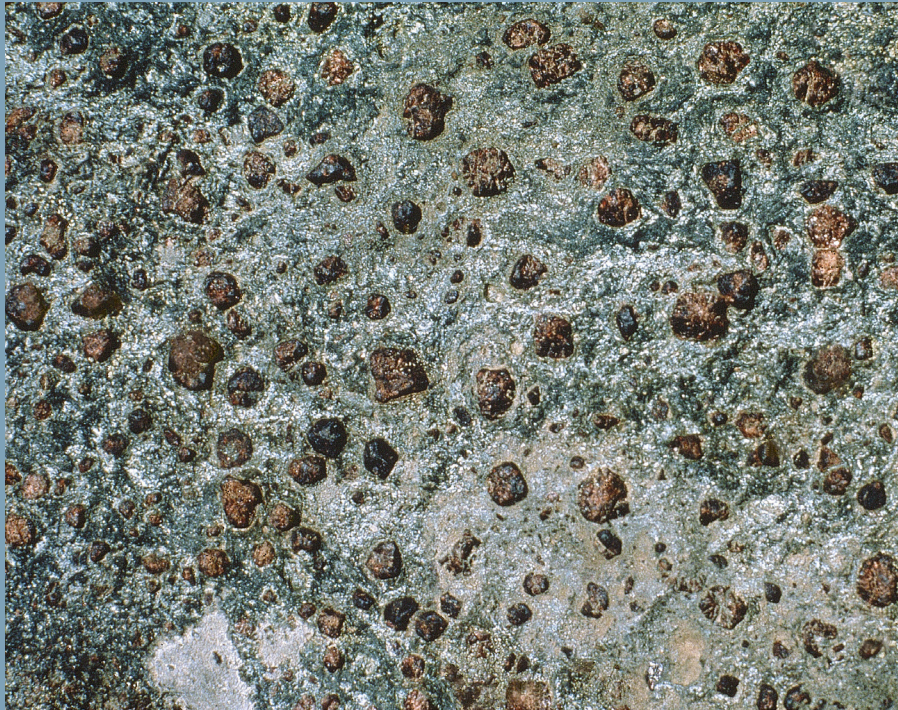


1312 Locarno

Erläuterungen

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

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2018

159

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

1:25 000

1312 Locarno

Erläuterungen

22 Textfiguren, 5 Tabellen und 3 Tafelbeilagen

verfasst von

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

2018



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

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): Blatt 1312 Locarno. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 159.

Erläuterungen

PFEIFER, H.-R., KOBE, H., COLOMBI, A., STECK, A., POZZORINI, D. & GOUFFON, Y. (2018): Blatt 1312 Locarno. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 159.

Titelbilder

Umschlag

Typische, im Dezimeter- bis Meterbereich stark wechselnde, verfaltete Abfolge der Orselina-Bellinzona-Zone: links bräunlich angewitterter flaseriger mesokrater Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis, in der Mitte und rechts heller Pegmatit, dazwischen grünlicher feinkörniger Amphibolit. Centovallistrasse östlich von Camedo (Koord. ca. 2691.000/1112.500). Bildbreite ca. 1,5 m. Foto H.-R. Pfeifer, 2017.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der vereinfachten tektonischen Übersichtskarte des Atlasblattes Locarno.

Erläuterungen

Metaeklogit mit Granat in einer feinkörnigen Grundmasse aus Symplektit, Klinopyroxen und Amphibol. Valleggia westlich von Cardada (Koord. 2702.130/1117.210). Bildbreite ca. 30 cm. Foto A. Colombi, 1985.

Herausgeber

© 2018, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40084-6

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung, Résumé, Riassunto, Summary	5
Einführung	10
Geographischer Überblick	10
Geologischer Überblick	11
Erforschungsgeschichte	11
Lithostratigraphie und Petrographie	16
Penninikum	16
Unterpenninikum (Lepontin)	16
Simano-Decke	16
Cima-Lunga-Decke	16
Maggia-Decke	17
Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex	20
Orselina-Bellinzona-Zone	24
Mittelpenninikum	26
Monte-Rosa-Decke	26
Oberpenninikum	27
Zermatt-Saas-Fee-Decke	27
Ganggesteine	29
Salassikum	30
Sesia-Decke	30
Südalpin	34
Canavese-Zone	34
Ivrea-Zone	36
Strona-Ceneri-Zone	42
Quartär	43
Pleistozän	46
Holozän	48
Tektonik	52
Tektonische Einheiten	52
Tektonometamorphe Synthese	58
Hydrogeologie	67
Tunnelbauten	74
Rohstoffe	75
Exkursionen	86
Ascona (Monte Verità) – Losone (Arcegno)	86
Leicht zugängliche Aufschlüsse der Centovalli-Linie	96
Literaturverzeichnis	99
Publizierte geologische Karten	117
Beilagen	118

VORWORT

Das Blatt Locarno des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 beschreibt ein geologisch komplexes Gebiet an der Grenze zwischen Zentral- und Südalpen. Die Karte ist primär ein lithologisches-strukturgeologisches Inventar. Die dargestellte tektonische Interpretation widerspiegelt den gegenwärtigen Kenntnissstand der Autoren, andere Interpretationen sind jedoch denkbar.

Die ältesten Detailkartierungen, auf denen dieses Atlasblatt basiert, stammen aus Dissertationsarbeiten der 1930er- bis 1950er-Jahre. H. Kobe kontrollierte und ergänzte sein Kartengebiet zwischen 1960 und 1980. Zwischen 1980 und 1989 nahm H.-R. Pfeifer die noch fehlenden Teile – im Centovalli und in der Gegend von Arcegno–Losone – im Detail auf. Bereits 1990 lag der erste, von A. Colombi kompilierte und gezeichnete Entwurf des Atlasblattes vor. Nachdem bei Kontrollgängen 1992 Zweifel an der tektonischen Gliederung im Bereich Losone – Pizzo Leone aufgetaucht waren, wurde dieses Gebiet 1999–2000 neu kartiert. Zwischen 1995 und 2016 machte A. Steck im Gebiet zwischen Camedo und Gorduno/Bellinzona zahlreiche neue strukturgeologische Beobachtungen, die es erlaubten, die Grenzen zwischen den tektonischen Einheiten neu festzulegen. Eine vollständige Neuaufnahme des gesamten Kartengebiets wäre in Anbetracht des in den letzten 60 Jahren stark geschwundenen Wegnetzes und der deutlichen Zunahme der Bewaldung sehr aufwändig gewesen; in Anbetracht der hohen Qualität der bestehenden Kartierungen schien dies auch nicht notwendig. Die Quartärablagerungen, inklusive Hanginstabilitäten, wurden mithilfe des digitalen Höhenmodells (swissALTI^{3D}) und der «Carta dei dissesti del Cantone Ticino» (IST / SUPSI, Canobbio) von Y. Gouffon (Landesgeologie) flächendeckend kontrolliert und z. T. neu interpretiert.

Im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission führten Prof. N. Mancktelow (Präsident), Prof. S. Schmid, Dr. T. Burri und Dr. A. Gilli die wissenschaftlichen Reviews durch.

Die kartographischen Arbeiten nahm A. Baumeler (Digikarto, Zürich) vor. D. Pozzorini (Baumer SA, Losone) übersetzte den deutschen Originaltext dieser Erläuterungen mit kritischem Geist ins Italienische, gestützt auf seine geologischen Kenntnisse der Gegend.

Die Geologische Landesaufnahme dankt den Autoren sowie allen Beteiligten für die geleistete Arbeit, ihre Beiträge und die Weitergabe von Informationen.

Dezember 2018

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Das Blatt Locarno des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 liegt in der südlichen Steilzone (Southern Steep Belt), 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 lokaler alpiner Retrogression 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 Hektometerbereich wird das Kartengebiet 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 kilometerbreiten 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-Linie (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 Meeresniveau 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 1:25 000 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 Insu-brienne.
- 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 par endroits migmatitiques et contiennent des filons d'aplite et de pégmatite 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 anté-varisque 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: 30–20 Ma) et avec un mouvement décrochant dextre qui est largement contemporain à 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.

RIASSUNTO

Il foglio Locarno dell'Atlante geologico della Svizzera 1: 25 000 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 penniniche 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 prevarisica e varisica.

I fenomeni di deformazione sono molto variabili: oltre a pieghe a scala etto-metrica 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 disotto 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.

SUMMARY

The map sheet Locarno of the Geological Atlas of Switzerland 1:25 000 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 (Piedmont ophiolites corresponding to the boundary between the European and Adriatic-Apulian lithospheric plates).
- Salassic: Sesia nappe, separated from the South Alpine 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 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 kilometerthick 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 cataclasite 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.

EINFÜHRUNG

Geographischer Überblick

Das Gebiet von Atlasblatt Locarno liegt am nördlichen Ende des Lago Maggiore (Langensee), wo drei wichtige Flüsse der nordwestlichen Tessiner Täler erst zusammenfliessen und dann in einem grossen Delta in den See münden: die Melezza (Centovalli), der Isorno (Valle Onsernone) und die Maggia (Valle Maggia). Ungefähr 17 % des Gebiets werden deshalb von Wasser und spärlich bewachsenen Flussebenen bedeckt. Ungefähr 15 % fallen auf Fels, 10 % sind Wiesen, Weiden und Siedlungen und der Rest, d. h. der grösste Anteil (knapp 60 %), ist waldbedeckt. In Lagen unter 800 m ü.M. gedeiht die Kastanie und die Eiche, darüber dominieren erst Buchenwälder, in noch grösserer Höhe Birken, Lärchen und Tannen. Die Waldgrenze liegt zwischen 1600 und 1700 m ü.M.

Knapp 2000 m Höhenunterschied liegen zwischen dem tiefsten (Lago Maggiore, 193 m ü.M.) und dem höchsten Punkt (Pizzo Peloso, 2064 m ü.M. im Valle Onsernone). Der tiefste Punkt des Sees im Kartengebiet liegt knapp unter dem Meeresspiegel. Die Talböden liegen zwischen 200 und 320 m ü.M., die meisten Gipfel zwischen 1300 und 1700 m ü.M. Viele der höchsten Erhebungen der Gegend liegen knapp ausserhalb des Kartengebiets: im Südwesten der Gridone (2188 m ü.M.), im Westen der Pizzo Ruscada (2004 m ü.M.) und im Norden der Pizzo Cramalina (2322 m ü.M.). Ausser im relativ breiten Valle Maggia und dem Unterlauf der Melezza (Pedemonte) fliessen die grösseren Flüsse in tief eingeschnittenen, nur schwer zugänglichen Schluchten.

Die relativ hohe jährliche Niederschlagsmenge von über 2000 mm und die im oberen Valle Maggia liegenden Gletscher (Basòdino-Gebiet) machten das Gebiet ab 1950 sehr attraktiv für die Entwicklung von Wasserkraftwerken (s. S. 83; KISTLER 1954, SPINEDI 1991, WEINGARTNER & KAUZLARIC 2015).

Der tieferliegende Bereich des Gebietes ist durch Strassen, einige Luftseilbahnen und im Centovalli auch durch die internationale Schmalspurbahn Domodossola–Locarno (SSIF, FART) gut erschlossen. Über 1000 m ü.M. gibt es jedoch meist nur noch Fusswege, die nicht mehr überall unterhalten werden. In Seenähe, in der Südostecke des Gebiets von Blatt Locarno, liegt das urbane Ballungsgebiet von Losone–Ascona–Locarno–Muralto–Minusio. In den Dörfern des Pedemonte zwischen Intragna und Tegna – Ponte Brolla und im unteren Valle Maggia (Avegno, Gordevio) ist eine Verstädterung im Gang, während weiter weg liegende Dörfer im Centovalli, im Valle Onsernone und im Valle di Vergeletto sich zunehmend entvölkern.

Wirtschaftlich gesehen hat sich das Gebiet in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts stark gewandelt, parallel zur Verdoppelung der Bevölkerung von

ca. 30 000 auf 60 000 Personen (Distrikt Locarno). Während früher in den meisten Gebieten eine weitgehend autarke Landwirtschaft mit dem zugehörigen lokalen Gewerbe (Mühlen, Schmieden, Transport) vorherrschte (WÄHLI 1967), dominiert heute neben wenigen Unternehmungen des Sekundärsektors (Industrie und Baubranche, vor allem in Losone) vor allem der Tertiärsektor (Tourismus, Transport, Verwaltung, Beratung). Dieser Wandel widerspiegelt sich in den zahlreichen von Wald überwachsenen Ackerbauterrassen rund um die Dörfer und den zerfallenen Alphütten (Monti und Alpi) in Höhen über 1000 m ü. M.

Geologischer Überblick

Das Gebiet von Atlasblatt Locarno liegt am Übergang von den Zentral- zu den Südalpen, d. h. beiderseits der Grenze zwischen den jungen Alpen, die sich seit der Kreide und im Paläogen–Neogen (ab 110–90 Ma) gebildet haben, und viel älteren Erdkrustenteilen, die am Ende des Paläozoikums und am Anfang des Mesozoikums (Karbon–Trias, d. h. vor 300–230 Ma) zum letzten Mal stark deformiert und aufgeheizt wurden. Die Grenze zwischen diesen beiden Bereichen entspricht der auf dem Kartengebiet ungefähr West–Ost verlaufenden Insubrischen Linie (GANSSE 1968, SCHMID et al. 1989). Entlang dieser Linie liegen stark deformierte, steilstehende Krustenteile (ursprüngliche Tiefe 5–50 km), die von SCHMID et al. (1987) als Insubrische Mylonitzone bezeichnet wurden und die während der starken Hebung in den letzten 30 Ma durch Erosion freigelegt wurden. Beim südlichen Teil dieser Mylonitzone handelt es sich um die Ivrea-Zone und die Canavese-Zone, beim nördlichen um den Südtel der Sesia-Decke; alle drei wurden alpinmetamorph überprägt. Weiter nördlich liegt die penninische, Ophiolith führende Zermatt-Saas-Fee-Decke, die dem piemontesischen Ozean entspricht, gefolgt von der Monte-Rosa-Decke, der Orselina-Bellinzona-Zone (Melange-Zone mit Amphiboliten und Metaperidotiten) und dem Antigorio-Deckenkomplex mit der Mergoscia-Zone (die Relikte einer Hochdruckmetamorphose enthält). Schliesslich folgen am Nordrand des Kartengebiets die Maggia-Decke, die Cima-Lunga-Decke (ebenfalls mit Hochdruckrelikten) und die Simano-Decke. Die letzteren sechs Einheiten gehören zur lepontinischen Gneiszone (WENK 1956), die später einfach als Lepontin bezeichnet wurde (z.B. WENK 1975).

Erforschungsgeschichte

Schon früh wurde das Gebiet zwischen Bellinzona und der Landesgrenze zwischen Brissago und Camedo mit meist 60–90° nach Norden oder Süden einfallenden Einheiten als «Wurzelzone» bezeichnet, und es wurde über ihre Verbindung zu den

vergleichsweise flach liegenden Decken weiter nördlich, westlich oder östlich spekuliert (z. B. ARGAND 1911, HEIM 1922, STAUB 1924, BOSSHARD 1925), wobei diesen Spekulationen nur summarische geologische Aufnahmen dieser als Tessiner Gneiszone bezeichneten Gegend zugrunde lagen. So wundert es nicht, dass STAUB (1924) und BOSSHARD (1925) die Ivrea-Zone noch mit der «Bellinzona-Zone» zusammenhängten. Zu den frühesten regionalen lithologischen Studien gehören diejenigen von GUTZWILER (1912) und RADEFF (1915), welche auf die Dominanz von migmatisierten Gneisen («Injektionsgneisen») und auf die zahlreichen Pegmatite hinwiesen. Die erste kurze Beschreibung der Struktur der Nordseite des Centovalli und des Valle Onsernone stammt von DE GIORGI (1921). In den Jahren zwischen 1920 und 1939 wurde der Nordteil der «Wurzelzone» zwischen Valle Mesolcina und Val Verzasca von KNOBLAUCH (1934), KNOBLAUCH & REINHARD (1939), BURRI & KÜNDIG (1934) und MITTELHOLZER (1936) zum ersten Mal im Detail kartiert. Letzterer veröffentlichte die erste detaillierte Übersichtskarte der «Wurzelzone» zwischen Bellinzona und Locarno. Er unterschied dabei von Norden nach Süden die «Injektionszone von Mergosica-Arbedo» und eine nördliche und südliche «Bellinzona-Zone», charakterisiert durch Karbonate, Amphibolite und Metaperidotite, wobei er die erstere bis nach Locarno zog. Die wichtige Kartensynthese von PREISWERK et al. (1934) und die dazugehörigen Erläuterungen von NIGGLI et al. (1936) über die Tessiner Decken klammerten die Wurzelzone bewusst aus. WANG (1939) gab einen kurzen Überblick über den Kenntnisstand der Gegend zwischen Bellinzona und Locarno und beschrieb als erster Metaeklogite aus der Gegend nördlich von Gordola.

Erst zwischen 1940 und 1959 folgten mit KERN (1947), FORSTER (1947) und WALTER (1950) die ersten detaillierten Untersuchungen im Gebiet von Blatt Locarno. In den 1950er-Jahren führten vor allem die Arbeiten zur Wasserkraftnutzung im Valle Maggia zu zahlreichen weiteren Detailstudien. LEUPOLD (1949, 1950, 1951), ZAWADYNSKI (1952), BLUMENTHAL (1952), PARASKEVOPOULOS (1953), DAL VESCO (1953), KOBE (1956), VENKAYYA (1956), KNUP (1958) und DAL VESCO (1963) dienten der vorliegenden Karte ebenfalls als wichtige Grundlagen. Die erste tektonisch-petrographische Übersichtskarte der Gegend von Locarno wurde von FORSTER (1947) veröffentlicht. Auf ihr wurden 21 verschiedene «Zonen» und (Paragesteins-)«Züge» unterschieden. Zum ersten Mal wurde eine «Zone von Orselina» ausgeschieden, «mit grossem Reichtum an Amphiboliten, welche noch hie und da epidot- und diopsidreiche Kalksilikatgesteinsschmitzen, auch Linsen von Strahlsteinfels oder -schiefer einschliessen» (FORSTER 1947). In Analogie zur «Zone von Bellinzona» definierte FORSTER (1947) südlich davon eine «Zone von Locarno s. str.» als eine «ausserordentlich komplexe Gesteinsserie mit im nördlichen Teil spärlich von Amphiboliten durchzogenen, vorwiegenden Orthogneisen (gewöhnliche Biotitgneise, grobflaserige Biotit- und Zweiglimmergneise, Augengneiszüge, Injektionsgneise)». Diese parallelisierte er mit den im Centovalli südlich

der Melezza auftretenden, von KERN (1947) petrographisch untersuchten, aber kaum kartographisch ausgeschiedenen Gneisen. Bei diesen handelt es sich jedoch vorwiegend um relativ homogene Alkalifeldspat-Augen- und Flasergneise, die später von BEARTH (1958), KNUP (1958) und REINHARDT (1966) bis ins Monte-Rosa-Gebiet verfolgt werden konnten. Die neueren Aufnahmen der Jahre 1980–1989 von H.-R. Pfeifer zeigten, dass diese «Monte-Rosa-Zone» im Gebiet von Golino–Lozone durch ein lokales dextrales Blattverschiebungssystem so weit nach Südosten verschoben wird und möglicherweise zusammen mit der Ivrea-Zone nach Osten abtaucht oder dort endet, so dass sie in Locarno nicht aufgeschlossen ist. Da der Begriff «Locarno-Zone» seit den 1960er-Jahren mit der Monte-Rosa-Decke verknüpft ist, scheint es geeigneter, für das gesamte heterogen aufgebaute Gebiet nördlich von Locarno den unterdessen gut eingebürgerten Begriff «Orselina-Zone» anstelle von «Locarno-Zone» zu verwenden. WIELAND (1966) verknüpfte die «Orselina-Zone» mit der sehr ähnlich aufgebauten «Isorno-Zone» nördlich von Masera. Östlich des Kartengebiets, im Gebiet von Atlasblatt Bellinzona (BÄCHLIN et al. 1974, SPICHER et al. 1981), wurde eine «Orselina-Contra-Zone» unterschieden und mit dem nördlichen Teil der «Bellinzona-Zone» verbunden. Der südliche Teil der «Bellinzona-Zone» wurde mit einer südlich der «Orselina-Contra-Zone» liegenden Gesteinseinheit parallelisiert, welche als «Locarno-Zone» ausgeschieden wurde. Da die gleichen heterogenen Lithologien vom Valle Vigizzo durch das Centovalli bis weiter östlich von Bellinzona reichen, sind sie auf Atlasblatt Locarno unter dem Begriff Orselina-Bellinzona-Zone zusammengefasst.

Die Jahre 1960–1979 waren gekennzeichnet durch die Erarbeitung der Mineralisogradenkarten der Zentralalpen und das Aufkommen von radiometrischen Datierungen von Gesteinen und Mineralen auch im Kartengebiet (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). Alle diese Karten verzeichnen ein scharfes Umbiegen der Isograden in der Nähe der Insubrischen Mylonitzone, bedingt durch eine ausgeprägte Retromorphose. Die Entdeckung von vertikalen Isoklinalfalten von bis zu 80 m Amplitude beim Bau des Staudamms von Vogorno im Val Verzasca (WENK 1967, 1980, SPICHER et al. 1981) führte zu einem Umdenken der Bedeutung der «Wurzelzone», nachdem dieser Begriff schon früher kritisiert worden war (z. B. CADISCH 1953, S. 427 ff., s. a. KOBE 1966 a, b). Ein Meilenstein in dieser Hinsicht war die Publikation von MILNES (1974). Er schlug vor, diese Zone neutral als Southern Steep Belt (im Folgenden Südliche Steilzone genannt) zu bezeichnen. Er machte wiederum darauf aufmerksam, dass es sich dabei «nur» um erst spät steilgestellte rückgefaltete Zonen handelt (back folds), deren Herkunft, d. h. Bezug zu einem paläotektonischen Ursprungsgebiet («Wurzel») oder eine nördliche Fortsetzung, nicht bekannt sind (s. a. SCHMID et al. 1989). Ein weiterer wesentlicher Unterschied der seit den

1970er-Jahren geltenden Auffassungen lag auch darin, dass die zahlreichen Paragesteinszüge nicht alle als Mesozoikum interpretiert wurden und deshalb auch nicht unbedingt wichtigen tektonischen Grenzen («Deckenscheider» oder «Deckentrenner») entsprechen müssen, sondern auch zoneninterne, eventuell paläozoische Sedimente sein können.

In den Jahren 1980–1989 wurden zahlreiche Strukturgeologie- und Metamorphosesynthesen über das Kartengebiet und angrenzende Gebiete publiziert (z. B. ZINGG et al. 1976, COLOMBI & PFEIFER 1986, DAY 1987, ALTENBERGER et al. 1987, SCHMID et al. 1987, 1989, COLOMBI 1989). Ein wichtiger Forschungsschwerpunkt war die Bedeutung der Simplon-Linie und ihr Zusammenhang mit der Centovalli-Linie (STECK 1980, 1984, 1990, MANCKTELOW 1985, 1990). Die bedeutsamsten Resultate waren jedoch die genaue Datierung der Heraushebung der Sesia-Decke durch HURFORD (1986) und die Synthese von SCHMID et al. (1987), die zeigten, dass es sich bei der Insubrischen Linie nicht um eine räumlich eng begrenzte Bruchzone, sondern vielmehr um eine alpin aktive Mylonitzone handelt, welche tektonischen Einheiten beiderseits der klassischen Linie, d. h. die Ivrea- und die Canavese-Zone sowie die Sesia-Zone, erfasst. Durch die detaillierte Neukartierung der südlichen Talflanke des Centovalli konnte klar gezeigt werden, dass die von REINHARDT (1966) im Gebiet Pizzo Ragno – Valle Vigezzo beschriebene Ophiolith-Zone von Zermatt - Saas Fee südlich der Monte-Rosa-Gneise über Moneto–Bordei–Dorca-Zota bis nach Arcegno und Losone verfolgbar ist, mit der typischen Assoziation von Metabasalten, Metagabbros und Metaperidotiten (metamorphe Serpentine, PFEIFER et al. 1989). Diese waren von WALTER (1950) in seiner sehr sorgfältigen Kartierung als «Peridotit-Stöcke» der «Sesia-Arcegno-Zone» zugeordnet worden. Die beiden Tunnelprojekte in der Umgebung von Locarno (Centovalli-Bahn und Strassentunnel Mappo–Morettina, FART 1987, COLOMBI 1992, 1996), bei denen statt der vorausgesagten homogenen Gneise vom Monte-Rosa-Typus sehr heterogene Verhältnisse vom Orselina-Bellinzona-Typus angetroffen wurden, haben die oben erwähnten Kartierungsergebnisse des Gebiets von Losone bestätigt.

Seit 1990 sind zahlreiche neuere Arbeiten erschienen, welche die seit 1980 gängigen Hypothesen bestätigt und verfeinert haben (Details dazu s. Kap. Tektonik; 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 sowie STECK et al. 2013, 2015). Eine der wichtigen Publikationen dieser Periode ist diejenige von ENGI et al. (2001a), in der für die schon früher als Melange erkannten Zonen mit Hochdruckrelikten der Begriff Tectonic Accretion Channel (TAC) vorgeschlagen wurde (s. a. ENGI & BERGER 2004). Die TAC-Zone wurde von diesen Autoren der konvergierenden Plattengrenze zwischen

der europäischen und der adriatischen Platte zugeordnet und durch das Nebeneinander von verschiedenen Metamorphosegraden charakterisiert. Als typische TAC-Einheiten wurden die Orselina-, die Someo-, die Mergoscia-Zone sowie die Cima-Lunga- und die Adula-Decke erkannt. CAVARGNA-SANI et al. (2014a, b) sprechen letzterer jedoch einen richtigen Melangecharakter ab.

Auch die Zusammenfassung der Resultate des Nationalen Forschungsprojekts Nr.20 über die Tiefenstruktur der Alpen (PIFFNER et al. 1997b) bestätigte viele der schon früher geäußerten Hypothesen für das Gebiet von Blatt Locarno. SURACE (2004) und SURACE et al. (2011) befassten sich speziell mit der Spröddeformation entlang der Centovalli-Linie.

2013 hat die Landesgeologie eine Tektonik-Expertengruppe eingesetzt, um die Nomenklatur in Hinblick auf eine Neuauflage der Tektonischen Karte der Schweiz 1:500 000 zu überdenken. Diese schlug vor, die Sesia-Decke mit der Seconda zona dioritica-kinzigitica und die über der Zermatt-Saas-Fee-Decke liegende Dent-Blanche-Decke, die beide Hochdruckrelikte enthalten (z.B. VENTURINI et al. 1996), neu als Salassikum zu bezeichnen (nach den Salassern, einem Volk, das in vorrömischer Zeit im Aostatal lebte). Dazu gehören auch die in Graubünden liegende Margna- und Sella-Decke. Die Gesteine, aus denen diese tektonischen Einheiten bestehen, waren paläogeographisch Teil der adriatischen Platte, wurden aber relativ früh von dieser abgetrennt und erfuhren eine andere alpine tektonische Entwicklung als die der ostalpinen oder südalpinen Einheiten.

LITHOSTRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

Die folgende Beschreibung der im Gebiet von Blatt Locarno auftretenden Gesteine erfolgt von Norden nach Süden, beginnend mit den penninischen Einheiten der Zentralalpen. Die Zuordnung zu Untereinheiten bzw. paläogeographischen Gebieten ist in der Literatur nicht unumstritten. Die hier verwendete Einteilung folgt den Empfehlungen der von der Landesgeologie eingesetzten Tektonik-Expertengruppe, deren Schlussbericht bei der Drucklegung dieses Atlasblattes noch nicht vorlag.

PENNINIKUM

UNTERPENNINIKUM (LEPONTIN)

SIMANO-DECKE

Diese Decke ist nur auf einer halben Hektare in der Nordostecke des Kartengebiets aufgeschlossen.

GO_{Si} Plattiger mittel- bis feinkörniger Zweiglimmer-Oligoklasgneis

Es handelt sich meist um ein helles mittel- bis feinkörniges, Mikroklin führenden Gestein mit relativ grossen, auf der Schieferungsfläche gut sichtbaren Helliglimmerblättchen («Verzascagneis» nach SPICHER et al. 1981).

CIMA-LUNGA-DECKE

Ausserhalb des Kartengebiets zeichnet sich diese tektonische Einheit durch das Nebeneinander von verschiedenen Gneisen, Marmoren, Metaperidotiten und Amphiboliten aus. Die zwei letzteren zeigen oft Hochdruckparagenesen (Granatperidotite und Eklogite; EVANS & TROMMSDORFF 1978, PFEIFER 1978, 1979, PFIFFNER & TROMMSDORFF 1998, NIMIS & TROMMSDORFF 2001). Solche Gesteine wurden im Gebiet von Blatt Locarno nicht angetroffen.

ACL Amphibolit

Es handelt sich um mittel- bis feinkörnigen Amphibolit und Biotit-Hornblendegneis, meist von Paragneis begleitet, der im Gebiet des benachbarten Blattes Bellinzona kartographisch oft nicht vom Amphibolit unterschieden wurde. WENK et al.

(1974) lieferten Gesteins- und Mineralanalysen einer Probe von Cargello (Monte del Corgel) im Valle di Corippo. Es handelt sich um einen Labradorit-Bytownit-amphibolit. Metaeklogite wurden nicht beobachtet.

P_{CL} Glimmerschiefer, häufig Granat, Staurolith und Sillimanit oder Disthen führend; mesokrater feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis (Paragneis)

Diese Gesteine treten in der Cima-Lunga-Decke im Kartengebiet nur untergeordnet auf. Eine auffällige NW–SE streichende, 50 m mächtige Paragneiszone, durch welche der Riale di Rovasch fließt, teilt das Zweiglimmergneisareal in zwei Teilgebiete.

GO_{CL} Plattiger mittel- bis grobkörniger Zweiglimmer-Oligoklasgneis

Es handelt sich hierbei meist um ein mittel- bis grobkörniges, z. T. schlieriges meso- bis leukokrates Gestein, das mit dem von SPICHER et al. (1981) beschriebenen «Vogorno-Gneis» vergleichbar ist.

MAGGIA-DECKE

M_{Ma} Marmore, Kalksilikatfelse

Marmore und Kalksilikatfelse erscheinen nur westlich der Maggia: Sie wurden von KOBE (1956), zusammen mit Paragneis und Amphibolit südlich und östlich von Gresso, der Maggia-Decke (Vergetto-Gneise) zugeordnet. Meist handelt es sich um 1–4 m mächtige Lagen. Der Marmor ist meist grobkörnig und enthält Kalzit, Quarz, Diopsid, Tremolit und Pyrit, bei Gresso auch Phlogopit. In Kalksilikatfelsen dominieren Quarz, Plagioklas, Epidot, Diopsid, Tremolit, Vesuvian und Skapolith (KOBE 1956, S. 333 ff.). Das Alter dieser Gesteine ist vermutlich mesozoisch, doch können auch ältere Serien nicht ausgeschlossen werden.

A_{Ma} Amphibolit

Die Amphibolitvorkommen der Maggia-Decke sind maximal 40 m mächtig, meist aber deutlich geringmächtiger (einige Zentimeter bis wenige Meter) und begleiten vor allem Paragneise, oft auf einer Länge bis zu mehreren hundert Metern. Im Cocco- und Ruscada-Gneis sind sie eher selten und bilden dünne Bänder und Lagen von maximal 100 m Länge.

P_{Ma} Glimmerschiefer, häufig Granat, Staurolith und Sillimanit oder Disthen führend; mesokrater feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis (Paragneis)

Im Nordosten des Kartengebiets treten diese Gesteine meist in maximal 20 m mächtigen, langen Bereichen auf, während sie westlich der Maggia, wie oben erwähnt, assoziiert mit Marmoren, Kalsilikatfelsen und Amphiboliten bis zu 100 m mächtige Lagen bilden können (KOBÉ 1956, 1966a, b).

G_{Ma} Mesokrater Biotit-Oligoklasgneis, feinkörnig, plattig, lagig bis gebändert (Lodano-Gneis) oder leicht flaserig (Vergeletto-Gneis)

Diese Gesteine sind typisch für den Teil der Maggia-Decke zwischen Valle di Vergeletto und Valle Maggia. Die lagige bis bänderige Ausbildung wird von KOBÉ (1956, S. 252) als *Lodano-Gneis* und die leicht flaserige Ausbildung als *Vergeletto-Gneis* beschrieben. Dieser Autor schätzt, dass dieses Gestein die komplizierteste Lithologie der ganzen Gegend aufweist. Er schreibt dazu: «Trotzdem liess es sich nicht mehr weiter unterteilen, da die Einlagerungen zu rasch den Charakter wechseln. In der Tat sind die einzelnen Gesteine so verschieden und gehen im Streichen und senkrecht dazu ineinander über, dass eine Abgrenzung unmöglich ist. [...] Der Lodano-Typus [...] selbst ist sehr vielgestaltig, indem lagig-bänderige Gneise verschiedenster Ausbildung vorkommen.»

Östlich von Gordevio, zwischen Spondascia und Faedo südlich des Madone, gibt es aber auch *Hornblende führende Varietäten* (FORSTER 1947).

Es handelt sich bei allen diesen Gesteinen um das prävariszische Grundgebirge, das von Cocco- und Ruscada-Magmatit intrudiert wurde. Der Lodano-Typus weist deutliche Anzeichen einer alten Intrusions- und Migmatisationsphase auf; vielerorts sind leukokrate Gänge und Adern in den eher mesokraten Gneisen sichtbar. Diese heterogene Zusammensetzung zeigt sich auch deutlich in der Struktur der Gneise, Foliationen fließen um verdickte und mehrphasig verfaltete Gänge herum und geben den Gesteinen, im Gegensatz zu den homogen und straff foliierten Gneisen des Antigorio-Deckenkomplexes, ein unruhiges Aussehen.

G_c Cortascia-Gneis: brauner grobflaseriger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Oligoklasgneis

Es handelt sich um ein ca. 200–300 m mächtiges Paket aus grobflaserig-augigem Gneis, das von der Alpe Cortascia östlich von Gordevio über den Madone-Gipfel gegen Osten bis nach Corte Nuovo zieht (FORSTER 1947, S. 258).

G_{δq} Mesokrater feinkörniger Biotit-Amphibol-Andesingneis (Metaquarzdiorit) mit dunklen Schollen

Die Verbreitung dieses Gesteins beschränkt sich auf den südlichen Teil der Maggia-Decke zwischen Aurigeno und Cortone sowie nordöstlich von Gresso. KOBE (1956, S. 277 ff.) beschreibt es auch im Freilaufstollen der OFIMA Lodano–Mosogno (km 9,0–9,5). Es handelt sich meist um einen ziemlich stark geschieferten dunklen feinkörnigen Gneis mit einem Mineralbestand von Plagioklas (Andesin mit 35–41 % An), Biotit, Quarz und Amphibol. Dunkle, 10–30 cm lange Schollen enthalten deutlich mehr Amphibol. Eine besondere Abart, eine massige Varietät mit eigentlichem Quarzdioritcharakter, tritt in der nordwestlichen Kartengebietsecke im Ri di Vergeletto auf (Koord. 2690.675/1121.950; KOBE 1956, S. 286 ff.). Möglicherweise handelt es sich um mafischere Intrusionen von quarzdioritischer Zusammensetzung, die im Zusammenhang mit dem Cocco-Magmatismus stehen.

GO_c Cocco-Gneis: mesokrater flaseriger Biotit-Andesingneis, z. T. Hornblende führend, mit charakteristischen Biotitnestern

Zu den gleichen Gesteinen im Gebiet von Blatt Bellinzona schreiben SPICHER et al. (1981): «Diese grob weiss-schwarz gesprenkelten und dank ihrem typischen Gefüge im Felde leicht erkennbaren, flatschig-flaserigen Gesteine, die charakteristische Biotitnestern enthalten, sind spät entdeckt und von PREISWERK (1931) nach den abgelegenen Typlokalitäten im Val Cocco und am Pizzo Cocco benannt worden. Sie sind charakteristische Kerngesteine der Maggia-Querzone (WENK 1982). Alkalifeldspat führende Varietäten haben granodioritische Zusammensetzung; Hornblende und oft reichlich Epidot-Mineralien und Titanit führende Typen entsprechen Quarzdioriten.» Meist «[...] fehlen die fast massigen Gesteine der Typlokalitäten; aber die Cocco-Gneise sind auch hier in gleicher Weise mit Ruscada-Gneis assoziiert, von dem sie stellenweise diskordant durchadert werden».

Der Cocco-Gneis wurde mit der U-Pb-Methode an Zirkon auf 308 ± 7 Ma datiert (BUSSIEN et al. 2011).

GO_R Ruscada-Gneis: leukokrater Zweiglimmer-Mikroklin-Albit/Oligoklasgneis, in hellen Migmatitgneis übergehend

SPICHER et al. (1981) schreiben dazu: «Diese kalireichen, vorwiegend leukokraten, mittelkörnigen, oft schlierig gelagten Zweiglimmergneise sind teilweise augig und können in helle Adergneise [= Migmatitgneis] übergehen. Sie bilden ein Hauptgestein der Maggia-Zone, wo sie als Ruscada-Typus den wesentlich dunkleren Cocco-Gneiss umhüllen und durchadern [...]. Wir verwenden den Namen «Ruscada» in der Umschreibung von BUCHMANN (1953)».

Im Valle di Corippo, wo die Aufschlussverhältnisse vor allem im steilen vegetationsüberwachsenen Südhang eher ungünstig sind, ist die Unterscheidung zwischen dem Cocco- und dem Ruscada-Typus jedoch nicht immer so eindeutig wie oben beschrieben. Das Alter des Ruscada-Gneises (304 ± 10 Ma, BUSSIEN et al. 2011) überlappt innerhalb des Fehlers mit demjenigen des Cocco-Gneises; der Ruscada-Gneis scheint aber tendenziell etwas jünger.

ANTIGORIO-MERGOSCIA-DECKENKOMPLEX

Diese Einheit besteht hauptsächlich aus migmatitischen Biotitgneisen. In diesen treten aber auch Gesteinsserien von Glimmerschiefern, Paragneisen, Marmoren, Kalksilikatfelsen, Metaperidotiten und Amphiboliten z.T. mit Metaeklogitcharakter auf, die der Mergoscia-Zone zugeordnet werden. Ein Teil der migmatitischen Gneise entspricht der östlichen Fortsetzung der Antigorio-Decke (STECK et al. 2013, DELLA TORRE & MAGGINI 2015, DELLA TORRE et al. 2015; s. Kap. Tektonik).

M_{AM} Marmore, Kalksilikatfelse

Die Marmore und Kalksilikatfelse dieses Deckenkomplexes sind meist an Paragneis und -schiefer oder an mafisch-ultramafische Gesteine gebunden und von geringer Mächtigkeit (max. 20 m). Sie treten an der Nordflanke des Valle Onsernone nördlich von Berzona, südlich von Auressio, nordwestlich von Intragna (Gegend von Scigno, Oberlauf des Riale di Mulitt; s. Detailprofile, Taf. III), im unteren Valle Maggia beidseitig von Avegno und im gesamten Gebiet von Cardada nördlich von Locarno auf. KOBE (1956, S. 333 ff., 1966a) beschreibt vor allem die im Westteil des Kartengebiets liegenden Vorkommen und ihre Mineralparagenesen, während FORSTER (1947, S. 429) die wichtigen Aufschlüsse von Cardada nur summarisch, im Zusammenhang mit den Amphiboliten, beschreibt. Der typische Mineralbestand der Marmore ist Kalzit, Quarz, Diopsid, Tremolit, Plagioklas, Pyrit. In Kalksilikatfelsen dominieren Quarz, Plagioklas, Epidotminerale, Diopsid, Tremolit, Vesuvian und Skapolith. Das Alter dieser Gesteine ist vermutlich mesozoisch, doch können auch ältere Serien nicht ausgeschlossen werden.

U_{AM} Ultramafische Gesteine (Metaperidotite) mit Olivin, Enstatit, Talk oder Tremolit

Die wichtigen Aufschlüsse dieser Gesteine finden sich im Tal des Ri del Vo (nördlich von Auressio), nördlich des Salmone, bei Capoli und in der Gegend von Cardada; die Grösse der Vorkommen variiert zwischen einigen Metern und mehreren Dekametern. Wie in der Orselina-Bellinzona-Zone handelt es sich meist um gelbbraun anwitternde Olivin-Enstatit-Chloritschiefer, der z.T. Talk oder Tremolit

führt. Entlang von Klufflächen sind diese Gesteine meist im Zentimeterbereich retrograd in Serpentin umgewandelt. Ein Grossteil der Vorkommen von nördlich des Salmone und von Capoli zeigt millimetergrosse Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat (KOBÉ 1956), wie sie typisch für retrograde Granatperidotite sind, die auch auf der Alpe Arami (westlich von Gorduno) und der Cima di Gagnone (Val Verzasca) vorkommen und als Hochdruckindikatoren betrachtet werden (EVANS & TROMMSDORFF 1978, PFEIFER 1979, STUCKI 2001, RISOLD 2001).

A_{AM} Amphibolit

Die Amphibolitvorkommen des Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplexes sind meist feinkörnig ausgebildet und weniger als 50 m mächtig. Meist kommen sie zusammen mit Marmor, Kalksilikatfelsen und als Randzonen von Ultramafitvorkommen vor. Ohne diese drei Begleitgesteine treten sie nur selten auf (z. B. Südabhang des Pianascio nördlich von Lionza, Centovalli; Isornoschlucht unterhalb Mosogno, Valle Onsernone; südwestlich von Ponte Brolla).

Im Detail untersucht sind vor allem die Vorkommen von Cardada oberhalb von Locarno (FORSTER 1947 – jedoch z. T. belastet mit vielen heute nicht mehr aktuellen genetischen Hypothesen –, COLOMBI 1989). Der typische Mineralbestand ist tschermakitischer Amphibol, Diopsid, Plagioklas (Andesin–Labrador), Epidot und Titanit (COLOMBI 1989). WENK et al. (1974) untersuchten Proben aus der Gegend von Riei nördlich von Verscio und von Forcola di Dunzio. Es handelt sich um Andesin-Amphibolite.

Amphibolit mit Eklogitrelikten

Die ersten Eklogitrelikte wurden von WANG (1939) nördlich von Gordola und von FORSTER (1947) aus der Gegend von Cardada nördlich von Locarno im Detail beschrieben. Weiter im Westen war es KOBÉ (1956, 1966a), der die zahlreichen granathaltigen Amphibolite ebenfalls als Eklogitrelikte erkannte. COLOMBI & PFEIFER (1986) veröffentlichten dazu P-T-Abschätzungen und zeigten, dass es sich bei diesen oft in Zentrum von mafischen Boudins erhaltenen Eklogiten meist um Ferro-gabbros oder Ferrobasalte handelt. Die ursprünglich vorhandenen Granate blieben während der retrograden Entwicklung zur Amphibolitfazies durch geringfügige Änderungen des Chemismus erhalten. Die meist wenige Quadratzentimetern grossen Eklogitrelikte enthalten, neben almandinreichem Granat, symplektitische Verwachsungen mit Diopsid sowie Oligoklas–Albit mit Omphazit-Zusammensetzung, manchmal auch Cumingtonit (COLOMBI 1989, S. 98 ff.).

BURRI (2005, S. 92 ff.) beschreibt die Vorkommen von Bordoglio (Onsernone-Strasse südöstlich von Aurescio) und Capoli (nördlich des Salmone) und präsentiert ebenfalls P-T-Abschätzungen (s. a. BROUWER et al. 2005).

P_{AM} Glimmerschiefer, häufig Granat, Staurolith und Sillimanit oder Disthen führend; mesokrater feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis (Paragneis)

Diese eher untergeordneten Gesteine weisen eine wechselnde Mächtigkeit im Dekameterbereich auf und begleiten vor allem die Amphibolite. Es handelt sich um Glimmerschiefer, der oft Granat, Staurolith und Sillimanit oder Disthen führt, und um mesokraten feinkörnigen Biotit-Plagioklasgneis, wobei die beiden Lithologien oft ineinander übergehen (KOBE 1956, S. 332).

Einen speziellen, äussert zähen körnigen Staurolith-Biotit-Disthen-Granat-Plagioklasgneis bis -fels beschreibt BURRI (2005) von Ponte Oscuro (eingangs des Valle Vergeletto). Thermodynamische Modellierungen ergaben 0,7–0,75 GPa bei ca. 650°C, was vermuten lässt, dass es sich bei dem Gestein um einen metapelitischen bis metamergligen Restit handelt (extrem Al-reich), der von einer partiellen alpinen Aufschmelzung betroffen war.

G_e Heterogene Gneise: flaseriger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis, mit Hornblende führendem Biotit-Plagioklasgneis oder Disthen-Granat-Glimmerschiefer wechsellagernd

Diese im Dekameterbereich wechselgelagerte Lithologie ist typisch für das Gebiet von Cardada nördlich von Locarno (FORSTER 1947, S. 258). Darin eingeschlossen sind grössere kartierbare Bereiche von Paragneis, Amphibolit, Eklogit-Amphibolit, Marmor und Kalksilikatfels sowie seltene Ultramafitlinsen.

G_{AM} Inhomogener knotig-schlieriger Biotit-Alkalifeldspat-Oligoklasgneis mit Migmatitcharakter

Die inhomogene knotig-schlierige Textur dieses Gesteins wurde schon früh mit Aufschmelzungsprozessen und Migmatitbildung in Verbindung gebracht («Injektionsgneise», MITTELHOLZER 1936, NIGGLI et al. 1936, FORSTER 1947, KOBE 1956). Während die frühen Autoren die meisten solcher Gesteine und auch gewisse Granitkörper als alpin einstufen (z. B. PREISWERK 1931, WENK 1948), suggerierten die ersten Alterbestimmungen an lepontinischen Migmatiten eher variszische Alter mit untergeordnetem alpinem Einfluss (HÄNNY 1972, HÄNNY et al. 1975). Neuere Arbeiten beschreiben diese Gesteine als stromatische alpine Migmatite und zeigen, dass neben klar diskordanten Leukosomen oft auch schieferungsparallele Schlieren alpin sind (30–20 Ma, BURRI 2005, BURRI et al. 2005, BERGER et al. 2008, RUBATTO et al. 2009). Bei konkordanten Leukosomen ist es im Einzelfall – ohne detaillierte Alterbestimmungen im Zentimeterbereich – jedoch schwieriger zu entscheiden, ob

sie präalpin oder alpin sind. Nach BURRI (2005) ist die Migmatisierung hauptsächlich auf die Südliche Steilzone beschränkt und nimmt nach Norden markant ab. Ausserhalb der Steilzone sind sie aus dem Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex bekannt. Somit fallen der Migmatitgürtel und die Südliche Steilzone räumlich zusammen, was ein Hauptargument für eine hauptsächlich alpine Migmatisierung darstellt. Der typische Mineralbestand des Gneises besteht aus Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Alkalifeldspat (meist Mikroklin) und Biotit (KOBÉ 1956, S. 305). Zum genauen Alter dieses Gesteins liegen keine Daten vor. Orthogneise der Antigorio-Decke zeigen variszisches-spätvariszisches Alter (ca. 289–301 Ma, BERGOMI et al. 2007, HIRSIGER et al. 2015).

G_a Heller feinkörniger Magnetit-Biotit-Alkalifeldspat-Oligoklasgneis («Aplitgneis»)

Dieses Gestein tritt vor allem am Pizzo della Croce, zwischen Berzona und Russo im Valle Onsernone (ca. 1,5 km², KOBÉ 1956) und auf der westlichen Talflanke am Eingang ins Valle Maggia (0,5 km², FORSTER 1947, KERN 1947, S. 78) grossflächig auf. Es handelt sich dabei um schlierig-fluidalen gefältelten Leukogneis mit zahlreichen Übergängen in den oben beschriebenen inhomogenen Gneis mit Migmatitcharakter (G_{AM}; KOBÉ 1956, S. 314). Der Mineralbestand ist Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Alkalifeldspat (meist Mikroklin), Biotit und Magnetit. Solche Gesteine werden in der Literatur meist als Diatextite beschrieben.

GO_{PB} Ponte-Brolla-Gneis: mittelkörniger oder flaseriger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis

Charakteristikum dieses Gesteins ist neben Biotit die häufige Präsenz von bis zu 10 % Hellglimmer, wobei jedoch auch hellglimmerfreie Abschnitte auftreten. Es wurde deshalb bereits von KNUP (1958) westlich von Monte Comino von den weiter nördlichen inhomogenen Gneisen als «Forcoletta-Gneis» unterschieden und entspricht mineralogisch weiter östlich den «Injektionsgneisen von Ponte Brolla» (FORSTER 1947, S. 259). Dieser leuko- bis mesokrate Gneis ist recht homogen und plattig ausgebildet, bei Ponte Brolla auch deutlich migmatisiert und von Gängen durchsetzt (BURRI 2005). Der typische Mineralbestand ist Plagioklas (meist Oligoklas–Andesin, selten Albit), Alkalifeldspat, Quarz, Biotit (z. T. chloritisiert), Hellglimmer und Orthit–Allanit (KNUP 1958, S. 186, FORSTER 1947, S. 259). Typische, leicht zugängliche Aufschlüsse finden sich bei Ponte Brolla und auf der Nordseite der Strassenbrücke von Intragna (südlich von Pianino).

ORSELINA-BELLINZONA-ZONE

MOB Marmore, Kalksilikatfelse

Die meist sehr geringmächtigen Marmore (max. 5 m) zeigen im Feld oft eine typische braune Anwitterung und liegen, bedingt durch ihre leichte Verwitterbarkeit, oft in stark vermoosten Bachtobeln, weshalb sie leicht zu übersehen sind. Auch Kalksilikatfelse findet man eher zufällig in frischen Aufschlüssen, z.B. entlang von Strassen. Das einzige Marmorvorkommen liegt am Hang 500 m nördlich von Verdasio. Es enthält Kalzit, Diopsid, Tremolit und etwas Quarz und Plagioklas, vergleichbar mit den von KNUP (1958, S. 160) beschriebenen, weiter westlich ausserhalb des Kartenblattes liegenden Vorkommen. Die zwei in dieser Einheit gefundenen Vorkommen von Kalksilikatfelsen liegen westlich von Sassalto zwischen Camedo und Corcapolo und werden von Quarz, Plagioklas, Granat und Epidotmineralen dominiert. KNUP (1958) vermutete für die weiter westlich ausserhalb des Kartengebiets liegenden Marmor- und Kalksilikatfels-Vorkommen einen ophiolitischen Kontext und ein mesozoisches Alter.

UOB Ultramafische Gesteine (Metaperidotite) mit Olivin, Enstatit, Talk, seltener Tremolit oder Anthophyllit; lokal in Chrysotil serpentinisiert

Alle bekannten Vorkommen dieser Einheit liegen zwischen Borgnone und Costa nördlich von Calezzo, das grösste liegt 300 m nordöstlich von Verdasio. Es handelt sich um dekametergrosse Linsen von gelbbraun anwitternden Olivin-Enstatit-Chloritschiefer, der teilweise Talk führt und seltener Tremolit oder Anthophyllit enthält. Lokal, vor allem entlang von Kluftflächen, sind diese Gesteine oft im Zentimeterbereich retrograd in Chrysotil-Serpentin umgewandelt. Sie sind meist mit Amphibolit vergesellschaftet. Am Kontakt zu diesem oder zu Gneis treten untergeordnet auch die typischen Blackwall-Gesteine (CHIDESTER 1962, PFEIFER 1979, 1981), d. h. Talk-Karbonatgestein (Speckstein, s. S. 78) sowie Chlorit- und Amphibolschiefer, auf. SCHENK WENGER (1993) fand in den ultramafischen und mafischen Gesteinen weiter westlich in dieser Einheit Sm-Nd-Verhältnisse, die auf ein präkambrisches Alter (900 Ma) der Protolithe hinweisen. Es könnte allerdings auch ein früher Mantelsegregationsprozess dafür verantwortlich sein, der einen mesozoischen Ophiolithkontext der Platznahme dieser Gesteine, wie ihn KNUP (1958) vorschlug, nicht ausschliesst.

AOB Amphibolit

Die Amphibolitvorkommen der Orselina-Bellinzona-Zone sind im Allgemeinen feinkörnig, treten in meter- bis dekametermächtigen, im Feld gut verfolgbar

Bereichen auf und sind meist von Biotit-Plagioklas- oder Hornblendegneis begleitet. Sie gehören zusammen mit den Ultramafititen zu den charakteristischen Gesteinen dieser Einheit. Der typische Mineralbestand ist Plagioklas (meist Andesin, oberhalb von Locarno z.T. Labradorit), tschermakitische Hornblende, Diopsid sowie Epidot (COLOMBI 1989, S. 71 ff.). Chemisch handelt es sich fast ausschliesslich um Metabasalt. An wenigen Orten treten auch Granat-Amphibolite auf (z.B. Weg von Verdasio nach Monte Comino), jedoch ohne die für Hochdruckrelikte charakteristische Symplektitstrukturen mit Amphibol.

P_{OB} Glimmerschiefer, häufig Granat, Staurolith und Sillimanit führend; mesokrater feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis (Paragneis)

Die beiden Lithologien dieser Einheit begleiten meist die Amphibolite und gehen als Hornblende führende Gesteine in diese über (KNUP 1958, S. 114). Der Plagioklas ist meist Andesin. Da diese zwei Gesteine zudem meist auch im Meterbereich mit den Flaser- und Augengneisen (G_{OB}, s.u.) wechsellagern, sind sie auf der Karte nur dort ausgeschieden worden, wo ihre Mächtigkeit 10 m übersteigt, was vor allem im Westen, zwischen Camedo und dem Ri della Segna, der Fall ist.

G_{OB} Heterogene Gneise: flaseriger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis, z.T. Hornblende führend, mit feinkörnigem Biotit-Plagioklasgneis oder Glimmerschiefer wechsellagernd

Diese Kartiereinheit umfasst eine Wechsellagerung von metagranitischen und metasedimentären Gesteinen, die häufig von mafischen Gesteinen begleitet sind und die im Kartenmassstab meist nicht auseinandergehalten werden können. Es handelt sich um flaserige Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise, die melangeartig im Meterbereich mit feinkörnigen Biotit-Plagioklasgneisen oder Glimmerschiefern wechsellagern und z.T. auch Hornblende führen. Lokal sind die Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise auch *augig* ausgebildet (vgl. KNUP 1958, S. 94). Zwischen Camedo und Intragna findet sich ein solcher, ca. 5 m mächtiger Horizont, der oberhalb der Strasse über mehrere Kilometer immer wieder aufgeschlossen ist.

MITTELPENNINIKUM

MONTE-ROSA-DECKE

AMR Amphibolit

VENKAYYA (1956, S. 207ff.) beschrieb aus dem Wasserkraftstollen zwischen Palagnedra und Brissago (Kraftwerk Verbano) sechs Amphibolitlagen zwischen 2 und 25 m Mächtigkeit. Auch bei der Kartierung wurden diese Gesteine in seltenen Fällen angetroffen und in die Karte eingetragen. Es handelt sich um fein- bis mittelkörnige Bänder und Linsen, die im Monte-Rosa-Orthogneis eingeschlossen sind. Neben gemeiner Hornblende enthält der Amphibolit meist Andesin, Biotit, Quarz, Titanit, Skapolith und, in einer Probe, Granat (VENKAYYA 1956).

G_{MR} Heterogene mesokrate Gneise, z. T. Hornblende führend

Im typischen, meist augigen Alkalifeldspatgneis dieser Decke treten immer wieder stärker verschieferte, eher mesokrate Zonen mit unscharfen Übergängen in die typische hellere Fazies auf. An zwei Stellen sind die Vorkommen gross genug, um auf der Karte dargestellt zu werden, nämlich im Val Còmora südlich von Golino, wo flaserige mesokrate Gneise mit Amphibolit vergesellschaftet sind, sowie bei Saltico, nahe an der Grenze zur Zermatt-Saas-Decke.

GO_{MR} Augiger oder flaseriger Zweiglimmer-Plagioklas-Alkalifeldspatgneis

KNUP (1958, S. 94) gab folgende Beschreibung, die auch für das Gebiet von Blatt Locarno zutrifft: «Diese Gesteine sind [...] bald massig, granitartig mit zentimetergrossen Augen, bald mit guter Paralleltextur grobflaserig bis flaserig und gestreckt.» Bei den Glimmern dominiert Biotit (meist um 10 % modal) über Hellglimmer (typischerweise 2–5 %), bei den Feldspäten sind beide mit 30–40 % variabel vertreten. Beim Alkalifeldspat handelt es sich um Mikroklin, beim Plagioklas meist um Oligoklas mit einem An-Gehalt von 22–26 %. Quarz ist meist mit Modalgehalten zwischen 20 und 30 % vertreten (KNUP 1958, S. 95). In der südlichen Randzone der Monte-Rosa-Decke ist dieser Gneis oft stark von oligozänen (ROMER et al. 1996, SCHÄRER et al. 1996) Aplit- und Pegmatitgängen durchdrungen, die aber nicht überall auf der Karte ausgeschieden wurden. BURRI (2005) beschreibt aus dieser Decke auch migmatische Strukturen.

OBERPENNINIKUM

ZERMATT-SAAS-FEE-DECKE

Die Mafitit-Ultramafitit-Assoziation dieser Decke stellt einen Rest ozeanischer Lithosphäre (Ophiolithe) dar. Sie entspricht einer tiefgreifenden tektonischen Suture (ehemaliger piemontesischer Ozean), die sich von Saas Fee via Zermatt im Wallis über Breuil-Cervinia, das Val Sesia, das Val Anzasca, das Valle d'Ossola, den Pizzo Ragno und das Valle Loana bis nach Losone verfolgen lässt.

Uzs Ultramafische Gesteine (Metaperidotite) mit Olivin, Talk, Tremolit und Anthophyllit

Diese Gesteine treten von Moneto bis nach Arcegnò–Losone regelmässig zusammen mit Amphiboliten auf, und zwar meist als nur als 1–10 m grosse Boudins. Sie sind nur mit geübtem Auge dank ihrer dunkelbraunroten Anwitterungsfarbe von mafischen Gesteinen unterscheidbar. Es handelt sich um Olivin-Talk-Chloritschiefer, z.T. mit oft rosettenförmigem Anthophyllit und Tremolit (VENKAYYA 1956, S. 193), die an verschiedenen Stellen als Speckstein (pietra ollare) abgebaut wurden (s.S. 78; GIRLANDA & PFEIFER 2018).

Azs Amphibolite, dunkel feinkörnig (Metabasalt), hell mittelkörnig oder fein gebändert (Metamagnesiogabbro)

In der Zermatt-Saas-Fee-Decke gehören die Amphibolite zusammen mit den Ultramafititen zu den dominierenden Gesteinen. Zwei Varianten lassen sich meist gut auseinanderhalten (COLOMBI 1989, PFEIFER et al. 1989): dunkle, feinkörnige Amphibolite mit basaltischen und hellere, fein gebänderte schiefrige Amphibolite mit gabbroidem Chemismus. Im Kartengebiet sind die Metagabbros aber oft auch massig-mittelkörnig (Fig. 1). Der Mineralbestand der Metabasalte ist Plagioklas (Andesin), tschermakitischer Amphibol, Diopsid und Epidot. Bei den Metagabbros finden sich Plagioklas (Labradorit–Anorthit), Mg-Hornblende und Epidot (COLOMBI 1989, S. 75 ff.).

Pzs Glimmerschiefer, häufig Granat, Staurolith und Sillimanit oder Disthen führend; mesokrater feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis (Paragneis)

Diese Gesteine, oft stark deformiert mit Phyllonitcharakter, begleiten die oben erwähnten Grüngesteine ziemlich systematisch in Aufschlüssen und entsprechen



Fig. 1: Typischer mittelkörniger Ampholit mit gabbroidem Chemismus. Campo Pestalozzi, Losone-Arcegnò. Foto H.-R. Pfeifer, 2017.

vermutlich den Metasedimenten dieser Ophiolithzone. Die in den Westalpen typischen quarzischen Gesteine mit Mn-Vererzungen (Metaradiolarite) sind im Kartengebiet allerdings nirgends gefunden worden (PFEIFER et al. 1989).

G_{ZS} Heterogene mesokrate Gneise

Zwischen den oben erwähnten Grüngesteinen und den Glimmerschiefern oder dunklen Paragneisen der Zermatt-Saas-Fee-Decke finden sich immer wieder bis zu 20 m mächtige Einlagerungen von flaserigen, oft auch mylonitisch-gebänderten mesokraten Gneisen. Es ist nicht klar, ob es sich auch um Metasedimente oder um eventuell eingefaltete oder eingeschuppte Fragmente der nördlich und südlich anschließenden Monte-Rosa- bzw. Sesia-Decke handelt. Typische Aufschlüsse dieser Wechsellagerung finden sich entlang der Strasse Arcegnò–Golino nördlich von Campo Pestalozzi (Koord. 2700.270/1113.770).

GANGGESTEINE

(in allen penninischen Einheiten)

Pg **Pegmatitgänge**

Alpine Pegmatitgänge treten in allen penninischen Einheiten des Kartengebiets auf, sind aber besonders häufig in der Zermatt-Saas-Fee- und Monte-Rosa-Decke sowie in der Orselina-Bellinzona-Zone anzutreffen. Gegen Norden, im Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex, nehmen sie deutlich ab, und nördlich der Abszisse 1117.000 sind die wenigen noch vorhandenen Gänge (z.B. in der Maggia-Decke nordöstlich von Gordevio) meist präalpinen Alters (PARASKEVOPOULOS 1953, STERN 1966).

Bereits WENK (1970) zeichnete eine Verbreitungskarte der alpinen Gänge. Später haben sich auch andere Autoren mit der Thematik beschäftigt und diese Karte leicht modifiziert, z.B. BURRI et al. (2005, Fig. 4). In spröde deformierten karakritischen und kataklastischen Zonen der Centovalli-Linie und an der Südgrenze der Monte-Rosa-Decke sind sie besonders häufig. Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Zentimetern und mehreren Metern, und es treten häufig kettenartig aneinandergereihte Linsen auf (boudinierte oder durch Scherzonen getrennte, aber dennoch meist deutlich grobkörnige Pegmatite; KERN 1947). An einigen Stellen, so z.B. im Bachbett bei der Zollstation Camedo, bilden die Gänge eigentliche Gangscharen mit sich z. T. überschneidender Orientierung. An den Kreuzungsstellen der Gänge entstehen dadurch dekametergrosse Pegmatitkörper (KNUP 1958, S. 107 ff., BURRI 2005). Es treten mindestens zwei Generationen von Gängen auf, die frühen (29 Ma) sind diskordant, jedoch noch verfaltet oder zerschert, die jüngeren (26 Ma) hingegen nur diskordant (STERN 1966, ROMER et al. 1996, SCHÄRER et al. 1996). KERN (1947) unterschied Kalifeldspat- und Plagioklas-(Oligoklas-)Pegmatite, die jedoch nur mikroskopisch unterscheidbar sind. Beide enthalten 50–60 % Quarz, 20–30 % Feldspat und 15–20 % Hellglimmer, der oft als grobblättrige Pakete von mehreren Quadratzentimetern Fläche und mehreren Zentimetern Dicke vorkommt. Typische Akzessorien sind Beryll (z.B. WNW von Corcapolo), Turmalin und Magnetit. In einem dezimeterbreiten Pegmatitgang oberhalb von Saorè nordöstlich von Lionza fanden GIRLANDA et al. (2006) das seltene, radioaktive Mineral Y-Samarskit (s.a. GIRLANDA 2007). GUASTONI et al. (2016) beschrieben Ce-Monazit und Y-Xenotim aus einem Pegmatit aus dem benachbarten Valle Vigezzo. Aus Pegmatiten bei Orselina beschreibt HIRSCHI (1937) Uran-Thorium-Mineral-Einschlüsse in Glimmer und dazugehörige Radon-Emissionen.

Ap Aplitgänge

Oligozäne Aplitgänge sind, wie die Pegmatitgänge, in der ganzen südlichen Steilzone der penninischen Decken verbreitet, bilden aber vor allem im Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex und in der Maggia-Decke die typischen Ganggesteine (KOBÉ 1956, S. 254 ff.). Im Gegensatz zu den Muskovit-Pegmatitgängen enthalten sie meist Biotit oder beide Glimmer. Es handelt sich meist um fein- bis mittelkörnige, selten 1 m Mächtigkeit überschreitende Gänge, dominiert von Plagioklas, Quarz und Mikroklin, mit untergeordnetem Biotit, Hellglimmer und Epidotmineralien. Es gibt Übergänge von grobkörnigen pegmatitischen zu feinkörnigen aplitischen Gängen und von diesen zu fast reinen Quarzadern. Viele dieser Gänge scheinen mit der Migmatitbildung zusammenhängen. An prominenter Lage, beim Klettergarten von Torbeccio (südlich von Gordevio), durchschlägt ein langer aplitischer Gang die Steilwand diskordant zu den steilen alpinen Strukturen.

SALASSIKUM

Die Gesteine, aus denen unter anderen die Sesia-Decke besteht, waren paläogeographisch Teil der adriatischen Platte. Sie weisen jedoch eine andere alpine tektonische Entwicklungsgeschichte auf als diejenigen des Ost- oder Südalpins und können daher nicht diesen beiden Einheiten zugeordnet werden. Aus diesem Grund wurden sie in einer neuen, als Salassikum bezeichneten tektonischen Domäne zusammengefasst (s. S. 15).

SEZIA-DECKE

Ase Amphibolit, Hornblendegneis

Hierbei handelt es sich meist um feinkörnigen, z. T. leicht gebänderten Amphibolit mit einem Mineralbestand von Amphibol, Plagioklas (Andesin), Epidot und z. T. Granat oder Chlorit (VENKAYYA 1956, S. 198).

G_{Se} Gebänderter mesokrater Hellglimmer-Chloritgneis bis -schiefer mit Relikten von Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis oder Biotit-Granat-Plagioklasgneis

Im Kartengebiet tritt diese Lithologie meist schlecht aufgeschlossen in waldigen Partien auf. Es handelt sich um ein stark deformiertes Gestein mit stark variabler Mineralogie und charakteristischer mylonitischer Bänderung. Neben dieser

allgemeinen Kategorie unterschied WALTER (1950) eine schiefrig-phyllonitische Varietät mit *zentimetergrossen Knoten*, die er als *Losone-Schiefer* bezeichnete, sowie eine *feinkörnige, von Epidot und Chlorit dominierte* Varietät.

G_{7a} Maia-Metagabbro: Hornblende-Metagabbro

Dieses von WALTER (1950) nach dem nördlich von Arcegno liegenden Hügel «Maia-Diorit» benannte Gestein tritt oft in unmittelbarer Nähe der Metaperidotite und Amphibolite der Zermatt-Saas-Fee-Decke auf, kann jedoch von diesen mit etwas Übung bereits makroskopisch unterschieden werden. Es handelt sich um schwarz-weiss gesprenkelten, meist grobflaserigen Amphibolit einem Mineralbestand (WALTER 1950, VENKAYYA 1956, S. 188) aus Plagioklas (meist Andesin mit 30–40 % An), blaugrünem Amphibol (oft schwarz pigmentiert), Chlorit, Ilmenit, Titanit und z. T. Biotit, d. h. es handelt sich scheinbar um einen Metadiorit. Wie Gesamtgesteinsanalysen von der Typlokalität Maia und aus der Gegend von Moneto zeigen (Tab. 1), besitzen diese Gesteine jedoch einen gabbroiden Chemismus (SiO₂ 46–52 Gew.-% und nicht, wie für Gabbrodiorite oder Diorite typisch, 53–57 bzw. 57–63 Gew.-%, LE MAITRE et al. 2004). Da es sich um ein metamorphes Äquivalent eines magmatischen Gesteines handelt, bei dem sich die Plagioklase an die neuen Druck- und Temperaturbedingungen anpassten, wird hier der geochemischen Klassifikation der Vorzug vor der klassischen Unterscheidung von Gabbro/Diorit (Plagioklase von Gabbro: Labradorit–Bytownit, von Diorit: Andesin) gegeben, weshalb das Gestein als Metagabbro bezeichnet wird. ISLER & ZINGG (1974) beschrieben in der Sesia-Decke aus dem Val Segnara (Seitental der Val Anzasca) eine ähnliche Assoziation. Hingegen liegen aus dem Kartengebiet für Metagabbros keine Altersbestimmungen vor. Viele ähnliche Gesteine der Sesia-Decke sind frühpermisch (280–289 Ma, BUSSY et al. 1998, MONJOIE et al. 2007).

SURACE (2004, S. 46) beschrieb aus der Region Pian del Barch bei Moneto (Aufschluss Nr. 54.1.2, Koord. 2690.975/1111.330) einen (Ferro?-)Gabbro mit Hochdruckparagenese (blaugüne Hornblende und Granat).

Gl_{se} Leukokrater Biotit-Alkalifeldspat-Oligoklasgneis, z. T. augig

Es handelt sich um eine vermutlich etwas jüngere granitische und quarzdioritisch-monzodioritische Lithologie, die den Maia-Metagabbro begleitet (WALTER 1950, S. 137). Ihr Mineralbestand ist Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (Oligoklas–Andesin), Biotit und oft etwas Amphibol.

Tab. 1: *Chemische Analysen von drei Maia-Metagabbro-Proben aus der Sesia-Decke. Methode: Röntgenfluoreszenz. Centre d'Analyse Minérale Univ. Lausanne (1985, unpubl. Daten).*

Element [%]	UM 81-1 Maia, Losone	UM 81-3 Maia, Losone	Ma 10-27 Moneto
SiO ₂	51,89	48,10	46,36
TiO ₂	1,15	3,51	0,85
Al ₂ O ₃	16,84	18,52	16,36
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	3,01	3,39	2,14
K ₂ O	0,75	0,40	0,03
P ₂ O ₅	0,16	0,36	0,07
H ₂ O	1,87	1,63	2,15
Cr ₂ O ₃	0,06	<0,01	0,07
NiO	0,02	<0,01	0,01
Total	99,86	99,73	99,84
[ppm]			
Nb	3	5	3
Zr	40	90	41
Y	19	19	8
Sr	453	538	115
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



Fig. 2: Typischer porphyrischer Andesitgang der Sesia-Decke. Block in einer Mauer bei Arcegno.
Foto H.-R. Pfeifer, 2016.

M_{Se} Marmore, Kalksilikatfelse

Sie treten westlich von Arcegno und südlich von Ögna im Val di Remo in schmalen, bis zu 1–3 m mächtigen Zügen und Linsen verstreut im Gneis auf. Der typische Mineralbestand der Marmore umfasst Kalzit, Dolomit, Diopsid, Epidot, Tremolit, z. T. Granat, Plagioklas und Skapolith (WALTER 1950, S. 140).

α Andesitische Gänge, meist porphyrisch

Die andesitischen Gänge verlaufen meist leicht diskordant zur Hauptschieferung; ihre Mächtigkeit variiert zwischen 10 und 50 cm. WALTER (1950, S. 136) beschrieb sie wie folgt: «Das Gestein ist deutlich geschiefert, lässt aber makro- und mikroskopisch deutlich idiomorphe, dickleistige Einsprenglinge von Oligoklas bis saurem Andesin, oft auch zu schmalen Linsen ausgezogenen Quarz erkennen. Das Grundgewebe ist feinkörnig und besteht aus Quarz, Oligoklas bis Andesin, Kalifeldspat, [...], Biotit, bzw. Chlorit.» Diese typischen Gesteine der Sesia-Decke (Fig. 2) sind von verschiedenen Autoren chemisch untersucht und datiert worden.

Es handelt sich um andesitische Gänge mit Altern zwischen 32 und 29 Ma (Oligozän; VENTURELLI et al. 1981, BECCALUVA et al. 1983, VON BLANCKENBURG 1992, ROMER et al. 1996, SCHÄRER et al. 1996, PLEUGER et al. 2014).

Pg Pegmatitgänge

Die Pegmatitgänge des Salassikums unterscheiden sich wenig von denen der penninischen Einheiten, d. h. sie enthalten Quarz, Mikroklin, Albit oder Oligoklas, Hellglimmer und sehr selten Biotit (WALTER 1950, S. 135). Die wichtigsten Vorkommen befinden östlich von Corte Antico (Val di Remo) und südlich von Carnée/Palagnedra. Ihr genaues Alter ist nicht bekannt. Ihre Nähe zu den Kontakten mit der Zermatt-Saas-Fee- oder Monte-Rosa-Decke lässt ein alpines Alter vermuten.

SÜDALPIN

CANAVESE-ZONE

Diese Zone lässt sich von ihrem Stammgebiet westlich von Ivrea bis ins hier beschriebene Gebiet verfolgen (ZINGG et al. 1976). Es handelt sich um untiefe Krustenteile der Südalpen mit einem Grundgebirgs- und einem Sedimentanteil (AHRENDT 1972, FERRANDO et al. 2004).

P_{Ca} Feinkörnige Chlorit-Hellglimmerschiefer, z. T. mit Feldspatporphyroklasten oder Kalzit

Es handelt sich um ein Gestein mit hohem Chlorit- und Hellglimmer-Anteil, stark deformiert und heterogen, mit Mylonit-Charakter (Phyllonit). Oft trifft man Übergänge in Karbonatgesteine (M_{Ca}) oder leukokrate Gneise (GO_{Ca}). Der Mineralbestand setzt sich aus Quarz, Plagioklas (Albit–Oligoklas), Hellglimmer, Chlorit (meist an Relikte von Biotit gebunden), Epidotminerale sowie selten Granat oder Kalzit zusammen (WALTER 1950, S. 104ff.).

GO_{Ca} Leukokrater augiger Hellglimmer-Mikroklin-Albitgneis

Dieses Gestein, ebenfalls mylonitisch, unterscheidet sich vom oben beschriebenen P_{Ca} vor allem durch seinen leukokraten Charakter. Es handelt sich um einen Gneis granitoider Zusammensetzung, mit geringem Glimmergehalt mit Augen-, Flaser- oder Mylonittextur. Die Porphyroklasten sind Albit und Mikroklin, die Matrix besteht aus Quarz und Albit und serizitischem Hellglimmer. Morphologisch bildet dieses Gestein oft Grate und Buckel (WALTER 1950, S. 104, 112).



Fig. 3: Typischer, stark verfalteter grauer Kalzitmarmor der Canavese-Zone, wahrscheinlich metamorpher Kieselkalk der Moltrasio-Formation (Früher Jura). Block in Mauer bei Arcegnò. Foto H.-R. Pfeifer, 2016.

M_{Ca} Grauer bis grauschwarzer marmorisierter Kieselkalk (Moltrasio-Formation), lokal Dolomit; meist stark mylonitisiert

Dieses Gestein ist durch eine oft starke Mylonitisierung charakterisiert, durch welche die Karbonatminerale oft so stark deformiert sind, dass es nichtmetamorpher Kalkmikriten ähnelt (WALTER 1950, ZINGG et al. 1976; s.a. HEITZMANN 1987). Die graue Variante (Fig. 3) enthält oft grössere Mengen von schwarzem Pigment (vermutlich Graphit), die dolomitische auch Quarz. Im Grenzbereich zur südlich anschliessenden Ivrea-Zone ist es nicht immer einfach, dieses Karbonatgestein in Grünschieferfazies von retrograd umgewandeltem granulitfaziellem Marmor der Ivrea-Zone zu unterscheiden (SCHMID et al. 1987, S. 50, ZINGG 1990, ZINGG et al. 1990); die Letzteren enthalten meist Kalksilikatminerale und/oder Spinell (s.u.). Ein kleines Karbonatvorkommen 300 m westlich von Bordei (Koord. 2692.975/1111.375) wurde von WALTER (1950) als dolomitisch beschrieben. Vermutlich vom gleichen Vorkommen beschreibt RADEFF (1915) eine 5 cm mächtige Gipslage.

Im Valle Loana, 10 km westlich des Kartengebiets, grenzt eine Abfolge von wahrscheinlich permischem (Mikro-)Konglomerat, weissem triassischem Kalzit- und Dolomitmarmor und schwarzem frühjurassischem Sandkalk, durchsetzt von Andesitgängen, an den amphibolitfazialen Gneis des Canavese-Grundgebirges (SCHÄPPI 1985). Der schwarze Sandkalk zeigt die Fazies der Moltrasio-Formation («Lombardischer Kieselkalk»). Diese Abfolge entspricht den in den Canavese-

«Stammlanden» westlich von Ivrea beschriebenen typischen Sedimenten dieser Zone (AHRENDT 1972, FERRANDO et al. 2004). Zwischen dem Valle Loana und dem Gebiet von Blatt Locarno sind weitere Canavese-Sedimentaufschlüsse in der Gegend von Finero vorhanden (im Bachbett des Cannobino, südwestlich des Dorfes und nördlich bei Piano di Sale), allerdings fehlt dort das Konglomerat. Bei den stark deformierten Karbonaten der Canavese-Zone im Kartengebiet handelt es sich zweifelsohne um die gleiche Abfolge (pers. Mitt. D. Bernoulli). Die besten Aufschlüsse befinden sich auf dem Weg, der bei Pkt. 937 m von der Strasse Gruppaldo – Monti di Schiavardo nach Norden in Richtung Corona di Pinz abzweigt.

α Andesitische Gänge, meist porphyrisch

WALTER (1950) verzeichnet in dieser Einheit drei Vorkommen von bis 200 m Länge, zwei zwischen Losone und Corona di Pinz und eines auf dem Grat zwischen Val del Boschetto und Val di Bordei weiter im Westen. Das Letztere beschreibt WALTER (1950, S. 117) als Amphibol-Andesit mit zonierten Plagioklasen (Zentrum: Oligoklas, Rand: Andesin) und ebenfalls zonierten Amphibolen mit braungrünem Kern und farblosem Rand sowie einer Matrix aus Plagioklas (Oligoklas bis Andesin), Quarz, Zoisit, Chlorit und etwas Amphibol. Diese andesitischen Gänge könnten, ähnlich wie diejenigen der Sesia-Decke, oligozänen Alters sein.

IVREA-ZONE

Von den meisten Autoren wird die Ivrea-Zone als abgescherter und aufgeschuppter Teil der tiefsten Erdkruste interpretiert, mit zahlreichen Metaperidotitkörper an der Basis und dem so genannten Basischen Hauptzug und den Metasedimenten darüber (ZINGG 1980, 1983, 1990). Es gibt aber auch Amphibolite mit ozeanischem Chemismus (ZINGG et al. 1990, LU et al. 1998).

Das Verbreitungsgebiet der im folgenden beschriebenen Gesteine fällt mit zwei regionalen geophysikalischen Anomaliezonen zusammen, einer positiven Schwereanomalie (Bouguer-Anomalie, KLINGELÉ & OLIVIER 1979) sowie einer der stärksten positiven Magnetfeldanomalien der Schweiz (KLINGELÉ 1982). Die Erste ist bedingt durch die hohe Dichte der ultramafischen und mafischen Gesteine, die Zweite durch deren hohen Gehalt an magnetischen Mineralen.

Finero-Metaperidotit

Es handelt sich um eine von Metaperidotit dominierte Zone mit mehreren Amphibolitlagen (s.u.). Sie tritt nur im südwestlichen Teil des Kartengebiets auf und gehört zum grossen, ca. 2 km mächtigen Ultramafititkomplex (oft auch «Körper» genannt) von Finero (Valle Cannobina; WALTER 1950, FRIEDENREICH 1956, VOGT

1962, DE QUERVAIN 1967, LENSCH 1968, 1971, CAWTHORN 1974, STECK & TIÈCHE 1976, KRUHL & VOLL 1976, 1979, BIANCONI et al. 1978, STECK 1979, ERNST 1981, RIVALENTI et al. 1981, EXLEY & SILLS 1982, HUNZIKER & ZINGG 1982, VOSHAGE et al. 1987, SAVARY 1988, QUICK et al. 1995, SIENA et al. 1989, VON QUADT et al. 1993, ZANETTI et al. 1999, 2013, 2016, MORISHITA et al. 2003, MATSUMOTO et al. 2005, HALICK 2010). Die relativ komplizierte Abfolge der verschiedenen Metaperidotite und Amphibolite ist auf die mehrfach verfaltete und an Bruchzonen versetzte Antiform mit Phlogopit-Metaperidotiten im Kern und mit Amphiboliten und Amphibol-Metaperidotiten am Rand zurückzuführen (STECK & TIÈCHE 1976, STECK 1979). Im Kartengebiet ist diese Struktur zudem durch Bruchzonen in N-S-Richtung stark eingeengt (Testa di Misello, südlich anschliessend im Gebiet von Blatt Brissago liegend).

U₁₀ Amphibol-Metaperidotit

Dieser Amphibol-Metaperidotit zeigt meist einen Spinell führenden lherzolitischen Mineralbestand und enthält Olivin (Forsterit), Orthopyroxen (Bronzit mit ca. 15 % Ferrosilit), Klinopyroxen (meist chromhaltiger Diopsid), farblosen bis hellgrünen Pargasit und Tremolit (Granulitfaziesbedingungen), Hornblende (Amphibolitfaziesbedingungen) und als Akzessorien Chromit und Ilmenit (WALTER 1950, VOGT 1962, LENSCH 1968, SAVARY 1988). Alle Übergänge zwischen Metadunit und Metapyroxenit sind möglich (VOGT 1962).

U₁₁ Phlogopit-Metaperidotit

Dieses Gestein zeigt den gleichen Mineralbestand wie der Amphibol-Metaperidotit, jedoch mit zusätzlichem Phlogopit, dafür aber meist deutlich weniger Klinopyroxen, ist also eher metaharzburgitisch.

Stark serpentinisierte Metaperidotite

Diese dunkelgrünen Gesteine treten meist an Nordrand des Ultramafitit-komplexes, in der Nähe der Grenze zur Canavese-Zone, auf. Sie enthalten Chrysotil – sowohl Antigorit als auch Magnetit – anstelle von Spinell (WALTER 1950, S. 88, SAVARY 1988). Serpentinisierte Metaperidotite sind im gesamten Finero-Komplex und besonders an seinem nördlichen Rand verbreitet; auch im übrigen Gebiet ist die alpine Retromorphose fast in jedem Dünnschliff von Metaperidotit nachweisbar.

A1 Gebänderter mittel- bis feinkörniger Amphibolit mit dioritischer oder gabbroider Zusammensetzung

Unabhängig von ihrem Ursprung (primäre Unterkruste oder subduzierte ozeanische Kruste, vgl. LU et al. 1998) durchliefen wahrscheinlich alle Gesteine des Basischen Hauptzugs zuerst eine Metamorphose in Granulitfazies und später teilweise eine solche in Amphibolitfazies (SCHMID & WOOD 1976, HUNZIKER & ZINGG 1980, ZINGG 1980, SAVARY 1988, WOLFF et al. 2012); deshalb werden sie hier als Amphibolite beschrieben. Aufgrund der Bedingungen hoher Metamorphose kann der An-Gehalt der Plagioklase nur sehr bedingt zur Unterscheidung von dioritischen oder gabbroiden Ursprungsgesteinen verwendet werden. Diese Unterscheidung kann nur aufgrund der chemischen Gesteinszusammensetzung gemacht werden (Gabbros meist 45–52 Gew.% SiO₂, Gabbrodiorite 52–57 Gew.% SiO₂ und Diorite 57–63 Gew.% SiO₂, LE MAITRE et al. 2004). Der Mineralbestand dieser meist sehr dunklen Gesteine besteht aus ungefähr 50 % Plagioklas (Andesin–Labradorit) und knapp 50 % mafischen Mineralen – Amphibol (meist gemeine Hornblende) und Klinobzw. Orthopyroxen (Diopsid, Hypersthen) – und aus den Akzessorien Granat, Biotit, Epidot und Chlorit. Die magmatischen Äquivalente wären demzufolge Gabbros, Gabbronorite und Norite.

Die auf Atlasblatt Locarno ausgeschiedenen Varietäten basieren auf der Kartierung von WALTER (1950) und den detaillierten petrographischen Beschreibungen (und z. T. chemischen Analysen) von VENKAYYA (1956):

- *Grobkörnige Amphibolite (Metagabbro)*, mit einer Korngrösse über 1 mm.
- *idem, mit Pyroxen*. Klinopyroxen ist immer vorhanden, Orthopyroxen gelegentlich.
- *Tektonische Brekzie mit Amphibolitkomponenten*. Diese tritt ausschliesslich in der Umgebung des Pizzo Leone auf. In einer Matrix von Epidot und Chlorit sind eckige Bruchstücke von Hornblende-Albitgestein eingebettet (WALTER 1950, S. 71). Es handelt sich höchstwahrscheinlich um eine retrograde Umwandlung, wie sie in mehr feinkörniger Form typisch für den Nordrand des basischen Hauptzugs ist.

Sowohl WALTER (1950) als auch VENKAYYA (1956) beschrieben eine auf der Korngrösse basierende Zonierung von feinkörnig im Süden über mittel- bis grobkörnig zu eher grobkörnig im Norden.

WALTER (1950, S. 96) erwähnte zudem einen z. T. sehr grobkörnigen grünen, oft auch braunen Hornblendit von maximal 3 m Mächtigkeit, der meist zwischen Metaperidotit und Amphibolit auftritt. Dieser konnte jedoch bei der Kartierung nicht vom dominanten Amphibolit abgetrennt werden.

Bei den bei Golino als Gerölle in der Melezza auftretenden granat- und pyroxendominierten Gesteinen handelt es sich um granulitfazielle mafische Lithologien.

Gi Biotit-Granat-Sillimanitgneis, häufig Graphit führend («Kinzigit»), Granat-Feldspatfels («Stronalit»)

Im Gebiet von Blatt Locarno dominiert mesokrater Biotit-Granat-Sillimanitgneis, den WALTER (1950) und VENKAYYA (1956) als «Kinzigit» bezeichneten. Die selteneren granulitfaziellen kalifeldspatdominierten Äquivalente, die manchmal als Einschlüsse in Amphibolit auftreten, wurden nach ihrer Typlokalität im Val Strona (Italien) als «Stronalite» bezeichnet (SCHMID 1967). COUTINHO et al. (2007) schlagen jedoch vor, diesen Begriff zugunsten von Granulit oder Granat-Quarz-Plagioklas-Alkalifeldspatgneis oder -fels aufzugeben. In der regionalen Literatur (SCHMID 1967, 1968, SCHMID & WOOD 1976, ZINGG 1980, SCHMID et al. 1987, POZZORINI 1989) wurden beide Gesteine dieser Gesteinsgruppe später einfach als Metapelite der Ivrea-Zone bezeichnet.

Im Gebiet westlich und nordwestlich von Ascona bildet die zentrale Amphibolitzone des Basischen Hauptzugs eine offensichtliche grossräumige Falte (Ascona-Antiform, POZZORINI 1989), welche sowohl im Süden (Porto Ronco–Ascona) als auch im Norden (Arcegno – Pizzo Leone) von Metapeliten umgeben ist. In der Südflanke sind mittel- bis grobkörnige Plagioklas-Biotit-Gneise mit oder ohne Granat, Sillimanit und Hellglimmer vorherrschend (WALTER 1950, S. 10, VENKAYYA 1956, S. 80ff.). Auch die Brissago-Inseln bestehen aus diesen Gesteinen. In der Nordflanke hingegen zeigen die gleichen Gesteine eine offensichtlich retrograde grünschieferfazielle Überprägung, mit zunehmendem Zerfall bis zum vollständigen Verschwinden des präalpinen Gefüges. Dabei handelt es sich um folgende Gesteine:

- Sehr bis extrem feinkörnige, braune bis olivgrüne *mylonitische* Gesteine (Phyllonite, Mylonite, Ultramylonite). Makroskopisch ist es praktisch unmöglich, die mineralogischen Bestandteile zu identifizieren, mit Ausnahme der Phyllonite, in denen Chlorit und Hellglimmer sichtbar sind. Mikroskopisch findet man Quarz, Albit, Chlorit, Hellglimmer und Porphyroklasten von präalpinen Mineralien.
- Grobkörniges, Chlorit führendes Gestein («*Pizzo-Leone-Gneis*»). Sein Mineralbestand ist (WALTER 1950, S. 113 ff.): Quarz, Plagioklas (Albit–Oligoklas), Hellglimmer, Chlorit, Biotit und Granatrelikte.

Diese beiden Gesteinstypen wurden von WALTER (1950) noch als zum Kristallin der Canavese-Zone gehörig betrachtet. Dann erkannten zuerst SCHMID et al. (1987) und POZZORINI (1989), im Bereich zwischen Losone und der Corona di Pinz, und dann MARCHON (2001), im Bereich des Pizzo Leone, die Ähnlichkeiten dieser Gesteine mit den Metapeliten der Ivrea-Zone, im Kontext der Kinematik entlang der Insubrischen Linie.

Zwischen den Amphiboliten des Basischen Hauptzugs und den südlichen Metapeliten gibt es eine *Übergangszone*, die WALTER (1950, S. 80ff.) folgendermassen beschrieb: «Es findet ein langsamer Übergang vom einen Gestein [Amphibolit] ins andere [Gneis] statt: Die basischen Gesteine sind in 0,5 bis mehrere Meter dicken Lagen, deren Mächtigkeit im Streichen mehr oder weniger konstant bleibt, oder in schmalen Streifen, welche immer wieder linsenförmig anschwellen, in die schiefrigen Kinzingite und ihre Begleitgesteine eingedrungen; oder sie blättern diese vollständig auf und durchsetzen sie in feinen Lagen.»

M₁ Marmore, Kalksilikatfelse

Die meisten dieser Gesteine in der Ivrea-Zone haben einen Mineralbestand von Plagioklas (max. 70 % An), Quarz, Diopsid, Skapolith sowie Amphibol und mehr oder weniger Kalzit (VENKAYYA 1956, S. 92). ZINGG (1980) beschrieb von weiter westlich auch Spinell. Zwei bemerkenswerte und gut zugängliche Aufschlüsse befinden sich westlich des Stadtzentrums von Ascona an der alten Strasse Ascona–Brissago. Es handelt sich um zwei ca. 7 m mächtige Linsen von weissem mittelkörnigen Kalzit-Phlogopitmarmor (Fig. 4, Koord. 2702.250/1112.210, MITTELHOLZER 1936, S. 43, PAPAGEORGAKIS 1961, S. 165) bzw. grauem feinkörnigem mylonitischen Marmor mit braun anwitternden zentimetermächtigen, stark verfalteten Einlagen von Kalksilikatfels (Koord. 2702.205/1112.285).

α Andesitische Gänge, meist porphyrisch

Durch die Umdeutung der von WALTER (1950) beschriebenen, nördlich des Basischen Hauptzugs gelegenen Gneise zu Ivrea-Gesteinen sind auch in dieser Einheit mehrere 700–1000 m lange, mittelkörnige amphibol- und plagioklasreiche Gänge vorhanden, die WALTER (1950, S. 116ff.) z. T. als «Quarzdioritporphyrite» oder «Ophiolithe» beschrieb. Die südlich des Pizzo Leone gelegenen, offenbar retrograd umgewandelten Ganggesteine beschrieb er folgendermassen: «In einer graugrünen feinkörnigen, etwas schiefrigen Grundmasse mit Chlorit, Quarz und Oligoklas bis Andesin schwimmen bis 5 mm grosse Einsprenglinge von Plagioklas; sein unzersetztes Zentrum ist basischer Andesin, der saurere Rand ist saussuritisiert, In einem andern Schriff sind sämtliche Feldspateinsprenglinge durch Zoisitpseudo-morphosen ersetzt.»

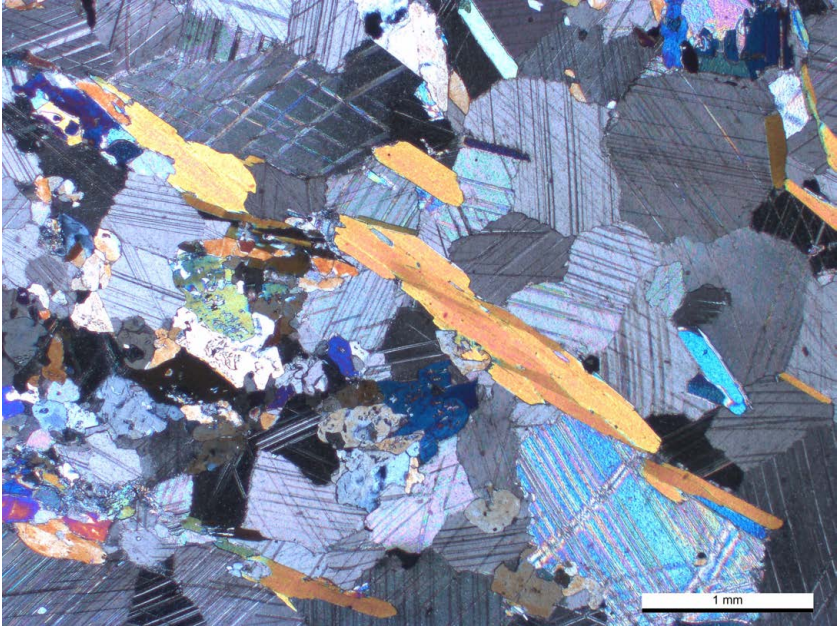


Fig. 4: Dünnschliffbild des Marmors von Ascona. Kalzit: grosse grau-bläulich schillernde Bereiche, Phlogopit: gelbe, diagonal von links nach rechts verlaufende sowie mittelgrosse dunkelblaue Bereiche. Foto H.-R. Pfeifer, 2018.

Pg Pegmatitgänge

WALTER (1950, S. 17ff., 84ff.) beschrieb zwei (präalpine) Pegmatitarten, die meist nur leicht diskordant verlaufen:

- Relativ feinkörniger gelblicher Pegmatit mit rostigen Verwitterungsrinden und einem Mineralbestand dominiert von Quarz, Plagioklas (meist Oligoklas), Hellglimmer sowie untergeordnet Biotit, Granat und Alkalifeldspat (Mikroklin). Dieser Typ tritt besonders häufig südwestlich von Porto Ronco im südlichsten Bereich der Paragneise im Kartengebiet auf.
- Normaler grobkörniger, vorwiegend weisser Pegmatit mit Quarz, Plagioklas (Albit–Oligoklas), Turmalin und untergeordnet Hellglimmer, Apatit und selten Alkalifeldspat sowie als Akzessorien Uraninit und Fe-Mn-Phosphate. Dieser Typ wurde auch von DE QUERVAIN (1932) vom Valle della Madonna (heute

Valle di Ponte genannt) bei Brissago ausführlich beschrieben und von BURRI & KÜNDIG (1934) und PARASKEVOPOULOS (1953) ebenfalls diskutiert. Neuere detaillierte Studien dieser ausserhalb des Kartengebiets gelegenen Vorkommen stammen von WEISS et al. (2004) und VIGNOLA et al. (2008).

Aus Pegmatiten in Amphibol-Metaperidotiten des Finero-Komplexes im Val di Front (Pardisino südlich von Palagnedra) beschreiben verschiedene Autoren seltene Vorkommen von übergrossen Exemplaren von Zirkonen (bis 9 cm lang), begleitet von Nephelin (GIRLANDA et al. 2007, WEISS et al. 2007, GIRLANDA & ANTOGNINI 2010). Die Alter liegen zwischen 212,5 und 190 Ma (Wende Trias/Jura; SCHALTEGGER et al. 2015). NYFFELER (1975) fand im Valle di Credo (heute Valle di Crodolo, zwischen Ronco und Brissago) bis 4 x 1,5 cm grosse grüne und braune Cordieritkristalle.

STRONA-CENERI-ZONE

Das Südufer des Lago Maggiore im Gebiet des Gambarogno (San Nazzaro, Piazzogna), das die Südostecke des Kartengebiets einnimmt, liegt in der Strona-Ceneri-Zone. Es wurde bereits 1974 auf dem Atlasblatt Bellinzona publiziert und unverändert auf das Atlasblatt Locarno übernommen. Die nachfolgenden Beschreibungen stammen, leicht gekürzt, aus den Erläuterungen von Blatt Bellinzona (SPICHER et al. 1981).

Asc **Amphibolit**

Amphibolit bildet hier vereinzelte schmale und nur über wenige 100 m verfolgbare, in Gneis eingelagerte Linsen. Sie zeigen infolge wechselnden Mineralgehalts sowie variabler Korngrösse und Textur ein recht unterschiedliches Aussehen.

Das Gestein weist meist granoblastische Struktur auf, untergeordnet auch porphyroblastische. Unter den Hauptgemengteilen herrscht der grau- oder bläulich-grüne, oft auch fast farblose aktinolithische Amphibol über den Plagioklas (Andesin, 27–46 % An) vor. Unter den sekundären Bestandteilen ist Chlorit häufig vertreten, während Prehnit nur selten vorkommt. Häufigstes akzessorisches Mineral ist Granat, gefolgt von Klinozoisit–Epidot, Biotit, Titanit und Ilmenit mit Leukoxenrändern.

BÄCHLIN (1937) beschrieb eine besondere Amphibolitlinse vom Valeggio della Vigna (Koord: 2706.900/1110.370), wo sich Granatamphibolit findet, der starke Anklänge an Eklogitamphibolitrandfazies sowie Plagioklasanreicherungen (28 % An) um die Granate aufweist. Der Autor präzisiert: «Die grüne Hornblende ist diablastisch. Das Gestein zeigt, obwohl es ein viel gröberes Korn besitzt als die Eklogitamphibolite, eine deutliche Verwandtschaft mit diesen. Da beide Gesteine in derselben Zone liegen, ist diese Beziehung nicht verwunderlich.»

G_{sc} Schieferiger Biotit-Plagioklasgneis, z. T. Muskovit führend

Dieses grau-braune, rostig anwitternde Gestein macht etwa die Hälfte der Aufschlüsse im Gambarogno-Gebiet aus. Die Mengenverhältnisse der Hauptgemengteile – basischer Oligoklas, Biotit, Muskovit und Quarz – und das Korngefüge sind grossen Schwankungen unterworfen, was eine strukturelle Vielgestaltigkeit bewirkt. Von den Akzessorien Andalusit, Sillimanit, Disthen, Staurolith, Granat und Hornblende tritt nur die Letztgenannten makroskopisch in Erscheinung.

G_{scm} Schieferiger bis dünnflaseriger Biotit-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis, mit Migmatitcharakter

Die dünnflaserige Textur dieses Gesteins, mit aplitisch-pegmatitischen Partien in schieferiger Matrix, deutet auf Aufschmelzungsprozesse und Migmatitbildung hin. Die Grenze zwischen Ortho- und Paragneis ist nicht immer scharf, jedoch an einer Zunahme des Glimmeranteils und dem etwas häufigeren Auftreten von Hornblende erkennbar.

GO_{sc} Aplitischer flaseriger Alkalifeldspatgneis, biotit- und muskovitarm

Dieses leukokrate, meist rötlich anwitternde Gestein ist mittel- bis feinkörnig und seine Textur ist flaserig bis dünnlagig. Bei den Feldspäten herrscht grobgegit-terter, selten perthitischer Mikroklin über den Plagioklas (5–12 % An) vor. Dieser Orthogneis zeigt scharfe Grenzen zum Nebengestein.

QUARTÄR

Die verschiedenen quartären Fest- und Lockergesteinsterrassen an den Talflanken des Centovalli und des Pedemonte wurden erstmals von LAUTENSACH (1910) und FERRARI (1921), später auch von CANALE (1957), GEISSBÜHLER (1967) und WÄHLI (1967) als Reste ehemaliger Talböden klassifiziert und diskutiert, hauptsächlich basierend auf der grundlegenden Arbeit von ANNAHEIM (1946), der einzelne Terrassensysteme auch dem Pliozän zuordnete. Diese älteren Interpretationen wurden seither stark hinterfragt (z.B. HANTKE 1987a, 1988); sie werden in diesen Erläuterungen nicht diskutiert.

Das hochauflösende digitale Höhenmodell von swisstopo (swissALTI^{3D}) ist ein wichtiges Mittel zur detaillierten Analyse der Geomorphologie; es erlaubt unter anderem, fluviale Terrassen von nur wenigen Metern Höhe sichtbar zu machen (Fig. 5).

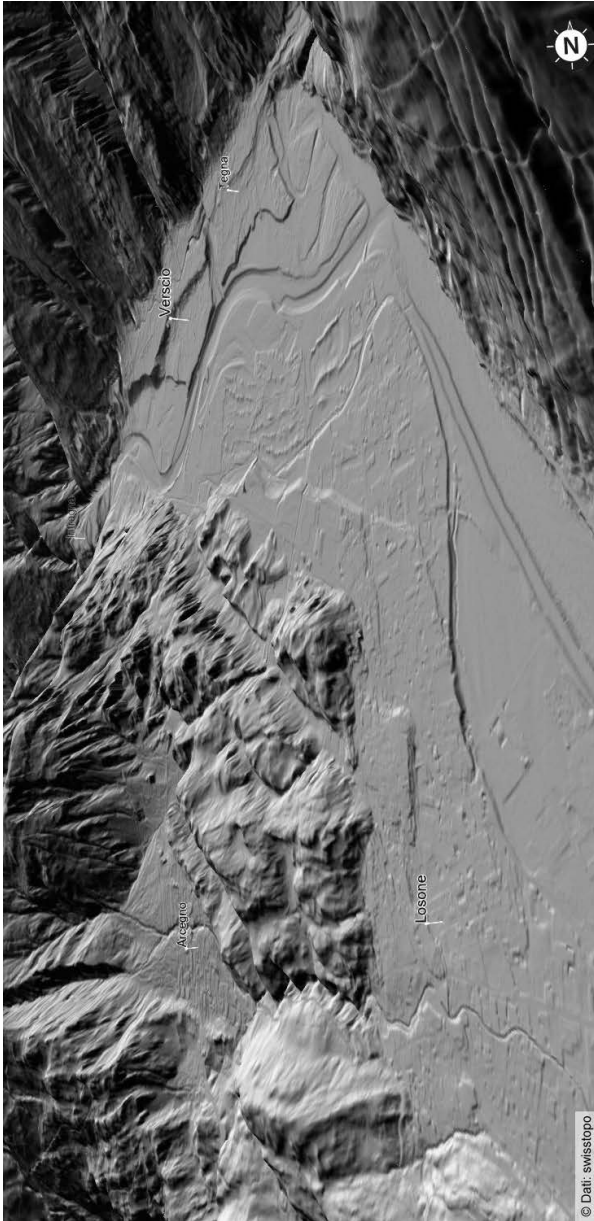


Fig. 5: Dreidimensionale Darstellung der Alluvialebene der Meleza und der Maggia zwischen Golino (im Hintergrund) und Losone (vorne links). Digitales Höhenmodell swissALTI^{3D}.

Im Gebiet der Alluvialebene von Maggia und Melezza geben die auf der Karte dargestellten Bohrungen (Auswahl aus GESPOS 2018) Aufschluss über die Mächtigkeit der quartären Ablagerungen.

Unterhalb von 1600–1900 m ü. M. sind praktisch alle Felsaufschlüsse von Gletschereis überprägt (HANTKE 1987b). Eine besonders schöne Rundhöckerlandschaft befindet sich im Gebiet Ascona–Arcegno–Losone (Gegend von Monte Verità, Gratena, Balladrüm, Maia, Barbescio, Piano di Arbigio, sichtbar in der Mitte links auf Fig. 5; FRANSELLA 1989).

Das Bundesamt für Umwelt (BAFU), dem Kanton Tessin und dem Institut Erdwissenschaften der SUPSI haben in den letzten 20 Jahren intensiv an der Problematik der Naturgefahren gearbeitet, dabei wurden Gefahren- und Gefahrenhinweiskarten zu Sturzprozessen, Rutschungen, Hochwasser und Lawinen erarbeitet. Die ersten beiden Prozesse treten vor allem in folgenden Gebieten auf: Südhang des Centovalli, westlichen Teil des Valle di Vergeletto, Hang zwischen Ascona und Ronco, rechte Talflanke des Maggiatals und Hang zwischen Monti della Trinità und Brione sopra Minusio.

Talbildung

Bereits deutlich vor Beginn des Quartärs setzte die Bildung der übertieften Talungen am südlichen Alpenrand ein (HANTKE 1988, FELBER 1993). Früh schon erkannten Topographen und Geologen, dass der Grund der südlichen Alpenrandseen teilweise mehr als 200 m unter dem heutigen Meeresniveau liegt (Lago di Como –211 m, Lago Maggiore –176 m, Lago di Lugano –5 m; WEBER 1915, S. 279). Zur Erklärung dieses Sachverhalts wurden verschiedene, z. T. komplizierte Hebungs- und Senkungsmodelle entwickelt (ausführliche Diskussion in FELBER 1993). Erst in den 1970er-Jahren fand man eine plausible Erklärung (HSÜ et al. 1973). Die Übertiefung der Täler ist auf Erosion zurückzuführen, die seit dem Fund von mächtigen Salzlagern unter dem Mittelmeer dem Messinien (spätes Miozän, vor knapp 6 Ma) zugeordnet werden. Mehrere seismische Profile in den südlichen Alpenrandseen und in den nördlich und südlich angrenzenden Gebieten zeigten, dass die V-förmig eingeschnittenen Talungen bis 700 m unter das heutige Meeresniveau reichen und durch pliozäne und quartäre Sedimente gefüllt sind (FINCKH 1978, FINCK 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). Die canyonartigen Talungen wurden während der so genannten Messinian Salinity Crisis gebildet. Damals war das Mittelmeer über eine Dauer von rund 700 000 Jahren, wahrscheinlich mit kurzen Unterbrüchen, durch eine Schwelle bei Gibraltar vom Atlantik abgeschnitten, wobei sich sein Spiegel durch Verdunstung absenkte und es in mehrere, bis zu 3 km unter dem heutigen Meeresniveau liegenden Teilmeere zerfiel, die mehrmals fast vollständig austrockneten und bis zu

500 m mächtige Salz-, Gips- und Anhydritlager hinterliessen (z.B. HSÜ et al. 1973, SUC & CLEUZON 1996, RYAN 2009, BACHE et al. 2012, CRISTELEIT et al. 2015).

Im paläohydrographischen Kontext des späten Neogens floss am Ende des Miozäns wahrscheinlich die Maggia ab Ponte Brolla auf einem sehr steilen Felsuntergrund zum damaligen Ticino hinunter (s. Isohypsen der Felsoberfläche auf der Karte, modifiziert nach LERICI 1970), welcher durch die bis –700 m reichende heutige Talung des Lago Maggiore weiter hinunter in die noch viel tiefer liegende, noch nicht mit Sedimenten gefüllte Po-Ebene floss, wohin vor der Messinian Salinity Crisis das Adriatische Meer reichte (BACHE et al. 2012).

Pleistozän

q_{4m} Letzteiszeitliche Moräne

Grundmoräne von meist 0,5–3 m Mächtigkeit macht unterhalb von 1300 m ü. M. fast zwei Drittel der Quartärablagerungen aus. Typischerweise sind die Wiesen und ausgedehnten Weidegebiete der «Monti» auf Moränenmaterial situiert. Die vereinzelt vorhandenen erratischen Blöcke sind meist nicht grösser als 1–2 m³; sie wurden bei der Kartierung nicht ausgeschieden. Im Centovalli dominiert unter den kleineren Blöcken und beim Geröll der typisch gelb anwitternde Metaperidotit von Finero (Fig. 6). Die grosse Verbreitung dieser Blöcke zwischen Valle Vigezzo und Ascona ist zudem ein Hinweis, dass der Toce- und der Melezso-Gletscher gegen Osten flossen und im Gebiet von Losone-Arcegnò auf den Maggia-Gletscher trafen (HANTKE 1987 a).

Vereinzelt treten auch bis rund 20 m mächtige Vorkommen von Moränenmaterial auf, so im Valle Maggia zu beiden Seiten des Ri della Terra di Fuori (bei Chiazza und Darubi; Koord. ca. 2698.800/1120.200), bei Ronchini oberhalb Gordevio (im Roverina-Wald und bei Roncascio im unteren Val Grande), im Valle Onsernone und seinen Seitentälern sowie oberhalb von Brione zwischen 500 und 600 m ü. M. (Pedro, Motto della Mora).

Vereinzelte, meist parallel zum Hang verlaufende Geländerücken werden als Erosionsformen im Moränenmaterial gedeutet und nicht als Moränenwälle.

q_{fg} Glazifluviatile Ablagerungen; z. T. kegelförmig

Auf der nördlichen Seite des Lago di Palagnedra treten oberhalb der Bahnstation von Palagnedra, unterhalb von Cioss und südöstlich von Borgnone mehrere bis zu 200 x 500 x 20 m messende Aufschlüsse mit einer Abfolge von braunem lakustrischem Silt auf, der von Sand und Schotter überlagert wird. Dabei handelt es sich möglicherweise um Kameterrassen, die am Gletscherrand gebildet wurden



Fig. 6: Für das Gebiet von Blatt Locarno typische, gelb angewitterte Blöcke aus Finero-Metaperidotit (Geröll in der Melezza bei der Einmündung in die Maggia, nördlich von Losone). Foto H.-R. Pfeifer, 2013.

(SCHELLER 1992, REY 2001). Über eine mögliche Korrelation mit den Seesedimenten des letzten Interglazials aus der Gegend von Re – Valle Vigezzo (SIDLER & HANTKE 1993) ist nichts bekannt.

Die zwischen Intragna und der Einmündung in die Maggia gelegenen höheren Terrassen entlang der Melezza, die bereits von CANALE (1957) beschrieben wurden, werden hier als Reste einer spätglazialen proglazialen Schwemmebene (Sander) interpretiert. Im Vergleich zum Gefälle von 10‰ der heutigen Alluvialebene der Melezza ist dasjenige dieser alten Terrassen steiler, nämlich 26‰ zwischen Cavigliano und Verscio und 18‰ zwischen Verscio und Tegna bzw. der Terrasse südlich des Golfplatzes von Losone, die sich bis nach San Lorenzo erstreckt. Die nördlich davon liegende Gegend des Golfplatzes selber gehört hingegen zu den jungen Alluvionen der Melezza (q_a).

Im Südwesten von Losone, zwischen den Ortsteilen von San Giorgio und San Lorenzo, erstreckt sich ein spätglazialer Bachschuttkegel, der in Zusammenhang mit einer ehemaligen Eismasse in der Gegend von Arcegno, wo zahlreiche Rundhöcker und erratische Blöcke auftreten, stehen könnte.

Im Valle Maggia finden sich zu beiden Seiten des unteren Teils des Ri della Terra di Fuori, am Fuss der weiter oben beschriebenen mächtigen Moränenablagerungen, steile vermutete glazifluviale Schuttfächer, die heute trocken und nicht mehr aktiv sind.

Holozän

Zerrüttete Sackungsmassen

Grober Blockschutt tritt als in situ zerfallene Felsmassen bei Streccia südlich von Dunzio, an der Ost- und Westflanke des Salmone, auf dem Westhang am Eingang des Valle Onsernone (westlich von Nebi), im Val Teia zwischen dem Madone und Gordevio sowie am Nordhang des Grates Pianascio – Corte Nuovo – Pizzo Ruscada (dieser letzte Gipfel westlich der Kartengebietsgrenze) auf.

Sackungsmassen

Der gesamte, nach Südosten orientierte Hang am rechten Ufer des Lago Maggiore zwischen Croasca und dem Pizzo Leone weist die typische Form einer tiefgründigen Sackungsmasse auf; diese ist vermutlich spätglazial. Das gleiche gilt für die Sackungsmasse in der rechten Talflanke des Valle Maggia westlich von Moghegno – deren Hauptteil im Gebiet von Blatt Maggia liegt – sowie für diejenige nordwestlich von Gresso in der Nordwestecke des Kartengebiets.

Weitere kleinere Sackungsmassen liegen südwestlich von Bordei (neben der grossen Bergsturzmasse), nördlich des Pizzo Leone, im oberen Val Remo, nordöstlich der Testa 2 km nördlich von Cavigliano sowie am Nordabhang des Salmone.

Ein oberflächlicher gravitativer Vorgang, der Hakenwurf, ist in der sehr heterogenen und steilstehenden Orselina-Bellinzona-Zone entlang der Centovalli-Strasse weit verbreitet und führt immer wieder zu Strassenunterbrüchen oder Deformationserscheinungen in den Tunnels der Centovalli-Bahn. Ende der 1980er-Jahre musste der Hang oberhalb von Daranei zwischen Intragna und Corcapolo während etwa 18 Monaten mit massiven Anker- und Betonkonstruktionen grossräumig saniert werden.

Rutschmassen

Die meisten ausgedehnten, durch Rutschvorgänge betroffenen Gebiete befinden sich im südwestlichen Teil des Kartengebiets, vorwiegend auf den Chlorit-Hellglimmerschiefern der Canavese-Zone (Val di Capolo und Val di Front südlich von Moneto; in der Nordflanke der Bergkette Pizzo Leone – Corona di Pinz). Eine weitere Rutschmasse liegt im Nordosthang des Grates zwischen dem Pizzo Peloso und dem Pizzo della Bassa am Nordrand des Kartengebiets.

Blockschutt, Fels- bzw. Bergsturzablagerungen

Ablagerungen von eigentlichen Bergstürzen gibt es nur wenige im Gebiet von Blatt Locarno, so beispielsweise südlich von Bordei, nördlich des Pizzo Leone und im Val di Croat westlich von Cardada. Das Alter dieser Bergstürze ist nicht bekannt. Da sie nur mässig von Vegetation überwachsen sind, könnten sie durchaus historisch sein.

Hangschutt, Hangschuttkegel

Hangschutt findet sich an steilen Hängen und unterhalb von Felswänden, wo er grösstenteils von Wald bewachsen ist. Im Gegensatz zum Moränenmaterial dominieren im Hangschutt eckige Fragmente, deren Korngrösse von der Sand- bis zur Blockfraktion (max. 1 m) variiert und die meist nur aus einer oder zwei Lithologien bestehen. Ein gewisser Anteil an aufgearbeitetem feinkörnigem Moränenmaterial kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. In höheren Lagen, insbesondere im Valle Onsernone und nördlich davon, besteht Hangschutt oft aus wenig transportiertem bzw. an Ort und Stelle zerfallenem Gestein.

Gemischte Schuttkegel: Bach-, Murgang- und Hangschutt

Am Fuss von steilen Hängen und Couloirs kommen kleine Schuttkegel vor, die aus Material bestehen, das durch Wildbäche, Murgänge oder allein durch die Schwerkraft transportiert wurde. Solche Kegel befinden sich am rechten Ufer der Maggia südlich von Moghegno und zwischen Terra di Fuori und der Flussbiegung von Torbeccio.

Bachschuttkegel

Bachschuttkegel sind vor allem im unteren Valle Maggia verbreitet, wo die meisten Dörfer (Moghegno, Gordevio, Avegno) auf diesen Erhebungen gebaut wurden. Auch die Ortschaften von Muralto und Minusio liegen auf Bachschuttmaterial. Kegel von geringerer Ausdehnung kommen auch im Pedemonte vor (z.B. Verscio).

Sümpfe, Torfmoore

Diese treten nur sehr lokal auf. Ein Torfmoor befindet sich auf einem Passübergang in Pian Segna (Monte di Comino), das zu den Hochmooren von nationaler Bedeutung gehört (Valsecchi et al. 2010). Mehrere Sümpfe treten in den Mulden der Rundhöckerlandschaft nördlich der Bolletina Lunga und auf dem Piano di Arbigio im Gebiet Ascona–Arcegno–Losone auf (FRANSELLA 1989). Ein weiterer Sumpf befindet sich bei Case Boletti im Maggia-Delta. Sie sind alle im Bundes-

inventar der Flachmoore von nationaler Bedeutung eingetragen (s. a. KELLER 1930, ZOLLER 1960).

q_a Rezente Alluvionen

Rezente Alluvionen sind praktisch nur entlang der Maggia und der Melezza stromabwärts von Intragna zu finden. Sie täuschen oft ein U-Tal vor, füllen jedoch mit darunterliegendem Hangschutt, glazifluviatilen oder lakustrischen Sedimenten V-Täler aus (ZANETTA & PFAMMATTER 2003).

Ehemalige Flussbette

Ehemalige Flussbette finden sich auf dem ab 1891 kanalisierten Maggia-Delta (JÄGGLI 1922, LAMBERT 1988, SOLCA & CHIAPPA 2012). In der Alluvialebene der Melezza zwischen Golino und Tegna veränderte das Jahrhunderthochwasser vom 7./8. August 1978 die Landschaft stark (VISCHER 1979, GREBNER 1980, LOSA et al. 1998); dabei schnitten sich zahlreiche Seitenbäche tief in die Alluvionen ein, und die Mündung der Melezza in die Maggia verlagerte sich um ca. 500 m nach Südosten.

Niveau des Lago Maggiore im Spätglazial – Frühen Holozän

Die Figur 7 zeigt die Ausdehnung des Lago Maggiore zwischen 20 000 und 10 000 Jahren BP (Jahre vor Gegenwart). Während des Spätglazials reichte der See bis nach Ponte Brolla, wie durch die Analyse des Gefälles von Terrassen zwischen Bellinzona und Magadino rekonstruiert werden konnte (SCAPOZZA et al. 2012, SCAPOZZA 2016). Nicht gesichert ist seine Ausdehnung im Gebiet des Pedemonte. Zur gleichen Zeit endete der Lago Maggiore zwischen der Magadinoebene und Bellinzona an der Gletscherzunge des Ticino-Gletschers bei Cugnasco.

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

Künstliche Aufschüttungen und Auffüllungen wurden vor allem beim Bau von Druck- oder Verbindungstollen von Wasserkraftwerken geschaffen (z. B. bei Castello am rechten Ufer der Melezza gegenüber der Bahnstation von Palagnedra im Centovalli), seit 1990 auch in Form von Inertstoffdeponien, in denen vor allem Schutt von abgebrochenen Häusern und Strassenmauern abgelagert wird, so z. B. südlich von Gordevio. Die Dämme entlang der Melezza und der Maggia in der Alluvialebene wurden nach dem Hochwasser von 1978 gebaut; im Gebiet ihres Deltas wurde die Maggia bereits Ende des 19. Jahrhunderts kanalisiert (s. o.).

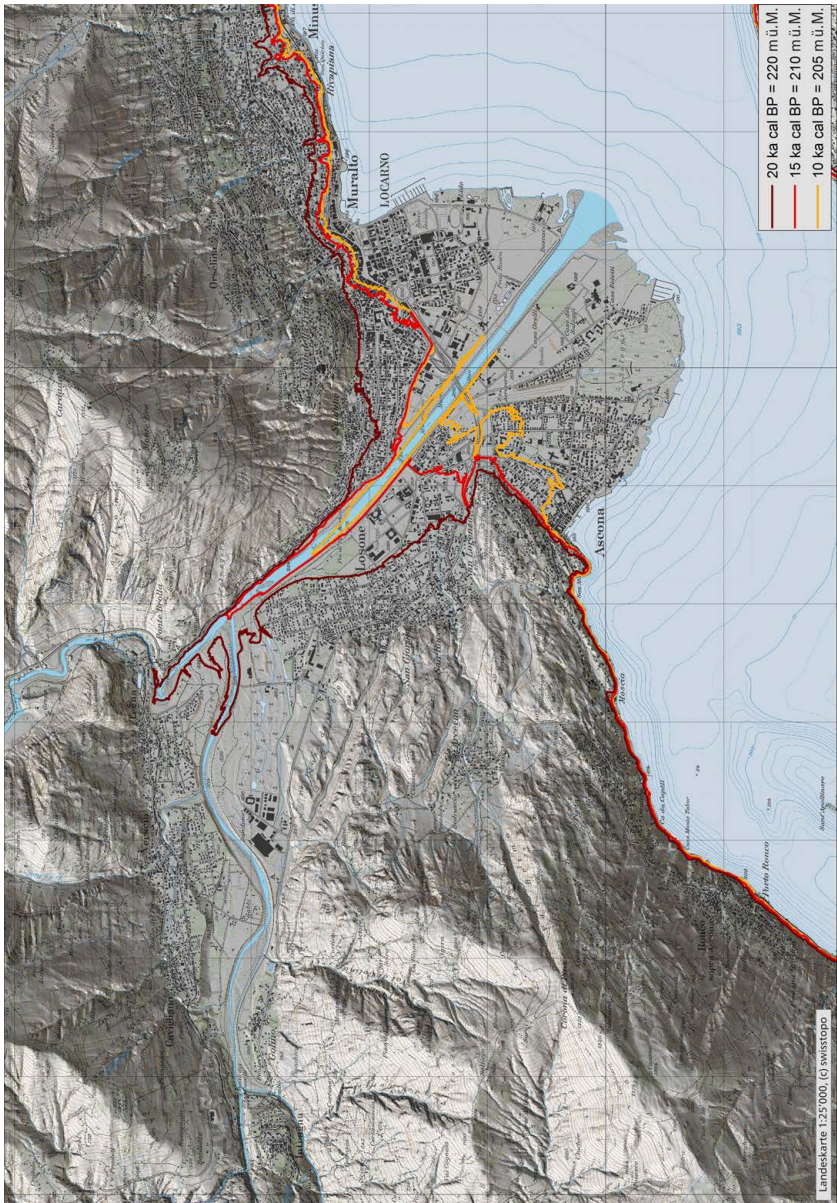


Fig. 7: Ausdehnung des Lago Maggiore in Spätpleistozän und dem Frühholozän (pers. Mit. C. Scapozza, 2017).

TEKTONIK

Wie die tektonische Karte (Taf. I) zeigt, werden von Norden nach Süden folgende tektonische Einheiten unterschieden:

- Penninikum: Simano-Decke, Cima-Lunga-Decke, Maggia-Decke, Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex, Orselina-Bellinzona-Zone, Monte-Rosa-Decke und Zermatt-Saas-Fee-Decke (piemontesische Ophiolithe, welche die Plattengrenze zwischen der europäischen und der adriatisch-apulischen Platte markieren).
- Salassikum: Sesia-Decke, getrennt vom Südalpin durch die Canavese-Linie (im Gebiet von Blatt Locarno das Segment der Insubrischen Linie, das sich bogenförmig von Losone aus in südwestlicher Richtung erstreckt; s. S. 61).
- Südalpin: Canavese-Zone, Ivrea-Zone und Strona-Ceneri-Zone.

Alle Grundgebirgselemente der penninischen und salassischen Einheiten enthalten prävariszische und variszische Strukturen, Magmatite und Metamorphite, welche intensiv von alpiner Deformation und Metamorphose überprägt wurden. Das mesozoische Alter von eventuell vorhandenen ozeanischen Grüngesteinen und Deckgebirgsserien ist jedoch schwierig nachzuweisen. Jede dieser tektonischen Einheiten ist durch eine typischen Lithologie und einen bestimmten tektonischen Stil geprägt. Die genaue Abgrenzung der verschiedenen Einheiten ist aber oft nur auf etwa 100 m genau möglich.

TEKTONISCHE EINHEITEN

Simano-Decke

Die Simano-Decke streift knapp die Nordostecke des Gebiets von Blatt Locarno, wo sie auf einer Fläche von weniger als einer halben Hektare auftritt. Sie besteht hier aus leukokraterem Gneis von Verzasca-Typus.

Cima-Lunga-Decke

Die Cima-Lunga-Decke ist ebenfalls auf ein kleines Areal in der Nordostecke des Kartengebiets beschränkt. Die hier vorgenommene Abgrenzung basiert auf neueren Aufnahmen der angrenzenden Blätter Maggia und Osogna und weicht von der Aufteilung früherer Autoren (z.B. BÄCHLIN et al. 1974, SPICHER et al. 1981, BERGER et al. 2005) insofern ab, als generell die für die Cima-Lunga-Decke typischen Amphibolite und Metaperidotite (z.B. südlich der Alpe Bardughè auf 1600 m ü.M.,

nordöstlich von Vogorno im Gebiet von Blatt Bellinzona) als zur Cima-Lunga-Decke gehörend betrachtet werden und nicht zur Simano-Decke. Als Grenze zur südwestlich anschliessenden Maggia-Decke wurde das Paragneisband der «Cangello-Gaggio-Zone» definiert.

Maggia-Decke

Die Maggia-Decke tritt am Nordrand des Gebiets von Blatt Locarno auf einer Breite von maximal 2,5 km auf (SPICHER et al. 1981, STECK 1998, BURRI 1995, STECK et al. 2013). Sie fällt im Osten mit 80° gegen Nordosten (synforme Maggia-Hauptzone, die bis in das obere Valle Maggia zieht), im Westen ca. 70° gegen Norden, um ausserhalb des Kartengebiets eine flache Synform zu bilden («Vergeletto-Löffel»). Diese geometrisch komplizierte Decke umfasst ebenfalls recht variable, vor allem mesokrate Biotitgneise verschiedenen Ursprungs. Die Südgrenze wurde von KOBE (1966a) südlich der Grüngesteine des Croce- und Gresso-Zugs festgelegt. Die Basis (Südteil der Decke) wird sowohl im Valle Onsernone als auch südlich von Gordevio durch eine Gneisserie mit einem hohem Anteil an Amphibolit und Kalksilikatgestein (Hornblende-Epidotfelse) gebildet.

Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex

Der Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex umfasst mehrere Teilzonen, die nicht scharf voneinander abgrenzbar sind. Er umfasst den ganzen mittleren, W–E verlaufenden Bereich des Kartengebiets zwischen der Maggia-Decke im Norden und der Orslina-Bellinzona-Zone im Süden und wurde ursprünglich als «Injektionsgneis» von Mergosica-Arbedo bezeichnet, nach der Typlokalität Mergoscia im Val Verzasca (MITTELHOLZER 1936). Dieses Gebiet wird von inhomogenen mesokraten migmatischen Biotitgneisen dominiert, enthält aber an zahlreichen Orten bis 100 m mächtige Bänder von Amphibolit, z. T. mit Eklogitrelikten, die von Metaperidotit, Marmor und Kalksilikatgestein begleitet sind (KOBE 1956, 1966b, BURRI 2005, BERGER et al. 2005, BROUWER et al. 2008, STECK et al. 2013). ENGI et al. (2001, 2004) haben für diese Art von Melange-Zonen den Begriff Tectonic Accretion Channel (TAC) geprägt.

Da in Gneisen Hochdruckparagenesen schwierig nachweisbar sind (PFEIFER et al. 1991), ist es sehr spekulativ, eine eigene Deckeneinheit, die Hochdruck erlebt hat, scharf von den hochdruckfreien Gebieten abzugrenzen, wie das BERGER et al. (2005, dort als Mergoscia-Zone bzw. Onsernone-Zone bezeichnet) und STECK et al. (2013, Mergoscia-Zone bzw. Antigorio-Decke) vorgeschlagen haben. Deshalb werden hier folgende zwei Zonen unterschieden: die *Mergoscia-Zone*, die neben migmatitischen Gneisen oft Glimmerschiefer, Paragneise, Amphibolite mit Eklogitrelikten, Metaperidotite, Marmore und Kalksilikatgesteine enthält, und die *Antigorio-*

Decke, die von diversen migmatitischen Gneisen dominiert wird und vor allem den westlichen Teil des Kartengebiets einnimmt (Taf. I; STECK et al. 2013, DELLA TORRE & MAGGINI 2015, DELLA TORRE et al. 2015).

Die detaillierte struktureologische Untersuchung des gesamten Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplexes im Gebiet von Blatt Locarno zeigte mehrere W–E streichende regionale Syn- und Antiformen mit variablen Achsenrichtungen (Taf. I; FORSTER 1947, KOBE 1956, STECK 1998, STECK et al. 2013). Die Gneisfoliation streicht ebenfalls W–E, meist mit einem nördlichen oder südlichen Einfallen von 60–90°. Die Abgrenzung gegen die nördlich folgende Maggia-Decke ist nicht überall einfach; sie wurde nach Möglichkeit entlang der Grüngesteins-Marmor-Kalksilikatzonen gezogen. Die südliche Abgrenzung ist ebenfalls nicht immer einfach festzulegen, auch hier wurde der letzte Amphibolitzug der Orselina-Bellinzona-Zone als Grenze gewählt.

Die Mergoscia-Zone (inkl. Someo-Zone von BERGER et al. 2005) und die Cima-Lunga-Decke enthalten Hochdruckrelikte und haben möglicherweise einen gemeinsamen Ursprung. WENK (1955) und BAECHLIN et al. (1974) beobachteten, dass die Faltenachsen im Gebiet von Bellinzona viel steiler abtauchen als weiter westlich (u. a. im Gebiet von Blatt Locarno), was von einem der Autoren dieser Erläuterungen (A. S.) bestätigt werden konnte. Das könnte heissen, dass die Maggia-Decke auf dem Gebiet des benachbarten Blattes Bellinzona mit einer steil abtauchenden Antiform endet, umhüllt von der Mergoscia-Zone als Südschenkel und der Cima-Lunga-Decke als Nordschenkel (Taf. I).

Orselina-Bellinzona-Zone

FORSTER (1947) definierte die «Orselina-Zone» im Gebiet vom Blatt Locarno. Entsprechend den Empfehlungen der Tektonik-Expertengruppe der Landesgeologie wird diese hier mit der Bellinzona-(Dascio-)Zone zusammengefasst und als Orselina-Bellinzona-Zone bezeichnet. Diese lithologisch sehr heterogene Einheit mit einer Breite von 0,8 bis 1 km bildet die Nordflanke des Centovalli und verschwindet östlich von Intragna unter quartärem Lockergestein, um nördlich von Locarno nahe bei der Typlokalität Orselina mit einer Breite von bis zu 1,2 km gegen das untere Val Verzasca und Bellinzona zu ziehen. Die aufgrund der Ähnlichkeit gewisser Gneise der Monte-Rosa- und der Orselina-Bellinzona-Zone nicht immer ganz einfach zu erkennende Südgrenze wurde südlich der letzten Amphibolitzüge festgelegt. Die Orselina-Bellinzona-Zone zeigt meist ein Nordfallen von 60–90°, mit manchmal durch Hakenwurf verursachtem schwächerem Einfallen. Diese Variation sowie die meist nur über 300–500 m verfolgbaren Amphibolit-Metaperidotitzüge lassen eine intensive Isoklinalverfaltung im Hektometerbereich vermuten, wie sie in der Umgebung der Staumauer des Lago di Vogorno im Val Verzasca auftreten (WENK 1967, SPICHER et al. 1981). Der im Meterbereich sehr heterogene Aufbau dieser

Karbonate oder Quarzit – der Radiolarit entsprechen könnte – fehlen in der West-Ost-Erstreckung dieser Decke bereits ab dem Valle Anzasca. Auch für die Fortsetzung der Tsaté- und Cimes-Blanches-Decke (ESCHER et al. 1997), die weiter im Westen die Zermatt-Saas-Fee-Decke begleiten, gibt es ab dem Valle Anzasca, bedingt durch die starke Einengung auf maximal 150 m, keine klaren Hinweise (PFEIFER et al. 1989).

Sesia-Decke

Die im Kartengebiet petrographisch sehr vielfältige, maximal 500 m mächtige Sesia-Decke fällt mit ca. 50–80° gegen Norden ein. In den gebänderten, oft stark mylonitisierten Gneisen treten vereinzelt Amphibolit- und Marmorlagen auf, vor allem aber sind in dieser Decke spätalpine andesitische Gänge relativ häufig. Gegen die Ophiolithe der nördlich anschließenden Zermatt-Saas-Fee-Decke zu tritt der bis 200 m mächtige Maia-Metagabbro auf, der stellenweise von Metagraniten begleitet und oft nur durch wenige Meter Gneis von den Grüngesteinen dieser Decke getrennt ist. Metagabbros (z. T. als Diorite beschrieben) sind typisch für den Nordrand der Sesia-Decke (REINHARDT 1966, VENTURINI et al. 1996, BUSSY et al. 1998).

Canavese-Zone

Im Gegensatz zu SCHMID et al. (1987), die den Begriff Canavese-Zone auf die Metasedimente beschränkten, wird hier die klassische Aufteilung dieser Zone in einen Grundgebirgsanteil und die Sedimentbedeckung (ZINGG et al. 1976, BORCHI et al. 1996, FERRANDO et al. 2004) verwendet. Im Kartengebiet präsentiert sich die Canavese-Zone als maximal 300 m mächtige, mit ca. 60–70° nach N–NW einfallende Wechsellagerung von Quarz-Feldspatmyloniten und stark boudinierten und verfalteten Kalkmyloniten. Die Metasedimente konzentrieren sich im Nordteil der Zone und nehmen vom Valle di Remo gegen Osten bis nach Arcegno von 60 auf über 250 m Mächtigkeit zu.

Die klassischerweise als Canavese-Linie bezeichnete Grenze (NOVARESE 1929) zur nördlich anschließenden Sesia-Decke wurde bei den nördlichsten Karbonatzonen durchgezogen. In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, dass in der Literatur eine gewisse Konfusion bezüglich der Canavese-Linie herrscht, d. h. es existieren unterschiedliche und z. T. kontroversen Meinungen über die Definition und Verwendung dieses Begriffs (S. 61).

Ivrea-Zone

Am südwestlichen Rand des Gebiets von Blatt Locarno ist diese mit 50–80° nach N–NW einfallende Zone fast 2 km breit; bei San Materno, einem Ortsteil von

Ascona, taucht sie steil unter das Maggia-Delta. Dieses Gebiet besteht hauptsächlich aus hochtemperierten präalpin metamorphen Gesteinen in Amphibolit- und Granulitfazies. Nach Ansicht verschiedener Autoren wurde die Ivrea-Zone während des Mesozoikums vertikal exhumiert und dann während der Alpenkollision subhorizontal gekippt, wo sie nur Sprödverformungen erfuhr.

Entlang eines 2–3 km breiten Streifens, der im Wesentlichen zwischen dem Nordrand des Basischen Hauptzugs und der südlichen Grenze der Canavese-Zone liegt, sind die präalpinen Gesteine der Ivrea-Zone durch eine alpine Deformations- und retrograde Metamorphosephase in Grünschieferfazies überprägt worden.

Die detaillierte Strukturkartierung zeigte (z.B. STECK & TIÈCHE 1976, POZZORINI 1989), dass in diesem Gebiet die Struktur der Ivrea-Zone geprägt ist durch das Vorhandensein von grossräumigen, z. T. überkippten Falten und in Richtung E–NE fallenden Achsen aufweist.

Die Antiform von Ascona (POZZORINI 1989) ist eine alpin gebildete Falte, die nach Osten hin eintaucht und durch konzentrische Biegung (Flexural Slip) gebildet wurde, welche die präalpine Textur weitgehend bewahrt hat, mit der Bildung von Lineationen vom Rutschharnisch-Typus auf den Schieferungsflächen, subparallel zu der präalpinen. Dieser Mechanismus erzeugt knick- oder kastenförmige Faltengeometrien, die an das Juragebirge erinnern (SCHMID 2017). Der Kern der Antiform zwischen dem Pizzo Leone und Ascona wird durch Amphibolit von Metagabbrocharakter gebildet (s.S.38). In ihrer Südflanke findet sich eine auf bis zu 800 m Breite aufgeschlossene metapelitreiche Serie mit amphibolitfaziellem Charakter, während im Norden die Metapelite von Westen gegen Osten von maximal 300 m beim Pizzo Leone auf 10 m Mächtigkeit nördlich des Balladrüm reduziert werden und oft stark retrograd verändert sind (im Westen chloritisierter Biotit-Granatgneis, MARCHON 2001; im Osten Mylonite, POZZORINI 1989, SCHMID 2017). Der Nordrand des basischen Kerns ist meist stark kataklastisch deformiert – mit z. T. zentimeterbreiten schwarzgrauen Pseudotachylitbändern – und retrograd umgewandelt (Chlorit-Epidot-Bildung). WALTER (1950) zog deshalb die Insubrische Linie an dieser Stelle durch.

Eine ähnliche Situation beschrieben SCHMID & ZINGG (1982) und SCHMID et al. (1987) auch im Valle d'Ossola; dort treten mylonitische Strukturen, die der Ivrea-Zone zugeordnet werden können, ebenfalls auf einer Breite von 500 m überall zwischen typischem, schwach metamorphen Canavese-Marmor und dem basischen Hauptzug der Ivrea-Zone auf. Deshalb wurde auf der vorliegenden Karte die Grenze zwischen der Canavese-Zone und der Ivrea-Zone gegenüber der Karte von WALTER (1950) bis zu der für die Canavese-Zone typischen Wechsellagerung von verschiedenen Gneisen (u. a. leukokrater augiger Gneis) und schwach metamorphen, oft mylonitischen Karbonaten weiter nach Norden verschoben. Da auch die Metapelite der Ivrea-Zone lokal teilweise ursprünglich hochmetamorphe Marmore, die auch retrograd umgewandelt sein können, enthalten (z.B. bei Pozzuolo in den Monti di

Ronco), ist auch diese Grenze nicht immer mit Sicherheit festzulegen (MARCHON 2001).

Strona-Ceneri-Zone

Die Strona-Ceneri-Zone wird von den meisten Autoren als zur Oberkruste der Südalpen gehörig betrachtet und von der Ivrea-Zone durch die Pogallo-Linie südwestlich von Brissago getrennt (HANDY & ZINGG 1994, HANDY et al. 1999). Auf Blatt Locarno werden die amphibolitfaziellen Gneise und Amphibolite des Gamba-rognò der Südostecke des Kartengebiets, südlich des Lago Maggiore, dieser Zone zugeordnet.

TEKTONOMETAMORPHE SYNTHESE

Prävariszische und variszische Orogenese

Alle Grundgebirgselemente der Zentralalpen und der Südalpen enthalten prävariszische und variszische Strukturen, Magmatite und Metamorphite, welche intensiv von der alpinen Deformation und Metamorphose überprägt wurden (VON RAUMER & NEUBAUER 1993). Es ist zudem oft schwierig, die alten Strukturen und Metamorphite von solchen der alpinen Orogenese zu unterscheiden. In der Ivrea-Zone haben SCHMID (1967) und ZINGG (1978, 1980) eine Zunahme des Metamorphosegrads von Amphibolitfazies im Südosten zu Granulifazies im Nordwesten beschrieben. HENK et al. (1997) und HANDY et al. (1999) haben für die granulitfazielle Metamorphose mittels U-Pb-Datierung an Monaziten ein permisches Alter bestimmt, was diese Autoren dazu geführt hat, die Ivrea-Mafite und -Ultramafite als ein Produkt einer permischen Phase von magmatischem Underplating zu deuten. Die Anwendung moderner Analysemethoden auf Zirkone des Finero-Metaperidotit-komplexes (ZANETTI et al. 2013, 2016) führte zudem zum Nachweis von spätvariszischen, triassischen Intrusionsvorgängen (Gabbro) und jurassischer Metasomatose in den Metaperidotiten. Diese wurden ebenfalls als Hinweis auf langfristige Prozesse an der Mantel-Kruste-Grenze der Ivrea-Zone interpretiert.

Die strukturelle Analyse des Finero-Amphibolit-Metaperidotit-Körpers durch STECK & TIÈCHE (1976) lässt jedoch eine vielphasige Tektonik, ähnlich derjenigen der weiter südlich gelegenen Strona-Ceneri-Zone, vermuten (z.B. ZURBRIGGEN 1996). Wegen der regionalen permischen Hochtemperaturmetamorphose war es bisher ausgeschlossen, ältere Phasen radiometrisch nachzuweisen. Dies ist nur in den schwächer metamorphen Gneisen der Strona-Ceneri-Zone möglich (untere Amphibolitfazies, SCHALTEGGER & GEBAUER 1999) die bereits im Ordovizium metamorph überprägt wurden (ZURBRIGGEN 1996).

In den Zentralalpen hingegen sind die Beziehungen zwischen präalpinen und alpinen tektonisch-metamorphen Elementen deutlich ausgeprägter. In der Maggia-Decke gibt es eindeutige Intrusivbeziehungen (Cocco- und Ruscada-Gneis) und ein migmatisiertes und intrudiertes Nebengestein, das weiter nördlich bis diatexitisch wird (hoher Anteil an Leukosom). Die Intrusionen sind um die 300 Ma alt, die Migmatisierung wohl ebenso, das Alter der Nebengesteine muss aber höher sein (BUSSIEN et al. 2011). Die Maggia-Querfalte verfault das gesamte Paket und ist somit alpin.

Alpine Orogenese

Die Kontakte zwischen den verschiedenen tektonischen Einheiten entstanden im Wesentlichen während der alpinen Unterschiebung der europäischen unter die adriatische Platte (STECK 2008, HANDY et al. 2010). Die Einheiten nördlich der Insubrischen Linie (Canavese-Linie) werden als Überschiebungsdecken gedeutet, die während der spätcretazischen und paläogenen Subduktion der Sesia-Decke, der Briançonnais- und der europäischen Kruste unter die adriatische Platte abgeschert und zu einem Deckenstapel aufgebaut und verfault wurden. Dabei wurden die piemontesische Zermatt-Saas-Fee- und Antrona-Decke sowie die Monte-Rosa-Decke als Teil der Briançonnais-Kruste in grosse Tiefen versenkt, unter Eklogitfaziesbedingungen metamorphisiert und später längs der Unterschiebungszone wieder extrudiert; dies erfolgte im Eozän, zwischen etwa 50 und 38 Ma (BECKER 1993, GEBAUER 1999, AMATO et al. 1999, ENGI et al. 2001, SKORA et al. 2015). Am Südrand der europäischen Kruste erfolgte die Platznahme der unterpenninischen Decken sowie die Subduktion (ebenfalls unter eklogitfaziellen Bedingungen) und Akkretion der Adula- und Cima-Lunga-Decke sowie der Mergoscia-Zone (Teil des Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplexes) und der Orselina-Bellinzona-Zone in der Walliser Suture im Oligozän, zwischen 35 und 30 Ma (MARKLEY et al. 1998, STECK & HUNZIKER 1994).

Die Antigorio-Decke (Teil des Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplexes ohne Hochdruckrelikte) und die Maggia-Decke wurden in geringerer Tiefe abgeschert und metamorph überprägt. Der gesamte salassische und penninisch-europäische Deckenstapel rekristallisierte ab etwa 40 Ma (MARKLEY et al. 1998) unter den Bedingungen der Amphibolitfazies, zwischen dem Valle Onsernone im Westen und dem Bergell im Osten der beginnenden Anatexis (BURRI 2005). In der Monte-Rosa-Deckenwurzel wurde nach ENGI et al. (2001) die höchste Temperatur der Metamorphose zwischen 33 und 26 Ma erreicht, gefolgt von einer raschen Abkühlung nach 30–26 Ma (HURFORD 1986, HUNZIKER et al. 1989, HUNZIKER et al. 1992, ENGI et al. 1995, ELFERT et al. 2013). Während dieser späteozänen und oligozänen Phase

wurden die Gesteine unter Bildung einer ausgeprägten Mineralstreckung und mehrerer Generationen von isoklinalen Falten duktil verformt (WENK 1955). Diese paläogene Regionalmetamorphose und Deformation überprägt ältere Strukturen der variszischen und prävariszischen Krustenelemente. So ist es am Aufschluss oft schwierig, die Produkte der alpinen Anatexis von solchen der variszischen und prävariszischen Migmatite zu unterscheiden (SCHÄRER et al. 1996, ROMER et al. 1996). Eindeutige, mit paläogenem Migmatitleukosom gefüllte Scherzonen und Klüfte sind im Ponte-Brolla-Gneis des Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplexes und südlich davon in der Orselina-Bellinzona-Zone verbreitet (BURRI 2005).

Aplite und Pegmatite sind im Gebiet von Blatt Locarno vor allem in der Monte-Rosa-Decke, der Orselina-Bellinzona-Zone und im Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex verbreitet. Regional treten sie in der gesamten südlichen Steilzone zwischen dem Valle d'Ossola im Westen und dem Bergell im Osten auf. Diese Ganggesteine mit ihrem krustalen Chemismus unterscheiden sich von den mit 29–32 Ma etwas älteren porphyrischen Andesitgängen längs der Canavese-Linie, deren Chemismus, wie derjenige des Tonalits des Bergells, von einer Aufschmelzung im Erdmantel zeugt (BECCALUVA et al. 1983, VON BLANCKENBURG 1992).

Die diskordanten Pegmatit- und Aplitgänge, die von ROMER et al. (1996) und SCHÄRER et al. (1996) mit der U-Pb-Methode an Zirkon, Monazit und Xenotim mit 29–26 Ma datiert wurden, sind nicht In-situ-Migmatite, sondern Erzeugnisse der krustalen Aufschmelzung in grösserer Tiefe. Von RUBATTO et al. (2009) wurden Zirkone von In-situ-Leukosomen der Orselina-Bellinzona-Decke aus der Gegend von Bellinzona mit der U-Pb-SHRIMP-Methode mit ebenfalls 32–22 Ma datiert.

Insubrische Linie

Die meisten grosstektonischen Modelle und Karten dieses Teils der Alpen zeichnen die *Insubrische Linie* als Plattengrenze zwischen der europäischen und der adriatischen Platte. Dies trifft jedoch westlich von Locarno nicht zu. Hier ist es ganz klar die weiter nördlich Ophiolith führende Zermatt-Saas-Fee-Decke, die der Plattengrenze zwischen dem europäischen (inkl. Briançonnais) und dem adriatischen Bereich entspricht (= «Piemont-Sutur»).

Auf dem Gebiet westlich von Locarno entspricht die Insubrische Linie einem breiten Mylonitgürtel (SCHMID et al. 1987) und nicht einer klassischen Bruchlinie, wie beispielsweise von WALTER (1950, S. 69) angenommen. Seine Mächtigkeit variiert zwischen einigen hundert Metern und 1 km und erstreckt sich von der Sesia-Zone gegen Süden über die Canavese-Zone bis in den Amphiboliten bzw. Metapeliten der Ivrea-Zone, in der Nordflanke der Ascona-Antiform. Am schönsten lässt sich dies zwischen San-Lorenzo (Losone) und dem Ortsteil Arcegno im Feld beobachten (s.S. 93, Stopp 15). In den dortigen Metapeliten, z.B. südlich von San Lorenzo, ist die Südgrenze des Mylonitgürtels makroskopisch gut sichtbar: Nur

schwach deformierte Biotit-Sillimanitgneise («Kinzigit») mit präalpinen Texturen der Ivrea-Zone grenzen an stark deformierte alpine Texturen der gleichen metapelitischen Serie (SCHMID & ZINGG 1982, SCHMID 2017). Maximal 500 m weiter nördlich grenzt diese Serie an eine ebenfalls stark deformierte Abfolge von Alkalifeldspatgneis und feinkörnigem Chlorit-Hellglimmerschiefer mit zahlreichen dunklen Kalzitmarmoreinschlüssen, die als Canavese-Zone interpretiert wurde (MARCHON 2001). Die Nordgrenze des Mylonitgürtels in der Sesia-Decke ist weniger deutlich: laminierte mylonitisierte Gneise gehen langsam in grobkörnigere Gneise und (Maia-) Metagabbros über. Die mit der Insubrischen Line verbundenen Deformationserscheinungen sind jedoch bis in die Zermatt-Saas-Fee-Decke (Boudinage, Dekameter-Falten) und den südlichen Teil der Monte-Rosa-Decke (Kataklyse) beobachtbar.

Canavese-Linie

In der Literatur herrscht eine gewisse Konfusion über die Definition und Verwendung des Begriffs der Canavese-Linie. Für einige Autoren stellt sie die lithologische Grenze zwischen der Canavese-Zone im Süden, welche paläogeographisch zu den Südalpen gehört, und der Sesia-Zone im Norden dar (NOVARESE 1929, AHRENDT 1972, DAL PIAZ et al. 1972). Für andere hat sie die gleiche Bedeutung wie die Insubrische, bzw. die Periadriatische Linie, jedoch versehen mit einem Lokalnamen in Abhängigkeit ihrer geographischen Position (Canavese-Linie westlich von Locarno bzw. Tonale Linie östlich von Locarno, GANSSER 1968). DAL VESCO (1963, Fig. 1) verwendete den Begriff «Südliche Insubrische Linie» für die Grenze zwischen der Ivrea- und der Canavese-Zone, und «Nördliche Insubrische Linie» für die Grenze Canavese-Zone/Sesia-Decke.

In der späten Kreide (ca. 70–65 Ma) wurde die kontinentale Sesia-Kruste unter die adriatische Platte unterschoben, unter hohem Druck und hoher Temperatur metamorphisiert, dann im Oligozän–Miozän extrudiert und an die schmale Canavese-Zone («Canavese-Sutur») und die weiter südlich liegenden Teile des Südalpins (Ivrea- und Strona-Ceneri-Zone) angefügt (KONRAD-SCHMOLKE et al. 2006, BABIST et al. 2007). Als mechanische Schwächezone wurde die Canavese-Zone während der folgenden paläogenen–neogenen Orogenese wiederholt deformiert und metamorph überprägt (SCHMID et al. 1989, ZINGG et al. 1990).

Die Canavese-Linie entspricht also derjenigen tektonischen Grenze, entlang welcher die wichtigsten und vertikal bedeutendsten spätalpinen Bewegungen zwischen den Zentralalpen und den Südalpen stattgefunden haben. Sie wird deshalb hier mit der westlichen Fortsetzung der Periadriatischen, d. h. Insubrischen Linie identifiziert (s. a. HANDY et al. 2005). Andere Autoren (z. B. SCHALTEGGER et al. 2015) vernachlässigen die Existenz der Canavese-Zone und platzieren die Insubrische Linie am Nordrand der Ivrea-Zone, wie von WALTER (1950) vorgeschlagen.

Paläogene duktile Deformationsstrukturen

Bereits WENK (1955) erkannte die Bedeutung der alpinen Mineralstreckung in den Gneisen der lepontinischen Alpen und stellte diese auf einer originellen Strukturkarte dar. Nach diesem Autor wurde das Gneisgefüge duktil unter den Bedingungen der beginnenden Anatexis geprägt. Diese Auffassung muss korrigiert werden. WENK (1955, 1970) hatte die regionale Verbreitung der paläogenen Migmatite weit überschätzt und diese vielerorts mit variszischen und prävariszischen Strukturen verwechselt. Die Ausdehnung des Verbreitungsgebietes der paläogenen Migmatite ist nur schwer zu bestimmen. Die Migmatitzone erstreckt sich innerhalb der südlichen Steilzone des Penninikums und südlich des Dorfes Maggia vom Valle Onsernone im Westen bis zur Bergell-Intrusion im Osten (BURRI 2005). Die duktile Deformation erfolgte unter den Bedingungen der paläogenen Amphibolitfazies und nur in der südlichsten Steilzone zwischen dem Valle Onsernone, Locarno und dem Bergell bei Temperaturen der beginnenden Anatexis.

Die Gneise der südlichen Steilzone sind westlich von Locarno durch eine subhorizontale Mineralstreckung und von dextralen Bewegungen geprägte Deformationsstrukturen charakterisiert, die vor, während und nach der Intrusion der porphyrischen Andesitgänge vor 32–30 Ma und der Pegmatit- und Aplitgänge vor 29–26 Ma entstanden. Diese dextrale duktile Scherzone bildet die östliche Wurzel der duktilen Simplon-Scherzone (STECK 1980, 1984, 1990, STECK & HUNZIKER 1994), die ältere, während der nach Nordwesten gerichteten Deckenüberschiebung geprägten Gesteinslineationen und Falten verformt. Während der intensiven dextralen Scherung in der südlichen Steilzone zwischen Domodossola und Locarno wurden die prä- und syngenetisch entstandenen Falten als Isoklinalfalten in Richtung der subhorizontal orientierten Scherung und Mineralstreckung rotiert. Die Steilstellung der Zone erfolgte gleichzeitig mit den transpressiven dextralen Scherbewegungen (MILNES 1974, STECK 1984, KELLER et al. 2005, STECK 2008, STECK et al. 2013).

Der Lepontin-Gneisdom

Die relative Hebung der Zentralalpen gegenüber den Südalpen begann nach HURFORD (1986) und HUNZIKER et al. (1992) vor etwa 30–26 Ma. Vor 32–29 Ma intrudierten Andesit- und Dazitgänge auf Spalten längs der Canavese-Linie, dies gleichzeitig mit der Biella- und der Traversella-Intrusion im Westen und der Bergell-Intrusion im Osten (BECCALUVA et al. 1983, VON BLANCKENBURG 1992). Die Heraushebung des Lepontin-Gneisdomes erfolgte gleichzeitig mit der Abschiebung längs der duktilen Simplon-Scherzone seit 35 Ma (STECK 2008). Während der paläogenen südgerichteten Rückfaltungs- und dextralen Transpressionsphase wurde die Kon-

taktzone der Canavese-Linie sowohl als Aufschiebung als auch als dextrale Scherzone reaktiviert (SCHMID et al. 1989, STECK 1990, STECK & HUNZIKER 1994, ALLANIC & GUMIAUX 2013).

Falten der insubrischen Phase

Die Steilstellung der tektonischen Einheiten der Kollisionszone zwischen dem Südalpin, den salassischen und den penninischen Decken der Zentralalpen im Norden erfolgte während der dextralen Transpression und südgerichteten Rückfaltung, der so genannten insubrischen Phase von ARGAND (1911). Zwei Generationen von südgerichteten Rückfalten sind in der Übergangszone von der südlichen Steilzone zu den flacheren Strukturen im Norden zu beobachten (Taf. II). Es sind, von Süden nach Norden, die ältere Cremaso-Antiform, überprägt von der jüngeren Bordoglio-Synform und Salmone-Antiform (HUBER 1981). Letztere wird von BURRI (2005) als Onsernone-Antiform bezeichnet, wie schon FORSTER (1947) und KOBE (1956) vorgeschlagen hatten.

Sprödbbruchsysteme

Centovalli-Linie

Die Gesteine der südlichen Steilzone wurden nach der Metamorphosekulmination bei abnehmenden Temperaturen weiter dextral zerschert und schliesslich unter den Bedingungen der Zeolithfazies kataklastisch deformiert (ZAWADYNSKI 1952, KOBE 1956, SURACE 2004). Solche jungen Strukturen, d. h. kataklastische Ruschelzonen und Kakirite, sind längs der Strasse zwischen Masera (Domodossola) und Intragna vielerorts gut aufgeschlossen. Die Illite der Kakiritzonen wurden mit der K-Ar-Methode bei Trontano mit 8,3–9,1 Ma (ZWINGMANN & MANCKTELOW 2004) und im Centovalli mit 4,1–14,2 Ma (SURACE et al. 2011) datiert. Ausserdem kann eine diskordante Centovalli-Linie von Trontano im Valle d'Ossola bis nach Intragna beobachtet werden (Fig. 8; STECK 2008). Zwischen Craveggia im Valle Vigizzo und Intragna folgt die Linie dem Nordrand des Monte-Rosa-Gneises. Die Amphibolitzüge in der nördlich gelegenen Orselina-Bellinzona-Zone werden von der Centovalli-Linie diskordant geschnitten, wie dies auf Blatt Locarno klar erkennbar ist.

Weiter westlich im Valle Vigizzo, zwischen Druogno und Trontano, verläuft die Centovalli-Linie dagegen parallel zur Gesteinsbänderung der Orselina-Bellinzona-Zone und diskordant zur südlich davon, in der Vanzone-Rückfalte, anstehenden Antrona-, Ruginenta- («Monucco»-) und Monte-Leone-Decke sowie Camughera-Zone.

Die Deformationen der Centovalli-Line sind jedoch nicht auf diese Störung beschränkt. Ein Netzwerk von Brüchen, Scherzonen und Klüften ergibt ein komplexes Deformationsbild. Der kompetente Monte-Rosa-Gneis wird zwischen Craveggia im Westen und Locarno im Osten von konjugierten dextralen, WNW streichenden und sinistralen, NNE streichenden Brüchen in Blöcke zerlegt (SURACE 2004). Die prä-existente Mineralstreckung der Monte-Rosa-Gneise ist mit den Blöcken rotiert (Fig. 8; STECK 2008). Die morphologisch auffallende Sprödbbruchserie zwischen Losone und Golino versetzt in vier NW–SE streichenden Brüchen die Monte-Rosa-Decke und die Zermatt-Saas-Fee-Decke mindestens 1,5 km nach Südosten und lässt beide unter der quartären Lockergesteinsfüllung des untersten Valle Maggia zwischen Ponte Brolla und dem Lago Maggiore verschwinden. Sie bilden eine Serie von «Riedel-Faults» im Strike-Slip-Bruchsystem der Insubrischen Linie (SCHMID et al. 1989, STECK 2008, SCHMID 2017).

Gegen Osten erreicht dann die Centovalli-Linie die Tonale-Linie, eine Struktur des periadriatischen Störungssystems.

Das Strukturbild der Centovalli-Linie kann mit demjenigen einer dextralen Transpressionszone verglichen werden (TISCHLER 2005, STECK 2008, Fig. 11, STECK et al. 2013, ALLANIC & GUMIAUX 2013). Der Betrag des dextralen Versatzes an der Centovalli-Linie ist nicht bekannt, er könnte in der gleichen Grössenordnung wie die 14 km umfassende Normalbruch-Abschiebung an der Simplon-Linie am Simplonpass sein, die als westliche Fortsetzung der Centovalli-Linie gedeutet wird (STECK 1984, MANCKTELOW 1985).

Erwähnenswert ist die Tatsache, dass entlang der Centovalli-Linie im Valle Vigezzo und im Centovalli nur eine schwache Seismizität feststellbar ist, ganz im Gegensatz zur Simplon-Linie im Walliser Abschnitt (PAVONI et al. 1997, ALLANIC & GRUMIAUX 2013, HETÉNY et al. 2018). Da Erdbeben, auch schwache, durch die plötzliche Lösung einer über längere Zeit aufgebauten Spannung entstehen, kann diese Tatsache dahingehend interpretiert werden, dass die Centovalli-Linie zwar eine immer noch aktive Störung ist, jedoch – vermutlich durch das Vorhandensein von Wasser und Tonmineralen bis in grössere Tiefe – ein gewisser Schmiereffekt stattfindet, der den Aufbau grösserer Spannungen verhindert.

Spätalpine Extensionsbrüche

Spätalpine Extensionsbrüche verlaufen im Kartengebiet meist ungefähr in Richtung N–S oder W–E. Sie sind sehr zahlreich, besonders im Centovalli und Valle Onsernone, und bestimmen sehr oft die Orientierung der Täler. Auf der Karte wurden nur diejenigen Sprödbbrüche eingetragen, die sich im Feld durch das Vorhandensein von meist 0,5 m, teils aber bis 10 m breiten, ausgedehnten Kataklastizonen oder durch den offensichtliche Versatz von Leithorizonten nachweisen liessen.

NNW-gerichtete Abschiebungen und ENE streichende Brüche im Finero-Metaperidotitkörper und längs der Canavese-Linie entstanden während einer späten Phase der vertikalen Kompression und NNW-SSE-orientierten Dehnung (STECK & TIÈCHE 1976, SURACE et al. 2011). FAZIS (2004) beobachtet im Profil des Valle d'Ossola anhand von Apatitspaltspuraltern eine relative Heraushebung der Ivrea-Zone gegenüber der Sesia-Decke seit etwa 2 Ma. Es handelt sich wahrscheinlich um die gleiche späte und rezente Extensionsphase, während der die Normalbrüche im nördlichen metaperidotitischen Finero-Körper entstanden.

SURACE (2004) schliesslich interpretierte im Valle Vigizzo und Centovalli regionale Brüche als Teil eines quartären, durch Schweregleitung (Slope Tectonics) im Sinne von JABOYEDOFF (2011) entstandenen, flachliegenden (ca. 20°) Bruchsystems, dass auch glaziale Sedimente versetzt.

HYDROGEOLOGIE

Im Gebiet von Blatt Locarno herrschen Kluft- und Lockergesteinsgrundwasserleiter vor. Einzig die Quelle von Remo am Nordosthang des Pizzo Leone, die lange eine der wichtigen Trinkwasserlieferanten der Stadt Locarno war, entspringt dem Gebiet der marmorisierten Kieselkalke der Canavese-Zone und wird möglicherweise von einem Karstgrundwasserleiter gespeist (MURALTO 2016).

Figur 9 zeigt einen typischen Kluftgrundwasserleiter, wie er aus den Sondierbohrungen für den Strassentunnel Mappo–Morettina bei Locarno rekonstruiert werden konnte.

Das Grundwasser zirkuliert meist in der für Kristallingebiete typischen oberflächennahen, stark geklüfteten Auflockerungszone von 30–150 m Mächtigkeit.

Wasserfassungen waren ursprünglich sehr einfach gebaut. Oft wurde das aus einem Horizont oder aus einer Spalte austretende Wasser in ein nur 60 x 40 x 20 cm messendes, mit Gneisplatten ausgekleidetes Auffangbecken geleitet, aus dem das Wasser geschöpft wurde oder das als Viehtränke diente. Bei grösseren Quellen grub man in Richtung des Wasseraustritts und baute einen Kanal aus Holz oder Stein, der das Wasser in ein tieferliegendes Steinbecken leitete. Bei Quellen in der Nähe von Ortschaften wurde das Wasser oft direkt in einen Waschbrunnen (*lavatoio*) geleitet (Fig. 10). Wo Quellen oder Bäche zur Wasserversorgung von Alpthütten fehlten, wurde das auf die Dächer niedergehende Regenwasser in Zisternen aufgefangen (Valsecchi 1997).

Von den ursprünglich häufigen, oft parallel zu Wegen verlaufenden, offenen oder mit Platten gedeckten Kanälen (Valsecchi et al. 2003), ähnlich den Walliser Suonen, sind nur wenige Abschnitte erhalten geblieben. Die meisten dieser Kanäle sind im Verlauf des 20. Jahrhunderts durch Metallrohre mit einem Durchmesser von 10–15 cm ersetzt worden, zudem wurden in Siedlungsnähe Reservoirs erstellt.

Die grösseren Grundwasservorkommen in den Alluvialebenen der Melezza und der Maggia zwischen Gordevio und Avegno werden seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts durch Filterbrunnen mit elektrischen Pumpen genutzt (s.u.).

Herkunft der hydrologischen Daten

Abgesehen von den zahlreichen, von Geologie- und Umweltbüros der Region im Auftrag der Gemeinden erarbeiteten Gutachten (z.B. P. Ammann SA, Losone und Dr. Baumer SA, Ascona), von denen die meisten im Quelleninventar des SUPSI (GESPOS 2018) enthalten sind, bestehen für das Kartengebiet mehrere detaillierte hydrogeologische und hydrochemische Studien (MARCHON 2001, REY 2001, ZANETTA & PFAMATTER 2003, NAJIH 2005).

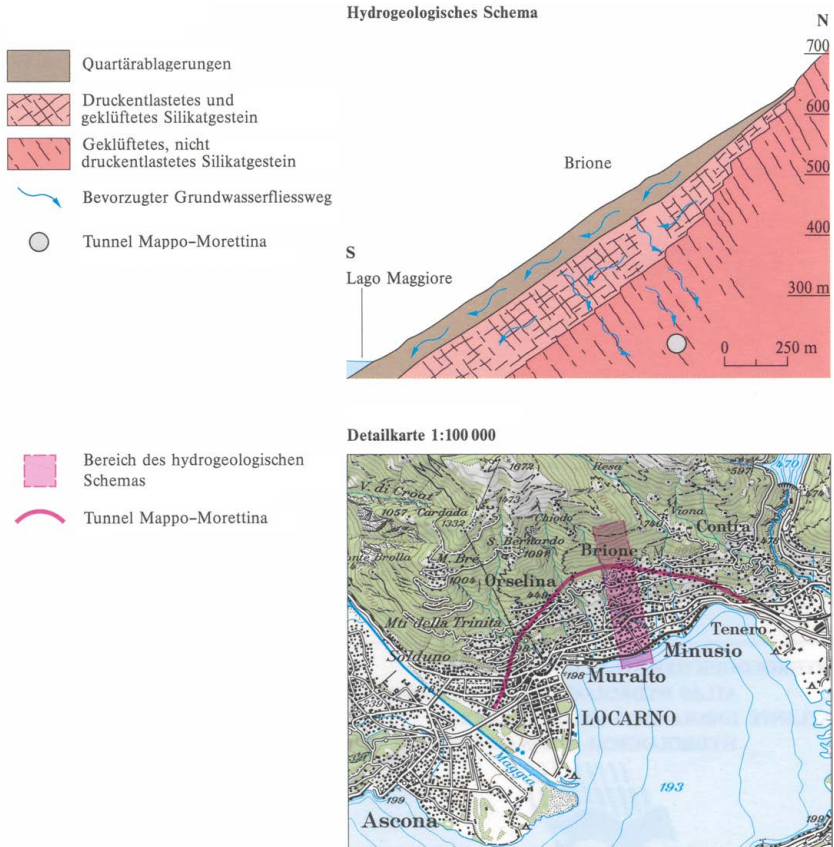


Fig. 9: Klufftgrundwasserleiter im Gebiet des Tunnels Mappo–Morettina bei Locarno (DEMATTEIS et al. 1999, basierend auf COLOMBI 1992, 1996).

Dazu kommt ein relativ dichtes Netz von Piezometerrohren im Valle Maggia, das 2003–2006 in Zusammenhang mit dem Projekt MaVal angelegt wurde (BURLANDO et al. 2004, MOLNAR 2006) und dessen Daten in den Arbeiten von FOGLIA (2006), RUF et al. (2006), RUF (2007), MOLNAR et al. (2008) und FOGLIA et al. (2013) ausgewertet wurden.



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

Die Datenbank GESPOS (2018) enthält Koordinaten, Wassermengen, Verwendungszweck und oft auch chemisch-physikalische Analysen sowie die Lithologie des Grundwasserleiters von Quellen und Filterbrunnen.

Quellen

Befindet sich eine Quelle direkt auf einer Kluft oder einer Bruchzone, so handelt es sich mit grosser Wahrscheinlichkeit um einen Kluftgrundwasserleiter mit einer Tiefe von oft mehreren Dekametern (REY 2001). Bei den Lockergesteinsgrundwasserleitern ergeben glaziale Ablagerungen die ergiebigsten und stabilsten sowie hygienisch einwandfreie Quellen (pers. Mitt. J. Hansen). Hangschutt oder dünne, direkt auf Fels liegende Humusböden ergeben qualitativ weniger gutes Quellwasser; zudem besteht die Gefahr des Versiegens im Sommer.

Zwischen Vedasio und Camedo im Centovalli untersuchte REY (2001) 20 Quellen im Detail. Davon waren 35 % Kluftquellen im Festgestein, 30 % Schutt- bzw. Bodenschichtquellen, 20 % Moränenquellen und 15 % traten aus glazifluviatilen bzw. glazilimnischen Lockergesteinshorizonten aus. Tabelle 2 zeigt die typischen

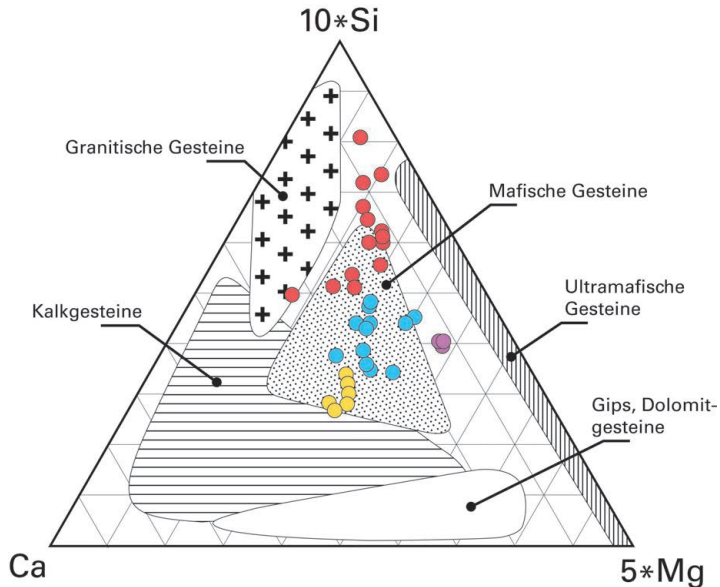
Werte von Schüttung, Leitfähigkeit und Temperatur der untersuchten Quellen. Für die Festgesteinsquellen konnte mittels Lufttemperatur, Wärmefluss und Leitfähigkeit eine mittlere Tiefe des Grundwasserleiters berechnet werden (IGC 1982, BURGER 1984). Diese Berechnungen ergaben Werte zwischen 50 und 60 m (REY 2001), was plausibel scheint. Zusätzlich wurden noch 10 oberflächliche Wasseraustritte und Bachwässer vor allem chemisch untersucht.

Die detaillierte Analyse der hydrochemischen Daten von REY (2001) ergab folgende Resultate: Wie für kristalline Silikatgesteine zu erwarten (PFEIFER et al. 2000), überschritt die elektrische Leitfähigkeit nie $80 \mu\text{S}/\text{cm}$, was einem Anteil gelöster Substanzen von maximal $70\text{--}100 \text{ mg/l}$ entspricht. Bei Quellwässern lagen die pH-Werte meist zwischen 6,5 und 7,0, bei oberflächlichen Wasseraustritten und Bächen zwischen 7,0 und 7,5. Es handelt sich durchwegs um $\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ -Wässer (Klassifikation nach JÄCKLI 1970), wie sie typisch für von Graniten und Gneisen dominierte Grundwasserleiter sind (DERRON 1999, PFEIFER et al. 2000, DERRON & PFEIFER 2017). Bei den Spurenelementen ergaben sich interessante variable Verhältnisse beim Gehalt von Co und Al (Tab. 2, letzte Spalte).

Für die Gegend von Arcegnò–Ronco liegen ebenfalls detaillierte hydrochemische Studien vor (DERRON 1999, MARCHON 2001). DERRON (1999) analysierte zudem Regen- und Bodenwasser sowie ein Bodenprofil über den basischen Gesteinen des Balladrüm. Figur 11 und Tabelle 3 geben einen Überblick über die typischen physikalischen und chemischen Kennwerte von Wässern in Abhängigkeit der Lithologie der Grundwasserleiter.

Tab. 2: *Typische Kennwerte der Grundwassertypen im Centovalli.*

Grundwassertyp	Schüttung [l/min.]	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Temperatur [°C]	pH	Charakteristische Spurenelemente
Klüfte in Festgestein	80–400	70–80	9–11	6,5–7,0	U:Mo:V = 1:1:1
Schutt bzw. Bodenschicht	2–200	35–40	10–20	6,5–7,0	V-reich
Moränenmaterial	10–80	30–60	9–13	6,5–7,0	Mo-reich
Glazifluviatil bzw. glazilimnisch	1–2	40–70	9–20	6,5–7,0	V-reich
Oberflächliche Wasseraustritte	7–200	15–25	6–9 (Okt. 1999)	7,0–7,5	Co-, Al-reich



Herkunft der Wässer im Gebiet von Arcegno-Ronco

- Gneise der Sesia- und der Monte-Rosa-Decke
- Mafische Gesteine der Ivrea-Zone
- Karbonatische Gesteine der Canavese-Zone
- Metaperidotite der Zermatt-Saas-Fee-Decke

Fig. 11: Chemische Zusammensetzung von Quellwässern der Gegend von Arcegno-Ronco (MARCHON 2001). Dreieck Ca-Mg-Si (mmol/l). Die verschieden gemusterten bzw. schraffierten Felder stellen die typische Zusammensetzung alpiner Quellwässer in Abhängigkeit der Lithologie der Grundwasserleiter dar (DERRON 1999, DERRON & PFEIFER 2017).

Tab. 3: Typische Kennwerte der Grundwassertypen der Gegend von Arcegno-Ronco (DERRON 1999, MARCHON 2001).

Gestein	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	pH	Wassertyp*
Gneis	60–160	7,1–7,8	$\underline{\text{Ca}}\text{-Na-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$
Amphibolit	100–270	7,6–8,0	$\underline{\text{Ca}}\text{-(Mg)-HCO}_3$
Karbonat	190–230	7,9–8,0	$\underline{\text{Ca}}\text{-(Mg)-HCO}_3\text{-(SO}_4)$
Metaperidotit	140–245	7,4	$\underline{\text{Ca}}\text{-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$
Regenwasser	10–24	4,5	-

* nach JÄCKLI (1970)

Grundwasser

Alluvialebene der Maggia nördlich von Ponte Brolla

Die Studie von NAJIH (2005) liefert Isotopendaten von Regen- und Schneeswasser der Gegend zwischen Locarno und Gordevio, chemische Analysen der Maggia und ihrer Seitenflüsse bei Gordevio sowie die Auswertung zahlreicher Piezometerdaten im Gebiet Ronchini–Gordevio und rund um die 2000–2007 erstellte Inertstoffdeponie von Gordevio. In der Umgebung der Deponie wurden erhöhte SO_4 -Gehalte festgestellt, die wahrscheinlich von Gipsplatten stammen. Was die Grundwasserzirkulation in der Alluvialebene der Maggia zwischen Ronchini und Gordevio betrifft, wurde in den niederschlagsarmen Wintermonaten ein nach Südosten gerichteter, parallel zu Maggia verlaufender Grundwasserstrom festgestellt, dessen Spiegel sich auf gleicher Höhe wie das Niveau des Flusses befindet. In den niederschlagsreichen Sommermonaten speist hingegen ein durch die Talflanken alimentierter, nach Süden gerichteter Grundwasserstrom die Maggia.

Alluvialebene der Melezza und der Maggia südlich von Ponte Brolla

Die Datenbank GESPOS (2018) verzeichnet rund 70 kleinere Grundwasserfassungen, vor allem für Wärmepumpen, sowie vier grosse Gebiete mit Filterbrunnen (Tab. 4).

Tab. 4: Kenngrössen der Grundwasserfilterbrunnen im Gebiet der unteren Melezza und der Maggia (GESPOS 2018, pers. Mitt. F. Della Torre, P. Ammann SA).

Ort	Anzahl Bohrungen	Tiefe [m]	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$, 20°]	Temp. [°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-Moretina	2	23–31	95–115	11,3	7,3

Trinkwasserversorgung von Ascona, Losone und Locarno

Ascona bezieht sein Trinkwasser aus den Quellen von Brumo südlich von Arcegno und aus den Filterbrunnen von Boscioredo-Morettina (Tab. 4). Losone, Locarno und Muralto beziehen ihr Trinkwasser seit über 100 Jahren einerseits aus den sehr ergiebigen Quellen von Remo im Centovalli (3400 l/min, Fig. 12), seit 1994 auch aus den Filterbrunnen von Morettina (Tab. 4). Das Wasser der Quelle von Remo enthält wenige Mikrogramm mehr Arsen als der seit 2018 auch in der Schweiz gültige Grenzwert der Weltgesundheitsorganisation WHO von 10 µg/l, ein Problem, das sonst nur Gemeinden im Sottoceneri betrifft (BEATRIZOTTI et al. 2002, PFEIFER et al. 2004, UFSP 2008, PFEIFER et al. 2012).



Fig. 12: Hauptquellfassung von Remo in karbonatischen Gesteinen der Canavese-Zone. Foto Municipio di Muralto, 2014.

TUNNELBAUTEN

Neben den in den 1950er-Jahren gebauten Freilaufstollen von Wasserkraftwerken (Lodano–Mosogno, KOBE 1956; Palagnedra–Brissago, VENKAYYA 1956, DAL VESCO 1963) wurden zwischen 1980 und 1996 mehrere Bahn- und Strassentunnel gebaut, die interessante geologische Einblicke ermöglichten.

- Der 1980 fertiggestellte SBB-Tunnel von Roccabella zwischen Tenero und Navegna-Minusio mit einer Länge von 763 m (BAUMER 1983).
- Der Tunnel der Centovalli-Bahn zwischen Solduno und dem Bahnhof Locarno-Muralto, der 1986–1990 zur Entlastung der Strasse und Verkürzung der Strecke gebaut wurde (FART 1987, SATTEL et al. 1991). Der Tunnel ist 2791 m lang und hat zwei Haltestellen (Sant’Antonio, Solduno). Der erste 1521 m lange Abschnitt (Locarno – Sant’Antonio) wurde in bergmännischem Vortrieb gebaut, der verbleibende Teil (Sant’Antonio – Solduno – San Martino) entstand im Tagbau. Dabei wurden die geschätzten Kosten massiv überschritten (110 anstelle von 55 Mio. Fr., PORETTI et al. 1990). Mindestens ein Viertel dieser Mehrkosten gingen auf das Konto einer ungenügenden geologischen Vorstudie. Man ging, aufgrund der Karten von 1960, davon aus, auf der Trasse den homogenen Monte-Rosa-Gneis der damaligen «Locarno-Zone» anzutreffen, was den Einsatz einer Tunnelbohrmaschine ermöglicht hätte. Bereits nach wenigen Metern musste jedoch aufgrund der angefahrenen inhomogenen und brüchigen Gesteine der Orselina-Bellinzona-Zone im klassischen Sprengvortrieb weitergearbeitet werden.
- Der Strassentunnel Mappo (Tenero) – Morettina (nahe der Maggia westlich von Locarno), mit einer Länge von 5,5 km, wurde zur Umfahrung von Locarno gebaut (COLOMBI 1992). Die Arbeiten dauerten fast 10 Jahre (1987–1996). Zuerst wurde ein Pilotstollen erstellt, dessen Durchmesser später auf die definitive Grösse erweitert wurde, beides mit Tunnelbohrmaschinen. Während des Baus kam es zu einem mittleren Wasserzufluss (COLOMBI 1992, DEMATTEIS et al. 1999).
- Der 1130 m lange, zwischen 1987 und 1991 gebaute Cantonaccio-Strassentunnel dient zur Umfahrung von Ascona. Hier wurden aufgrund der Durchquerung der Insubrischen Linie ebenfalls schwierige geologische Verhältnisse erwartet. Aus diesem Grund wurde erst ein Pilotstollen gefräst, der dann klassisch durch Sprengen erweitert wurde. Bei diesem Tunnel traten jedoch keinerlei technische Probleme auf, da erstaunlicherweise sehr wenig Wasser einsickerte (POZZORINI 1989).

ROHSTOFFE

Vererzungen

Im Metaperidotitkörper von Finero treten mehrere Chrom- und Nickelvererzungen auf (FRIEDENREICH 1956, GRIECO et al. 2001, GIRLANDA 1999), die jedoch nie ausgebeutet wurden (FEHLMANN 1947, WENGER et al. 1990, KUENG 1977). Das Nickelerzvorkommen im Val del Boschetto (Koord. 2692.650/1110.670) ist an eine stark serpentinisierte Zone gebunden, mit Pentlandit als hauptsächliches Nickelmineral (DE QUERVAIN 1966, BIANCONI et al. 1978). Das Chromitvorkommen im oberen Val di Capolo, östlich der Testa di Misello (Koord. 2690.950/1109.300, FRIEDENREICH 1956) liegt bereits auf dem Gebiet von Blatt Brissago. Bei beiden Lagerstätten scheint es sich um stratiforme magmatische Bildungen zu handeln, die jedoch im Falle der Nickelerze bei der Serpentinisierung (alpin?) hydrothermal überprägt wurden.

Vom Eingang ins Valle Onsernone, im untersten Teil einer Bachrunse bei Cioss (Koord. 2697.000/1115.260), beschrieb KOBE (1968) Molybdänit führenden Chlorit-Plagioklasgneis.

Seltene Minerale

Das Centovalli ist relativ reich an seltenen Mineralen, wie z.B. Y-Samarskit, ein radioaktives, uran- und tantalhaltiges Yttrium-Niob-Oxid (Saorée, nordwestlich von Verdasio, GIRLANDA et al. 2006), sowie aussergewöhnlich grossen Zirkonkristallen (GIRLANDA et al. 2007, GIRLANDA & ANTOGNINI 2010).

Grosse Cordieritkristalle aus einem Pegmatit der Ivrea-Zone aus dem Valle di Crodolo wurden bereits auf Seite 42 erwähnt. SUZUKI (1930) beschrieb das unterdessen an vielen andern Orten aufgefundene Mineral Skapolith aus einem Amphibolit von Losone. GIRLANDA et al. (2015) und ANTOGNINI et al. (2016) beschrieben neue Funde seltener Minerale aus dem Centovalli.

Pegmatite

Die Pegmatite sind im Centovalli oft kataklastisch deformiert. An zahlreichen Stellen sind Nischen zu erkennen, die auf eine frühere Ausbeutung dieses quarz- oder feldspatreichen Materials hindeuten. Der Abbau von Pegmatiten diente verschiedenen Zwecken, namentlich der Herstellung von Glas- oder Keramik. Für die Glasproduktion wurden früher sehr grosse Mengen an Holz zur Herstellung von Pottasche benötigt, was nicht überall willkommen war. Ausser für eine um 1586 in Locarno erwähnte Glashütte waren Pegmatite nach SCHNEIDERFRANKEN (1943, S. 138f.) vor allem für die Keramikindustrie von Bedeutung. Aus den Jahren 1904–

1907 sind mindestens sechs Konzessionen bekannt, in denen die Orte Ascona, Ronco, Solduno, Sassalto, Verdasio, Verscio, Vergeletto, Borgnone, Corcapolo erwähnt werden, die aber oft nur für kurze Zeit, während des «febbre industriale del inizio secolo», benutzt wurden. 1942, während des Zweiten Weltkriegs, wurde ein Konzessionsgesuch zur Ausbeutung von Pegmatiten auf dem Gebiet der Gemeinden Verscio, Cavigliano und Auressio eingereicht (SCHNEIDERFRANKEN 1943, S. 140). Für die Vorkommen von Ronco, Palagnedra und Brissago existiert ein Untersuchungsbericht von WALTER (1942) zuhanden des «Eidg. Bureau für Bergbau» (FEHLMANN 1947, S. 200). Die oft zentimetergrossen Glimmerpakete gewisser Pegmatite standen ebenfalls des Öfteren im Zentrum des Interesses: 1919 erhielt die «S.A. Ticinese del Talco» eine Konzession für die Ausbeutung von Glimmer in Golino (SCHNEIDERFRANKEN 1943, S. 141). Dieser hätte theoretisch als Isoliermaterial in Elektroapparaten verwendet werden können (z.B. Gleichrichter, KÜNDIG & DE QUERVAIN 1953). Ob im Kartengebiet Pegmatite zu diesem Zeck ausgebeutet wurden, entzieht sich unserer Kenntnis.

Asbest

An mehreren Orten im Kartengebiet kommt die eine oder andere unter den drei wichtigsten Asbestformen vor (WENGER et al. 1990, GIRLANDA 2015): 1. Anthophyllitasbest bei Formighè Madrona oberhalb von Camedo (Koord. 2689.750/1112.900). 2. Chrysotilasbest bei Rivöra bei Calezzo (Koord. 2695.660/1114.130) und in serpentinierten Zonen des Metaperidotitkörpers von Finero (z.B. im Val del Boschetto). 3. Asbest im Zusammenhang mit Specksteinblöcken im Val Nocca, Dunzio; hierbei könnte es sich um Tremolit handeln (SCHEIDERFRANKEN 1943).

Obwohl für verschiedene dieser Vorkommen zu Beginn des 20. Jahrhunderts vom Staatsrat Konzessionen zur Ausbeutung erteilt wurden, fand an keinem dieser Orte ernsthafter Asbestabbau statt (GIRLANDA 2015).

Gneis

Die bekannten historischen «Granit»-Steinbrüche lagen alle im Ponte-Brolla-Gneis des Pedemonte: nördlich von Intragna (zwei), westlich von Cavigliano, zwischen Verscio und Tegna sowie nördlich von Ponte Brolla (zwei). Von Intragna erwähnen NIGGLI et al. (1915) einen Steinbruch bei der Lokalität La Gura, wo ein weisser mittel- bis feinkörniger Biotitgneis («Granito bianco») abgebaut wurde. Die meisten dieser Steinbrüche waren in den 1960er-Jahren noch in Betrieb (WÄHLI 1967). SUZUKI (1931) erwähnt Amphibolit, Gneis und Pegmatit aus einem Steinbruch nördlich von Losone. Es dürfte sich dabei um die heutige Sand- und Kiesunternehmung bei Piano di Arbigo gegenüber der alten Militärkasernen handeln. WÄHLI (1967) erwähnt einen weiteren alten Gneissteinbruch am Hang des Pizzo

Ruscada oberhalb von Costa. Beim immer noch aktiven Betrieb an der Onsernone-Strasse oberhalb von Cavigliano handelt es nicht um einen Steinbruch, sondern um eine Verarbeitungswerkstatt von mittelkörnigem Biotitgneis, der als «Onsernone-Granit» bekannt ist und im Valle di Vergeletto, ausserhalb des Kartengebiets, abgebaut wird. Der «Onsernone-Granit» wird häufig für Fassaden und in Küchen verwendet.

Marmor

Baustein

Auf der Südflanke des Centovalli, bei Uluchèe im oberen Val die Remo (860 m ü. M., Koord. 2697.400/1112.300, «Olocaro» auf der Siegfriedkarte), wurde an zwei Stellen der grauweisse «Marmo Bardiglio» der Canavese-Zone abgebaut (RADEFF 1915, NIGGLI et al. 1915, WÄHLI 1967). Die Firma «Soc. Marmifera Locarno», die rund 20 Jahre existierte, transportierte die Blöcke mit einer Seilbahn zur 400 m tiefer liegenden Centovalli-Strasse. In den 1920er-Jahren musste der Steinbruch schliessen, weil man Auswirkungen auf die darunter liegende Hauptwasserfassung Remo der Stadt Locarno befürchtete. Auch heute findet man noch grosse gesägte Blöcke in der Gegend. Bei Koord. 2699.980/1113.340 westlich von Arcegno wurde früher ein kleines Vorkommen von weissem Marmor der Sesia-Decke als Baustein und zur Mörtelfabrikation ausgebeutet (pers. Mitt. M. Mumenthaler). SCHNEIDERFRANKEN (1943) erwähnte den Abbau von weissem und schwarzem Marmor in Losone, wahrscheinlich ebenfalls im Quartier von San Lorenzo. MITTELHOLZER (1936, S. 43), PAPAGEORGAKIS (1961, S. 165) und LODETTI (2016, Anh. 2) beschrieben einen kleinen Steinbruch westlich von Ascona (Koord. 2702.250/1112.210), dessen Gestein mindestens seit dem 16. Jahrhundert in zahlreichen Kapellen und Kirchen von Ascona verwendet wurde (pers. Mitt. F. Girlanda).

Gebrannter Kalk

Wie an vielen Orten im Sopraceneri waren vor der Einführung des Portlandzements Ende des 19. Jahrhundert Aufschlüsse von Karbonatgesteinen inmitten von gneisdominierten Gebieten sehr gesucht für die Herstellung von Mörtel, die durch Brennen von Kalk und Marmor geschah (SCHNEIDERFRANKEN 1943, VALSECCHI 2003).

Auch zur Desinfektion von Häusern und Ställen bei Seuchen wurde und wird gebrannter Kalk häufig verwendet. Im Kartengebiet sind für Überreste von Brennöfen aus zwei Gebieten mit Marmorvorkommen bekannt: aus dem südlichen Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex nordwestlich von Intragna (westlich von Scigno im oberen Tal des Riale di Mulitt, Koord. 2695.480/1115.230) sowie von der Südflanke des Centovalli im Gebiet der Karbonatlinsen der Canavese-Zone und der Sesia-Decke zwischen Moneto und Arcegno (SCHNEIDERFRANKEN 1943, GIRLANDA 2000, LODETTI 2016; pers. Mitt. M. Mumenthaler). Zahlreiche Öfen

wurden in den letzten Jahren restauriert, so im Val di Capolo, 1 km südlich von Moneto (815 m ü.M, Koord. 2691.520/1110.730, aufgegeben 1886; die Lokalität Fornas wird auf der Landeskarte fälschlicherweise ca. 100 m höher oben im Tal angegeben), bei Marrone östlich von Bordei am Weg nach Terra Vecchia – Rasa (Koord. 2693.750/1111.400, aufgegeben 1875) sowie bei Calzo östlich der Corona di Pinz (Fornace della Pastura, Koord. 2699.715/1112.531, bereits 1895 als schon lange aufgegeben bezeichnet). Bei Corona di Pinz – Arcegnò sind von zwei weiteren Brennöfen noch Mauerreste erhalten geblieben (Koord. 2699.400/1112.590 und 2700.090/1113.340). Es ist davon auszugehen, dass es auch in der Nähe von anderen Marmorvorkommen früher Kalkbrennöfen gab, vor allem in Siedlungsnähe, von denen aber keine Überreste mehr vorhanden sind, so beispielsweise im Ortsteil San Lorenzo in Losone.

Speckstein

Wie an vielen anderen Stellen in den Zentralalpen auch zeigen Metaperidotitlinsen des Kartengebiets eine durch hydrothermale Prozesse entstandene Zonierung im Meterbereich, die meist leicht zu bearbeitendes, Talk führendes Gestein enthält, das als Speckstein, Topfstein, Ofenstein, Lavez, auf Italienisch *pietra ollare*, *lavesg* oder *güia* bezeichnet wird (PFEIFER & SERNEELS 1986, MANNONI et al. 1987, PFEIFER 1989, PFEIFER et al. 1993).

Tabelle 5 und Figur 13 geben einen Überblick über die 15 bekannten Vorkommen des Centovalli und des Pedemonte. Sie treten als Gürtel auf der linken und rechten Talseite des Centovalli auf, welche der Orselina-Bellinzona- bzw. Zermatt-Saas-Fee-Decke entsprechen. Das Vorkommen von Val Nocca nördlich von Verscio (Nr. 11) und die nördlich des Salmone liegenden Metaperidotitlinsen liegen in dem Antigorio-Mergoscia-Deckenkomplex.

Wie aus der Tabelle 5 hervorgeht, ist in den meisten Gesteinen das harte Mineral Olivin zusammen mit Talk oder Serpentin vorhanden. Der typische Mineralbestand von Speckstein – Talk, Chlorit und z. T. Magnesit – ist relativ selten. Talk-Olivin-Gesteine eignen sich gut für den Ofenbau oder architektonische Anwendungen, doch können nur Talk-Chlorit-Gesteine zur Herstellung der typischen gedrehten Steinpfannen und Töpfe verwendet werden (LURATI 1970, GÄHWILER 1981). Zylindrische Abbauspuren sind deshalb im Centovalli nur beschränkt vorhanden, z.B. bei den Vorkommen Nr. 4 und 7 (Fig. 14). An den andern Orten dominieren grosse Nischen oder rechteckige Blöcke, wie sie typisch für die Verwendung im Ofen-, Haus- und Kirchenbau (Fig. 15) sind. Wie auch im Valle Maggia (DONATI 1986) handelt es sich bei den heute noch erhaltenen Specksteingegenständen um rechteckige oder ovale Behälter zur Fleischkonservierung (heute oft als Blumentöpfe verwendet), um Brunnen oder im Tischelemente. Stubenöfen sind nur wenige erhalten geblieben (GIRLANDA & PFEIFER 2018).

In der Umgebung von Arcegno sind in den 1990er-Jahren ein gutes Dutzend prähistorischer Schalensteine gefunden worden. Einige der schalenförmigen Vertiefungen sind in Metaperidotite eingraviert (Gegend Val Checc), die später auch als Speckstein abgebaut wurden (SCHWEGLER 1992, BINDA 1997, 2013, SSDI 2018). Ob das in den drei archäologischen Ausgrabungen von Friedhöfen der Römerzeit bei Ascona (San-Materno), Losone (Papögna) und Arcegno gefundene Specksteingeschirr von lokalen Steinbrüchen stammt, ist schwierig zu beantworten (DONATI 1986).

Tab. 5: *Vorkommen von Speckstein im Centovalli und in den Terre di Pedemonte: Lokalisierung, Mineralogie und Klassifikation (nach MANNONI et al. 1987, GIRLANDA & PFEIFER 2018, Koordinaten aus PFEIFER & SERNEELS 1986). Die Nummerierung entspricht derjenigen der Karte von Fig. 13.*

Nr.	Ortschaft	Lokalität	Koordinaten	Höhe (m ü.M.)	Mineralogie ¹⁾	Typ ²⁾
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	Oberhalb des Dorfes	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	Sertoo–Furmighèe	2689.750/1112.900	920	ol-opx-ch-serp-op	K
9	Moneto ³⁾	Strasse Camedo	2691.360/1111.760	720	ol-ant-ch-serp-tc-op	K
10	Moneto	Ausserhalb des Dorfes	2691.350/1111.585	740	ol-tc-ch-op	K
11	Verscio	Val Nocca	2699.00/1117.830	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 Chècc	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

¹⁾ Minerale sind nach abnehmender Häufigkeit geordnet. ant: Anthophyllit, ch: Chlorit, cumm: Mg-Cummingtonit, mag: Magnesit, ol: Olivin, opx: Orthopyroxen, op: Erzminerale, serp: Serpentin, tc: Talk, tr: Tremolit.

²⁾ D: Feinkörnige hellgrün graue Talk-Karbonatgesteine von geringer Härte, I: dunkelgrüne–graue Amphibolschiefer von mittlerer–hoher Härte, K: weiss-graue Olivinschiefer von hoher Härte.

³⁾ entdeckt von F. Girlanda

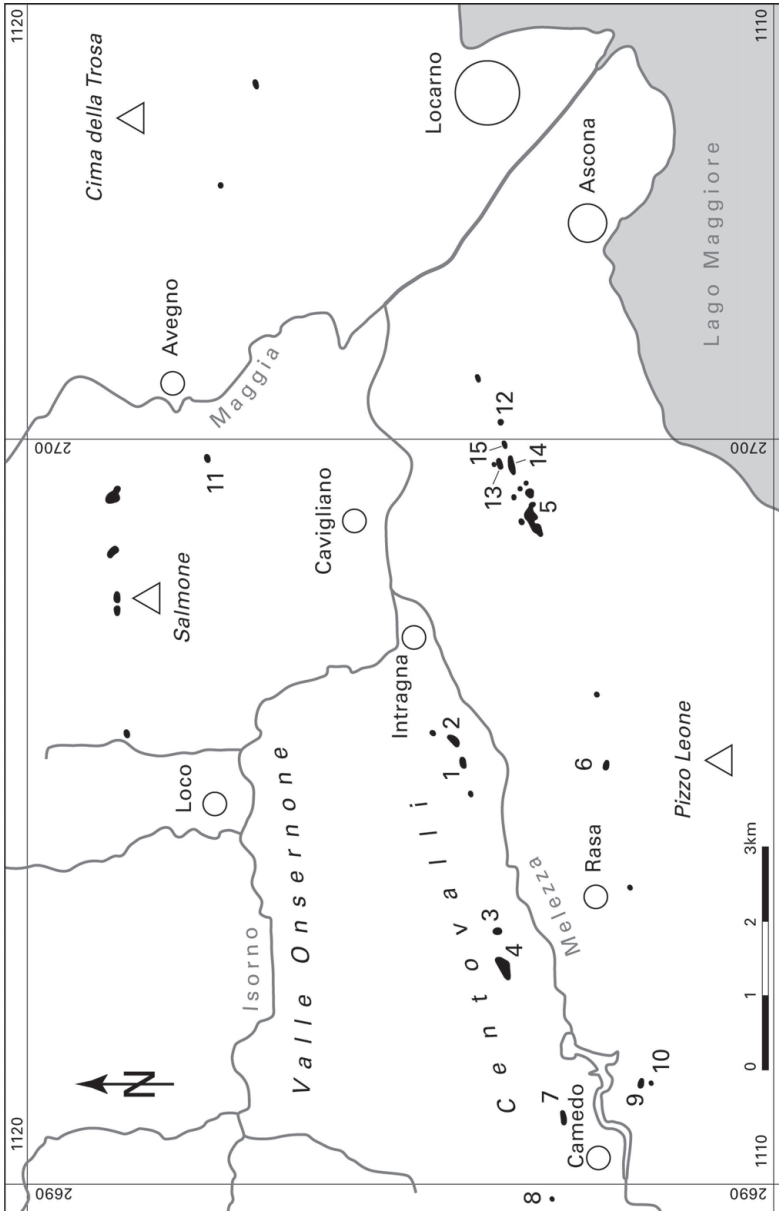


Fig. 13: Karte der Metaperidotitvorkommen im Gebiet von Blatt Locarno (aus GIRLANDA & PFEIFER 2018). Die Specksteinvorkommen im Centovalli sind von 1 bis 15 nummeriert (s. Tab. 5).



Fig. 14.: Zylindrische Abbauspuren in Specksteinvorkommen des Centovalli. a) Verdasio (Nr. 4, s. Tab. 5, Fig. 13); Foto F. Girlanda, 2014. b) Borgnone (Nr. 7); Foto H.-R. Pfeifer, 2014.



Fig. 15: Zeugnisse von Specksteinabbau und Anwendungen in Arcegno-Losone. a) Liegende, quaderförmige Blöcke bei Bedruscio (Nr. 15, s. Tab. 5, Fig. 13). b) Gefäß im Dorfkern. c) Tabernakelrahmen, Kirche. Fotos H.-R. Pfeifer, 1984 (a), 2016 (b, c).

Gasquellen (Lago Maggiore)

Gasaustritte treten vor allem in Ufernähe des Lago Maggiore rund um das Ticino-Delta zwischen Vira, Magadino und der Verzascamündung bei Tenero auf. Sie wurden schon früh beschrieben (LAVIZZARI 1859, WENGER et al. 1990). Das Gas enthält 85–90% Methan (CH_4) und 8–14% CO_2 . Im Kartengebiet tritt bei Minusio-Rivapiana ebenfalls Gas aus, das hier aber aus Felsspalten strömt und das deutlich weniger CH_4 (10–35%), dafür hohe N_2 -Werte (60–80%) enthält. Die

Gesamtmenge des in der Region austretenden Gases wird auf ca. 100 000 m³/Jahr geschätzt (GREBER & WYSS 1994). 1943–1947 wurde das Gas der Verzascamündung ausgebeutet (RICKENBACH 1947, WENGER et al. 1990). Die spezielle Lage dieser Gasvorkommen entlang der projizierten Verbindung zwischen der Tonale- und der Canavese-Linie führte schon früh zu drei Entstehungshypothesen (WERENFELS 1939, WEBER 1943, BÜCHI & WILD 1986, weitere Referenzen in WENGER et al. 1990): 1. In geringer Tiefe biogen, d. h. durch bakterielle Prozesse gebildetes Gas, wie es typisch für Flussmündungen ist (oft als Sumpfgas bezeichnet); 2. In grösserer Tiefe durch Thermokatalyse (>75 °C) von Erdöllagerstätten gebildetes Gas; 3. Direkt aus dem Erdmantel stammendes Gas.

GREBER & WYSS (1994) untersuchten diese drei Thesen unter anderem mittels Isotopenstudien (auch an Bodengas); sie kamen zum Schluss, dass es sich um un- tiefes biogenes Gas handelt, das aus den quartären, an organischem Material reichen Fluss- und Seesedimenten der Magadinoebene und des vorgelagerten Ticino-Deltas stammt (Sedimentmächtigkeit bis zu 700 m, PFIFFNER et al. 1997a, SCAPOZZA et al. 2012). Die abweichende Zusammensetzung des bei Rivapiana aus Felsspalten austretenden Gases wird durch Mischung mit reduzierendem, N₂-reichem Bodengas und mit bakterieller Oxidation des Methans erklärt.

Diese Resultate sind in guter Übereinstimmung mit der Tatsache, dass beim Bau der zwei Tunnels (Bahntunnel FART Solduno–Locarno und Strassentunnel Mappo–Morettina) unmittelbar nördlich der Insubrischen Linie, trotz umfangreicher Gasmessungen bei der Überwachung des Vortriebs, kein Methan gefunden wurde.

Wasserkraft

Die Wasserkraft wurde schon früh genutzt (VALSECCHI et al. 2003). Noch bis in die 1950er-Jahre gab es in den meisten Dörfern mehrere wassergetriebene Mühlen und vereinzelt Sägewerke und Hammerschienen (Intragna, Lionza). Das 1904 gebaute, 1957 und 2008 erneuerte Flusskraftwerk von Ponte Brolla (Azienda Elettrica Ticinese, AET) mit seinem ca. 1 km langen, bei Avegno gefassten Kanal war das erste in der Gegend. 1949 folgten die Officine Idroelettriche della Maggia SA (OFIMA) (z.B. LEUPOLD 1949, 1951) mit dem Stausee Sambucco, dem Ausgleichsbecken von Piano di Peccia, der Zentrale von Caveragno, mehreren Freilaufstollen zwischen Caveragno und dem Ausgleichsbecken von Palagnedra sowie der Zentrale Verbano in Brissago (1952–1955). Eine weitere Etappe waren die Stauseen von Robieo und Naret mit der Zentrale von Bavona (1968). 1964 baute die Societa Elettrica Sopracenerina (SES) den Stausee von Giumaglio mit der Zentrale von Someo. Das Gebiet von Blatt Locarno liegt im unteren Teil dieses eindrucklichen Netzes von Stauseen, Ausgleichsbecken und flach verlaufenden Wasserstollen von insgesamt 140 km Länge (Fig. 16).

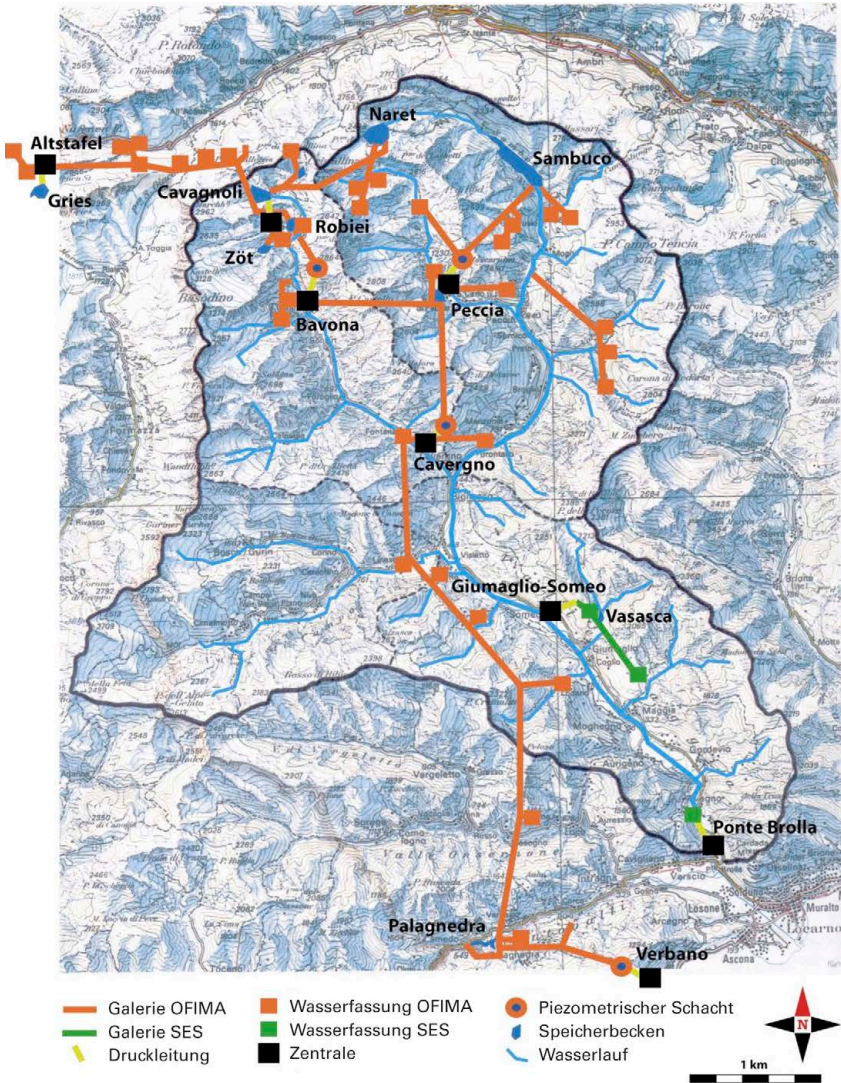


Fig. 16: Übersicht über die Kraftwerkbauten im Valle Maggia und seiner Umgebung (aus CERINI 2003, modifiziert nach www.OFIMA.ch)

Erdwärme

Die Geothermiekarte des Tessins (THÜRING 2003) und aktuelle Webseiten des Istituto di scienze della Terra der Tessiner Fachhochschule SUPSI geben Auskunft über das geothermische Potenzial im Kartengebiet. Seit den 1990er-Jahren werden häufig mehrere Dekameter tiefe Erdsonden (U-Rohre mit Wärmeträgerflüssigkeit, die das Grundwasser verschmutzen kann), kombiniert mit einer Wärmepumpe, zum Heizen eingesetzt. Für 2017 waren in der GESPOS-Datenbank für die Region Intragna–Locarno–Minusio schon mehr als 70 Erdsonden verzeichnet. Neuerdings wird direkt Grundwasser dafür eingesetzt (ca. 30 in der gleichen Region); grundsätzlich liesse sich aber auch Wasser des Lago Maggiore zu diesem Zweck verwenden.

Köhlerei

An vielen Orten im Centovalli findet man in den Wäldern ca. 10x10 m grosse, ebene Plätze, die auf der Talseite oft von einer niedrigen Trockenmauer begrenzt sind und wo oft Reste von Holzkohle gefunden werden können. Es handelt sich um ehemalige Produktionsstätten von Holzkohle, wie sie wohl noch bis in die 1950er-Jahre, vor allem in den Buchenwäldern, im ganzen Tessin häufig waren. Ortsnamen wie Carbonaia, Carbonera und Piazza dei carbonai deuten auf ehemalige Köhlerei hin (z.B. westlich der Corona di Pinz / Ronco). Im Parco dei Mulini in Lionza wurde 2002 ein Kohlenmeiler nachgebaut und betrieben.

EXKURSIONEN

Im Gebiet von Blatt Locarno kann man verschiedene geologische Exkursionen unternehmen, dank guter Zugänglichkeit der Aufschlüsse mit wenigen oder mehr zu überwindenden Höhenmetern. Nachfolgend werden zwei auch für Schulungszwecke geeignete Exkursionen vorgeschlagen. Die erste zeigt die verschiedenen geologischen Einheiten in der Umgebung der Insubrischen Linie, die zweite die typischen Deformationsstrukturen entlang der Centovalli-Linie.

Ascona (Monte Verità) – Losone (Arcegno)

Diese 4- bis 5-stündige Exkursion erlaubt einen guten Einblick in die südlichsten tektonischen Einheiten des Kartengebiets. Ihr Ausgangs- und Endpunkt kann mit dem öffentlichen Verkehr erreicht werden.

Figur 17 zeigt diese Einheiten und die ungefähre Route, Figur 18 eine Karte mit den 29 vorgeschlagenen Stopp an interessanten Aufschlüssen.

Die Exkursion beginnt beim Parzifal-Park (Koord. 2702.170/1112.750) westlich des Hotels Monte Verità, welches mit einem Taxibus (Buxi) von Ascona Posta oder in 15 Min. zu Fuss von der Via Borgo via die Scalinata della Ruga erreicht werden kann.

Dieser Hügel hiess ursprünglich Monescia und war ab 1900 während gut 20 Jahren von Mitgliedern einer alternativen Naturliebhaberbewegung besiedelt, die ihn in Monte Verità (Berg der Wahrheit) umtaufte. 1926 wurde das Areal vom deutschen Kunstsammler Eduard von der Heydt gekauft, der darauf das heutige Hotel im Bauhausstil bauen liess (SZEEMANN 1978, SCHWAB 2003, LANDMANN 2009). 1964 schenkte er es dem Kanton Tessin, und seit 1998 betreibt die Eidgenössische Technische Hochschule Zürich (ETHZ) dort das Kongresszentrum Stefano Franscini. Die Wahl der ETHZ hatte wohl eher mit der sonnigen Lage des Hügels und mit der schönen Aussicht auf den See als mit den erwähnten geophysikalischen Anomalien (S. 36) zu tun.

Die Exkursion umfasst zwei Teile: Stopp 1 bis 16 ist eine Rundwanderung von gut 2,5 bis 3 Std., die auf die Ivrea- und die Canavese-Zone (inkl. Insubrische Linie) beschränkt ist. Um ein vollständiges Bild aller Einheiten zu erhalten und insbesondere die Gesteine der Sesia-, Zermatt-Saas-Fee- und Monte-Rosa-Decke zu beobachten, lässt man Stopp 13 bis 16 weg und geht von Stopp 12 direkt zu Stopp 17 und dann sukzessive weiter bis Stopp 29. Für diese Variante sind weitere ca. 2,5 Std. einzurechnen. Vom letzten Stopp 29 ist man in gut 15 Min. zurück bei der Kirche von Arcegno (Stopp 18), von wo man mit dem Bus nach Locarno zurückfahren kann.

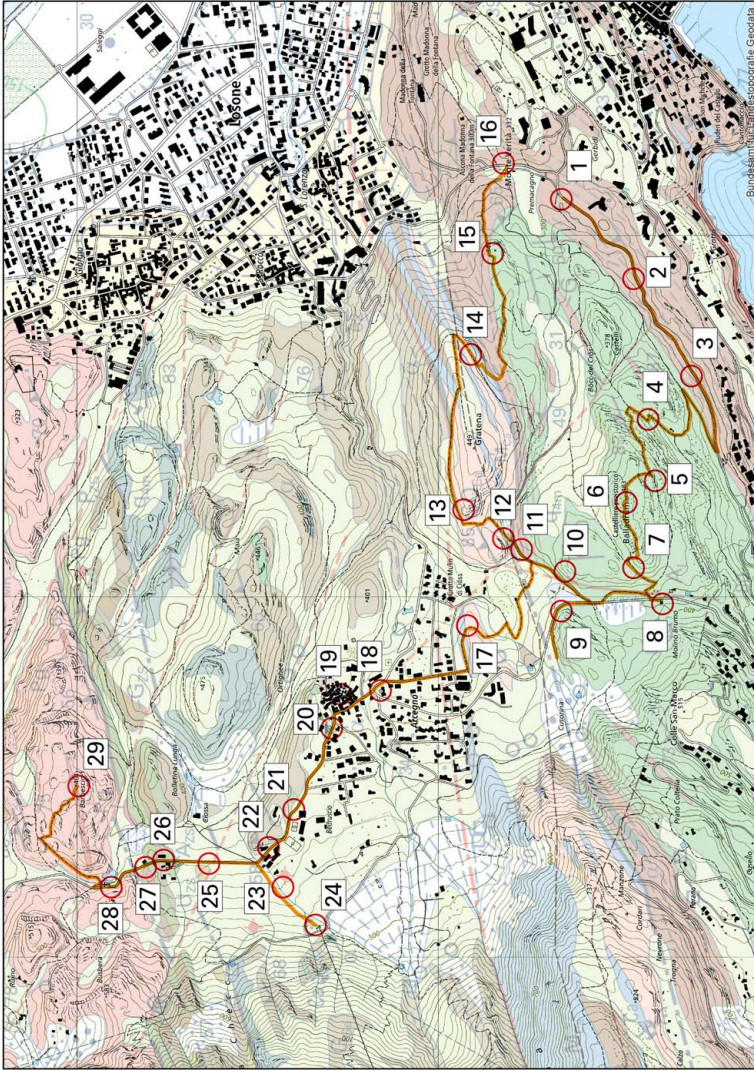


Fig. 18: Exkursionsroute in der Gegend von Ascona (Monte Verità) – Losone (Arcegno). Topografie: Landeskarte 1:10 000; pastellfarbiger Untergrund: Lithologie, für Details siehe Atlasblatt Locarno.

Stopp 1 (Koord. 2702.100/1112.660)

Entlang der Strasse nach Ronco s/Ascona ist eine Wechsellagerung von mesokrater metapelitischem Gneis («Kinzigit») und Amphibolit aufgeschlossen. Sie ist Teil der so genannten Übergangszone, in der diese zwei Gesteine unregelmässig wechsellagern, wobei der Amphibolit meist als Linsen auftritt. Die Gesamtmächtigkeit dieser Zone beträgt ca. 500 m und entspricht dem Band, welches die südlichen Metapelite vom so genannten Basischen Hauptzug der Ivrea-Zone trennt. Das Gestein fällt steil nach NNW ein und bildet die Südflanke der nach Osten abtauchenden Ascona-Antiform, die das Ostende der Ivrea-Zone markiert.

Stopp 2 (Koord. 2701.880/1112.460)

Aufschluss von fast senkrecht stehendem feinkörnigem Amphibolit der Ivrea-Zone.

Stopp 3 (Koord. 2701.610/1112.300)

Auf den Schieferungsflächen des Gneises ist hier eine subhorizontale Lineation zu erkennen, die der Schnittlinie zwischen den nach Osten abtauchenden Kleinfalten und den Schieferungsflächen entspricht. Zwischen Stopp 3 und der Abzweigung des Spazierwegs, der zu Stopp 4 führt, wechseln sich wiederum Gneis und Amphibolit ab. Bei näherer Betrachtung des Gesteins erkennt man migmatische Texturen, in denen weisse Bereiche (Leukosom-Adern oder sogar Melt Pockets – Schmelztaschen) und Bereiche mit dunkler Gneismatrix (Melanosom) unterschieden werden können, welche partielle Aufschmelzung unter Bedingungen der oberen Amphibolitfazies anzeigen.

Es treten hier auch Pegmatitadern auf, doch ist ihre Unterscheidung von migmatischen Strukturen nicht immer einfach. Von ganz anderem Alter und Charakter sind die ebenfalls vorhandenen Spröddeformationserscheinungen: eine Striung auf den Bruchflächen (Rutschharnische, Slickenside), die es erlaubt, die Bewegungsrichtung entlang dieser Bruchflächen zu bestimmen. Die Striemen bestehen aus Epidot, Chlorit und weiteren Mineralen, die einen niedrigen Metamorphosegrad anzeigen (Grünschieferfazies oder niedriger) und höchstwahrscheinlich bei der Bildung der Ascona-Antiform entstanden sind (POZZORINI 1989).

Stopp 4 (2701.490/1112.420)

Wir verlassen die Strasse und gelangen auf dem ansteigenden Römerweg (Sentiero Romano) in den Basischen Hauptzug der Ivrea-Zone. Der hier anstehende Amphibolit unterscheidet sich deutlich von demjenigen der Übergangszone entlang der Strasse: er ist mittel- bis grobkörnig und zeigt zentimeterdicke Bänderstrukturen. Beim weiteren Aufstieg zum Balladrüm-Hügel durchquert man die steilen Felswände seiner Südflanke, lokal dominiert Schutt- und Moränenmaterial.

Stopp 5 (Koord. 2701.320/1112.400)

Von diesem von Gletscherschliff geprägten Amphibolitaufschluss hat man eine gute Fernsicht. Im Osten liegt das Maggia-Delta, das sich seit der Kanalisierung zwischen 1891 und 1904 um ca. 300 m gegen Südosten ausgedehnt hat und in ca. 500 Jahren das andere Ufer erreichen könnte. In südwestlicher Richtung sieht man die Brissago-Inseln. Diese liegen auf einer Felskuppe, die sich zwischen einem ehemaligen Flusstal (Ur-Maggia?, zwischen den Inseln und Brissago) und dem deutlich tiefer liegenden, bis 700 m unter unter den Meeresspiegel reichenden ehemaligen Canyon des Ticino (s.S. 45) befindet.

Stopp 6 (Koord. 2701.260/1112.480)

Wir befinden uns hier auf der Kuppe des Balladrüm-Hügels auf 483 m ü.M. Auf mehreren Terrassen rund um den Gipfel finden sich Überreste einer keltischen befestigten Siedlung aus dem 1. Jh. v. Chr. (Fluchtburg, Castelliere; CARDANI VERGANI 2005, RÜSCH 2011, ANDRETTA 2015). Auch von hier aus hat man eine gute Aussicht auf die Umgebung: im Norden ist der ebenfalls keltisch und später römische befestigte Hügel des Castello von Tegna sichtbar, gegen Nordwesten sieht man das Plateau von Arcegno, gegen Südwesten den Lago Maggiore und gegen Osten das Maggia-Delta. Bei den obersten Amphibolitaufschlüssen sind untergeordnete M-Falten (Parasitärzfalten) zu sehen; diese sind präalpin (variszisch) entstanden, d. h. sie gehören nicht zur alpinen Ascona-Antiform.

Stopp 7 (Koord. 2701.080/1112.460)

Entlang des Wegs, der zur Strasse Arcegno – Ronco s/Ascona hinunterführt, steht Amphibolit mit zentimetergrossen Plagioklasaggregaten an, in deren Zentrum teilweise noch Granatrelikte vorhanden sind.

Stopp 8 (Koord. 2700.980/1112.380)

Sumpfbereich der Quellen von Brumo mit ehemaliger Mühle (Molino Brumo). Acht Quellen liefern einen Teil des Trinkwassers von Ascona. Das Wasser ist relativ schwach mineralisiert (ca. 120 mg/l) und nur wenig aggressiv. Es wird durch Ultraviolettlicht in bakteriologisch einwandfreiem Zustand gehalten.

Stopp 9 (Koord. 2700.960/1112.660)

Entlang der Strasse ist in der Kurve Amphibolit der Ivrea-Zone aufgeschlossen, der von millimeter- bis zentimeterbreiten grauschwarzen Pseudotachylitadern durchzogen ist (Fig. 19a). Dabei handelt es sich um kryptokristalline, glasartige Teile, oft mit Fragmenten des amphibolitischen Muttergesteins, die durch schnell ablaufende Spröddeformation entstanden sind und rasche (z.B. erdbebenartige) Deformationsprozesse sichtbar machen. Folgt man kurz der Strasse gegen Norden (Achtung auf den Verkehr!) und zweigt dann nach ca. 30 m links in den Wald ab,

kann man an der nach Norden einfallenden Felswand auffällige Kataklastizone beobachten, die diskordant zum stark verschieferten Amphibolit der Ivrea-Zone verlaufen (Fig. 19b). Im Handstück manifestiert sich das Verschwinden des präalpinen Gefüges (Struktur und Textur) durch die zunehmende Häufigkeit der Minerale Chlorit und Epidot (in dünnen Adern), welche dem Gestein einen chaotischen, tektonisierten Aspekt verleihen. Auch Pseudotachylite treten auf. Wir befinden uns hier am Südrand der insubrischen Mylonitzone, die sich von hier bis in die Sesia-Decke bei Stopp 19 erstreckt. Ältere Autoren (z.B. WALTER 1950, VENKAYYA 1956) haben hier die Insubrische Linie platziert. Wie SCHMID et al. (1987) und POZZORINI (1989) zeigen konnten, haben die wichtigen Bewegungen zwischen den Zentralalpen und den Südalpen nicht entlang einer scharfen Bruchfläche, sondern in der oben erwähnten Mylonitzone, die in diesem Gebiet mehrere hundert Meter breit ist, stattgefunden.

Stopp 10 (Koord. 2701.070/1112.650)

Wieder zurück zur Strassenbiegung und dort rund 100 m weiter zurück, geht es links auf dem Römerweg in nordöstlicher Richtung hinunter. Rechts am Hang sind stark fragmentierte und zerrissene Amphibolitbänke zu sehen.

Stopp 11 (Koord. 270.130/1112.770)

Rechts am Weg liegen Blöcke von alpin stark deformiertem metapelitischem Gneis der Ivrea-Zone, dessen präalpines Gefüge kaum mehr zu erkennen ist. Um das Gestein im Aufschluss zu beobachten, muss man den kurzen, steilen Hang hinaufsteigen.

Stopp 12 (Koord, 2701.160/1112.820)

Vom Stopp 11 geht man 50 m weiter bis zu einer kleinen Holzbrücke, die links über den Bach und eine kleine Sumpfung führt. Hier überquert man die Insubrische Line im Sinne von WALTER (1950), verstanden als zweidimensionale Bruchfläche, und betritt in die Insubrische Mylonitzone. Auf den ersten Metern des nach Gratena ansteigenden Pfades kann man in der links befindlichen Felswand und den an ihrem Fuss liegenden Blöcken zwei mylonitische Gesteinstypen beobachten (nicht mit den überall verstreuten erratischen Blöcken zu verwechseln!): a) ein leukokrater Typ, reich an Quarz und Feldspat (GO_{Ca}), der bereits makroskopisch eine typische mylonitische bis flaserige Textur zeigt, mit Feldspat-Porphyrklasten in einer feinkörnigen Matrix mit Glimmer und Quarz; b) ein brauner bis olivgrauer, sehr feinkörniger Typ, mit viel mehr Glimmer und einer regelmässigen «Pseudolamination» im Millimeterbereich (G_1). Dieser zweite Typ kann der Ivrea-Zone zugeordnet werden (S. 39), die Zugehörigkeit des leukokraten Gesteins hingegen wird in der Literatur z. T. kontrovers diskutiert. In beiden Typen taucht die mylonitische Foliation hauptsächlich gegen NNW ab, ist aber von einer post-mylonitischen Faltung betroffen,



Fig. 19: a) Pseudotachylit in Amphibolit der Ivrea-Zone südlich von Arcegno; Foto H.-R. Pfeifer, 2018. b) Typische zur Schieferung diskordante Mylonitzone am N-Rand des Basischen Hauptzugs der Ivrea-Zone in der gleichen Gegend; Foto H.-R. Pfeifer, 2016.

was beim folgenden Stopp zu beobachten ist. Auf den mylonitischen Foliationsflächen ist oft eine subhorizontale Dehnungslineation sichtbar, welche der dextralen Verschiebungsphase der Insubrischen Linie zugeschrieben wird.

Stopp 13 (Koord. 2701.240/1112.930)

Der Pfad führt weiter Richtung Gratena, gesäumt von Aufschlüssen von verschiedenen leukokraten Myloniten bis zu den ersten Linsen von marmorisiertem mylonitischem Kieselkalk (M_{Ca}), der auf den ersten Blick wie nicht-metamorpher mikritischer Kalk aussieht. Beim weiteren Aufstieg in Richtung Osten bis zum höchsten Punkt des Gratena-Hügels (449 m ü. M.) trifft man noch zahlreiche weitere solcher Linsen.

Stopp 14 (Koord. 2701.670/1112.910)

Vor dem höchsten Punkt des Hügels durchquert der Pfad leukokraten augigen Hellglimmer-Mikroklin-Albitgneis (GO_{CA}), mylonitischen Kieselkalk (M_{Ca}), mylonitischen Chlorit-Hellglimmerschiefer (P_{Ca}) sowie mylonitischen mesokraten Hellglimmer-Chloritschiefer der nördlich anschliessenden Sesia-Zone (G_{Se}). Die ganze Abfolge ist im Detail viel komplizierter als im Kartenmassstab darstellbar; sie bietet die Gelegenheit, die verschiedenen Mylonitgesteine im Detail zu untersuchen. Hierfür ist eine Lupe empfehlenswert.

Stopp 15 (Koord. 2701.950/1112.850)

Hier verlässt man die Mylonitzone und kehrt zur Ivrea-Zone zurück, wo das typische präalpine Gefüge des Amphibolits des Basischen Hauptzugs wieder erkennbar ist. Das Gestein fällt gegen NNW ein und der Pfad verläuft in der Nordflanke der Ascona-Antiform. Nach dem Pkt. 348 m führt der Pfad durch die Amphibolit-Metapelit-Wechselagerung der Übergangzone bis zum Parkplatz des Parsifal-Parks, dem Ausgangspunkt der Exkursion.

Stopp 16 (Koord. 2702.200/1112.820)

Auf der Ostseite der Strasse sind Bänke aus metapelitischem Gneis aufgeschlossen, der sich mit Amphibolit abwechselt. Die offenen, symmetrischen Paratärfalten vom M-Typus der Ascona-Antiform sind gut sichtbar. Im Detail erkennt man die Faltenachse, die in einem Winkel von etwa 30–40° nach Osten abtaucht. Zudem treten hier Bruchflächen auf, die nicht notwendigerweise den präalpinen Schieferungsflächen entsprechen und eine Slickenside-Lineation aufweisen. Zudem ist hier der «Zerfall» des präalpinen Gefüges und die Überprägung durch retrograde grünschieferfazielle Metamorphose (Indexminerale: vorwiegend Chlorit und Epidot) zu beobachten.

Stopp 17 (Koord. 2700.920/1112.920)

Diesen Aufschluss von Canavese-Karbonaten (s. Stopp 13) erreicht man auf einem zuerst schmalen Weg, der kurz nach Stopp 11 bei Koord. 2701.095/1112.740 im Buschwald nach rechts abzweigt und zu einem kleinen Tal mit einem Bach hinunterführt. Kurz nach dem Wiederaufstieg auf der Nordseite gelangt man auf eine kleine Waldlichtung, an deren Nordrand mylonitisierendes Karbonatgestein der Canavese-Zone ansteht. Es wird empfohlen, von hier zur Strasse Arcegnò–Ronco aufzusteigen und dort aus in Richtung Ronco bis zum nächsten Stopp weiterzugehen.

Stopp 18 (Koord. 2700.740/1113.160)

Halt bei der sehenswerten Pfarrkirche Sant'Antonio Abate von Arcegnò. Der einschiffige Bau wurde 1347–1357 erstellt und zu Beginn des 17. Jh. umgebaut. Die Kirche enthält mehrere, aus lokalem Speckstein der Zermatt-Saas-Fee-Decke hergestellte Objekte: aussen, rechts der Türe ein Weihwasserbecken, im Innern der Rahmen einer im Boden eingelassenen Grabplatte sowie der Rahmen des Tabernakels links des Altars. Nur 100 m unterhalb der Kirche, gegenüber dem jetzigen Friedhof (Koord. 2700.820/1113.100), wurde eine spätrömische Grabstätte aus dem 1.–4. Jh. mit 97 Gräbern und viel Specksteingeschirr freigelegt (DONATI 1986).

Stopp 19 (Koord. 2700.730/1113.270)

Alter Dorfkern von Arcegnò mit mehreren Aufschlüssen von Losone-Schiefer mit Amphibolitboudins der Sesia-Decke, in denen schalensteinartige Vertiefungen und Rillen zu sehen sind (SSDI 2018).

Stopp 20 (Koord. 2700.635/1113.295)

Kleiner Strassenaufschluss gegenüber dem Restaurant-Grotto Zelindo: etwa 60 cm mächtiger spätalpinen Andesitgang, wie er typisch ist für die Sesia-Decke.

Stopp 21 (Koord. 2700.410/1113.400)

Weiter auf der Strasse in Richtung Campo Pestalozzi. Auf der rechten Seite befindet sich ein Aufschluss von Amphibolit der Sesia-Decke.

Stopp 22 (Koord. 2700.305/1113.470)

In der Umgebung der letzten Häuser des Campo Pestalozzi sind bei Bauarbeiten verschiedene Metaperidotitblöcke der Zermatt-Saas-Fee-Decke aus dem Schutt ausgegraben und am Strassenrand deponiert worden.

Stopp 23 (Koord. 2700.195/1113.430)

Ein Trampelpfad führt nördlich des Baches zu einem der zahlreichen von SCHWEGLER (1992), GOOD (2008), BINDA (1997, 2013) und ANDRETTA (2015) beschriebenen Schalensteine. Der Geisblock mit den Massen 4 x 1,4 x 0,8 m weist über 40 Schalen von 2–10 cm Durchmesser auf (Nr. TI 6618.11 des Schweizerisches Steindenkmäler-Inventars, SSDI 2018). Achtung: Bei der Abzweigung von der Strasse ist der Pfad eher ungepflegt und vor allem im Sommer möglicherweise von dichter Vegetation überwachsen.

Stopp 24 (Koord. 2700.090/1113.340)

Unmittelbar neben der NE-Ecke der Talstation der Materialseilbahn befinden sich die Reste eines Kalkbrennofens und zahlreiche Blöcke aus Marmor der Sesia-Decke. Ungefähr 100 m weiter westlich liegt südlich des Bachbetts ein nicht leicht zugänglicher alter Marmorsteinbruch (Koord. ca. 2699.980/1113.335, pers. Mitt. M. Mumenthaler).

Stopp 25 (Koord. 2700.260/1113.635)

Zurück auf der Strasse geht es ca. 100 m weiter bis zu einem linkerhand liegenden kleinen, moosbewachsenen Aufschluss von Metaperidotit der Zermatt-Saas-Fee-Decke, mit Olivin, umgeben von Anthophyllitrosetten.

Stopp 26 (Koord. 2700.270/1113.760)

Aufschluss im Strasseneinschnitt zwischen den Baracken: Wechsellagerung von mesokraterem Gneis und feinkörnigem Amphibolit (Metabasalt) der Zermatt-Saas-Fee-Decke. Kurz davor, bei der Strassenbrücke über den Bach, liegen wiederum Blöcke von Metaperidotit und mittel- bis grobkörnigem Amphibolit.

Stopp 27 (Koord. 2700.250/1113.810)

Kleiner Wendeplatz links der Strasse vor dem Bach: Aufschlüsse von grobkörnigem (Metagabbro) und feinkörnigem (Metabasalt) Amphibolit der Zermatt-Saas-Fee-Decke, von mächtigen Pegmatitgängen durchdrungen. Nach dem Bach führt der Wanderweg nach Bedruscio – Monti di Losone. Dahinter befindet sich eine ca. 15 m hohe Felswand, die den Rand des Monte-Rosa-Gneises markiert.

Stopp 28 (Koord. 2700.195/1113.905)

Strassenkurve mit Gedenktafel für die internierten polnischen Soldaten, die in den Jahren 1940–1945 die Strasse nach Golino erbauten. Zwischen diesem Punkt und Stopp 27 tritt flaseriger, z.T. stark kataklastischer, von mehreren Brüchen durchsetzter Monte-Rosa-Orthogneis auf.

Stop 29 (Koord. 2700.475/1113.995)

Vom Gletscher geschliffener Hügel von Barbescio (Rundhöcker aus Monte-Rosa-Gneis). Aufstieg von der Kapelle unterhalb der Strasse. Man beachte den erratischen Block, der fast zuoberst auf dem Hügel liegt. Oben auf der Kuppe befindet sich ein mit 29 Ma datierter Aplitgang (ROMER et al. 1996).

Leicht zugängliche Aufschlüsse der Centovalli-Linie

Wie im Kapitel Tektonik ausgeführt, umfasst diese noch spätalpin aktive Störung mehrere im Grossen und Ganzen W–E verlaufende, 10–100 m breite Kataklasit- und Kakiritzonen an beiden Talflanken des Centovalli. SURACE (2004, Anhang 8 und Fotos im Text) beschreibt die meisten von ihnen im Detail. Im Folgenden sind ein paar der spektakulärsten, mehr oder weniger leicht zugänglichen Aufschlüsse, von Osten gegen Westen fortschreitend, aufgeführt:

1. Koord. 2697.145/1114.990: Tiefer Taleinschnitt nach Pila hinauf, nördlich von Intragna. Mehrere Kataklasitzonen, die an verschiedenen Orten zu Felsstürzen und in den 1960er-Jahren zum mehrphasigen Zerfall eines Tunnels und einer Brücke der alten Zufahrtsstrasse nach Intragna geführt haben. Der Aufschluss ist vom Dorf Intragna aus nach kurzer Strecke auf der Via Ala Güra erreichbar.
2. Koord. 2693.350/1113.380: Strasse nach Verdasio, bei der Talstation der Seilbahn Monte di Comino (Station Verdasio der Centovalli-Bahn). Mehrere Zehnermeter breite Kakiritzone in der Orselina-Bellinzona-Zone.
3. Koord. 2692.870/1111.520: Brücke der Strasse Palagnedra–Bordei. Ausgedehnte Kakiritzone am Südrand der Monte-Rosa-Decke.
4. Koord. 2691.580/1112.620: Kurve der Kantonsstrasse nördlich von Cadanza. Stark vergrünte typische Kataklasitzone (Fig. 20).
5. Koord. 2690.580/1112.250: Camedo. Ausgedehnte Kakiritzone mit allen Lithologien der Orselina-Bellinzona-Zone (Fig. 21).



Fig. 20: Kataklastizone der Centovalli-Linie bei Cadanza (Pkt. 1), grün gefärbt durch Chlorit und Epidot. Foto H.-R. Pfeifer, 1988.



Fig. 21: Typische Kakiritzone der Centovalli-Linie bei Camedo (Pkt. 5). Unten: flaseriger heterogener Gneis, oben: Amphibolite und Pegmatite. Foto H.-R. Pfeifer, 2017.

LITERATURVERZEICHNIS

- 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, barrosite 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): Blatt 1313 Bellinzona, mit Anhängsel von Blatt 1312 Locarno. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 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., JÄGGGLI, 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 Vorb.): Blatt 1292 Maggia. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000.

- 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* (unpubl.).
- 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 traccianti fluorescente. Relazione idrogeologica. – Dr. Baumer, Ascona, Rapp. No. 8413.20; all’Att. del Dip. Territorio, Div. Opere e Costruzioni stradali, Bellinzona.
- (1996): Galleria Mappo – Morettina, Tratto in Roccia. Relazione tra l’andamento delle sorgenti e i lavori di scavo, relazione idrogeologica. – Dr. Baumer, 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 Antrona 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^{ère} 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^e 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., JADOU, F., SELLA, M. & SPALLA, M. I. (Ed.): 3rd workshop on Alpine geological studies, Biella-Oropa, September 29th – October 1st 1997. – *Mem. Sci. geol. (Padova)* *5/1/1*, 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 (S. 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 geologico della Svizzera* 1:25 000, Note esplicative 145.
- DELLA TORRE, F., MAGGINI, L., BONZANIGO, L., HUNZIKER, J. C. & JOOS, M. G. (2015): Blatt 1291 Bosco/Gurin. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 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, 32nd int. geol. Congr.*
- ENGI, M., BERGER, A. & ROSELLE, G. (2001 b): 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. (2001 a): 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. 2nd 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). – *Ecolgae 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 peri-alpine 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.
- FORSTER, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 27/2, 249–471.
- FRANSCCELLA, 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 geotransverse Basel–Chiasso: a review. – *Ecolgae 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 Geotransverse 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.
- 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 (unpubl.).
- 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.
- HANNY, R. (1972): Das Migmatitgebiet der Valle Bodengo (östliches Lepontin). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 145.
- HANNY, 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
- HIRSCHL, 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 Alpi magmatic complex and its country rock (Upper Maggia Valley, Central Alps): petrology, geochronology and structural position. – 13th 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): Blatt 516 Iorio (LK 1314). – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 11.
- KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigizzo 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.
- (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 2nd Symposium Ivrea-Verbanò: 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 Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd 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. Lericì del Politecnico di Milano] (1970): Studio geofisico dei fondovalle del Canton Ticino. – Esplorazione geofisica No. 535 per conto della Sezione Cantonale delle Bonifiche fondiarie e del Catasto, Bellinzona.
- LEUPOLD, W. (1949): Geologische Uebersichtskarte der Wasserkräfte des Maggiatals 1:50 000. – Officine Idroelettriche della Maggia OFIMA (unpubl.).
- (1950): Geologische Karte des Centovalli 1:10 000. 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-Verbanò-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. – *Ecolgae 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 «Giovio». New Press, Cernate (Como).

- MARCHON, T. (2001): Etude hydrochimique et géologique de la région Arcegno-Ronco s/Ascona (Tessin). – Dipl. Inst. Sci. Terre Univ. Lausanne (unpubl.).
- 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.
- NAJIH, S. (2005): *Hydrogéologie de la basse Vallemaggia entre Giumaglio et Ponte Brolla (Tessin).* – Trav. Master Univ. Lausanne (unpubl.).
- 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 Bleniothal. – *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 Ultramafitten 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: 4th 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. 11. Uff. cant. Monum. Storici, Dip. Ambiente Cant. Ticino.

- PFIFFNER, 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: PFIFFNER, 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.
- PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.) (1997b): Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. – Birkhäuser, Basel.
- PFIFFNER, 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 back-thrusting in the Monte Rosa nappe and the Southern Steep Belt of the Alps (Penninic zone, Switzerland and Italy). In: SIEGEMUND, 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 Allg. 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 diploma Univ. Zurigo (unpubl.).
- 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): Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal, 1:50 000. – Geol. Spezkarte 116. Schweiz. geol. Komm., 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.
- QUERVAIN, F. DE (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 Schwäche-zonen. 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. Torrigia, Polonia. Excursion du groupe Suisse de tectonique. – Univ. Lausanne (unpubl.).
- SCAPOZZA, C. (2012): Geomorfologia della piana fluvio-deltizia del Ticino negli ultimi 20 000 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., VON-LANTHEN, 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 ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of cross-cutting pegmatites. – Earth and planet. Sci. Lett. 142/3–4, 331–351.

- SCHELLER, 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 Vorb.): Blatt 1293 Osogna. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000.
- 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): Blatt 1313 Bellinzona. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 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 (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 2nd Symposium Ivrea-Verbanio Varallo Sesia (VC), Italy, June 5–10, 1978. – Mem. Sci. geol. 33, 11–16.
- (1980): Deux directions principes 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 Ossola-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. & ENGL, 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. – *Ecolgae geol. Helv.* 49/2, 251–265.
- (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen: Die Paragenese Calcit-Plagioklase. – 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. – *Ecolgae 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., KIESELBACH, 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* (unpubl.).
- ZANETTI, A., GIOVANARDI, 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., GIOVANARDI, 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 Kataklasite. – 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.

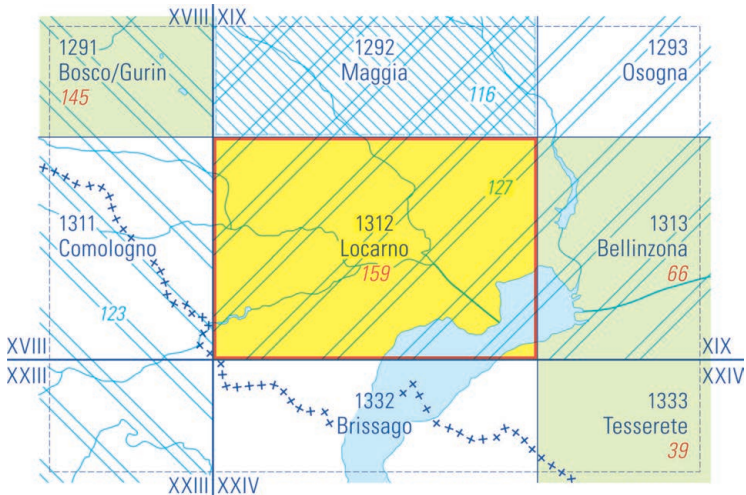


Fig. 22: Publierte geologische Karten mit topographischer Basis.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, 2005.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:500 000, Grundwasservorkommen

Bundesamt für Landestopografie, 2007.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000

Bundesamt für Landestopografie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 7 Ticino, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1955.

Karte der mineralischen Rohstoffe der Schweiz 1:200 000

Blatt 1 Tessin–Uri, von C. WENGER & R. STEIGER, 1990. – Schweizerische Geotechnische Kommission.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XVIII Brieg–Airolo, von E. VON FELLEBERG, I. BACHMANN, C. MOESCH & H. GERLACH, 1885.

Blatt XIX Bellinzona–Chiavenna, von F. ROLLE, 1882.

Blatt XXIII Domo d'Ossola – Arona, von H. GERLACH, 1882.

Blatt XXIV Lugano–Como, von E. SPREAFICO, G. DE NEGRI & M. STOPPANI, 1876.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 39 Tesserete (LK 1333), von M. REINHARD, R. BÄCHLIN, P. GRAETER, P. LEHNER & A. SPICHER, 1962.

Nr. 66 Bellinzona (LK 1313), von R. BÄCHLIN, F. BIANCONI, A. CODONI, E. DAL VESCO, P. KNOBLAUCH, E. KÜNDIG, M. REINHARD, F. SPAENHAUER, A. SPICHER, V. TROMSDORFF & E. WENK, 1974.

Nr. 145 Bosco/Gurin (LK 1291), von F. DELLA TORRE, L. MAGGINI, L. BONZANIGO, J. C. HUNZIKER & M. G. JOOS, 2015.

Geologische Spezialkarten

Nr. 116 Geologische Karte der Tessinalpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal, 1:50 000, von H. PREISWERK, L. BOSSHARD, O. GRÜTTER, P. NIGGLI, E. KÜNDIG & E. AMBÜHL, 1934.

Nr. 123 Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale, 1:100 000, von A. STECK, B. BIGIOGGERO, G. V. DAL PIAZ, A. ESCHER, G. MARTINOTTI & H. MASSON, 1999.

Nr. 127 Tectonic and Petrographic Map of the Central Lepontine Alps, 1:100 000, von A. BERGER & I. MERCOLLI, 2007.

BEILAGEN

- Tafel I: Tektonische Karte des Gebiets von Atlasblatt Locarno und Umgebung
Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Locarno
Tafel III: Geologische Detailprofile durch das Gebiet Intragna–Calascio

Carta tettonica del territorio del foglio Locarno e dintorni

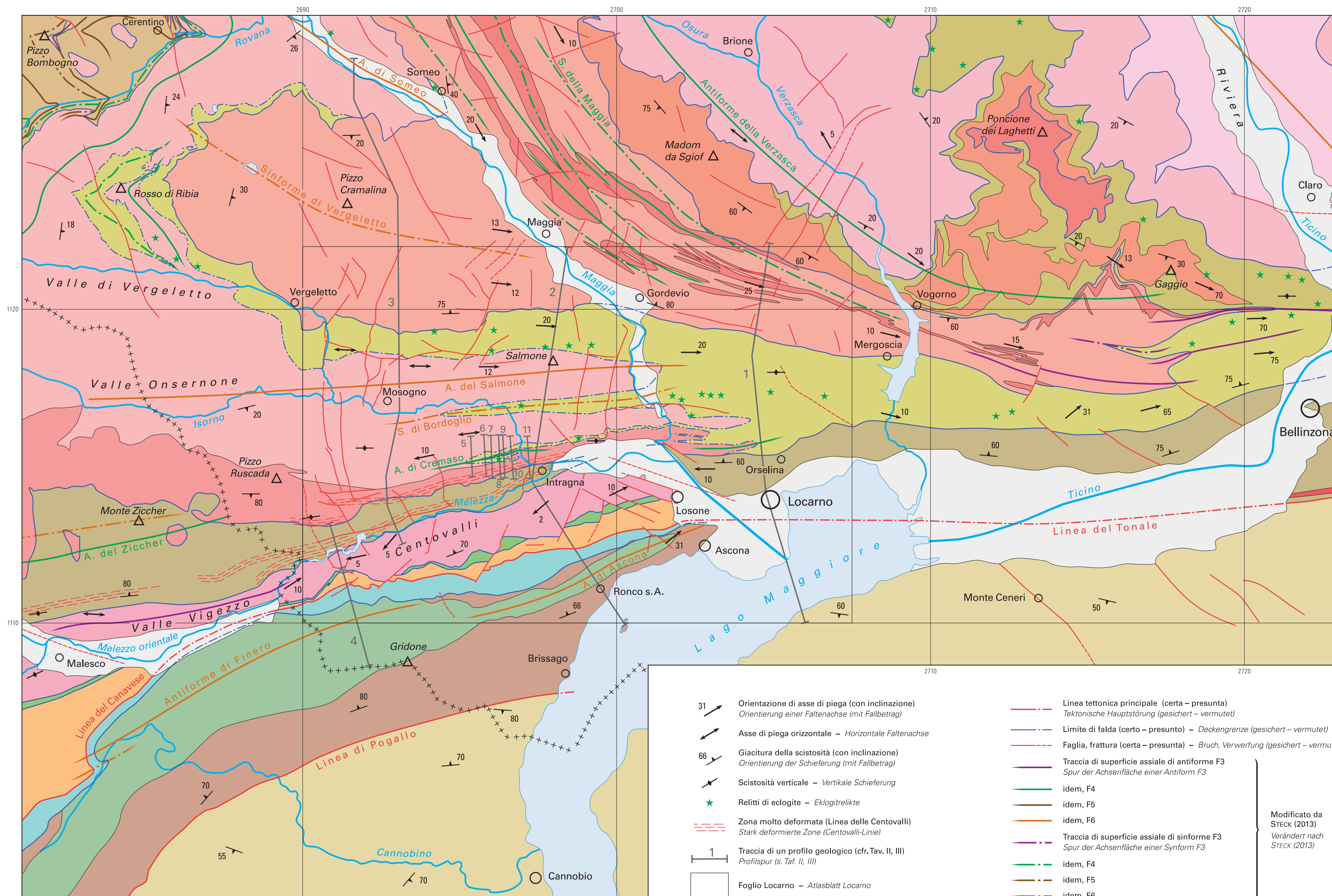
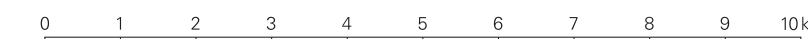
Tektonische Karte des Gebiets von Atlasblatt Locarno und Umgebung

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
- Complexo 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)
Profilspur (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)

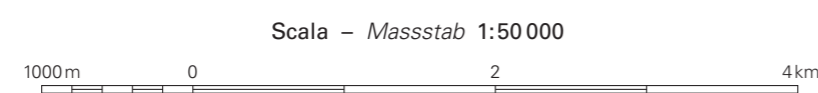
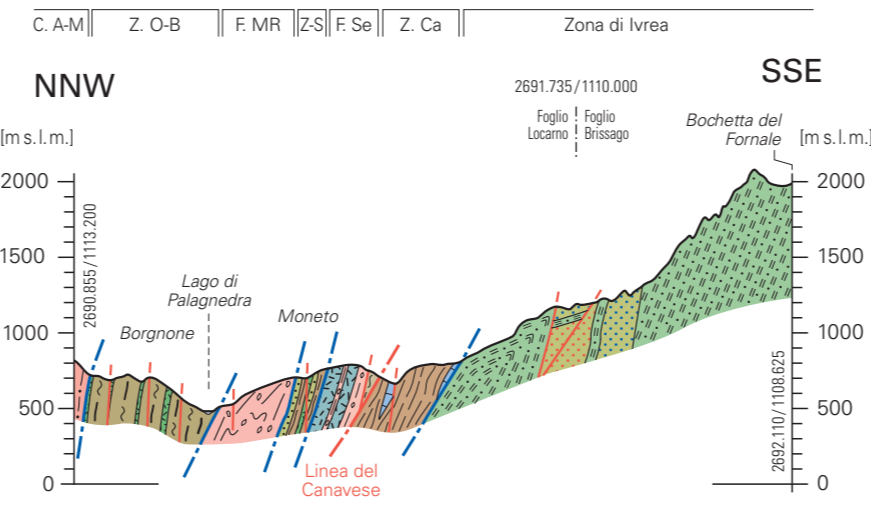
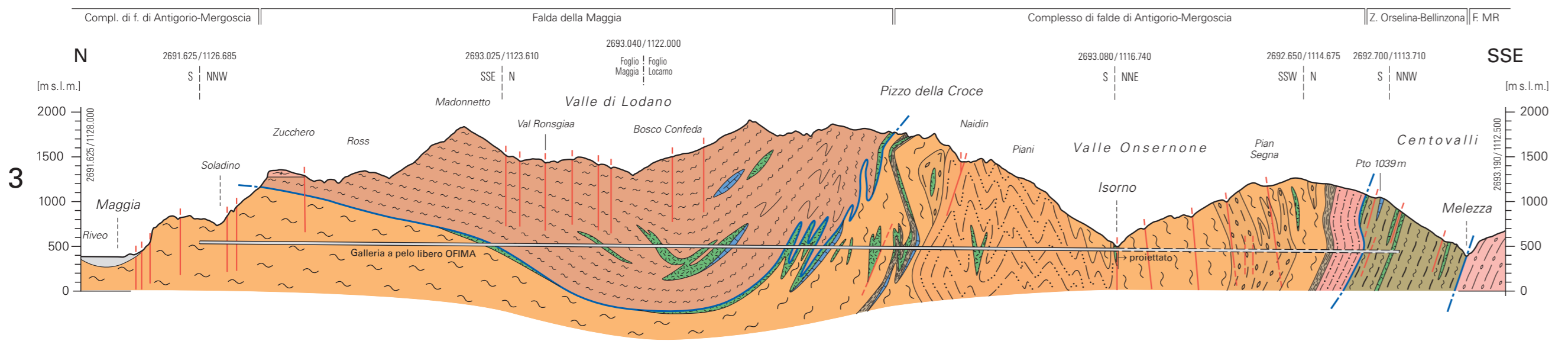
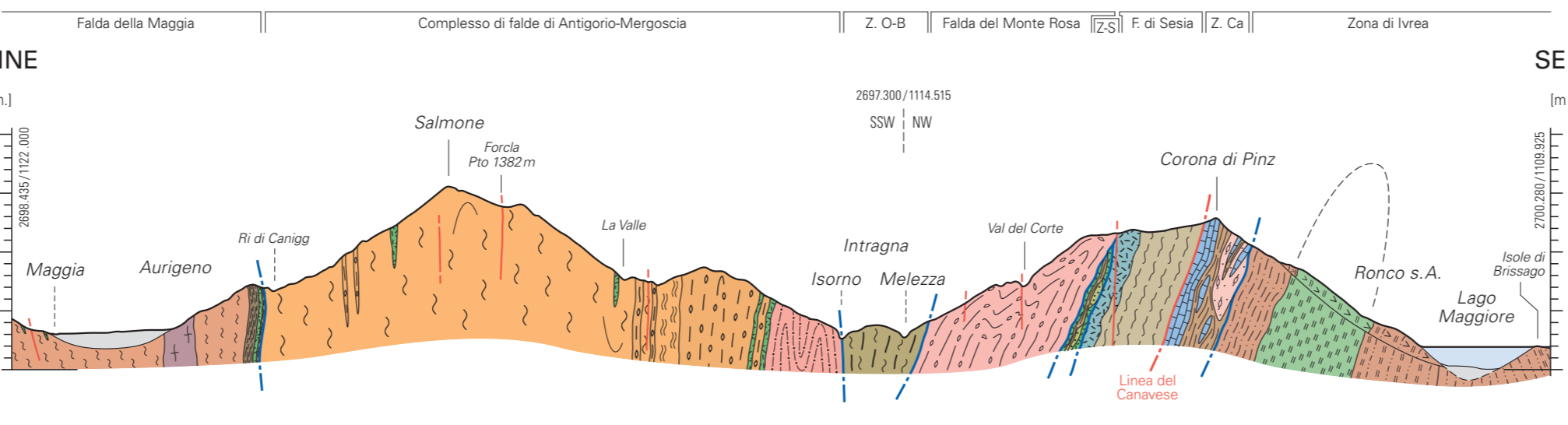
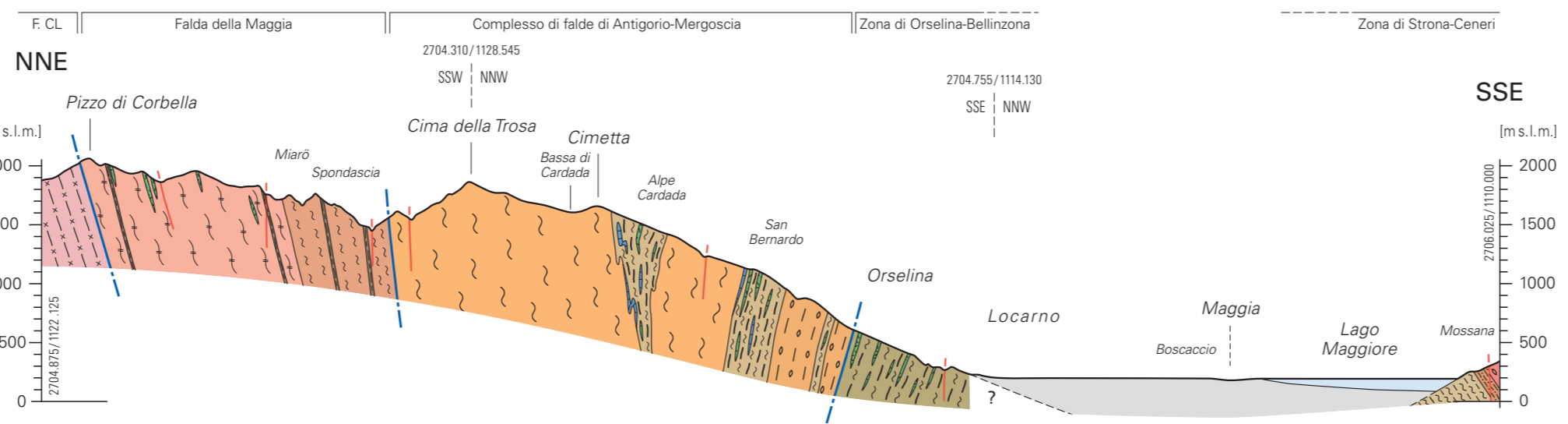
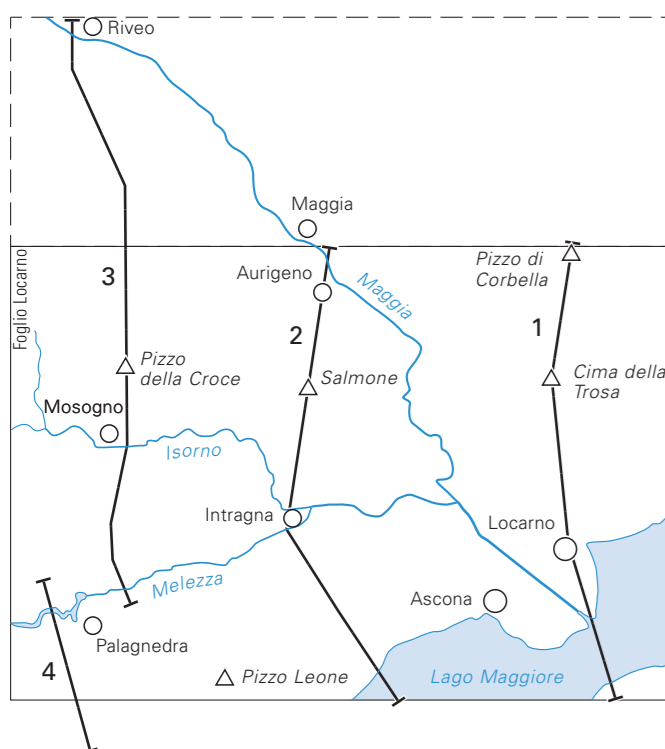
Profili geologici sul territorio del foglio Locarno

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 (metabasalti, 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, milonitizzato (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 (Metaquarzdiorit)
- 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

Huldreich Kobe †, 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

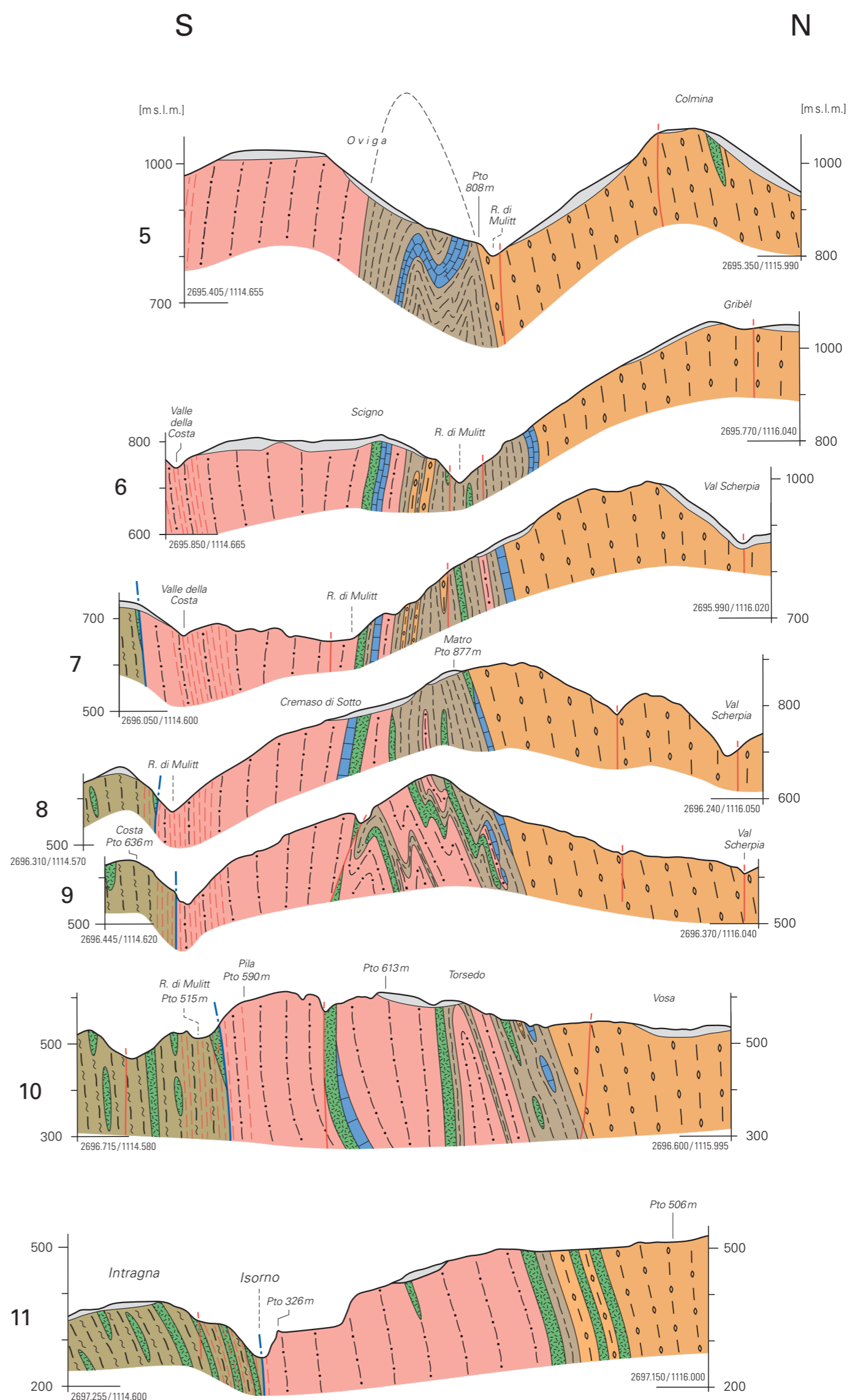
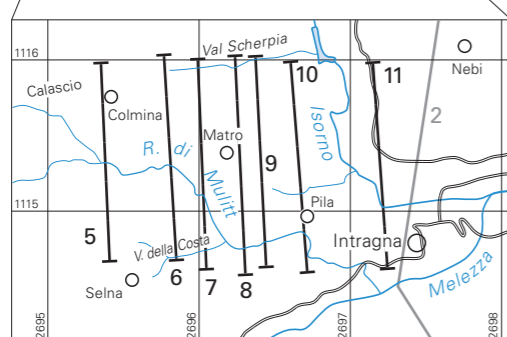
Marmi, rocce calcilicatiche – Marmore, Kalksilikatfelse

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

