

# 1312 Locarno

## Note esplicative

HANS-RUDOLF PFEIFER, HULDRYCH KOBE †, ALBERTO COLOMBI,  
ALBRECHT STECK, DIEGO POZZORINI e YVES GOUFFON

Atlante geologico della Svizzera



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Ufficio federale di topografia swisstopo  
[www.swisstopo.ch](http://www.swisstopo.ch)

2018

159

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

1:25 000

# 1312 Locarno

Note esplicative

22 Figure, 5 Tabelle e 3 Tavole

redatte da

HANS-RUDOLF PFEIFER, HULDRYCH KOBE †,  
ALBERTO COLOMBI, ALBRECHT STECK,  
DIEGO POZZORINI e YVES GOUFFON

tradotte da

DIEGO POZZORINI

2018



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Ufficio federale di topografia swisstopo

### **Raccomandazioni per la citazione nella bibliografia**

#### *Carta*

PFEIFER, H.-R., KOBE, H., FORSTER, R., KNUP, P., BÄCHLIN, R., MARCHON, T., POZZORINI, D., SARTORI, I., SCHMID, S.M., WALTER, P., STECK, A. & TIÈCHE, J.-C. (2018): Foglio 1312 Locarno. – Atlante geol. Svizzera 1:25000, Carta 159.

#### *Note esplicative*

PFEIFER, H.-R., KOBE, H., COLOMBI, A., STECK, A., POZZORINI, D. & GOUFFON, Y. (2018): Foglio 1312 Locarno. – Atlante geol. Svizzera 1:25000, Note esplic. 159.

### **Frontespizio**

#### *Copertina*

Alternanze decimetriche a metriche, intensamente variabili e piegate, degli gneiss della Zona di Orselina-Bellinzona: a sinistra gneiss mesocratici bruni, a tessitura flaser, con alterazione meteorica, a plagioclasio, feldspato alcalino e due miche; nel mezzo e a destra pegmatiti chiare con intercalazioni di anfiboliti verdastre a grana fine. Strada delle Centovalli, a est di Camedo (coord. ca. 2691.000/1112.500). Grandezza della foto ca. 1,5 m. Foto H.-R.Pfeifer, 2017.

#### *Carta*

Sovrapposizione del modello altimetrico swissALTI<sup>3D</sup> con lo schizzo tettonico del foglio Locarno dell'Atlante geologico.

#### *Note esplicative*

Metaeclotiti a granato in una massa di simplettite, clinopirosseno e anfibolo. Valleggia a ovest di Cardada (coord. 2702.130/1117.210). Grandezza della foto ca. 30 cm. Foto A. Colombi, 1985.

### **Editore**

© 2018, Ufficio federale di topografia, CH-3084 Wabern. – Tutti i diritti riservati. Traduzioni e riproduzioni analogiche 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 978-3-302-40084-6

## INDICE

Prefazione .....	4
Riassunto, Zusammenfassung, Résumé, Summary .....	5
Introduzione .....	10
Inquadramento geografico .....	10
Introduzione geologica .....	11
Istoriato della ricerca e del rilevamento cartografico .....	11
Litostratigrafia e petrografia .....	16
Pennidico .....	16
Pennidico inferiore (Lepontino) .....	16
Falda del Simano .....	16
Falda della Cima Lunga .....	16
Falda della Maggia .....	17
Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia .....	20
Zona di Orselina-Bellinzona .....	24
Pennidico medio .....	26
Falda del Monte Rosa .....	26
Pennidico superiore .....	27
Falda di Zermatt-Saas Fee .....	27
Rocce filoniane .....	28
Salassico .....	30
Falda di Sesia .....	30
Sudalpino .....	34
Zona del Canavese .....	34
Zona di Ivrea .....	36
Zona di Strona-Ceneri .....	42
Quaternario .....	43
Tettonica .....	52
Unità tettoniche .....	52
Sintesi tettono-metamorfica .....	58
Orogenesi prevarisica e varisica .....	58
Orogenesi alpina .....	59
Idrogeologia .....	66
Gallerie e cunicoli .....	73
Materie prime minerali .....	74
Escursioni .....	85
Ascona (Monte Verità) – Losone (Arcegno) .....	85
Affioramenti lungo la Linea delle Centovalli .....	95
Bibliografia .....	98
Carte geologiche pubblicate .....	116
Annessi .....	118

## PREFAZIONE

Il foglio Locarno dell'Atlante geologico della Svizzera (No 159) e le relative Note esplicative descrivono un'area geologicamente complessa al confine tra Alpi Centrali e Alpi Meridionali. La carta vuole principalmente rappresentare un inventario litologico-strutturale. L'interpretazione tettonica illustra lo stato delle conoscenze attuale degli autori, tuttavia sono possibili altre interpretazioni.

Le prime mappe dettagliate su cui si basa il presente foglio dell'atlante risalgono a tesi di dottorato degli anni '30 a '50 dello scorso secolo. H. Kobe verificò e completò la propria area di rilevamento tra il 1960 ed il 1980. Tra il 1980 ed il 1989 H.-R. Pfeifer provvide a completare nel dettaglio le parti mancanti del territorio – dalle Centovalli alla regione di Losone-Arcegnò. Già nel 1990 era disponibile una prima bozza del foglio compilata e disegnata da A. Colombi. A seguito delle incertezze sulla struttura tettonica nell'area tra Losone ed il Pizzo Leone emerse durante alcune ispezioni nel 1992, tale zona venne rimappata completamente tra il 1999 ed il 2000. Grazie alle numerose nuove osservazioni geologico-strutturali effettuate da A. Steck tra il 1995 ed il 2016 è stato possibile ridefinire i confini tra le unità tettoniche nella zona tra Camedo e Gorduno/Bellinzona. Una rimappatura completa del territorio del foglio non sembrava necessaria in virtù dell'alta qualità delle carte esistenti e sarebbe inoltre risultata oltremodo complessa ed onerosa data la forte riduzione della rete di sentieri e l'elevato aumento della superficie forestale registrati sul territorio durante gli ultimi 60 anni. I sedimenti quaternari, incluse le instabilità di versante, sono stati riesaminati da Y. Gouffon (Servizio geologico nazionale) per l'intera superficie del foglio ed in parte reinterpretati mediante l'ausilio del modello digitale di terreno (swissALTI<sup>3D</sup>) e dell'inventario dei fenomeni di dissesto («Carta dei dissesti del Cantone Ticino», IST-SUPSI).

Per conto della Commissione geologica svizzera, i proff. N. Mancktelow e S. Schmid, nonché i dott.ri T. Burri e A. Gilli hanno provveduto alle recensioni scientifiche della documentazione.

L'elaborazione cartografica è stata effettuata da A. Baumeler (Digikarto, Zürich) mentre la traduzione dal testo originale in lingua tedesca è stata curata con spirito critico da D. Pozzorini, basata sulle sue conoscenze geologiche dell'area.

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

Dicembre 2018

Ufficio federale di topografia swisstopo  
Servizio geologico nazionale

## RIASSUNTO

Il foglio Locarno dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25000 è situato nella Zona Ripida Meridionale al limite tra le Alpi Centrali e le Alpi Meridionali. Dominano le rocce di tipo cristallino metamorfico, in particolare gneiss e anfiboliti con contatti e scistosità d'immersione tra 60 e 90° sia verso nord che verso sud. Da nord a sud, sono state evidenziate le seguenti undici unità tettoniche:

- Pennidico: Falda del Simano, Falda della Cima Lunga (con relitti di metamorfismo di alta pressione), Falda della Maggia, Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia (pure con relitti di alta pressione), Zona di Orselina-Bellinzona, Falda del Monte Rosa, Falda di Zermatt-Saas Fee (ofioliti piemontesi corrispondenti al limite tra le placche litosferiche europea e adriatica-apuliana).
- Salassico: Falda di Sesia (pure con relitti di alta pressione), separata dalle Alpi Meridionali (Sudalpino) dalla Linea Insubrica.
- Sudalpino: Zona del Canavese, Zona di Ivrea e Zona di Strona-Ceneri.

L'età e il grado metamorfico si differenziano da un'unità all'altra. Le unità pennidiche si situano nel campo della facies anfibolitica superiore alpina, sono localmente migmatitiche e contengono filoni aplitici e pegmatitici d'età oligocenica. Al contrario, le rocce della Falda di Sesia, all'eccezione di un relitto metaeclogitico di alta pressione, si situano al limite tra le facies a scisti verdi e anfibolitica alpine. Mentre le rocce della Zona del Canavese hanno subito un metamorfismo perlopiù progrado in facies a scisti verdi di età alpina, quelle della Zona di Ivrea sono dominate dalla facies anfibolitica a granulitica prealpina d'età prevalentemente varisica e localmente affette da retrogressioni alpine in facies a scisti verdi. Infine, le rocce appartenenti alla Zona di Strona-Ceneri, in facies anfibolitica, hanno tratto origine da una complessa sequenza tettono-metamorfica di età pre-varisica e varisica.

I fenomeni di deformazione sono molto variabili: oltre a pieghe a scala ettometrica risultanti da una deformazione duttile polifasica, il territorio del foglio è attraversato da due importanti linee tettoniche ad orientazione prevalente est-ovest:

1. La Linea Insubrica che costituisce parte del Lineamento Periadriatico ed è in relazione con la risalita in retroscorrimento delle Alpi Centrali (Oligocene–primo Miocene: 30–20 Ma) e con un movimento trascorrente destro in buona parte coevo alla risalita. Più che una semplice superficie separante due unità tettoniche, questa importante discontinuità si compone di una fascia milonitica dello spessore dell'ordine di 1 km, situata a cavallo tra la parte nord della Zona di Ivrea, la Zona del Canavese e la parte sud della Falda di Sesia. Le deformazioni associate alla Linea Insubrica si estendono inoltre anche alla Falda di Zermatt-Saas Fee ed alla parte sud della Falda del Monte Rosa.

2. Più a nord, la Linea tardo-alpina delle Centovalli (tardo Miocene, 10–5 Ma) si manifesta attraverso numerose zone parallele di cataclasi e cachiriti per uno spessore totale di circa 200 m.

L'erosione tardo-neogenica e quaternaria ha lasciato tracce importanti nel paesaggio: numerosi corsi d'acqua hanno inciso profonde valli, di tipo canyon, in seguito riempite da sedimenti, il cui fondo può situarsi fino a 700 m al di sotto dell'attuale livello del mare. Durante i periodi glaciali del Quaternario, la quasi totalità (95%) del territorio del foglio era coperta da estese masse di ghiaccio, come testimoniato dalla frequente presenza di depositi morenici.

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Blatt Locarno des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 liegt in der südlichen Steilzone an der Grenze zwischen den Zentral- und den Südalpen. Es dominieren metamorphe kristalline Grundgebirgsgesteine, d.h. vor allem Gneise und Amphibolite, deren Kontakte und Schieferung zwischen 60 und 90° nach Norden oder Süden einfallen. Elf verschiedene tektonische Einheiten lassen sich unterscheiden; es sind dies, von Norden nach Süden:

- Penninikum: Simano-Decke, Cima-Lunga-Decke (mit Hochdruckrelikten), Maggia-Decke, Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex (z.T. mit Hochdruckrelikten), Orselina-Bellinzona-Zone, Monte-Rosa-Decke, Zermatt-Saas-Fee-Decke (piemontesische Ophiolithe, welche die Grenze zwischen der europäischen und der adriatisch-apulischen Platte markieren).
- Salassikum: Sesia-Decke (mit Hochdruckrelikten), getrennt vom Südalpin durch die Insubrische Linie.
- Südalpin: Canavese-Zone, Ivrea-Zone und Strona-Ceneri-Zone.

Alter und Metamorphosegrad dieser Einheiten sind unterschiedlich. Die penninischen Einheiten liegen alle in der höchsten alpinen Amphibolitfazies und weisen oligozäne Aplit- und Pegmatitgänge sowie lokale Migmatitbildung auf. Die Gesteine der Sesia-Decke hingegen weisen – ausser einem Metaeklogitvorkommen im Kartengebiet – einen alpinen Metamorphosegrad im Übergangsbereich von Grünschiefer- zu Amphibolitfazies auf. Während die Gesteine der Canavese-Zone durch eine alpine prograde Grünschieferfazies überprägt sind, enthält die Ivrea-Zone, neben lokalen alpinen Retrogressionsprozessen in Grünschieferfazies, vor allem granulit- und amphibolitfazielle Gesteine variszischen Alters. Die Strona-Ceneri-Zone wiederum enthält amphibolitfazielle Gesteine prävariszischen und variszischen Alters.

Die Deformationserscheinungen sind sehr vielfältig: neben durch mehrphasige duktile Deformation entstandenen Falten im 100-m-Bereich wird das Kar-

tengebiet von zwei West–Ost verlaufenden alpinen tektonischen Störungszonen durchquert:

1. Die Insubrische Line, welche einen Teil des Periadriatischen Lineaments bildet, ist mit der Heraushebung der Zentralalpen im Oligozän bis frühen Miozän (30–20 Ma) und mit einer dextralen transversalen Bewegung verbunden, die weitgehend zeitgleich mit der Heraushebung ist. Es handelt sich dabei um mehr als nur die Spur einer einfachen Fläche, die zwei tektonische Einheiten trennt: Diese Linie besteht aus einer km-breiten Mylonitzone, die sich zwischen dem Nordteil der Ivrea-Zone, der Canavese-Zone und dem Südteil der Sesia-Decke erstreckt. Die mit der Insubrischen Line verbundenen Deformationen sind jedoch bis in die Zermatt-Saas-Fee-Decke und den südlichen Teil der Monte-Rosa-Decke beobachtbar.
2. Weiter im Norden manifestiert sich die spätalpine Centovalli-Line (spätes Miozän, 10–5 Ma) durch mehrere parallele, bis zu 200 m mächtige Kataklasit- und Kakiritzonen.

Die spätneogene und quartäre Erosion hat in der Landschaft tiefe Spuren hinterlassen: Mehrere grössere Flüsse haben im Süden bis zu 700 m unter dem heutigen Meeressniveau liegende, canyonartige Täler gebildet, die später durch Sedimente aufgefüllt wurden. Während der quartären Eiszeiten waren 95% des Gebiets von Blatt Locarno von Eis bedeckt, wovon die überall vorhandenen Moränen Zeugnis ablegen.

## RÉSUMÉ

La feuille Locarno de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25000 est située dans la zone verticale méridionale («Southern Steep Belt») à la limite entre les Alpes Centrales et les Alpes Méridionales. Les roches de type socle cristallin métamorphique dominant, à savoir des gneiss et amphibolites avec des contacts et schistosités qui plongent entre 60 et 90° vers le nord ou vers le sud. Du nord au sud, onze unités tectoniques y ont été distinguées:

- Pennique: nappes du Simano, de la Cima Lunga (avec reliques de haute pression) et de la Maggia, complexe de nappes d'Antigorio-Mergoscia (avec reliques de haute pression), zone d'Orselina-Bellinzona, nappes du Mont Rose et de Zermatt-Saas-Fee (ophiolites piémontaises qui correspondent à la limite entre les plaques lithosphériques européenne et adriatique-apulienne).
- Salassique: nappe de Sesia, séparée des unités du Sudalpin par la ligne Insubrienne.
- Sudalpin: zones du Canavese, d'Ivrée et de Strona-Ceneri.

L'âge et le degré du métamorphisme diffèrent d'une unité à l'autre. Les unités penniques se situent toutes dans le domaine du faciès amphibolite supérieur alpin; elles sont migmatitiques et contiennent des filons d'aplite et de pégnatite d'âge oligocène. Par contre les roches de la nappe de Sesia présentent un métamorphisme alpin à la limite des faciès schiste vert et amphibolite, à l'exception d'une relique de haute pression observée dans le secteur de la feuille. Alors que les roches de la zone du Canavese présentent un faciès schiste vert alpin prograde, celles de la zone d'Ivrée sont dominées par les faciès granulite et amphibolite d'âge varisque et localement affectées par des rétrogressions alpines en faciès schiste vert. La zone de Strona-Ceneri se compose de roches en faciès amphibolite d'âge antévarisque et varisque.

Les phénomènes de déformation sont très variés: à part des plis hectométriques résultant d'une déformation ductile multiphase, la région de cette feuille est traversée par deux lignes tectoniques majeures d'orientation est-ouest:

1. La ligne Insubrienne, qui fait partie du linéament Périadriatique, est en relation avec la surrection en retour des Alpes Centrales (Oligocène - Miocène précoce: 30-20Ma) et avec un mouvement décrochant dextre qui est largement contemporain de la surrection. Plus que la trace d'une simple surface séparant deux unités tectoniques, cette ligne est composée d'une bande mylonitique d'une épaisseur de l'ordre de 1 km, qui s'étend entre la partie nord de la zone d'Ivrée, la zone du Canavese et la partie sud de la nappe de Sesia. Les déformations associées à la ligne Insubrienne affectent également la nappe de Zermatt-Saas Fee et la partie sud de la nappe du Mont Rose.
2. Plus au nord, la ligne tardi-alpine des Centovalli (Miocène tardif, 10-5 Ma) se manifeste par plusieurs zones parallèles de cataclasites et kakirites atteignant 200 m d'épaisseur.

L'érosion tardi-néogène et quaternaire a laissé d'importantes traces dans le paysage: plusieurs cours d'eau ont creusé des vallées très profondes de type canyon, dont le fond se situe jusqu'à 700 m en dessous du niveau actuel de la mer, et qui ont par la suite été remplies de sédiments. Pendant les périodes glaciaires du Quaternaire, jusqu'à 95% du territoire de la feuille était couvert de glace, comme en témoignent les dépôts morainiques très répandus.

## SUMMARY

The map sheet Locarno of the Geological Atlas of Switzerland 1:25000 is located in the Southern Steep Belt on the boundary between the Central and the Southern Alps. Metamorphic crystalline basement rocks dominate, particularly gneisses and amphibolites with contacts and foliations oriented between 60 and 90° northward or southward. From north to south, eleven different tectonic units can be distinguished:

- Penninic: Simano nappe, Cima Lunga nappe (with high-pressure relicts), Maggia nappe, Antigorio-Mergoscia nappe complex (with high-pressure relicts), Orselina-Bellinzona zone, Monte Rosa nappe and Zermatt-Saas Fee nappe (Piemont ophiolites corresponding to the boundary between the European and Adriatic-Apulian lithospheric plates).
- Salassic: Sesia nappe, separated from the South Alpin units by the Insubric line.
- South Alpine: Canavese zone, Ivrea zone, Strona-Ceneri zone.

The age and the degree of metamorphism differ from one unit to another. The Penninic units are all situated within the Alpine high-amphibolite facies; they are locally migmatitic and contain Oligocene aplite and pegmatite veins. In contrast, the rocks of the Sesia nappe exhibit an Alpine metamorphism at the boundary between the greenschist and the amphibolite facies, except for a high-pressure relict observed within the map sheet area. While the rocks of the Canavese zone are dominated by an Alpine prograde greenschist facies, those of the Ivrea zone represent predominantly granulite and amphibolite facies of Variscan age and also include local Alpine retrogression processes within the greenschist facies. The Strona-Ceneri zone consists of rocks belonging to amphibolite facies of pre-Variscan and Variscan age.

The deformation phenomena are very diverse: in addition to hectometric folds resulting from a multiphase ductile deformation, two major east-west trending tectonic fault zones traverse the area of this map sheet:

1. The Insubric line, which forms part of the Periadriatic lineament, is associated with the uplift of the Central Alps (Oligocene – Early Miocene: 30–20 Ma) and with a dextral strike-slip displacement largely synchronous with the uplift. Being more than a simple separation between two tectonic units, this line comprises a km-thick mylonite strip, which extends between the northern portion of the Ivrea zone, the Canavese zone and the southern portion of the Sesia nappe. The deformations associated with the Insubric line also affect the Zermatt-Saas Fee nappe and the southern sector of the Monte Rosa nappe.
2. Further north, the late Alpine Centovalli line (Late Miocene, 10–5 Ma) manifests itself by several parallel zones of cataclasis and fault gouge up to 200 m thick.

Late Neogene and Quaternary erosion has left deep traces in the landscape: several large rivers dug deep canyon-type valleys, which have floors up to 700 m below the current sea level and which were subsequently filled with sediment. During the Quaternary glacial periods, up to 95% of the map sheet area was covered by ice, as evidenced by the widespread moraine deposits.

## INTRODUZIONE

### Inquadramento geografico

L'area del foglio Locarno si trova all'estremità settentrionale del Lago Maggiore, dove tre importanti fiumi provenienti dalle valli nord-occidentali del Ticino confluiscono nel delta del lago: la Melezza (Centovalli), l'Isorno (Valle Onsernone) e la Maggia (Valle Maggia). All'incirca il 17% della regione è coperta dal lago e dai corsi d'acqua, il 15% è costituito da rocce, il 10% da prati, pascoli e abitati mentre il resto, ossia la maggior parte (ca. il 60%), è coperta da bosco. Al di sotto degli 800m s.l.m. prosperano i castani e le querce, al disopra dominano i faggi mentre ancora più in alto si trovano betulle, larici e abeti. Il limite del bosco si situa tra 1600 e 1700m s.l.m.

Quasi esattamente 2000 m è il dislivello tra il punto più basso (Lago Maggiore, 193 m s.l.m.) e quello più alto (Pizzo Peloso, 2064 m s.l.m. in Valle Onsernone). Il punto più basso sul fondale del lago nel foglio è situato appena al disotto della quota del mare. I fondovali sono situati tra 200 e 320 m s.l.m. mentre le principali vette tra 1300 e 1700 m s.l.m. Molti dei rilievi montuosi più elevati sono situati appena al difuori del foglio: il Gridone (2188 m s.l.m.) a sud-ovest, il Pizzo Ruscada (2004 m s.l.m.) a ovest e il Pizzo Cramalina (2322 m s.l.m.) a nord. All'eccezione della Valle Maggia, che è piuttosto larga, e dello sbocco della Melezza nella regione delle Terre di Pedemonte, i principali fiumi scorrono in gole profonde e in orridi difficilmente accessibili.

Le precipitazioni annuali, con oltre 2000 mm, sono relativamente elevate e la presenza di ghiacciai nella parte superiore della Valle Maggia (regione del Basòdino) ha reso la regione molto attrattiva negli anni '50 per lo sviluppo dell'attività legata agli impianti idroelettrici (vedi p. 82; KISTLER 1954, SPINEDI 1991, WEINGARTNER & KAUZLARIC 2015).

La parte bassa del territorio del foglio è ben servita da strade e alcune teleferiche mentre che nelle Centovalli vi è la linea ferroviaria internazionale Domodossola-Locarno (SSIF, FART). Al di sopra dei 1000 m s.l.m. vi sono praticamente solo sentieri, spesso senza manutenzione. In vicinanza del lago, nell'angolo sud-est del foglio, è situato l'agglomerato urbano di Losone-Ascona-Locarno-Muralto-Minusio. I villaggi presenti nella regione pedemontana tra Intragna e Tegna - Ponte Brolla come pure nella parte terminale della Valle Maggia (Avegno, Gordevio) sono caratterizzati da una progressiva urbanizzazione mentre più lontano, nei nuclei delle Centovalli, in Valle Onsernone e in Valle di Vergeletto, si assiste al contrario ad uno spopolamento progressivo.

Dal punto di vista sociale, la regione è fortemente mutata nella seconda metà del 20° secolo, portando al raddoppio della popolazione da 30000 a 60000 abitanti nel solo distretto di Locarno. All'epoca, in gran parte della regione dominava un'e-

stesa e autarchica agricoltura con le relative attività locali (mulini, fabbri, trasporti, WÄHLI 1967), mentre che oggi si osservano principalmente, a parte alcune attività del secondario (industrie e imprese di costruzione, in particolare a Losone), attività nel terziario (turismo, trasporti, amministrazione, consulenza). Questo cambiamento sociale ha a sua volta prodotto dei mutamenti nell'estensione della copertura boschiva e nell'abbandono dei terrazzamenti una volta coltivati e degli stabili in montagna (monti e alpi) al disopra dei 1000m s.l.m.

### **Introduzione geologica**

La regione del foglio Locarno è situata all'intersezione tra le Alpi Centrali e le Alpi Meridionali, tra la giovane catena alpina, originatasi dal Cretacico al Paleogene-Neogene (a partire da 110-90 Ma) e le molto più antiche porzioni di crosta terrestre, che tra la fine del Paleozoico e l'inizio del Mesozoico (Carbonifero-Trias, 300-230 Ma) per l'ultima volta hanno subito dei processi deformativi. Il limite tra questi due domini corrisponde, nel foglio, alla Linea Insubrica d'orientazione all'incirca est-ovest. Lungo questa linea si trovano porzioni di crosta (provenienti da profondità dell'ordine dei 5-50 km) e metasedimenti permo-mesozoici molto deformati e a giacitura subverticale, rocce che sono state raggruppate in zona milonitica Insubrica da SCHMID et al. (1987) e che, attraverso l'erosione, sono state esumate durante l'importante sollevamento negli ultimi 30 Ma. Nella parte meridionale di questa fascia milonitica si trovano rocce provenienti dalla Zona di Ivrea e dalla Zona del Canavese mentre in quella settentrionale quelle derivanti dalla Falda di Sesia: tutte e tre le unità sono state oggetto di sovraimpronta metamorfica tardo-alpina. Più a nord si trova la Falda di Zermatt-Saas Fee, contenente le ofioliti penniniche che rappresentano porzioni della crosta oceanica piemontese, seguiti dalla Falda del Monte Rosa, dalla Zona di Orselina-Bellinzona (*mélange* di anfiboliti e metaperidotiti) ed il Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia (quest'ultimo contenente dei relitti di una fase di metamorfismo di alta pressione). Seguono, a nord, la Falda della Maggia, la Falda della Cima Lunga (pure con relitti di alta pressione) e la Falda del Simano. Le ultime sei unità appartengono alla zona degli gneiss lepontini (WENK 1956), successivamente denominata più semplicemente Lepontino (p.es. WENK 1975).

### **Istoriato della ricerca e del rilevamento cartografico**

Già dagli albori, la regione compresa tra Bellinzona e la frontiera da Brissago a Camedo, caratterizzata da unità a immersioni tra 60 e 90° verso nord e/o verso sud, fu denominata «Zona di Radice» ipotizzandone la connessione con le coper-

ture a struttura relativamente piatta situate più a nord, a est e a ovest (p. es. ARGAND 1911, HEIM 1922, STAUB 1924, BOSSHARD 1925). Si trattava però solo di speculazioni che, avendo alla base solo rilevamenti geologici sommari, portarono alla definizione della «*Tessiner Gneisszone*». Non bisogna dunque stupirsi se STAUB (1924) e BOSSHARD (1925) abbiano unito la Zona di Ivrea con la Zona di Bellinzona. Appartengono ai primi studi regionali quelli di GUTZWILER (1912) e RADEFF (1915), che hanno evidenziato la dominanza di gneiss migmatitici («gneiss d'iniezione») e pegmatiti. Le prime concise descrizioni delle strutture del versante nord delle Centovalli e della Valle Onsernone risalgono a DE GIORGI (1921). Negli anni tra il 1920 e il 1939 è stata mappata in dettaglio, per la prima volta, la parte settentrionale della «Zona di Radice» tra la Valle Mesolcina e la Val Verzasca da parte di KNOBLAUCH (1934), KNOBLAUCH & REINHARD (1939), BURRI & KÜNDIG (1934) e MITTELHOLZER (1936). Quest'ultimo ha poi pubblicato la prima carta di dettaglio della «Zona di Radice» tra Bellinzona e Locarno; egli distinse, da nord a sud, la «Zona d'iniezione di Mergoscia-Arbedo», identificata fino a Locarno, una parte settentrionale e una parte meridionale della Zona di Bellinzona caratterizzata da carbonati, anfiboliti e metaperidotiti. Le più importanti carte sintetiche di PREISWERK et al. (1934) e le rispettive Note Esplicative di NIGGLI et al. (1936) sulle falde del Ticino precisano in modo definitivo l'esistenza della «Zona di Radice». WANG (1939) diede una breve visione di sintesi sullo stato delle conoscenze della regione tra Bellinzona e Locarno descrivendo per primo le metaeclogiti dei dintorni di Gordola.

Fu solo tra il 1940 e il 1959 che seguirono con KERN (1947), FORSTER (1947) e WALTER (1950) le prime indagini dettagliate nella regione del foglio Locarno. In seguito, negli anni '50 i grandi lavori concernenti gli impianti idroelettrici in Valle Maggia contribuirono a incrementare altri studi dettagliati. LEUPOLD (1949, 1950, 1951), ZAWADYNSKI (1952), BLUMENTHAL (1952), PARASKEVOPOULOS (1953), DAL VESCO (1953), KOBE (1956), VENKAYYA (1956), KNUP (1958) e DAL VESCO (1963) produssero altrettanti importanti documenti base. La prima carta tettonica-petrografica di sintesi dei dintorni di Locarno fu pubblicata da FORSTER (1947) con la definizione di 21 tra «zone» e «bande». Per la prima volta è stata evidenziata una «Zona di Orselina», con un'elevata presenza di anfiboliti, rare rocce calcsilicatiche ricche in epidoto e diopside e inclusioni di lenti di rocce monominerali o scisti (FORSTER 1947). In analogia con la «Zona di Bellinzona», FORSTER (1947) definì, a meridione, una «Zona di Locarno s. str.» come una (tradotto) «eccezionale e complessa serie di rocce con a nord predominanze di ortogneiss, gneiss a biotite, gneiss a biotite e gneiss a due miche a grana grossa e tessitura flaser, gneiss occhiadini e gneiss d'iniezione, con rare vene di anfiboliti». Questa zona si parallelizza, nel versante sud delle Centovalli, con vari tipi di gneiss, petrograficamente studiati da KERN (1947) ma non differenziati.

Fra questi vi sono in prevalenza gneiss a feldspati alcalini con tessitura occhiadina e gneiss flaser relativamente omogenei, che più tardi è stato possibile individuare fin nella regione del Monte Rosa da BEARTH (1958), KNUP (1958) e REIN-

HARDT (1966). I nuovi rilevamenti negli anni 1980–1989 di H.-R. Pfeifer hanno mostrato che questa «Zona del Monte Rosa», nei dintorni di Golino–Losone, veniva spostata verso sud-est, per mezzo di un sistema di faglie destrali locali, fino a scomparire sotto la Zona di Ivrea, risultando assente a Locarno. Visto che, già dagli anni '60, il concetto di «Zona di Locarno» risultava essere sinonimo di Falda del Monte Rosa, è sembrato appropriato, per questo insieme eterogeneo a nord di Locarno, sostituirlo con la denominazione di «Zona di Orselina», nel frattempo già utilizzato. WIELAND (1966) collega in seguito la Zona di Orselina con la Zona di Isorno, formata da strutture simili, a nord di Masera. Sul territorio del foglio Bellinzona è stata definita una Zona di Orselina-Contra, collegata alla parte nord della Zona di Bellinzona (BÄCHLIN et al. 1974, SPICHER et al. 1981). La parte sud della Zona di Bellinzona è stata invece associata con un'unità a sud della Zona di Orselina-Contra, diventando poi la «Zona di Locarno». Visto che le medesime litologie eterogenee sono riconoscibili dalla Valle Vigezzo, attraverso le Centovalli, fin oltre a est di Bellinzona, quest'ultime sono state inglobate, sul foglio Locarno, con la denominazione «Zona di Orselina-Bellinzona».

Gli anni dal 1960 al 1979 sono stati caratterizzati dall'elaborazione delle mappe delle isograde minerali delle Alpi Centrali e dalle rivelazioni dei dati radiometrici di rocce e minerali nella regione (WENK 1962, NIGGLI & NIGGLI 1965, NIGGLI 1970, TROMMSDORFF 1966, JÄGER et al. 1967, WENK & KELLER 1969, WENK 1970, WENK et al. 1974, TROMMSDORFF & EVANS 1974, ZINGG et al. 1976, FREY et al. 1976, 1980, HUNZIKER & ZINGG 1980, MÜLLER 1982). Tutte queste carte mostrano un'importante curvatura delle isograde in vicinanza della zona milonitica Insubrica, condizionata da un marcato retromorfismo. La scoperta, durante la costruzione della diga di Vogorno in Valle Verzasca (WENK 1967, 1980, SPICHER et al. 1981), di pieghe isoclinali verticali e d'ampiezza fino a 80 m, condusse a un cambiamento nel significato di «Zona di Radice», anche perché tale definizione era già stata criticata in precedenza, per esempio CADISCH (1953, p. 427 e segg.; vedi anche KOBE 1966a, b). Una pietra miliare a questo riguardo fu la pubblicazione di MILNES (1974). Egli propose di descrivere questa zona in modo neutrale con la denominazione di *Southern Steep Belt*, in seguito indicata come «Zona Ripida Meridionale». Egli rese altresì attenti che si trattava solo di una formazione tardivamente retropiegata (*back folds*), la cui origine, che sia paleotettonica (*Wurzel*) oppure una continuazione settentrionale, non era conosciuta (vedi anche SCHMID et al. 1989). Un'altra essenziale differenza di opinioni, per altro già risalente agli anni '70, è che i numerosi orizzonti di metasedimenti non sono stati tutti interpretati come appartenenti al Mesozoico e perciò non forzatamente dovevano essere considerati come importanti limiti tettonici (intesi come limiti di falda) ma per contro potevano anche essere considerate zone interne o eventualmente anche metasedimenti d'età paleozoica.

Negli anni dal 1980 al 1989 sono state pubblicate numerose sintesi strutturali e metamorfiche (p. es. ZINGG et al. 1976, COLOMBI & PFEIFER 1986, DAY 1987, AL-

TENBERGER et al. 1987, SCHMID et al. 1987, 1989, COLOMBI 1989). Un importante elemento di ricerca è stato il significato della Linea del Sempione e la sua relazione con la Linea delle Centovalli (STECK 1980, 1984, 1990, MANCKTELOW 1985, 1990). I risultati più significativi si sono avuti con l'esatta datazione della sovrapposizione della Falda di Sesia grazie a HURFORD (1986) e alla sintesi di SCHMID et al. (1987), che mostrarono che non si trattava di una locale e confinata zona tettonizzata ma piuttosto di una zona milonitica alpina attiva, che ha influenzato diverse unità tettoniche, le Zone del Canavese e di Ivrea come pure la Zona di Sesia, situate a cavallo della Linea Insubrica. Per mezzo delle nuove mappature dei versanti meridionali delle Centovalli è stato possibile mostrare che le ofioliti di REINHARDT (1966), osservate nella regione del Pizzo Ragno in Val Vigizzo e appartenenti alla Falda di Zermatt-Saas Fee, a sud degli gneiss del Monte Rosa, sono tracciabili attraverso Moneto-Bordei-Dorca-Zota fino ad Arcegno e Losone, con la tipica associazione di metabasalti, metagabbri e metaperidotiti (serpentiniti metamorfiche, PFEIFER et al. 1989). Queste ultime erano state denominate, nella propria accurata cartografia, da WALTER (1950) come lenti di peridotiti della «Zona di Arcegno-Sesia». Le due gallerie di aggiramento della regione di Locarno costruite negli anni '80 e '90 (galleria ferroviaria delle Centovalli e galleria stradale Mappo-Moretina, FART 1987, COLOMBI 1992, 1996) che, invece di attraversare gli gneiss omogenei tipo Monte Rosa hanno incontrato le rocce eterogenee della Zona di Orselina-Bellinzona, hanno confermato i citati risultati delle cartografie nella regione di Losone.

Dal 1990 sono apparsi numerosi altri lavori che hanno confermato e precisato le ipotesi degli anni '80 (per i dettagli vedi capitolo Tettonica) (ZINGG & HUNZIKER 1990, ZINGG et al. 1990, HANDY & ZINGG 1991, SCHENK WENGER 1993, PFEIFER et al. 1993, SCHMID 1993, ENGI et al. 1995, ROMER et al. 1996, SCHÄRER et al. 1996, ESCHER et al. 1997, TODD & ENGI 1997, FREY & FERREIRO-MÄHLMANN 1999, ENGI et al. 2001a, b, 2004, BURRI 2005, BERGER et al. 2005, BROUWER et al. 2005, PLEUGER et al. 2008, STECK 2008, HANDY et al. 2010, ELFERT et al. 2013 come pure STECK et al. 2013, 2015). Una delle più importanti pubblicazioni di questo periodo è stata quella di ENGI et al. (2001a), nella quale fu definito, per quanto erano stati finora riconosciuti come miscugli di zone con relitti di metamorfismo di alta pressione, il concetto di *tectonic accretion channel* (TAC; vedi anche ENGI & BERGER 2004). La zona TAC è stata definita, da questi autori, come la convergenza dei limiti delle placche europea e adriatica, caratterizzate da diversi gradi metamorfici coesistenti. Quali tipiche unità TAC si citano le Zone di Orselina, di Someo e di Mergoscia, come pure la Falda della Cima Lunga e la Falda dell'Adula. CAVARGNA-SANI et al. (2014a, b) ne hanno però recentemente respinto il carattere di *mélange*.

Anche il riassunto dei risultati del progetto di ricerca nazionale No 20 sulla struttura profonda delle Alpi (PFIFFNER et al. 1997b) conferma molte delle ipotesi espresse in precedenza concernenti il territorio del foglio Locarno. SURACE (2004) e SURACE et al. (2011) si occuparono in modo speciale della tettonica fragile lungo la Linea delle Centovalli.

Nel 2013 il Servizio geologico nazionale ha istituito un gruppo di esperti con l'intento di rivedere la nomenclatura in vista di una nuova edizione della Carta tettonica della Svizzera 1:500000. Questo portò all'introduzione della nuova denominazione di *Salassico*, inserendo in questo dominio la Zona di Sesia, con la Seconda zona Dioritico-Kinzigitica, e la Falda della Dent Blanche contenenti relitti di alta pressione (p. es. VENTURINI et al. 1996). Il termine Salassico deriva dai Salassici, un popolo che viveva in Val d'Aosta in epoca preromana. Al Salassico appartengono pure le falde della Margna e della Sella nei Grigioni, le cui rocce, benchè inizialmente appartenenti paleogeograficamente alla placca adriatica, vennero tuttavia separate da essa relativamente presto e subirono successivamente un'evoluzione tettonica diversa da quella delle unità dell'Austroalpino e del Sudalpino.

## LITOSTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA

La descrizione delle rocce presenti nell'area del foglio Locarno avviene procedendo da nord verso sud, iniziando dalle unità pennidiche delle Alpi Centrali. Nella letteratura, l'attribuzione a sottounità rispettivamente a domini paleogeografici non è certamente esente da controversie. La suddivisione utilizzata di seguito si attiene alle raccomandazioni del gruppo di esperti di tettonica del Servizio geologico nazionale, il cui rapporto conclusivo non era tuttavia ancora disponibile al momento della pubblicazione del presente foglio.

### PENNIDICO

#### PENNIDICO INFERIORE (LEPONTINO)

##### FALDA DEL SIMANO

Questa falda compare solamente nella parte nord-est del foglio Locarno, su un'estensione pari a mezzo ettaro.

#### **GO<sub>si</sub> Gneiss a due miche e oligoclasio, tabulare, a grana da media a fine**

Si tratta perlopiù di una roccia di colore chiaro, a microclino, a grana da media a fine, contraddistinta da lamelle di mica bianca relativamente grandi, ben visibili sulle superfici di scistosità («*Verzascagneis*» secondo SPICHER et al. 1981).

##### FALDA DELLA CIMA LUNGA

All'esterno del perimetro del foglio questa unità tettonica si contraddistingue per la coesistenza, l'una accanto all'altra, di differenti tipologie di gneiss, marmi, metaperidotiti e anfiboliti. Spesso le metaperidotiti e le anfiboliti indicano paragenesi di metamorfismo di alta pressione (peridotiti a granato ed eclogiti; EVANS & TROMMSDORFF 1978, PFEIFER 1978, 1979, PFIFFNER & TROMMSDORFF 1998, NIMIS & TROMMSDORFF 2001). Queste rocce non compaiono nell'area del foglio Locarno.

#### **A<sub>CL</sub> Anfibolite**

Si tratta di anfibolite a grana da media a fine e di gneiss biotitico ad orneblenda, spesso accompagnati da paragneiss. Nel foglio contiguo Bellinzona, questi litotipi spesso non risultano essere cartograficamente distinti dall'anfibolite. Sono

note analisi mineralogiche e della roccia da un campione proveniente da Cargello (Monte del Corgel) nella Valle di Corippo (WENK et al. 1974): si tratta di un'anfibolite a labradorite e bitownite. Non sono state osservate metaeclogiti.

**P<sub>CL</sub> Micascisti, spesso con granato, staurolite e sillimanite o distene; gneiss mesocratici a biotite e plagioclasio, a grana fine (paragneiss)**

Sul foglio, nella Falda della Cima Lunga queste rocce sono presenti solo in misura subordinata. Una vistosa fascia di paragneiss orientata nord-ovest - sud-est e dello spessore di 50 m ed in cui è intagliato l'alveo del Riale di Rovasch, separa in due parti il settore degli gneiss a due miche.

**GO<sub>CL</sub> Gneiss a due miche e oligoclasio, tabulare, a grana da media a grossa**

Si tratta perlopiù di una roccia da mesocratica a leucocratica, a grana da media a grossa, tessitura in parte venata, paragonabile al «*Vogorno-Gneiss*» descritto da SPICHER et al. (1981).

FALDA DELLA MAGGIA

**M<sub>Ma</sub> Marmi, rocce calcsilicatiche**

Marmi e rocce calcsilicatiche sono noti solamente ad ovest della Maggia. Queste rocce sono state associate alla Falda della Maggia da KOBE (1956), unitamente a paragneiss e anfiboliti situati a sud e ad est di Gresso (Gneiss di Vergeletto). Si tratta perlopiù di strutture stratiformi dello spessore da 1 a 4 m. Il marmo, prevalentemente a grana grossa, si compone di calcite, quarzo, diopside, tremolite e pirite, presso Gresso anche flogopite. Nelle rocce calcsilicatiche predominano quarzo, plagioclasio, epidoto, diopside, tremolite, vesuviana e scapolite (KOBE 1956, p.333 e segg.). L'età di queste rocce è presumibilmente mesozoica, tuttavia non si possono escludere età più antiche.

**A<sub>Ma</sub> Anfibolite**

Gli affioramenti di anfibolite della Falda della Maggia hanno uno spessore massimo di 40 m, il più delle volte tuttavia la loro potenza si riduce sensibilmente (alcuni centimetri fino a pochi metri) e si accostano principalmente a paragneiss su tratte di diverse centinaia di metri di lunghezza. Negli Gneiss di Cocco e di Rusca le occorrenze anfibolitiche sono piuttosto rare e formano bande sottili e livelli stratiformi di lunghezza massima pari a 100 m.

**P<sub>Ma</sub> Micascisti, spesso con granato, staurolite e sillimanite o distene;  
gneiss mesocratici a biotite e plagioclasio, a grana fine (paragneiss)**

Nella parte nord-ovest del foglio queste rocce affiorano perlopiù sotto forma di lunghi segmenti di spessore massimo di 20 m mentre ad ovest del fiume Maggia sono associate, come visto sopra, a marmi, rocce calcisilatiche ed anfiboliti, con le quali possono costituire complessi stratiformi di spessore fino a 100 m (KOBÉ 1956, 1966a, b).

**G<sub>Ma</sub> Gneiss mesocratico a biotite e oligoclasio, a grana fine, tabulare, da stratificato a listato (Gneiss di Lodano) o a tessitura leggermente flaser (Gneiss di Vergeletto)**

Queste rocce rappresentano i litotipi caratteristici del settore della Falda della Maggia, situato tra la Valle di Vergeletto e la Valle Maggia. La varietà da stratiforme a tessitura a bande viene descritta da KOBÉ (1956, p. 252) come *Gneiss di Lodano* mentre quella a carattere lievemente flaser corrisponde allo *Gneiss di Vergeletto*. Lo stesso autore precisa che questa litologia rappresenta in assoluto la più complessa del settore. Scrive che (tradotto) «Non si è potuto differenziare ulteriormente queste sequenze in quanto le loro componenti mutano in modo talmente repentino, sia parallelamente che ortogonalmente alla loro giacitura, da rendere impossibile una loro delimitazione [...]. La varietà Lodano [...] stessa è molto diversificata, trattandosi di gneiss a tessitura da stratificata a listata di svariato aspetto».

Sono inoltre note varietà ad orneblenda, situate ad est di Gordevio tra le località Spondascia e Faedo a sud del Madone (FORSTER 1947).

L'insieme di questo gruppo di rocce costituisce il basamento cristallino prevarisco, successivamente intruso dai corpi magmatici di Cocco e di Ruscada. La varietà Lodano in particolare presenta evidenti segni riconducibili ad una vecchia fase d'intrusione e di migmatizzazione, segnatamente con la presenza di numerosi filoni e vene leucocratici all'interno degli gneiss prevalentemente mesocratici. Tale eterogeneità si manifesta distintamente anche a livello strutturale, soprattutto per mezzo di piani di foliazione che si dispiegano attorno a filoni ispessiti e pluri-deformati, che conferiscono alla compagine rocciosa un aspetto turbolento ed irrequieto, in contrasto con il carattere molto più omogeneo e regolare degli gneiss del Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia.

**G<sub>C</sub> Gneiss di Cortascia: gneiss bruno a due miche, feldspato alcalino e oligoclasio, a tessitura flaser grossolana**

Si tratta di un orizzonte di gneiss a tessitura flaser grossolana fino a occhiadina, dello spessore di ca. 200–300 m, che dall'Alpe Cortascia ad ovest di Gordevio si estende verso est passando per il Madone fino a Corte Nuovo (FORSTER 1947, p. 258).

**G<sub>δq</sub> Gneiss mesocratico a biotite, orneblenda e andesina, a grana fine (metaquarzodiorite), con inclusi scuri**

L'estensione di questo litotipo si limita al settore meridionale della Falda della Maggia tra Aurigeno e Cortone, come pure a nord-ovest di Gresso. Tuttavia KOBE (1956, p. 277 e segg.) descrive questa roccia anche lungo il cunicolo d'adduzione Lodano-Mosogno delle OFIMA (km 9,0-9,5). Si tratta perlopiù di uno gneiss piuttosto scistoso, a grana fine e di aspetto scuro, composto da plagioclasio (andesina con 35-41% An), biotite, quarzo ed anfibolo. Inclusi scuri della lunghezza di 10-30 cm contengono notevolmente più anfibolo.

Una varietà particolare di questa roccia, a carattere quarzodioritico e tessitura massiccia, si trova nel settore nord-ovest del foglio, nel Ri di Vergeletto (coord. 2690.675/1121.950; KOBE 1956, p. 286 e segg.). Presumibilmente si tratta di intrusioni a carattere mafico, di composizione quarzodioritica, associate all'evento magmatico di Cocco.

**GO<sub>c</sub> Gneiss di Cocco: gneiss mesocratico a tessitura flaser, a andesina, biotite e in parte orneblenda, con caratteristici nidi di biotite**

In riferimento allo Gneiss di Cocco presente all'interno del foglio Bellinzona, SPICHER et al. (1981) affermano (tradotto): «queste rocce dall'aspetto a chiazze grossolane di color bianco e nero e contraddistinte da una tipica tessitura flaser dai caratteristici nidi biotitici, facilmente riconoscibile all'affioramento, sono state riconosciute e denominate da PREISWERK (1931) in seguito alle località tipo della Val Cocco e del Pizzo Cocco. Sono rocce caratteristiche della Zona obliqua della Maggia («Maggia-Querzone», WENK 1982). Le varietà a feldspato alcalino hanno composizione granodioritica mentre quelle contenenti orneblenda, epidoti e titanite corrispondono a quarzodioriti». Il più delle volte «[...] mancano le rocce a tessitura pressochè massiccia presenti nelle località tipo ma anche qui gli Gneiss di Cocco compaiono associati allo Gneiss di Ruscada, quest'ultimo che localmente le attraversa in forma di vene discordanti».

L'età radiometrica dello Gneiss di Cocco, determinata mediante il metodo U-Pb su zircone, risulta essere di  $308 \pm 7$  Ma (BUSSIEN et al. 2011).

**GO<sub>R</sub> Gneiss di Ruscada: gneiss leucocratico a due miche, microclino e albite/oligoclasio, passante a un gneiss migmatitico chiaro**

SPICHER et al. (1981) affermano che (tradotto) «questi gneiss a due miche ricchi di potassio, prevalentemente leucocratici, a grana media, spesso venati e stratificati ed a tessitura spesso occhiadina possono passare a gneiss venati di aspetto chiaro [= gneiss migmatitico]. Essi costituiscono uno dei tipi di roccia principali della Zona di Maggia, dove avvolgono e attraversano per mezzo di vene discordan-

ti lo Gneiss di Cocco [...]. Il termine «Ruscada» viene utilizzato secondo la trascrizione di BUCHMANN (1953)».

Nella Valle di Corippo, dove le condizioni degli affioramenti, specialmente lungo il ripido fianco meridionale, sono svantaggiose a causa della folta vegetazione, non sempre è possibile una distinzione esplicita tra lo Gneiss di Ruscada e lo Gneiss di Cocco. Benchè l'età radiometrica dello Gneiss di Ruscada ( $304 \pm 10$  Ma, BUSSIEN et al. 2011) corrisponda sommariamente a quella dello Gneiss di Cocco, lo Gneiss di Ruscada sembra risultare tendenzialmente più giovane rispetto allo Gneiss di Cocco.

#### COMPLESSO DI FALDE DI ANTIGORIO-MERGOSCIA

Il Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia si compone principalmente di gneiss biotitici migmatitici. In questa unità compaiono tuttavia anche serie di scisti micacei, paragneiss, marmi, rocce calcsilicatiche, metaperidotiti e anfiboliti in parte a carattere metaeclogitico assogettati alla Zona di Mergoscia. Una parte degli gneiss migmatitici corrisponde alla prosecuzione orientale della Falda di Antigorio (STECK et al. 2013, DELLA TORRE & MAGGINI 2015, DELLA TORRE et al. 2015; vedi capitolo Tettonica).

#### **M<sub>AM</sub> Marmi, rocce calcsilicatiche**

I marmi e le rocce calcsilicatiche appartenenti a questo complesso di falde sono perlopiù associati ai paragneiss ed ai parascisti nonchè alle rocce mafiche ed ultramafiche e presentano spessori limitati (massimo 20 m). Compaiono lungo il fianco settentrionale della Valle Onsernone a nord di Berzona, a sud di Auressio, a nord-ovest di Intragna (presso Scigno, Riale di Mulitt; vedi profili di dettaglio, tavola III), nella parte inferiore della Valle Maggia presso Avegno lungo entrambi i fianchi vallivi, infine sull'intero comparto di territorio di Cardada a nord di Locarno. KOBE (1956, p. 333 e segg., 1966a) descrive soprattutto gli affioramenti e le paragenesi presenti nella parte ovest del foglio mentre FORSTER (1947, p. 429) riporta solo una descrizione sommaria degli importanti affioramenti di Cardada, perlopiù in associazione alle anfiboliti. La composizione mineralogica tipica dei marmi è calcite, quarzo, diopside, tremolite, plagioclasio, pirite. Nelle rocce calcsilicatiche prevalgono quarzo, plagioclasio, minerali di epidoto, diopside, tremolite, vesuviana e scapolite. L'età di queste rocce è probabilmente mesozoica ma non sono da escludere origini più antiche.

#### **U<sub>AM</sub> Rocce ultramafiche (metaperidotiti) a olivina, enstatite, talco o tremolite**

Importanti affioramenti di queste litologie si trovano nella valle del Ri del Vo a nord di Auressio, a nord del Salmone, presso Capoli e nella regione di Cardada.

Le dimensioni degli affioramenti variano da alcuni metri fino a diverse decine di metri. Analogamente alla Zona di Orselina-Bellinzona si tratta perlopiù di scisti cloritici a olivina ed enstatite, talora con talco o tremolite, dall'alterazione meteorica di colore giallo-marrone. Spesso sui piani di giunti è riscontrabile a scala centimetrica una retrogressione dall'olivina a serpentino (serpentinizzazione). La maggior parte degli affioramenti a nord del Salmone e di Capoli evidenzia delle pseudomorfofosi millimetriche di clorite da granato (KOBÉ 1956), tipiche per metaperidotiti retrograde che, analogamente agli affioramenti dell'Alpe Arami (ad ovest di Gorduno) ed alla Cima di Gagnone (Val Verzasca) devono essere considerati quali indicatori di metamorfismo di alta pressione (EVANS & TROMMSDORFF 1978, PFEIFER 1979, STUCKI 2001, RISOLD 2001).

### **A<sub>AM</sub>      Anfibolite**

Le anfiboliti del Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia sono perlopiù a grana fine e con spessori inferiori ai 50 m. Principalmente compaiono associate a marmi e rocce calcsilicatiche come pure nelle zone marginali di corpi ultramafici. Occorrenze di anfiboliti non accompagnate dalle rocce di cui sopra sono rare (p. es. nelle Centovalli lungo il fianco meridionale del Pianascio a nord di Lionza, nella gola dell'Isorno sotto Mosogno, oppure ancora a sud-ovest di Ponte Brolla). Nel dettaglio sono state esaminate soprattutto le anfiboliti di Cardada sopra Locarno (FORSTER 1947 - le cui ipotesi genetiche non sono però a tutt'oggi più attuali -, COLOMBI 1989). La composizione mineralogica tipica è anfibolo tschermakitico, diopside, plagioclasio (andesina-labrador), epidoto e titanite (COLOMBI 1989). WENK et al. (1974) hanno analizzato campioni di anfibolite provenienti dalla regione di Riei a nord di Verscio e dalla Forcola di Dunzio, si tratta in entrambi i casi di anfiboliti andesiniche.

#### *Anfibolite con relitti di eclogite*

Relitti di eclogite sono stati descritti nel dettaglio per la prima volta da WANG (1939) a nord di Gordola e da FORSTER (1947) nella regione di Cardada a nord di Locarno. Più a ovest, KOBÉ (1956, 1966a) riconobbe anch'egli le numerose anfiboliti a granato come relitti eclogitici. COLOMBI & PFEIFER (1986) pubblicarono le stime delle condizioni P-T e mostrarono che si trattava perlopiù di eclogiti di dimensioni di pochi cm<sup>3</sup> conservate all'interno di boudins mafici e derivanti da ferrogabbri oppure da ferrobasalti. I granati rimasero intatti durante la fase retrograda a facies anfibolitica, in cui vi furono soltanto esigui cambiamenti del chimismo. La composizione mineralogica dei relitti eclogitici è costituita da granato almandino, concrescimenti simpletitici di diopside e da albite oligoclasica di composizione omfacitica, talora anche con cummingtonite (COLOMBI 1989, p. 98 e segg.).

BURRI (2005, p. 92 e segg.) descrive gli affioramenti di Bordoglio situati lungo la strada della Valle Onsernone a sud-est di Auressio e di Capoli ubicati a nord del

Salomone e anch'egli presenta delle stime delle condizioni P-T (vedi anche BROUWER et al. 2005).

**P<sub>AM</sub> Micascisti, spesso con granato, staurolite e sillimanite o distene; gneiss mesocratici a biotite e plagioclasio, a grana fine (paragneiss)**

Queste rocce, presenti in quantità subordinata, hanno uno spessore variabile nell'ordine decametrico e accompagnano principalmente l'anfibolite. Si tratta di micascisto, spesso con granato, staurolite, sillimanite o distene, nonché di gneiss mesocratico a biotite e plagioclasio a grana fine, con le due litologie che spesso si fondono (KOBÉ 1956, p. 332).

BURRI (2005) annovera una roccia particolare, piuttosto dura, di aspetto gneissico a massiccio, composta da plagioclasio, biotite, granato, distene e staurolite, affiorante presso il Ponte Oscuro all'entrata della Valle di Vergeletto. Modellazioni termodinamiche hanno rivelato condizioni di pressione e temperatura di 0,7–0,75 GPa, rispettivamente ca. 650°C, suggerendo una roccia di origine pelitica a marnosa, successivamente sottoposta a fusione parziale in età alpina (restite estremamente ricca in alluminio).

**G<sub>e</sub> Gneiss eterogenei: gneiss a tessitura flaser, a due miche, feldspato alcalino e plagioclasio, intercalato con gneiss a grana fine, a biotite, plagioclasio e orneblenda o con micascisti a granato e distene**

Queste rocce, dalle sequenze intercalabili nell'intervallo decametrico, sono tipiche della regione di Cardada a nord di Locarno (FORSTER 1947, p. 258). L'insieme di tali litotipi comprende tratte mappabili di paragneiss, anfibolite, anfibolite eclogitica, marmo e roccia calcisilicatica, più raramente anche lenti ultramafiche.

**G<sub>AM</sub> Gneiss disomogeneo a biotite, feldspato alcalino e oligoclasio, a tessitura nodulare-venosa a carattere migmatitico**

La tessitura disomogenea, nodulare-venosa di questa roccia venne presto associata a processi di fusione con formazione di migmatite («*Injektionsgneiss*», MITTELHOLZER 1936, NIGGLI et al. 1936, FORSTER 1947, KOBÉ 1956). Mentre i primi autori postularono un'età alpina per la maggior parte di queste rocce e anche alcuni corpi granitici (p. es. PREISWERK 1931, WENK 1948), le prime datazioni radiometriche svolte sulle migmatiti lepontiniche negli anni settanta suggerirono piuttosto età varisiche subordinatamente ad un influsso alpino (HÄNNY 1972, HÄNNY et al. 1975). Le indagini più recenti descrivono queste rocce come migmatiti stromatiche alpine e mostrano che, oltre ai leucosomi chiaramente discordanti, spesso anche bande/strisce parallele alla scistosità sono di età alpina (30–20 Ma, BURRI 2005, BURRI et al. 2005, BERGER et al. 2008, RUBATTO et al. 2009). Nei leucosomi concor-

danti, per contro, in assenza di datazioni radiometriche dettagliate è più difficile stabilirne l'età. Secondo BURRI (2005) il processo di migmatizzazione si limita principalmente alla Zona Ripida Meridionale e diminuisce sensibilmente verso nord. All'esterno di tale zona le migmatiti sono note nel Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia: Zona Ripida Meridionale e cintura migmatitica del Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia coincidono pertanto spazialmente, il che rappresenta un argomento principale a favore di un'età prevalentemente alpina della migmatizzazione. La composizione mineralogica tipica di questa roccia consiste in quarzo, plagioclasio (oligoclasio), feldspato alcalino (perlopiù microclino) e biotite (KÖBE 1956, p. 305). Non vi sono dati disponibili circa l'età precisa di questa roccia; a titolo comparativo, gli ortogneiss della Falda di Antigorio risultano essere di età varisca - tardo-varisca (ca. 289–301 Ma, BERGOMI et al. 2007, HIRSIGER et al. 2015).

**G<sub>a</sub> Gneiss chiaro a oligoclasio, feldspato alcalino, biotite e magnetite, a grana fine («gneiss aplítico»)**

Questa roccia affiora soprattutto sul Pizzo della Croce, in Valle Onsernone tra Berzona e Russo (ca. 1,5 km<sup>2</sup>, KÖBE 1956) come pure sul versante ovest all'entrata della Valle Maggia (0,5 km<sup>2</sup>, FORSTER 1947, KERN 1947, p. 78). Si tratta di un gneiss leucocratico a struttura fluidale-venata pieghettata, con numerose transizioni nello gneiss disomogeneo a carattere migmatitico descritto sopra (G<sub>AM</sub>; KÖBE 1956, p. 314). La composizione mineralogica della roccia è quarzo, plagioclasio (oligoclasio), feldspato potassico (perlopiù microclino), biotite e magnetite. Nella letteratura questa roccia viene solitamente descritta come diatessite.

**GO<sub>PB</sub> Gneiss di Ponte Brolla: gneiss a due miche, feldspato alcalino e plagioclasio, a grana media o a tessitura flaser**

La peculiarità di questa roccia è, oltre alla biotite, la presenza frequente di mica bianca (fino a 10%), pur se al suo interno vi sono anche orizzonti privi di tale minerale. Data la particolarità, già KNUP (1958) distinse questa roccia presente ad ovest del Monte Comino dagli gneiss disomogenei affioranti più a nord, definendola «Gneiss della Forcoletta»; essa corrisponde dal punto di vista mineralogico agli «Gneiss d'iniezione di Ponte Brolla» situati più a est (FORSTER 1947, p. 259). Si tratta nella fattispecie di un gneiss da leucocratico a mesocratico piuttosto omogeneo e a tessitura piattiforme che presso Ponte Brolla si presenta distintamente migmatizzato ed attraversato da filoni (BURRI 2005). La composizione mineralogica tipica è plagioclasio (principalmente oligoclasio-andesina, raramente albite), feldspato potassico, quarzo, biotite (parzialmente cloritizzata), mica bianca e ortite-allanite (KNUP 1958, p. 186, FORSTER 1947, p. 259). Tipici affioramenti facilmente accessibili di questa roccia si trovano presso Ponte Brolla e sul lato nord del ponte stradale di Intragna (a sud di Pianino).

## ZONA DI ORSELINA-BELLINZONA

**M<sub>OB</sub> Marmi, rocce calcsilicatiche**

I marmi compaiono solitamente in orizzonti di limitato spessore (massimo 5 m) e si riconoscono dalla tipica alterazione meteorica color marrone. Per via della loro scarsa resistenza agli agenti atmosferici compaiono perlopiù in corrispondenza di ruscelli fortemente ricoperti di muschio, ciò che rende relativamente difficile una loro identificazione sul terreno. Anche le rocce calcsilicatiche si trovano piuttosto casualmente, lungo intagli stradali o per esempio anche in concomitanza con scavi per progetti edificativi. Un noto affioramento di marmo si trova lungo il versante 500 m a nord di Verdasio, la cui composizione mineralogica consiste in calcite, diopside, tremolite e in misura minore quarzo e plagioclasio. Tale composizione è comparabile ad un altro affioramento situato più ad ovest, all'esterno del foglio, e descritto da KNUP (1958, p. 160). I due affioramenti di rocce calcsilicatiche noti della Zona di Orselina-Bellinzona si trovano ad ovest di Sassalto tra Camedo e Corcapolo e sono composti da quarzo, plagioclasio, granato ed epidoto. Per l'origine di queste rocce si può certamente validare la proposta di KNUP (1958) che per i marmi e le rocce calcsilicatiche situate all'esterno del foglio assume un contesto ofiolitico e gli attribuisce un'età mesozoica.

**U<sub>OB</sub> Rocce ultramafiche (metaperidotiti) a olivina, enstatite, talco, raramente tremolite o antofillite; localmente serpentizzate in crisotilo**

La totalità degli affioramenti noti di queste rocce si trovano tra Borgnone e Costa a nord di Calezzo, il più esteso 300 m a nord-est di Verdasio. Si tratta di lenti di spessore decametrico di scisto cloritico a olivina ed enstatite, talora con talco e più raramente con tremolite o antofillite, dall'alterazione meteorica di colore giallo-marrone. Localmente, specie sui piani di giunti, è riscontrabile a scala centimetrica una retrogressione dell'olivina a crisotilo (serpentinizzazione). Le lenti ultramafiche sono perlopiù associate all'anfibolite, dove lungo i loro contatti ma anche a contatto con lo gneiss è talora possibile osservare i tipici *blackwall* (CHIDESTER 1962, PFEIFER 1979, 1981), composti da roccia carbonatica a talco (pietra ollare, vedi p. 77) come pure da scisto cloritico ed anfibolico. I risultati delle datazioni radiometriche effettuate da SCHENK & WENGER (1993, Sm-Nd) su rocce ultramafiche e mafiche della medesima unità ma affioranti più a ovest propendono per un'età precambriana (900 Ma) dei protoliti di queste rocce. Non è tuttavia da escludere che all'origine possa esservi un processo di segregazione di mantello che ha consentito la messa in posto di queste rocce in un contesto ofiolitico mesozoico, come suggerito in un primo tempo da KNUP (1958).

**A<sub>OB</sub> Anfibolite, accompagnata da gneiss a biotite e plagioclasio o a orneblenda**

Nella Zona di Orselina-Bellinzona l'anfibolite è generalmente di granulometria fine e compare in orizzonti di spessore metrico a decametrico, facilmente tracciabili sul terreno, spesso accompagnati da gneiss plagioclasici biotitici o da gneiss orneblendici. Assieme alle ultramafiti rappresentano le rocce caratteristiche della Zona di Orselina-Bellinzona. La composizione mineralogica tipica consiste in plagioclasio (perlopiù andesina, ma pure parzialmente labradoritico, p. es. sopra Locarno), orneblenda tschermakitica, diopside ed epidoto (COLOMBI 1989, p. 71 e segg.). Dal profilo chimico si tratta quasi esclusivamente di metabasalto. Meno frequentemente si trovano anche anfiboliti a granato (p. es. lungo il sentiero che da Verdasio conduce al Monte Comino), che tuttavia non presentano le caratteristiche strutture simplittiche ad anfibolo, tipiche di relitti di alta pressione.

**P<sub>OB</sub> Micascisti, spesso con granato, staurolite e sillimanite; gneiss mesocratici abiotite e plagioclasio, a grana fine (paragneiss)**

Questi due tipi di roccia accompagnano solitamente le anfiboliti, con le quali tendono gradualmente a fondersi, passando dapprima a gneiss ad orneblenda. Il plagioclasio consiste perlopiù in andesina. Siccome queste rocce s'intercalano anche con gneiss a tessitura flaser e gneiss occhiadini (G<sub>OB</sub>, vedi sotto), esse sono state distinte e cartografate soltanto laddove il loro spessore supera i 10 m, in particolare tra Camedo e Ri della Segna.

**G<sub>OB</sub> Gneiss eterogenei: gneiss a tessitura flaser, a due miche, feldspato alcalino e plagioclasio, in parte a orneblenda, intercalato con gneiss a grana fine, a biotite e plagioclasio o con micascisti**

Questa serie di rocce consiste in un'alternanza di litologie metagranitiche e metasedimentarie, nella quale si inseriscono frequentemente anche litotipi mafici. Data la loro complessità, le singole componenti rocciose non sono mappabili separatamente alla scala della carta. Si tratta di gneiss plagioclasici a feldspato alcalino e a due miche, a tessitura da flaser a localmente occhiadina, che si alternano in uno spessore d'ordine metrico a gneiss plagioclasici biotitici a grana fine oppure a micascisti, il tutto in forma di *mélange* strutturale (vedi KNUP 1958, p. 94). Le rocce possono pure contenere orneblenda. Un orizzonte di questa sequenza litologica, dello spessore di ca. 5 m, affiora ed è tracciabile per alcuni chilometri sopra la strada tra Camedo ed Intragna.

## PENNIDICO MEDIO

## FALDA DEL MONTE ROSA

**A<sub>MR</sub> Anfibolite**

VENKAYYA (1956, p.207 e segg.) segnala la presenza di sei orizzonti di anfibolite lungo il cunicolo idroelettrico tra Palagnedra e Brissago (Centrale Verbano), con spessori variabili tra 2 e 25 m. Anche dal rilevamento cartografico di superficie risulta un'occorrenza piuttosto limitata di queste rocce. Si tratta di bande e lenti incluse nell'ortogneiss del Monte Rosa (G<sub>MR</sub>) e la loro composizione consiste perlopiù in orneblenda comune, plagioclasio andesinico, biotite, quarzo, titanite, scapolite; in un campione è stato trovato anche granato (VENKAYYA 1956).

**G<sub>MR</sub> Gneiss eterogenei mesocratici, in parte con orneblenda**

All'interno dell'ortogneiss del Monte Rosa (G<sub>MR</sub>) compaiono ripetutamente livelli maggiormente scistosi ed a carattere mesocratico, di dimensioni non mappabili, passanti gradualmente alla facies tipica dell'ortogneiss. Vi sono tuttavia due località dove gli affioramenti di queste rocce sono di dimensioni sufficientemente ampie da poter essere rappresentati sulla carta: il primo in Val Còmora a sud di Golino, in cui si trova gneiss mesocratico a tessitura flaser associato ad anfibolite; il secondo affioramento è situato presso Saltico, vicino al contatto con la Falda di Zermatt-Saas Fee.

**G<sub>MR</sub> Gneiss a due niche, feldspato alcalino e plagioclasio, occhiadino o a tessitura flaser**

La descrizione di questa roccia fornita da KNUP (1958, p.94) si addice anche alle occorrenze nel presente foglio. L'autore afferma che (tradotto) «queste rocce sono [...] talora massicce, di aspetto granitico, a tessitura occhiadina grossolana, talora a marcata tessitura parallela, flaser grossolana ed allungata». La composizione mineralogica è la seguente: nelle componenti micacee prevale biotite (generalmente 10% vol.) su mica bianca (tipicamente 2-5%), in quelle feldspatiche plagioclasio (oligoclasio con 22-26% An) e feldspato alcalino (microclino) si equivalgono (30-40%), mentre il quarzo è presente in quantità solitamente variabile tra 20-30% (KNUP 1958, p.95). Nel settore marginale meridionale della Falda del Monte Rosa questo gneiss è soggetto a numerose intrusioni di filoni aplitici e pegmatitici di età oligocenica (ROMER et al. 1996, SCHÄRER et al. 1996), di cui solo una parte è riportata sulla carta. BURRI (2005) descrive strutture migmatitiche presenti nella Falda del Monte Rosa.

## PENNIDICO SUPERIORE

## FALDA DI ZERMATT-SAAS FEE

Le rocce mafiche ed ultramafiche appartenenti alla Falda di Zermatt-Saas Fee rappresentano relitti di litosfera oceanica (ofioliti). Questa falda corrisponde ad una profonda zona di sutura (paleo-oceano Ligure-Piemontese) che da Saas Fee nel Vallese si estende via Zermatt, attraverso Breuil-Cervinia, Val Sesia, Val Anzascia, Val d'Ossola, Pizzo Ragno e Valle Loana fino a Losone.

**U<sub>ZS</sub> Rocce ultramafiche (metaperidotiti) a olivina, talco, tremolite e antofillite**

Tra Moneto e Losone-Arcegnò queste rocce compaiono regolarmente associate alle anfiboliti in forma perlopiù di boudins di dimensioni 1-10 m. Si distinguono dalle anfiboliti per la loro alterazione meteorica color bruno-rossastra scura. Si tratta di scisti cloritici a talco e olivina, spesso con aggregati a rosetta di antofillite e tremolite (VENKAYYA 1956, p. 193), in passato coltivati come pietra ollare in diverse località (vedi p. 77; GIRLANDA & PFEIFER 2018).

**A<sub>ZS</sub> Anfiboliti scure a grana fine (metabasalti), a grana media o listate e chiare (metamagnesio-gabbro)**

Assieme alle rocce ultramafiche, le anfiboliti sono le litologie dominanti della Falda di Zermatt-Saas Fee. Si possono solitamente ben distinguere le due varietà anfibolitiche principali seguenti (COLOMBI 1989, PFEIFER et al. 1989): una costituita da anfiboliti scure a grana fine, a chimismo basaltico, l'altra da anfiboliti di aspetto più chiaro, scistoso e finemente listato, a chimismo gabbroico. Sul foglio i metagabbri compaiono tuttavia anche a tessitura massiccia e grana media (fig. 1). La composizione mineralogica delle anfiboliti metabasaltiche consiste in plagioclasio (andesina), anfibolo tschermakitico, diopside ed epidoto, quella delle anfiboliti metagabbroiche in plagioclasio (labradorite-anortite), magnesio-orneblenda ed epidoto (COLOMBI 1989, p. 75 e segg.).

**P<sub>ZS</sub> Micascisti, spesso con granato, staurolite e sillimanite o distene; gneiss mesocratici a biotite e plagioclasio, a grana fine (paragneiss)**

Queste rocce, spesso fortemente deformate a carattere fillonitico, accompagnano quasi sistematicamente le rocce verdi descritte in precedenza. Probabilmente rappresentano i relativi metasedimenti della zona ofiolitica. Tuttavia, le quarziti con mineralizzazioni a manganese tipiche delle Alpi Occidentali (metaradiolariti) non sono finora state rinvenute sul territorio del foglio (PFEIFER et al. 1989).



Fig. 1: Tipica anfibolite a grana media a chimismo gabbrico. Campo Pestalozzi, Losone-Arcegnò.  
Foto H.-R. Pfeifer, 2017.

### **G<sub>ZS</sub> Gneiss eterogenei mesocratici**

Assieme alle rocce verdi, i micascisti e i paragneiss scuri compaiono in più occasioni intercalazioni di gneiss mesocratici, a tessitura flaser fino a milonitica e listata, di spessore fino a 20 m. Non è chiaro se si tratti anch'essi di metasedimenti oppure eventualmente di imbricazioni o di segmenti piegati appartenenti alle unità limitrofe (Falda del Monte Rosa, Falda di Sesia). Affioramenti tipici di queste intercalazioni si trovano lungo la strada tra Arcegnò e Golino a nord del Campo Pestalozzi (coord. 2700.270/1113.760).

### **ROCCE FILONIANE** (esclusivamente nelle unità pennidiche)

### **Pg Filoni pegmatitici**

Filoni di pegmatite di età alpina occorrono in tutte le unità pennidiche presenti sul territorio del foglio, ma con particolare ricorrenza nelle falde di Zermatt-Saas Fee e del Monte Rosa come anche nella Zona di Orselina-Bellinzona. Verso nord, nel Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia la loro presenza cala sensibilmente e oltre la coordinata 1117.000 le scarse occorrenze sono perlopiù di età pre-

alpina (p. es. nella Falda della Maggia a nord-est di Gordevio, PARASKEVOPOULOS 1953, STERN 1966).

Già WENK nel 1970 elaborò una mappa della diffusione delle rocce filoniane di età alpina. Tuttavia la diffusione delle pegmatiti venne rivista da altri autori, tra cui BURRI et al. (2005, fig. 4). Nelle zone cataclastiche della Linea delle Centovalli nonché lungo il margine meridionale della Falda del Monte Rosa le pegmatiti alpine sono particolarmente frequenti, i loro spessori variano da alcuni centimetri a più metri e spesso compaiono a mo' di concatenazioni di lenti, talora boudinate, talora tagliate ma pur sempre contraddistinte da granulometria grossa (KERN 1947). In taluni casi, come p. es. nell'alveo del torrente Melezza presso la dogana di Camedo, si osservano sciami di filoni ad orientazioni sovrapposte: laddove i filoni s'intersecano si formano corpi pegmatitici di dimensioni decametriche (KNUP 1958, p. 107 e segg., BURRI 2005). Esistono almeno due generazioni di filoni: la prima, di età 29 Ma, è discordante, contorta e fratturata mentre la seconda, più giovane (26 Ma), soltanto discordante (STERN 1966, ROMER et al. 1996, SCHÄRER et al. 1996). KERN (1947) distinse tra pegmatiti a feldspato alcalino e pegmatiti a plagioclasio (oligoclasio), tuttavia questa distinzione poteva essere eseguita soltanto al microscopio. Entrambe le varietà contengono quarzo (50–60%), feldspato (20–30%) e mica bianca a grana estremamente grossa (15–20%), tipicamente in quantità accessorie compaiono berillo (p. es. ad ovest-nord-ovest di Corcapolo, coord. 2694.600/1114.080), tormalina e magnetite. Sopra la località di Saorée a nord-est di Lionza, in un filone pegmatitico di spessore decimetrico è stata rinvenuta samarskite-(Y), un minerale radioattivo, pironiobato di uranio e ittrio (GIRLANDA et al. 2006, vedi anche GIRLANDA 2007). GUASTONI et al. (2016) descrivono ritrovamenti di monazite-(Ce) e xenotime-(Y) in una pegmatite della Valle Vigezzo. HIRSCHI (1937) riporta inclusioni di minerali di torio ed uranio, con relative emissioni di radon, presenti nelle niche in pegmatiti presso Orselina.

## **Ap Filoni aplitici**

Filoni di apfite di età oligocenica sono anch'essi diffusi in tutta la Zona Ripida Meridionale delle unità pennidiche. Nel Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia e nella Falda della Maggia essi costituiscono le rocce filoniane caratteristiche (KOBÉ 1956, p. 254 e segg.). Contrariamente ai filoni pegmatitici a muscovite, essi contengono solitamente biotite o entrambi i fillosilicati. Si tratta perlopiù di filoni a grana fine a media, raramente di spessore superiore al metro, la cui composizione mineralogica è dominata da plagioclasio, quarzo e microclino e subordinatamente biotite, mica bianca e minerali di epidoto. Si osservano svariate transizioni, dalle forme pegmatitiche a grana grossa a quelle aplitiche a grana fine, fino alle vene monomineraliche di quarzo. Molti dei filoni aplitici sembrano essere connessi ai processi di migmatizzazione: nelle pareti della palestra di roccia del Torbeccio a sud di Gordevio un esteso filone aplitico attraversa discordantemente le strutture alpine subverticali.

## SALASSICO

Le rocce che compongono la Falda di Sesia appartengono paleogeograficamente alla placca adriatica. Tuttavia esse mostrano una storia evolutiva tettonica alpina differente rispetto a quelle dell'Austroalpino e del Sudalpino e pertanto non possono essere assegnate a nessuna di queste due unità. Per questo motivo sono state raggruppate in un nuovo dominio tettonico, denominato Salassico (vedi p. 15).

### FALDA DI SESIA

#### **A<sub>Se</sub> Anfibolite, gneiss a orneblenda**

Si tratta di un'anfibolite perlopiù a grana fine, in parte leggermente a bande. La composizione mineralogica è anfibolo, plagioclasio (andesina), epidoto e in parte granato o clorite (VENKAYYA 1956, p. 198).

#### **G<sub>Se</sub> Gneiss a scisto mesocratico listato a mica bianca e clorite, con relitti di gneiss a due niche, feldspato alcalino e plagioclasio o di gneiss a biotite, granato e plagioclasio**

Gli affioramenti di questa roccia sono perlopiù scarsi e si limitano a zone boschive. Si tratta di una litologia fortemente deformata, molto variabile dal punto di vista mineralogico e contrassegnata da caratteristiche bande milonitiche. All'interno di questa categoria generale, WALTER (1950) distinse una varietà scistosa fillonitica *con noduli di diametro centimetrico*, da lui definita *Scisti di Losone*, così come una varietà *a grana fine, dominata da epidoto e clorite*.

#### **G<sub>γu</sub> Metagabbro di Maia: metagabbro a orneblenda**

Questa roccia, denominata da WALTER (1950) «Diorite di Maia» secondo il nome della collina che si trova a nord di Arcegno, compare spesso nelle immediate vicinanze delle metaperidotiti e anfiboliti della Falda di Zermatt-Saas Fee, ma può comunque essere distinta, già a livello macroscopico, con un po' di pratica. Si tratta perlopiù di un'anfibolite a tessitura flaser grossolana, maculata di colore bianco e nero (WALTER 1950, VENKAYYA 1956, p. 188). La composizione mineralogica è plagioclasio (soprattutto andesina con 30–40% An), anfibolo blu-verde (spesso con pigmenti neri), clorite, ilmenite, titanite ed in parte biotite. Si tratta pertanto apparentemente di una metadiorite. Come tuttavia indicato dalle analisi chimiche della roccia eseguite su campioni provenienti dalla località tipo Maia e dalla regione di Moneto (tab. 1), queste rocce possiedono un chimismo gabbroico (SiO<sub>2</sub> 46–52% in massa e non 53–57 rispettivamente 57–63% tipico delle gabbrodioriti e dioriti; LE MAITRE et al. 2004). Trattandosi di un equivalente metamorfico di

una roccia magmatica, nella quale i plagioclasti si sono adattati alle nuove condizioni di pressione e temperatura, viene data la precedenza alla classificazione geochemica piuttosto che alla distinzione classica gabbro/diorite (plagioclasti nel gabbro: labradorite-bytownite, nella diorite: andesina), per cui la roccia viene denominata metagabbro. ISLER & ZINGG (1974) descrivono un'associazione simile riscontrata su campioni provenienti dalla Valle Segnara (valle laterale della Valle Anzasca) sempre nella Falda di Sesia. Per contro non sono disponibili datazioni dei metagabbri presenti sul territorio del foglio. L'età di molte rocce simili presenti nella Falda di Sesia è del Primo Permiano (280–289 Ma, BUSSY et al. 1998, MONJOIE et al. 2007).

SURACE (2004, p. 46) descrive un (ferro?)gabbro con paragenesi di metamorfismo di alta pressione (orneblenda blu-verde e granato) nella regione di Pian dal Barch presso Moneto (loc. 54.1.2, coord. 2690.975/1111.330).

Tab. 1: *Risultati delle analisi chimiche di tre campioni di Metagabbro di Maia della Falda di Sesia. Metodo: fluorescenza a raggi X. Centre d'Analyse Minérale Univ. Lausanne (1985, dati non pubblicati).*

Elemento [%]	UM 81-1 Maia, Losone	UM 81-3 Maia, Losone	Ma 10-27 Moneto
SiO <sub>2</sub>	51,89	48,10	46,36
TiO <sub>2</sub>	1,15	3,51	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,84	18,52	16,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,40	3,10	2,79
FeO	4,13	6,48	5,54
MnO	0,15	0,16	0,14
MgO	7,02	4,37	10,04
CaO	9,41	9,71	13,29
Na <sub>2</sub> O	3,01	3,39	2,14
K <sub>2</sub> O	0,75	0,40	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,36	0,07
H <sub>2</sub> O	1,87	1,63	2,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	<0,01	0,07
NiO	0,02	<0,01	0,01
Total	99,86	99,73	99,84
<b>[ppm]</b>			
Nb	3	5	3
Zr	40	90	41
Y	19	19	8
Sr	453	538	115

Elemento [%]	UM 81-1 Maia, Losone	UM 81-3 Maia, Losone	Ma 10-27 Moneto
Rb	24	7	1
Th	<5	<5	<5
Pb	24	7	1
Ga	18	23	5
Zn	82	80	51
Cu	10	27	68
Ni	84	19	112
Co	53	67	47
Cr	287	11	537
V	127	318	184
Ce	232	396	141
Nd	27	34	11
Ba	331	188	13
La	<10	86	<10
Sc	31	31	45
S	<20	<20	<20

### **GI<sub>Se</sub> Gneiss leucocratico a biotite, feldspato alcalino e oligoclasio, in parte occhiadino**

Si tratta di una litologia granitica e quarzodioritica-monzodioritica che accompagna il Metagabbro di Maia, ma di età presumibilmente più giovane (WALTER 1950, p. 137). La composizione mineralogica di questa roccia è quarzo, feldspato alcalino, plagioclasio (oligoclasio-andesina), biotite e spesso un po' di anfibolo.

### **M<sub>Se</sub> Marmi, rocce calcsilicatiche**

Marmi e rocce calcsilicatiche affiorano ad ovest di Arcegno e a sud di Ögna in Val di Remo in forma di sottili orizzonti e lenti dello spessore fino a 1-3 m distribuite all'interno dello gneiss. La tipica composizione mineralogica dei marmi è calcite, dolomite, epidoto, tremolite, in parte granato, plagioclasio e scapolite (WALTER 1950, p. 140).

### **α Filoni andesitici, solitamente porfirici**

I filoni andesitici si presentano in spessori variabili tra 10 a 50 cm e giacciono solitamente leggermente discordanti rispetto alla scistosità ed ai contatti litologici



Fig. 2: Tipico filone andesitico porfirico della Falda di Sesia. Sasso in un muro presso Arcegnò.  
Foto H.-R. Pfeifer, 2016.

della roccia. WALTER (1950, p. 136) li descrive come segue (tradotto): «la scistosità della roccia è chiaramente percepibile, tuttavia a livello macroscopico e microscopico vi si riconoscono fenocristalli idiomorfi di oligoclasio fino ad andesina acida, spesso anche fino a sottili lenti allungate di quarzo. La matrice è a grana fine e si compone di quarzo, oligoclasio fino ad andesina, feldspato alcalino, [...], biotite, rispettivamente clorite». Queste rocce, tipiche della Falda di Sesia (fig. 2), sono state analizzate chimicamente e datate da svariati autori. Si tratta di filoni andesitici con età tra 32 e 29 Ma (Oligocene; VENTURELLI et al. 1981, BECCALUVA et al. 1983, VON BLANCKENBURG 1992, ROMER et al. 1996, SCHÄRER et al. 1996, PLEUGER et al. 2014).

### **Pg Filoni pegmatitici**

I filoni pegmatitici del Salassico si differenziano poco da quelli delle unità pennidiche, essi contengono quarzo, microclino, albite o oligoclasio, mica bianca e molto raramente biotite (WALTER 1950, p. 135). I principali affioramenti si trovano a est di Corte Antico (Val di Remo) ed a sud di Carnée/Palagnedra. L'età precisa di

queste rocce è sconosciuta, la loro vicinanza con le falde di Zermatt-Saas Fee e del Monte Rosa ne suggerisce tuttavia un'età alpina.

## SUDALPINO

### ZONA DEL CANAVESE

La Zona del Canavese è tracciabile dalla sua località di origine situata ad ovest di Ivrea fino al territorio del foglio (ZINGG et al. 1976). Si tratta di elementi di crosta superiore del Sudalpino e si compone di rocce di basamento e relativa copertura sedimentaria (AHRENDT 1972, FERRANDO et al. 2004).

#### **P<sub>Ca</sub> Scisti a grana fine, a clorite e mica bianca, in parte con calcite o porfiroclasti di feldspato**

Si tratta di rocce ad alto contenuto di clorite e mica bianca, fortemente deformate ed eterogenee, con tessitura milonitica; questi scisti hanno pertanto carattere fillonitico. Non di rado si riscontrano transizioni a rocce metacarbonatiche (M<sub>Ca</sub>) oppure a gneiss leucocratici (GO<sub>Ca</sub>). La composizione mineralogica è quarzo, plagioclasio (albite-oligoclasio), mica bianca, clorite (solitamente associata a relitti di biotite) ed epidoto, meno frequentemente granato o calcite (WALTER 1950, p. 104 e segg.).

#### **GO<sub>Ca</sub> Gneiss occhiadino leucocratico a mica bianca, microclino e albite**

Questa roccia, anch'essa a carattere milonitico, si distingue in particolare per il suo aspetto leucocratico. Si tratta di uno gneiss di composizione granitoide ed a basso contenuto micaceo, a tessitura occhiadina, flaser o milonitica. Albite e microclino costituiscono porfiroclasti, mentre la matrice è composta da quarzo, albite e mica bianca sericitica. Morfologicamente queste rocce formano spesso creste e gobbe nel terreno (WALTER 1950, p. 104, 112).

#### **M<sub>Ca</sub> Calcare selcifero marmorizzato da grigio a grigio-nero (Formazione di Moltrasio), localmente dolomia; spesso fortemente milonitizzato**

Questa roccia è caratterizzata da una frequente intensa milonitizzazione, per via della quale i minerali carbonatici sono spesso talmente deformati da assomigliare a micriti calcaree non metamorfiche (WALTER 1950, ZINGG et al. 1976; vedi anche HEITZMANN 1987). La variante color grigio (fig. 3) contiene spesso elevati quantitativi di pigmento nero (presumibilmente grafite), quella dolomitica anche quarzo. Al confine con la Zona di Ivrea non è sempre facile distinguere queste rocce carbonatiche con grado metamorfico in facies a scisti verdi dai marmi a facies



Fig. 3: Tipico marmo calcitico grigio fortemente deformato della Zona del Canavese (probabile calcare selcifero metamorfico della Formazione di Moltrasio (Primo Giurassico). Sasso in un muro presso Arcegnò. Foto H.-R. Pfeifer, 2016.

anfibolitica a granulitica prealpina della Zona di Ivrea interessati dal metamorfismo retrogrado alpino (SCHMID et al. 1987, p. 50, ZINGG 1990, ZINGG et al. 1990); questi ultimi contengono solitamente minerali calcsilicatici e/o spinello (vedi sotto). Un piccolo affioramento di carbonato situato 300 m ad ovest di Bordei (coord. 2692.975/1111.375) è stato descritto da WALTER (1950) come dolomia. RADEFF (1915) descrive, intendendo probabilmente lo stesso affioramento, la presenza di uno strato di gesso dello spessore di 5 cm.

In Valle Loana, 10 km oltre il limite occidentale del foglio, una sequenza costituita da (micro)conglomerato di età probabilmente permiana, marmi bianchi calcitici e dolomitici del Triassico e calcare sabbioso nero del Primo Giurassico, attraversato da filoni andesitici, confina con lo gneiss di facies anfibolitica del basamento cristallino del Canavese (SCHÄPPI 1985). In particolare, il calcare sabbioso nero presenta evidenti analogie con la Formazione di Moltrasio («Calcare selcifero Lombardo»). La sequenza elencata sopra corrisponde alle descrizioni tipiche dei sedimenti che si trovano nella località tipo del Canavese, ad ovest di Ivrea (AHRENDT 1972, FERRANDO et al. 2004). Tra la Valle Loana e l'area del foglio, nei pressi di Finero (nell'alveo del torrente Cannobino, a sud-ovest della località e a nord di essa, presso Piano di Sale), sono noti ulteriori affioramenti di sedimenti del Canavese, in cui è tuttavia assente il conglomerato. Nell'area del foglio, le rocce carbonatiche fortemente deformate della Zona del Canavese sono senza dubbio associabili alla stessa sequenza di cui sopra (com. pers. D. Bernoulli). I migliori affioramenti di queste rocce si trovano sul sentiero che dal tornante a quota 937 m s.l.m. della

strada Gruppaldo – Monti di Schiavardo conduce in direzione nord e successivamente verso la Corona di Pinz.

### **a Filoni andesitici, solitamente porfirici**

WALTER (1950) descrive tre affioramenti della lunghezza di almeno 200 m ciascuno, situati all'interno della Zona del Canavese: due tra Losone e la Corona di Pinz e uno più a ovest sul crinale tra Val del Boschetto e Val di Bordei. Quest'ultimo è descritto da WALTER (1950, p. 117) come andesite anfibolica, composta da plagioclasti zonati – il nucleo a composizione oligoclasica, il margine andesinica – e anfiboli, pure zonati, con nucleo bruno-verde e margine incolore, nonché da una matrice di plagioclasio (oligoclasio fino ad andesina), quarzo, zoisite, clorite e qualche anfibolo. Questi filoni andesitici, analogamente a quelli della Falda di Sesia, potrebbero essere di età oligocenica.

## ZONA DI IVREA

Secondo la tesi condivisa da numerosi autori, la Zona di Ivrea rappresenta una sezione di crosta continentale inferiore a intermedia, situata in origine nella zona di transizione tra crosta e mantello litosferico, con alla base numerosi corpi metaperidotitici e sopra di essi il cosiddetto complesso mafico («*Basischer Hauptzug*») e la serie metasedimentaria (ZINGG 1980, 1983, 1990). Vi sono tuttavia anche rocce mafiche (anfiboliti) a chimismo oceanico (ZINGG et al. 1990, LU et al. 1998).

L'area di distribuzione delle rocce descritte di seguito coincide con due anomalie geofisiche regionali: un'anomalia gravimetrica positiva (Anomalia di Bouguer; KLINGELÉ & OLIVIER 1979, OLIVIER et al. 2008) ed una delle anomalie magnetiche più forti della Svizzera (KLINGELÉ 1982). La prima è dovuta all'alta densità delle rocce mafiche ed ultramafiche, la seconda all'alto contenuto in minerali magnetici.

### **Metaperidotiti di Finero**

Si tratta di una zona dominata da metaperidotiti in cui sono presenti anche diversi interstrati anfibolitici (vedi sotto). La zona compare soltanto nella parte sud-ovest del foglio ed appartiene al grande complesso (spesso denominato anche «Corpo») di ultramafititi di Finero (Valle Cannobina), dello spessore di ca. 2 km (WALTER 1950, FRIEDENREICH 1956, VOGT 1962, DE QUERVAIN 1967, LENSCH 1968, 1971, CAWTHORN 1975, STECK & TIÈCHE 1976, KRÜHL & VOLL 1976, 1979, BIANCONI et al. 1978, STECK 1979, ERNST 1981, RIVALENTI et al. 1981, EXLEY et al. 1982, HUNZIKER & ZINGG 1982, VOSHAGE et al. 1987, SAVARY 1988, QUICK et al. 1995, SIENA & COLTORTI 1989, VON QUADT et al. 1993, ZANETTI et al. 1999, 2013, 2016, MORISHITA et al. 2003, MATSUMOTO et al. 2005, HALICK 2010). La successione relativamente complessa delle diverse tipologie di metaperidotiti e anfiboliti è da ricondurre alla

presenza dell'antiforme di Finero, costituita da un nucleo di metaperidotiti a flogopite e da un margine di anfiboliti rispettivamente metaperidotiti anfiboliche, il cui assetto è stato ripetutamente deformato da diversi eventi plicativi e di fratturazione (STECK & TIÈCHE 1976, STECK 1979). Tale assetto è inoltre stato interessato da faglie orientate nord-sud che hanno avuto come effetto un forte confinamento dello stesso (Testa di Misello, ubicata sul territorio del foglio contiguo Brissago).

#### **U<sub>10</sub>      Metaperidotite ad anfibolo**

La metaperidotite ad anfibolo mostra solitamente una composizione mineralogica lherzolitica a spinello e contiene olivina (forsterite), ortopirosseno (bronzite con ca. 15% di ferrosilite), clinopirosseno (solitamente diopside con contenuto di cromo), pargasite e tremolite da incolore a verde chiaro (in condizioni di facies granulitica), orneblenda (in condizioni di facies anfibolitica) e gli accessori cromite e ilmenite (WALTER 1950, VOGT 1962, LENSCH 1968, SAVARY 1988). Sono possibili tutte le transizioni, da matadunite a metapirossenite (VOGT 1962).

#### **U<sub>11</sub>      Metaperidotite a flogopite**

Questa roccia è contraddistinta dalla stessa composizione mineralogica della metaperidotite ad anfibolo, tuttavia con l'aggiunta di flogopite, per contro con evidente minor contenuto di clinopirosseno. Si tratta pertanto di una metaperidotite a composizione piuttosto harzburgitica.

#### **Metaperidotiti fortemente serpentinizzate**

Le metaperidotiti fortemente serpentinizzate sono di colore verde scuro e sono ubicate perlopiù al limite nord del complesso metaperidotitico, in prossimità del confine con la Zona del Canavese. Esse contengono crisotilo, come pure antigorite e magnetite, anziché spinello (WALTER 1950, p. 88, SAVARY 1988). Le metaperidotiti serpentinizzate sono diffuse nell'intero complesso di Finero, particolarmente lungo il margine settentrionale. A scala microscopica, il metamorfismo retrogrado alpino è riscontrabile praticamente in ogni sezione sottile di campioni di metaperidotite.

---

#### **A<sub>1</sub>      Anfibolite listata a grana da media a fine, a composizione dioritica o gabbbrica**

Indipendentemente dalla loro origine (crosta inferiore primaria o crosta oceanica subdotta, vedi LU et al. 1998) la totalità delle rocce appartenenti al complesso

mafico («*Basischer Hauptzug*») hanno verosimilmente subito un metamorfismo, dapprima in facies granulitica e successivamente, in parte, in facies anfibolitica (SCHMID & WOOD 1976, HUNZIKER & ZINGG 1980, ZINGG 1978, 1980, SAVARY 1988, WOLFF et al. 2012), motivo per cui queste rocce vengono descritte come anfiboliti. A causa delle condizioni di alto grado metamorfico il contenuto di anortite dei plagioclasti può essere usato solo entro certi limiti per distinguere la roccia d'origine dioritica o gabbrica. Questa distinzione può essere eseguita in modo affidabile solamente sulla base della composizione chimica completa della roccia (gabbro solitamente tra 45 e 52% massa di  $\text{SiO}_2$ , gabbrodiorite tra 52 e 57% e diorite tra 57 e 63%, LE MAITRE et al. 2004). La composizione mineralogica di queste rocce solitamente molto scure è costituita da circa 50% di plagioclasio (andesina-labradorite), quasi 50% di minerali mafici di tipo anfibolico (solitamente orneblenda comune) e clino- rispettivamente ortopirosseno (diopside, iperstene) e dagli accessori quali granato, biotite, epidoto e clorite. Le rocce ignee equivalenti sarebbero conseguentemente gabbrri, gabbronoriti e noriti.

Le varietà distinte nel foglio Locarno si basano sul rilevamento cartografico di WALTER (1950) e sulle descrizioni petrografiche dettagliate (e in parte su analisi chimiche) di VENKAYYA (1956):

- *Anfiboliti a grana grossa (metagabbro)*, a granulometria oltre 1 mm.
- *idem, con pirosseni*. Il clinopirosseno è sempre presente, l'ortopirosseno solo occasionalmente.
- *Breccia tettonica a componenti di anfibolite*. Questa breccia affiora esclusivamente nei pressi del Pizzo Leone. In una matrice di epidoto e clorite sono inglobati frammenti angolari di rocce a orneblenda e albite (WALTER 1950, p. 71). Si tratta con grande probabilità di una trasformazione retrograda, come quella a grana più fine tipicamente nota lungo il limite nord del complesso mafico.

Sia WALTER (1950), sia VENKAYYA (1956) descrivono una zonazione in base alla granulometria, che da fine a sud passa progressivamente a grossolana a nord.

WALTER (1950, p. 96) menziona inoltre un'orneblendite in parte a grossi grani verdi, spesso anche marroni, di spessore massimo di 3 m, che compare solitamente tra la metaperidotite e l'anfibolite. Questa non poteva però essere mappata in modo separato dall'anfibolite dominante.

I ciottoli composti da rocce a granato e pirosseno che compaiono nell'alveo della Melezza presso Golino corrispondono a litologie mafiche in facies granulitica.

**G<sub>1</sub> Gneiss a biotite, granato e sillimanite, spesso con grafite («kinzigite»), roccia a granato e feldspato («stronalite»)**

Sul territorio del foglio domina lo gneiss mesocratico a biotite, granato e sillimanite, che WALTER (1950) e VENKAYYA (1956) hanno denominato «kinzigite». Le rocce equivalenti sviluppatasi in facies granulitica, notevolmente più rare rispetto alle kinzigiti, dominate da feldspato alcalino e che talora compaiono come inclusioni nell'anfibolite, sono state denominate «stronaliti» secondo la località tipo in Val Strona (Italia) (SCHMID 1967). COUTINHO et al. (2007) suggeriscono tuttavia di rinunciare a questa terminologia proponendo la denominazione di «granulite» oppure «gneiss o roccia a granato, quarzo, plagioclasio e feldspato alcalino». Nella letteratura regionale (SCHMID 1967, 1968, SCHMID & WOOD 1976, ZINGG 1978, 1980, SCHMID et al. 1987, POZZORINI 1989) entrambi i gruppi di rocce vengono indicati più semplicemente come metapeliti della Zona di Ivrea.

Nella regione a ovest-nord-ovest di Ascona tra il Balladrüm ed il Monte Verità la zona anfibolitica del complesso mafico denota un'evidente piega a larga scala (antiforme di Ascona, POZZORINI 1989) ed è attorniata da metapeliti sia nel lembo meridionale (Porto Ronco – Ascona) che in quello settentrionale (Arcegno – Pizzo Leone). Nel fianco sud della piega predominano gneiss plagioclasici biotitici, con o senza granato, sillimanite e mica bianca, a grana da fine a media (WALTER 1950, p. 10, VENKAYYA 1956, p. 80 e segg.). Anche le Isole di Brissago sono costituite da queste rocce. Nel fianco nord per contro le medesime rocce denotano un'esplicita sovrapposizione retrograda in facies a scisti verdi, con progressivo deterioramento fino alla completa scomparsa del fabric prealpino; nel dettaglio si tratta dei litotipi seguenti:

- Rocce *milonitiche* a grana da molto ad estremamente fine (fillonite, milonite, ultramilonite), di colorazione da marrone a verde olivastra. A livello macroscopico è praticamente impossibile individuare le componenti mineralogiche, fanno eccezione le varietà fillonitiche in cui si distinguono clorite e mica bianca. A livello microscopico prevalgono quarzo, albite, clorite, mica bianca e porfiroclasti di minerali prealpini.
- Roccia grossolana a clorite («*Gneiss del Pizzo Leone*»), la cui composizione mineralogica consiste in quarzo, plagioclasio (albite-oligoclasio), mica bianca, clorite, biotite e relitti di granato (WALTER 1950, p. 113 e segg.).

Entrambi questi litotipi vennero dapprima attribuiti alla Zona del Canavese da WALTER (1950). In seguito, dapprima SCHMID et al. (1987) e POZZORINI (1989) nella zona tra Losone e la Corona di Pinz e successivamente MARCHON (2001) nella zona del Pizzo Leone riconobbero le affinità di queste rocce alle metapeliti della Zona di Ivrea nel contesto della cinematica lungo la Linea Insubrica.

Tra le anfiboliti del complesso mafico e le metapeliti meridionali si trova una zona di transizione che WALTER (1950, p. 80 e segg.) descrive nel modo seguente

(tradotto): «ha luogo un lento passaggio da un tipo di roccia [anfibilite] all'altro [gneiss]: le rocce basiche sono penetrate nelle kinzigite scistose e nelle rocce a queste associate, formando strati spessi da 0,5 a diversi metri – i quali rimangono più o meno di spessore costante in direzione parallela alla bancatura – oppure strisce sottili, che si gonfiano e assottigliano ripetutamente, oppure ancora le hanno sfondate e sfogliate completamente formando strati sottili».

## **M<sub>1</sub> Marmi, rocce calcsilicatiche**

La maggior parte di queste rocce ha una composizione mineralogica costituita da plagioclasio (massimo 70% An), quarzo, diopside, scapolite, come pure anfibilite e più o meno calcite (VENKAYYA 1956, p. 92). ZINGG (1980) descrive la presenza di spinello più ad ovest. Sul territorio del foglio, due affioramenti degni di nota e facilmente accessibili si trovano ad ovest del nucleo di Ascona lungo la vecchia strada Ascona-Brissago. Si tratta di due lenti, dello spessore di circa 7 m, di marmo calcitico flogopitico bianco a grana media (fig. 4, coord. 2702.250/1112.210; MITTELHOLZER 1936, p. 43, PAPAGEORGAKIS 1961, p. 165), rispettivamente marmo grigio milonitizzato, a grana fine, con inclusioni calcsilicatiche dello spessore centimetrico ossidate color bruno e fortemente deformate (coord. 2702.205/1112.285).

## **α Filoni andesitici, solitamente porfirici**

Alla luce della reinterpretazione degli gneiss descritti da WALTER (1950) a nord del complesso mafico, nel frattempo attribuiti alla Zona di Ivrea (vedi sopra), ne deriva che anche in questa unità sono presenti alcuni filoni a grana media, ricchi di anfibolo e plagioclasio, della lunghezza di 700-1000 m che WALTER (1950, p. 116 e segg.) descrive in parte come (tradotto) «porfiriti dioritiche a quarzo» o «ofioliti». Egli descrive come segue le rocce filoniane situate a sud del Pizzo Leone che hanno subito un'evidente trasformazione retrograda (tradotto): «in una massa color grigio-verde, a grana fine e leggermente scistosa, composta da clorite, quarzo e oligoclasio fino ad andesina si distinguono fenocristalli di plagioclasio delle dimensioni fino a 5 mm: il loro nucleo è inalterato e composto da andesina basica mentre il loro margine risulta acido e saussuritizzato. In un'altra sezione sottile tutti i fenocristalli di feldspato sono sostituiti da pseudomorfofosi di zoisite».

## **Pg Filoni pegmatitici**

WALTER (1950, p. 17 e segg., p. 84 e segg.) descrive due tipi di pegmatite (prealpine) la cui giacitura è solitamente soltanto leggermente discordante rispetto alla scistosità ed ai contatti litologici della roccia circostante:

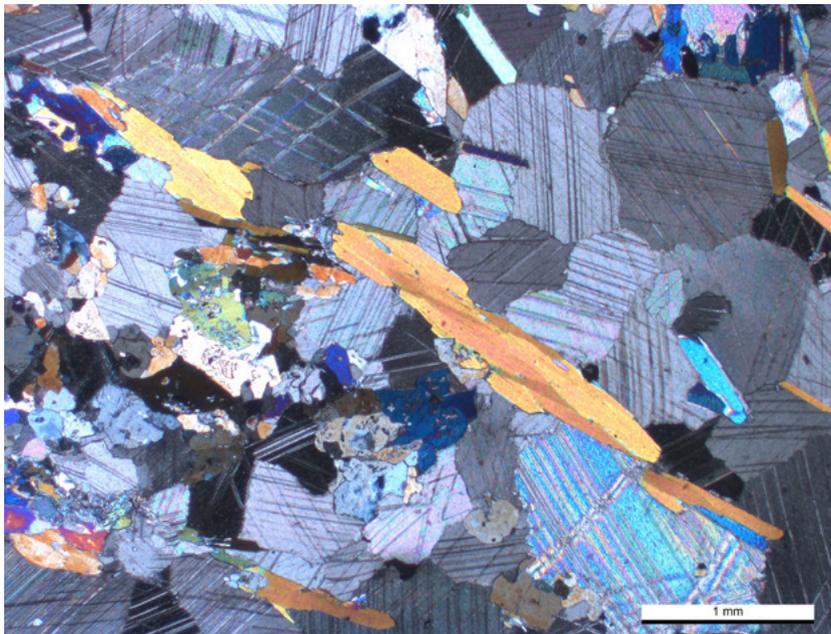


Fig. 4: Immagine in sezione sottile del marmo di Ascona. Calcite: grandi aree grigio-blu iridescente, flogopite: settori gialli inclinati diagonalmente da sinistra a destra e aree medio grandi blu scure. Foto H.-R. Pfeifer, 2018.

- Pegmatite a grana fine color giallastro con bordo alterato e composizione mineralogica dominata da quarzo, plagioclasio (solitamente oligoclasio) e mica bianca, in misura minore biotite, granato e feldspato alcalino (microclino). Questo tipo affiora con particolare frequenza a sud-ovest di Porto Ronco, nella parte più meridionale del settore dei paragneiss (metapeliti).
- Pegmatite comune, prevalentemente bianca, a grana grossa, composta da quarzo, plagioclasio (albite-oligoclasio), tormalina e in misura minore mica bianca, apatite e raramente feldspato alcalino, minerali accessori uraninite e fosfati di ferro e manganese. Questo tipo è stato descritto nel dettaglio da DE QUERVAIN (1932) nella Valle della Madonna (oggi Valle di Ponte) presso Brissago ed è stato ugualmente discusso da BURRI & KÜNDIG (1934) e PARASKEVOPOULOS (1953). Nuovi studi di questo affioramento che si trova nel foglio contiguo Brissago sono stati effettuati da WEISS et al. (2004) e VIGNOLA et al. (2008).

Rari ritrovamenti di zirconi di dimensioni particolari (del diametro fino a 9 cm), accompagnati da nefelina in pegmatiti ubicate nelle metaperidotiti ad anfibolo del complesso di Finero provenienti dalla Val di Front (Paradisino, a sud di Palagnedra), sono stati segnalati da alcuni autori (GIRLANDA et al. 2007, WEISS et al. 2007, GIRLANDA & ANTOGNINI 2010). SCHALTEGGER et al. (2015) hanno datato queste pegmatiti tra 212,5 e 190 Ma (limite tra Triassico e Giurassico). NYFFELER (1975) ha trovato nella Valle di Credo (oggi Valle di Crodolo, tra Ronco e Brissago) cristalli di cordierite color verde e marrone dalle dimensioni fino a 4 x 1,5 cm.

#### ZONA DI STRONA-CENERI

La sponda meridionale del Lago Maggiore lungo cui si trova la regione del Gambarogno (San Nazzaro, Piazzogna) e che occupa l'angolo sud-est del foglio, è situata nella Zona di Strona-Ceneri. Questo settore era già stato descritto e pubblicato nel 1974 essendo stato aggiunto al foglio Bellinzona; esso è stato pertanto ripreso in modo invariato sul presente foglio. Le descrizioni che seguono sono riprese, in forma succinta, dalle note esplicative del foglio Bellinzona (SPICHER et al. 1981).

#### A<sub>SC</sub>      **Anfibolite**

L'anfibolite forma singole lenti strette inglobate nello gneiss, che si possono seguire solamente per poche centinaia di metri. A causa delle variabilità nelle composizioni mineralogiche, nella granulometria e nella tessitura esse mostrano aspetti molto diversi tra loro.

La roccia è solitamente contraddistinta da una struttura granoblastica, in misura minore anche porfiroblastica. Tra le componenti principali l'anfibolo attinolitico, di colore grigio-verde o bluastro-verde ma spesso anche incolore, domina sul plagioclasio (andesina con 27-43% An). Tra le componenti secondarie la clorite è rappresentata di frequente, mentre la prehnite compare solo raramente. Il minerale accessorio più frequente è il granato, seguito da epidoto-clinozoisite, biotite, titanite e ilmenite con bordi a leucoxene.

BÄCHLIN (1937) descrive una particolare lente di anfibolite presente in località Valleggio della Vigna (coord. 2706.900/1110.370). Si tratta di un'anfibolite a granato, con arricchimenti di plagioclasio (28% An) attorno ai granati e che richiama fortemente la facies anfibolitico-eclogitica. L'autore precisa che (tradotto) «l'ornblendina verde è diablastica. La roccia mostra una chiara parentela con le anfiboliti eclogitiche, sebbene possieda una granulometria molto più grossolana di queste. Poiché entrambi i tipi di roccia si trovano nelle stesse zone, questa relazione non sorprende».

**G<sub>sc</sub> Gneiss plagioclasico a biotite, scistoso, in parte con muscovite**

Lo gneiss plagioclasico a biotite, in parte con muscovite, di colore da grigio a bruno e con ossidazione da alterazione, è notevolmente diffuso nella regione del Gambarogno. Il rapporto tra i quantitativi delle componenti principali – oligoclasio basico, biotite, muscovite e quarzo – e la struttura granulometrica della roccia sono soggette a grandi variazioni e danno luogo ad una variabilità strutturale molto estesa. Tra gli accessori si annoverano andalusite, sillimanite, distene, staurolite, granato e orneblenda, solo quest'ultima è riconoscibile a livello macroscopico.

**G<sub>scm</sub> Gneiss plagioclasico a biotite e feldspato alcalino, a tessitura da scistosa a sottilmente flaser, con carattere migmatitico**

La tessitura sottilmente flaser di questa roccia, con elementi aplitici-pegmatitici immersi in una matrice scistosa, è un indizio richiamante processi di fusione con formazione di migmatite. Le transizioni da orto- a paragneiss non risultano sempre nitide, tuttavia sono percepibili dall'aumento delle componenti micacee e dalla comparsa più frequente di orneblenda.

**GO<sub>sc</sub> Gneiss aplitico a feldspato alcalino, povero di biotite e muscovite, a tessitura flaser**

Si tratta di un ortogneiss leucocratico, a grana da media a fine, tessitura da flaser a stratificata, solitamente ad alterazione rossastra. Il microclino reticolato, raramente pertitico, domina sul plagioclasio (5–12% An). Lo gneiss aplitico mostra limiti netti con la roccia circostante.

## QUATERNARIO

I vari terrazzamenti quaternari costituiti da materiale sciolto e roccioso che si trovano sui fianchi vallivi delle Centovalli e delle Terre di Pedemonte furono classificati e discussi per la prima volta da LAUTENSACH (1910) e FERRARI (1921), successivamente anche da CANALE (1957), GEISSBÜHLER (1967) e WÄHLI (1967) come resti di ex-fondovalle. Le argomentazioni fanno soprattutto capo al lavoro di ANNAHEIM (1946), il quale attribuisce alcuni sistemi di terrazzamenti anche al Pliocene. Da allora queste interpretazioni sono state intensamente dibattute (p. es. HANTKE 1987a, 1988); esse non vengono ulteriormente discusse in questa sede.

Il modello digitale del terreno ad alta risoluzione di swisstopo (swissALTI<sup>3D</sup>) rappresenta uno strumento importante per l'analisi dettagliata della geomorfologia; esso permette tra l'altro di visualizzare terrazze fluviali, anche di pochi metri di altezza (fig. 5).

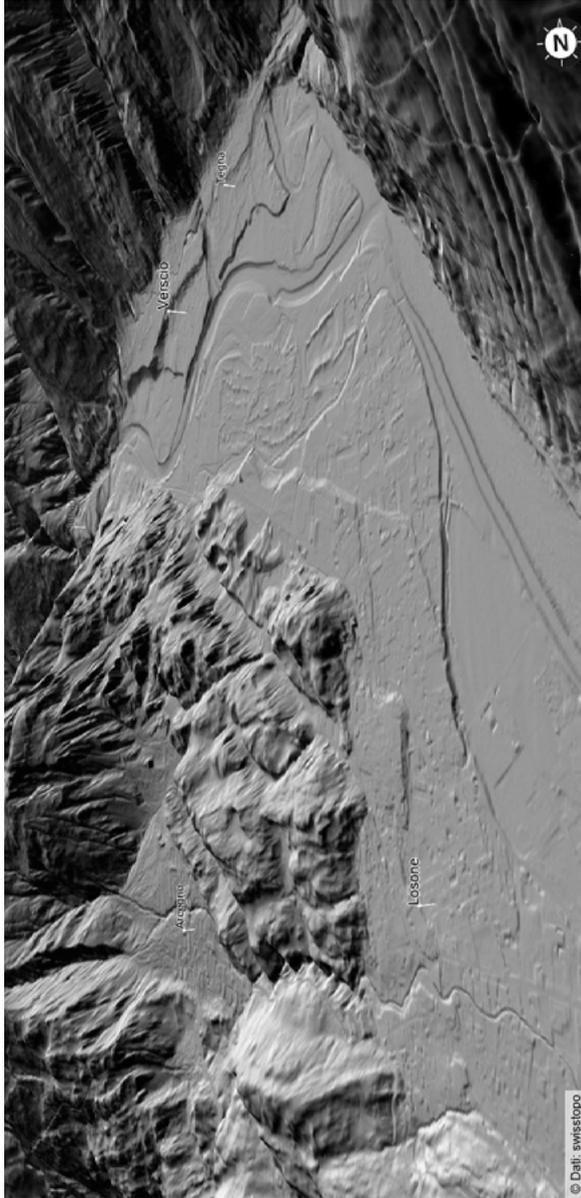


Fig. 5: Rappresentazione tridimensionale della pianura alluvionale della Melezza e della Maggia tra Golino (sullo sfondo) e Losone (davanti a sinistra). Modello digitale del terreno swissALTI<sup>3D</sup>.

Entro i perimetri delle pianure alluvionali della Maggia e della Melezza, i fori di sondaggio rappresentati sulla carta (selezionati da GESPOS 2018) forniscono informazioni sullo spessore degli strati quaternari.

Al disotto dei 1900–1600 m s.l.m. praticamente tutti gli affioramenti rocciosi sono segnati dal passaggio dei ghiacciai (HANTKE 1987b). Un territorio caratterizzato da rocce montonate particolarmente pregevoli si trova tra Ascona, Arcegno e Losone (regione del Monte Verità, Gratena, Balladrüm, Maia, Barbescio, Piano di Arbigo, visibile al centro a sinistra della fig. 5; FRANSELLA 1989).

Negli ultimi 20 anni l'Ufficio federale dell'Ambiente (UFAM) in collaborazione con il Cantone Ticino e l'Istituto scienze della Terra (SUPSI) hanno analizzato intensivamente la tematica delle zone soggette a pericoli naturali, allestendo mappe del pericolo per i processi di crollo, scivolamento, alluvionamento e valanghe. Nel foglio, i primi due tipi di processi si manifestano in maniera particolarmente frequente sul versante sud delle Centovalli e nella parte occidentale della Valle di Vergeletto. Eventi di crollo non sono inoltre rari lungo il versante tra Ascona e Ronco, il fianco destro della Valle Maggia, come pure lungo il versante tra i Monti della Trinità e Brione sopra Minusio.

### *Formazione delle valli*

Già notevolmente prima dell'inizio del Quaternario ebbe inizio la formazione di valli profonde lungo il margine meridionale delle Alpi (HANTKE 1988, FELBER 1993). I topografi e i geologi scoprirono presto che il fondale dei laghi situati al margine sud delle Alpi è situato in parte a più di 200 m sotto il livello del mare attuale (Lago di Como –211 m, Lago Maggiore –176 m, Lago di Lugano –5 m; WEBER 1915, p. 279). Per spiegare questa situazione sono stati elaborati diversi modelli, che contemplavano in parte complicati processi di innalzamento e sprofondamento (discussione esaustiva in FELBER 1993). Solamente all'inizio degli anni '70 del secolo scorso si è trovata una spiegazione plausibile (HSÜ et al. 1973). L'incisione profonda delle valli ad opera di processi erosivi di sovraescavazione può essere ricondotta all'attività erosiva avvenuta durante il Messiniano (tardo Miocene, ca. 6 Ma), testimoniata dal ritrovamento di spessi depositi salini sotto il Mediterraneo. Diversi profili sismici eseguiti attraverso i laghi insubrici sudalpini e nelle regioni limitrofe mostrano che gli intagli vallivi a forma di V si spingono fino a 700 m sotto l'attuale livello del mare e che sono stati successivamente riempiti da sedimenti nel corso del Pliocene e del Quaternario (FINCKH 1978, FINCKH et al. 1984, FELBER et al. 1991, FELBER 1993, FELBER & BINI 1997, PFIFFNER et al. 1997a, PREUSSER et al. 2010, SCAPOZZA 2012, SCAPOZZA et al. 2012, SCAPOZZA 2016). Le valli a forma di canyon, tra le quali anche una impostata lungo l'odierna Valle del Ticino, ebbero origine durante la cosiddetta crisi di salinità del Messiniano. A quel tempo, il Mediterraneo venne isolato per un periodo di circa 700000 anni, probabilmente con brevi interruzioni; una soglia presso Gibilterra ostruiva l'afflusso dall'Atlantico in

direzione del Mediterraneo, il cui livello, a causa dell'evaporazione, si è abbassato fino a 3 km sotto la quota attuale, dando luogo ad un frazionamento in diversi piccoli mari, che si sono prosciugati disseccandosi quasi completamente a più riprese, lasciando depositi di sale, gesso ed anidrite dello spessore fino a 500 m (p. es. HSÜ et al. 1973, SUC & CLAUZON 1996, RYAN 2009, BACHE et al. 2012, CHRISTELEIT et al. 2015).

Nel contesto paleo-idrografico del tardo Neogene, alla fine del Miocene il fiume Maggia scorreva probabilmente da Ponte Brolla lungo un substrato roccioso molto ripido in direzione del Ticino (vedi le isoipse della superficie rocciosa sulla carta, modificate da LERICI 1970), il quale scorreva a sua volta sul fondo del canyon verso l'ancora più profonda Pianura Padana, fino ad allora priva di sedimenti di riempimento. Prima della crisi di salinità del Messiniano, infatti, la Pianura Padana era sommersa dal Mare Adriatico (BACHE et al. 2012).

## Pleistocene

### **q<sub>4m</sub> Deposito glaciale dell'ultimo periodo glaciale**

Quasi due terzi dei sedimenti quaternari al disotto della quota di 1300 m s.l.m. sono composti da una morena di fondo dello spessore di 0,5–3 m. I prati ed i pascoli estesi dei monti sorgono tipicamente sul materiale morenico. I singoli massi erratici presenti hanno dimensioni solitamente inferiori a 1–2 m<sup>3</sup> e non sono stati distinti durante il rilevamento cartografico. Nelle Centovalli, tra i blocchi di minor dimensioni e i ciottoli domina la metaperidotite di Finero, dal tipico colore di alterazione giallo (fig. 6). La numerosa presenza di questi blocchi tra la Valle Vigezzo ed Ascona avvalorava l'ipotesi che i ghiacciai del Toce e del Melezzeo si spingevano verso est sino ad incontrarsi con il ghiacciaio della Maggia nella regione di Losone-Arcegnò (HANTKE 1987a).

Localmente sono noti affioramenti di materiale morenico con spessori fino a 20 m, p. es. in Valle Maggia su entrambe le sponde del Ri della Terra di Fuori (presso Chiazza e Darubi; coord. ca. 2698.800/1120.200), presso Ronchini sopra Gordivio (nel bosco della Valle Roverina e presso Roncascio nella bassa Val Grande), nella Valle Onsernone e nelle sue valli laterali così come sopra Brione tra i 500 e 600 m s.l.m. (Pedroi, Motto della Mora).

Singole morfologie composte da dorsali che corrono parallelamente al pendio sono interpretate come frutto dell'erosione nel materiale morenico e non come valli moreniche.

### **q<sub>fg</sub> Deposito fluvio-glaciale; in parte a forma di conoide**

Sulla sponda nord del Lago di Palagnedra, a monte della stazione ferroviaria di Palagnedra, a valle di Cioss e a sud-est di Borgnone compaiono diversi affiora-



Fig. 6: Ciottoli e blocchi di metaperidotite di Finero, dall'alterazione meteorica color giallo, tipici per la regione del foglio Locarno. Esempari nell'alveo del fiume Melezza presso la confluenza con il fiume Maggia, a nord di Losone. Foto H.-R. Pfeifer, 2013.

menti delle dimensioni fino a 200x500x20m, caratterizzati da una sequenza di limo lacustre marrone, ricoperto da sabbia e ghiaia. È possibile che si tratti di terrazzi di kame, formati al margine del ghiacciaio (SCHELLER 1992, REY 2001). Non si conoscono tuttavia elementi che permettano di correlare questi terrazzi con i sedimenti lacustri dell'ultimo periodo interglaciale presenti nella regione di Re in Valle Viguzzo (SIDLER & HANTKE 1993).

I terrazzi sopraelevati che si trovano lungo il corso della Melezza tra Intragna fino alla confluenza con il fiume Maggia, già descritti da CANALE (1957), sono interpretati in questa sede come i resti di una pianura alluvionale proglaciale di età tardoglaciale. Rispetto alla pendenza del 10‰ dell'attuale pianura alluvionale della Melezza, quella dei vecchi terrazzi risulta essere più inclinata, ovvero del 26‰ tra Cavigliano e Verscio e 18‰ tra Verscio e Tegna come pure per il terrazzo che si estende a sud del campo da golf di Losone fino a San Lorenzo. La regione a nord del campo da golf appartiene per contro ad un deposito alluvionale recente della Melezza ( $q_0$ ).

A sud-ovest di Losone, tra i quartieri di San Giorgio e San Lorenzo, si estende un conoide di deiezione di età tardoglaciale, che potrebbe essere in relazione con una massa glaciale che a suo tempo si trovava nella regione di Arcegno, dove sono noti numerose rocce montonate e massi erratici.

In Valle Maggia, su entrambe le sponde della parte bassa del Ri della Terra di Fuori, ai piedi degli spessi strati morenici descritti in precedenza, si trovano conoidi detritici inclinati di presunta origine fluvioglaciale, che oggi sono asciutti e non più attivi.

## Olocene

### **Ammassi rocciosi disgregati per deformazione gravitativa profonda**

Gli ammassi rocciosi disgregati si manifestano in forma di accumuli di detrito grossolano e blocchi. Questi depositi si trovano presso Streccia (a sud di Dunzio), sui fianchi est e ovest del Salmone, sul versante ovest all'imbocco della Valle Onsernone (ad ovest di Nerbi), nella Val Teia tra il Madone e Gordevio, così come sul versante nord della cresta Pianascio - Corte Nuovo - Pizzo Ruscada (quest'ultimo pizzo si trova ad ovest, fuori dal foglio).

### **Roccia dislocata per deformazione gravitativa profonda**

L'intero versante destro del Lago Maggiore, orientato sud-est e compreso tra Croasca e il Pizzo Leone denota la conformazione tipica di una deformazione gravitativa profonda di versante ed è presumibilmente di origine tardoglaciale. Lo stesso vale per la deformazione gravitativa che si trova sulla sponda destra della Valle Maggia, ad ovest di Moghegno - la cui parte principale si trova sul foglio Maggia - così come quella a nord-ovest di Gresso, nell'angolo nord-est del foglio.

Ulteriori piccole deformazioni gravitative di versante si trovano a sud-ovest di Bordei (nei pressi della grossa massa di frana), a nord del Pizzo Leone, nell'alta Val Remo, a nord-est di Testa (2 km a nord di Cavigliano) così come sulle pendici nord del Salmone.

Processi di uncinamento che interessano il substrato roccioso superficiale sono ampiamente diffusi lungo la strada delle Centovalli, a causa della notevole eterogeneità e inclinazione della bancatura rocciosa della Zona di Orselina-Bellinzona. In passato questi eventi hanno causato - e provocano a tutt'oggi - ripetute interruzioni del traffico e generato deformazioni nelle gallerie della ferrovia delle Centovalli. Alla fine degli anni '90 del secolo scorso il pendio sopra Dirinei, tra Intragna e Corcapolo, ha necessitato di un intervento di risanamento a larga scala mediante ancoraggi e sottomurazioni, durato circa 18 mesi.

### **Scivolamenti di materiale sciolto**

Le aree più estese interessate da fenomeni di scivolamento si trovano nel settore sud-ovest del foglio, prevalentemente sugli scisti a clorite e mica bianca della Zona del Canavese (Val di Capolo e Val di Front a sud di Moneto; fianco nord della cate-

na Pizzo Leone – Corona di Pinz). Un'ulteriore massa franosa si trova sul fianco nord della cresta tra il Pizzo Peloso e il Pizzo della Bassa, al limite nord del foglio.

### **Detriti di versante a grossi blocchi, detriti di frane e di crollo**

Nel foglio i veri e propri depositi di detrito di frana sono rari, si trovano per esempio a sud di Bordei, a nord del Pizzo Leone e nella Val di Croat, ad ovest di Cardada.

L'età di queste frane non è nota. Poiché sono coperte solo parzialmente dalla vegetazione è ben possibile che siano avvenute in epoca storica.

### **Conoidi di detrito, detriti di versante**

Il detrito di versante si trova sui pendii ripidi ed ai piedi delle pareti rocciose, dove è per la gran parte ricoperto da bosco. A differenza del materiale morenico, nel detrito di versante dominano le componenti angolari, la cui granulometria varia dalla sabbia ai blocchi (massimo 1 m) e in cui sono presenti solitamente una o due litologie di origine. Tuttavia non può essere esclusa la presenza di un certo quantitativo di materiale morenico fine rimobilizzato. A quote più elevate, in particolare in Valle Onsernone e più a nord, il detrito di versante è costituito da rocce che hanno subito un trasporto breve o che addirittura si sono disgregate sul posto.

### **Conoidi misti: detriti di deiezione, di versante e di colata torrentizia**

Al piede di pendii ripidi e canali si trovano conoidi di detrito che sono composti da materiale trasportato dai torrenti, da colate detritiche o dalla semplice forza di gravità. Conoidi di questo tipo si trovano sulla sponda destra della Valle Maggia, a sud di Moghegno e tra Terra di Fuori e l'ansa del fiume a Torbeccio.

### **Conoidi di deiezione**

I conoidi di deiezione sono diffusi soprattutto nella bassa Valle Maggia, sui quali è stata edificata la maggior parte dei villaggi (Moghegno, Gordevio, Avegno). Anche le zone urbane di Muralto e Minusio si trovano su materiale detritico torrentizio. Conoidi di estensioni inferiori si trovano anche nelle Terre di Pedemonte (p. es. Verscio).

### **Paludi, torbiere**

Questi depositi compaiono solo localmente. Una torbiera d'importanza nazionale (VALSECCHI et al. 2010) si trova sul passo di Pian Segna (Monte di Comino). Parecchie paludi sono ubicate nelle conche del paesaggio formato da rocce montane a nord della Bollettina Lunga e sul Piano di Arbigo, nella regione di Ascona-Arcegnò-Losone (FRANSELLA 1989). Un'ulteriore palude si trova presso Case

Boletti, sul delta della Maggia. Tutte sono registrate nell'Inventario federale delle paludi d'importanza nazionale (vedi anche KELLER 1930, ZOLLER 1960).

#### **q<sub>a</sub> Depositi alluvionali recenti**

I depositi alluvionali recenti si trovano praticamente solo lungo i corsi dei fiumi Maggia e Melezza a valle di Intragna. Essi conformano la morfologia talora richiamando una falsa valle ad U, in realtà riempiono una valle a V già occupata in profondità da detrito di falda e sedimenti glaciofluviali o lacustri (ZANETTA & PFAMMATTER 2003).

#### *Antichi alvei fluviali*

Sul delta della Maggia, i cui lavori di incanalamento ebbero luogo dal 1891 al 1904 (JÄGGLI 1922, LAMBERT 1988, SOLCA & CHIAPPA 2012), si trovano alcuni antichi alvei fluviali. Il paesaggio della pianura alluvionale della Melezza, tra Golino e Tegna, ha subito forti modifiche in seguito alla piena centenaria del 7 e 8 agosto 1978 (VISCHER 1979, GREBNER 1980, LOSA et al. 1998); in quell'occasione numerosi torrenti laterali hanno inciso profondi tagli nei depositi alluvionali e la confluenza del fiume Melezza con il fiume Maggia si è spostata di circa 500 m in direzione sud-est.

#### *Quota del Lago Maggiore nel Tardoglaciale – Primo Olocene*

La fig. 7 mostra l'estensione del Lago Maggiore tra 20000 e 10000 anni BP (anni prima del presente). Durante il Tardoglaciale il lago si spingeva fino a Ponte Brolla, come è stato possibile ricostruire in base alla pendenza dei terrazzi tra Bellinzona e Magadino (SCAPOZZA et al. 2012, SCAPOZZA 2016). La sua estensione nell'area delle Terre di Pedemonte non è chiara. Contemporaneamente il Lago Maggiore, tra il Piano di Magadino e Bellinzona, terminava in corrispondenza della lingua del ghiacciaio del Ticino, presso Cugnasco.

#### **Materiale di riporto artificiale, riempimento**

Depositi artificiali con accumuli e colmatazioni di materiali di riporto sono stati eseguiti principalmente nell'ambito dello scavo di condotte forzate e cunicoli di collegamento degli impianti idroelettrici (p. es. presso Castello, sulla sponda destra della Melezza, in faccia alla stazione ferroviaria di Palagnedra nelle Centovalli). Inoltre, a partire dal 1990, sono state allestite discariche di materiali provenienti dalla demolizione di edifici e muri stradali, come per esempio a Gordevio. Gli argini fluviali nelle pianure alluvionali della Melezza e della Maggia sono stati edificati in seguito all'evento alluvionale del 1978; nella regione del delta, il fiume Maggia era stato canalizzato già alla fine del 19° secolo (1891, JÄGGLI 1922, LAMBERT 1988, SOLCA & CHIAPPA 2012).

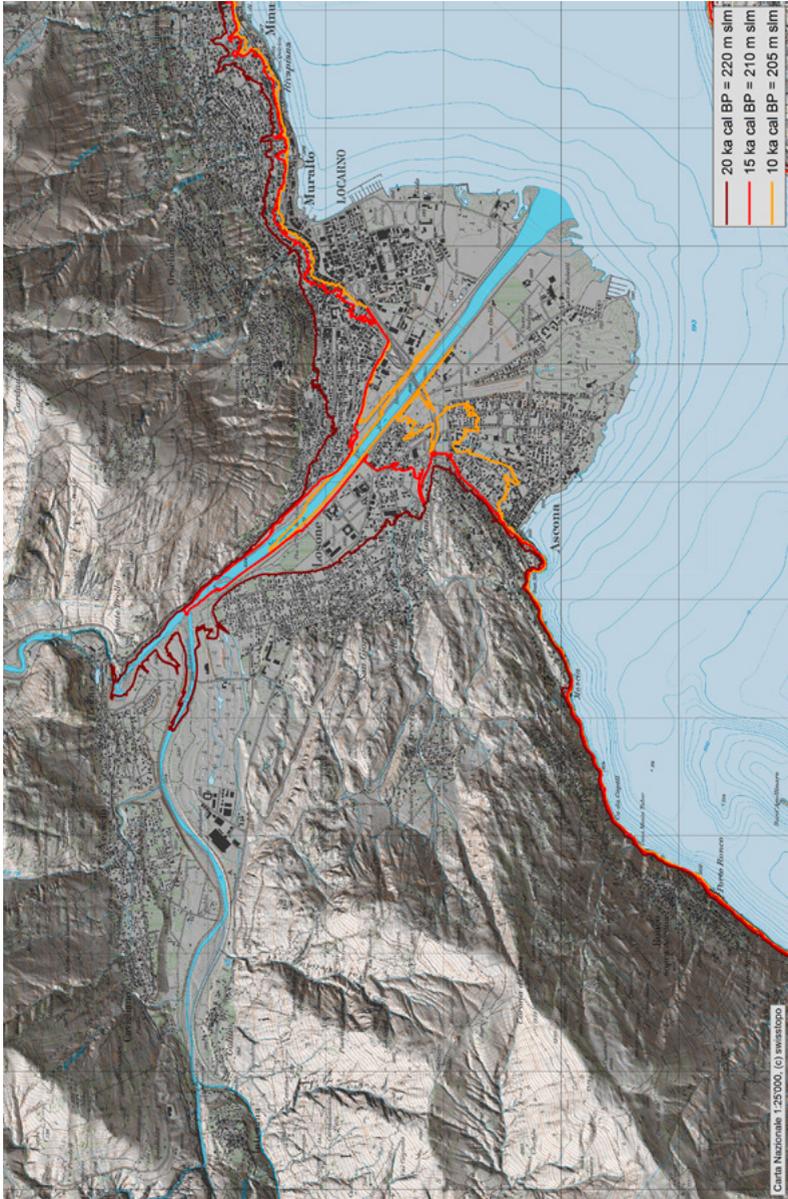


Fig. 7: Estensione del Lago Maggiore nel Tardio Pleistocene e Primo Olocene (com. pers. C. Scapozza, 2017).

## TETTONICA

Come indicato nella carta tettonica (tavola I) vengono distinte, da nord verso sud le seguenti unità tettoniche:

- Pennidico: Falda del Simano, Falda della Cima Lunga, Falda della Maggia, Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia, Zona di Orselina-Bellinzona, Falda del Monte Rosa e Falda di Zermatt-Saas Fee (ofioliti piemontesi che fungono da separatore di placca tettonica tra le placche europea e adriatica).
- Salassico: Falda di Sesia, separata dal Sudalpino dalla Linea del Canavese (sul foglio Locarno, il segmento della Linea Insubrica che si estende in forma arcuata in direzione sud-ovest a partire da Locarno; vedi p. 61).
- Sudalpino: Zona del Canavese, Zona di Ivrea e Zona di Strona-Ceneri.

I basamenti cristallini delle unità pennidiche e salassiche contengono strutture varisiche e prevarisiche, magmatiti e metamorfiti, a cui si sovrappone un'intensa deformazione e metamorfismo di età alpina. L'età mesozoica di eventuali rocce mafiche e ultramafiche di origine ofiolitica, così come quella di metasedimenti è peraltro difficile da dimostrare. Ogni unità tettonica è marcata da litologie e stile strutturale caratteristici. I limiti esatti tra le diverse unità tettoniche sono però il più delle volte definibili con un'approssimazione di circa 100 m.

### UNITÀ TETTONICHE

#### **Falda del Simano**

La Falda del Simano compare limitatamente all'angolo nord-est del foglio su un'estensione pari a mezzo ettaro. È composta qui dagli gneiss leucocratici tipo Verzasca.

#### **Falda della Cima Lunga**

La Falda della Cima Lunga affiora anch'essa solo in un piccolo settore dell'angolo nord-est del foglio. I limiti utilizzati corrispondono ai rilevamenti più recenti effettuati per i fogli confinanti Maggia e Osogna che si discostano dai limiti definiti in precedenza da altri autori (p. es. BÄCHLIN et al. 1974, SPICHER et al. 1981, BERGER et al. 2005), le anfiboliti e le metaperidotiti, litologie tipiche della Falda della Cima Lunga, vengono considerate come appartenenti a quest'ultima e non alla Falda del Simano (p. es. a sud dell'Alpe Bardughè ad una quota di 1600 m s.l.m., a nord-est di Vogorno sul foglio Bellinzona). Il limite con la confinante Falda della Maggia è definito dalla banda di paragneiss della «Zona di Cangelo-Gaggio».

### Falda della Maggia

La Falda della Maggia compare al limite nord del foglio per una larghezza massima di 2,5 km (SPICHER et al. 1981, STECK 1998, BURRI 2005, STECK et al. 2013). A est immerge di 80° verso nord-est (settore dominante della sinforme della Maggia, che si prolunga fino all'alta Valle Maggia), a ovest immerge di circa 70° verso nord, per dare luogo a una sinforme appiattita al di fuori del foglio («cucchiaio di Vergeletto»). Le litologie di questa falda dalla struttura complessa sono anch'esse discontinue, principalmente gneiss a biotite di origini diverse. Il limite sud è stato definito da KOBE (1966a) a sud delle bande di rocce verdi del Pizzo della Croce e di Gresso. La base (settore sud della falda) è composta, sia in Valle Onsernone che a sud di Gordevio, da una serie di gneiss con una quantità elevata di anfiboliti e rocce calcsilicatiche (rocce a orneblenda e epidoto).

### Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia

Il Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia comprende diverse subunità la cui suddivisione è difficilmente rigorosa. Questa unità conta tutto il settore centrale da est a ovest del foglio ed è compresa tra la Falda della Maggia a nord e la Zona di Orselina-Bellinzona a sud. Originariamente fu definita come «Gneiss ad iniezione» di Mergoscia-Arbedo secondo la località tipo di Mergoscia in Valle Verzasca (MITTELHOLZER 1936). Qui è dominata da gneiss biotitici migmatitici disomogenei e mesocratici; in diverse località queste rocce comprendono bande di anfiboliti dalla potenza fino a 100 m, a tratti contenenti eclogiti retrograde ed accompagnate da metaperidotiti, marmo e rocce calcsilicatiche (KOBE 1956, 1966b, BURRI 2005, BERGER et al. 2005, BROUWER et al. 2008, STECK et al. 2013). ENGI et al. (2001b, 2004) hanno denominato questa forma di *mélange* con il termine di *tectonic accretion channel* (TAC).

La distinzione di unità sulla base della presenza o l'assenza di tracce di metamorfismo di alta pressione, come effettuato da BERGER et al. (2005, distinte come Zona di Mergoscia e rispettivamente Zona di Onsernone) e STECK et al. (2013, Zona di Mergoscia e rispettivamente Falda di Antigorio) risulta essere speculativa dato che le paragenesi di alta pressione sono difficilmente documentabili negli gneiss (PFEIFER et al. 1991). Nelle presenti note esplicative sono dunque state differenziate due zone: la Zona di Mergoscia che contiene gneiss migmatitici, paragneiss, anfiboliti con relitti eclogitici, metaperidotiti, marmi e rocce calcsilicatiche e la Falda di Antigorio, dominata da diversi gneiss migmatitici; quest'ultima è predominante nella parte ovest del foglio (tavola I; STECK et al. 2013, DELLA TORRE & MAGGINI 2015, DELLA TORRE et al. 2015).

La struttura di dettaglio del Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia è caratterizzata nell'area del foglio dalla presenza di numerose sinformi e antiformi in direzione est-ovest con orientazioni variabili degli assi di piega (tavola I; FORSTER 1947, KOBE 1956, STECK 1998, STECK et al. 2013). La foliazione degli gneiss presenta

anch'essa una direzione est-ovest, di regola con immersione di 60–90° verso nord o verso sud. Il limite nord con la Falda della Maggia non è stabilito ovunque con certezza, nel limite del possibile è stato definito in base a bande di rocce verdi, marmi e rocce calcisilicatiche. Il limite sud viene definito con l'ultima banda anfibolitica della Zona di Orselina-Bellinzona, è tuttavia anch'esso localmente definito in maniera incerta.

La Zona di Mergoscia (inclusa la Zona di Someo di BERGER et al. 2005) e la Falda della Cima Lunga contengono relitti di metamorfismo di alta pressione e possono avere la stessa origine. Dalle osservazioni di WENK (1955) e BÄCHLIN et al. (1974) gli assi delle pieghe hanno un'inclinazione maggiore nel settore di Bellinzona rispetto alle aree situate più a ovest (come sul territorio del foglio Locarno), questa particolarità è confermata anche da uno degli autori di questa nota esplicativa (A.S.). Questa caratteristica porta ad interpretare la terminazione della Falda della Maggia, sul vicino foglio Bellinzona, come una struttura antiforme molto inclinata attorniata dalla Zona di Mergoscia sul lato sud e dalla Falda della Cima Lunga sul lato nord (tavola I).

### **Zona di Orselina-Bellinzona**

FORSTER (1947) è stato l'autore che ha definito ed introdotto la «Zona di Orselina». Questa unità viene unita alla Zona di Bellinzona-Dascio e indicata come Zona di Orselina-Bellinzona sulla base di una raccomandazione del gruppo di esperti in tettonica del Servizio geologico nazionale. Nelle Centovalli questa unità, molto eterogenea dal punto di vista litologico, è larga da 0,8 a 1 km e vi forma il versante nord. Da Intragna fino in prossimità di Orselina (località tipo) è coperta da materiale sciolto quaternario. Da qui in direzione della Valle Verzasca e di Bellinzona è larga fino a 1,2 km. Il limite sud è stato definito in corrispondenza dell'ultima banda anfibolitica siccome alcuni gneiss appartenenti a questa unità sono molto simili a quelli presenti nella Falda del Monte Rosa. La Zona di Orselina-Bellinzona presenta per lo più un'immersione dei piani verso nord di 60–90°, localmente delle strutture di uncinamento determinano un'immersione meno importante. La variazione dell'angolo di immersione, così come le bande anfibolitiche che si estendono unicamente su una lunghezza di 300–500 m, lascia presupporre un intenso piegamento isoclinale, così come osservabile presso la diga del Lago di Vogorno in Valle Verzasca (WENK 1967, SPICHER et al. 1981). Questa unità viene riconosciuta come *mélange* tettonico data la conformazione eterogenea osservabile su scala metrica (vedi p. 25, gneiss eterogenei G<sub>OB</sub>; RAYMOND 1984). Il *mélange* è privo di relitti di metamorfismo di alta pressione (STUCKI 2001). I due rami principali della Linea delle Centovalli passano all'interno della Zona di Orselina-Bellinzona: il ramo settentrionale ricalca il limite con gli Gneiss di Ponte Brolla del Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia alla quota 900–1000 m s.l.m. mentre quello meridionale è compreso tra la strada delle Centovalli e l'alveo della Melezza.

### **Falda del Monte Rosa**

La Falda del Monte Rosa, larga da 1,5 a 2 km, è composta da metagraniti. La sua struttura è un'antiforme rovesciata verso sud, che è visibile soprattutto ad ovest dell'area del foglio Locarno (REINHARDT 1966, STECK 2008, STECK et al. 2015). Nel settore sud essa immerge di circa 70–75° verso nord, mentre più a nord immerge con un angolo fino a 85°. L'unità è divisa in blocchi, di dimensioni da ettometriche a chilometriche, da varie faglie orientate nord-est – sud-ovest. La rotazione tra i vari blocchi è dimostrata dalle differenti orientazioni delle strutture; gli assi delle pieghe immergono di 5° verso sud nella parte ovest del foglio (Palagnedra), mentre immergono di 10° verso nord-est in prossimità di Losone. Il limite sud è marcato da una zona disturbata larga fino a 50 m caratterizzata da una marcata presenza di cataclasiti.

### **Falda di Zermatt-Saas Fee**

La Falda di Zermatt-Saas Fee, a sud della Falda del Monte Rosa, si estende dalla Val Sesia (Alagna) lungo la Val d'Ossola e il Pizzo Ragno (DAL PIAZ 1974a, b, 1999, DAL PIAZ et al. 1981, REINHARDT 1966, PFEIFER et al. 1989), fino alla Valle Loana a sud di Malesco (Valle Vigezzo). Sul territorio del foglio Locarno affiora su una larghezza massima di 150 m, immerge con un angolo fino a 80° verso nord ed è attraversata da filoni pegmatitici. Questa unità è caratterizzata da strati fortemente budinati di metaperidotiti e anfiboliti a grana grossa e a grana fine, intercalati con gneiss e scisti. Quest'ultime potrebbero eventualmente essere litologie della Falda di Sesia o della Falda del Monte Rosa inframmezzate alle anfiboliti e alle metaperidotiti da piegamenti dei limiti sud e nord. Questi piegamenti dei limiti tettonici della Falda di Zermatt-Saas Fee sono stati osservati ad ovest del foglio: in Valle Loana (STECK et al. 2013) e nel settore di Alagna in Val Sesia (HALTER 1992, PLEUGER et al. 2005, 2008, STECK et al. 2015). Il limite nord è marcato da una presenza importante di filoni pegmatitici.

La Falda di Zermatt-Saas Fee corrisponde all'oceano Liguro-Piemontese di età giurassica media e marca il limite tra le unità penniniche, derivanti dalla placca europea, e le unità salassiche, derivanti dalla placca adriatica. Dalla Val d'Anzasca, verso est, l'unità si assottiglia a un massimo di 150 m, è priva di carbonati e quarziti, il cui protolite potrebbe essere costituito da radiolariti, e scompaiono pure la Falda del Tsaté e la Falda delle Cimes Blanches (PFEIFER et al. 1989, ESCHER et al. 1997), che sono associate alla Falda di Zermatt-Saas Fee più ad ovest.

### **Falda di Sesia**

Nel perimetro del foglio Locarno, la Falda di Sesia risulta essere petrograficamente molto variegata, si sviluppa su una larghezza massima di 500 m e immerge di 50–80° verso nord. Gli gneiss listati sono frequentemente milonitizzati e vi com-

paiono bande di anfiboliti e marmi, la caratteristica principale è data dall'abbondanza di filoni andesitici di età tardo-alpina. In prossimità delle ofioliti della vicina Falda di Zermatt-Saas Fee affiora il Metagabbro di Maia con una potenza fino a 200 m, a tratti accompagnato da metagraniti: localmente questa litologia è separata dalla vicina unità ofiolitica da pochi metri di gneiss. Il metagabbro (descritto anche come diorite) è caratteristico per la parte nord della Falda di Sesia (REINHARDT 1966, VENTURINI et al. 1996, BUSSY et al. 1998).

### **Zona del Canavese**

Secondo la definizione classica, le rocce della Zona del Canavese consistono in litologie sia di basamento che della copertura sedimentaria permo-mesozoica (p. es. ZINGG et al. 1976, BORGHI et al. 1996, FERRANDO et al. 2004). Per altri autori (p. es. SCHMID et al. 1987) consistono invece unicamente in metasedimenti di età permo-triassica (in origine sedimenti clastici ricchi di quarzo e di mica, dolomia triassica) e giurassica (calcescisti e calcari silicei). Sul territorio del foglio la Zona del Canavese raggiunge uno spessore massimo di 300 m ed è composta essenzialmente da un'alternanza di miloniti fillonitiche, miloniti quarzo-feldspatiche e miloniti calcaree fortemente imbricate, budinate e ripiegate, che immerge verso nord - nord-ovest con un'inclinazione di circa 60–70°. La fascia comprendente i metasedimenti tende a concentrarsi nella parte settentrionale della zona e dalla Val di Remo verso est lo spessore di questa fascia aumenta progressivamente da 60 m fino a oltre 250 m immediatamente a sud-ovest di Arcegno.

Seguendo la definizione data da NOVARESE (1929), la Linea del Canavese determina il limite tra la Zona del Canavese e la Falda di Sesia ed è tracciabile lungo il contatto tra le miloniti calcaree ( $M_{Ca}$ ) e le miloniti a mica bianca e clorite ( $G_{Se}$ ). Va a tal proposito precisato che nella letteratura regna una certa confusione in merito alla Linea del Canavese, con divergenze e pareri controversi circa la definizione e l'utilizzo di questo termine (p. 61).

### **Zona di Ivrea**

La Zona di Ivrea copre il settore sud-ovest del foglio con una potenza di quasi 2 km e immerge di 50–80° verso nord - nord-ovest. In prossimità di San Materno presso Ascona scompare rapidamente sotto la copertura quaternaria del delta della Maggia. Questa zona è composta perlopiù da rocce metamorfiche in facies anfibolitica a granulitica di alta temperatura, di età prealpina. Secondo diversi autori, la Zona di Ivrea è stata esumata verticalmente durante il Mesozoico e successivamente tiltata suborizzontalmente durante la collisione alpina in cui ha subito soltanto deformazioni fragili.

Lungo una fascia larga 2–3 km compresa essenzialmente tra il margine settentrionale del complesso mafico ed il limite meridionale della Zona del Canave-

se, sulle rocce prealpine della Zona di Ivrea si sono sovrapposte una deformazione ed un metamorfismo retrogrado fino alla facies a scisti verdi, di età alpina.

Lungo tale fascia, l'assetto strutturale della Zona di Ivrea è contraddistinto dalla presenza di pieghe a larga scala con fianchi in parte rovesciati e con assi immergenti verso est-nord-est, come dimostrato da rilevamenti cartografici strutturali di dettaglio (p. es. STECK & TIÈCHE 1976, POZZORINI 1989).

L'antiforme di Ascona (POZZORINI 1989) è una piega di età alpina immergente ad est e formatasi per taglio concentrico (*flexural slip*) preservando in gran parte la tessitura prealpina e sviluppando lineazioni di striatura (*slickenside*) sui piani di taglio (subparalleli ai piani di scistosità preesistenti). Questo meccanismo produce geometrie plicative di tipo kink o a scatola che ricordano quelle della catena montuosa del Giura (SCHMID 2017). Il nucleo dell'antiforme è costituito da anfiboliti a composizione gabbrica (p. 38). Nel lembo meridionale dell'antiforme la serie metapelitica con carattere di facies anfibolitica ha uno spessore fino a 800 m, mentre nel lembo settentrionale lo spessore massimo è di 300 m in prossimità del Pizzo Leone e si assottiglia sensibilmente fino a 10 m a nord del Balladrüm, e dove il carattere metamorfico è fortemente retrogrado (nella parte occidentale gneiss a biotite e granato cloritizzato, MARCHON 2001, nella parte orientale miloniti, POZZORINI 1989, SCHMID 2017). L'intero limite nord del nucleo anfibolitico lungo il lembo settentrionale è fortemente cataclastato e contraddistinto dalla presenza di bande pseudotachilitiche dallo spessore centimetrico e dal colore grigio-nero. Sulla base di queste evidenze, WALTER (1950) ha tracciato in questo settore la posizione della Linea Insubrica.

Una situazione analoga è descritta da SCHMID & ZINGG (1982) e SCHMID et al. (1987) in Val d'Ossola, dove rocce milonitiche assegnate alla Zona di Ivrea compaiono lungo un fronte di 500 m di larghezza, situato tra i marmi della Zona del Canavese, debolmente metamorfici, ed il complesso mafico della Zona di Ivrea.

Le argomentazioni di WALTER (1950) erano basate su osservazioni dettagliate e precise: egli ha infatti riconosciuto il limite di fabric (*fabric boundary*, SCHMID et al. 1987) tra la fascia milonitica della Linea Insubrica e la tessitura prealpina delle rocce della Zona di Ivrea, tracciando la Linea Insubrica proprio lungo tale discontinuità. Evidentemente le conoscenze in materia di meccanismi di deformazione plastica e dinamica delle rocce che concorrono alla formazione delle miloniti non erano a quei tempi note.

### **Zona di Strona-Ceneri**

La Zona di Strona-Ceneri, come proposto dalla maggior parte degli autori, rappresenta una sezione di crosta continentale superiore del Sudalpino. Sul territorio del foglio contiguo Brissago, essa è separata dalla Zona di Ivrea dalla Linea di Pogallo (HANDY & ZINGG 1991, HANDY et al. 1999).

Nel settore sud-est del foglio Locarno, di questa unità fanno parte gli gneiss e le anfiboliti in facies anfibolitica prealpina del Gamberogno sulla sponda sinistra del Lago Maggiore.

## SINTESI TETTONO-METAMORFICA

### Orogenesi prevarisica e varisica

In tutti i basamenti cristallini delle Alpi Centrali e delle Alpi Meridionali sono presenti rocce metamorfiche e magmatiche con strutture varisiche e prevarisiche, a cui si sono tuttavia sovrapposte un'intensa deformazione e metamorfismo alpini (VON RAUMER & NEUBAUER 1993), ciò che complica il più delle volte la distinzione delle strutture e delle rocce metamorfiche prealpine da quelle alpine. Nella Zona di Ivrea, il grado metamorfico aumenta dalla facies anfibolitica alla facies granulitica progressivamente da sud-est verso nord-ovest (SCHMID 1967, ZINGG 1978, 1980). Per mezzo di datazioni U-Pb di monaziti su campioni di roccia in facies granulitica, HENK et al. (1997) e HANDY et al. (1999) hanno riscontrato un'età permiana; questo risultato ha indotto gli autori a considerare le rocce mafiche e ultramafiche della Zona di Ivrea generatesi da un processo di *underplating* magmatico di età permiana. Inoltre, l'applicazione di metodi analitici moderni su zirconi dalle metaperidotiti di Finero (ZANETTI et al. 2013, 2016) ha consentito di individuare in queste rocce processi intrusivi gabbriici tardo-varisici a triassici seguiti da eventi metasomatici giurassici, anch'essi interpretabili come l'indicazione di processi a lungo termine avvenuti al contatto tra mantello litosferico e crosta continentale.

Non si può tuttavia escludere che anche nella Zona di Ivrea vi sia stata un'attività tettonica polifasica, simile a quanto ipotizzato per la Zona di Strona-Ceneri (p. es. ZURBRIGGEN 1996), come lasciano ad esempio supporre le evidenze strutturali del complesso di metaperidotiti e anfiboliti di Finero ad opera di STECK & TIÈCHE (1976). A causa dell'evento metamorfico di alta temperatura che ha resettato qualsiasi episodio precedente, non è infatti finora stato possibile individuare mediante datazioni radiometriche fasi tettono-metamorfiche più remote, contrariamente a quanto invece si è potuto riscontrare negli gneiss della Zona di Strona-Ceneri, interessati da un metamorfismo regionale di grado inferiore (facies anfibolitica inferiore, SCHALTEGGER & GEBAUER 1999) e che hanno già subito un metamorfismo nell'Ordoviciano (ZURBRIGGEN 1996).

Nelle Alpi Centrali, per contro, le relazioni tra elementi tettono-metamorfici prealpini ed alpini sono distintamente più esplicite. Nella Falda della Maggia si riconoscono facilmente i contatti magmatici relativi ai corpi intrusivi di Ruscada e di Cocco, come pure il carattere migmatitico di una roccia incassante che verso nord diviene progressivamente diatessica (aumento dell'apporto di leucosoma). L'età dei

corpi intrusivi come anche della migmatizzazione è di circa 300 Ma, pertanto le rocce incassanti devono necessariamente essere più vecchie (BUSSIEN et al. 2011). La piega trasversale della Maggia deforma l'insieme di queste strutture ripiegandole, di conseguenza è di età alpina.

## Orogenesi alpina

I contatti tra le unità tettoniche si sono sviluppati essenzialmente durante la subduzione alpina della placca europea al disotto di quella adriatica (STECK 2008, HANDY et al. 2010). Le unità a nord della Linea Insubrica (Linea del Canavese) vengono considerate delle falde di sovrascorrimento che si sono sovrapposte e ripiegate durante il sottoscorrimento tardo-cretacico e paleogenico della Falda di Sesia, del dominio Brianzonese e della crosta europea sotto la placca adriatica. Durante questo processo, le falde di origine piemontese Zermatt-Saas Fee e Antrona, così come la Falda del Monte Rosa costituita da parte di crosta del Brianzonese, sono state trascinate in profondità, subendo un metamorfismo di facies eclogitica e in seguito nuovamente estruse lungo il piano di sottoscorrimento durante l'Eocene, da circa 50 a 38 Ma (BECKER 1993, GEBAUER 1999, AMATO et al. 1999, ENGI et al. 2001a, SKORA et al. 2015). La sovrapposizione delle falde del Pennidico inferiore, come pure la subduzione e l'accrezione (anch'esse interessate da metamorfismo di facies eclogitica) delle falde dell'Adula e della Cima Lunga nonché delle zone di Mergoscia (parte del Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia) e di Orselina-Bellinzona nella sutura vallesana durante l'Oligocene (da circa 35 a 30 Ma), sono avvenute lungo il margine sud della crosta europea (MARKLEY et al. 1998, STECK & HUNZIKER 1994).

La Falda di Antigorio (parte del Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia priva di relitti di alta pressione) unitamente alla Falda della Maggia sono state tagliate e metamorfosate a una profondità minore. L'intero impilamento di falde salassiche e pennidiche della crosta europea ricristalizzò dando origine a nuove associazioni mineralogiche di facies anfibolitica a partire da circa 40 Ma (MARKLEY et al. 1998). Tra la Valle Onsernone, ad ovest, e la Val Bregaglia, ad est, sono state raggiunte condizioni di anatessi (BURRI 2005). La temperatura di metamorfismo più elevata è stata raggiunta, secondo ENGI et al. (2001a), tra 33 e 26 Ma, nella radice della Falda del Monte Rosa, a cui è seguito un raffreddamento repentino dopo 30–26 Ma (HURFORD 1986, HUNZIKER et al. 1989, HUNZIKER et al. 1992, ENGI et al. 1995, ELFERT et al. 2013). Durante questa fase del tardo Eocene e Oligocene, le rocce hanno subito una deformazione duttile che ha dato origine ad una lineazione di stiramento pervasiva nonché a diverse generazioni di pieghe isoclinali (WENK 1955). Metamorfismo regionale e deformazione paleogenici si sovrappongono a strutture antecedenti negli elementi cristallini varisici e prevarisici. Ciò rende difficile distinguere all'affioramento le migmatiti prodotte dall'anatessi alpina da

quelle varisiche e prevarisiche (ROMER et al. 1996, SCHÄRER et al. 1996). Zone di taglio e fratture riempite da leucosomi migmatitici di evidente età paleogenica sono riscontrabili nello Gneiss di Ponte Brolla (Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia) e più a sud nella Zona di Orselina-Bellinzona (BURRI 2005).

Apliti e pegmatiti sono diffuse soprattutto nella Falda del Monte Rosa, nella Zona di Orselina-Bellinzona e nel Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia. A livello regionale si osservano nell'insieme della Zona Ripida Meridionale tra la Val d'Ossola, ad ovest, e la Val Bregaglia, ad est. Queste rocce dal chimismo crostale si distinguono dai filoni andesitici porfirici di età leggermente maggiore (29–32 Ma) situati lungo la Linea del Canavese, il cui chimismo testimonia a sua volta di processi di fusione nel mantello, del tutto simili a quelli indicati dal chimismo della tonalite della Bregaglia.

I filoni pegmatitici e aplitici discordanti, datati con il metodo U-Pb su zircone, monazite e xenotime da ROMER et al. (1996) e SCHÄRER et al. (1996) a 29–26 Ma, non sono migmatiti formate in-situ ma piuttosto il prodotto di fusione crostale a profondità maggiori. Leucosomi di migmatiti formati in-situ sono stati datati con il metodo U-Pb su zircone tramite SHRIMP nella regione di Bellinzona da RUBATTO et al. (2009), la loro età risulta essere di 32–22 Ma.

### *Linea Insubrica*

La maggior parte dei modelli tettonici e delle mappe a larga scala considera la *Linea Insubrica* come linea di separazione tra la placca tettonica europea e quella adriatica. Tuttavia ciò non è corretto dal momento che, ad ovest di Locarno, la separazione tra la placca adriatica e quella europea (incluso il Brianzone) è chiaramente definita dalle ofioliti della Falda di Zermatt-Saas Fee (= sutura piemontese) ubicati ben più a nord rispetto alla Linea Insubrica.

La Linea Insubrica consiste in realtà in una fascia milonitica (SCHMID et al. 1987) anziché una singola linea di faglia classica, come supposto per esempio da WALTER (1950, p. 69). Sul foglio, ad ovest di Locarno lo spessore di questa fascia di età tardo-alpina varia dell'ordine di alcune centinaia di metri fino ad 1 km e si estende dall'interno della Falda di Sesia, attraverso la Zona del Canavese, fino alle metapeliti rispettivamente alle anfiboliti della Zona di Ivrea, nel lembo nord dell'antiforme alpina di Ascona. I limiti più evidenti di questa fascia, ben visibili macroscopicamente sul terreno, si trovano in particolare lungo il margine meridionale della fascia milonitica e separano settori soltanto leggermente deformati da quelli milonitizzati come ad esempio a sud di San Lorenzo (Losone), dove gneiss a biotite e sillimanite della Zona di Ivrea dalla tessitura prealpina ancora pressoché intatta si trovano a contatto con rocce della medesima litologia ma completamente milonitizzate (vedi p. 93, tappa 15; SCHMID & ZINGG 1982, SCHMID 2017). Procedendo ulteriormente verso l'interno della fascia milonitica, compare circa 500 m più a nord una successione molto deformata ed interamente milonitizzata di gneiss leucocratici e scisti a grana fine a

clorite e mica bianca con numerose inclusioni di calcare marmorizzato scuro, interpretata come appartenente alla Zona del Canavese (MARCHON 2001). Il limite settentrionale della fascia milonitica nella Falda di Sesia è meno chiaro: lo gneiss milonitizzato si fonde gradualmente in gneiss più grossolano e metagabbro (di Maia). Tuttavia, i fenomeni di deformazione associati alla Linea Insubrica possono essere osservati fino alla Falda di Zermatt-Saas Fee (boudinage, pieghe decametriche) e alla parte meridionale della Falda del Monte Rosa (cataclasi).

### *Linea del Canavese*

Nella letteratura regna una certa confusione in merito alla definizione ed all'utilizzo del termine della Linea del Canavese. Per taluni autori, essa rappresenta il limite litologico separante la Zona del Canavese a sud, paleogeograficamente appartenente al Sudalpino, dalla Falda di Sesia a nord (NOVARESE 1929, AHRENDT 1972, DAL PIAZ et al. 1972), per altri assume invece la stessa valenza della Linea Insubrica, rispettivamente del Lineamento Periadriatico, ma con una denominazione locale a seconda dei settori geografici (Linea del Canavese ad ovest di Locarno, rispettivamente Linea del Tonale ad est di Locarno, GANSSER 1968). DAL VESCO (1963, fig. 1) parla di «Linea Insubrica meridionale» intendendo il limite tra Zona di Ivrea e Zona del Canavese, mentre con «Linea Insubrica settentrionale» è indicata la linea di separazione tra Zona del Canavese e Falda di Sesia.

In epoca tardo-cretacica (circa 70–65 Ma) la porzione di crosta continentale della Sesia venne sospinta al disotto della placca adriatica subendo un metamorfismo di alta pressione e temperatura. La successiva estrusione, avvenuta nell'Oligocene–Miocene, ha accostato questa unità alla Zona del Canavese («sutura del Canavese») ed alle altre unità del Sudalpino situate più a meridione (Zona di Ivrea e Zona di Strona-Ceneri; KONRAD-SCHMOLKE et al. 2006, BABIST et al. 2007). La Zona del Canavese, già debole dal punto di vista geomeccanico, è stata più volte deformata e metamorfosata durante le fasi orogenetiche paleogeniche–neogeniche alpine (SCHMID et al. 1989, ZINGG et al. 1990).

La Linea del Canavese corrisponde quindi al limite tettonico lungo il quale si sono verificati i più importanti e verticalmente più significativi movimenti tardoalpini tra le Alpi Centrali e le Alpi Meridionali. Essa è pertanto da intendersi come la prosecuzione occidentale della Linea Insubrica nell'ambito del Lineamento Periadriatico (vedi anche HANDY et al. 2005). Altri autori (p.es. SCHALTEGGER et al. 2015) trascurano l'esistenza della Zona del Canavese e collocano la Linea Insubrica lungo il margine settentrionale della Zona di Ivrea come suggerito da WALTER (1950).

### *Deformazioni duttili del Paleogene*

Già WENK (1955) ha riconosciuto la lineazione di stiramento negli gneiss delle Alpi Lepontine riportandola su una carta strutturale. Secondo questo autore,

l'instaurarsi delle condizioni di anatessi influì duttilmente sul fabric gneissico. Questa concezione dovette però essere rivista poiché WENK (1955, 1970) ha sovrastimato l'estensione regionale delle migmatiti terziarie e incluso in quest'ultime molte strutture varisiche e prevarisiche. L'estensione dell'area di distribuzione delle migmatiti terziarie è difficilmente definibile con precisione. In maniera generale queste si estendono nella Zona Ripida Meridionale del Pennidico a sud dell'abitato di Maggia, della Valle Onsernone fino all'intrusione della Bregaglia nella parte est (BURRI 2005). La deformazione duttile è osservabile in tutta l'area di estensione del metamorfismo paleogenico di facies anfibolitica, mentre temperature che definiscono l'inizio di condizioni di anatessi si sono avute unicamente nella Zona Ripida Meridionale tra la Valle Onsernone, Locarno e la Val Bregaglia.

Ad ovest di Locarno, la struttura degli gneiss è caratterizzata da una lineazione minerale di stiramento suborizzontale associata a criteri del senso di movimento destrorso formati prima, durante e dopo l'intrusione dei filoni porfirici a composizione andesitica a 32–30 Ma e dei filoni pegmatitici e aplitici a 29–26 Ma. Questa zona di taglio destrorsa corrisponde alla radice est della zona di taglio duttile del Sempione (STECK 1980, 1984, 1990, STECK & HUNZIKER 1994), e deforma la lineazione di stiramento e le pieghe più vecchie formatesi durante il sovrascorrimento delle falde verso nord-ovest. Nella Zona Ripida Meridionale tra Locarno e Domodossola le pieghe isoclinali, pre- e singenetiche a questa zona di taglio destrorsa, sono state ruotate suborizzontalmente fino a risultare parallele alla direzione della lineazione di stiramento di quest'ultima. La geometria della Zona Ripida Meridionale è stata generata contemporaneamente al taglio transpressivo destrorso (MILNES 1974, STECK 1984, KELLER et al. 2005, STECK 2008, STECK et al. 2013).

### *Il duomo Lepontino*

Il sollevamento relativo delle Alpi Centrali rispetto alle Alpi Meridionali, secondo HURFORD (1986) e HUNZIKER et al. (1992), è iniziato dopo 30–26 Ma. L'intrusione dei filoni andesitici e dacitici lungo la Linea del Canavese, così come le intrusioni di Biella e Traversella a ovest e l'intrusione della Bregaglia a est sono avvenuti a circa 32–29 Ma (BECCALUVA et al. 1983, VON BLANCKENBURG 1992). La formazione del duomo Lepontino è avvenuta contemporaneamente all'estrusione lungo la zona di taglio del Sempione a partire da 35 Ma (STECK 2008). Durante il retropiegamento e la fase transpressiva destrorsa, avvenuti durante il Paleogene, la Linea del Canavese è stata riattivata come zona di estrusione e zona di taglio destrorsa (SCHMID et al. 1989, STECK 1990, STECK & HUNZIKER 1994, ALLANIC & GUMIAUX 2013).

### *Pieghe della fase insubrica*

Durante la fase insubrica (ARGAND 1911), si è prodotto il retropiegamento in direzione sud e la deformazione transpressiva destrorsa delle unità tettoniche so-

vrapposte in precedenza (Sudalpino, Salassico e Pennidico delle Alpi Centrali a nord), formando la geometria subverticale. Nella zona di transizione tra la Zona Ripida Meridionale e il settore suborizzontale più a nord sono osservabili due generazioni di pieghe inclinate verso sud (tavola II). Da sud verso nord compare l'antiforme di Cremaso a cui si sovrappongono le più recenti sinforme di Bordoglio e antiforme del Salmone (HUBER 1981). Quest'ultima viene denominata antiforme di Onsernone da BURRI (2005) così come già proposto da FORSTER (1947) e KOBE (1956).

### *Tettonica fragile*

#### *Linea delle Centovalli*

Le rocce della Zona Ripida Meridionale hanno subito una deformazione di taglio destrorsa in corrispondenza di condizioni di metamorfismo retrogrado e successivamente una deformazione cataclastica in condizioni di facies a zeoliti (ZAWADYNSKI 1952, KOBE 1956, SURACE 2004). Affioramenti di queste strutture a carattere fragile (zone disturbate cataclastiche, in particolare cachiriti) sono osservabili lungo la strada tra Masera (Domodossola) e Intragna. Le illiti contenute nelle cachiriti sono state datate con il metodo K-Ar e la loro età risulta essere di 8,3–9,1 Ma verso Trontano (ZWINGMANN & MANCKTELOW 2004) e di 4,1–14,2 Ma nelle Centovalli (SURACE et al. 2011). La Linea delle Centovalli, come struttura discordante all'andamento delle litologie, compare tra Trontano in Val d'Ossola e Intragna (fig. 8; STECK 2008). Tra Craveggia (Valle Vigezzo) e Intragna segue il limite nord degli gneiss del Monte Rosa, mentre le bande anfibolitiche della Zona di Orselina-Bellinzona vengono fratturate lungo piani discordanti alla direzione delle litologie, come chiaramente visibile sulla carta geologica.

Per contro, più a ovest in Valle Vigezzo tra Druogno e Trontano, la Linea delle Centovalli è parallela alla direzione dei limiti litologici della Zona di Orselina-Bellinzona mentre è invece discordante alle unità del compartimento sud (ofioliti di Antrona, gneiss di Camughera, Ruginenta [Moncucco] e Monte Leone) nella retroplegia di Vanzone.

Le strutture della Linea delle Centovalli non sono limitate a questa zona disturbata, ma vi è associato un complesso reticolo di fratture, zone di taglio e giunti. Da Craveggia, ad ovest, a Locarno, ad est, gli gneiss del Monte Rosa, molto competenti, sono deformati in blocchi da faglie coniugate destrorse di direzione ovest-nord-ovest e sinistrorse di direzione nord-nord-est (SURACE 2004). La lineazione minerale di stiramento degli gneiss del Monte Rosa è ruotata in maniera solidale con i blocchi (fig. 8; STECK 2008). Le fratture morfologicamente rilevanti tra Losone e Golino scompongono mediante quattro faglie orientate nord-ovest – sud-est la Falda del Monte Rosa e la Falda di Zermatt-Saas Fee spostandole almeno di 1,5 km verso sud-est. Queste scompaiono in seguito sotto la copertura sedimentaria quaternaria tra Ponte Brolla e il Lago Maggiore. Tali strutture formano una se-

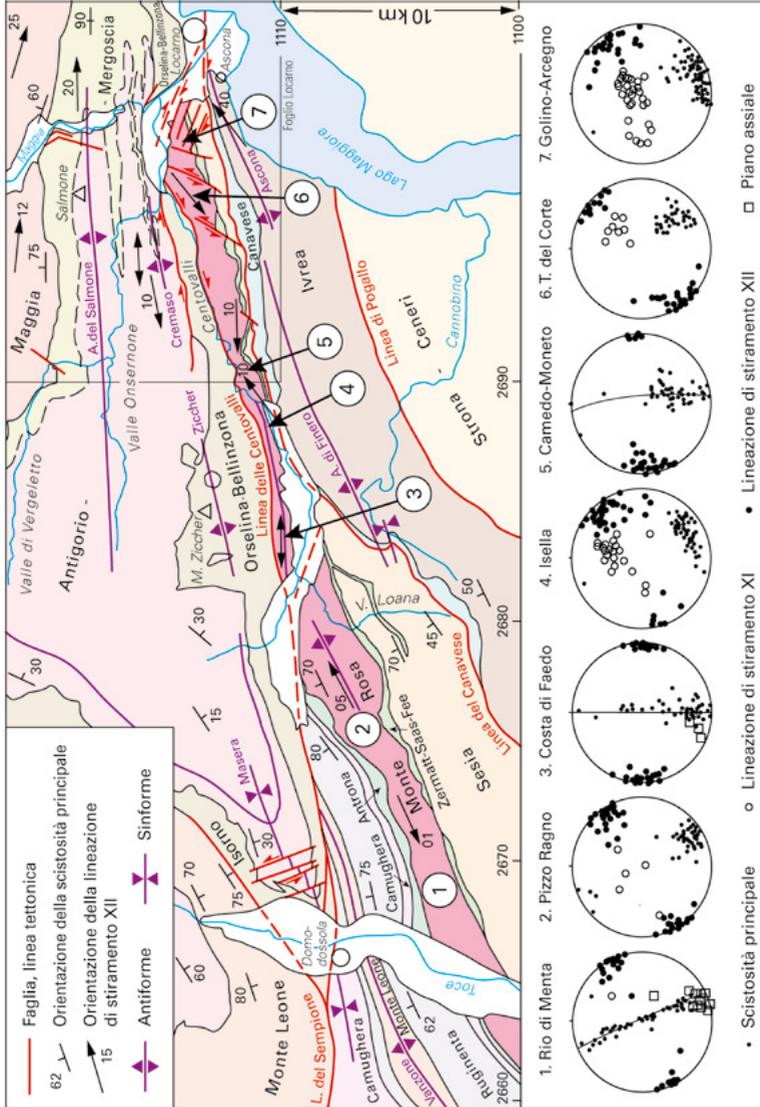


Fig. 8: Le più importanti strutture lineari e planari della Falda del Monte Rosa tra Domodossola e Locarno; proiezione stereografica equiarea, emisfero inferiore; scistosità e piano assiale: poli. Modificata da STECK (2008, fig. 11).

rie di «fratture di Riedel» all'interno della zona di taglio con il meccanismo di *strike-slip* rappresentato dalla Linea Insubrica (SCHMID et al. 1989, STECK 2008, SCHMID 2017).

Verso est la Linea delle Centovalli raggiunge la Linea del Tonale.

La struttura generale della Linea delle Centovalli può essere comparata ad una zona transpressiva destrorsa (TISCHLER 2005, STECK 2008, fig. 11, STECK et al. 2013, ALLANIC & GUMIAUX 2013). Lo spostamento dovuto ai movimenti destrorsi di questa struttura è sconosciuto, potrebbe tuttavia corrispondere all'incirca ai 14 km di spostamento della faglia normale del Sempione, di cui potrebbe rappresentare la prosecuzione verso ovest (STECK 1984, MANCKTELOW 1985).

L'attività sismica registrata lungo la Linea delle Centovalli è debole, al contrario invece della sismicità riscontrata lungo la Linea del Sempione nel suo tratto vallesano (PAVONI et al. 1997, ALLANIC & GRUMIAUX 2013, HETÉNYI et al. 2018). Poiché i terremoti, anche deboli, sono causati dall'improvviso rilascio di tensioni accumulate nel tempo, si ipotizza che la Linea delle Centovalli sia tuttora attiva e che la debole sismicità sia dovuta alla presenza di acqua e argille fino in profondità, ciò che crea una superficie dall'attrito limitato e che di conseguenza impedisce l'accumulo di tensioni significanti.

#### *Faglie estensive tardo-alpine*

Il territorio del foglio è contrassegnato dalla presenza di faglie estensive tardo-alpine generalmente orientate nord-sud e est-ovest. Queste strutture sono molto diffuse, la loro concentrazione è ancora più marcata in Valle Onsernone e nelle Centovalli dove definiscono frequentemente l'orientazione dei solchi vallivi. Sulla carta sono state riportate le fratture che sono osservabili come zone disturbate dalla larghezza di almeno 0,5 m (talvolta anche di larghezza fino a 10 m) oppure faglie per le quali è evidente un movimento relativo di orizzonti di referenza.

Nel corpo metaperidotitico di Finero e lungo la Linea del Canavese sono presenti faglie normali con immersione del piano verso nord-nord-ovest e faglie di direzione est-nord-est formatesi durante una fase di compressione verticale ed estensione con orientamento nord-nord-ovest-sud-sud-est (STECK & TIÈCHE 1976, SURACE et al. 2011). FAZIS (2004) ha potuto osservare, con il metodo delle tracce di fissioni su apatite, un sollevamento relativo della Zona di Ivrea rispetto alla Falda di Sesia a partire da circa 2 Ma lungo il profilo della Valle d'Ossola. Si tratta probabilmente della stessa fase estensiva che ha provocato la formazione delle faglie normali nella parte nord del corpo metaperidotitico di Finero.

SURACE (2004) ha osservato, in Valle Vigizzo e nelle Centovalli, faglie regionali con un angolo di immersione di circa 20°, che provocano una dislocazione di sedimenti glaciali del Quaternario. Queste strutture sono dominate da meccanismi gravitativi (*slope tectonics*) come indicato da JABOYEDOFF (2011).

## IDROGEOLOGIA

Nel territorio del foglio Locarno sono presenti sia acquiferi fessurati che porosi (materiali sciolti). Solamente la sorgente Remo (captata a scopo potabile del Comune di Locarno), situata sul fianco nord-est del Pizzo Leone, scaturisce dei calcari selciferi marmorizzati della Zona del Canavese ed è probabilmente alimentata da un sistema acquifero carsico (MURALTO 2016).

La fig. 9 mostra un tipico acquifero fessurato, come ricostruito sulla base dei sondaggi eseguiti per la galleria stradale Mappo–Morettina a Locarno.

Nel basamento cristallino le acque sotterranee circolano principalmente nelle porzioni superficiali ed intensamente fratturate. La zona allentata presenta generalmente uno spessore di 30–150 m.

Le captazioni d'acqua sorgiva erano originariamente realizzate in modo semplice. L'acqua sgorgante da un orizzonte, oppure da una frattura, veniva spesso captata in bacini di dimensioni ridotte (in generale al massimo 60x40x20 cm), realizzati con lastre di gneiss. Le acque raccolte venivano utilizzate per abbeverare il bestiame o prelevate ad altri scopi. In presenza di sorgenti con portate elevate furono eseguiti scavi nella direzione delle fuoriuscite d'acqua e si realizzarono canali rivestiti in legno o in sasso, che convogliavano le acque in bacini in sasso situati più a valle. Le sorgenti situate nelle vicinanze degli abitati erano convogliate direttamente in lavatoi (fig. 10). In assenza di sorgenti o corsi d'acqua superficiali utilizzabili per l'approvvigionamento idrico, come sugli alpeggi, furono realizzati impianti di raccolta delle acque meteoriche dai tetti (VALSECCHI 1997).

Dei canali aperti o coperti con placche (VALSECCHI et al. 2003), frequenti in origine, simili ai *Suonen* o ai *bisses* vallesani, realizzati spesso lungo le vie di transito, a tutt'oggi rimangono solo pochi tratti. La maggior parte di questi canali sono stati rimpiazzati nel corso del 20° secolo da tubi metallici del diametro di 10–15 cm. Serbatoi di raccolta sono inoltre stati costruiti nelle vicinanze degli insediamenti.

I più importanti acquiferi alluvionali della Melezza e della Maggia, tra Gordio ed Avegno, sono sfruttati sin dalla seconda metà del 20° secolo, mediante pozzi filtranti equipaggiati con pompe elettriche (vedi sotto).

### Origine dei dati idrogeologici

Oltre ai numerosi rapporti redatti da studi di geologia (p. es. P. Amman SA, Losone e Dr. Baumer SA, Losone) e ambientali, realizzati su incarico dei Comuni e riportati nell'inventario cantonale della SUPSI (GESPOS 2018), esistono pure molteplici studi idrogeologici e idrochimici approfonditi (MARCHON 2001, REY 2001, ZANETTA & PFAMATTER 2003, NAJH 2005).

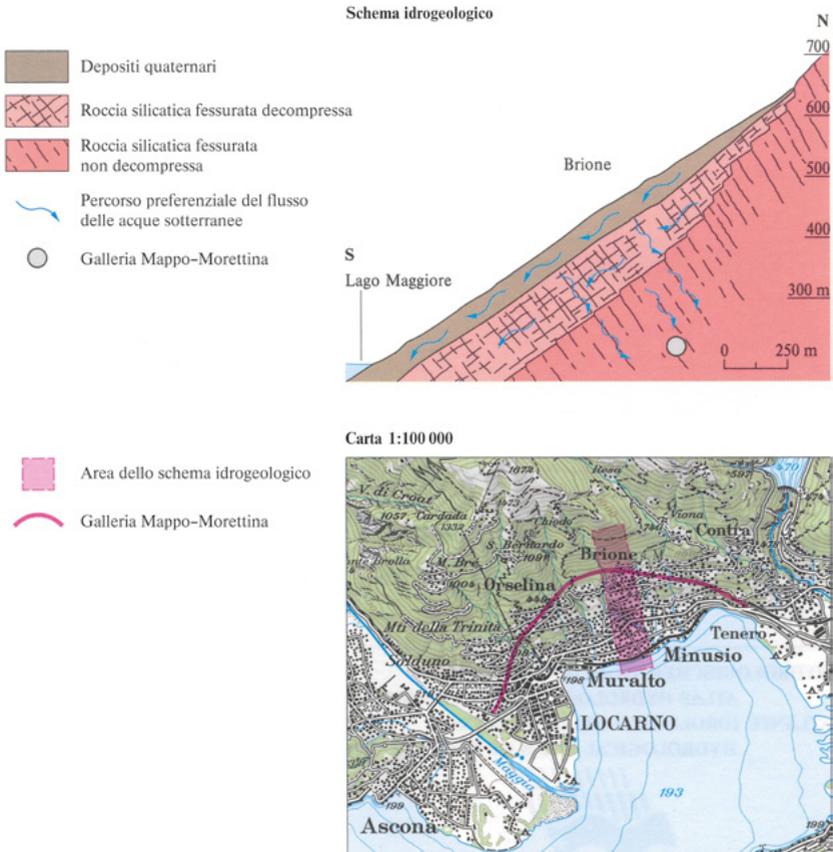


Fig. 9: Acquiferi fessurati nell'ambito della galleria stradale Mappo-Moretina a Locarno (fonte DEMATTEIS et al. 1999, sulla base di COLOMBI 1992, 1996).

Una rete piezometrica relativamente densa è stata realizzata in Valle Maggia in collaborazione con il progetto MaVal tra il 2003–2006 (BURLANDO et al. 2004, MOLNAR 2006), le cui misurazioni piezometriche sono state sintetizzate da FOGLIA (2006), RUF et al. (2006), RUF (2007), MOLNAR et al. (2008) e FOGLIA et al. (2013).

L'inventario GESPOS (2018) centralizza inoltre i dati inerenti le coordinate, le portate, l'utilizzo e spesso pure i parametri fisico-chimici e le condizioni litologiche delle sorgenti e dei pozzi in falda.



Fig. 10: Lavatoio a Lionza, Centovalli (Parco dei Mulini). Foto L. Rey, 2001.

### Sorgenti

Le sorgenti che si situano direttamente su di una frattura o su di una zona di faglia sono molto spesso alimentate da un acquifero fessurato, dallo spessore di svariati decimetri (REY 2001). Le sorgenti maggiormente produttive, con portate stabili e acque impeccabili dal punto igienico sono situate negli acquiferi porosi composti da depositi sciolti di origine glaciale (com. pers. J. Hansen). Le sorgenti alimentate da acquiferi di versante o con deboli spessori di suolo umico direttamente in contatto con il substrato roccioso producono acque qualitativamente meno buone e sono a rischio di prosciugamento nel periodo estivo.

Nelle Centovalli, tra Verdasio e Camedo, REY (2001) ha esaminato in dettaglio 20 sorgenti. Di queste il 35% erano sorgenti di fessura nell'ammasso roccioso, 30% sorgenti da detrito di versante o sgorganti dal terreno superficiale (suolo), 20% da terreni morenici e 15% da depositi fluvioglaciali e limnoglaciali sciolti. La tab. 2 riassume i valori caratteristici di portata, conducibilità elettrica e temperatura di questi tipi di sorgenti. Per le sorgenti derivanti dall'ammasso roccioso è stato possibile calcolare la profondità media dell'acquifero (IGC 1982, BURGER 1985), sulla base dei valori di temperatura dell'aria e della conducibilità e del flusso termico della roccia: in questi casi risultano delle profondità medie dell'acquifero comprese tra 50 e 60 m (REY 2000), ciò che pare plausibile.

Dall'analisi dettagliata dei dati idrochimici di REY (2001) risulta che, come postulato da PFEIFER et al. (2000), la conducibilità elettrica delle acque derivanti da

rocce silicee non supera mai il valore di 80  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , corrispondente ad un totale di sostanze disciolte di 70–100 mg/l al massimo. La maggior parte delle sorgenti presenta un pH compreso tra 6,5 e 7,0, mentre quello delle venute d'acqua superficiali e dei ruscelli varia tra pH 7,0 e 7,5. Le analisi chimiche indicano acque del tipo  $\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-SO}_4$  (classificazione secondo JÄCKLI 1970), tipiche di acquiferi composti da graniti e gneiss (DERRON 1999, PFEIFER et al. 2000, DERRON & PFEIFER 2017). Dalle analisi chimiche degli elementi in tracce risultano relazioni interessanti e variabili tra Co e Al (tab. 2, ultima colonna).

Tab. 2: *Valori caratteristici dei tipi di acque sotterranee delle Centovalli.*

Tipo di acqua sotterranea	Portata [l/min.]	Conducibilità elettrica [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ]	Temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ]	pH	Elementi in traccia caratteristici
Fratture nell'ammasso roccioso	80–400	70–80	9–11	6,5–7,0	U:Mo:V = 1:1:1
Detrito / suolo	2–200	35–40	10–20	6,5–7,0	Ricco di V
Materiale morenico	10–80	30–60	9–13	6,5–7,0	Ricco di Mo
Fluvioglaciale / limnoglaciale	1–2	40–70	9–20	6,5–7,0	Ricco di V
Venute d'acqua superficiali	7–200	15–25	6–9 (Ottobre 1999)	7,0–7,5	Ricco di Co, Al

Dagli studi di DERRON (1999) e MARCHON (2001) concernenti i dati idrochimici dettagliati inerenti la zona di Arcegnò–Ronco sono pure incluse le piogge e le acque del suolo, così come un profilo del suolo a contatto con le rocce basiche del Balladrüm. La fig. 11 e la tab. 3 forniscono una sintesi dei valori fisici e chimici tipici di acque dipendenti dalla litologia dell'acquifero di origine.

Tab. 3: *Valori caratteristici delle acque sotterranee della zona di Arcegnò–Ronco (DERRON 1999, MARCHON 2001).*

Tipo di roccia	Conducibilità elettrica [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ]	pH	Tipo di acqua*
Gneiss	60–160	7,1–7,8	$\text{Ca-Na-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$
Anfiboliti	100–270	7,6–8,0	$\text{Ca-(Mg)-HCO}_3$
Metacarbonati	190–230	7,9–8,0	$\text{Ca-(Mg)-HCO}_3\text{-(SO}_4)$
Metaperidotiti	140–245	7,4	$\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$
Acqua piovana	10–24	4,5	-

\* secondo JÄCKLI (1970)

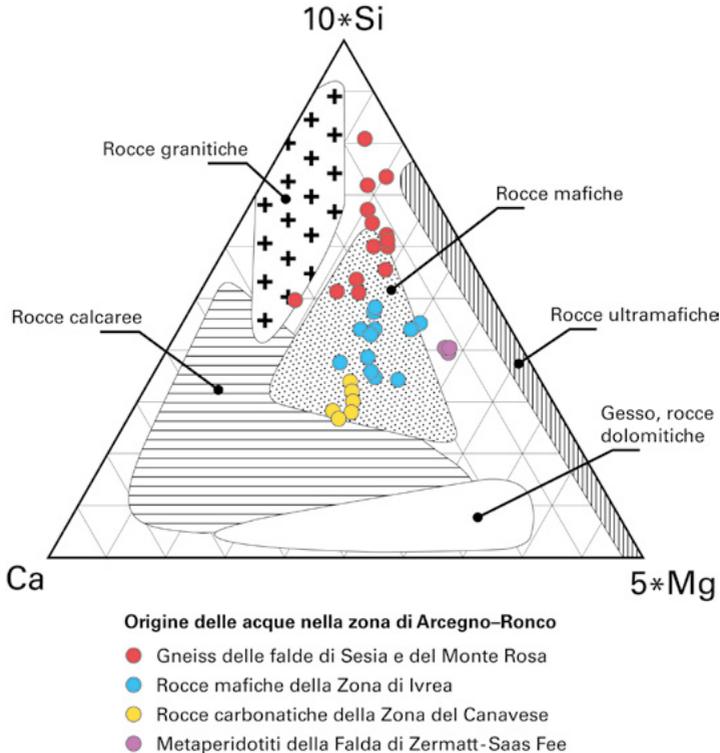


Fig. 11: Composizione chimica delle acque provenienti dalla zona di Arcegno-Ronco (MAR-CHON 2001). Triangolo Ca-Mg-Si (mmol/l). La tratteggiatura o il riempimento dei differenti settori del grafico definiscono le tipiche composizioni delle acque sorgive in funzione della litologia dell'acquifero (DERRON 1999, DERRON & PFEIFER 2017).

### Acque sotterranee

#### *Pianura alluvionale della Maggia a nord di Ponte Brolla*

Lo studio di NAJH (2005) fornisce dati inerenti le composizioni isotopiche delle acque piovane e delle nevi della regione tra Locarno e Gordevio, nonché delle composizioni chimiche del fiume Maggia e dei suoi affluenti presso Gordevio. Lo studio fornisce inoltre l'interpretazione di numerosi dati piezometrici misurati tra il 2000-2007 in zona Ronchini-Gordevio e durante la realizzazione della deponia di rifiuti inerti a Gordevio. Nelle vicinanze della deponia sono state riscontrate alte

concentrazioni di  $\text{SO}_4$  probabilmente derivanti da placche di gesso. Durante i mesi invernali poco piovosi il flusso sotterraneo dell'acquifero della pianura alluvionale della Maggia tra Ronchini e Gordevio è orientato verso sud-est, parallelamente al fiume Maggia. Durante tale periodo la quota piezometrica è paragonabile a quella del fiume, mentre che nei mesi estivi, maggiormente piovosi, l'acquifero è alimentato dai fianchi vallivi e il flusso sotterraneo confluisce nel fiume, in direzione sud.

*Pianura alluvionale della Melezza e della Maggia a sud di Ponte Brolla*

La banca dati GESPOS (2018) censisce circa 70 piccole captazioni, in particolare pozzi a uso termico, oltre a quattro grandi pozzi filtranti in falda (tab. 4).

Tab. 4: *Caratteristiche dei pozzi filtranti in falda nel settore della bassa Melezza e della Maggia (dati da GESPOS 2018 e F. Della Torre, P. Ammann SA, com. pers.)*

Ubicazione	Numero di pozzi	Profondità [m]	Conducibilità elettrica [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ , 20°]	Temperatura [°C]	pH
Cavigliano	1	21	97	12	–
Losone-Gerre, pozzo comunale	1	20	70–80	9–14	6,6–6,8
Losone-Gerre, pozzo patriziato	1	20	160–180	14–15	6,5
Ascona-Boscioredo	2	13–23	166–265	11–13	6,0–7,5
Locarno-Morettina	2	23–31	95–115	11,3	7,3

**Acque potabili di Ascona, Losone e Locarno**

Ascona trae le proprie acque potabili dalle sorgenti di Brumo, situate a sud di Arcegnò, e dal pozzo di captazione di Boscioredo–Morettina (vedi tab. 4). Losone, Locarno e Muralto sono alimentati da oltre un secolo dalle sorgenti molto produttive di Remo, nelle Centovalli (portata di 3400 l/min, fig. 12) e, dal 1994, anche dal pozzo di captazione della Morettina (tab. 4). L'acqua della sorgente di Remo contiene pochi microgrammi di arsenico che, con l'applicazione dei nuovi limiti legali di 10  $\mu\text{g}/\text{l}$  nel 2018, sono diventati un problema. In precedenza la presenza di arsenico era nota limitatamente ai Comuni del Sottoceneri (BEATRIZOTTI et al. 2002, PFEIFER et al. 2004, UFSP 2008, PFEIFER et al. 2012).



Fig. 12: Captazione principale della sorgente di Remo nelle rocce carbonatiche della Zona del Canavese. Foto Municipio di Muralto, 2014.

## GALLERIE E CUNICOLI

Oltre ai cunicoli a pelo libero realizzati negli anni '50 per conto delle officine idroelettriche (Lodano–Mosogno, KOBE 1956; Palagnedra–Brissago, VENKAYYA 1956, DAL VESCO 1963), tra il 1980 ed il 1996 sono state costruite alcune gallerie ferroviarie e stradali, che forniscono interessanti informazioni geologiche.

- Galleria FFS di Roccabella tra Tenero e Minusio-Navegna, terminato nel 1980 e lungo 763 m (BAUMER 1983).
- Galleria della ferrovia delle Centovalli tra Solduno e la stazione di Locarno-Muralto, realizzata tra il 1986–1990 per sgravare il traffico stradale cittadino ed accorciare il tracciato di ferrovia (FART 1987, SATTEL et al. 1991). La galleria ha una lunghezza di 2791 m e due fermate (Sant'Antonio, Solduno). La prima tratta, di 1521 m (Muralto–Sant'Antonio) fu scavata in sotterraneo; il restante tratto (Sant'Antonio–Solduno) fu realizzato a cielo aperto. I costi preventivati vennero notevolmente superati (110 a fronte di 55 Mio. Fr., POZZORINI et al. 1990). Almeno un quarto dei maggior costi fu attribuito ad un'insufficiente indagine geologica preliminare. Si presumeva infatti sulla base di mappe risalenti al 1960, che lungo il tracciato sarebbero state incontrate condizioni geologiche omogenee, con gli gneiss del Monte Rosa, dell'allora «Zona di Locarno». Ciò avrebbe dovuto permettere l'impiego di una fresa meccanica a piena sezione. Tuttavia già dopo pochi metri di scavo, a causa delle rocce eterogenee e instabili della Zona di Orselina-Bellinzona, si dovette proseguire lo scavo con metodo convenzionale all'esplosivo.
- Galleria stradale Mappo (Tenero) – Morettina (Locarno), eseguita per aggirare l'agglomerato di Locarno e della lunghezza di 5,5 km, realizzata tra il 1987–1996 (COLOMBI 1992). I lavori di scavo, comportanti l'esecuzione di un cunicolo pilota e del successivo allargamento, ambedue con fresa meccanica, durarono quasi 10 anni. Durante l'esecuzione degli scavi si riscontrarono venute d'acqua di media intensità (COLOMBI 1992, 1996, DEMATTEIS et al. 1999).
- Galleria stradale del Cantonaccio per l'aggiramento di Ascona, realizzata tra il 1987–1991 e lunga 1130 m. Erano state previste condizioni geologiche difficili a causa dell'attraversamento della Linea Insubrica. Per questo motivo fu dapprima eseguito un cunicolo pilota mediante fresa meccanica, poi allargato tramite avanzamento all'esplosivo. Durante lo scavo del tunnel le condizioni geologiche si rivelarono migliori rispetto alla prognosi e non si incontrarono particolari problemi, anche per la scarsa presenza di venute d'acqua (POZZORINI 1989).

## MATERIE PRIME MINERALI

### Giacimenti metalliferi

Nel corpo delle metaperidotiti di Finero sono presenti molteplici giacimenti di cromo e nickel (FRIEDENREICH 1956, GRIECO et al. 2001, GIRLANDA 1999), che non sono mai stati sfruttati (FEHLMANN 1947, WENGER et al. 1990, KÜNG 2007). L'occorrenza di nickel in Val del Boschetto (coord. 2692.650/1110.670) è associata ad una zona fortemente serpentizzata, dove la pentlandite è il principale minerale contenente nickel (DE QUERVAIN 1967, BIANCONI et al. 1978). I ritrovamenti di cromite nell'alta Val di Capolo, ad est della Testa di Misella (coord. 2690.950/1109.300, FRIEDENREICH 1956), si situano sul foglio Brissago. Entrambi i giacimenti presentano formazioni stratificate, di probabile origine magmatica, pur se tuttavia nei giacimenti di nickel si è sovrapposta un'attività idrotermale durante il processo di serpentizzazione alpina.

All'entrata della Valle Onsernone, nella parte inferiore del tracciato del ruscello, presso Cioss (coord. 2697.000/1115.260), è stata descritta da KOBE (1968) la presenza di gneiss a clorite-plagioclasio con molibdenite.

### Minerali rari

Le Centovalli sono relativamente ricche di minerali rari, come ad esempio samarschite, un ossido radioattivo di ittrio e niobio contenente uranio e tantalio (Saorèe, a nord-ovest di Verdasio, GIRLANDA et al. 2006), oppure cristallizzazioni di zirconi dalle dimensioni straordinarie (GIRLANDA et al. 2007, GIRLANDA & ANTOGNINI 2010).

I grossi cristalli di cordierite contenuti in una pegmatite della Zona di Ivrea, dalla Valle di Crodolo, sono già stati menzionati alla pagina 42. Minerali di scapolite sono stati rinvenuti in un'anfibolite a Losone ed in ulteriori altre località (SUZUKI 1930). GIRLANDA et al. (2015) e ANTOGNINI et al. (2016) descrivono nuovi ritrovamenti di minerali rari nelle Centovalli.

### Pegmatiti

Le pegmatiti delle Centovalli sono spesso caratterizzate da deformazioni caotiche. In numerose località si trovano scavi che testimoniano di antiche attività estrattive di questi materiali ricchi di quarzo e feldspato. L'estrazione delle pegmatiti ebbe differenti scopi, in particolare la produzione di vetro e ceramiche. Per la produzione di vetro erano necessarie grandissime quantità di legname dal quale si otteneva la potassa. L'utilizzo del legname non era ovunque ben accolto. Oltre ad una produzione di vetro attorno al 1586 a Locarno, secondo SCHNEIDERFRANKEN (1943, p. 138 e segg.) le pegmatiti erano di grande importanza nell'industria della ce-

ramica. Degli anni 1904–1907 sono note almeno sei concessioni nelle località di Ascona, Ronco, Solduno, Sassalto, Verdasio, Verscio, Vergeletto, Borgnone e Corcapolo. Queste furono tuttavia sfruttate solo per breve tempo, durante la «febbre industriale d’inizio secolo». Nel 1942, durante la Seconda Guerra Mondiale, fu richiesta una concessione per l’estrazione di pegmatiti nei Comuni di Verscio, Cavigliano e Auressio (SCHNEIDERFRANKEN 1943, p. 140). Le occorrenze a Ronco, Palagnedra e Brissago sono descritte nel rapporto di indagine di WALTER (1942) redatto all’attenzione dell’Ufficio federale dell’Industria mineraria (FEHLMANN 1947, p. 200). I pacchetti di mica, dallo spessore frequentemente centimetrico, erano spesso al centro dell’interesse: nel 1919 la S.A. Ticinese del Talco ottenne una concessione per l’estrazione di mica a Golino (SCHNEIDERFRANKEN 1943, p. 141). Il materiale estratto avrebbe teoricamente dovuto essere utilizzato quale materiale isolante all’interno di apparecchiature elettriche (p. es. raddrizzatori, KÜNDIG & DE QUERVAIN 1953). Non è dato sapere se siano esistite altre estrazioni di pegmatiti allo scopo sopra descritto.

### Asbesto

In numerose località del territorio del foglio si riscontra almeno una delle tre principali forme di asbesto: 1. Asbesto antofillitico presso Formighè Madrona, sopra Camedo (coord. 2689.750/1112.900). 2. Asbesto crisotilico a Rivöra, presso Calazzo (coord. 2695.660/1114.130) e in zone serpentinitiche nelle metaperidotiti di Finero, ad esempio in Val del Boschetto. 3. Asbesto in concomitanza con blocchi di pietra ollare in Val Nocca, Dunzio; in questo caso potrebbe però trattarsi di tremolite (Scheiderfranken 1943).

Malgrado le numerose concessioni di sfruttamento emanate dal Consiglio di Stato all’inizio del 20° secolo, non ebbe mai luogo nessuna importante estrazione di asbesto (GIRLANDA 2015).

### Gneiss

Nelle Terre di Pedemonte si estraevano gli Gneiss di Ponte Brolla da giacimenti conosciuti quali cave storiche di «Granito»: a nord di Intragna (due cave), ad ovest di Cavigliano, tra Verscio e Tegna e a nord di Ponte Brolla (due cave). NIGGLI et al. (1915) menzionano una cava in località La Gura, dove veniva estratto uno gneiss biotitico bianco, a grana da media a fine («Granito bianco»). La maggior parte delle cave era ancora in attività alla fine degli anni ’60. SUZUKI (1930) menziona l’estrazione di anfiboliti, gneiss e pegmatiti da una cava a nord di Losone. Si tratta in questo caso presumibilmente della zona dove un’impresa è attualmente dedicata alla preparazione di sabbie e ghiaie, di fronte alla ex caserma militare. WÄHLI (1967) menziona un’ulteriore antica cava di gneiss sita sul fianco del Pizzo Ruscada, sopra Costa. Lungo la strada della Valle Onsernone, sopra Cavigliano, è tutt’oggi in attività una lavorazione di gneiss biotitico a grana media, conosciuto come «Granito Onserno-

ne», estratto però in Valle di Vergeletto, fuori dal foglio. Il «Granito Onsernone» è spesso utilizzato quale pietra di rivestimento di facciate e nelle cucine.

## Marmo

### *Pietra da costruzione*

Sul fianco meridionale delle Centovalli, presso Uluchèe, nell'alta Val di Remo (860 m s.l.m., coord. 2697.400/1112.300, «Olocaro» sulla Carta Siegfried) venne estratto in due ubicazioni il «Marmo Bardiglio» color grigio-bianco della Zona del Canavese (RADEFF 1915, NIGGLI et al. 1915, WÄHLI 1967). La ditta «Soc. Marmifera Locarno», attiva durante circa 20 anni, trasportava i blocchi 400 m più a valle con l'ausilio di una teleferica, fino alla strada delle Centovalli. Negli anni '20 la cava dovette chiudere perché si temeva che potesse compromettere le principali captazioni di acqua del Comune di Locarno a Remo. A tutt'oggi è possibile rinvenire dei grossi blocchi estratti ed in seguito abbandonati in zona. Ad ovest di Arcegno (coord. 2699.980/1113.340), vi fu un piccolo sfruttamento di marmo bianco appartenente alla Falda di Sesia, sia come pietra da costruzione sia per la produzione di calce (com. pers. M. Mumenthaler). SCHNEIDERFRANKEN (1943) menziona l'estrazione di marmo bianco e nero a Losone, probabilmente entrambi nel quartiere di San Lorenzo. MITTELHOLZER (1936, p. 43), PAPAGEORGAKIS (1961, p. 165) e LODETTI (2016, alleg. 2) descrivono una piccola cava ad ovest di Ascona (coord. 2702.250/1112.210), le cui pietre furono utilizzate in numerose cappelle e chiese di Ascona, già a partire dal 16° secolo (com. pers. F. Girlanda).

### *Calce*

In numerose località del Sopraceneri, prima dell'avvento dei cementi portlanditici alla fine del 19° secolo, gli affioramenti di rocce carbonatiche all'interno degli ammassi prevalentemente gneissici erano molto ricercati per la produzione di malta. La calce veniva ottenuta dalla combustione dei calcari e dei marmi (SCHNEIDERFRANKEN 1943, VALSECCHI 2003).

La calce fu ed è tuttora spesso utilizzata anche nella disinfezione di abitazioni e stalle in caso di epidemie. Nel territorio del foglio si possono distinguere due settori, associati ad affioramenti di marmo, presso i quali sono ancora visibili i resti delle fornaci dove nei secoli scorsi veniva bruciato il calcare: il primo si trova nella parte sud del Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia, a nord-ovest di Intragna (ad ovest di Scigno nella parte superiore del Riale di Mulitt, coord. 2695.480/1115.230), l'altro sul versante sud delle Centovalli, presso le lenti carbonatiche della Zona del Canavese e della Falda di Sesia tra Moneto e Arcegno (SCHNEIDERFRANKEN 1943, GIRLANDA 2000, LODETTI 2016; com. pers. M. Mumenthaler). Numerose fornaci sono state restaurate negli ultimi anni, come in Val di Capolo, 1 km a sud di Moneto (815 m s.l.m., coord. 2691.520/1110.730, abbandonata nel 1886, la località

Fornas è indicata in modo errato sulla Carta Nazionale, nella parte alta della valle, ad una quota altimetrica di circa 100 m troppo elevata), oppure presso Marrone, ad est di Bordei, sul sentiero per Terra Vecchia – Rasa (coord. 2693.750/1111.400, abbandonata nel 1875) e ancora a Calzo, ad est della Corona di Pinz (Fornace della Pastura, coord. 2699.715/1112.531, indicata nel 1895 come già abbandonata da tempo). Presso la Corona di Pinz, sul versante di Arcegno, esistono ancora i resti delle mura di due forni (coord. 2699.400/1112.590 e 2700.090/1113.340). Si può supporre che esistessero altre fornaci per la calce in prossimità di altri giacimenti di marmo, soprattutto presso zone abitate, seppur non ne risultino resti; il quartiere di San Lorenzo a Losone ne è un esempio.

### Pietra ollare

Anche sul territorio del foglio, analogamente ad altre zone delle Alpi Centrali, le metaperidotiti mostrano una zonazione idrotermale metrica, con presenza di talco. Queste rocce tenere e facilmente lavorabili vengono spesso denominate in italiano pietra ollare, steatite, pietra saponaria, o anche nell'espressione dialettale *lavesg* o *güia* e *Speckstein*, *Topfstein*, *Ofenstein*, *Lavez* in tedesco (PFEIFER & SERNELS 1986, MANNONI et al. 1987, PFEIFER 1989, PFEIFER et al. 1993).

La tab. 5 e la fig. 13 offrono una panoramica dei 15 principali affioramenti delle Centovalli e delle Terre di Pedemonte. Gli affioramenti seguono fasce disposte sui fianchi sinistro e destro delle Centovalli, in corrispondenza rispettivamente della Zona di Orselina-Bellinzona e della Falda di Zermatt-Saas Fee. Gli affioramenti in Val Nocca, a nord di Verscio (No 11) e le metaperidotiti situate a nord del Salmone appartengono al Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia.

Come si evince dalla tab. 5, nella maggioranza delle rocce è presente l'olivina, quale minerale più duro, con talco o serpentino. La classica composizione della pietra ollare – talco, clorite e a tratti magnesite – è relativamente rara. Le rocce con talco e olivina sono idonee alla costruzione di stufe oppure all'utilizzo architettonico. Le rocce con talco e clorite si prestano alla realizzazione di pentole e padelle tornite (LURATI 1970, GÄHWILER 1981). Le tracce di estrazione circolare sono comunque limitate, come ad esempio presso le occorrenze No 4 e 7 (fig. 14). Nelle altre ubicazioni predominano le estrazioni in grandi scavi oppure sotto forma di blocchi squadrati, tipiche di un utilizzo della pietra ollare per la realizzazione di stufe e camini, per l'edilizia ed in edifici religiosi (fig. 15). Analogamente a quelli della Valle Maggia (DONATI 1986) anche questi oggetti ancora conservati attualmente, sono in genere dei contenitori rettangolari, oppure ovali, utilizzati per la conservazione della carne (oggi spesso utilizzati come vasi da fiore), oppure fontane o elementi di tavolo. Rimangono solo pochi reperti di stufe centralizzate («Pigne»; GIRLANDA & PFEIFER 2018).

Nel corso degli anni '90 è stata rinvenuta, presso Arcegno, una dozzina di massi cupellari preistorici. Alcune di queste incisioni sono state realizzate nelle-

metaperidotiti, poi utilizzate anche come pietra ollare (SCHWEGLER 1992, BINDA 1996, 2013, SSDI 2018). È difficile affermare con certezza in quale proporzione le stoviglie in pietra ollare ritrovate nei tre cimiteri di Epoca Romana di Ascona/San Materno, Losone/Papögnna e Arcegno possano avere un'origine locale.

Tab.5: *Occorrenze di pietra ollare nelle Centovalli e nelle Terre di Pedemonte: localizzazione, mineralogia e classificazione (da MANNONI et al. 1987 e GIRLANDA & PFEIFER 2018, coordinate da PFEIFER & SERNEELS 1986). La numerazione corrisponde alla carta della fig. 13.*

No	Luogo	Località	Coordinate	Quota altimetrica [m s.l.m.]	Mineralogia <sup>1)</sup>	Tipo <sup>2)</sup>
1	Corcapolo	Rivöra	2695.660/1114.130	640	ol-ch-tr-op	K
2	Calezzo	Case Cavalli	2695.940/1114.300	660	ol-ch-ant/ cumm-tc-op	K
3	Verdasio	Verguno	2693.400/1113.720	700	ol-opx-tr-ch-op	K
4	Verdasio	Sopra il paese	2692.900/1113.600	850	ol-opx-tr-ch-op	K
5	Golino	Ca bianche	2699.000/1113.250	900	ol-tr-ch-op	K
6	Intragna	Val di Dorca	2695.650/1112.230	750	ol-tr-ch-op	K
7	Borgnone	Riale di Borgnone	2690.850/1112.800	720	tc-mag-ch-op; ol-ch-op	D, K
8	Costa s/ Borgnone	Sertöö - Furmighee	2689.750/1112.900	920	ol-opx-ch-serp-op	K
9	Moneto <sup>3)</sup>	Strada per Camedo	2691.360/1111.760	720	ol-ant-ch-serp-tc- op	K
10	Moneto	Fuori villaggio	2691.350/1111.585	740	ol-tc-ch-op	K
11	Verscio	Val Nocca	2699.700/1117.830	550	ol-opx-ch-op	K
12	Arcegno	Ciossa	2700.250/1113.650	430	ol-ant-ch-tc-op	K
13	Arcegno	Zota	2699.650/1113.600	700	ol-tr-tc-serp-op	K
14	Arcegno	Val da Checc	2699.700/1113.500	700	ol-tc-ch-se-tr-op	K
15	Arcegno	Bedruscio	2699.950/1113.550	510	ol-ch-tc-op-serp, tr-ch-op	K, I

<sup>1)</sup> Minerali elencati in ordine decrescente. ant: antofillite, ch: clorite, cumm: magnesio-cummingtonite, mag: magnesite, ol: olivina, opx: ortopirosseno, op: minerali metalliferi (opachi), serp: serpentino, tc: talco, tr: tremolite. Minerali elencati in ordine decrescente.

<sup>2)</sup> D: Rocce talcoso-carbonatiche a grana fine, colore grigio-verde chiaro, durezza bassa. I: Anfiboloscisti, colore verde scuro – grigio, durezza medio-alta. K: Olivinoscisti, colore grigio-bianco, durezza alta.

3) Scoperto da F. Girlanda, 2016.

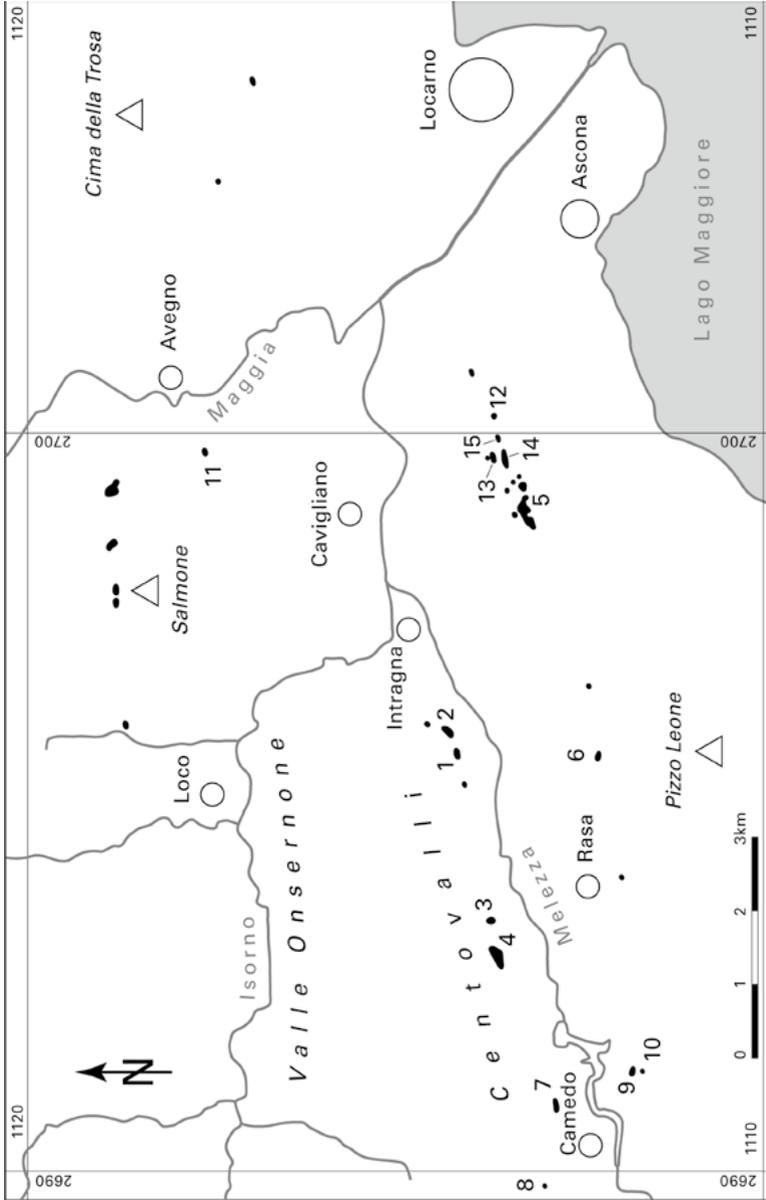


Fig. 13: Carta degli affioramenti di metaperidotiti sul foglio Locarno (da GIRLANDA & PEIFER 2018). Gli affioramenti di pietra ollare (in nero) delle Centovalli sono numerati da 1 a 15 (vedi tab.5).



Fig. 14.: Tracce di estrazione cilindriche di pietra ollare negli affioramenti delle Centovalli. a) Verdasio (No 4, cfr. tab. 5, fig. 13); Foto F. Girlanda, 2014. b) Borgnone (No 7); Foto H.-R. Pfeifer, 2014.



Fig. 15: Testimonianze dell'estrazione e dell'utilizzo di pietra ollare a Losone-Arcegnò. a) Blocchi rettangolari abbandonati presso Bedruscio (No 15, cfr. tab. 5, fig. 13). b) Contenitore nel nucleo del villaggio. c) Intelaiatura di un tabernacolo da chiesa. Foto H.-R. Pfeifer, 1984 (a), 2016 (b, c).

### Gas (Lago Maggiore)

Sono state osservate e descritte già da tempo (LAVIZZARI 1859, p. 352, WENGER et al. 1990) delle fuoriuscite di gas, in particolare nelle vicinanze delle rive del Lago Maggiore, attorno al delta del fiume Ticino, tra Vira, Magadino e la foce della Verzasca a Tenero. Questo gas contiene 85–90% di metano ( $\text{CH}_4$ ) e 8–14% di  $\text{CO}_2$ . Si riscontrano delle fuoriuscite di gas anche presso Minusio-Rivapiana; in questo caso il gas fuoriesce però da fratture nella roccia e contiene molto meno  $\text{CH}_4$  (10–35%), sostituito da alte concentrazioni di  $\text{N}_2$  (60–80%). La quantità totale di gas esalata nella regione è stimata a 100000  $\text{m}^3$ /anno (GREBER & WYSS 1994). Tra il

1943–1947 fu estratto gas dalla foce della Verzasca (RICKENBACH 1947, WENGER et al. 1990). La particolare ubicazione di queste fuoriuscite di gas lungo la prosecuzione della Linea Insubrica sotto il Piano di Magadino ne lasciò presto presupporre tre possibili origini (WERENFELS 1939, WEBER 1943, BÜCHI & WILD 1986, altri riferimenti in WENGER et al. 1990): 1. origine biologica superficiale, gas formato dall'azione batterica; 2. formazione termocatalitica ( $>75^{\circ}\text{C}$ ) a grandi profondità; 3. gas originario dal mantello terrestre.

Le tre possibili genesi del gas sono state approfondite, con indagini isotopiche (anche in gas del suolo), da GREBER & WYSS (1994), che hanno confermato l'origine superficiale biogena da sedimenti quaternari ricchi in materiale organico, quali depositi fluviali e lacustri del Piano di Magadino e della progressione del delta del Ticino (lo spessore complessivo dei sedimenti raggiunge i 700 m, PFIFFNER et al. 1997a, SCAPOZZA et al. 2012). La differente composizione del gas di fessura a Riva-piana è spiegata mediante la miscelazione di gas provenienti da un ambiente riduttivo negli strati di suolo ricchi in  $\text{N}_2$  e dall'ossidazione batterica del metano.

Queste ipotesi sono compatibili con il fatto che, malgrado le numerose misurazioni di controllo eseguite durante lo scavo delle due gallerie (linea ferroviaria FART Solduno–Locarno e galleria stradale Mappo–Morettina), immediatamente a nord della Linea Insubrica, non sia mai stato rinvenuto gas metano.

### **Energia idroelettrica**

L'utilizzo dell'energia idroelettrica ha origini antiche (VASECCHI et al. 2003). Fino agli anni '50, nella maggioranza dei villaggi, vi erano ancora mulini ad acqua e localmente segherie e officine di forgiatura (Intragna, Lionza). L'officina idroelettrica fluviale di Ponte Brolla (Azienda Elettrica Ticinese, AET), costruita nel 1904, poi ristrutturata nel 1957 e nel 2008, fu la prima del suo genere nella regione ed è costituita da un canale di captazione lungo circa 1 km. Nel 1949 le fecero seguito le Officine Idroelettriche della Maggia SA (OFIMA) (p. es. LEUPOLD 1949, 1951), che edificarono la diga del Sambuco, il bacino di compensazione del Piano di Peccia, la centrale di Caveragno, molteplici cunicoli a pelo libero tra Caveragno e il bacino di compensazione di Palagnedra, così come la centrale Verbano a Brissago (1952–1955). Ulteriori tappe furono la costruzione delle dighe di Robiei e del Naret, con la centrale di Bavona (1968). Nel 1964 la Società Elettrica Sopracenerina (SES) eresse la diga Vasasca a monte di Giumaglio e la relativa centrale di Someo. Il foglio Locarno si trova a valle di questa impressionante rete di dighe, canali di compensazione e cunicoli praticamente orizzontali, della lunghezza complessiva di 140 km (fig. 16).

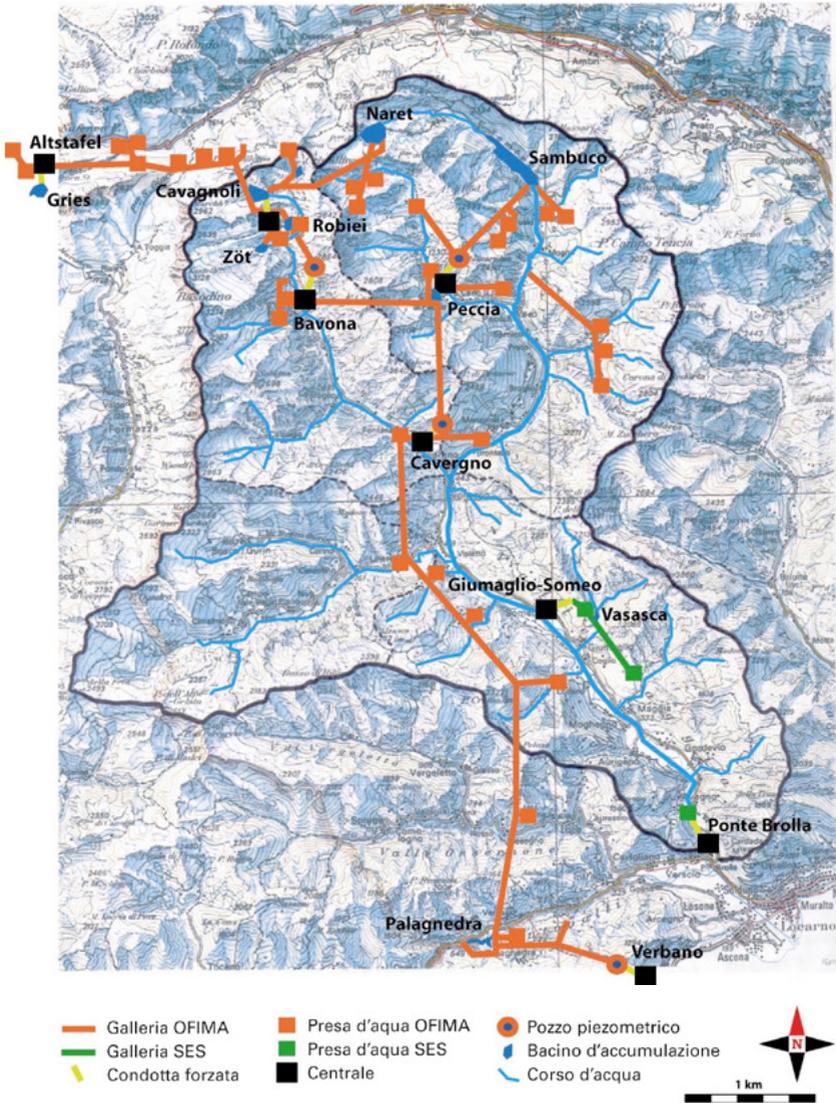


Fig. 16: Insieme delle opere idroelettriche nella Valle Maggia e dintorni (da CERINI 2003, modificato da [www.OFIMA.ch](http://www.OFIMA.ch)).

### **Geotermia**

La carta del potenziale geotermico del Ticino (THÜRING 2003) ed il portale internet dell'Istituto di Scienze della Terra della SUPSI forniscono informazioni inerenti la superficie del foglio. Dagli anni '90 sono sempre più numerose le sonde geotermiche per il riscaldamento degli edifici abbinate a pompe di calore: la profondità varia mediamente dai 100 ai 200 m e sono costituite da tubi ad U con circolazione di fluido calorifico; tali impianti possono presentare un potenziale rischio di inquinamento delle acque sotterranee. Nella regione di Intragna-Locarno-Minusio, nel 2017 la banca dati GESPOS censiva oltre 70 sonde geotermiche. Ultimamente anche le acque sotterranee vengono sfruttate (si contano oltre 30 impianti nella stessa regione), sebbene a tale scopo si potrebbero pure sfruttare le acque del Lago Maggiore.

### **Carbonaie**

In molti boschi delle Centovalli si rinvenivano ancora delle strutture pianeggianti, delle dimensioni di circa 10x10 m, delimitate da muri a secco nella loro parte inferiore e che presentano spesso resti di carbone di legna. Si tratta di antiche carbonaie, luoghi di produzione di carbone di legna, ubicate soprattutto nei faggeti, anche nel resto del Ticino. Nomi locali quali «Carbonaia», «Carbonera» e «Piazza dei carbonai» si riferiscono alla produzione di carbone di un tempo (p. es. ad ovest della Corona di Pinz / Ronco). Nel corso del 2002, nel Parco dei Mulini a Lionza fu ristrutturata ed utilizzata una di queste antiche carbonaie.

## ESCURSIONI

Sul territorio del foglio Locarno è possibile programmare svariati itinerari di escursioni geologiche, grazie alle buone accessibilità sia alle basse che alle alte quote. Di seguito vengono proposti due percorsi escursionistici, adatti anche a scopo didattico, che hanno per tema il primo le unità tettoniche a cavallo della Linea Insubrica, il secondo le rocce tettonizzate della Linea delle Centovalli.

### Ascona (Monte Verità) - Losone (Arcegno)

L'escursione interessa le unità tettoniche più meridionali del foglio, si trova in territorio ben servito dai mezzi pubblici e richiede un tempo di percorrenza complessivo dalle 4 alle 5 ore.

In fig. 17 sono illustrate le unità tettoniche ed il percorso dell'escursione mentre la fig. 18 riporta più in dettaglio l'itinerario ed i 29 punti d'interesse da visitare.

Il punto di partenza dell'escursione è il noto Parco Parsifal (coord. 2702.170/1112.750) situato ad ovest dell'Albergo Monte Verità e facilmente raggiungibile dalla posta di Ascona o direttamente a piedi (Via Borgo - Scalinata della Ruga, ca. 15 minuti) o per mezzo di un taxibus (Buxi).

La collina del Monte Verità, originariamente nota come «Monescia», balzò alla cronaca per via di una comunità di alternativi (vegetariani, nudisti e femministe) che vi s'insediò a partire dal 1900 per una ventina di anni e che ribattezzò la collina in Monte Verità. Successivamente nel 1926 il monte venne acquistato dal barone tedesco Eduard von der Heydt che fece erigere l'odierna struttura alberghiera in stile Bauhaus (SZEEMANN 1978, SCHWAB 2003, LANDMANN 2000). Dopo il lascito al Cantone Ticino nel 1964, a partire dal 1989 ne è sorto un centro congressuale e culturale gestito dal Politecnico Federale di Zurigo e denominato centro Congressi Stefano Franscini. Sta di fatto che la scelta di questa collina come luogo d'insediamento aveva più che altro a che fare con la stupenda posizione geografica e le ottime condizioni di soleggiamento piuttosto che con le anomalie geofisiche citate precedentemente (vedi p.36, Zona di Ivrea).

L'escursione si suddivide essenzialmente in due parti. Nella prima parte l'interesse si concentra inizialmente sulla Zona di Ivrea e successivamente sulla Zona del Canavese inclusa la Linea Insubrica (tappe da 1 a 16); questo percorso può essere svolto come parte a sé stante con tempo di percorrenza di 2,5 a 3 ore. Per poter tuttavia svolgere l'intero tragitto dell'escursione e studiare anche le rocce delle falde di Sesia, di Zermatt-Saas Fee e del Monte Rosa si può passare direttamente dal punto 12 al punto 17, tralasciando le tappe 13 a 16; per questa seconda parte bi-



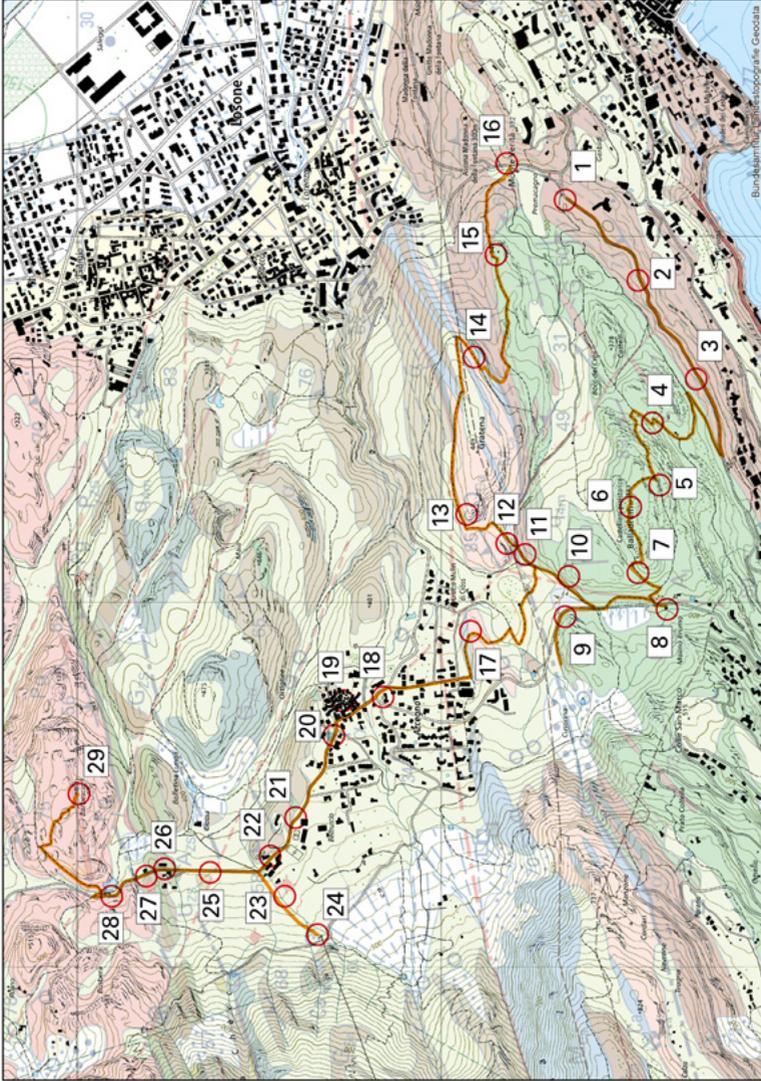


Fig. 18: Percorso dell'escursione nella regione di Ascona (Monte Verità) e Losone (Arcegnò) . Topografia: Carta nazionale 1:10 000; geologia in sottfondo: vedi foglio Locarno.

sogna prevedere altre 2,5 ore circa. Dall'ultimo punto della tappa 29, in circa 15 minuti di cammino si ritorna alla chiesa di Arcegnò (tappa 18), dalla quale si fa a sua volta ritorno a Losone o Locarno per mezzo di un autobus.

*Tappa 1 (coord. 2702.100/1112.660)*

Lungo la strada in direzione di Ronco s/Ascona affiorano orizzonti di gneiss mesocratico metapelitico e di anfibolite della Zona di Ivrea. Si tratta della tipica zona intermedia di  $G_1$ , in cui queste due litologie si alternano assai irregolarmente, le anfiboliti in prevalenza come corpi lentiformi. Lo spessore complessivo di questa zona è dell'ordine dei 500 m e costituisce la fascia che separa il complesso mafico dalle metapeliti. I banchi rocciosi immergono ripidamente a nord-nord-ovest e costituiscono il lembo meridionale della piega antiforme di Ascona immergente a est che contraddistingue il terminale orientale della Zona di Ivrea.

*Tappa 2 (coord. 2701.880/1112.460)*

Presso questo affioramento la giacitura dei banchi di anfibolite è pressochè verticale.

*Tappa 3 (coord. 2701.610/1112.300)*

Sui piani di scistosità degli gneiss è possibile identificare una lineazione sub-orizzontale, risultante dall'intersezione tra pieghe immergenti a est e piani di scistosità. Proseguendo lungo la strada fino a dove inizia il sentiero che porta al punto 4 si susseguono le alternanze tra gneiss ed anfiboliti. Osservando più da vicino le rocce ci si imbatte inoltre in tessiture migmatitiche, dove si possono distinguere porzioni di roccia bianca (vene di leucosoma oppure anche *melt pockets*) da parti a matrice gneissica scura (melanosoma) che testimoniano di processi di fusione parziale avvenuti successivamente oppure ancora durante la fase di metamorfismo in facies anfibolitica superiore.

Oltre a queste tessiture sono qua e là presenti filoni pegmatitici, la cui distinzione dalle manifestazioni migmatitiche non è tuttavia sempre esplicita. Di tutt'altra età e tipologia sono per contro le deformazioni a carattere decisamente più fragile, tra le quali spiccano le lineazioni dette di striatura sui piani di frattura (*slickenside*) e che consentono di determinare le direttrici di scorrimento lungo tali piani. Queste striature sono formate da epidoto, clorite o altri minerali indice di basso grado metamorfico (facies a scisti verdi e inferiore) e sono verosimilmente coeve con la formazione dell'antiforme di Ascona (POZZORINI 1989).

*Tappa 4 (coord. 2701.490/1112.420)*

Lasciata la strada ed imboccato il Sentiero Romano si raggiunge e ci si addentra nelle rocce del complesso mafico. Si osservano anfiboliti dalla tipica grana me-

dia-grossa e tessitura listata con bande di spessore centimetrico, di aspetto diverso rispetto alle anfiboliti della zona intermedia osservate in precedenza. Proseguendo lungo il sentiero si scorgono gli imponenti affioramenti rocciosi che formano le ripide pareti del versante meridionale del Balladrüm; qua e là si trovano anche depositi quaternari morenici e/o detrito di versante.

*Tappa 5 (coord. 2701.320/1112.400)*

Da questo affioramento anfibolitico levigato dai ghiacciai si gode di una vista imprendibile sul bacino del Lago Maggiore. A est appare il delta della Maggia in tutta la sua estensione: incanalato tra il 1891 ed il 1904, il delta si sviluppa per circa 300 m verso sud-est e potrebbe raggiungere le sponde del Gambarogno entro i prossimi 500 anni. Più a sud-ovest, le Isole di Brissago sorgono su uno sperone roccioso sbucante dal lago. Tra questo sperone e la ripida sponda destra del lago probabilmente un tempo esisteva un corso d'acqua (paleo-Maggia?), il cui solco era separato dal canyon lungo il paleo-Ticino, profondo fino a 700 m sotto l'odierno livello del mare (vedi p.44).

*Tappa 6 (coord. 2701.260/1112.480)*

Vetta del Balladrüm, quota 483 m s.l.m. Sparsi sui diversi terrazzi attorno alla sommità della collina del Balladrüm si trovano i resti di una fortezza di probabile origine celtica risalente al I millennio a.C. e che fungeva da protezione per la popolazione (Castelliere del Balladrüm; CARDANI VERGANI 2005, RÜSCH 2011, ANDRETTA 2015). Anche da questo punto si gode di una vista panoramica stupenda sulla regione sottostante: verso nord s'intravede la collina del Castelliere di Tegna (Monte Castello), anch'esso di probabile origine celtica e successivamente adibito a fortificazione in epoca romana; verso nord-ovest si scorge l'altopiano di Arcegno, verso sud-ovest il Lago Maggiore e verso est il delta della Maggia. La sommità del Balladrüm è attornata da diversi affioramenti di anfibolite che mostrano pieghe parasite simmetriche di tipo M, tuttavia non appartenenti all'antiforme alpina di Ascona bensì a fasi plicative prealpine varisiche.

*Tappa 7 (coord. 2701.080/1112.460)*

Lungo il sentiero che scende verso la strada Arcegno – Ronco s/Ascona ci si imbatte in un affioramento di anfibolite a chiazze. La particolarità di questa varietà anfibolitica, non mappabile alla scala della carta geologica, consiste nella presenza di chiazze biancastre di plagioclasio del diametro fino a 1 cm, nel cui nucleo non è raro individuare aggregati relictici di granato.

*Tappa 8 (coord. 2700.980/1112.380)*

Zona paludosa in prossimità delle sorgenti di Brumo con relativo ex mulino (Molino Brumo). Si tratta delle uniche 8 sorgenti che soddisfano parte del fabbisogno

gni di acqua potabile del Comune di Ascona. Le acque sorgive sono debolmente mineralizzate (ca. 120 mg/l), poco aggressive e vengono trattate mediante un sistema a radiazioni ultraviolette che ne garantisce la potabilità.

*Tappa 9 (coord. 2700.960/1112.660)*

Lungo la strada che conduce ad Arcegno, a monte della curva a sinistra si trovano anfiboliti della Zona di Ivrea contenenti vene pseudotachilitiche di spessore millimetrico a centimetrico di color grigio a nero (vedi fig. 19a). Le pseudotachiliti sono strutture da cripto-cristalline a vetrose, spesso contenenti frammenti della roccia ospite, originatesi mediante rapidi processi deformativi in regime fragile (p. es. terremoti). Proseguendo per un breve tratto lungo il lato sinistro della strada (attenzione al traffico!) e continuando a seguire l'imponente parete rocciosa addentrandosi per qualche decina di metri nel bosco, si nota un eloquente deterioramento dell'anfibolite: compaiono orizzonti di rocce cataclastiche di spessore centimetrico a pluridecimetrico che attraversano discordantemente il substrato anfibolitico (vedi fig. 19b), alla scala del campione di roccia il disfacimento del fabric prealpino (struttura e tessitura della roccia) è sottolineato dall'abbondante presenza di clorite e di microvene epidotiche che conferiscono alla roccia un aspetto vieppiù caotico e tettonizzato. Sono sempre ancora visibili le vene pseudotachilitiche. Ci si trova ormai a poche decine di metri dal margine meridionale della fascia milonitica della Linea Insubrica, che si estende da qui fino alla Falda di Sesia (tappa 18). È qui dove alcuni autori (p. es. WALTER 1950, VENKAYYA 1956) hanno inserito la Linea Insubrica. Come dimostrato da SCHMID et al. (1987) e successivamente da POZZORINI (1989) i movimenti tettonici tra le Alpi Centrali e le Alpi Meridionali non sono avvenuti in corrispondenza di una singola linea di faglia bensì all'interno della fascia milonitica che in questo settore ha uno spessore complessivo di diverse centinaia di metri.

*Tappa 10 (coord. 2701.070/1112.650)*

Dopo aver fatto ritorno lungo la strada e superato nuovamente il tornante si prende il Sentiero Romano scendendo a sinistra in direzione nord-est. Sul versante destro i banchi di anfibolite risultano fortemente sconnessi e frastagliati fra di loro.

*Tappa 11 (coord. 2701.130/1112.770)*

A destra del sentiero si trovano numerosi blocchi di gneiss metapelitici della Zona di Ivrea; la deformazione fragile ha reso il fabric prealpino di questi ultimi praticamente irriconoscibile. Per trovare ed esaminare le rocce affioranti occorre risalire il breve ma ripido pendio.



Fig. 19: a) Pseudotachiliti nelle anfiboliti della Zona di Ivrea a sud di Arcegnò; Foto H.-R. Pfeifer, 2018. b) Zona milonitica discordante rispetto alla scistosità, situata nei pressi del margine settentrionale del complesso mafico della Zona di Ivrea, sempre a sud di Arcegnò; Foto H.-R. Pfeifer, 2016.

*Tappa 12 (coord. 2701.160/1112.820)*

Dal punto 11 si prosegue per una cinquantina di metri fino a prendere il ponticello di legno sulla sinistra che attraversa la piccola zona paludosa. Qui si attraversa la Linea Insubrica ai sensi di WALTER (1950), intesa come singola linea di faglia, e si entra nella fascia milonitica della Linea Insubrica. Appena superato il ponte, dalla parete rocciosa a sinistra e dai blocchi disseminati sul terreno si possono esaminare due litotipi milonitici (attenzione a non confonderli con i massi erratici sparsi un po' ovunque!): uno di aspetto leucocratico, ricco di quarzo e feldspato ( $GO_{Ca}$ ) – in cui già a livello macroscopico si riconoscono la tipica tessitura milonitica e flaser, porfiroclasti di feldspato e matrice di fondo a grana fine con mica bianca e quarzo – l'altro di colorazione marrone a grigio-olivastra, a grana molto fine, distintamente più micaceo e dalla caratteristica «pseudolaminazione» millimetrica regolare ( $G_7$ ). Se da un lato il protolito della milonite color grigio-olivastro può essere identificato nelle metapeliti della Zona di Ivrea ( $G_1$ , vedi p. 39), per quello della milonite leucocratica l'origine è controversa e dibattuta da vari autori. La foliazione milonitica immerge prevalentemente verso nord-nord-ovest ma è interessata da un evento di piegamento post-milonitico, come visibile nelle tappe successive. Sui piani di foliazione milonitica si può riconoscere una lineazione di stiramento a giacitura suborizzontale, parallelamente alla quale si ha un senso di taglio destrorso correlabile con il movimento trascorrente destro lungo la Linea Insubrica.

*Tappa 13 (coord. 2701.240/1112.930)*

Si prosegue lungo il sentiero della Gratena, tra vari affioramenti di miloniti leucocratiche, fino a scorgere le prime lenti di calcare selcifero milonitizzato ( $M_{Ca}$ ) sopra il sentiero. La roccia assomiglia a prima vista piuttosto ad una micrite calcarea non metamorfica, basta tuttavia esaminare alcuni campioni di roccia per rendersi conto dell'intensa milonitizzazione. Numerosi altri affioramenti si scorgono proseguendo lungo il sentiero verso est oppure salendo il pendio fino a raggiungere la sommità della Gratena (quota 449 m s.l.m.).

*Tappa 14 (coord. 2701.670/1112.910)*

Fino a raggiungere questo punto, situato appena dopo l'incrocio col sentiero proveniente da Arcegno, il percorso nel bosco interseca alcuni affioramenti di miloniti leucocratiche, miloniti calcaree, sfiorando scisti mesocratici pure milonitizzati appartenenti alla Falda di Sesia ( $G_{Se}$ ) e ancora scisti milonitizzati a clorite e mica bianca ( $P_{Ca}$ ), in una sequenza litologica molto più complessa di quanto rappresentato sulla carta. La tratta offre lo spunto per esaminare le diverse varietà milonitiche. Si raccomanda pertanto di munirsi di lente d'ingrandimento.

*Tappa 15 (coord. 2701.950/1112.850)*

Si abbandona la fascia milonitica e si fa ritorno nella Zona di Ivrea dove è nuovamente riconoscibile il tipico fabric prealpino delle anfiboliti del complesso mafico. I banchi di roccia immergono verso nord-nord-ovest ed il percorso del sentiero è impostato nel lembo settentrionale dell'antiforme. Superato il punto a quota 348 m s.l.m. il sentiero scende attraversando le intercalazioni anfibolitiche e metapelitiche della zona intermedia fino a raggiungere il parcheggio del Parco Parsifal, punto di partenza dell'escursione.

*Tappa 16 (coord. 2702.200/1112.820)*

Sul lato orientale della strada si affacciano banchi di gneiss metapelitici alternati ad anfiboliti. Sono visibili le pieghe parassite simmetriche aperte di tipo M dell'antiforme di Ascona. Nel dettaglio si riconosce l'immersione verso est dell'asse di piega (circa 30–40°) e la presenza di striature tipo *slickenside* sui piani di frattura che non necessariamente corrispondono ai piani della scistosità prealpina. Il meccanismo cinematico è un piegamento rigido per taglio concentrico (*flexural slip*). Si noti inoltre il deterioramento del fabric prealpino e la sovraimpronta metamorfica retrograda di basso grado (minerali indice, soprattutto clorite ed epidoto).

*Tappa 17 (coord. 2700.920/1112.920)*

Questo affioramento di calcare selcifero milonitizzato (vedi tappa 13) si raggiunge dopo aver fatto ritorno lungo il sentiero precedentemente percorso, fino al bivio coord. 2701.095/1112.740, per poi imboccare il sentiero che scende in direzione ovest fino al corso d'acqua, risalendo poi in direzione nord fino al punto 17. Il sentiero è stretto e incolto, in caso di dubbio ci si deve orientare per mezzo della cartina o di una topografia online ([www.map.geo.admin.ch](http://www.map.geo.admin.ch)) e semmai riportarsi sulla strada che conduce ad Arcegno.

*Tappa 18 (coord. 2700.740/1113.160)*

Chiesa di Sant'Antonio Abate di Arcegno. La costruzione a navata unica fu eretta nel 1347–1357 e successivamente riedificata all'inizio del 17° secolo. All'interno dell'edificio sono custoditi diversi oggetti in pietra ollare proveniente dalla Falda di Zermatt-Saas Fee: un'acquasantiera a destra dell'ingresso, la cornice di una pietra tombale nel pavimento e la cornice del tabernacolo a sinistra dell'altare. Un centinaio di metri circa più in basso, di fronte al cimitero (coord. 2700.820/1113.100) è stato rinvenuto un sepolcro di età tardo-romana (1°–4° secolo) composto da 97 tombe, in cui sono state trovate numerose posate in pietra ollare (DONATI 1986).

*Tappa 19 (coord. 2700.730/1113.270)*

Nel vecchio nucleo di Arcegnò si trovano diversi affioramenti di Scisti di Losone con boudins di anfibolite, appartenenti alla Falda di Sesia. Nelle rocce si trovano diverse incisioni di scanalature e depressioni (vedi l'inventario svizzero dei monumenti in pietra, SSDI 2018).

*Tappa 20 (coord. 2700.635/1113.295)*

Sul lato destro della strada a salire, di fronte al ristorante-grotto Zelindo, affiora un filone andesitico di circa 60 cm di spessore, tipico della Falda di Sesia.

*Tappa 21 (coord. 2700.410/1113.400)*

Proseguendo lungo la strada in direzione del Campo Pestalozzi, sul lato destro si trova un affioramento di anfibolite della Falda di Sesia.

*Tappa 22 (coord. 2700.305/1113.470)*

Nei pressi degli edifici del Campo Pestalozzi, a seguito di scavi edificativi sono stati rinvenuti diversi blocchi di metaperidotite della Falda di Zermatt-Saas Fee, depositati lungo il ciglio della strada.

*Tappa 23 (coord. 2700.195/1113.430)*

Si prende un sentiero che dalla strada sale immediatamente a nord del corso d'acqua per raggiungere uno dei numerosi massi coppellari descritti da SCHWEGLER (1992), GOOD (2008), BINDA (1996, 2013) e ANDRETTA (2015). Si tratta di un blocco di gneiss di dimensioni 4x1,4x0,8m ubicato sulla sponda sud della valletta, che presenta più di 40 coppelle di diametro 2-10 cm (No TI6618.11 secondo l'inventario SSDI 2018). Il sentiero al suo imbocco è piuttosto incolto e, soprattutto in estate, celato da una fitta vegetazione.

*Tappa 24 (coord. 2700.090/1113.340)*

Raggiunta la stazione di partenza della funivia adibita a trasporto di materiale, a nord-est dell'edificio si trovano i resti di una fornace attornata da numerosi blocchi di marmo della Falda di Sesia. A circa 100 m di distanza in direzione ovest sulla sponda meridionale del corso d'acqua si trova una cava di marmo dismessa, difficilmente accessibile (coord. ca. 2699.980/1113.335, com. pers. M. Mumenthaler).

*Tappa 25 (coord. 2700.260/1113.635)*

Dopo aver fatto ritorno sulla strada si prosegue verso nord per poco più di 100 m lungo il rettilineo: sulla sinistra vi è un affioramento di metaperidotiti della

Falda di Zermatt-Saas Fee ricoperto di muschio; si riconoscono minerali di olivina attornati da aggregati a rosetta di antofillite.

*Tappa 26 (coord. 2700.270/1113.760)*

Presso l'intaglio stradale nella roccia affiorano alternanze di gneiss mesocratico e anfibolite metabasaltica a grana fine della Falda di Zermatt-Saas Fee. Poco prima, presso il ponte stradale si trovano altri blocchi di metaperidotite e anfibolite a grana media-grossa.

*Tappa 27 (coord. 2700.250/1113.810)*

Prima del corso d'acqua, sulla sinistra della strada vi è un piccolo spiazzo; lì si trovano affioramenti di metagabbro e metabasalto (anfiboliti) della Falda di Zermatt-Saas Fee attraversati da potenti filoni pegmatitici. Poco oltre il sentiero che conduce a Bedruscio - Monti di Losone si erge una parete rocciosa di ca. 15 m di altezza che segna il passaggio alla Falda del Monte Rosa (ortogneiss).

*Tappa 28 (coord. 2700.195/1113.905)*

Scolpita nella roccia si trova l'insegna commemorativa in ricordo dei soldati internati polacchi che costruirono la strada tra Arcegnò e Golino durante il secondo conflitto mondiale («Strada dei Polacchi»). Tra questo punto e la tappa precedente compaiono tratte di ortogneiss molto cataclastico e fratturato.

*Tappa 29 (coord. 2700.475/1113.995)*

Le rocce montonate collinari di Barbescio sono costituite da gneiss del Monte Rosa. Per raggiungere la collina di Barbescio (quota 462 m s.l.m.) bisogna imboccare il sentiero presso la cappella sotto la strada. Quasi in cima alla collina si trova un esemplare di masso erratico degno di nota mentre una volta raggiunta la sommità si scorge un filone aplitico datato a 29 Ma (ROMER et al. 1996).

## **Affioramenti lungo la Linea delle Centovalli**

La Linea delle Centovalli è costituita da numerose zone cataclastiche (cachiriti e cataclasiti) dello spessore singolo di 10 fino a 100 m e che interessano entrambi i versanti della valle. Tali zone sono descritte nel dettaglio da SURACE (2004, ann. No 8 e fig. nel testo), di seguito sono riportati da Intragna verso Camedo alcuni degli affioramenti più importanti e spettacolari, più o meno facilmente accessibili.

1. (coord. 2697.145/1114.990): intaglio vallivo profondo che da nord di Intragna sale verso Pila in direzione ovest. Si trovano diverse zone di cataclasiti che



Fig. 20: Cataclasiti della Linea delle Centovalli presso Cadanza (pto 4), la colorazione verde della roccia è data dalla presenza di clorite ed epidoto. Foto H.-R. Pfeifer, 1988.

hanno dato origine nel passato a eventi di crollo, in particolare negli anni '60 diversi episodi hanno causato il progressivo degrado di una galleria e di un ponte della vecchia strada d'accesso a Intragna. L'affioramento si raggiunge dall'abitato di Intragna dopo un breve cammino lungo Via Ala Gùra.

2. (coord. 2693.350/1113.380): lungo la strada internazionale delle Centovalli, subito dopo la stazione di partenza della funivia del Monte Comino affiora una delle zone cachiritiche più importanti, con spessore di alcune decine di metri, ospitata nella Zona di Orselina-Bellinzona.
3. (coord. 2692.870/1111.520): ponte lungo la strada Palagnedra-Bordei, zona cachiritica situata lungo il margine meridionale della Falda del Monte Rosa.
4. (coord. 2691.580/1112.620; fig. 20): presso la curva della strada internazionale delle Centovalli, a nord di Cadanza. Cataclasite dalla tipica colorazione verdastra.
5. (coord. 2690.580/1112.250; fig. 21): zona cachiritica estesa presso Camedo, che si sviluppa in tutte le litologie della Zona di Orselina-Bellinzona.



Fig. 21: Cachiriti della Linea delle Centovalli presso Camedo (pto 5), racchiuse fra gneiss misti a tessitura flaser (in basso) e anfiboliti e pegmatiti (in alto). Foto H.-R. Pfeifer, 2017.

## BIBLIOGRAFIA

- AHRENDT, H. (1972): Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorné (Norditalien). – Göttinger Arb. Geol. Paläont. *11*.
- ALLANIC, C. & GUMIAUX, C. (2013): Are there any active faults within the Lepontine dome (central Alps)? – Bull. Soc. géol. France *184/4–5*, 427–440.
- ALTENBERGER, U., HAMM, N. & KRUHL, J.H. (1987): Movements and metamorphism north of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola (Italy). – Jb. Geol. Bundesanst. (Wien) *130/4*, 365–374.
- AMATO, J.M., JOHNSON, C.M., BAUMGARTNER, L.P. & BEARD, B.L. (1999): Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. – Earth and planet. Sci. Lett. *171*, 425–438.
- ANDRETTA, C. (2015): Orte der Kraft im Tessin. – AT-Verlag, Aarau.
- ANNAHEIM, H. (1946): Studien zur Geomorphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand. – Geogr. Helv. *1*, 65–149.
- ANTOGNINI, M., GIRLANDA, F., MEISSER, N. & ANSERMET, S. (2016): Ammoniojarosite, barroisite e nesquehonite: tre nuove occorrenze mineralogiche per il Ticino. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. *104*, 57–60.
- ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – Matér. Carte géol. Suisse [N.S.] *31*, 1–26.
- BABIST, J., HANDY, M.R., KONRAD-SCHMOLKE, M. & HAMMERSCHMIDT, K. (2007): Precollisional, multistage exhumation of subducted continental crust: The Sesia Zone, western Alps. – Tectonics *25/6*, TC6008.
- BACHE, F., POPESCU, S.-M., RABINEAU, M., GORINI, C., SUC, J.-P., CLAUZON, G. et al. (2012): A two step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. – Basin Res. *24/2*, 125–153.
- BÄCHLIN, R. (1937): Geologie und Petrographie des M.Tamaro-Gebietes (südliches Tessin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *17/1*, 1–78.
- BÄCHLIN, R., BIANCONI, F., CODONI, A., DAL VESCO, E., KNOBLAUCH, P., KÜNDIG, E., REINHARD, M., SPAENHAUER, F., SPICHER, A., TROMMSDORFF, V. & WENK, E. (1974): Foglio 1313 Bellinzona, con parte del foglio 1312 Locarno. – Atlante geol. Svizzera 1:25000, Carta *66*.
- BAUMER, A. (1983): Galleria Ferroviaria S. Antonio – Muralto, Relazione geologica-geotecnica. – Rapp. Dr. A. Baumer, Ascona.
- BEARTH, P. (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *38/2*, 363–373.
- BEATRIZOTTI, G., BERTHOUD, J., DE ROSSA, M., GUEYE-GIRARDET, A., JÄGGLI, M., LAVANCHY, J.-C., PFEIFER, H.-R., REYMOND, D., SCHMIT, V. & TEMGOUA, E. (2002): Contaminazione naturale da arsenico di acque superficiali e sotterranee in Ticino (Svizzera meridionale). – Geol. Insubr. *7*, 1–16.
- BECCALUVA, L., BIGIOGGERO, B., CHIESA, S., COLOMBO, A., FANTI, G., GATTO, G.O., GREGNANIN, A., MONTRASIO, A., PICCIRILLO, E.M. & TUNESI, A. (1983): Post collisional orogenic dike magmatism in the Alps. – Mem. Soc. geol. ital. *26*, 341–359.
- BECKER, H. (1993): Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps): New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. – Geology *21/7*, 599–602.

- BERGER, A., BURRI, T., ALT-EPPING, P. & ENGI, M. (2008): Tectonically controlled fluid flow and water-assisted melting in the middle crust: An example from the Central Alps. – *Lithos* 102/3, 598–615.
- 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, 109–146 (auch Bundesamt für Landestopografie 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.
- BIANCONI, F., HALDEMANN, E.G. & MUIR, J.E. (1978): Geology and nickel mineralization of the eastern end of the Finero ultramafic-mafic complex (Ct. Ticino, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58/3, 223–236.
- BINDA, F. (1996): Archeologia rupestre nella Svizzera italiana. – Armando Dadò, Locarno.  
– (2013): Il mistero delle incisioni. Archeologia rupestre nella Svizzera italiana. – Armando Dadò, Locarno.
- BLANCKENBURG, F. VON (1992): Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals applied to the Central-Alpine Bergell intrusion (Central Europe). – *Chem. Geol.* 100, 19–40.
- BLUMENTAL, M.M. (1952): Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona zwischen der Walliser Grenze und dem Locarnese. – *Eclogae geol. Helv.* 45/2, 219–263.
- BORGHI, A., COMPAGNONI, R. & NALDI, M. (1996): The crystalline basement of the Canavese Zone (Internal Western Alps): new data from the area west of Ivrea (Northern Italy). – *Géol. alp. (Grenoble)* 72, 23–34.
- BOSSHARD, L. (1925): Der Bau der Tessinerkulmination. – *Eclogae geol. Helv.* 19/2, 504–521.
- 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.
- BÜCHI, U.P. & WILD, W. (1986): Erdgasvorkommen am Lago Maggiore. – Bericht zum NEFF-Projekt Nr. 261.
- BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin. – Diss. Univ. Basel.
- BURGER (1985): Conditions thermiques du milieu naturel. In: BURGER, A., RECORDON, E., BOVET, D., COTTON, L. & SAUGY, B. (Ed.): *Thermique des nappes souterraines* (p. 13–31). – Presses polytechniques romandes, Lausanne.
- BURLANDO, P., MOLNAR, P., RUF, W., FOGLIA, L. & PERONA, P. (2004): A modelling framework to assess the impact of streamflow regulation on floodplain vegetation ecosystem. – 1st EGU General Assembly 25–30 April 2004, Nice, France; HS30 – Session on environ. Flow Requirements.
- BURRI, C. & KÜNDIG, E. (1934): Exkursion Nr. 68. Umgebung von Locarno. In: *Geologischer Führer der Schweiz*, Fasc. XI (p. 839–845). – *Schweiz. geol. Ges. (Wepf, Basel)*.
- BURRI, T. (2005): From high pressure to migmatization: On orogenic evolution of the Southern Lepontine (Central Alps of Switzerland/Italy). – Diss. Univ. Bern.
- BURRI, T., BERGER, A. & ENGI, M. (2005): Tertiary migmatites in the Central Alps: regional distribution, field relations, conditions of formation and tectonic implications. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 85/2-3, 215–232.
- BURRI, T., GRAETER, P. & WENK, E. (in prep.): Foglio 1292 Maggia. – *Atlante geol. Svizzera* 1:25000.

- BUSSIEN, 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.
- BUSSY, F., VENTURINI, G., HUNZIKER, J. & MARTINOTTI, G. (1998): U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent Blanche-Sesia Unit. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 78/1, 163–168.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. – Wepf, Basel.
- CANALE, A. (1957): *Geomorphologie der Valle Onsernone*. – Diss. Univ. Bern.
- CARDANI VERGANI, R. (2005): Ascona: collina Balladrum. – *Boll. Assoc. archeol. ticin.* 17, 23–25.
- CAVARGNA-SANI, M., EPARD, J.-L., BUSSI, F. & ULIANOV, A. (2014a): Basement lithostratigraphy of the Adula nappe: implication of Palaeozoic evolution and Alpine kinematics. – *Int. J. Earth Sci.* 103, 61–82.
- CAVARGNA-SANI, M., EPARD, J.-L. & STECK, A. (2014b): Structure, geometry and kinematics of the northern Adula nappe (Central Alps). – *Swiss J. Geosci.* 107/2-3, 135–156.
- CAWTHORN, R.G. (1975): The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, Northern Italy. – *J. Geol.* 83/4, 437–454.
- CERINI, U. (2003): Le fond de vallée du Valmaggia entre Bignasco et Giumaglio: l'homme et la nature. – *Mém. Master Inst. Géogr. Univ. Lausanne* (ined.).
- CHIDESTER, A.H. (1962): Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in North-Central Vermont. – *Prof. Pap. U.S. geol. Survey* 345.
- CHRISTELEIT, E.C., BRANDON, M.T. & ZHUANG, G. (2015): Evidence for deep-water deposition of abyssal Mediterranean evaporites during the Messinian salinity crisis. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 427, 226–235.
- COLOMBI, A. (1989): Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège–Domodossola–Locarno). – *Mém. Géol. (Lausanne)* 4.
- (1992): Galleria Mappo–Morettina, Tratto in Roccia. Relazione sull'effetto drenante del cunicolo sui riali Ramogna e Rabissale, Prova con tracciante fluorescente. Relazione idrogeologica. – Dr. Baumer SA, Ascona, Rapp. No 8413.20; all'Att. del Dip. Territorio, Div. Opere e Costruzione stradali, Bellinzona.
- (1996): Galleria Mappo–Morettina, Tratto in Roccia. Relazione tra l'andamento delle sorgenti et i lavori di scavo, relazione idrogeologica. – Dr. Baumer SA, Ascona, Rapp. No 8413.23; all'Att. del Dip. Territorio, Div. Opere e Costruzioni stradali, Bellinzona.
- COLOMBI, A. & PFEIFER H.-R. (1986): Ferrogabbroic and basaltic meta-eclogites from the Antro-na mafic-ultramafic complex and the Centovalli–Locarno region (Italy and southern Switzerland) – First results. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66/1–2, 99–110.
- COUTINHO, J., KRÄUTNER, H., SASSI, F., SCHMID, R. & SEN, S. (2007): 8. Amphibolite and Granulite. – Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. <https://www.bgs.ac.uk/downloads/start.cfm?id=3192> (version 1.2.2007)
- DAL PIAZ G.V. (1974a): Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique (1<sup>ère</sup> partie: considérations paléogéographiques). – *Boll. Soc. geol. ital.* 93, 437–468.
- (1974b): Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique (2<sup>e</sup> partie). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54/2–3, 399–424.
- (1999): The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. In: GOSSO, G., JADLOUL, F., SELLA, M. & SPALLA, M.I. (Ed.): 3<sup>rd</sup> workshop on Alpine geological studies, Biella-Oropa, September 29<sup>th</sup> – October 1<sup>st</sup> 1997. – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 51/1, 155–176.

- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1972): La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. – Mem. Soc. geol. ital. *11*, 433–466.
- DAL PIAZ, G.V., VENTURELLI, G., SPADEA, P. & DI BATTISTINI, G. (1981): Geochemical features of metabasalts and metagabbros from the Piemonte ophiolite nappe, Italian Western Alps. – N. Jb. Mineral. Abh. *142*, 248–269.
- DAL VESCO, E. (1953): Donnerstag, den 10. September: Locarno – Val Onsernone – Arcegno – Ronco – Locarno. In: DAL VESCO, E., GÜNTHER, A., REINHARD, M. & VONDERSCHMIDT, L.: Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft gemeinsam mit der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft im Südtessin, in der Umgebung von Locarno und im oberen Valle Maggia (p.518–521). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *33/2*.
- (1963): Sulla continuazione della linea insubrica nella regione delle Centovalli. – Eclogae geol. Helv. *56/2*, 641–652.
- DAY, H.W. (1987): Controls on the apparent thermal and baric structure of mountain belts. – J. Geol. *95/6*, 807–824.
- DE GIORGI, P. (1921): Contributo all'indagine geologica del Locarnese. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. *16*, 49–53.
- DELLA TORRE, F. & MAGGINI, L. (2015): Foglio 1291 Bosco/Gurin. – Atlante geol. Svizzera 1:25000, Note esplicative *145*.
- DELLA TORRE, F., MAGGINI, L., BONZANIGO, L., HUNZIKER, J.C. & JOOS, M.G. (2015): Foglio 1291 Bosco/Gurin. – Atlante geol. Svizzera 1:25000, Carta *145*.
- DEMATTEIS, A., HESSKE, S., PARRIAUX, A. & TACHER, L. (1999): Kapitel 8.4, Haupttypen der Grundwasserleiter. In: WEINGARTNER, R. & SPREAFICO, M. (Hrsg.): Hydrologischer Atlas der Schweiz. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern.
- DERRON, M.-H. (1999): Interaction eau-roche de basse température: géochimie des métaux dans l'altération météorique des roches mafiques alpines. – Thèse Univ. Lausanne.
- DERRON, M.-H. & PFEIFER, H.-R. (2017): Caractérisation hydrogéochimique des eaux de source alpines. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *96*, 5–29.
- DONATI, B. (1986): La pietra ollare in Valmaggia dalla cava al laboratorio. In: DONATI, P.A. (Ed.): 2000 anni di pietra ollare. – Quad. Inform. *11*. Uff. cant. Monum. Storici, Dip. Ambiente, Cant. Ticino.
- ELFERT, S., REITER, W. & SPIEGEL, C. (2013): Long-lasting tectonic activities of the Lepontine dome. New evidence from low-temperature thermochronology. – Tectonophysics *608*, 222–236.
- ENGI, M. & BERGER, A. (2004): Excursion days 5–6: The southern steep belt of the Central Alps. In: GOSSO, G. (Ed.): Thermo-mechanical evolution of the Alpine belt, from the Engadine window to the Matterhorn (p.27–39). – Field Trip Guide Book B29, 32<sup>nd</sup> int. geol. Congr.
- ENGI, M., BERGER, A. & ROSELLE, G. (2001b): Role of the tectonic accretion channel in collisional orogeny. – Geology *29/12*, 1143–1146.
- ENGI, M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps, Central Alps. – Mitt. österr. mineral. Ges. *149*, 157–173.
- ENGI, M., SCHERRER, N.C. & BURRI, T. (2001a): Metamorphic evolution of pelitic rocks of the Monte Rosa nappe: Constraints from petrology and single grain monazite age data. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *81/2*, 305–328.
- ENGI, M., TODD, C.S. & SCHMATZ, D.R. (1995): Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *75/3*, 347–369.
- ERNST, W.G. (1981): Petrogenesis of eclogites and peridotites from the Western and Ligurian Alps. – Amer. Mineralogist *66/5-6*, 443–472.

- ESCHER, A., HUNZIKER, J.C., MARTHALER, M., MASSON, H., SARTORI, M. & STECK, A. (1997): Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20 (p.205–221). – Birkhäuser, Basel.
- EVANS, B.W. & TROMMSDORFF, V. (1978): Petrogenesis of garnet lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. – Earth and planet. Sci. Lett. 40/3, 333–348.
- EXLEY, R.A., SILLS, J.D. & SMITH, J.V. (1982): Geochemistry of micas from the Finero spinel-lherzolite, Italian Alps. – Contrib. Mineral. Petrol. 81/1, 59–63.
- FART [Ferrovie Autonome Regionali Ticinesi] (1987): Galleria della Centovallina in Locarno-Muralto. Progetto definitivo. Rapp. 351.68. S.A. – Ufficio di Ingegneria Maggia, Locarno.
- FAZIS, Y. (2004): Finding faults! – A normal fault component in the Insubric line? New apatite fission track ages in the Val d'Ossola/Alps of Italy. – Abstr. 2<sup>nd</sup> Swiss Geosci. Meet., Lausanne.
- FEHLMANN, H. (1947): Der Schweizerische Bergbau während des II. Weltkrieges. – Bureau für Bergbau, eidgen. Kriegs-Industrie- und Arbeitsamtes.
- FELBER, M. (1993): La storia geologica del Tardo-Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera). – Diss. ETH Zürich Nr. 10125.
- FELBER, M. & BINI, A. (1997): Seismic survey in alpine and prealpine valleys of Ticino (Switzerland): evidences of a Late-Tertiary fluvial origin. – Geologia Insubrica 2, 47–67.
- FELBER, M., FREI, W. & HEITZMANN, P. (1991): Seismic evidence of pre-Pliocene valley formation near Novazzano (Ticino, Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 84/3, 753–761.
- FERRANDO, S., BERNOULLI, D. & COMPAGNONI, R. (2004): The Canavese zone (internal Western Alps): a distal margin of Adria. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 84/3, 237–256.
- FERRARI, A. (1921): Di alcuni fatti di morfologia glaciale nel Locarnese e della loro interpretazione. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. 16, 54–58.
- FINCKH, P.G. (1978): Are southern Alpine lakes former Messinian canyons? – Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern alpine lakes. – Marine Geol. 27/3–4, 289–302.
- FINCKH, P., KELTS, K. & LAMBERT, A. (1984): Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. – Geol. Soc. Amer. Bull. 95, 1118–1128.
- FOGLIA, L. (2006): Alternative groundwater models to investigate river-aquifer interactions in an environmentally active alpine floodplain. – PhD Thesis ETH Zürich Nr. 16799.
- FOGLIA, L., MEHL, S.W., HILL, M.C. & BURLANDO, P. (2013): Evaluating model structure adequacy: The case of the Maggia Valley groundwater system, southern Switzerland. – Water Resour. Res. 49/1, 260–282.
- FRANSELLA, C. (Ed.) (1989): Sentiero educativo Collina di Maia. Guida. – Dip. Pubblica Educazione, Bellinzona.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the geotraverse Basel–Chiasso: a review. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 527–546.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 135–154.
- FREY, M., JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1976): Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotraverse Basel–Chiasso. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 649–659.
- FRIEDENREICH, O. (1956): Die Chrom-Nickelvererzungen des Peridotitstockes von Finero-Centovalli. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 36/1, 227–243.
- FORSTER, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 27/2, 249–471.
- GÄHWILER, A. (1981): Lavez, Geschichte und Technik der historischen Lavez-Bearbeitung. – Lapis 6/3, 19–30.

- GANSSER, A. (1968): The insubric line, a major geotectonic problem. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48/1, 123–143.
- GEBAUER, D. (1999): Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 191–208.
- GEISSBÜHLER, W. (1967): Zur Geomorphologie und Talgeschichte des Centovalli-Vigezzo. – *Diss. Univ. Bern.*; *Jber. geogr. Ges. Bern* 48 (1965–66).
- GESPOS [GESTione Sondaggi, POzzi e Sorgenti] (2018): Banca dati contenente sondaggi, pozzi e sorgenti realizzati sul territorio ticinese. – *Istituto scienze della Terra / SUPSI, Canobbio.* <http://www.supsi.ch/ist/dati-pubblicazioni/elenco-dati/gespos.html> (1.8.2018)
- GIRLANDA, F. (1999): Le materie prime nel Canton Ticino. Amianto, ferro, nichel, cromo e platino; i tesori del Monte Gridone nelle Centovalli. – *Schweizer Strahler* 11/11, 530–536.
- (2000): Centovalli, sacrifici nella pietra: tracce di archeologia industriale nella nostra valle. – *Rivista Treterre (Cavigliano)* 35, 48–49.
- (2007): I minerali radioattivi delle Centovalli. – *Rivista Treterre (Cavigliano)* 49, 52–53.
- (2015): L'amianto delle Centovalli. – *Rivista Treterre (Cavigliano)* 65, 64–65.
- GIRLANDA, F. & ANTOGNINI, M. (2010): Aussergewöhnliche Zirkone aus dem Centovalli – Les extraordinaires zircons des Centovalli. – *Schweizer Strahler* 2010/1, 2–9.
- GIRLANDA, F., ANTOGNINI, M., REUSSER, E. & BRACK, P. (2015): Leuchtend grüner Granat aus dem Centovalli – Un grenat vert brillant dans les Centovalli. – *Schweizer Strahler* 2015/2, 2–6.
- GIRLANDA, F., ANTOGNINI, M., WEISS, S. & PRAEGER, M. (2007): Riesenkristalle: Zirkon aus Nephelinpegmatiten im Peridotit Finero – Centovalli (Schweiz). – *Lapis* 32/10, 13–23.
- GIRLANDA, F., MEISSER, N. & ANTOGNINI, M. (2006): Deuxième occurrence suisse de samarskite-(Y) au Pizzo Ruscada, Centovalli, Tessin. – *Schweizer Strahler* 2006/2, 26–30.
- GIRLANDA, F. & PFEIFER, H.-R. (2018): La pietra ollare nelle Centovalli e Terre di Pedemonte (Cantone Ticino, Svizzera). In: FANTONI, R., CERRI, R. & DE VINGO, P. (Ed.): *La pietra ollare nelle Alpi. Coltivazione e utilizzo nelle zone di provenienza* (p. 211–222). – *Atti Convegni e guida all'escursione* (Carcoforo, 11 agosto; Varallo, 8 ottobre; Ossola, 9 ottobre 2016). *All'Insegna del Giglio, Firenze.*
- GOOD, E. (2008): Magisches Tessin. Wanderungen zu Orten der Kraft. – *AT-Verlag, Baden.*
- GREBER, E. & WYSS, R. (1994): Origin and evolution of the Lago Maggiore gas seeps revealed by geochemical techniques. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 61, 21–47.
- GREBNER, D. (1980): Starkregensituation vom 7./8. August 1978 im Schweizer Alpenraum; Entwicklung, Bewertung und Vorhersagbarkeit. – *Interpraevent 1980, Bad Ischl, Bd. 1,* 215–224.
- GRIECO, G., FERRARIO, A., QUADT, A. VON, KOEPEL, V. & MATHEZ, E.A. (2001): The zircon-bearing chromitites of the phlogopite peridotite of Finero (Ivrea Zone, Southern Alps): Evidence and geochronology of metasomatized mantle slab. – *J. Petrol.* 42/1, 89–101.
- GUASTONI, A., POZZI, G., SECCO, L., SCHIAZZA, M., PENNACCHIONI, G., FIORETTI, A.M. & NESTOLA, F. (2016): Monazite-(Ce) and xenotime-(Y) from an Lct, NYF Tertiary pegmatite field: evidence from a regional study in the Central Alps (Italy and Switzerland). – *Canad. Mineralogist* 54, 863–877.
- GUTZWILER, E. (1912): Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. – *Eclogae geol. Helv.* 12/1, 5–64.
- HALICK, M. (2010): Documenting multiple metasomatic events within the Finero phlogopite peridotite using chlorine isotopes, Ivrea zone, Italy. – *Master thesis Univ. New Mexico, Albuquerque* (unpubl.).
- HALTER, W. (1992): *Etude minéralogique et géologique au nord-est d'Alagna Valsesia (Italie).* – *Dipl. Géol. Univ. Lausanne* (iné.).

- HANDY, M.R., BABIST, J., WAGNER, R., ROSENBERG, C. & KONRAD, M. (2005): Decoupling and its relation to strain partitioning in continental lithosphere: insight from the Periadriatic fault system (European Alps). In: GAPAIS, D., BRUN, J.P. & COBBOLD, P.R. (Ed.): Deformation mechanisms, rheology and tectonics: from minerals to the lithosphere (p.249–276). – Geol. Soc. (London) spec. Publ. 243.
- HANDY, M.R., FRANZ, L., HELLER, F., JANOTT, B. & ZURBRIGGEN, R. (1999): Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland). – *Tectonics* 18/6, 1154–1177.
- HANDY, M.R., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOULLI, D. (2010): Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. – *Earth-Sci. Rev.* 102, 121–158.
- HANDY, M.R. & ZINGG, A. (1991): The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust: Ivrea crustal section, Southern Alps, northwestern Italy and southern Switzerland. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 103, 236–253.
- HÄNNY, R. (1972): Das Migmatitgebiet der Valle Bodengo (östliches Lepontin). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 145.
- HÄNNY, R., GRAUERT, B. & SOPTRAJANOVA, G. (1975): Paleozoic migmatites affected by high-grade tertiary metamorphism in the central Alps (Valle Bodengo, Italy). A geochronological study. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 51/3, 173–196.
- HANTKE R. (1987a): Zur Talgeschichte zwischen Domodossola und Locarno: Valle d'Ossola, Val Vigezzo (Prov. di Novara) – Centovalli (Kt. Tessin). 1. Teil. – *Geogr. helv.* 42/1, 15–26.
- (1987b): Zur Talgeschichte zwischen Domodossola und Locarno: Valle d'Ossola, Val Vigezzo (Prov. di Novara) – Centovalli (Kt. Tessin). 2. Teil. – *Geogr. helv.* 42/4, 277–285.
- (1988): La formazione delle valli tra Domodossola e Locarno: la Val d'Ossola, la Val Vigezzo (Prov. di Novara) e le Centovalli (Ct. Ticino). – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 76, 123–139.
- HEIM, A. (1922): *Geologie der Schweiz. Bd II: Die Schweizer Alpen.* – Tauchnitz, Leipzig.
- HEITZMANN, P. (1987): Calcite mylonites in the Central Alpine «root zone». – *Tectonophysics* 135/1–3, 207–215.
- HENK, A., FRANZ, L., TEUFEL, S. & ONCKEN, O. (1997): Magmatic underplating, extension and crustal reequilibration: Insights from a cross-section through the Ivrea Zone and Strona-Ceneri Zone, Northern Italy. – *J. Geol.* 105/3, 367–377.
- HETÉNYI, G., EPARD, J.-L., COLAVITTI, L., HIRZEL, A.H., KISS, D., PETRI, B., SCARPONI, M., SCHMALHOLZ, S.M. & SUBEDI, S. (2018): Spatial relation of surface faults and crustal seismicity: a first comparison in the region of Switzerland. – *Acta Geod. Geophys.* 53/3, 439–461. doi: 10.1007/s40328-018-0229-9
- HIRSCHI, H. (1937): Radioaktive Gesteinszone von Orselina (Tessin). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 17/2, 179–181.
- HIRSIGER, C., BUSSY, F., EPARD, J.-L., MASSON, H., STECK, A. & ULIANOV, A. (2015): The Lower Permian Alpiglia magmatic complex and its country rock (Upper Maggia Valley, Central Alps): petrology, geochronology and structural position. – 13<sup>th</sup> Swiss Geosci. Meet., Basel, Abstr. Sess. 2, P.2.24.
- HSÜ, K.J., CITA, M.B. & RYAN, W.B.F. (1973): The origin of the Mediterranean evaporites. – *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project* 13/2, 1203–1231.
- HUBER, M.I. (1981): Geologisch-strukturelle Untersuchungen im oberen Maggiagebiet (Tessin, Schweiz). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 238.
- HUNZIKER, J.C., DESMONS, J. & HURFORD, A.J. (1992): Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. – *Mém. Géol. (Lausanne)* 13.

- HUNZIKER, J.C., DESMONS, J. & MARTINOTTI, G. (1989): Alpine thermal evolution in the central and the western Alps. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Ed.): *Alpine tectonics* (p. 353–367). – Geol. Soc. (London) spec. Publ. 45.
- HUNZIKER, J.C. & ZINGG, A. (1980): Lower paleozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, Northern Italy). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 60/2–3, 181–213.
- (1982): Zur Genese der ultrabasischen Gesteine der Ivrea-Zone. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62/3, 483–486.
- HURFORD, A.J. (1986): Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South-Central Switzerland, and an age of vertical movement on the Insubric fault line. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 92/4, 413–427.
- IGC [Istituto geologico cantonale] (1982): Calcolo della temperatura nel sottosuolo ed applicazione allo studio delle sorgenti. – *Dip. Economia pubblica, Istit. geol. cant., Bellinzona, Rapp. interno 005.*
- ISLER, A. & ZINGG, A. (1974): Geologie der Sesia-Zone zwischen Rimella und der Valle Anzasca (Norditalien). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/1, 81–96.
- JABOYEDOFF, M. (Ed.) (2011): *Slope tectonics*. – Geol. Soc. (London) spec. Publ. 351.
- JÄCKLI, H. (1970): Kriterien zur Klassifikation von Grundwasservorkommen. – *Eclogae geol. Helv.* 63/2, 389–434.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 134.
- JÄGGLI, M. (1922): Il delta della Maggia e la sua vegetazione. – *Contributi allo studio geobotanico della Svizzera* 10.
- KELLER, L.M., HESS, M., FÜGENSCHUH, B. & SCHMID, S.M. (2005): Structural and metamorphic evolution of the Camughera-Moncucco, Antrona and Monte Rosa units southwest of the Simplon line, Western Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 98/1, 19–49.
- KELLER, P. (1930): Die postglaziale Waldgeschichte des südlichen Tessin. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich.* 75, 1–34.
- KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli (Tessin, Schweiz). – *Diss. ETH Zürich.*
- KISTLER, E.-H. (1954): Hydrologische Untersuchungen im Gebiete der Valle Onsernone (Kanton Tessin) mit Berücksichtigung des Kolkphänomens. – *Diss. Univ. Bern.*
- KLINGELÉ, E. (1982): Aeromagnetische Karte der Schweiz / Carte aéromagnétique de la Suisse 1:500 000. – *Schweiz. geophys. Komm., Zürich.*
- KLINGELÉ, E. & OLIVIER, R. (1979): Schwere-Karte der Schweiz (Bouguer-Anomalien) / Carte gravimétrique de la Suisse (Anomalies de Bouguer) 1:500 000. – *Schweiz. geophys. Komm., Zürich.*
- KNOBLAUCH, P. (1934): Exkursion Nr. 67. Umgebung von Bellinzona. In: *Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. XI* (p. 830–837). – *Schweiz. geol. Ges. (Wepf, Basel).*
- KNOBLAUCH, P. & REINHARD, M. (1939): Foglio 516 Iorio (CN 1314). – *Atlante geol. Svizzera* 1:25000, Carta 11.
- KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 38/1, 83–236.
- KOBE, H. (1954): Vorläufige Mitteilungen über den Verlauf wichtiger Paragesteinszüge zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia. – *Eclogae geol. Helv.* 47/1, 167–171.

- KOBE, H. (1956): Geologisch-Petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 36/1, 244–348.
- (1966a): Paragesteinszüge, Struktur und Anatexis im Gebiete zwischen V. Onsernone und V. Maggia (Tessin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46/2, 461–472.
  - (1966b): Struktur des Gebietes zwischen Gresso und Passo della Garina, Tessin (mit Deutungsversuch der tektonisch-strukturellen Verhältnisse des Gebietes vom Valle di Vergeletto bis zum untersten Val Verzasca). – Eclogae geol. Helv. 59/2, 789–802.
  - (1968): Molybdänglanz im Valle Onsernone (Ticino). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48/2, 459–461.
- KONRAD-SCHMOLKE, M., BABIST, J., HANDY, M.R. & O'BRIEN, P.J. (2006): The physico-chemical properties of a subducted slab from garnet zonation patterns (Sesia Zone, Western Alps). – J. Petrol. 47/11, 2123–2148.
- KRUHL, J.H. & VOLL, G. (1976): Fabrics and metamorphism from the Monte Rosa Root Zone into the Ivrea Zone near Finero, Southern Margin of the Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 627–633.
- (1979): Excursion-guide to the Western part of the Finero peridotite-metagabbro-complex of the Ivrea zone (N. Italy). In: Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Symposium Ivrea-Verbano: Varallo Sesia (VC), Italy, June 5–10, 1978. – Mem. Sci. geol. 33, 17–26.
- KUENG, S. (1977): Die Nickelvererzung im Peridotitstock von Finero im Val di Capolo, Val del Boschetto und Val di Bordei (Centovalli, Tessin). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- KÜNDIG, E. & QUERVAIN, F. DE (1953): Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. – Schweiz. geotech. Komm. (Kümmerly & Frey, Bern).
- LAMBERT, H. (1988): Seegrundvermessungen im Lago Maggiore: Das Wachstum des Maggia- und Ticino/Verzasca-Deltas von 1890 bis 1986. – Wasser Energie Luft 80, 21–28.
- LANDMANN (2000): Ascona – Monte Verità. Auf der Suche nach dem Paradies. – Huber, Frauenfeld.
- LAUTENSACH, H. (1910): Glazialmorphologische Studien im Tessingebiet. – Diss. Friedrich-Wilhelms-Univ. Berlin.
- LAVIZZARI, L. (1859): Escursioni nel cantone Ticino. – Veladini, Lugano.
- LE MAITRE, R.W. (Ed.), STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M.J., BONIN, B. & BATEMAN, P. (2004): Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 2<sup>nd</sup> Ed. – Cambridge Univ. Press.
- LENSCH, G. (1968): Die Ultramafitite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48/1, 91–102.
- (1971): Das Vorkommen von Sapphirin im Peridotitkörper von Finero (Zone von Ivrea, Italienische Westalpen). – Contrib. Mineral. Petrol. 31/2, 145–153.
- LERICI [Fondazione Ing. C. M. Lericci del Politecnico di Milano] (1970): Studio geofisico dei fondovalle del Canton Ticino. – Esplorazione geofisica No 535 per conto della Sezione Cantonale delle Bonifiche fondiari e del Catasto, Bellinzona.
- LEUPOLD, W. (1949): Geologische Uebersichtskarte der Wasserkräfte des Maggiatals 1:50000. – Officine Idroelettriche della Maggia OFIMA (unpubl.).
- (1950): Geologische Karte des Centovalli 1:10000. Manuskript für die Maggia-Kraftwerke AG. – Original Nr. 185, Landesgeologie, swisstopo, Wabern.
  - (1951): Geologischer Bericht zu Wasserschloss, Druckschacht und Zentrale Piano di Peccia. – Tech. Rapp., Officine Idroelettriche della Maggia OFIMA.
- LODETTI, F. (2016): Inventario e proposte di valorizzazione turistica e pedagogica del patrimonio geologico. – Rapp. Progetto Parco Nazionale del Locarnese.

- LOSA, F., RE, L. & ROSSERA, F. (1998): Catastrofi naturali e valutazione di politiche di intervento: un approccio economico di aiuto alla decisione. – Rapp. fin. PNR 31, vdf-Verlag, Zürich.
- LU, M., SCHMID, R., MAZZUCHELLI, M. & HOFMANN, A. (1998): The amphibolites in the Ivrea-Verbano-zone (Northern Italy): trace element and isotopic studies. – *Chin. Sci. Bull.* 43 Suppl., 85.
- LURATI, O. (1970): L'ultimo lavaggio della Val Malenco. – *Schweiz. Ver. f. Volkskd., Reihe Altes Handwerk* 24 (Krebs, Basel).
- MANCKTELOW, N.S. (1985): The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73–96.
- (1990): The Simplon Fault Zone. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 163.
- MANNONI, T., PFEIFER, H.-R. & SERNEELS, V. (1987): Giacimenti e cave di pietra ollare nelle Alpi. In: *La pietra ollare dalla preistoria all'età moderna. Atti del convegno, Como 16–17 ottobre 1982* (p. 7–45). – Museo Civico Archeologico «Giov». New Press, Cermenate (Como).
- MARCHON, T. (2001): Etude hydrochimique et géologique de la région Arcegno-Ronco s/Ascona (Tessin). – *Dipl. Inst. Sci. Terre Univ. Lausanne* (inéd.).
- MARKLEY, M.J., TESSIER, C., COSCA, M.A., CABY, R., HUNZIKER, J.C. & SARTORI, M. (1998): Alpine deformation and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of synkinematic white mica in the Siviez-Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland. – *Tectonics* 17/3, 407–425.
- MATSUMOTO, T., MORISHITA, T., MATSUDA, J., FUJIOKA, T., TAKEBE, M., YAMAMOTO, K. & ARAI, S. (2005): Noble gases in the Finero phlogopite-peridotites, Italian western Alps. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 238/1–2, 130–145.
- MILNES, A.G. (1974): Structure of the Pennine Zone: a new working hypothesis. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85, 1727–1732.
- MITTELHOLZER, A.E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 16/1, 19–182.
- MOLNAR, P. (coord.) (2006): Project MaVal (Valle Maggia). Interactions between surface water and groundwater in an Alpine environment: Assessment, modelling, ecosystem response, impact analysis. – SNF Project No 21-66885.01, BUWAL Project-No. 810.4600.101. <http://www.maggia.ethz.ch/> (3.12.2018)
- MOLNAR, P., FAVRE, V., PERONA, P., BURLANDO, P., RANDIN, C. & RUF, W. (2008): Floodplain forest dynamics in a hydrologically altered mountain river. In: *RUSSELL, D., BROLL, G., KALUZ, S. & XYLANDER, W. (Ed.): Floodplains – Hydrology, soils, fauna and their interactions* (p. 17–24). – *Peckiana* 5.
- MONJOIE, P., BUSSY, F., SCHALTEGGER, U., MULCH, A., LAPIERRE, H. & PFEIFER, H.-R. (2007): Contrasting magma types and timing of intrusion in the Permian layered mafic complex of Mont Collon (Western Alps, Valais, Switzerland): evidence from U/Pb zircon and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  amphibole dating. – *Swiss J. Geosci.* 100/1, 125–135.
- MORISHITA, T., ARAI, S. & TAMURA, A. (2003): Petrology of an apatite-rich layer in the Finero phlogopite-peridotite, Italian Western Alps; implications for evolution of a metasomatising agent. – *Lithos* 69, 37–49.
- MÜLLER, R. (1982): Die tektonische Erforschung der Penninischen Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 75/3, 447–479.
- MURALTO (2016): Messaggio No 22/2016: Approvazione delle nuove convenzioni tra i Comuni di Locarno e di Muralto per il servizio di distribuzione e di fornitura dell'acqua potabile. – Comune di Muralto.

- NAJIB, S. (2005): Hydrogéologie de la basse Vallemaggia entre Giumaglio et Ponte Brolla (Tessin). – Trav. Master Univ. Lausanne (inéd.).
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. – Fortschr. Mineral. 47, 16–26.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – Eclogae geol. Helv. 58/1, 335–368.
- NIGGLI, P., GRUBENMANN, U., JEANNET, A. & MOSER, R. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 5.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSHARD, L. & KÜNDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 71.
- NIMIS, P. & TROMMSDORFF, V. (2001): Revised thermobarometry of Alpe Arami and other garnet peridotites from the Central Alps. – J. Petrol. 42/1, 103–115.
- NOVARESE, V. (1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. – Mem. descr. Carta geol. Italia 22, 65–212.
- NYFFELER, M. (1975): Cordierit aus einem Pegmatit bei Brissago. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55/1, 31–33.
- OLIVIER, R., DUMONT, B. & KLINGELÉ, E. (2008): Schwerekarte der Schweiz (Bouguer-Anomalien) / Carte gravimétrique de la Suisse (Anomalies de Bouguer) 1:500 000. – Bundesamt für Landestopographie swisstopo, Wabern.
- PAPAGEORGAKIS, J. (1961): Marmore und Kalksilikatfelse der Zone Ivrea-Verbano zwischen Ascona und Candoglia. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 41/1, 157–254.
- PARASKEVOPOULOS, G.M. (1953): Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 3, 190–271.
- PAVONI, N., MAURER, H.R., ROTH, P. & DEICHMANN, N. (1997): Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20 (p. 241–250). – Birkhäuser, Basel.
- PFEIFER, H.-R. (1978): Hydrothermal metamorphism in metaperidotite rocks of the Cima Lunga Zone, Valle Verzasca, Switzerland. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 58/3, 400–404.
- (1979): Fluid-Gesteins-Interaktion in metamorphen Ultramafititen der Zentralalpen. – Diss. ETH Zürich Nr. 6379.
- (1981): A model for fluids in metamorphosed ultramafic rocks: III. Mass-transfer under amphibolite facies conditions in olivine-enstatite rocks of the Central Alps, Switzerland. – Bull. Minéral. (Paris) 104, 834–847.
- (1989): Wenig bekannte Beispiele von ehemaliger Lavez-Ausbeutung in den südlichen Alpentälern. – Minaria Helvetica 9, 8–54.
- PFEIFER, H.R., BIINO, G., MÉNOT, R.P. & STILLE, P. (1993): Ultramafic rocks in the Pre-Mesozoic basement of the central and external western Alps. In: RAUMER, J. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps (p. 119–143). – Springer, Berlin.
- PFEIFER, H.-R., COLOMBI, A. & GANGUIN, J. (1989): Zermatt-Saas and Antrona Zone: a petrographic and geochemical comparison of polyphase metamorphic ophiolites of the West-Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/2, 217–236.
- PFEIFER, H.-R., COLOMBI, A., GANGUIN, J., HUNZIKER, J., OBERHÄNSLI, R. & SANTINI, L. (1991): Relics of high-pressure metamorphism in different lithologies of the Central Alps, an updated inventory. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 71/3, 441–451.

- PFEIFER, H.-R., DERRON, M.-H., REY, D., SCHLEGEL, C., ATTEIA, O., DALLA PIAZZA, R., DUBOIS, J.-P. & MANDIA, Y. (2000): Natural trace element input to the soil-sediment-water-plant system: examples of background and contaminated situations in Switzerland, Eastern France and Northern Italy. In: MARKERT, B. & FRIESE, K. (Ed.): Trace elements, vol. 4. Their distribution and effects in the environment (p. 33–86). – Elsevier, Amsterdam.
- PFEIFER, H.-R., GUEYE-GIRARDET, A., REYMOND, D., SCHLEGEL, C., TEMGOUA, E., HESTERBERG, D. & CHOU, J. (2004): Dispersion of natural arsenic in the Malcantone watershed, Southern Switzerland: Field evidence for repeated sorption-desorption and oxidation-reduction processes. – *Geoderma* 122, 205–234.
- PFEIFER, H.-R., HASSOUNA, M. & PLATA, N. (2012): Arsenic in the different environmental compartments of Switzerland: an updated inventory. In: BHATTACHARYA, P., ROSBORG, I., SANDHI, A., HAYES, C. & BENOLIEL, M.J. (Ed.): COST Action 637-METEAU: 4<sup>th</sup> International Conference Proceedings, Kristianstad, Sweden, October 13–15, 2010 (p. 250–258). – IWA-Publishing, London.
- PFEIFER, H.-R. & SERNEELS, V. (1986): Inventaire des gisements de pierre ollaire au Tessin et dans les régions voisines: aspects minéralogiques et miniers. In: DONATI, P.A. (Ed.): 2000 anni di pietra ollare (p. 147–235). – Quad. Inform. II. Uff. cant. Monum. Storici, Dip. Ambiente Cant. Ticino.
- PFFIFFNER, O.A., HEITZMANN, P., LEHNER, P., FREI, W., PUGIN, A. & FELBER, M. (1997a): Incision and backfilling of Alpine valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes. In: PFFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20 (p. 265–288). – Birkhäuser, Basel.
- PFFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.) (1997b): Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. – Birkhäuser, Basel.
- PFFIFFNER, M. & TROMMSDORFF, V. (1998): The high-pressure ultramafic-mafic-carbonate suite of Cima Lunga-Adula, Central Alps: Excursions to Cima di Gagnone and Alpe Arami. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 78/2, 337–354.
- PLEUGER, J., FROITZHEIM, N. & JANSEN, E. (2005): Folded continental and oceanic nappes on the southern side of Monte Rosa (western Alps, Italy): Anatomy of a double collision suture. – *Tectonics* 24/4, TC 4013.
- PLEUGER, J., NAGEL, T.J., WALTER, J.M., JANSEN, E. & FROITZHEIM, N. (2008): On the role and importance of orogen-parallel and -perpendicular extension, transcurrent shearing, and backthrusting in the Monte Rosa nappe and the Southern Steep Belt of the Alps (Penninic zone, Switzerland and Italy). In: SIEGSMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Ed.): Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System (p. 251–280). – *Geol. Soc. (London) spec. Publ.* 298.
- PLEUGER, J., QUADT, A. VON, GALLHOFER, D. & MANCKTELOW, N. (2014): LA-ICP/MS U-Pb zircon ages of porphyritic dykes from the Sesia-derived Insubric mylonite belt (Piemonte/Ticino). – *Swiss Geosci. Meet., Abstr. Sess. 1, P 1.20.* Swiss Acad. Sci, Bern.
- PORETTI, A., WÜTHRICH, R., PONTI, L. & MÜLLER, T. (1990): Bericht über den Expertenauftrag «Mehrkosten Centovallibahn». – Auftrag GS EVED/GVF Nr. 183. ATAG Allgemeine Treuhand AG.
- POZZORINI, D. (1989): Osservazioni petrografiche e geologico-strutturali nella fascia di transizione tra Zona Ivrea-Verbano orientale e Zona di deformazione Insubrica presso Ascona. – Lavoro di diploma Univ. Zurigo (ined.).
- PREISWERK, H. (1931): Der Quarzdiorit des Coccomassives (zentrale Tessiner Alpen) und seine Beziehungen zum Verzascagneis. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 11/1, 27–55.

- PREISWERK, H., BOSSARD, L., GRÜTTER, O., NIGGLI, P., KÜNDIG, E. & AMBÜHL, E. (1934): Carta geologica delle Alpi ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio, 1:50000. – Carta geol. spec. 116. Comm. geol. svizz., Basel.
- PREUSSER, F., REITNER, J.M. & SCHLÜCHTER, C. (2010): Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. – *Swiss J. Geosci.* 103/3, 407–426.
- QUADT, A. VON, FERRARIO, A., DIELLA, V., HANSMANN, W., VAVRA, G. & KÖPPEL, V. (1993): U–Pb ages of zircons from chromitites of the phlogopite peridotite of Finero, Ivrea zone, N-Italy. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 73/1, 137–138.
- QUERVAIN, F. DE (1932): Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago. – *Mitt. natw. Ges. Thun* 3, 10–24.
- (1967): Das Nickelerzvorkommen Val Boschetto im Centovalli (Tessin). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 47/2, 633–641.
- QUICK, J.E., SINIGOI, S. & MAYER, A. (1995): Emplacement of mantle peridotite in the lower continental crust, Ivrea-Verbano zone, northwest Italy. – *Geology* 23/8, 739–742.
- RADEFF, W.G. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). – *Eclogae geol. Helv.* 13/4, 485–533.
- RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.) (1993): Pre-Mesozoic geology in the Alps. – Springer, Berlin.
- RAYMOND, L.A. (Ed.) (1984): Melanges: their nature, origin and significance. – *Geol. Soc. Amer. spec. Pap.* 198.
- RICKENBACH, E. (1947): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. I. Teil. 5. Abschnitt. Erdgasvorkommen. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 26/1, 80–88.
- REINHARDT, B. (1966): Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46/2, 553–678.
- REY, L. (2001): Etude hydrogéologique et hydrochimique de la région Camedo-Verdasio (Centovalli, Tessin). – *Dipl. Sci. nat. Environ., Univ. Lausanne et Genève.*
- RISOLD, A.-C. (2001): Formation of oxide inclusions in olivine from garnet peridotites (Central Alps). – *Diss. ETH Zürich Nr.* 14159.
- RIVALENTI, G., GARUTI, G., ROSSI, A., SIENA, F. & SINIGOI, S. (1981): Existence of different peridotite types and of a layered igneous complex in the Ivrea Zone of the Western Alps. – *J. Petrol.* 22/1, 127–153.
- ROMER, R.L., SCHÄRER, U. & STECK, A. (1996): Alpine and pre-Alpine magmatism in the root-zone of the western Central Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 123/2, 138–158.
- RUBATTO, D., HERRMANN, J., BERGER, A. & ENGI, M. (2009): Protracted fluid-induced melting during Barrovian metamorphism on the Central Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 158/6, 703–722.
- RUF, W. (2007): Numerical modelling of distributed river–aquifer coupling in an Alpine floodplain. – *Diss. ETH Zürich Nr.* 17534.
- RUF, W., FOGLIA, L., PERONA, P., MOLNAR, P., FAEH, R. & BURLANDO, P. (2006): Modelling the interaction between groundwater and river flow in an active alpine floodplain ecosystem. – *Peckiana* 5, 5–16.
- RÜSCH, E. (2011): Ascona: una nota introduttiva. – *Rivista svizzera d'Arte e d'Archeologia* 68/4, 231–234.
- RYAN, W.B.F. (2009): Decoding the Mediterranean salinity crisis. – *Sedimentology* 56/1, 95–136.
- SATTEL, G., FREY, P. & AMBERG, R. (1991): Geophysikalische Vorauserkundung von Schwächezonen. Erfahrungen am Centovalli-Tunnel, Locarno. – *Schweiz. Ing. u. Architekt* 40, 941–945.

- SAVARY, J. (1988): Corps ultramafique de Finero (Zone d'Ivrea), Rio del Motto, M. Torriggia, Po-lunia. Excursion du groupe Suisse de tectonique. – Univ. Lausanne (inéd.).
- SCAPOZZA, C. (2012): Geomorfologia della piana fluvio-deltizia del Ticino negli ultimi 20000 anni. – Rapp. Ric., Fondazione Bolle di Magadino, Magadino.
- (2016): Evidence of paraglacial and paraperiglacial crisis in alpine sediment transfer since the last glaciation (Ticino, Switzerland). – *Quaternaire* 27/2, 139–155.
- SCAPOZZA, C., ANTOGNINI, M., OPPIZZI, P. & PATOCCHI, N. (2012): Stratigrafia, morfodinamica, paleoambienti della piana fluvio-deltizia del Ticino dall'Ultimo Massimo Glaciale a oggi: proposta di sintesi. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 100, 89–106.
- SCHALTEGGER, U. & GEBAUER, D. (1999): Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 79–87.
- SCHALTEGGER, U., ULIANOV, A., MÜNTENER, O., OVTCHAROVA, M., PEYTCHEVA, I., VONLANTHEN, P., VENNEMANN, T., ANTOGNINI, M. & GIRLANDA, F. (2015): Megacrystic zircon with planar fractures in miaskite-type nepheline pegmatites formed at high pressures in the lower crust (Ivrea Zone, southern Alps, Switzerland). – *Amer. Mineralogist* 100/1, 83–94.
- SCHÄPPI, H. (1985): Geologische Untersuchungen in der Valle Loana (Prov. Novara, Italien). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- SCHÄRER, U., COSCA, M., STECK, A. & HUNZIKER, J. (1996): Termination of major ductile strike-slip shear and differential cooling along the Insubric line (Central Alps): U-Pb, Rb-Sr and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of cross-cutting pegmatites. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 142/3–4, 331–351.
- SHELLER, E. (1992): Borgnone (Centovalli). Profili sismici. – Cantone Ticino, Dip. Economia pubblica, Istituto geologico cantonale, Rapp. interno No 92066.
- SCHENK WENGER, K. (1993): Geochemie, Isotopengeochemie und Datierung penninischer Amphibolite und Meta-Ultrabasite zwischen Simplonpass und Lago di Como (Schweiz, Norditalien). – Diss. ETH Zürich Nr. 10290.
- SCHENKER, F. & MAINO, M. (in prep.): Foglio 1293 Osogna. – *Atlante geol. Svizzera* 1:25000.
- SCHMID, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 47/2, 935–1117.
- (1968): Schwierigkeiten der Nomenklatur und Klassifikation massiger Katametamorphite, erläutert am Beispiel der Zone Ivrea-Verbano (Norditalien). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48/1, 81–90.
- SCHMID, R. & WOOD, B.J. (1976): Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy). – *Contrib. Mineral. Petrol.* 54/4, 255–279.
- SCHMID, S.M. (1993): Ivrea Zone and adjacent Southern Alpine basement. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic geology in the Alps, (p. 567–583). – Springer, Berlin.
- (2017): On the Insubric line and the Southern Steep Belt of the Penninic nappes in the Ticino area (including 2 excursion guides). – *Swiss Bull. angew. Geol.* 22/2, 69–89.
- SCHMID, S.M., AEBLI, H.R., HELLER, F. & ZINGG, A. (1989): The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Ed.): Alpine tectonics (p. 153–171). – *Geol. Soc. (London) spec. Publ.* 45.
- SCHMID, S.M. & ZINGG, A. (1982): Excursion guide, Excursion F, Insubric Line. – *Int. Conf., Planar and linear fabrics of deformed rocks*, ETH Zürich, 30 August – 2 September 1982.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A. & HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. – *Tectonophysics* 135, 47–66.
- SCHNEIDERFRANKEN, I. (1943): Ricchezza del suolo ticinese: Studio economico sullo sfruttamento delle pietre da costruzione e delle materie prime minerali. – Istituto editoriale ticinese, Bellinzona.

- SCHWAB, A. (2003): Monte Verità – Sanatorium der Sehnsucht. – Orell Füssli, Zürich.
- SCHWEGLER, U. (1992): Schalen- und Zeichensteine der Schweiz. – *Antiqua* 22.
- SIDLER, C. & HANTKE, R. (1993): La flora del lago interglaciale Riss/Würm di Re (Val Vigezzo). – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 81, 11–20.
- SIENA, F. & COLTORTI, M. (1989): The petrogenesis of a hydrated mafic-ultramafic complex and the role of amphibole fractionation at Finero (Italian Western Alps). – *N. Jb. Mineral., Mh.* 6, 255–274.
- SKORA, A., MAHLEN, N.J., JOHNSON, C.M., BAUMGARTNER, L.P., LAPEN, T.J., BEARD, B.L. & SZILVAGYI, E.T. (2015): Evidence for protracted prograde metamorphism followed by rapid exhumation of the Zermatt-Saas Fee ophiolite. – *J. metamorphic Geol.* 33, 711–734.
- SOLCA, D. & CHIAPPA, R. (2012): Entwicklung des Maggiadelta. – *Projektarb. Basisjahr D-BAUG, Inst. Kartogr. ETH Zürich.*
- SPICHER, A., WENK, E., HANTKE, R., CODONI, A. & HANSEN, J. (1981): Foglio 1313 Bellinzona. – *Atlante geol. Svizzera* 1:25000, Note esplic. 66.
- SPINEDI, F. (1991): Il clima del Ticino e della Mesolcina con accenni di climatologia generale. – *Rapp. Trav. Inst. suisse Météo.* 167.
- SSDI (2018): Schweizerisches Steindenkmäler-Inventar. – [www.ssdi.ch](http://www.ssdi.ch) (1.8.2018)
- STAUB, R. (1924): Bau der Alpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 52.
- STECK, A. (1979): Geological guide to the Testa di Misello region, Finero peridotitic massif, Ivrea zone. In: *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Symposium Ivrea-Verbanò Varallo Sesia (VC), Italy, June 5–10, 1978.* – *Mem. Sci. geol.* 33, 11–16.
- (1980): Deux directions principales de flux synmétamorphiques dans les Alpes centrales. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 75/2, 141–149.
- (1984): Structures de déformation tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- (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 gneis 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. (1994): The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps – compressional and extensional structures in an orogenic belt. – *Tectonophysics* 238, 229–254.
- STECK, A., MASSON, H. & ROBYR, M. (2015): Tectonics of the Monte Rosa and surrounding nappes (Switzerland and Italy): Tertiary phases of subduction, thrusting and folding in the Pennine Alps. – *Swiss J. Geosci.* 108/1, 3–34.
- STECK, A. & TIÈCHE, J.-C. (1976): Carte géologique de l'antiforme péridotitique de Finero avec des observations sur les phases de déformation et de recristallisation. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56/3, 501–512.
- STERN, W.B. (1966): Zur Mineralchemie von Glimmern aus Tessiner Pegmatiten. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46/1, 137–188.
- STUCKI, A. (2001): High grade Mesozoic ophiolites in the Southern Steep Belt, Central Alps. – *Diss. ETH Zürich* Nr. 14206.

- SUC, J.-P. & CLAUZON, G. (1996): La crise de salinité messinienne, une histoire fabuleuse. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 85/1–2, 9–23.
- SURACE, I.R. (2004): Evénements et déformations tardi-métamorphiques dans le segment Oso-la-Ticino (Val Vigezzo-Centovalli, Italie-Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.
- SURACE, I.R., CLAUER, N., THÉLIN, P. & PFEIFER, H.-R. (2011): Structural analysis, clay mineralogy and K-Ar dating of fault gouges from Centovalli Line (Central Alps) for reconstruction of their recent activity. – Tectonophysics 510, 80–93.
- SUZUKI, J. (1930): Über einen Skapolith-Amphibolit von Losone bei Ascona (Tessin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 10, 133–138.
- SZEEMANN, H. (1978): Monte Verità – Berg der Wahrheit. Lokale Anthropologie als Beitrag zur Wiederentdeckung einer neuzeitlichen sakralen Topographie. – Electa, Milano.
- THÜRING, M. (2003): Geothermische Karte Tessin: Wärme aus Boden und Wasser. Schlussber. DIS-Projekt Nr. 40151. – Bundesamt f. Energie, Bern.
- TISCHLER, M. (2005): Kinematics of the Centovalli-Line. Simplon-Val d'Ossola. – Excursion guide, Swiss Tectonic Studies Group, 20–22 october 2005.
- TODD, C.S. & ENGI, M. (1997): Metamorphic field gradients in the Central Alps. – J. metamorphic Geol. 15, 513–53.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46/2, 431–460.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B.W. (1974): Alpine Metamorphism of peridotitic rocks. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2-3, 333–352.
- UFSP [Ufficio Federale Sanità Pubblica] (2008): Caratterizzazione chimica delle risorse di acqua potabile del Cantone Ticino – campagna «elementi traccia» 2005/2006. – UFSP, Sezione Rischi chimici, Rapp. dell'ottobre 2006 e aggiornato a novembre 2008.
- VALSECCHI, A. (1997): La raccolta dell'acqua piovana: pozzi, cisterne, vasche. – Mostre didattiche 4. Centro didattico cantonale, Massagno.
- (2003): Forni della calce, dei laterizi e del ferro. Archeologia industriale. – Mostre didattiche 7. Centro didattico cantonale, Massagno.
- VALSECCHI, V., CARRARO, G., CONEDERA, M. & TINNER, W. (2010): Late-Holocene vegetation and land-use dynamics in the Southern Alps (Switzerland) as a basis for nature protection and forest management. – The Holocene 20/4, 483–495.
- VALSECCHI, A., EGGER, B. & VETTERLI, L. (2003): Viaggiare alla scoperta dell'acqua. – Pro Natura Ticino (Armando Dadò, Locarno).
- VENKAYYA, E. (1956): Petrological observations in the Maggia hydro-electric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 36/1, 69–226.
- VENTURELLI, G., THORPE, R.S., DAL PIAZ, G.V., DEL MORO, A. & POTTS, P.J. (1981): Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy. – Contrib. Mineral. Petrol. 86/3, 209–220.
- VENTURINI, G., HUNZIKER, J.C. & PFEIFER, H.R. (1996): Geochemistry of mafic rocks in the Sesia Zone (Western Alps): New data and interpretations. – Eclogae geol. Helv. 89/1, 369–388.
- VIGNOLA, P., DIELLA, V., OPPIZZI, P., TIEPOLO, M. & WEISS, S. (2008): Phosphate assemblages from the Brissago granitic pegmatite, Western Southern Alps, Switzerland. – Canad. Mineralogist 46/3, 635–650.
- VISCHER, D. (1979): Jahresbericht 1978. – Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol. Glaziol., ETH Zürich, 7–15.
- VOGT, P. (1962): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Peridotitstock von Finero. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/1, 59–125.

- VOSHAGE, H., HUNZIKER, J.C., HOFMANN, A.W. & ZINGG, A. (1987): A Nd and Sr isotopic study of the Ivrea zone, Southern Alps, N-Italy. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 97/1, 31–42.
- WÄHLI, G.M. (1967): Centovalli und Pedemonte: Beitrag zur Landeskunde eines Tessiner Tales. – Diss. Univ. Zürich.
- WALTER, P. (1942): Untersuchungsbericht über drei Pegmatit- (bzw. Aplit-)Vorkommen bei Ronco, Palagnedra und Brissago (Tessin). – Büro für Bergbau, Akte Nr. 4044.
- (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 30/1, 1–144.
- WANG, H.S. (1939): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 19/1, 21–200.
- WEBER, F. (1943): Das Erdgasvorkommen von Tenero am Lago Maggiore. – Büro für Bergbau, Akte Nr. B 1030.
- WEBER, J. (1915): Geologische Wanderungen durch die Schweiz. III. Kristallinische Alpen und Randgebiete. – Clubführer schweiz. Alpen-Club (Rascher, Zürich).
- WEINGARTNER, R. & KAUZLARIC, M. (Ed.) (2015): Die Region Valle Maggia – Locarno aus hydrographischer Perspektive. Bericht zur Fachexkursion des Geographischen Instituts der Universität Bern, 9.–12. Juni 2015. – *Gewässerkunde (Bern)* 649.
- WEISS, S., FEHR, T., ANSERMET, S., MEISSER, N. & PAKHOMOVSKY, Y.K. (2007): Zirkonführende Nephelin-Pegmatite im Centovalli, Süd-Schweiz: Struktur, Mineralogie und Kristallisationsfolge. – *Lapis* 32/6, 24–30.
- WEISS, S., VIGNOLA, P., DIELLA, V., MEISSER, N., OPPIZZI, P. & GRUNDMANN, G. (2004): Die Mineralien der Pegmatite von Brissago, Tessin (CH): aussergewöhnliche Neufunde 1999–2001. – *Lapis* 29/3, 24–38.
- WENGER, C., STEIGER, R. & BIANCONI, F. (1990): Karte der mineralischen Rohstoffe der Schweiz. Blatt Tessin-Uri, 1:200 000. – *Schweiz. geotech. Komm.*
- WENK, E. (1948): Ostalpinen und penninisches Kristallin. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 28/2, 761–771.
- (1955): Eine Strukturkarte der Tessinalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 35/2, 311–319.
- (1956): Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 251–265.
- (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen: Die Paragenese Calcit-Plagioklasen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/1, 139–152.
- (1967): Exkursion Nr. 24a: Locarno – Centovalli – Valle Vigezzo – Domodossola. In: NABHOLZ, W. (Ed.): *Geologischer Führer der Schweiz*, Heft 5 (p. 427–430). – *Schweiz. geol. Ges. (Wepf, Basel)*.
- (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose in Lepontin. – *Fortschr. Mineral.* 47/1, 34–51.
- (1975): Zur alpinen Metamorphose. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/1, 116–125.
- (1980): Bellinzona – Gordola – Valle Verzasca. Excursion No. VI. In: TRÜMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland, a guide book. Part B: Geological excursions* (p. 306–309). – *Schweiz. geol. Komm. (Wepf, Basel)*.
- (1982): Tonalite und Granodiorite des Cocco-Zuges. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62/1, 77–84.
- WENK, E. & KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 49/1, 157–198.
- WENK, E., SCHWANDER, H. & STERN, W. (1974): On calcic amphiboles and amphibolites from the Lepontine Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/1, 97–149.
- WERENFELS, A. (1939): Die Gasvorkommen im oberen Lago Maggiore. – *Eclogae geol. Helv.* 32/2, 221–227.

- WIELAND, H. (1966): Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46/1, 189–303.
- WOLFF, R., DUNKL, I., KIESSELBACH, G., WEMMER, K. & SIEGESMUND, S. (2012): Thermochronological constraints on the multiphase exhumation history of the Ivrea-Verbano Zone of the Southern Alps. – *Tectonophysics* 579, 104–117.
- ZANETTA, P. & PFAMATTER, S. (2003): Hydrogéologie de la plaine alluviale du Valmaggia entre Bignasco et Giumaglio (Tessin). – Trav. Master Univ. Lausanne (inéd.).
- ZANETTI, A., GIOVARDI, T., LANGONE, A., TIEPOLO, M., WU, F.Y., DALLAI, L. & MAZZUCHELLI, M. (2016): Origin and age of zircon-bearing chromitite layers from the Finero phlogopite peridotite (Ivrea-Verbano Zone, Western Alps) and geodynamic consequences. – *Lithos* 262, 58–74.
- ZANETTI, A., MAZZUCHELLI, M., RIVALENTI, G. & VANNUCCI, R. (1999): The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 134/2, 107–122.
- ZANETTI, A., MAZZUCHELLI, M., SINIGOI, S., GIOVARDI, T., PERESSINI, G. & FANNING, M. (2013): SHRIMP U-Pb zircon Triassic intrusion age of the Finero mafic complex (Ivrea-Verbano zone, Western Alps) and its geodynamic implications. – *J. Petrol.* 54/11, 2235–2265.
- ZAWADYNSKI, L. (1952): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone (Tessin). Zur Petrographie der Kataklastite. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 32/1, 1–110.
- ZINGG, A. (1978): Regionale Metamorphose der Ivrea Zone (Nord-Italien). – Diss. ETH Zürich Nr. 6255.
- (1980): Regional metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, N-Italy): Field and microscopic investigations. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 60/2–3, 153–179.
- (1990): The Ivrea crustal cross-section (Northern Italy and Southern Switzerland). In: SALISBURY, M.H. & FOUNTAIN, D.M. (Ed.): Exposed cross-sections of the continental crust (p. 1–19). – *Nato Science Series C 317*. Kluwer Academ. Publ., Dordrecht (Netherlands).
- ZINGG, A., HANDY, M.R., HUNZIKER, J.C. & SCHMID, S.M. (1990): Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps. – *Tectonophysics* 182, 169–192.
- ZINGG, A. & HUNZIKER, J.C. (1990): The age of movements along the Insubric Line west of Locarno (northern Italy and southern Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 629–644.
- ZINGG, A., HUNZIKER, J.C., FREY, M. & AHRENDT, H. (1976): Age and degree of metamorphism of the Canavese Zone and the sedimentary cover of the Sesia Zone. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/2, 361–375.
- ZOLLER, H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. – *Denkschr. schweiz. naturf. Ges.* 83/2.
- ZURBRIGGEN, R. (1996): Crustal genesis and uplift history of the Strona-Ceneri zone (Southern Alps). A combined petrological, structural, geochemical, isotopic and paleomagnetic study. – Diss. Univ. Bern.
- ZWINGMANN, H. & MANCKTELOW, N. (2004): Timing of Alpine fault gouges. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 223/3–4, 415–425.

## 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 & F. BIANCONI, 1990. - Commissione Geotecnica Svizzera.

### **Carta geologica della Svizzera 1:100 000**

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

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

Foglio XXIII   Domo d'Ossola - Arona, di H. GERLACH, 1882.

Foglio XXIV    Lugano - Como, di E. SPREAFICO, G. DE NEGRI & M. STOPPANI, 1876.

### **Atlante geologico della Svizzera 1:25 000**

No 39            Tesserete (CN 1333), di M. REINHARD, R. BÄCHLIN, P. GRAETER, P. LEHNER & A. SPICHER, 1962.

No 66            Bellinzona (CN 1313), di R. BÄCHLIN, F. BIANCONI, A. CODONI, E. DAL VESCO, P. KNOBLAUCH, E. KÜNDIG, M. REINHARD, F. SPAENHAUER, A. SPICHER, V. TROMSDORFF & E. WENK, 1974.

No 145          Bosco/Gurin (CN 1291), di F. DELLA TORRE, L. MAGGINI, L. BONZANIGO, J.C. HUNZIKER & M.G. JOOS, 2015.

### **Carte geologiche speciali**

No 116          Carta geologica delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio, 1:50 000, di H. PREISWERK, L. BOSSHARD, O. GRÜTTER, P. NIGGLI, E. KÜNDIG & E. AMBÜHL, 1934.

No 123          Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale, 1:100 000, di A. STECK, B. BIGGGERO, G.V. DAL PIAZ, A. ESCHER, G. MARTINOTTI & H. MASSON, 1999.

No 127          Tectonic and Petrographic Map of the Central Lepontine Alps, 1:100 000, di A. BERGER & I. MERCOLLI, 2007.

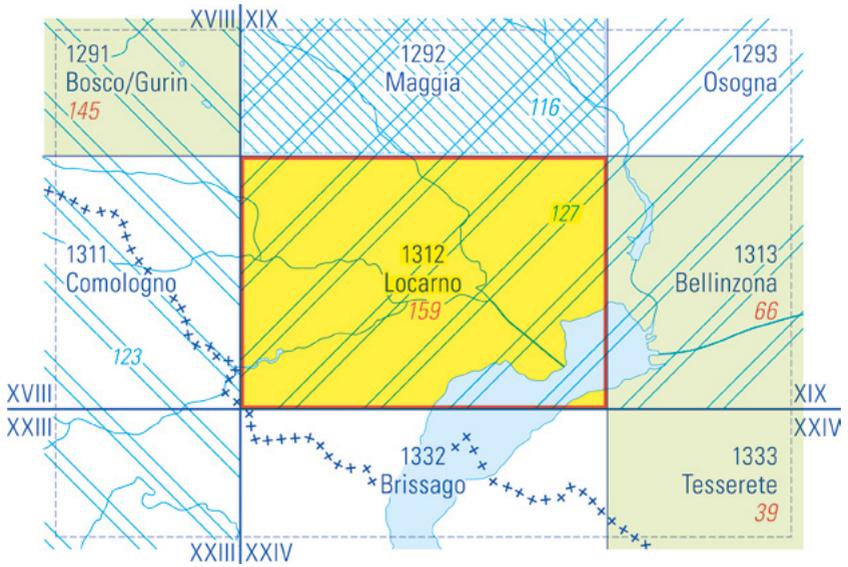


Fig. 22: Carte geologiche pubblicate con base topografica.

ANNESI

Tavola I: Carta tettonica del territorio del foglio Locarno e dintorni 1:100 000

Tavola II: Profili geologici sul territorio del foglio Locarno 1:25 000

Tavola III: Profili geologici di dettaglio sul territorio della zona Intragna–Calascio





### Carta tettonica del territorio del foglio Locarno e dintorni

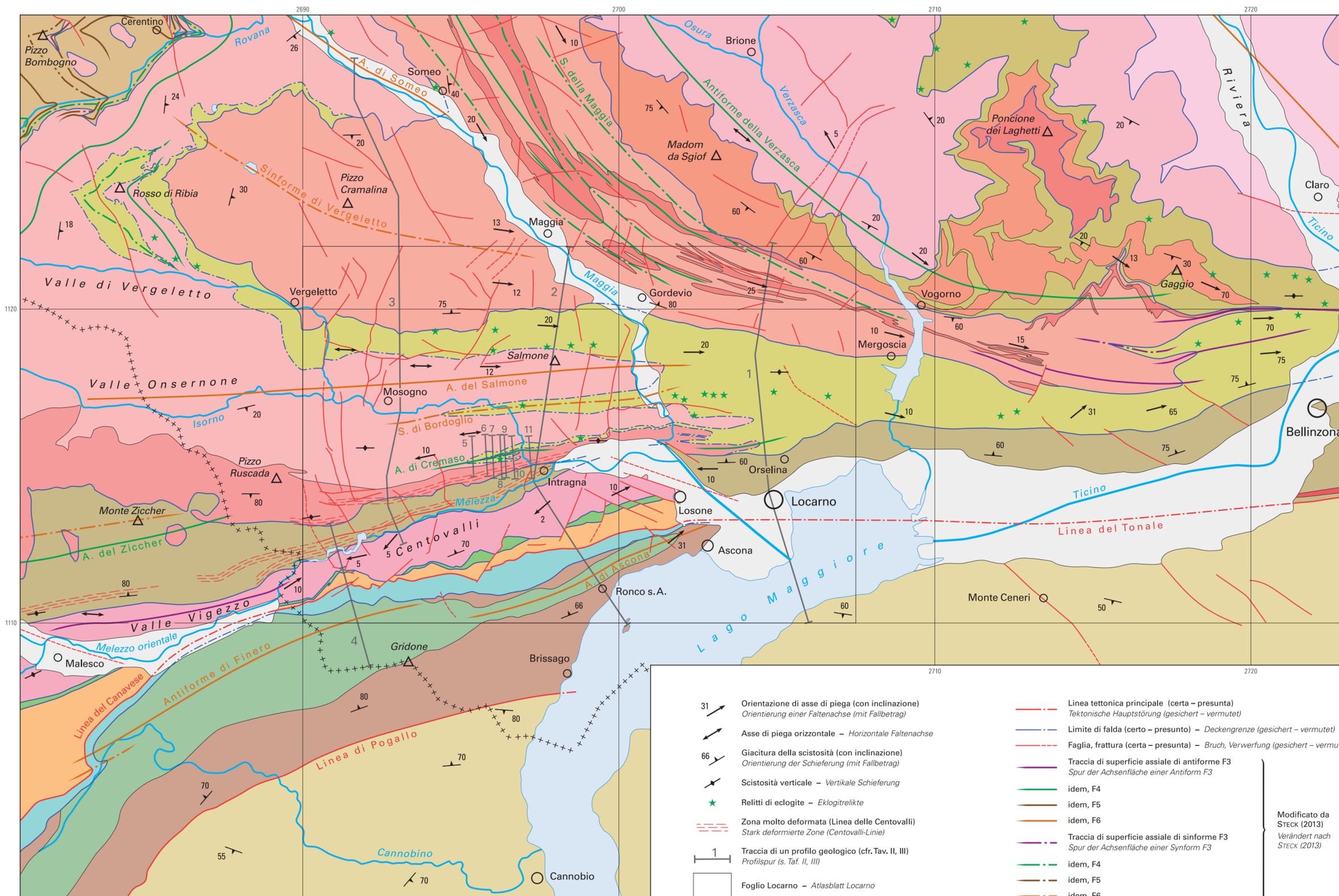
Tektonische Karte des Gebiets von Atlasblatt Locarno und Umgebung

di – von

Albrecht Steck, Jean-Luc Epard, Yves Gouffon, Henri Masson e Hans-Rudolf Pfeifer

Con i dati di – Unter Verwendung von Daten aus DELLA TORRE et al. (2015), BURRI et al. (in prep.), SCHENKER & MAINO (in prep.)

Scala – Massstab 1:100 000



- Depositi alluvionali recenti – Rezente Alluvion
  - Tonalite di Bregaglia – Bergell-Tonalit
- SUDALPINO – SÜDALPIN**
- Zona di Strona-Ceneri – Strona-Ceneri-Zone
  - Metasedimenti – Metasedimente
  - Anfiboliti, Metaperidotiti – Amphibolite, Metaperidotite
  - Zona del Canavese – Canavese-Zone
- SALASSICO – SALASSIKUM**
- Falda di Sesia – Sesia-Decke
- PENNIDICO – PENNIKUM**
- Pennidico superiore – Oberpenninikum**
  - Falda di Zermatt-Saas Fee – Zermatt-Saas-Fee-Decke
  - Pennidico medio – Mittelpenninikum**
  - Falda del Monte Rosa – Monte-Rosa-Decke
  - Pennidico inferiore – Unterpenninikum**
  - Zona del Bombogno – Bombogno-Zone
  - Zona di Orselina-Bellinzona – Orselina-Bellinzona-Zone
- Gneiss di Ponte Brolla – Ponte-Brolla-Gneis
  - Falda di Antigorio – Antigorio-Decke
  - Zona di Mergoscia – Mergoscia-Zone
  - Gneiss di Cocco – Cocco-Gneis
  - Falda della Maggia – Maggia-Decke
  - Gneiss di Vogorno – Vogorno-Gneis
  - Falda della Cima Lunga – Cima-Lunga-Decke
  - Falda del Simano – Simano-Decke
  - Falda della Leventina – Leventina-Decke
- Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia – Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex**

- Orientazione di asse di piega (con inclinazione)  
Orientierung einer Faltenachse (mit Fallbetrag)
  - Asse di piega orizzontale – Horizontale Faltenachse
  - Giacitura della scistosità (con inclinazione)  
Orientierung der Schieferung (mit Fallbetrag)
  - Scistosità verticale – Vertikale Schieferung
  - Relitti di eclogite – Eklogitrelikte
  - Zona molto deformata (Linea delle Centovalli)  
Stark deformierte Zone (Centovalli-Linie)
  - Traccia di un profilo geologico (cfr. Tav. II, III)  
Profilsur (s. Taf. II, III)
  - Foglio Locarno – Atlasblatt Locarno
  - Linea tettonica principale (certa – presunta)  
Tektonische Hauptstörung (gesichert – vermutet)
  - Limite di falda (certo – presunto) – Deckengrenze (gesichert – vermutet)
  - Faglia, frattura (certa – presunta) – Bruch, Verwerfung (gesichert – vermutet)
  - Traccia di superficie assiale di antiforme F3  
Spur der Achsenfläche einer Antiform F3
  - idem, F4
  - idem, F5
  - idem, F6
  - Traccia di superficie assiale di sinforme F3  
Spur der Achsenfläche einer Synform F3
  - idem, F4
  - idem, F5
  - idem, F6
- Modificato da STECK (2013)  
Verändert nach STECK (2013)

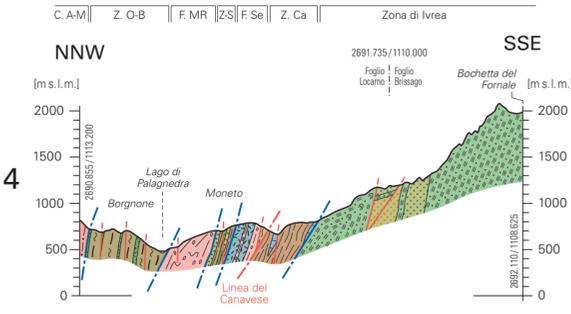
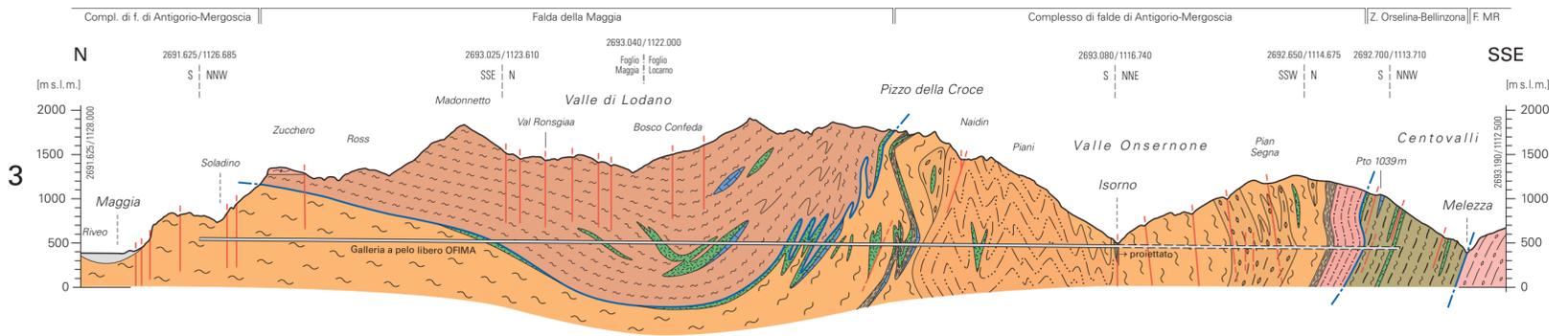
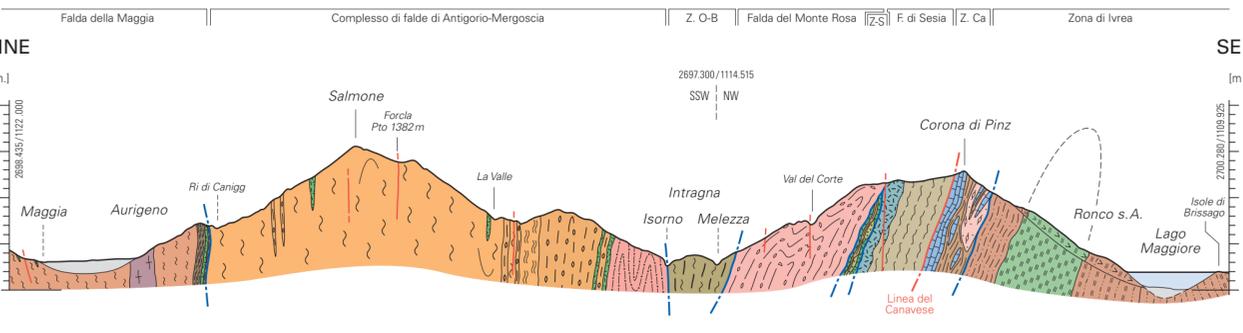
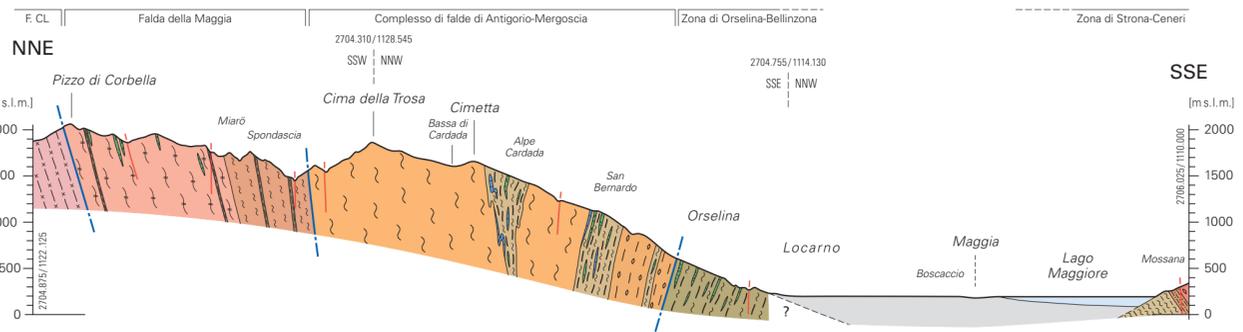
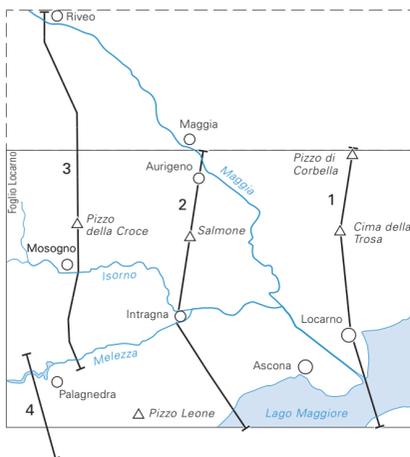
### Profili geologici sul territorio del foglio Locarno

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Locarno

di - von

Huldreich Kobe†, Hans-Rudolf Pfeifer e Albrecht Steck

Tracce dei profili - Lage der Profile



**Quaternario - Quartär**

- Depositi alluvionali, deltaici e lacustri recenti  
*Rezente Alluvion, Delta- und Seesedimente*
- Roccia dislocata per deformazione gravitativa profonda  
*Sackungsmasse*

**PENNIDICO - PENNIKUM**

**Pennidico superiore - Oberpenninikum**

**Falda di Zermatt-Saas Fee - Zermatt-Saas-Fee-Decke**

- Gneiss eterogenei mesocratici, micascisti, paragneiss; falda di Zermatt-Saas Fee non differenziato  
*Heterogene mesokrate Gneise, Glimmerschiefer, Paragneis; Zermatt-Saas-Fee-Decke, undifferenziert*
- Anfiboliti (metabasalte, metamagnesioabbro)  
*Amphibolite (Metabasalt, Metamagnesioabbro)*
- Rocce ultramafiche (metaperidotiti) - *Ultramafische Gesteine (Metaperidotite)*

**SUDALPINO - SÜDALPIN**

**Zona di Strona-Ceneri - Strona-Ceneri-Zone**

- Gneiss aplitico a feldspato alcalino, a tessitura flaser  
*Aplitischer flaseriger Alkalifeldspatgneis*
- Gneiss a tessitura da scistosa a sottilmente flaser, con carattere migmatitico  
*Schiefriger bis dünnflaseriger Gneis mit Migmatitcharakter*
- Gneiss plagioclasico a biotite, scistoso, in parte con muscovite  
*Schiefriger Biotit-Plagioklasgneis, z.T. Muskovit führend*

**Zona di Ivrea - Ivrea-Zone**

- Gneiss a biotite, granato e sillimanite («kinzigite»), roccia a granato e feldspato («stronalite»)  
*Biotit-Granat-Sillimanitgneis («Kinzigit»), Granat-Feldspatfels («Stronalit»)*
- idem, milonizzato (filonite) - idem, mylonitizzato (Phylonit)  
*idem, intercalato con anfiboliti (zona intermedia)*  
*idem, mit Amphibolit wechsellagernd (Übergangszone)*
- Anfibolite listata a grana da media a fine  
*Gebänderter mittel- bis feinkörniger Amphibolit*
- Anfibolite a grana grossa - *Grobkörniger Amphibolit*
- Metaperidotite a anfibolo  
*Amphibol-Metaperidotit*
- Metaperidotite a flogopite  
*Phlogopit-Metaperidotit*

**Zona del Canavese - Canavese-Zone**

- Formazione di Moltrasio, dolomia - *Moltrasio-Formation, Dolomit*
- Gneiss occhiadino leucocratico - *Leukokrater augiger Gneis*
- Scisti a grana fine, a clorite e mica bianca - *Feinkörnige Chlorit-Hellglimmerschiefer*

**SALASSICO - SALASSIKUM**

**Falda di Sesia - Sesia-Decke**

- Gneiss leucocratico, in parte occhiadino - *Leukokrater Gneis, z.T. augig*
- Metagabbro di Maia - *Maia-Metagabbro*
- Gneiss a scisto mesocratico listato - *Gebänderter mesokrater Gneis bis Schiefer*

**Pennidico medio - Mittelpenninikum**

**Falda del Monte Rosa - Monte-Rosa-Decke**

- Gneiss occhiadino o a tessitura flaser - *Augiger oder flaseriger Gneis*

**Pennidico inferiore - Unterpenninikum**

**Zona di Orselina-Bellinzona - Orselina-Bellinzona-Zone**

- Gneiss eterogenei, micascisti, paragneiss  
*Heterogene Gneise, Glimmerschiefer, Paragneis*
- Anfibolite, gneiss a biotite o a orneblenda  
*Amphibolit, Biotit- oder Hornblendegneis*
- Marmi, rocce calcilicatiche - *Marmore, Kalksilikatfelse*

**Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia - Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex**

- Gneiss di Ponte Brolla - *Ponte-Brolla-Gneis*
- Gneiss chiaro a grana fine («gneiss aplitico»)  
*Heller feinkörniger Gneis («Aplitgneis»)*
- Gneiss disomogeneo, a tessitura nodosa-venosa a carattere migmatitico  
*Inhomogener knotig-schlieriger Gneis mit Migmatitcharakter*
- idem, a tessitura flaser grossolana - idem, grossolana  
*idem, listato - idem, gebändert*
- Gneiss eterogenei - *Heterogene Gneise*
- Micascisti, paragneiss - *Glimmerschiefer, Paragneis*
- Anfibolite, in parte con relitti di eclogite - *Amphibolit, z.T. mit Eklogitrelikten*
- Marmi, rocce calcilicatiche - *Marmore, Kalksilikatfelse*

**Falda della Maggia - Maggia-Decke**

- Gneiss di Ruscada e Gneiss di Cocco - *Ruscada- und Cocco-Gneis*
- Gneiss mesocratico a grana fine (metaquarzodiorite)  
*Mesokrater feinkörniger Gneis (Metaquarzodiorit)*
- Gneiss di Lodano, Gneiss di Vergelletto e Gneiss di Cortascia  
*Lodano-, Vergelletto- und Cortascia-Gneis*
- Micascisti, paragneiss - *Glimmerschiefer, Paragneis*
- Anfibolite - *Amphibolit*
- Marmi, rocce calcilicatiche - *Marmore, Kalksilikatfelse*

**Falda della Cima Lunga - Cima-Lunga-Decke**

- Gneiss a due miche e oligoclasio, tabulare, a grana da media a grossa  
*Plattiger mittel- bis grobkörniger Zweiglimmer-Oligoklasgneis*

**Legend:**

- Faglia, frattura - *Bruch, Verwerfung*
- Linea tettonica principale - *Tektonische Hauptstörung*
- Limite di falda - *Deckengrenze*

**Abbreviations:**

- C. A-M Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia
- F. CL Falda della Cima Lunga
- F. MR Falda del Monte Rosa
- F. Se Falda di Sesia
- Z. Ca Zona del Canavese
- Z. O-B Zona di Orselina-Bellinzona
- Z-S Falda di Zermatt-Saas Fee

# Profili geologici dettagliati attraverso l'area Intragna–Calascio

## Geologische Detailprofile durch das Gebiet Intragna–Calascio

di – von

Huldric Kobel †, Hans-Rudolf Pfeifer e Yves Gouffon

### Quaternario – Quartär

Deposito glaciale, detrito di versante – Moräne, Hangschutt

### PENNIDICO – PENNINIKUM

Pennidico inferiore – Unterpenninikum

### Zona di Orselina-Bellinzona – Orselina-Bellinzona-Zone

Gneiss eterogenei, micascisti, paragneiss  
*Heterogene Gneise, Glimmerschiefer, Paragneis*

Anfibolite, gneiss a biotite o a orneblenda  
*Amphibolit, Biotit- oder Hornblendegneis*

### Complesso di falde di Antigorio-Mergoscia Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex

Gneiss di Ponte Brolla – Ponte-Brolla-Gneis

Gneiss disomogeneo, a tessitura fiaser grossolana  
*Inhomogener grobfaseriger Gneis*

Micascisti, paragneiss – Glimmerschiefer, Paragneis

Anfibolite, in parte con relitti di eclogite – Amphibolit, z.T. mit Eklogitrelikten

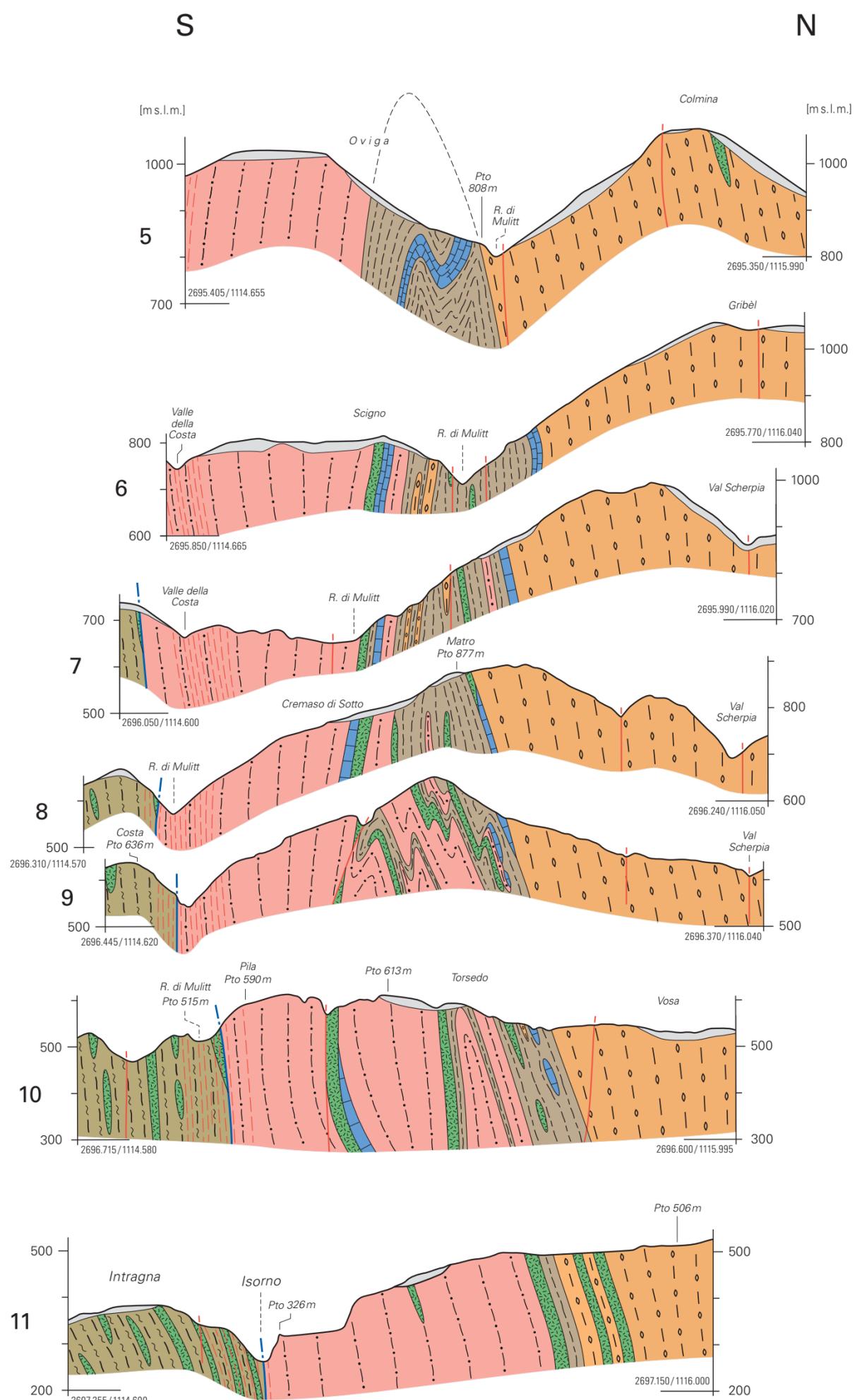
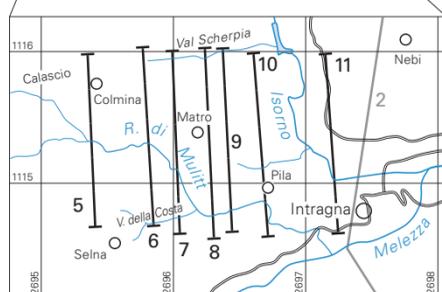
Marmi, rocce calcilicatiche – Marmore, Kalksilikatfelse

Limite di falda – Deckengrenze

Faglia, frattura – Bruch, Verwerfung

Zona molto deformata: cataclasi e cachiriti  
*Stark deformierte Zone: Kataklastit und Cachirit*

### Tracce dei profili – Lage der Profile



Scala – Massstab 1:10 000

