpata rocciosa a est dell'Alpe Magnello (2678.4/1126.6) e le pareti a sudovest del Wandfluhhorn (2678.7/1132.8).

Al margine ovest della carta, nella zona incisa dalla Valle Antigorio, osserviamo una tendenza all'orizzontalizzazione della scistosità (valori dell'immersione che raramente superano i 10°). Questo fenomeno si spiega con l'approssimarsi della «culminazione Toce/Sempione». All'estremità opposta della carta si osserva un aumento dell'inclinazione della scistosità regionale, la quale tende a ruotare verso nordest, in particolare nell'angolo sudest della carta («cucchiaino di Vergeletto»). Queste ondulazioni a grande scala sono manifestazioni evidenti dell'ultima fase di deformazione duttile (F4).

Sullo schizzo tettonico annesso alla carta geologica sono anche rappresentate in modo distinto le tracce assiali principali appartenenti alle due fasi di deformazione dominanti (F2 e F3) rilevate all'interno dell'area coperta dal foglio Bosco/Gurin.

Successione delle fasi di deformazione

Nei paragrafi seguenti sono quindi descritte una fase alpina precoce (posizionamento delle falde) o eventualmente prealpina (F1, difficilmente riscontrabile sul terreno) e tre fasi duttili alpine accompagnate da una fase fragile tardo-alpina. Le strutture della prima fase alpina di piegamento isoclinale (F2) si ritrovano localmente deformate da una fase successiva a stile maggiormente aperto, ma comunque isoclinale (F3), subparallela alla precedente. Queste strutture hanno in seguito subito un innalzamento connesso con la rotazione passiva delle vecchie strutture (F4) e successiva fratturazione (F5).

Prima fase di deformazione (F1)

La prima fase di deformazione (F1, secondo HALL 1972), di età sconosciuta, costituisce il posizionamento delle falde sotto forma di anticlinali coricati chiusi a nord. Nell'area di interesse non si osservano strutture minori evidentemente associate a questa fase di deformazione.

Osservazioni fatte su sezioni sottili, soprattutto nel cuore di cristalli di granato (BURRI 1999, MAGGINI 1999) indicano possibili tessiture residue correlate con questa fase di deformazione. Generalmente la ricristallizzazione metamorfica dei minerali che compongono la roccia, la rotazione e la marcata deformazione durante le successive fasi isoclinali alpine hanno cancellato queste antiche strutture.

Seconda fase di deformazione (F2)

La seconda fase, esplicitasi in condizioni estremamente duttili e facies metamorfico anfibolitico, ha intensamente deformato le strutture precedenti sviluppando una scistosità penetrativa marcata, parallela alle superfici assiali delle pieghe (HALL 1972). Si formano così pieghe isoclinali coricate.

La scistosità regionale penetrativa, sviluppatasi parallelamente ai piani assiali delle pieghe ed ai limiti litologici è una caratteristica propria di questa fase di deformazione, la quale permette di distinguere pieghe F2 da pieghe appartenenti ad ulteriori fasi di deformazione (HALL 1972). Questa scistosità è riscontrabile su tutta la superficie coperte dal foglio Bosco/Gurin e facilmente riconoscibile in quanto ripiegata dalla successiva fase di deformazione (F3). Si tratta verosimilmente di quello che MAXELON (2004) chiama il sovrascorrimento verso nord-ovest, che accompagna il culmine del metamorfismo terziario (ca. 38 Ma fa). Il più delle volte le strutture deformate risultano mascherate e coperta dalla fase seguente. In prossimità dell'Alpe Bosa, le quarziti del Trias autoctono, appartenenti alla Falda del Monte Leone, mostrano tuttavia una lineazione d'intersezione tra due fasi di deformazione (MAXELON 2004).

A questa fase appartiene in particolare la *piega dell'Alpe Bosa*. Tale struttura attraversa tutta la superficie coperta dal foglio Bosco/Gurin, fino alla zona a monte di Corino, come si evince dallo schizzo tettonico annesso alla carta e sulle rispettive sezioni geologiche 1–4 (tav. I) e 5 (tav. II). Da questa rappresentazione risulta chiara l'interpretazione, leggermente modificata rispetto al passato, della sequenza delle fasi di deformazione nella regione: la piega dell'Alpe Bosa risulterebbe di una fase precedente al sinclinale del Wandfluhhorn. Il profilo tettonico schematico (fig. 4) illustra chiaramente questo concetto.

Nel settore sud-est della carta, occupato dalle Falde di Antigorio e della Maggia e dalla Zona di Mergoscia, i ripiegamenti isoclinali osservati o dedotti dallo schizzo tettonico, prevalentemente di fase F2, presentano direzioni assiali orientate approssimativamente N–S. Il profilo geologico 6 (tav. II) è stato quindi orientato ENE–WSW al fine di intercettare le strutture di fase F2 ivi presenti, in modo più o meno perpendicolare. Da notare che in questo settore della carta l'inclinazione degli assi di piega è suborizzontale.

Terza fase di deformazione (F3)

Durante la fase di deformazione F3, coassiale con F2, l'ammasso roccioso è nuovamente ripiegato in una grande struttura coricata, chiusa verso nord.

Tale deformazione rappresenta verosimilmente il secondo evento della fase di retropiegamento (*backfolding*) avvenuto tra 30 e 35 Ma fa e responsabile di una serie di pieghe a vergenza sud (MAXELON 2004).

Lo stile delle pieghe è simile a quello della fase precedente: si sviluppano pieghe isoclinali che deformano la scistosità S2, con orientazione parallela a quelle della fase F2.

Questa fase di deformazione sembra essere responsabile delle lineazioni minerali, parallele agli assi delle pieghe, misurate su delle strutture minori appartenenti alla stessa fase F3. Tuttavia va considerato che strutture lineari e planari preesistenti sono state portate al parallelismo durante questa fase, risulta pertanto difficile distinguerle da quelle originate durante F3.

A causa dell'orientazione parallela delle scistosità S2 e S3, le stesse non risultano in ogni caso distinguibili a livello di affioramento.

La piega più rappresentativa di questa fase di deformazione è il grande *sinclinale del Wandfluhhorn* individuato da SCHMIDT & PREISWERK (1908) e successivamente descritto in dettaglio da GRÜTTER (1929), HUNZIKER (1966), WIELAND (1966), HALL (1972), MILNES (1974a), KLAPER (1988) e GRUJIC & MANCKTELOW (1996). Anche la piega osservata lungo la parete rocciosa situata ad est dell'Alpe Magnello (2678.5/1126.5) appartiene alla stessa piega del Wandfluhhorn (sezione 2, tav. I, e schizzo tettonico annesso alla carta geologica).

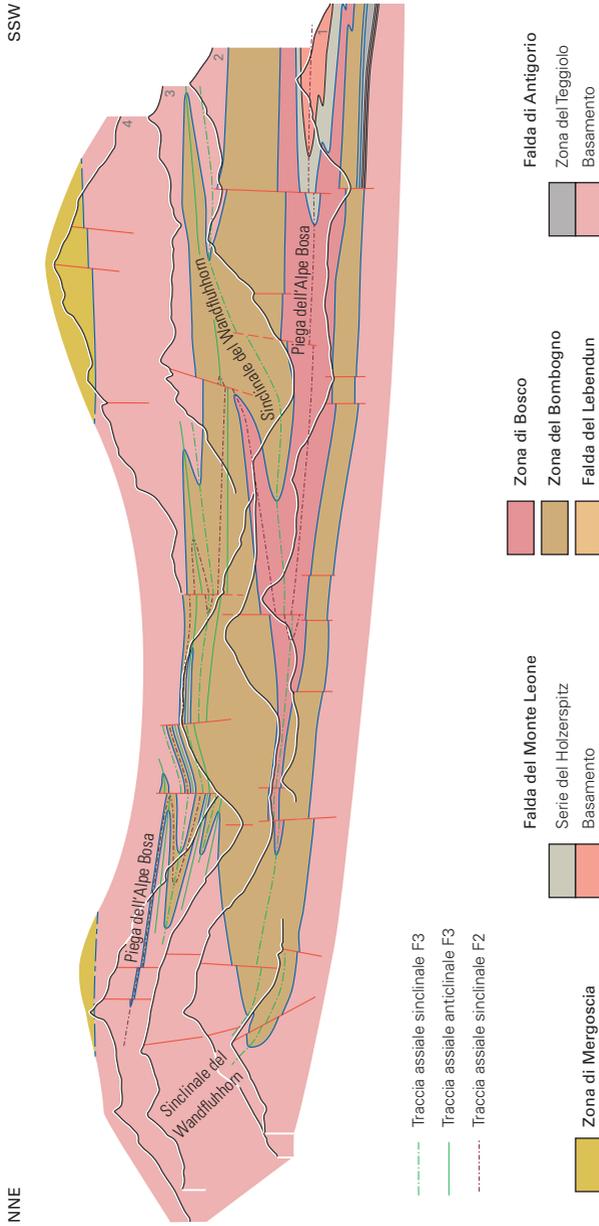


Fig. 4: Profili tettonici schematici attraverso il foglio Bosco/Gurin. Tracce dei profili: vedi tav. I.

Va inoltre rilevato che la zona di intersezione tra le tracce assiali dei due ripiegamenti principali (Alpe Bosa e Wandfluhhorn) si situa nella regione ad est del Batnall in corrispondenza della principale massa rocciosa risparmiata dalla deformazione alpina.

Fase tardiva di innalzamento regionale (F4)

Durante il sollevamento alpino si osserva un tipico fenomeno tardivo di innalzamento regionale, durante il quale la scistosità viene ruotata passivamente attorno a strutture sinformi aperte con una superficie assiale subverticale. Questo innalzamento regionale – *Maggia Steep Zone* secondo MAXELON (2004) – separa la *culminazione del Ticino* da quella *del Sempione*, essendo limitato a sud dalla *Southern Steep Belt* (BURRI 1999). Si formano così delle pieghe disarmoniche aperte e ondulate, le quali distorcono le scistosità/foliazioni precedenti (MAXELON 2004). Questa deformazione duttile avviene sotto un regime di facies scisti verdi ma nessuna nuova foliazione o lineazione viene sviluppata.

Fase tardiva estensionale (F5)

La tettonica fragile recente frastaglia l'ammasso roccioso secondo due principali sistemi di faglie subverticali orientate NW–SE, rispettivamente W–E (o WNW–ESE). Da notare che questi due sistemi di fratturazione sono subperpendicolari tra di loro (o secanti a ca. 60°). Si tratta prevalentemente di faglie normali (HALL 1972; vedi anche ZAWADYNSKI 1952), con spostamenti relativi medi dei compartimenti che non superano di regola i 5 m, ma che possono in singoli casi raggiungere alcune centinaia di metri. Saltuariamente si possono osservare indicazioni contraddittorie del senso di dislocamento (*slickensides*) oppure non si osservano direzioni di dislocamento ma semplicemente giunti di estensione.

In molti casi i giunti non sono accompagnati dalla formazione di minerali idrotermali, indice di uno sviluppo essenzialmente tardivo di queste discontinuità. Non di rado appaiono invece vene monominerali di quarzo, in particolare all'interno degli ortogneiss, le quali si sovrappongono alle strutture duttili più antiche.

Le faglie principali sono rappresentate sia sulla carta geologica che sullo schizzo tettonico. Un buon esempio di queste strutture planari d'importanza regionale è dato dalla faglia di direzione E–W che percorre tutta la Valle di Bosco passando dalla Guriner Furka (2678.16/1130.66), da quella ubicata poco più a nord, di orientazione simile, che attraversa la Hendar Furggu (2679.04/1132.00) e dalla faglia orientata NNW–SSE che passa poco ad ovest del Madone di Camedo (2686.52/ 1131.64), entra in una profonda incisione a ovest di Linescio e curva leggermente in direzione suddest passando per la località Morella (2688.85/ 1128.05).

METAMORFISMO

Tutte le rocce della regione lepontina hanno subito un metamorfismo terziario regionale che ha raggiunto condizioni di facies anfibolitica (FREY et al. 1999, OBERHÄNSLI et al. 2004, BOUSQUET et al. 2012), secondo WINKLER (1965) in prevalenza nelle condizioni di temperatura e pressione delle sub-facies a staurolite-almantino e a distene-almantino-muscovite. L'apice del metamorfismo nell'area del Sempione, ad ovest della zona coperta dal foglio Bosco/Gurin, è stato datato a ca. 38 Ma, durante il tardo Eocene (HUNZIKER 1969, STECK & HUNZIKER 1994, DESMONS et al. 1999). Nelle falde penniniche inferiori si può affermare che questo apice metamorfico sia stato raggiunto in condizioni statiche tra le deformazioni F2 e F3. Sono state raggiunte temperature di ca. 650°C al sud, nelle adiacenze della Linea Insubrica, e ca. 530°C al nord, lungo il limite meridionale del massiccio del San Gottardo.

BEARTH nei suoi vari lavori (1958, 1962, 1966), così come WENK (1962, 1970), WENK & KELLER (1969) e TROMMSDORFF (1966, 1972) si occuparono di paragenesi minerali e disegnarono varie isogradi per le differenti composizioni modal dei plagioclasti. Paragenesi di rocce metapelitiche che comprendono minerali contemporanei della scistosità principale quali: distene, staurolite, granato, biotite, plagioclasio e anfibolo, sono in ogni caso caratteristiche della facies metamorfica anfibolitica. Pur conoscendo da tempo l'esistenza nella regione di questi minerali di alto grado metamorfico, solamente con il lavoro di NIGGLI (1960) e NIGGLI & NIGGLI (1965) è raffigurata con maggior precisione la distribuzione regionale di stilpnomelano, cloritoide, glaucofane, distene e sillimanite (HALL 1972). Nell'area coperta dal foglio Bosco/Gurin, NIGGLI & NIGGLI (1965) segnalano la presenza di staurolite e distene nelle metapeliti della Zona del Bombogno, WENK & KELLER (1969) forniscono dettagli sulla paragenesi e la natura dei plagioclasti nelle anfiboliti, mentre TROMMSDORFF (1966, 1972) delinea l'isograda tremolite/forsterite, rispettivamente tremolite/diopside nelle rocce carbonatiche del versante sud della Valle di Campo.

NIGGLI (1970) suggerisce che il metamorfismo sia stato causato da un carico da 4 a 8 kb (corrispondente ad un accatastamento di falde che ha potuto raggiungere uno spessore compreso tra 15 e 30 km) il quale segue cronologicamente al maggior ripiegamento alpino. Secondo le carte d'isograda di TODD & ENGI (1997), le temperature e le pressioni raggiunte nel settore del foglio Bosco/Gurin sarebbero di 625–650°C / 6,5–7,2 kb.

Un geotermometro basato sul tenore di Ti nelle orneblende (COLOMBI 1989) è stato applicato ad una roccia anfibolitica a granato proveniente dalla Zona del Bombogno (Lago Matogno, 2673.2/1122.6), fornendo un valore di 670±50°C (MAGGINI 1999). Due misure termo-barometriche eseguite da TODD & ENGI

(1997) su metapeliti della Zona del Bombogno hanno rilevato i seguenti valori: $629^{\circ}\text{C} / 7,06 \text{ kb}$ a SE di Bosco/Gurin (2681.75/1129.57) e $658 \pm 34^{\circ}\text{C} / 6,4 \pm 1,4 \text{ kb}$ all'Alpe Corona (2675.97/1126.80). Nella Zona di Bosco, MAGGINI (1999) ottiene un valore di pressione leggermente inferiore ($640 \pm 50^{\circ}\text{C} / 4,8 \pm 1 \text{ kb}$) utilizzando un geotermometro (GARB) associato ad un geobarometro (GASP) su di un campione di roccia metapelitica con granato, distene e staurolite, proveniente dal Lago Matogno (2673.36/1122.25). Con lo stesso metodo su di una metapelite a granato, distene e staurolite, appartenente alla Serie del Holzerspitz, proveniente dalla zona Alpe Bosa (2675.6/1123.5), si ottengono i valori $630 \pm 50^{\circ}\text{C} / 6,8 \pm 1 \text{ kb}$.

BURRI (1999) e HÄUSELMANN (1997) effettuarono analisi termo-barometriche su campioni di micascisti e paragneiss a due miche con frequenti granati, da noi in seguito attribuite alla Falda della Maggia (P_M). I risultati rilevarono valori variabili, in particolare per quel che concerne la pressione, da 5,5–6 fino 8–8,5 kb, e temperature che da 600°C raggiungono anche 780°C . Tali valori, in parte molto elevati, possono indicare alte condizioni metamorfiche conservate al centro dei clasti di granato. Questi ultimi non rappresenterebbero pertanto le condizioni metamorfiche alpine (facies anfibolitica), ma piuttosto testimonianze di un precedente ciclo metamorfico.

Le paragenesi di alcuni campioni di metapeliti (micascisti a granato), appartenenti alla Zona di Mergoscia, sono stati analizzati alla microsonda elettronica (HÄUSELMANN 1997, BURRI 1999) ed hanno fornito risultati contraddittori tra di loro. In un caso si sono ottenuti valori in sintonia con la facies anfibolitica raggiunta dal metamorfismo alpino terziario: $600^{\circ}\text{C} / 6\text{--}6,5 \text{ kb}$. Su un secondo campione sembrerebbero essere stati raggiunti valori ben più elevati: $770^{\circ}\text{C} / 7,2 \text{ kb}$. Tale risultato potrebbe indicare un'origine pre-alpina della roccia analizzata, in quanto durante tutto il metamorfismo terziario tali condizioni non sono mai state toccate.

Reliquie eclogitiche sono state descritte nelle litologie da noi attribuite alla Falda di Antigorio (BROUWER et al. 2005), sia lungo il versante destro idrografico della Valle Maggia, tra Cevio e Bignasco (ca. 2689.50/1131.45) sia nel ripiegamento antiforme all'interno della Zona di Mergoscia a SSE del Rosso di Ribbia (2685.300/1122.290). Tali reliquie eclogitiche si trovano in sottili banchi costituiti da metasedimenti e metabasiti, alternati a ortogneiss di Antigorio. STECK et al. (2013), parte dal presupposto che la Falda di Antigorio non abbia mai subito un metamorfismo di facies eclogitica, situa pertanto tali affioramenti nella Zona di Mergoscia, che di conseguenza aumenta la sua estensione a scapito della Falda di Antigorio.

Nel capitolo precedente concernente la tettonica, si è già accennato ad alcuni dati concernenti il grado metamorfico raggiunto dalle diverse fasi di deformazione: facies anfibolitica durante le fasi F2 e F3 e facies da anfibolitica a scisti verdi durante la fase tardiva di innalzamento regionale F4, verosimilmente legata a

movimenti traslazionali normali in direzione sudovest lungo la linea del Sempione (STECK 1984, 1987, 1990, HUBBARD & MANCKTELOW 1992, MANCKTELOW 1992, STECK & HUNZIKER 1994, CAMPANI 2011, CAMPANI et al. 2010a, b).

IDROGEOLOGIA

Corsi d'acqua superficiale

Lungo i versanti della zona nascono innumerevoli corsi d'acqua che dapprima affluiscono ai fiumi Rovana di Bosco e Rovana di Campo, per raggiungere, nei pressi di Cevio, il Fiume Maggia. Il settore occidentale della carta è invece inserito nel bacino imbrifero del Fiume Toce, il quale incontra le acque della Maggia nel Lago Maggiore.

Falde freatiche

I sedimenti alluvionali che ricoprono il fondovalle della Maggia contengono un'importante falda freatica che tra Cavergno e Locarno alimenta centinaia di pozzi realizzati a scopo potabile, termico ed industriale. La sua ricarica è garantita, oltre che dalle precipitazioni, dagli afflussi d'acqua superficiale (Fiume Maggia e i suoi affluenti) e sotterranea (falde presenti nei conoidi di deiezione dei corsi d'acqua laterali). Una situazione analoga si riscontra per il fondovalle della Valle Antigorio.

Falde freatiche di minore importanza si rilevano anche lungo vari tratti pianeggianti e ricoperti da sedimenti alluvionali di fondovalle della Rovana di Bosco e della Rovana di Campo. Fondamentale per l'approvvigionamento idrico del comune di Cerentino è l'acquifero presente tra Bosco/Gurin e Corino, dal quale scaturiscono parecchie sorgenti di portata elevata (2683.00/1130.12).

Sorgenti

Lungo i versanti sono presenti ulteriori sorgenti che alimentano gli acquedotti dei comuni di Bosco/Gurin, Campo Vallemaggia, Linescio e Cevio. Si tratta di sorgenti di tipologia diversa alimentate da falde di pendio e da circolazioni d'acqua all'interno dell'ammasso roccioso.

Nella conca sopra Bosco/Gurin, l'acqua che circola nelle fratture dell'ammasso roccioso alimenta i depositi quaternari e viene alla luce (2680.6/1130.5) in

corrispondenza del limite tra il detrito e la morena. Nella zona tra Campo Vallemaggia e Cerentino i versanti, coinvolti nei diffusi fenomeni di deformazione gravitativa profonda (vedi p. 41 segg.), presentano innumerevoli affioramenti d'acqua del sottosuolo, captati solo in minima parte ad uso potabile (per esempio: 2681.05/1127.15). Nella conca dell'Alpe di Camedo (2687.5/1131.2) e nella valle che porta al Lago Sascòla (2687.2/1126.4), le acque che scaturiscono dai depositi quaternari (detrito di falda e depositi glaciali) vanno ad alimentare l'acquedotto del nucleo di Cevio e dei suoi insediamenti montani.

Ulteriori sorgenti generalmente non captate a scopo potabile, ma comunque a carattere perenne, si osservano sui fronti di ghiacciai rocciosi attivi (per esempio: 2679.50/1123.21), lungo discontinuità tettoniche maggiori o ancora al contatto tra litologie che presentano differenze nei valori di permeabilità, causate da caratteristiche reologiche e intensità di fratturazione diverse.

MATERIE PRIME SFRUTTABILI

Cave di Beola e Serizzo

In tutta la regione delle valli Lepontine, le cave di gneiss (nel gergo locale: beola) costituiscono da tempo un commercio molto redditizio che dà lavoro a centinaia di artigiani. Il termine «Serizzo» è più corretto nel caso all'ortogneiss appartenete alla Falda di Antigorio, costituita per lo più da gneiss occhiadini, grigi e finemente listati. Numerose cave di Serizzo, attive o abbandonate, si trovano sparse sul fondovalle di entrambe le Valli Antigorio e Maggia, dove il substrato roccioso è costituito da ortogneiss biotitici di origine granodioritica (metagranitoide). Attualmente sono commerciate le varietà Serizzo Antigorio, Serizzo Formazza e Gneiss Maggia.

Attorno a Linescio troviamo tre cave delle quali una sola è ancora in esercizio (2687.0/1128.5), così come quella immediatamente a nord dell'abitato di Boschetto (2689.7/1129.1).

Beola e Serizzo hanno tutt'ora impiego diffuso nell'edilizia civile per l'elevata resistenza all'usura: lastre per i gradini delle scale, per i balconi, per gli zoccoli, per i tavoli, per la coperture dei tetti. Il Serizzo ebbe grande impiego per i fusti delle colonne dall'età romana fino alla fine del XV secolo, quando fu sostituito dai graniti.

Pietra ollare

La pietra ollare (roccia ultrabasica ricca di talco e clorite), in genere assai rara, è presente in diverse regioni del Sopraceneri: Valle Maggia, Valle Verzasca, Centovalli e Locarnese. Solo nell'Alta Valmaggia (soprattutto in Valle di Peccia e in Valle di Campo) il suo sfruttamento ebbe una certa importanza e non si limitò a rispondere al fabbisogno interno ma interessò una più ampia area che si estendeva oltre i confini nazionali.

La presenza di questo tipo di roccia dalle eccellenti qualità termiche (accumula grandi quantitativi di calore, restituendoli lentamente per ore) e facilmente lavorabile grazie alle sue peculiarità mineralogiche, stimolò nel passato un artigianato particolare: quello della creazione di oggetti di vario uso in pietra ollare (in particolare recipienti, lavecchi e stufe).

La lavorazione iniziava con l'estrazione di blocchi o lastre di pietra, effettuata essenzialmente a mano nei luoghi di affioramento. Il trasporto a valle era difficile e faticoso, dati il peso e la mole del materiale così come le distanze e i dislivelli da superare. La pietra veniva poi lavorata al tornio idraulico all'esterno, poi era incisa all'interno, formando dei lavecchi (recipienti cerchiati per la cottura sul fuoco), recipienti per la conservazione degli alimenti, lampade. Le pietre che non si prestavano alla tornitura venivano lavorate con strumenti da taglio e percussione (martello, scalpello, lima): si costruivano pigne (un particolare tipo di forno, del quale in Valle Maggia ne esistono ancora quasi 500 esemplari), vasche, pietre tombali, bocche per forni.

Con l'avvento di nuovi materiali e la diffusione di nuove tecniche di riscaldamento, lo sfruttamento della pietra ollare in Valle Maggia conobbe il declino già verso la seconda metà dell'800 e cessò nel 1900, quando un'alluvione danneggiò l'ultimo tornio idraulico di San Carlo in Val di Peccia.

Nell'area cartografata, vari blocchi o corpi lenticolari (tutte appartenenti alla serie mesozoica della Zona del Bombogno) portano ancora le tracce di questa lavorazione. L'affioramento dalle dimensioni più importanti è stato sfruttato a poche centinaia di metri dalla Capanna Grossalp in direzione ovest (2678.80/1130.05). Da solo raggiunge la ragguardevole lunghezza di un centinaio di metri. All'Alpe Magnello sopra Cimalmotto si trova un blocco detritico plurimetrico (2677.74/1126.62), sul quale sono ben visibili i segni dello sfruttamento che risale all'800.

BIBLIOGRAFIA¹⁾

- AMBROSI, C., SCAPOZZA, C. & CASTELLETTI, C. (2012): Carta inventario delle frane del Cantone Ticino. – Istit. Sci. Terra, SUPSI, Canobbio.
- (2014): Aggiornamento della Carta inventario delle frane del Cantone Ticino. – Istit. Sci. Terra, SUPSI, Canobbio.
- ARGAND, E. (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 45 (166), 217–276 (anche: Bull. Lab. Géol. ecc. Univ. Lausanne 14).
- (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – Matér. Carte géol. Suisse [N.S.] 31,1–26.
- (1934): La zone Pennique. In: Guide géologique de la Suisse, fasc. III (p. 149–189). – Wepf, Basel.
- BÄCHLIN, R., BIANCONI, F., CODONI, A., DAL VESCO, E., KNOBLAUCH, R., KÜNDIG, E., REINHARD, M., SPAENHAUER, F., SPICHER, A., TROMMSDORFF, V. & WENK, E. (1974): Foglio 1313 Bellinzona. – Atlante geol. Svizzera 1:25 000, Carta 66.
- BADER, H. (1934): Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentals. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 14/2, 319–441.
- BEARTH, P. (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 38/2, 363–373.
- (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/1, 127–137.
- (1966): Zur mineralfaziellen Stellung der Glaucohangesteine der Westalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46/1, 13–24.
- BERGER, A. & MERCOLLI, I. (2006): Tectonic and Petrographic Map of the Central Lepontine Alps, 1:100 000, map sheet Sopra Ceneri. Carta geologica speciale 127. – Federal Office of Topography swisstopo.
- BERGER, A., MERCOLLI, I. & ENGI, M. (2005): The central Lepontine Alps: Notes accompanying the tectonic and petrographic map sheet Sopra Ceneri (1:100 000). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 85/2-3, 109–146 (anche: Carta geologica speciale 127, Federal Office of Topography swisstopo, 2007).
- BERGOMI, M.A., TUNESI, A., SHI, Y.-R., COLOMBO, A. & LIU, D.-Y. (2007): SHRIMP II U/Pb geochronological constraints of pre-Alpine magmatism in the Lower Penninic Units of the Ossola Valley (Western Alps, Italy). – Geophys. Res. Abstr. 9, 07780.
- BERNASCONI, M. (1984): Contribution à l'étude de la «Valle di Bosco». – Trav. Diplôme Inst. Minéralogie Univ. Lausanne (iné.).
- BOLLI, H., BURRI, M., ISLER, A., NABHOLZ, W., PANTIĆ, N. & PROBST, P. (1980): Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. – Eclogae geol. Helv. 73/3, 779–797.
- BONZANIGO, L. (1999): Lo slittamento di Campo Vallemaggia. – Tesi di dottorato, Scuola Politecnica Federale di Zurigo (ETHZ), n° 13387. DOI: 10.3929/ethz-a-003885355
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., SCHMID, S.M., BERGER, A., WIEDERKEHR, M., ROBERT, C., MÖLLER, A., ROSENBERG, C., ZEILINGER, G., MOLLI, G. & KOLLER, F. (2012): Metamorphic Framework of the Alps; map at scale 1:1 000 000. – Commission for the Geological Map of the World, Paris.

¹⁾ *Eclogae geol. Helv.* è disponibili su Internet:

<http://retro.seals.ch/digbib/vollist?UID=egh-001>

anche *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.*:

<http://retro.seals.ch/digbib/vollist?UID=smp-001>

e *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*: <http://retro.seals.ch/digbib/vollist?UID=bsv-002>

- BROUWER, F. M., BURRI, T., ENGI, M. & BERGER, A. (2005): Eclogite relics in the Central Alps: PT-evolution, Lu–Hf ages and implications for formation of tectonic mélange zones. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 85/2-3, 147–174.
- BURRI, C. & KÜNDIG, E. (1934): Exkursion Nr. 68. Umgebung von Locarno. In: *Geologischer Führer der Schweiz*, Fasc. XI (p. 838–845). – Schweiz. geol. Ges.
- BURRI, T. (1999): Metamorphism and tectonics within the Vergeletto “spoon” (Southern Valle Maggia, Ticino). – *Diplomarb. Univ. Bern* (ined.).
- (2005): From high-pressure to migmatization: On orogenic evolution of the Southern Lepontine (Central Alps of Switzerland/Italy). – *Diss. Univ. Bern*.
- BUSSENI, D., BUSSY, F., MAGNA, T. & MASSON, H. (2011): Timing of Paleozoic magmatism in the Maggia and Sambuco nappes and paleogeographic implications (central Lepontine Alps). – *Swiss J. Geosci.* 104/1, 1–29.
- CAMPANI, M. (2011): Temporal and spatial evolution of a synorogenic extensional system: The Simplon fault zone (Central Alps). – *PhD. Thesis ETH Zürich Nr. 18461*.
- CAMPANI, M., HERMANN, F. & MANCKTELOW, N. (2010a): Two- and three-dimensional thermal modeling of a low-angle detachment. Exhumation history of the Simplon Fault Zone, central Alps. – *J. geophys. Research, B, Solid Earth* 115, B10420. DOI: 10.1029/2009JB007036
- CAMPANI, M., MANCKTELOW, N., SEWARD, D., ROLLAND, Y., MÜLLER, W. & GUERRA, I. (2010b): Geochronological evidence for continuous exhumation through the ductile-brittle transition along a crustal-scale low-angle normal fault: Simplon Fault Zone, central Alps. – *Tectonics* 29, T3002. DOI: 10.1029/2009TC002582
- CANEPA, M. (1993): Evoluzione stratigrafica, tettonica e metamorfica di un settore di margine continentale al limite tra «Elvetico» e «Pennidico»: il caso delle unità «Pennidiche Inferiori» tra la Val Cairasca e la Val Formazza-Antigorio (provincia di Novara). – *Tesi di dottorato Univ. Torino*.
- CARRUPT, E. (2003): New stratigraphic, structural and geochemical data from the Val Formazza - Binntal area (Central Alps). – *Mém. Géol. (Lausanne)* 41.
- CATTANEO, L. (1987): Una reinterpretazione strutturale del pennidico ossolano in Val Cravariola (Novara). – *Tesi di Laurea Univ. degli Studi di Milano* (ined.).
- COLOMBI, A. (1983): Contribution à l'étude géologique de la région de Bosco Gurin (TI). – *Trav. Diplôme Inst. Minéralogie Univ. Lausanne* (ined.).
- (1989): Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). – *Mém. Géol. (Lausanne)* 4.
- DESMONS, J., APRAHAMIAN, J., COMPAGNONI, R., CORTESOGNO, L. & FREY, M. (1999): Alpine metamorphism of the Western Alps: I. Middle to high T/P metamorphism. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 89–110.
- ENGI, M., BERGER, A. & ROSELLE, G. (2001): The role of the tectonic accretion channel in collisional orogeny. – *Geology* 29, 1143–1146.
- FORSTER, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 27/2, 249–471.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): The new metamorphic map of the Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1.
- GERLACH, H. (1869): Die penninischen Alpen. – *N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. gesamm. Natw.* 23 (anche: *Beitr. geol. Karte Schweiz* 27, 1883).
- GRUJIC, D. & MANCKTELOW, N. S. (1996): Structure of the northern Maggia and Lebendun Nappes, Central Alps, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 461–504.
- GRÜTTER, O. (1929): Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin. – *Verh. natf. Ges. Basel* 40, 78–152.

- HALL, W.D.M. (1972): The structural geology and metamorphic history of the lower Pennine Nappes, Valle di Bosco (TI, Switzerland). – Ph.D. Thesis, Imperial College, London.
- HANSEN, J.W. (1972): Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Bündnerschiefer-Serien zwischen Nufenenpass (Schweiz) und Cascata Toce (Italia). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 52/1, 109–153.
- HÄUSELMANN, P. (1997): Zur Geologie des Val Vergeletto (TI). – Diplomarb. Univ. Bern (ined.).
- HUBBARD, M. & MANCKTELOW, N.S. (1992): Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. – *Geology* 20/10, 943–946.
- HUBER, M., RAMSAY, J. & SIMPSON, C. (1980): Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 593–606.
- HUBER-ALEFFI, A. (1982): Strain determinations in the conglomeratic gneiss of the Lebendun nappe, Ticino, Switzerland. – Ph.D. Thesis Univ. Zürich.
- HUNZIKER, J.C. (1966): Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Prov. di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46/2, 473–552.
- (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte. – *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 527–542.
- IST – ISTITUTO DI SCIENZE DELLA TERRA (2004): Frana di Cerentino. Interpretazione dei dati di monitoraggio (periodo gennaio 2002 – dicembre 2003): Risultati e valutazioni. – Scuola Universitaria Professionale della Svizzera Italiana (ined.).
- JOOS, M.G. (1967): Über die Herkunft der Lebendunserie. – *Eclogae geol. Helv.* 60/1, 151–155.
- (1969): Zur Geologie und Petrographie der Monte Giove-Gebirgsgruppe im östlichen Simplon-Gebiet (Novara, Italia). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 49/2, 277–323.
- JUSTIN-VISENTIN, E. (1967): Metamorfismo dei terreni del Trias superiore nel ricoprimento Lebendun (Val Formazza): studio petrologico e confronto con i Quartenschiefer ultraelvetici. – *Cons. naz. Ric. Cent. Stud. Geol. e Petrogr. (Padova)*.
- KLAPER, E.M. (1982): Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-Zone. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62/1, 47–76.
- (1985): Deformation history and metamorphic mineral growth along the Pennine Frontal Thrust (Wallis, Ticino, Switzerland). – Ph.D. Thesis ETH Zürich.
- KOBE, H. (1956): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 36/1, 244–348.
- MAGGINI, L. (1999): Pour en savoir plus sur le pli du Wandfluhhorn dans la région du Lago Maggiore, Valle dell'Isorno (VB, Italie). – *Trav. Diplôme Inst. Géologie Minéralogie Univ. Lausanne* (ined.).
- MANCKTELOW, N.S. (1992): Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). – *Tectonophysics* 215/3-4, 295–317.
- MARI, S., DELALOYE, R., SCAPOZZA, C. & STROZZI, T. (2011): Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994–2007). In: LAMBIEL, C., REYNARD, E. & SCAPOZZA, C. (eds.): *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3–5 septembre 2009, Olivone. – *Géovisions (Inst. Géogr. Univ. Lausanne)* 36, 145–159. [http://www.unil.ch/files/live/sites/igul/files/shared/Geovisions/Geovisions36/10_Mari_Dealoye_Scapozza_Strozzi.pdf]
- MASSON, H. (2002). Ophiolites and other (ultra)basic rocks from the West-Central Alps: New data for a puzzle. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 88/2, 263–276.

- MATASCI, B., EPARD, J.-L. & MASSON, H. (2011): The Teggiolo zone: a key to the Helvetic–Penninic connection (stratigraphy and tectonics in the Val Bavona, Ticino, Central Alps). – *Swiss J. Geosci.* 104/2, 257–284.
- MAXELON, M. (2004): Developing a three-dimensional structural model of the lower Lepontine nappes, Central Alps, Switzerland and Northern Italy. – PhD. Thesis ETH Zürich Nr. 15598.
- MAXELON, M. & MANCKTELOW, N.S. (2005): Three-dimensional geometry and tectonostratigraphy of the Pennine zone, Central Alps, Switzerland and Northern Italy. – *Earth-Sciences Reviews* 71, 171–227.
- MERLE, O. (1994): Syn-convergence exhumation of the Central Alps. – *Geodinamica Acta* (Paris) 7/3, 129–138.
- MERLE, O., COBBOLD, P. & SCHMID, S. (1989): Tertiary kinematics in the Lepontine dome. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Ed.): *Alpine Tectonics*. – *Geol. Soc. spec. Publ.* 45, 113–134.
- MERZ, C. (1985): *Minéralogie et pétrographie de la région de la Valle di Campo* (TI). – *Trav. Diplôme Inst. Minéralogie Univ. Lausanne* (inéd.).
- MILNES, A.G. (1974a): Post-nappe folding in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 333–348.
- (1974b): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): a new working hypothesis. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85, 1727–1732.
- (1976): Note on the modal composition of the Antigorio gneiss (Lepontine Alps, Northern Italy). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56/1, 101–103.
- NIGGLI, E. (1960): Mineralzonen der alpinen Metamorphose in der Schweizer Alpen. – XXI Int. Geol. Congress Copenhagen. Rep. 21st Sess. Norden 13, 132–138.
- (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. – *Fortschr. Mineral.* 47/1, 16–26.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der Alpidischen Metamorphose in der Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Stauroolith, Disthen, Sillimanit). – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 335–368.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. & KÜNDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenioal. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 71.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFÉ, B., GOSSO, G., HANDY, M., HÖCK, V., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., POLINO, R., ROSSI, P., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, S. & SPALLA, M.I. (2004): Metamorphic structure of the Alps; map at scale 1:1 000 000. – Commission for the Geological Map of the World, Paris.
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen, zweiter Teil: Oberes Tessin- und Maggiabegiet. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz* 26.
- (1921): Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. – *Eclogae geol. Helv.* 16/4, 485–496.
- REYMOND, B. (1989): Stratigraphie et pétrographie de la nappe du Lebendun dans la région du Simplon, Alpes, Haut Valais. – *Trav. Diplôme Univ. Lausanne* (inéd.).
- RODGERS, J. & BEARTH, P. (1960): Zum Problem der Lebendundecke. – *Eclogae geol. Helv.* 53/1, 169–178.
- SCAPOZZA, C. & MARI, S. (2010): Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. – *Boll. Soc. ticinese Sci. nat.* 98, 15–29. [<http://repository.supsi.ch/2152/>]
- SCHARDT, M. (1904): Note sur le profil géologique et la tectonique du tunnel du Simplon comparés aux travaux antérieurs. – *Eclogae geol. Helv.* 8/2, 173–200.
- SCHMIDT, C. (1907): Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. – *Eclogae geol. Helv.* 9/4, 484–584.

- SCHMIDT, C. & PREISWERK, H. (1908): Geologische Karte der Simplon-Gruppe: 1:50 000. Spez.-Karte 48. – Geol. Komm. schweiz. natf. Ges.
- SCHMIDT, C., PREISWERK, H. & STELLA, A. (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe in 1:50 000. – Beitr. geol. Karte Schweiz 26.
- SPRING, L., REYMOND, B., MASSON, H. & STECK, A. (1992): La nappe du Lebendun entre Alte Kaserne et le Val Cairasca (massif du Simplon): nouvelles observations et interprétations. – *Eclogae geol. Helv.* 85/1, 85–104.
- STECK, A. (1984): Structures de déformation tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- (1987): Le massif du Simplon. Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 67/1, 27–45.
- (1990): Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 603–627.
- (1998): The Maggia cross-fold: An enigmatic structure of the Lower Penninic nappes of the Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 91/3, 333–343.
- (2008): Tectonics of the Simplon massif and Lepontine gneiss dome: deformation structures due to collision between the underthrusting European plate and the Adriatic indenter. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 515–546.
- STECK, A., DELLA TORRE, F., KELLER, F., PFEIFER, H.-R., HUNZIKER, J. & MASSON H. (2013): Tectonics of the Lepontine Alps: ductile thrusting and folding in the deepest tectonic levels of the Central Alps. – *Swiss J. Geosci.* 106/3, 427–450.
- STECK, A. & HUNZIKER, J.C. (1994): The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt. – *Tectonophysics* 238, 229–254.
- STEINMANN, M. (1994): Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz. – *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 137/4, 675–721.
- STELLA, A. (1904): Sulla geologia della regione ossolana contigua al Sempione. – *Boll. Soc. geol. ital.* 23/1, 84–89.
- (1913): Carta geologica d'Italia scala 1:100 000, foglio 5 Val Formazza. – *Reg. Uff. geol. d'Italia*.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. Band 1. Mittelzone und südliche Nebenzonen der Alpen. – Stämpfli, Bern.
- TODD, C.S. & ENGI, M. (1997): Metamorphic field gradients in the Central Alps. – *J. metamorphic Geol.* 15/4, 513–530.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose Kieseliger Karbonatgestein in den Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46/2, 431–460.
- (1972): Change in T-X during metamorphism of siliceous dolomitic rocks of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 52/3, 567–571.
- (1990): Metamorphism and tectonics in the Central Alps: the Alpine lithospheric melange of Cima Lunga and Adula. – *Mem. Soc. geol. ital.* 45, 39–49.
- VALENTI, G. (1983): Geologia e petrografia della Zona di Bosco Gurin (TI). – *Lavoro di diploma ETH Zürich (ined.)*.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessinalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 35/2, 311–319.
- (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen: Die Paragenese Calcit-Plagioklase. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/1, 139–152.
- (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose in Lepontin. – *Fortschr. Mineral.* 47/1, 34–51.
- WENK, E. & KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 49/1, 157–198.

WIELAND, H. (1966): Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46/1, 189–303.

WINKLER, H. G. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. – Springer, Berlin.

ZAWADYNSKI, L. (1952): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone (Tessin). Zur Petrographie der Kataklastite. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 32/1, 1–110.

CARTE GEOLOGICHE PUBBLICATE

Carta geologica della Svizzera 1:500 000

Ufficio federale delle acque e della geologia, Servizio geologico nazionale, 2005.

Carta tettonica della Svizzera 1:500 000

Ufficio federale delle acque e della geologia, Servizio geologico nazionale, 2005.

Carta idrogeologica della Svizzera 1:500 000, falde acquifere

Ufficio federale di topografia swisstopo, Servizio geologico nazionale, 2007.

La Svizzera durante l'ultimo massimo glaciale (LGM) 1:500 000

Ufficio federale di topografia swisstopo, Servizio geologico nazionale, 2009.

Carta geologica generale della Svizzera 1:200 000

Foglio 7 Ticino, di P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1955.

Carta delle materie prime minerali della Svizzera 1:200 000

Foglio 1 Ticino–Uri, di C. WENGER & R. STEIGER, 1990.

Carta geologica della Svizzera 1:100 000

Foglio XVIII Brieg–Airolo, di E. VON FELLEBERG, J. BACHMANN, C. MOESCH & H. GERLACH, 1885.

Foglio XIX Bellinzona–Chiavenna, di F. ROLLE, 1882.

Atlante geologico della Svizzera 1:25 000

n. 34 Basodino (CN 1271), di C. E. BURCKHARDT & A. GÜNTHER, 1957.

n. 73 P. Campo Tencia (CN 1272), di F. KELLER, E. WENK, F. BIANCONI & P. HASLER, 1980.

Carte geologiche speciali

n. 48 Geologische Karte der Simplon-Gruppe, 1:50 000, di C. SCHMIDT & H. PREISWERK, 1908.

n. 81 Geologische Karte des obern Tessin- und Maggia-Gebietes, 1:50 000, di H. PREISWERK, 1918.

- n. 116 Carta geologica delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio, 1:50 000, di H. PREISWERK, L. BOSSARD, O. GRÜTTER, P. NIGGLI, E. KÜNDIG & E. AMBÜHL, 1934.
- n. 123 Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes, 1:100 000, di A. STECK, B. BIGIOGGERO, G. V. DAL PIAZ, A. ESCHER, G. MARTINOTTI & H. MASSON (ed.), 1999.
- n. 127 Tectonic and petrographic map of the Central Lepontine Alps, 1:100 000, di A. BERGER & I. MERCOLLI, 2006.

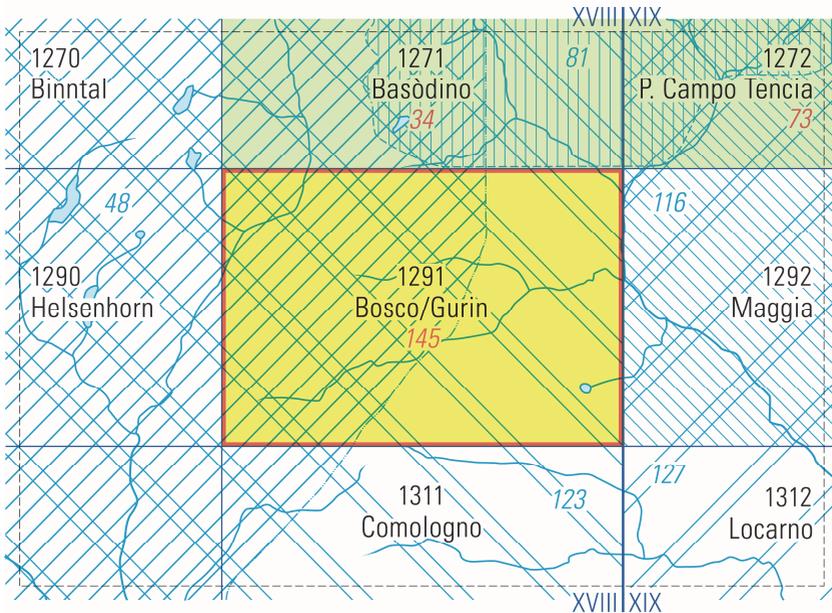
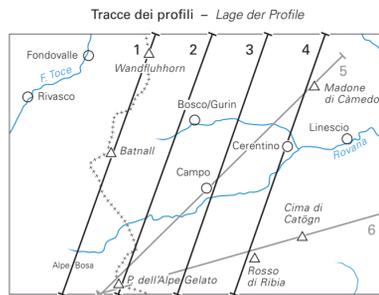
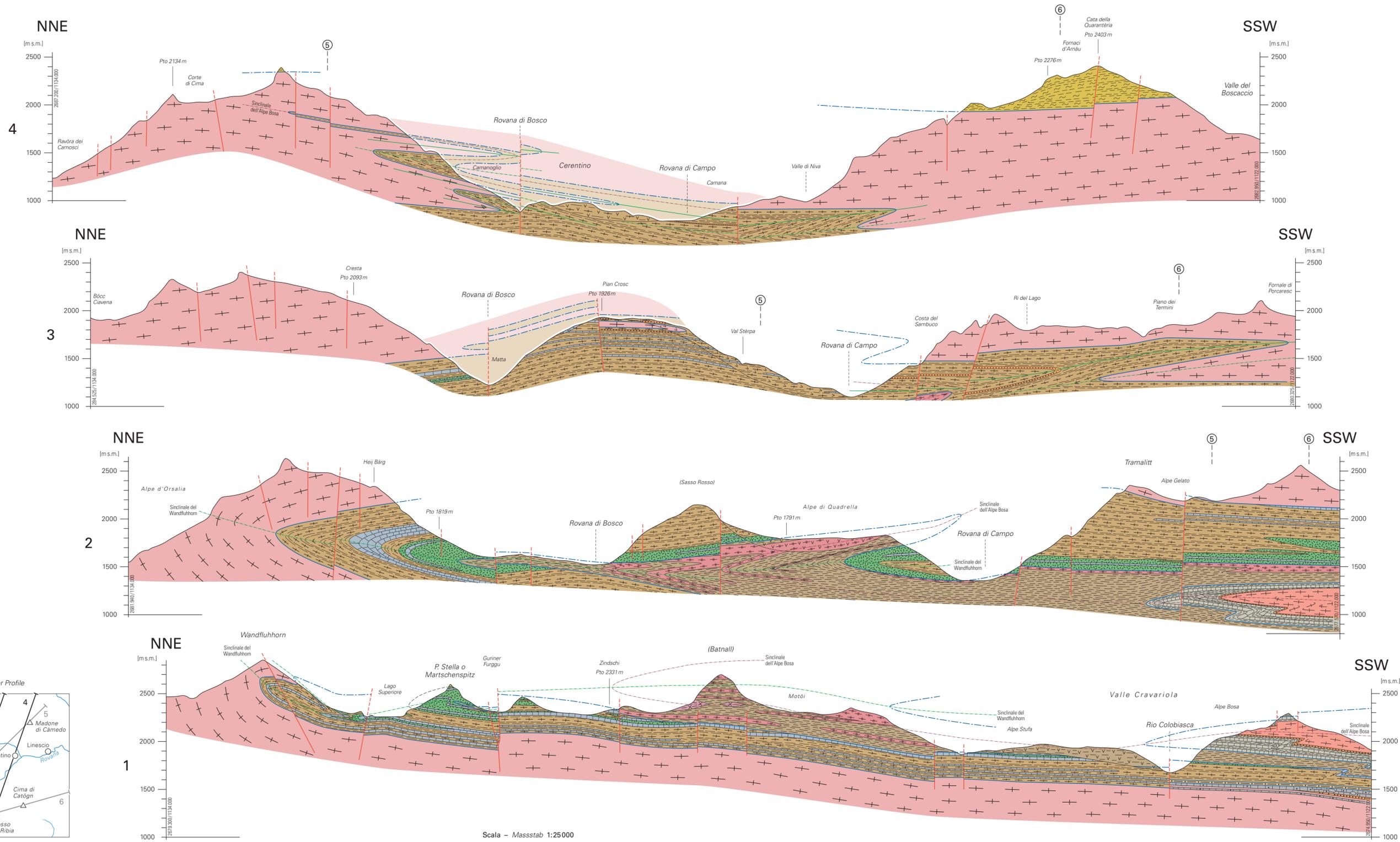


Fig. 5: Carte geologiche pubblicate con base topografica ufficiale.

ANNESI

- Tavola I: Profili geologici sul territorio del foglio Bosco/Gurin (I)
Tavola II: Profili geologici sul territorio del foglio Bosco/Gurin (II)



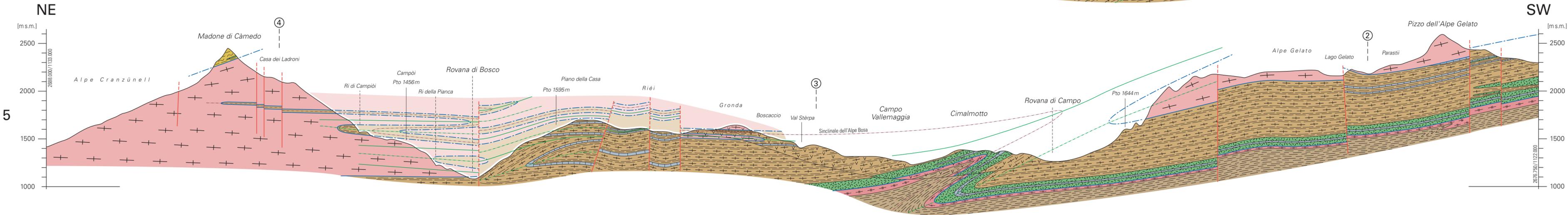
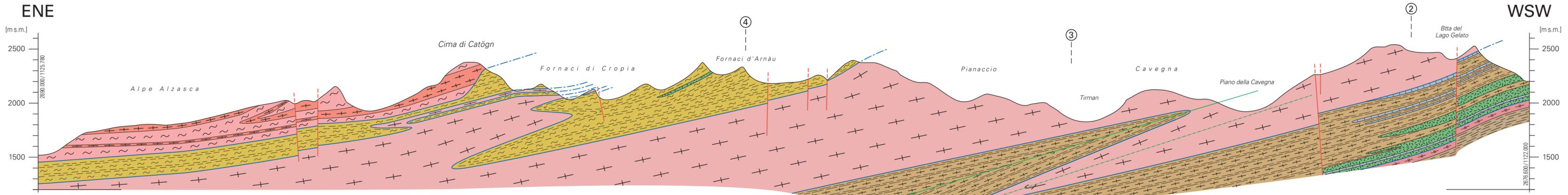
Profili geologici sul territorio del foglio Bosco/Gurin (I)
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Bosco/Gurin (I)

di - von
Franco Della Torre e Luca Maggini

- Quaternario - Quartär**
 - Massa in scivolamento, massa dissestata
Rutschmasse, Sackungsmasse
- Zona di Mergoscia - Mergoscia-Zone**
 - Micasisti eterogenei e gneiss da leucocratico a mesocratico
Heterogene Glimmerschiefer und leuko- bis mesokrater Gneis
- Falda del Monte Leone - Monte-Leone-Decke**
 - Calcesisti s.l. e micasisti
Kalkschiefer s.l. und Glimmerschiefer
 - Quarzite, meta-arcosa, marmo dolomitico
Quarzit, Metaarkose, Dolomitmarmor
 - Gneiss leucocratico massiccio
Massiger leucokrater Gneis
- Zona di Bosco - Bosco-Zone**
 - Gneiss di Bosco - Bosco-Gneis
 - Micasisti a due miche con quarzo e plagioclasio
Zweigliimmerschiefer mit Quarz und Plagioklas
 - Micasisti e gneiss, poco influenzati dalla deformazione alpina
Glimmerschiefer und -gneis, kaum alpin deformiert
- Zona del Bombogno - Bombogno-Zone**
 - Anfibolite - Amphibolite
 - Calcesisti s.l. - Kalkschiefer s.l.
 - Quarzite, meta-arcosa, marmo dolomitico
Quarzit, Metaarkose, Dolomitmarmor
 - Gneiss da meso- a leucocratico, micasisti e gneiss a due miche; zona del Bombogno in gen.
Meso- bis leucokrater Gneis, Zweigliimmerschiefer und -gneis bzw. Bombogno-Zone i. Allg.
- Falda del Lebendun - Lebendun-Decke**
 - Gneiss conglomeratico o listato
Konglomeratischer oder streifiger Gneis
- Falda di Antigorio - Antigorio-Decke**
 - Calcesisti s.l., p.p. conglomeratici e a blocchi
Kalkschiefer s.l., z.T. konglomeratischer und mit Blöcke
 - Quarzite, meta-arcosa, marmo dolomitico
Quarzit, Metaarkose, Dolomitmarmor
 - Gneiss di Antigorio - Antigorio-Gneis
- Zona del Teggiolo - Teggiolo-Zone**
- Faglia, frattura - Bruch, Verwerfung
- Limite di falda - Deckengrenze
- Traccia di superficie assiale di anticlinale F3
Spur einer antiktinalen Achsenfläche F3
- Traccia di superficie assiale di sinclinale F3
Spur einer synktinalen Achsenfläche F3
- Traccia di superficie assiale di sinclinale F2
Spur einer synktinalen Achsenfläche F2
- Intersezione con un altro profilo - Profilschnitt

- Quaternario – Quartär**
- Massa in scivolamento, massa dissestata
Rutschmasse, Sackungsmasse
- Falda della Maggia – Maggia-Decke**
- Gneiss di Cocco – Cocco-Gneis
 - Gneiss mesocratico, spesso in alternanze di banchi leuco- e melanocratici, micasisti e gneiss a due miche e granato
Mesokrater Gneis, häufig in Wechsellagerung mit leuko- und melanokraten Lagen, Zweiglimmerschiefer und -gneise mit Granat
- Zona di Mergoscia – Mergoscia-Zone**
- Anfibolite – Amphibolit
 - Micasisti eterogenei e gneiss da leucocratico a mesocratico
Heterogene Glimmerschiefer und leuko- bis mesokrater Gneis
- Zona di Bosco – Bosco-Zone**
- Gneiss di Bosco – Bosco-Gneis
 - Micasisti a due miche con quarzo e plagioclasio
Zweiglimmerschiefer mit Quarz und Plagioklas
- Zona del Bombogno – Bombogno-Zone**
- Anfibolite – Amphibolit
 - Calcescisti s.l. – Kalkschiefer s.l.
 - Quarzite, meta-arcosa, marmo dolomitico
Quarzit, Metaarkose, Dolomitmarmor
 - Gneiss da meso- a leucocratico, micasisti e gneiss a due miche; zona del Bombogno in gen.
Meso- bis leukokrater Gneis, Zweiglimmerschiefer und -gneise bzw. Bombogno-Zone i. Allg.
- Falda di Antigorio – Antigorio-Decke**
- Gneiss di Antigorio – Antigorio-Gneis

- Faglia, frattura – Bruch, Verwerfung
- Limite di falda – Deckengrenze
- Traccia di superficie assiale di anticlinale F3
Spur einer antiktinalen Achsenfläche F3
- Traccia di superficie assiale di sinclinale F3
Spur einer synktinalen Achsenfläche F3
- Traccia di superficie assiale di sinclinale F2
Spur einer synktinalen Achsenfläche F2
- Intersezione con un altro profilo – Profilschnitt



Profili geologici sul territorio del foglio Bosco/Gurin (II)
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Bosco/Gurin (II)

di – von
Franco Della Torre e Luca Maggini

Scala – Massstab 1:25000

