

1373 Mendrisio

Note esplicative

DANIEL BERNOULLI, CHRISTIAN AMBROSI, CRISTIAN SCAPOZZA,
RUDOLF STOCKAR, FILIPPO LUCA SCHENKER, LAURA GAGGERO,
MARCO ANTOGNINI e SIMONA BRONZINI

Atlante geologico della Svizzera



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Ufficio federale di topografia swisstopo
www.swisstopo.ch

2018

152

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

1:25 000

1373 Mendrisio-Como

Note esplicative

37 figure, 5 tabelle e 3 tavole

da

DANIEL BERNOULLI, CHRISTIAN AMBROSI, CRISTIAN SCAPOZZA,
RUDOLF STOCKAR, FILIPPO LUCA SCHENKER, LAURA GAGGERO,
MARCO ANTOGNINI e SIMONA BRONZINI

2018



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Ufficio federale di topografia swisstopo

Raccomandazioni per la citazione nella bibliografia

Carta

BERNOULLI, D., AMBROSI, C., SCAPOZZA, C., CASTELLETTI, C. & WIEDENMAYER, F. (2017): Foglio 1373 Mendrisio (parte Est) con parte Ovest del foglio Como. – Atlante geologico della Svizzera 1:25 000, Carta 152.

Note esplicative

BERNOULLI, D., AMBROSI, C., SCAPOZZA, C., STOCKAR, R., SCHENKER, F.L., GAGGERO, L., ANTOGNINI, M. & BRONZINI, S. (2018): Foglio 1373 Mendrisio (parte Est) con parte Ovest del foglio Como. – Atlante geologico della Svizzera 1:25 000, Note esplicative 152.

Frontespizio

Copertina

Esemplare di *Ticinolepis longaeva* (Pisces, Neopterygii; LÓPEZ-ARBARELLO et al. 2016) dal Calcare di Meride (Triassico Medio, Ladinico) del Monte San Giorgio, Patrimonio mondiale dell'UNESCO dal 2003. Lunghezza 15 cm. Foto R. Stockar 2010, immagine speculare. Esemplare MCSN 8072 (olotipo), Museo cantonale di storia naturale, Lugano.

Carta

Sovrapposizione del modello altimetrico swissALTI^{3D} e del modello del terreno, DTM 5×5 (ed. 2015) della regione Lombardia (© Regione Lombardia) con lo schizzo tettonico del foglio Mendrisio-Como dell'Atlante geologico.

Note esplicative

Macchia Vecchia (Liassico inferiore – medio): breccia tettono-sedimentaria con dicco nettuniano. La roccia incassante, costituita da Dolomia Principale tardo-triassica, ha subito una fratturazione in regime fragile: le cavità risultanti sono state riempite da diverse generazioni di cemento carbonatico e di sedimento non consolidato del primo Liassico (Broccatello d'Arzo). L'ultima generazione di sedimento è rappresentata da un calcare pelagico di età medio-liassica, ricco in argilla e di colore rosso (Formazione di Morbio), che riempie una frattura subverticale. Si noti la reciproca corrispondenza geometrica tra i clasti di roccia incassante, brecciati in situ, nella breccia stessa e attraverso il dicco sedimentario. L'assenza di precipitazione di carbonato lungo il dicco medio-liassico, unitamente al riempimento esteso fino alle fessure capillari da parte del sedimento pelagico, indicano un'iniezione di quest'ultimo sotto pressione idrostatica all'atto di un'improvvisa dilatazione della roccia, probabilmente connessa a un sisma sottomarino. Cave di Arzo. Foto: D. Bernoulli.

Editore

© 2018, Ufficio federale di topografia, CH-3084 Wabern. – Tutti i diritti riservati. Traduzioni e riproduzioni analogiche o digitali di questo documento o di sue parti, se non servono per scopi strettamente privati, richiedono il permesso dell'editore.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40077-8

INDICE

Prefazione	4
Riassunto	6
Zusammenfassung	7
Résumé	9
Summary	11
Introduzione	13
Stratigrafia e petrologia	28
Sudalpino	28
Paleozoico	28
Basamento varisico	28
Magmatiti post-varisiche permiane	29
Filoni	35
Mesozoico	36
Sedimenti pre-rift	36
Sedimenti sin-rift	47
Sedimenti tardo sin-rift e post-rift	60
Sedimenti sin-orogenici pre-collisionali	73
Cenozoico	83
Sedimenti sin-orogenici sin-collisionali	83
Sedimenti post-orogenici neogenici	92
Quaternario	98
Primo Pleistocene	99
Medio Pleistocene	103
Tardo Pleistocene e Olocene	109
Olocene	118
Tettonica	127
Elementi strutturali	127
Neotettonica	134
Struttura profonda	135
Evoluzione tettono-sedimentaria	138
Idrogeologia	154
Materie prime, Minerali	158
Geotopi di importanza nazionale	163
Bibliografia	166
Carte geologiche pubblicate	196
Annessi	199

PREFAZIONE

Con il foglio Mendrisio-Como (no. 152) dell'Atlante Geologico della Svizzera 1:25000 è oggi disponibile un quadro aggiornato delle conoscenze relative alla parte più meridionale del Cantone Ticino. Allo scopo di poter rappresentare su questo foglio dell'Atlante anche il territorio svizzero dell'adiacente foglio Como della Carta nazionale della Svizzera (no. 1374), il perimetro della carta geologica e della relativa base topografica è stato spostato 4 chilometri verso est.

La storia del foglio Mendrisio-Como inizia nel 1969, quando Daniel Bernoulli, lavorando già sul foglio Lugano, fu nominato collaboratore esterno della Commissione geologica svizzera per effettuare il rilevamento geologico di questa carta. A tale scopo, oltre che sui propri dati, egli ha potuto basarsi su alcuni documenti manoscritti non pubblicati. È stato tuttavia necessario condurre ex novo i rilevamenti eseguiti a suo tempo da Alfred Senn e Louis Vonderschmitt sulla base topografica dell'Atlante Siegfried. Per il settore compreso tra Arzo e Tremona sono stati utilizzati i rilevamenti di Felix Wiedenmayer; per dettagli si rimanda alle Tavole I-IV in WIEDENMAYER (1963). Partendo dalla base cartografica di Valdo Longo (1968), il settore di affioramento del Gruppo della Gonfolite Lombarda è stato nuovamente rilevato da Christian Ambrosi e Cristian Scapozza.

Christian Ambrosi, Cristian Scapozza e, per il settore sudoccidentale della carta, Claudio Castelletti, a partire dal 2008 hanno assunto l'incarico della cartografia delle unità quaternarie.

Le Note esplicative sono frutto della stretta collaborazione tra Daniel Bernoulli, Christian Ambrosi, Cristian Scapozza, Rudolf Stockar, Filippo Luca Schenker, Laura Gaggero, Marco Antognini e Simona Bronzini che hanno contribuito ai differenti capitoli secondo il seguente elenco:

Introduzione

Inquadramento geologico	Bernoulli, D., Scapozza, C. e Ambrosi, C.
Storia della ricerca geologica	Bernoulli, D., Scapozza, C. e Ambrosi, C.

Stratigrafia e petrologia

Basamento varisico	Schenker, F.L.
Magmatiti post-varisiche permiane	Gaggero, L.
Filoni	Gaggero, L.
Sedimenti pre-rift	Stockar, R.
Sedimenti sin-rift	Bernoulli, D.
Sedimenti tardo sin-rift e post-rift	Bernoulli, D.
Sedimenti sin-orogenici pre-collisionali	Bernoulli, D.
Sedimenti sin-orogenici sin-collisionali	Bernoulli, D.
Sedimenti post-orogenici neogenici	Bernoulli, D.
Quaternario	Scapozza, C. e Ambrosi, C.

Tettonica

Elementi strutturali	Bernoulli, D.
Neotettonica	Ambrosi, C.
Struttura profonda	Bernoulli, D. e Schenker, F.L.
Evoluzione tettono-sedimentaria	Bernoulli, D.

Idrogeologia

Circolazione sotterranea
Carsismo

Bronzini, S.
Antognini, M.

Materie prime, Minerali

Geotopi di importanza nazionale

Antognini, M. e Stockar, R.
Scapozza, C.

Il testo originale delle Note esplicative è stato redatto in parte in inglese e in parte in italiano; Rudolf Stockar ha successivamente completato la traduzione italiana, fornendo una versione unitaria in questa lingua. La revisione del manoscritto finale è stata eseguita da Silvio Seno.

Per l'Ufficio federale di topografia, la redazione delle Note esplicative è stata curata da Stephan Dall'Agnolo con il sostegno di Yves Gouffon e Reto Burkhalter.

Peter Brack, Karl Föllmi, Adrian Pfiffner e Helmut Weissert hanno esaminato il contenuto della carta e delle Note esplicative per conto della Commissione geologica svizzera.

L'elaborazione cartografica è stata condotta da Stephan Dall'Agnolo e Andreas Baumeler. Le figure nel testo e le tavole contenenti i profili geologici sono state elaborate dagli autori e da Stephan Dall'Agnolo; Renato Howald ha curato la composizione tipografica.

Il Servizio geologico nazionale ringrazia gli autori e tutte le persone coinvolte per il lavoro fornito, i loro contributi e la messa a disposizione di informazioni.

Gli autori ringraziano la Regione Lombardia per il Modello digitale del terreno. Paola Togni, Paolo Dal Negro, Franz Livio e Romolo Riboldi hanno gentilmente messo a disposizione numerosi dati geologici relativi al settore italiano del Foglio. Si ringraziano altresì Domenico Mazzaglia e Paolo Oppizzi per aver condiviso le stratigrafie dei sondaggi di Pontegana e di Balerna – Castellaccio, come pure Linda Soma per aver collaborato all'interpretazione delle strutture geologiche profonde nella zona compresa tra Stabio e Mendrisio. Si ringrazia infine Renato Bordogna per la fotografia storica in località Cantine di Mendrisio, Dorota Czerski e Sebastian Pera per il contributo alla raccolta ed elaborazione dei dati geologici e idrogeologici.

Daniel Bernoulli ringrazia Bernhard Gunzenhauser per la cooperazione nell'esplorazione geologica della Gonfolite Lombarda e per informazioni utili alla sua stratigrafia e sedimentologia.

Settembre 2018

Ufficio federale di topografia swisstopo
Servizio geologico nazionale

RIASSUNTO

L'area del foglio Mendrisio-Como abbraccia una porzione limitata, tuttavia significativa, delle Alpi Meridionali, una catena sud-vergente a pieghe e sovrascorrimenti che, a sua volta, costituisce la retrocatena dell'orogene collisionale alpino. Le Alpi Meridionali permettono l'osservazione di uno dei margini continentali passivi meglio preservati in una catena montuosa. Durante il Mesozoico, esso rappresentava il margine meridionale della Tetide Alpina, la cui subduzione portò infine alla collisione tra Europa e Adria. Le successioni di rocce delle Alpi Meridionali riflettono l'evoluzione di questo settore di crosta continentale, dalla sua strutturazione durante le orogenesi pre-varisiche e varisica fino a culminare nell'orogenesi alpina, attraverso la transtensione post-varisica del Primo Permiano, la subsidenza triassica, il rifting del Tardo Triassico – Primo Giurassico e la successiva subsidenza termica.

Il basamento varisico appare solo in modesti affioramenti, osservabili nella parte occidentale dell'area del foglio Mendrisio-Como. Comprende una sequenza di metasedimenti in facies anfibolitica inferiore (peliti, areniti e conglomerati), forse attribuibile a una successione flyschoide del Primo Carbonifero. Il basamento varisico è ricoperto in discordanza da una successione di vulcaniti del Primo Permiano, culminante con l'intrusione di un'estesa massa di granofiro, forse sottostante a un'originaria caldera di collasso. Gli edifici vulcanici furono erosi nel Tardo Permiano e solo con il Primo Triassico e la prima parte del Triassico Medio l'ingressione di un mare basso segnò l'inizio di un nuovo ciclo sedimentario (Servino e Formazione di Bellano). La subsidenza medio-triassica condusse alla formazione di corpi carbonatici massicci (Dolomia del San Salvatore), separati da bacini intrapiattaforma di profondità maggiore, con circolazione ristretta e fondali soggetti a condizioni da anossiche a disossiche. Le sovrastanti marne dolomitiche ed evaporiti (Marna del Pizzella) possono esprimere un abbassamento del livello marino e condizioni aride nel corso della prima parte del Tardo Triassico, cui fece seguito la crescita di un'estesa piattaforma carbonatica (Dolomia Principale).

Tra il Triassico terminale e il Primo Giurassico, il rifting che, nel Giurassico Medio, culminò nell'apertura della Tetide Alpina, determinò inizialmente la segmentazione del margine sudalpino in una successione di bacini. Nell'area del foglio Mendrisio-Como, il Bacino del Generoso era separato verso ovest dalla Soglia di Lugano per mezzo della Linea di Lugano, una faglia estensionale con un rigetto di alcuni chilometri. Sulla Soglia di Lugano, si depositò una sequenza di spessore ridotto, comprendente sedimenti retici di mare basso, calcari litoermali poi calcari e marne pelagici del Primo Giurassico; al contrario, nel Bacino del Generoso, si accumularono oltre 3500 metri di calcari emipelagici (Formazione di Moltrasio). Complesse breccie tettono-sedimentarie distribuite lungo le zone di faglia del fianco orientale della Soglia di Lugano documentano un'attività tettonica sinsedimentaria. In seguito, l'intero margine subì una fase di subsidenza termica con la conse-

guente deposizione di una successione pelagica di approfondimento che riflette una crescente batimetria, fluttuazioni nelle profondità di compensazione dei carbonati ed eventi oceanici a scala globale.

Nelle Alpi Meridionali, l'evoluzione delle falde di sovrascorrimento e delle pieghe migrò da nord verso sud. Nel Dominio Sudalpino e Austroalpino, i primi movimenti orogenici alpini pre-collisionali (Fase Orobica) sono espressi dai sedimenti tardo-cretacei del Flysch (Gruppo del Flysch Lombardo, Cenomaniano terminale - Campaniano), cui fecero seguito sedimenti calcarei bioclastici e litoclastici, risedimentati e alternati a calcari pelagici (Formazione di Brenno, Formazione di Tabiago e Formazione di Ternate). I sedimenti depositati durante la crescita post-collisionale della catena (Gruppo della Gonfolite Lombarda) riflettono le successive fasi Insubrica e Lombarda della deformazione sudalpina. L'abbassamento del livello marino avvenuto nel Miocene terminale (Messiniano) durante la crisi di salinità del Mediterraneo è documentato da depositi post-orogenici che colmano valli profondamente incise.

Durante il Quaternario numerosi cicli glaciali hanno interessato l'area del Foglio Mendrisio-Como a partire dal Primo Pleistocene. A questa età sono riferibili i più antichi depositi fluviali e fluvioglaciali che, spesso, si presentano parzialmente o totalmente litificati. Al Medio e Tardo Pleistocene sono invece attribuibili depositi sciolti di origine glaciale e fluvioglaciale. La loro estensione massima permette di definire la Massima Estensione dei Ghiacciai (MEG). I depositi glaciali e fluvioglaciali riferibili all'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) presentano un'estensione areale più limitata rispetto a quelli precedenti all'UMG e interessano la porzione centrale e meridionale del Foglio a est di Stabio. I ghiacciai dell'UMG e delle prime fasi di ritiro occuparono il Mendrisiotto per un periodo tra 27.3 e 19.9 ka cal BP. I depositi quaternari più recenti sono costituiti principalmente dai sedimenti lacustri legati ai laghi proglaciali di Ligornetto-Genestrerio e Chiasso, da detriti di versante e da depositi alluvionali del Laveggio, della Breggia e del Faloppia. Numerosi movimenti di versante, distinti in deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), scivolamenti e crolli, interessano i pendii del Monte San Giorgio e quelli del Gruppo del Generoso.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet des Atlasblatts Mendrisio-Como umfasst einen begrenzten, aber bedeutenden Abschnitt der Südalpen, eines südvergenten Falten- und Überschiebungsgürtels, der die Rückseite der alpinen Subduktion darstellt. Die Südalpen enthalten die Überreste eines der besterhaltenen, in einem Gebirge aufgeschlossenen ehemaligen passiven Kontinentalrands. Dieser Kontinentalrand war der südliche Rand der mesozoischen alpinen Tethys, deren Subduktion schliesslich zur Kollision zwischen Europa und Adria führte. Die Gesteinsserien der Südalpen do-

kumentieren die Entwicklung dieses Stücks kontinentaler Kruste über folgende Stadien: 1. Aufbau der kontinentalen Kruste während der prävariszischen Orogenese und der variszischen Gebirgsbildung; 2. post-variszische frühpermische Trans-tension; 3. triassische Subsidenz; 4. spättriassisches-frühjurassisches Rifting; 5. al-pine Orogenese.

Das variszische Grundgebirge ist nur sehr beschränkt im westlichen Teil des Gebiets von Blatt Mendrisio-Como aufgeschlossen. Es besteht aus einer Abfolge von Sandsteinen, Konglomeraten und Peliten, überprägt von grünschiefer- bis be-ginnender amphibolitfazieller Metamorphose, und kann als eine frühkarbonische Flyschabfolge interpretiert werden. Das Grundgebirge wird diskordant von einer frühpermischen andesitisch-rhyolitischen Vulkanitabfolge überlagert, die von Gra-nophyr intrudiert wird, der vermutlich den Untergrund einer kollabierenden Cal-dera darstellt. Während des Späten Perms wurden die Vulkanite tief erodiert, und in der Frühen und frühen Mittleren Trias begann mit der Transgression eines flach-en Meeres ein neuer Sedimentationszyklus (Servino- und Bellano-Formation). Zunehmende Subsidenz während der Mittleren Trias führte zur Bildung einer mächtigen Karbonatplattform (Salvatore-Dolomit), während in Intraplattformbeck-en mit beschränkter Wasserzirkulation z.T. bituminöse Mergel und feinkörnige Karbonate unter dysoxischen bis anoxischen Bedingungen abgelagert wurden (Be-sano-Formation und Meride-Kalk). Die überlagernden dolomitischen Mergel und Evaporite (Pizzella-Mergel) können mit einer Senkung des Meeresspiegels und ariden Bedingungen zu Beginn der Späten Trias in Verbindung gebracht werden; sie werden gefolgt von der Bildung einer ausgedehnten Karbonatplattform (Haupt-dolomit).

Das spättriassische bis frühjurassische Rifting, das die Öffnung der alpinen Tethys während des Mittleren Juras einleitete, führte zur Bildung von asymmetri-schen Gräben und Hochzonen im entstehenden südlichen Kontinentalrand. Im Gebiet von Blatt Mendrisio-Como trennte eine weiträumige listrische Verwerfung mit einem Versatz von mehreren Kilometern (Luganer Linie) die Luganer Schwel-le im Westen vom Generoso-Becken im Osten. Auf der Luganer Schwelle wurde eine reduzierte Abfolge von Flachwassersedimenten des Rhäts, Lithohermen und pelagischen Kalken und Mergeln des Frühjuras abgelagert, während im Generoso-Becken mehr als 3500 m hemipelagischer Kieselkalk (Moltrasio-Formation) sedi-mentiert wurde. Synsedimentäre Tektonik ist durch tektonosedimentäre Brekzien längs Bruchzonen an der Ostflanke der Luganer Schwelle belegt. Thermische post-rift Subsidenz des Kontinentalrandes führte zur Ablagerung einer pelagischen Ab-folge, die eine zunehmende Meerestiefe, eine variable Kalzitkompensationstiefe (CCD) und globale ozeanische Ereignisse abbildet.

In den Südalpen verlagerten sich während der Späten Kreide und des Tertiärs die Überschiebungs- und Faltensysteme von Norden nach Süden. Frühalpine, prä-kollisionale orogene Bewegungen (orobische Phase) im süd- und ostalpinen Be-reich spiegeln sich in spät-kreidezeitlichen Flyschsedimenten (Lombardischer

Flysch, spätes Cenomanien–Campanien) wider. Sie werden überlagert von bioklastischen und lithoklastischen kalkigen Resedimenten und pelagischen Sedimenten (Brenno-, Tabiago- und Ternate-Formation). Die terrigenen Sedimente der Gonfolite-Lombarda-Gruppe wurden während der oligo-miozänen, post-kollisionalen insubrischen und lombardischen Phasen und der Heraushebung der Zentralalpen abgelagert.

Postorogene neogene Sedimente wurden in tief eingeschnittenen Tälern abgelagert, welche die Tieferlegung der Erosionsbasis während der Salinitätskrise des Mittelmeerraums im Messinien belegen.

Im Gebiet des Blattes Mendrisio-Como sind mehrere glaziale Zyklen im Quartär belegt. Die ältesten fluviatilen und glazifluviatilen Ablagerungen sind frühpleistozän und teilweise oder vollständig zementiert. Unkonsolidierte mittel- und spätpleistozäne Sedimente bedecken ein weites Gebiet. Deren maximale Verbreitung erlaubt es, die grösste Vergletscherung (MEG) zu umgrenzen. Die glazialen und glazifluviatilen Ablagerungen, die dem Letzteiszeitlichen Maximum (LGM) zugeschrieben werden, weisen im Vergleich zu den älteren Ablagerungen eine begrenzte flächenmässige Ausdehnung auf. Sie bedecken den zentralen und den südlichen Teil des Kartengebiets, östlich von Stabio. Während des Letzteiszeitlichen Maximums und der ersten Rückzugsphasen bedeckten die Gletscher das Mendrisiotto im Zeitintervall von 27,3 bis 19,9 ka cal BP. Die jüngsten quartären Ablagerungen bestehen hauptsächlich aus Seesedimenten der proglazialen Seen von Ligornetto-Genestrerio und Chiasso, Hangschutt und fluviatilen Ablagerungen der Flüsse Laveggio, Breggia und Faloppia. Gravitative Massenbewegungen, wie tiefreichende Hangdeformationen (DSGSD), Erdbeben und Felsstürze, traten entlang der Hänge des Monte San Giorgio und im Generoso-Gebiet auf.

RÉSUMÉ

La région de la feuille d'Atlas Mendrisio-Como comprend une section significative des Alpes du Sud, une chaîne de plissement et de chevauchement à vergence sud représentant l'arrière de la chaîne de collision des Alpes. Les Alpes du Sud contiennent les vestiges de l'une des anciennes marges continentales passives les mieux conservées et exposées dans une chaîne de montagnes. Cette marge était la marge méridionale de la Téthys alpine mésozoïque, dont la subduction a conduit à la collision finale de l'Europe et du microcontinent adriatique. Les séquences lithologiques des Alpes du Sud reflètent l'évolution de cette partie de croûte continentale depuis son assemblage au cours des orogénèses prévarisques et varisque, à travers la transtension postvarisque au Permien précoce, la subsidence triasique, le rifting triasique-jurassique tardif, suivi de la subsidence thermique de la jeune marge et enfin à l'orogénèse alpine.

Le soubassement varisque n'est présent que dans des affleurements très limités dans la région ouest de la feuille Mendrisio-Como. Il consiste en une succession de métasédiments, de grès, de conglomérats et de pélites en faciès amphibolite faible qui pourrait être interprétée comme une succession de flysch du Carbonifère précoce. Cette séquence est recouverte en discordance par une suite volcanique du Permien précoce avec l'intrusion finale d'une grande masse de granophyre représentant probablement le fond d'une caldera. Au cours du Permien tardif, les édifices volcaniques ont été profondément érodés et seule l'incursion d'une mer peu profonde au Trias précoce et au début du Trias moyen a déclenché un nouveau cycle sédimentaire (Servino et Formation de Bellano). La subsidence du Trias moyen a conduit au dépôt de roches carbonatées massives (Dolomie du San Salvatore) et de schistes bitumineux et calcaires fins déposés dans des bassins intraplateformes à circulation restreinte sous des conditions anoxiques/dysoxiques fluctuantes (Formation de Besano et Calcaire de Meride). Les marnes dolomitiques et évaporites sus-jacentes (Marne du Pizzella) peuvent être corrélées avec un abaissement du niveau de la mer et des conditions arides au début du Trias tardif, suivi d'une plateforme carbonatée étendue (Dolomie Principale).

Le rifting du Trias tardif-Jurassique précoce menant à l'ouverture de la Téthys alpine au cours du Jurassique moyen a conduit à la formation de bassins de rift dans la marge sudalpine. Dans la région de la feuille Mendrisio-Como, la ligne de Lugano, une faille d'extension avec un déplacement de plusieurs kilomètres, a séparé le seuil de Lugano à l'ouest du bassin du Generoso à l'est. Sur le seuil de Lugano s'est déposée au Rhétien une séquence réduite de sédiments de mer peu profonde, recouverte au Jurassique précoce par des lithohermes et des calcaires et marnes pélagiques, tandis que dans le bassin du Generoso, plus de 3500 m de calcaires hémipélagiques (Formation de Moltrasio) ont été sédimentés. Le long de la bordure est du seuil de Lugano, la tectonique synsédimentaire est attestée par des brèches tectono-sédimentaires. Ensuite, toute la marge a subi une subsidence thermique conduisant à une séquence pélagique enregistrant une bathymétrie croissante (deepening-upward), la fluctuation des niveaux de compensation des carbonates et des événements océaniques globaux.

Dans les Alpes du Sud, la formation des nappes de chevauchement et des plis a migré du nord vers le sud. Les premiers mouvements orogéniques, pré-collision (phase Orobique) dans le secteur sudalpin-austroalpin se reflètent dans des flyschs du Crétacé tardif (Groupe du Flysch Lombard), donnant lieu à des résédiments calcaires bioclastiques et lithoclastiques interstratifiés avec des calcaires pélagiques au Crétacé terminal et au Paléocène - Eocène (Formations de Brenno, de Tabiago et de Ternate). Les sédiments post-collision (Groupe de la Gonfolite Lombarda) enregistrent les phases plus jeunes, Insubrienne et Lombarde, de la déformation sudalpine. Les sédiments postorogéniques qui remplissent les vallées profondes reflètent l'abaissement du niveau de base de l'érosion durant la crise de salinité méditerranéenne du Miocène tardif (Messinien).

Plusieurs cycles glaciaires sont attestés dans les sédiments du Quaternaire de la région de la feuille Mendrisio-Como. Les dépôts fluviatiles et fluvio-glaciaires les plus anciens datent du Pléistocène précoce et montrent souvent une cimentation partielle, voir totale.

Les sédiments non consolidés du Pléistocène moyen à tardif couvrent une large zone. Leur extension maximale permet de représenter la Glaciation la plus étendue (MEG). Les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires attribués au Dernier Maximum Glaciaire (LGM) montrent une étendue plus limitée par rapport aux dépôts antérieurs et couvrent la partie centrale et la partie sud de la carte, à l'est de Stabio. Les glaciers du Dernier Maximum Glaciaire et des premières phases de retrait ont couvert le Mendrisiotto pendant l'intervalle de temps de 27,3 à 19,9 ka cal BP. Les dépôts quaternaires les plus récents sont principalement des sédiments lacustres des lacs proglaciaires de Ligornetto-Genestrerio et de Chiasso, des éboulis et des alluvions des rivières Laveggio, Breggia et Faloppia. Des mouvements de masse gravitaires, tels que tassements, glissements et éboulements, se sont produits le long des pentes du Monte San Giorgio et dans la zone du Generoso.

SUMMARY

The area of Atlas sheet Mendrisio-Como includes a small but significant section of the Southern Alps, a south-vergent thrust-and-fold belt representing the back-chain of the collisional belt of the Alps. The Southern Alps include the remnants of one of the best-preserved former passive continental margins exposed in a mountain range. This margin was the southern margin of the Mesozoic Alpine Tethys, the subduction of which led to final collision of Europe and Adria. The rock sequences of the Southern Alps reflect the evolution of this piece of continental crust from its assembly during pre-Variscan and Variscan orogenies, through post-Variscan early Permian transtension, Triassic subsidence, late Triassic-early Jurassic rifting, subsequent thermal subsidence and finally to Alpine orogeny.

The Variscan basement is present only in very limited outcrops in the western part of the area of sheet Mendrisio-Como. It consists of a lower amphibolite-facies succession of metasediments, sandstones, conglomerates and pelites that might be interpreted as a Lower Carboniferous flysch succession. This sequence is unconformably overlain by an early Permian volcanic suite with the final intrusion of a large mass of granophyre probably representing the underpinnings of a collapsing caldera. During the Late Permian, the volcanic edifices were deeply eroded and only the ingression of a shallow sea during the Early and early Middle Triassic started a new sedimentary cycle (Servino and Bellano Formation). Middle Triassic subsidence led to the deposition of massive carbonate bodies (Salvatore Dolomite) with intervening deeper intraplatform basins with restricted circulation and fluctuating anoxic/dysoxic conditions. Overlying dolomitic marls and evaporites

(Marna del Pizzella) can be correlated with sea-level lowering and arid conditions during the early Late Triassic followed by the growth of an extensive carbonate platform (Dolomia Principale).

During the latest Triassic–Early Jurassic, rifting leading ultimately to the opening of the Alpine Tethys Ocean during the Middle Jurassic led to the formation of rift basins in the South-Alpine Margin. In the area of sheet Mendrisio-Como, the Lugano Line, an extensional fault with a throw of several kilometres separated the Lugano High to the west from Generoso Basin in the east. On the Lugano High a reduced sequence of Rhaetian shallow-water sediments was deposited, overlain by Lower Jurassic lithoherms and pelagic limestones and marls, whereas in the Generoso Basin more than 3500 m of hemipelagic limestones (Moltrasio Formation) were deposited. Synsedimentary tectonics is testified to by tectono-sedimentary breccias along fault zones along the east flank of the Lugano High. Subsequently, the entire margin underwent thermal subsidence leading to a deepening-upward pelagic sequence recording increasing bathymetry, fluctuating carbonate solution levels and global oceanic events.

In the Southern Alps, the evolution of thrust nappes and folds migrated from north to south. Early Alpine, pre-collisional orogenic movements (Orobic phase) in the South Alpine–Austroalpine realm are reflected by late Cretaceous (latest Cenomanian to Campanian) flysch sediments (Flysch Lombardo Group), giving way up-section to bioclastic and lithoclastic calcareous resediments interbedded with pelagic limestones (Brenno, Tabiago and Ternate formations). The late syn-collisional sediments (Gonfolite Lombarda Group) record the younger, Insubric and Lombardic phases of South-Alpine deformation. Post-orogenic sediments filling deep valleys reflect base-level lowering during the late Miocene Mediterranean (Messinian) salinity crisis.

During the Quaternary, several glacial cycles are testified to in the area of sheet Mendrisio-Como. The oldest fluvial and fluvio-glacial deposits, often showing partial or total lithification, are Early Pleistocene in age. Unconsolidated Middle and Upper Pleistocene sediments cover a wide area. Their largest extension permits to define the Most Extensive Glaciation (MEG). The glacial and fluvio-glacial deposits attributed to the Last Glacial Maximum (LGM) show a more limited areal extent with respect to the earlier deposits and cover the central and the southern part of the map, east of Stabio. The glaciers of the LGM and the first recessional phases covered the Mendrisiotto during a time interval from 27,3 to 19,9 ka cal BP. The most recent Quaternary deposits are mainly lacustrine sediments of the proglacial lakes of Ligornetto-Genestrerio and Chiasso, hillslope debris and fluvial deposits of the Laveggio, Breggia and Faloppia rivers. Gravitational mass movements, such as deep-seated slope deformations (DSGSD), slides and rock falls, occurred along the slopes of Monte San Giorgio and in the Generoso area.

INTRODUZIONE

Il foglio Mendrisio-Como dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25 000 copre il settore più meridionale del territorio svizzero (Distretto di Mendrisio, Cantone Ticino) e parte delle provincie italiane di Varese e di Como (Regione Lombardia) (Fig. 1). La parte in territorio svizzero è all'incirca il 46% del foglio, pari a 96,70 km². Il punto più alto è il Sasso Gordona (1410 m s.l.m.), mentre il punto più basso corrisponde alla quota del Lago di Como (199 m s.l.m.).

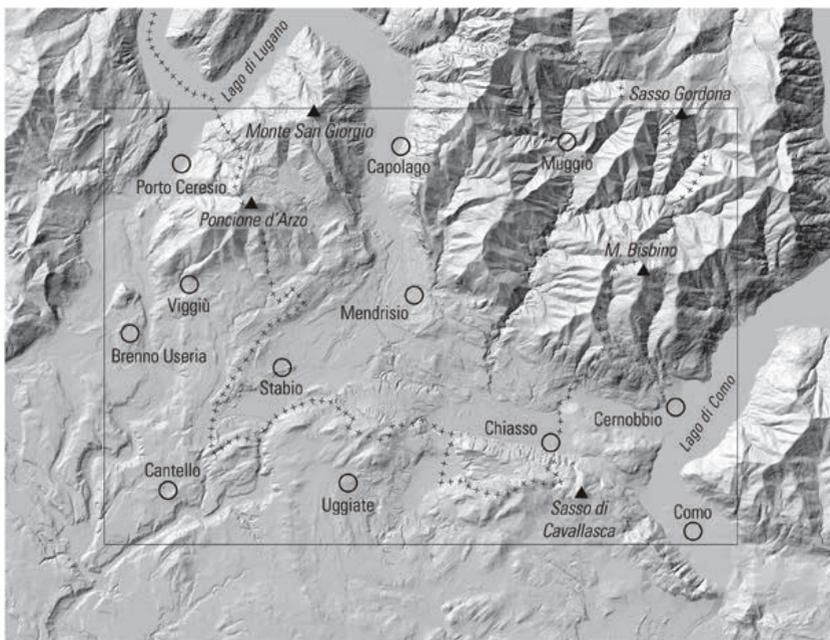


Fig. 1: Posizione geografica del foglio 152 Mendrisio-Como dell'Atlante geologico della Svizzera. Carta di base: ombreggiatura basata sul modello altimetrico swissALTI^{3D} e sul modello del terreno DTM 5×5 (ed. 2015) della regione Lombardia (© Regione Lombardia).

La regione è interessata da tre solchi vallivi, occupati rispettivamente dai bracci di Porto Ceresio e di Capolago del Lago di Lugano (o Ceresio), dal Lago di Como (o Lario) e dalle rispettive pianure fluvio-deltizie e separati dal Sottogruppo San Giorgio-Pravello (appartenente alla sottosezione delle Prealpi Varesine), dalle pendici meridionali del Gruppo del Generoso, e dal Gruppo Gordona-Bisbino (appartenenti alla sottosezione delle Prealpi Comasche). Le cime principali sono il

Monte San Giorgio (1097 m.s.l.m.), il Monte Pravello o Poncione d'Arzo (1015 m.s.l.m.) per il Sottogruppo San Giorgio – Pravello, il Sasso Gordona (1410 m.s.l.m.) e il Monte Bisbino (1325 m.s.l.m.) per il Gruppo del Gordona – Bisbino. È compresa nel foglio anche la parte più occidentale della Catena del Triangolo Lariano (a est del Lago di Como). Tutto il settore descritto appartiene orograficamente alle Prealpi Luganesi. La parte più meridionale del foglio, situata a sud del fondovalle Capolago – Stabio – Chiasso, è marcata tra Cantello e Como dall'arco collinare appartenente alla Gonfolite Lombarda, il cui punto culminante è il Sasso di Cavallasca (614 m.s.l.m.).

Dal punto di vista idrografico, a nord dell'arco della Gonfolite Lombarda vi è una certa suddivisione tra gli affluenti sud dei due bracci del Lago di Lugano, i cui spartiacque si situano rispettivamente a ovest di Viggiù (per la Bolletta che si getta nel braccio di Porto Ceresio) e a sud di Mendrisio (per il Laveggio che si getta nel braccio di Capolago), e gli affluenti dell'Olonza (che si getta nel Lambro e successivamente nel Po) quali la Bévera (a ovest di Cantello), la Ranza (tra Cantello e Uggiate) e la Lura (a sud di Uggiate). Tra Mendrisio e Chiasso abbiamo la confluenza tra il Faloppia, che scorre in direzione NE a est di Uggiate per poi virare a E in direzione di Chiasso, e la Breggia, che drena la Valle di Muggio in direzione S per poi virare a E a nord di Chiasso, e che si getta nel Lago di Como poco a sud di Cernobbio.

Merita di essere citato il Gaggiolo, che nasce sulle pendici meridionali del Monte San Giorgio, prende il nome di Torrente Clivio in territorio italiano tra il villaggio omonimo e Cantello, dove scorre in direzione SW, riprende il nome di Gaggiolo, dopo aver virato a E ed essere rientrato in Svizzera, e lascia definitivamente il territorio della Confederazione dopo una nuova virata verso S dove prende, in territorio italiano, il nome di Ranza. Anticamente il suo corso era diverso da quello attuale: infatte da Stabio scendeva verso Mendrisio per confluire nel Laveggio. Fu deviato verso la metà del Cinquecento, facendo riversare le sue acque in territorio milanese attraverso la Valle di Santa Margherita (BUZZI & BUZZI 1995).

Il territorio occupato dal foglio Mendrisio ha una densità di popolazione tra le più alte in Europa, ben superiore a quella dei rispettivi stati (198 ab./km² per la Svizzera e 201 ab./km² per l'Italia) e cantoni/regioni (126, rispettivamente 420 ab./km² per il Cantone Ticino e la Regione Lombardia). Il Distretto di Mendrisio, con i suoi di 51 564 abitanti, presenta infatti una densità di popolazione di 511 ab./km², superiore a quella della vicina Provincia di Como (469 ab./km²) ma inferiore a quella della Provincia di Varese (743 ab./km²). Gli abitati con più di 5000 abitanti sono la Città di Mendrisio (15 567 ab.) e il Comune di Chiasso (8331 ab.) in territorio svizzero, e i Comuni di Como (83 320 ab.), di Cernobbio (CO) (6748 ab.) e di Viggiù (VA) (5300 ab.) in territorio italiano¹.

¹ Per il numero di abitanti e la densità di popolazione, dati dell'Ufficio di statistica del Cantone Ticino (stato dicembre 2017) e dell'Istituto nazionale di statistica italiano (stato dicembre 2017).

Inquadramento geologico

Substrato pre-quadernario

Nelle Alpi Meridionali si trova uno dei margini continentali passivi meglio preservati tra quelli oggi esposti in una catena montuosa. Si tratta del margine mesozoico del microcontinente Adriatico (o Apulo), che andava separandosi dalla Placca Africana nel corso della stessa era. Limitato verso ovest e verso nord dal segmento ligure-piemontese dell'oceano della Tetide Alpina, sarà poi coinvolto nei fenomeni orogenici e di collisione continentale nel Cretaceo e nel Cenozoico.

Il foglio Mendrisio-Como s'inserisce nel settore lombardo delle Alpi Meridionali, che, a loro volta, formano la retrocatena delle Alpi Centrali. La separazione tra i due domini è rappresentata dalla Linea Insubrica, una zona di faglia medio-terziaria a regime transpressivo lungo cui le Alpi Meridionali hanno subito un innalzamento che, nel transetto ticinese, si è attestato intorno ai 15 km. Verso est, le Alpi Meridionali si fondono con le Dinaridi esterne, a loro volta testimonianza del margine continentale mesozoico del sistema oceanico Meliata-Maliac-Vardar, sviluppato verso levante. Sono una catena sud-vergente a pieghe e sovrascorriimenti costituite da falde composte da basamento cristallino e copertura sedimentaria; la loro architettura si è sviluppata con geometria a gradino (ramp flat), dove le formazioni sedimentarie reologicamente più deboli hanno costituito livelli di scollamento sviluppati lungo superfici di accavallamento piane (flats) (Carniola di Bovegno, Anisico; evaporiti del Gruppo di Raibl, Carnico; Argillite di Riva di Sotto, Retico; Marna di Bruntino, Primo Cretaceo; p.es. LAUBSCHER 1985, 1988, SCHÖNBORN 1992). A livello locale, l'evoluzione tettonica in genere è stata fortemente influenzata dalla geometria deposizionale preesistente, a sua volta ereditata da un lato dall'evoluzione triassica dei sistemi di piattaforma carbonatica/bacino e, dall'altro, dalla fase di rifting della crosta continentale (Tardo Triassico-Primo Giurassico), precedente all'apertura della Tetide Alpina (Medio-Tardo Giurassico): durante il primo Mesozoico, la crosta sudalpina fu, infatti, segmentata da faglie normali a direzione meridiana (BERNOULLI 1964, BERTOTTI et al. 1993a) che, nel corso dell'orogenesi alpina, si trasformarono poi in zone di trasferimento tra i diversi segmenti (SCHUMACHER et al. 1997). Una delle faglie mesozoiche, la Linea di Lugano, assume particolare rilevanza per il foglio Mendrisio-Como: diretta N-S e precorritrice della Faglia di Lugano, di età alpina²), è stata infatti in larga misura responsabile dell'evoluzione tettono-sedimentaria dell'area tra Varese, Lugano e Como. La deformazione alpina si è propagata da nord a sud: in prossimità della Linea Insubrica (sistema di faglie attivo solo dal Terziario, v. oltre) è stata probabilmente tardo-cretacea, in ogni caso antecedente all'Eocene medio, mentre ri-

² Con il termine «Faglia di Lugano» ci riferiamo alla faglia di età alpina che separa oggi l'area del Monte San Giorgio da quella del Monte Generoso mentre con «Linea di Lugano» è indicata la faglia precorritrice liassica, successivamente riattivata durante l'orogenesi alpina.

sale al medio-tardo Miocene presso il limite morfologico meridionale delle Alpi (Flessura frontale) e nella Cintura di Milano (Milano Belt), che rappresenta il fronte delle Alpi Meridionali sepolto sotto la Pianura Padana (PIERI & GROPPI 1981). Lungo la Linea Insubrica, deformazioni transpressive di età compresa tra il tardo Oligocene e il primo Miocene si sovraimpingono alle strutture precedenti (SCHUMACHER et al. 1997).

Nel foglio Mendrisio-Como sono distinguibili tre principali unità tettono-stratigrafiche (v. schizzo geologico): 1. L'area del Monte San Giorgio, caratterizzata da un alto strutturale mesozoico che espone una successione stratigrafica compresa tra il basamento varisico e il Flysch Lombardo tardo-cretaceo; 2. L'Unità del Monte Generoso, separata dall'area del Monte San Giorgio dalla Faglia di Lugano e caratterizzata da depositi sin-rift liassici, da depositi post-rift pelagici e dal Flysch tardo-cretaceo; 3. L'Unità della Gonfolite Lombarda, cuneo clastico di età oligo-miocenica retroscorso durante il tardo Miocene sui depositi mesozoici delle due unità precedenti (BERNOULLI et al. 1989).

- L'area a occidente della Faglia di Lugano appartiene a una falda a tettonica di basamento (thick skinned) che, in qualche modo, appare connessa alla Falda Orobica Superiore (Tav. III B, SCHUMACHER et al. 1997). A causa della stratigrafia locale, non si osservano scollamenti a larga scala della successione sedimentaria dal proprio basamento, come invece accade a est della Faglia di Lugano, nelle Alpi Lombarde orientali; di conseguenza, la successione sedimentaria affiorante è autoctona rispetto al suo basamento. La copertura del basamento varisico riflette pertanto le diverse fasi evolutive: dalla tettonica permiana, di tipo transtensivo e associata ad attività magmatica, all'instaurarsi dei sistemi triassici di piattaforma / bacino (Triassico medio), fino al rifting Tardo-Triassico-Liassico e alla subsidenza termica post-rift. La struttura dominante è l'Anticlinale dell'Arbostora (Unità di Morcote di SCHUMACHER et al. 1997), il cui fianco meridionale forma la monoclinale sud-immersa del Monte San Giorgio. Più a sud, i depositi sono blandamente piegati formando la Sinclinale di Clivio e l'Anticlinale di Viggiù. Due lembi alloctoni embricati e sovrascorsi verso nord, l'Anticlinale di Stabio e l'Embrice di Prella, separano infine i depositi di quest'unità dal sovrascorrimento nord-vergente della Gonfolite Lombarda (Sovrascorrimento di Monte Olimpino).
- L'Unità del Generoso è limitata a ovest dalla Faglia di Lugano, una faglia a cinematica normale di età compresa tra il Triassico terminale e il Liassico medio (Linea di Lugano), in seguito riattivata durante l'orogenesi alpina. Tale precorritrice mesozoica della Faglia di Lugano con geometria di tipo listrico e rigetto di alcuni chilometri, a una profondità di ca. 10 km confluiva nel limite di transizione fragile-duttile della crosta continentale. Può essere oggi seguita da Mendrisio a Lugano, quale limite tra la successione dell'Anticlinale dell'Arbostora e l'Unità del Generoso. Tra Lugano e il Lago di Como, il seg-

mento più profondo e debolmente inclinato della faglia fu subverticalizzato ed esumato dai movimenti di età alpina: le tracce del lineamento possono essere seguite all'interno del basamento varisco e lungo il limite tra quest'ultimo e la sua copertura sedimentaria (Linea del Monte Grona - Val Grande, Tav. III A, BERTOTTI 1991). Relitti dei depositi pre-rift mesozoici del Bacino del Generoso affiorano oggi solo a nord del foglio Mendrisio-Como (fogli Tesserete e Lugano), analogamente ai primi depositi sin-rift (parte superiore della Dolomia Principale e formazioni retiche). Nel foglio Mendrisio-Como, l'Unità del Generoso è dominata dai depositi della Formazione di Moltrasio, potenti fino a 4 km e attribuiti al primo - medio Liassico, caratterizzati da faglie di crescita sinsedimentarie, scivolamenti, olistoliti e torbiditi (BERNOULLI 1964). La successione dei depositi pelagici post-rift è particolarmente ben esposta e registra fedelmente subsidenza termica, incremento della paleobatimetria, a sua volta testimoniato dall'aumento della dissoluzione dei carbonati tra Liassico medio e Primo Cretaceo, e cambiamenti paleoceanografici a scala globale. I depositi clastici di mare profondo del Gruppo del Flysch Lombardo, attribuiti al Tardo Cretaceo, riflettono movimenti orogenici alpini precoci e pre-collisionali, sviluppatisi più a nord nei Domini Sudalpino o Austroalpino.

- L'Unità della Gonfolite Lombarda rappresenta un cuneo clastico di mare profondo ed età oligo-miocenica, depresso durante la crescita post-collisionale della catena sudalpina a pieghe e sovrascorrimenti (GUNZENHAUSER 1985, GELATI et al. 1988). Il cuneo è retroscorso verso nord lungo il Sovrascorrimento di Monte Olimpino (BERNOULLI et al. 1989). Gli strati di quest'unità costituiscono una monoclinale con inclinazione decrescente verso sud. Più a sud-ovest, è documentata la presenza di un altro retroscorrimento nord-vergente, di estensione tuttavia minore (Castiglione Olona; BERNOLLI et al. 1993, MALUSÀ et al. 2011).

Nelle Alpi Lombarde occidentali, il basamento autoctono della placca adriatica si trova a una profondità di ca. 15 km (SCHUMACHER 1997). Il volume crostale tra basamento autoctono e l'Anticlinale dell'Arbostora è evidentemente occupato da unità alloctone che, in prima approssimazione, corrispondono alla Falda Orobica Inferiore e alla Falda Lombarda delle Alpi Bergamasche. Profili sismici a riflessione non pubblicati (Azienda Elettrica Ticinese) rivelano la presenza di una successione sedimentaria stratificata estesa sotto le vulcaniti permiane e il basamento varisco del Monte San Giorgio, confermando così il carattere alloctono del basamento varisco affiorante a ovest della Faglia di Lugano (Tav. III B). L'elemento alloctono costituito dall'Anticlinale dell'Arbostora e dal suo retropaese settentrionale, collegato in modo poco chiaro alla Catena Orobica, sono stati pertanto associati alla Falda Orobica Superiore delle Alpi Bergamasche (SCHUMACHER 1997, SCHUMACHER et al. 1997). Dal canto suo, l'Unità del Generoso sembra invece collegarsi

alla Falda Orobica Inferiore e al Sovrascorrimento del Coltignone attraverso la fascia pedemontana dell'Alta Brianza e la Flessura Frontale (SCHÖNBORN 1992). L'unità è in parte sovrascorsa verso nord, come testimoniano i lembi embricati a sud della Linea del Monte Grona - Val Grande, e in parte dislocata verso sud, lungo un sovrascorrimento cieco sottostante alla Flessura Pedemontana (Tav. III A). Il rapporto reciproco tra le due falde nell'area di Lugano-Como-Varese è comunque tutt'altro che chiaro: il punto triplo tra le due unità e l'Unità della Gonfolite Lombarda è sepolto sotto i depositi quaternari a sud-ovest di Mendrisio. L'Unità della Gonfolite Lombarda è infine parte della Cintura di Milano sepolta sotto la Pianura Padana e connessa alla Falda Lombarda (FANTONI et al. 2004). Profonde valli, incise nella catena a pieghe e sovrascorimenti e in seguito sommerse dalla trasgressione del primo Pliocene, sono da rapportare alla crisi di salinità messiniana del Mediterraneo (BINI et al. 1978b).

Quaternario

Nell'area del foglio Mendrisio-Como sono presenti depositi che coprono quasi l'intero periodo Quaternario, poiché ritroviamo sedimenti dal Primo Pleistocene all'Olocene. L'insieme del periodo è stato diviso in quattro unità cronostratigrafiche, differenziate sulla base di datazioni e di correlazioni stratigrafiche: Depositi del Pleistocene inferiore, riferiti al Primo Pleistocene (2588-781 ka); Depositi precedenti all'Ultimo Massimo Glaciale (781-29 ka) e Depositi dell'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) e fasi di ritiro (29-14,5 ka), entrambi riferiti al Medio e Tardo Pleistocene; Depositi del Postglaciale (14,5-0 ka), perlopiù riferiti all'Olocene (11,7-0 ka) (Fig. 2 e 3).

I depositi quaternari più antichi sono stati descritti da BINI et al. (2001) come Formazione del Vivirolo e Serie di Casanova Lanza, quest'ultima affiorante sul foglio Mendrisio-Como nei solchi di incisione fluviale a ovest di Casanova Lanza, e sovrapposta in discordanza all'Argilla di Castel di Sotto. Questa serie comprende, secondo BINI et al. (2001), i depositi riferibili alle glaciazioni A/B e D di Casanova Lanza (Tab. 1), correlate ipoteticamente ai MIS (Marine Isotope Stage / Stadial isotopico marino) 96-100. La Formazione del Vivirolo presenta una polarità paleomagnetica inversa che, assieme ad argomenti palinologici e stratigrafici, permette di attribuirli al Gelasiano (UGGERI et al. 1997). Questo dato sarebbe confortato dalla datazione radiometrica del Ceppo dell'Olonza che, con il Ceppo della Bevera, è posizionato stratigraficamente sopra la Serie di Casanova Lanza. Una datazione $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ del cemento calcitico del conglomerato del Ceppo dell'Olonza proveniente da Cava Fontanelle (Vedano Olona, VA), è risultata ≥ 300 ka fa, con l'età che è stata stimata > 1500 ka sulla base del rapporto tra gli isotopi dell'uranio (BINI 1997). Ne risulta che i depositi fluviali e fluvioglaciali quaternari più antichi, definiti spesso come «Ceppo» e caratterizzati da litificazione per cementazione, sono riferibili al Primo Pleistocene.

Tab. 1: *Correlazioni ipotetiche ed età delle glaciazioni identificate negli anfiteatri del Verbano e del Lario (modificato da BINI et al. 2001, BINI & ZUCCOLI 2004).*

Anfiteatro del Verbano	Anfiteatro del Lario	Età	Determinata sulla base di:
Glaciazione Cantù	Glaciazione Cantù	Tardo Pleistocene	Datazioni radiocarbonio
Glaciazione Daverio	Glaciazione Besnate	Medio Pleistocene	Posizione stratigrafica
Glaciazione Mornago			
Glaciazione Montonate			
Glaciazione Sumirago			
Glaciazione Albusciago			
Glaciazione Golasecca	Glaciazione Binago		
Glaciazione Albizzate	Glaciazione Specola		
Glaciazione Morazzone 2	Glaciazione Cascina Fontana		
Glaciazione Morazzone 1	Glaciazione Cascina Ronchi Pella		
Glaciazione Castronno	Glaciazione San Salvatore	Primo Pleistocene	Datazioni U/Th
Glaciazione Immacolata	Glaciazione D Casanova Lanza		Analisi polliniche, paleomagnetismo
Glaciazione Vivirolo	Glaciazione A/B Casanova Lanza		

I depositi sciolti successivi a quelli attribuiti dal punto di vista cronostratigrafico al Pleistocene inferiore, e sottoposti a quelli chiaramente riconducibili all'Ultima glaciazione, sono stati attribuiti alle subserie del Medio e Tardo Pleistocene, poiché non presentano generalmente una cementazione evidente e la loro polarità paleomagnetica è normale. L'estensione dei depositi glaciali riferibili a quest'unità cronostratigrafica permette di definire l'area coperta dai ghiacciai durante la Massima Estensione dei Ghiacciai (MEG – Most Extensive Glaciation; cf. BINI et al. 1996) che, stando ai periodi di massimo glacialismo globale determinati sulla base della stratigrafia isotopica marina, potrebbe corrispondere agli stadi isotopici 12 (424–478 ka) o 16 (621–676 ka) (LISIECKI & RAYMO 2005; Fig. 2).

Dal punto di vista cronologico, gli unici depositi per i quali si dispone di datazioni al radiocarbonio sono quelli dell'Ultimo Massimo Glaciale (UMG/LGM – Last Glacial Maximum), del Tardoglaciale e dell'Olocene (SCAPOZZA et al. 2014).

L'UMG, corrispondente all'*Episodio Cantù* della stratigrafia di BINI et al. (2001), è stato datato da SCAPOZZA et al. (2014) tra 28,5 e 22,9 ka cal BP, e posto in corrispondenza con MIS 2 e con GS-3 della stratigrafia isotopica groenlandese. Gli ultimi depositi glaciali e/o fluvoglaciali del foglio Mendrisio-Como daterebbero

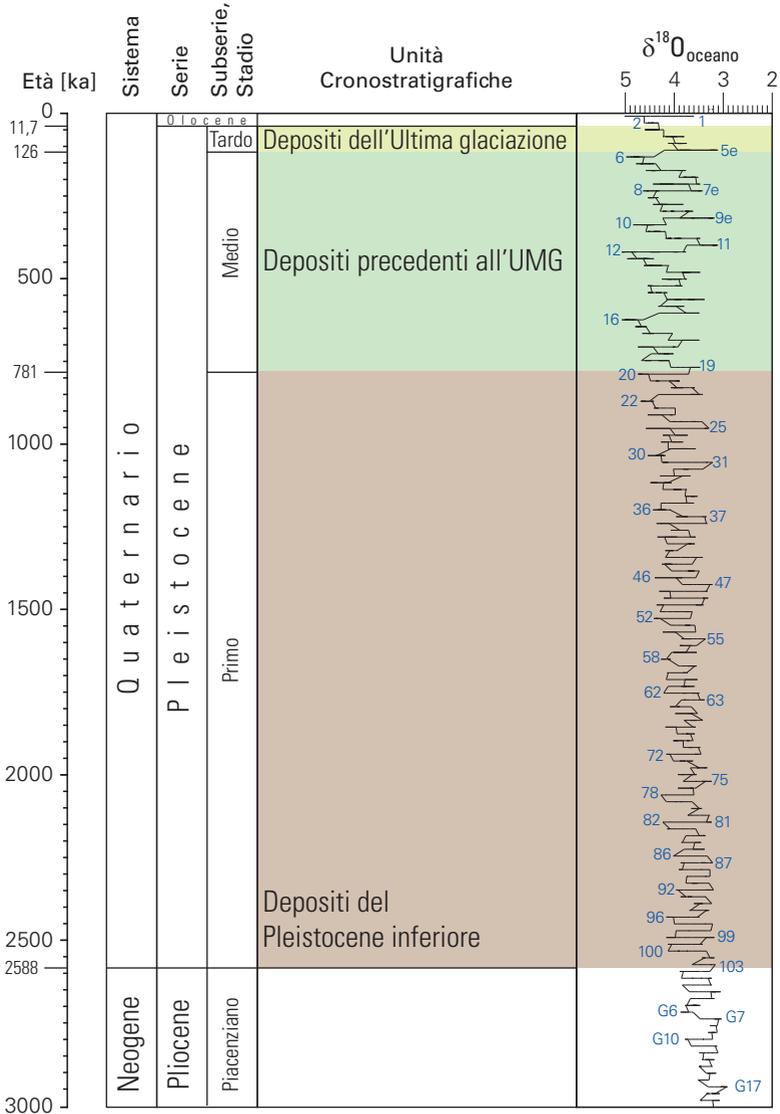


Fig. 2: Unità cronostratigrafiche definite nel contesto sudalpino e correlazione con la stratigrafia isotopica marina (LISIECKI & RAYMO 2005) per gli ultimi 3000 ka. In blu = stadi isotopici marini (Marine Isotope Stage, MIS).

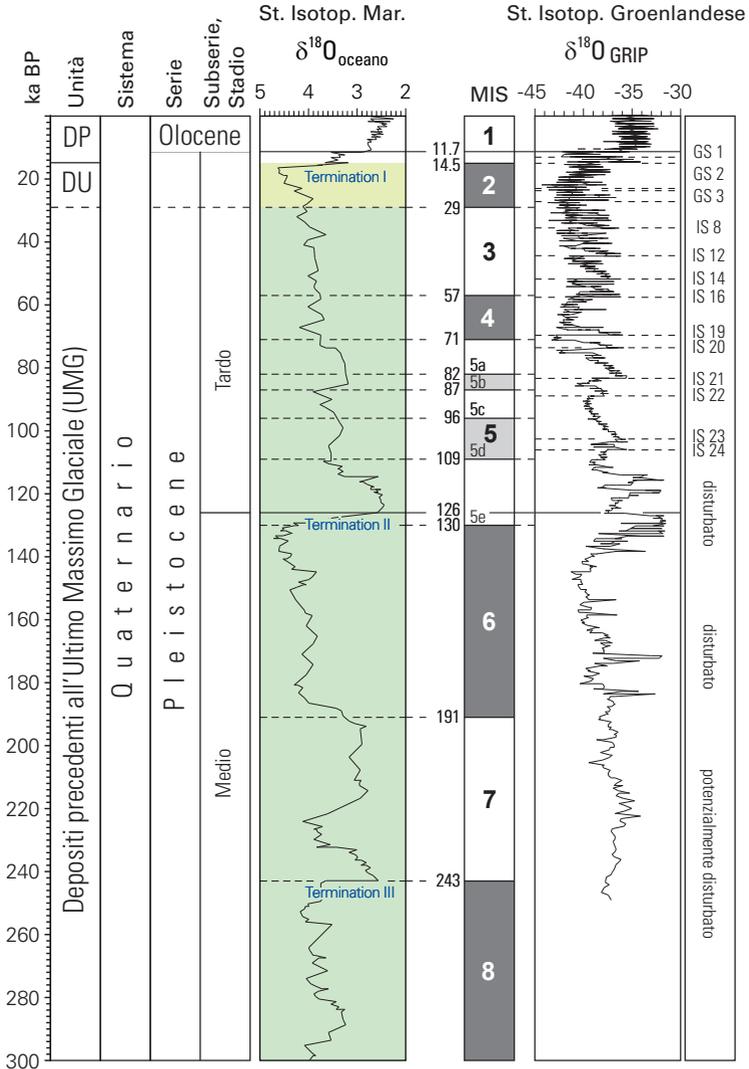


Fig. 3: Unità cronostigrafiche definite nel contesto sudalpino e correlazione con la stratigrafia isotopica marina (MCMANUS et al. 1999) e groenlandese (DANSGAARD et al. 1993) per gli ultimi 300 ka. DU = Depositi dell'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) e fasi di ritiro; DP = Depositi del Postglaciale; St. Isotop. Mar = Stratigrafia Isotopica Marina; MIS = Marine Isotope Stage; GRIP = Greenland Ice Core Project; GS = Greenland Stadial, IS = Greenland Interstadial.

dell'inizio del Tardoglaciale (inizio della *Termination I* e stadio groenlandese GS-2; Fig. 3). Secondo SCAPOZZA et al. (2014) sarebbero anteriori a 18 ka cal BP, quando il lobo lariano del ghiacciaio dell'Adda è attestato a nord di Como e il lobo del Ceresio ha depositato le morene di Melide. I depositi del Postglaciale sono successivi alla *Termination I* e corrispondono al MIS 1. Fatta eccezione per i depositi del Tardoglaciale recente (14,5–11,7 ka cal BP), essi sono in buona parte olocenici.

Storia della ricerca geologica

Substrato pre-quadernario

L'area compresa nel foglio Mendrisio-Como si estende lungo uno dei maggiori assi di comunicazione europei e ha richiamato geologi già a partire dalla fine del XVIII e l'inizio del XIX secolo (p.es. von Buch, de la Beche, Élie de Beaumont, Studer; v. ANTOGNINI & SHARPE 2002). All'inizio del XIX secolo, dopo essere stati riconosciuti quali prodotti vulcanici (p.es. AMORETTI 1794), i porfidi di Lugano rivestirono un ruolo importante nel dibattito attorno alla genesi delle catene montuose. VON BUCH (1827a, b) abbracciò il pensiero huttoniano secondo cui le catene montuose si sarebbero originate da un sollevamento indotto in profondità da rocce magmatiche, sopra le quali la crosta terrestre si sarebbe frammentata; solo all'orlo di questi grandi «crateri di sollevamento» («Erhebungskrater») le rocce vulcaniche si sarebbero fatte strada emergendo in superficie. Nelle sue descrizioni è implicita l'idea che le rocce ignee costituenti i porfidi di Bolzano e di Lugano si fossero intruse dal basso all'interno dei micascisti, provocando la trasformazione in dolomia del calcare sovrastante (la Dolomia del San Salvatore nel caso di VON BUCH 1827a, b). L'ipotesi di orogenesi per sollevamento indotto dal magma perdurò nella prima metà del secolo e solo durante la seconda metà di quest'ultimo divenne chiaro che, poiché nelle Alpi come altrove la dolomia compariva indipendentemente dalla presenza di rocce ignee, la dolomitizzazione non fosse in relazione genetica con le intrusioni magmatiche (BRUNNER 1852). Già la segnalazione di Friedrich Hoffmann e Arnold Escher von der Linth (HOFFMANN 1833) relativa a ciottoli di porfido nei depositi di conglomerato (triassico) aveva implicato che i porfidi stessi, nel frattempo ritenuti di età paleozoica (NEGRI & SPREAFICO 1869), fossero stati coinvolti passivamente nell'orogenesi alpina. Per una descrizione più moderna delle vulcaniti permiane sarebbe stato comunque necessario attendere la fine del XIX e l'inizio del XX secolo (HARADA 1883, DE SITTER 1925, 1939, HARLOFF 1927, KOOMANS 1937, RODE 1941, BULETTI 1985).

Durante la seconda metà del XIX secolo, la definizione della stratigrafia dei depositi paleozoici e mesozoici assurse a principale argomento d'indagine (p.es. STUDER 1851, BRUNNER 1852, STOPPANI 1857). In tale ambito, risultò particolarmente problematica la definizione della stratigrafia relativa al Triassico. La correlazione dei depositi di conglomerato e arenite rossastri, appartenenti alle formazioni



Fig. 4: Profilo geologico N-S tra Lugano e Mendrisio, da BRUNNER (1852). 1: Micaschiste [Basamento varisico]; 2: Grès rouge [Servino e Formazione di Bellano]; 3: Dolomie [Triassico, Dolomia del San Salvatore, Formazione di Besano, Dolomia del San Giorgio]; 4: Calcaire liasique et jurassique [successione calcarea compresa tra Calcare di Meride e Maiolica esclusa]; 5: Majolica (Néocomien); 6: Terrains tertiaires anciens (Macigno [= Flysch Lombardo] et formation nummulitique); 7: Terrains tertiaires modernes (formation subapennine) [Gruppo della Gonfolite Lombarda]; 8: Alluvions; 9: Granite [granofiro]; 10: Porphyre rouge [riolite]; 11: porphyre noir [andesite e dacite]. 5, 7 e 8 non sono presenti in questa sezione. Nota: Tutti i calcari del Monte San Giorgio, insieme alla Dolomia Principale, sono stati assegnati da BRUNNER (1852) alla sua successione «liassica e giurassica», conformemente all'interpretazione della Formazione di Besano come «infralias».

del Verrucano Lombardo, Servino e Bellano, con il Buntsandstein del Triassico germanico apparve immediata, così come quella della Dolomia del San Salvatore con il Muschelkalk germanico (BRUNNER 1852, MERIAN 1854a). Degno di menzione è inoltre il panorama di BRUNNER (1852), che illustra l'Anticlinale dell'Arbostora con il suo nucleo composto da basamento e vulcaniti permiane affiancato a nord dalla Sinclinale del Salvatore e a sud dalla monoclinale del Monte San Giorgio (Fig. 4). Una grande confusione scaturiva, tuttavia, dall'errata correlazione degli «Strati di Besano» (comprendenti, nella terminologia del XIX secolo, la Formazione di Besano, il Calcare di Meride e la Marna del Pizzella) con l'«Infralias» di Bene (ossia la successione retica Argillite di Riva di Solto - Calcare di Zu) e dall'assegnazione, da un lato, della Dolomia Principale all'«Infralias» o addirittura al Giurassico (VON HAUER 1858) e, dall'altro, della Dolomia del San Salvatore al Tardo Triassico (VON HAUER 1858, CURIONI 1863, NEGRI & SPREAFICO 1869). Solo in seguito al riconoscimento dell'età medio-triassica del «Calcare» di Esino (BENECKE 1876), in precedenza ritenuto tardo-triassico, e alla conseguente generale accettazione di un'analoga età per la Dolomia del San Salvatore (MARIANI 1904), fu possibile giungere a un chiarimento della stratigrafia triassica della Lombardia occidentale. Da quel momento, la Formazione di Besano e la sua fauna fossile a vertebrati furono assegnate alla parte superiore del Triassico Medio (MARIANI 1904, REPOSSI 1909), invece che alla parte basale del Tardo Triassico (TARAMELLI 1880, BASSANI 1886).

L'età di alcune località fossilifere permise infine la definizione di diverse unità stratigrafiche giurassiche e cretacee che, seppur modificate, sono in parte tuttora in uso (Saltrio, Arzo, Moltrasio, STOPPANI 1857; Domeriano, BONARELLI 1894). Presto, grazie alle loro faune fossili (MERIAN 1854b, STOPPANI 1857, ARTUSI 1891), furono riconosciute variazioni laterali di facies tra le differenti formazioni liassiche (Calcare di Moltrasio, Broccatello d'Arzo, Formazione di Saltrio). Tuttavia, mentre la maggior parte degli autori italiani a cavallo tra la fine del XIX e l'inizio del XX secolo assumevano l'esistenza di una successione stratigrafica continua (NEGRI & SPREAFICO 1869, TARAMELLI 1880, 1903, FOSSA-MANCINI 1925), gli autori svizzeri e tedeschi misero in luce importanti variazioni laterali di facies e la presenza di lacune stratigrafiche, in particolare al limite Triassico/Liassico (SCHMIDT & STEINMANN 1890, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924, LEUZINGER 1926).

A quel tempo, l'interpretazione delle Alpi Meridionali quale zona di radice delle falde dell'Austroalpino superiore (FRAUENFELDER 1916) condusse pure a parallelismi con la stratigrafia delle Alpi Orientali. Infine, la scoperta della relazione tra brusche variazioni di facies e di potenza delle successioni da un lato e tettonica dall'altro (SCHMIDT in SCHMIDT & STEINMANN 1890, VON BISTRAM 1903b, VON DERSCHMITT 1940, LEHNER 1952) portò a nuovi modelli di tettonica distensiva sin-sedimentaria e di genesi dei bacini (WIEDENMAYER 1963, BERNOULLI 1964), tali da poter essere agevolmente integrati nel modello evolutivo di un margine continentale all'interno di un più ampio contesto di tettonica a placche (p.es. MANATSCHAL

& BERNOULLI 1999). Analogamente, il riconoscimento di estese falde di sovrascorimento nelle Alpi Bergamasche (LAUBSCHER 1985, SCHÖNBORN 1992), insieme ai risultati delle indagini di sismica crostale (PIERI & GROPPI 1981, Programma del Fondo nazionale svizzero per la ricerca scientifica NRP 20), condussero all'accettazione del generale carattere alloctono delle Alpi Lombarde occidentali (SCHUMACHER 1997, SCHUMACHER et al. 1997).

Un ulteriore filone di ricerca si sviluppò attorno alla stratigrafia dei depositi cenozoici. Particolarmente problematica si rivelò la distinzione tra gli strati cretacei con ammoniti e rudiste (rimaneggiate; *Flysch Lombardo*) e strati a nummuliti (ridepositate; *Formazione di Tabiago*), che apparivano essere intercalati, e la distinzione tra i conglomerati del *Flysch Lombardo* (*Conglomerato di Sirone*) e quelli del Gruppo della *Gonfolite Lombarda* (STUDER 1851, p. 464 ss). I depositi della *Gonfolite Lombarda* furono dapprima paragonati ai «*Terrains tertiaires modernes*» dell'Appennino («*Grès à fossiles des collines subapennines*») e pertanto assegnati al Pliocene (BRUNNER 1852). Basandosi sulla presenza di clasti di calcare nummulitico nel conglomerato della *Gonfolite*, CURIONI (1844, 1877) stabilì un'età compresa tra Eocene e Pliocene; in seguito, il conglomerato della *Gonfolite* fu correlato a quello della molassa nordalpina e attribuito al Miocene (HEIM 1906). Soltanto nel XX secolo si giunse a un chiarimento della stratigrafia interna della *Gonfolite Lombarda* (CITA 1957, LONGO 1968, RÖGL et al. 1975) e alla sua attribuzione a un ambiente deposizionale di acqua profonda (RÖGL et al. 1975, GUNZENHAUSER 1985, GELATI et al. 1988). Infine, il rinvenimento, all'interno del conglomerato della *Gonfolite Lombarda*, di clasti derivati dalle intrusioni oligoceniche e mioceniche della *Bregaglia* e di *Novate* (PFISTER 1921, REPOSSI 1922, HEIM 1922, p. 64, STUDER 1851, p. 465), aprì la strada a una ricostruzione dettagliata dell'evoluzione termo-tettonica ed erosionale delle Alpi Centrali e di quella delle intrusioni terziarie (p.es. WAGNER et al. 1977, 1979, GIGER & HURFORD 1989, GIGER 1991, MALUSÀ et al. 2011, GIANOLA et al. 2014).

Verso la fine del XIX secolo, la scoperta di fossili marini di età pliocenica nell'Argilla di Castel di Sotto («*Argiles et marnes subapennines*», p.es. OMBONI 1855) aprì un acceso dibattito scientifico. Sulla scorta del rinvenimento di fossili pliocenici (rimaneggiati) in un deposito glaciale presso Como (Cassina Rizzardi, SPREAFICO 1874), e della propria osservazione sulla presenza di ciottoli striati in una cava di argilla presso Balerna, Antonio Stoppani giunse alla conclusione che, nelle Alpi Meridionali, i ghiacciai potessero raggiungere il mare pliocenico («il mare glaciale ai piedi delle Alpi», STOPPANI 1874, DESOR 1875). Tale ipotesi fu comunque presto abbandonata in seguito all'attribuzione dei ciottoli striati osservati da STOPPANI (1874) a un'argilla lacustre pleistocenica priva di fossili estratta nelle cave di argilla a ovest di Balerna (SORDELLI 1876, 1877, MAYER 1876, OMBONI 1877).

Più tardi, la scoperta di un marcato abbassamento del livello di base durante la Crisi di salinità messiniana del Mediterraneo (HSÜ et al. 1973) permise di spiega-

re l'esistenza di valli messiniane profondamente incise e colmate da depositi conglomeratici di colata detritica (Conglomerato di Pontegana, HEIM 1906) e il riempimento delle insenature delle risultanti coste a rias nel corso della successiva trasgressione pliocenica (BINI et al. 1978b, FELBER et al. 1991).

Quaternario

Il territorio del foglio Mendrisio-Como e le zone circostanti sono stati il teatro di numerose ricerche sui depositi continentali quaternari (comprendenti anche i depositi del Gelasiano, appartenenti al Pliocene fino alla ratifica formale della base del Quaternario avvenuta nel 2009; v. GIBBARD et al. 2010) fin dalla fine del Settecento, con le prime osservazioni compiute da AMORETTI (1794). Una rassegna storica dettagliata è presentata in BINI et al. (2001), mentre una contestualizzazione geomorfologica delle Alpi Ticinesi è presentata in SCAPOZZA & AMBROSI (2018).

Fin dalla presentazione e strutturazione, nella prima metà dell'Ottocento, della cosiddetta teoria glaciale (per una visione diacronica dell'evoluzione di tale teoria, v. SCAPOZZA & SCAPOZZA [2013] e KRÜGER [2015]), e dall'introduzione da parte di RAMSAY (1864) del modello dell'erosione glaciale, i dibattiti a proposito dell'origine dei laghi sudalpini e dei terreni erratici si sono concentrati essenzialmente sulla storia e paleo-geografia dei ghiacciai del Ticino e dell'Adda (e dei loro affluenti). In questo contesto, a parte le prime ricerche svolte da precursori come OMBONI (1855, 1861), DESOR (1861), TARAMELLI (1885) o SACCO (1892), bisogna attendere i monumentali lavori di PENCK et al. (1894) e, soprattutto, di PENCK & BRÜCKNER (1909), per abbandonare definitivamente le ipotesi non glaciali sull'origine dei terreni erratici e definire un primo quadro stratigrafico alpino comunemente accettato. Questi aveva portato a elaborare la famosa teoria delle quattro glaciazioni di Günz, Mindel, Riss e Würm, definite sulla base della stratigrafia dei terrazzi alluvionali degli affluenti in riva destra del Danubio in Germania meridionale, ai quali si erano poi aggiunte le due glaciazioni precedenti di Biber e Donau e la suddivisione del Mindel e del Riss in più glaciazioni (GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2004). Questo modello stratigrafico condiziona buona parte degli studi dei depositi glaciali nelle zone di anfiteatro del Medrisiotto e delle regioni circostanti fino alla seconda metà del Novecento, in particolare dapprima sotto l'impulso di Giuseppe Nangeroni (p.es. NANGERONI 1954a, b, 1956), in seguito di Giuseppe Orombelli (p.es. OROMBELLI 1983a, b), senza dimenticare l'importante apporto allo studio dei terreni quaternari da parte della comunità dei geomorfologi del Quaternario francesi (p.es. GABERT 1962, BILLARD 1977). Sul glacialismo locale, si segnala lo studio geomorfologico e glaciologico della Valle di Muggio condotto da RENFER (1964).

Le ricostruzioni paleoclimatiche effettuate dagli anni '50 grazie all'analisi degli isotopi dell'ossigeno in sedimenti oceanici (p.es. EMILIANI 1955, SHACKLETON & OPDYKE 1973) e nelle carote glaciali (p.es. DANSGAARD et al. 1993, PETIT et al.

1999) hanno modificato in maniera importante il quadro stratigrafico di riferimento ereditato dall'inizio del Novecento, evidenziando almeno una ventina di stadi freddi che potrebbero essere correlati a glaciazioni continentali. Ne è conseguito un netto rinnovamento della geologia del Quaternario, dove l'affrancamento da quadri stratigrafici prestabiliti è stato accompagnato dallo sviluppo di metodi di datazione e di studio dei sedimenti sempre più precisi e da una maggiore permeabilità con altri settori delle scienze naturali. Dapprima sotto l'impulso di BILLARD (1980, 1983), e poi di numerosi ricercatori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli studi di Milano (BINI 1987, DA ROLD 1990, ZUCCOLI 1997, BINI et al. 2001), le modalità di ricerca sul Quaternario del Sud delle Alpi sono state completamente rinnovate. Su base allostratigrafica, sono state riconosciute nell'area del foglio Mendrisio-Como almeno tredici glaciazioni (BINI & ZUCCOLI 2004) (Tab. 1). Le due più antiche corrisponderebbero agli stadi isotopici marini (MIS) 96–100, mentre la Glaciazione Cantù corrisponderebbe al MIS 2.

Per quanto concerne l'evoluzione climatica e sedimentaria durante il Tardoglaciale e l'Olocene, si possono menzionare gli studi di WICK (1989) sull'analisi pollinica dei depositi lacustri del bacino meridionale del Lago di Lugano, di EBERHARD (1992) sui depositi dell'ex-torbiera del Paù a Coldrerio, di NIESSEN & KELTS (1989) e NIESSEN et al. (1992) sui depositi lacustri e sulla produzione primaria del Lago di Lugano, di ZANALDA et al. (1997), BLANT et al. (2004, 2007), BONA (2001, 2005), DELLA TOFFOLA & BLANT (2006), BONA et al. (2009) e BIANCHIDEMICHELI et al. (2017), sulle ricostruzioni paleo-ambientali a partire da fauna ritrovata nelle grotte del Monte Generoso.

Il periodo più recente è stato caratterizzato da diversi lavori di ricerca che si sono interessati al basso Lario, in particolare ai depositi sub-lacustri del bacino comasco (FANETTI & VEZZOLI 2007, FANETTI et al. 2008) e all'evoluzione della piana fluvio-deltizia dell'area urbana di Como (COMERCI et al. 2007, CASTELLETTI et al. 2013, MARTINELLI 2014). Infine, SCAPOZZA et al. (2014) hanno presentato una revisione della cronologia dell'Ultimo Massimo Glaciale e delle fasi di ritiro dei ghiacciai del Ticino e dell'Adda sulla base di una compilazione e calibrazione di 26 datazioni al radiocarbonio, mentre BINI et al. (2015) concludono il ventennale periodo di ricerche sulla geologia del Quaternario dell'area con una sintesi e revisione delle unità stratigrafiche riconosciute dal 1982 al 2012.

STRATIGRAFIA E PETROLOGIA

SUDALPINO

Paleozoico

Basamento varisico

P Paragneiss con intercalazioni di micascisto e metaconglomerato

Nel foglio Mendrisio-Como, il basamento varisico affiora soltanto in pochi punti, a Selva Piana (coord. 2713.203/1085.917, riportato da GOVI 1960 e in BERNOULLI et al. 1976) e presso Poncia (coord. 2714.325/1085.635). Sebbene oggi l'affioramento di Poncia non sia più accessibile, i campioni raccolti da SENN (1924) e poi da A. Spicher negli anni '60 e '70 del secolo scorso ne consentono una descrizione litologica.

Gli gneiss e gli scisti di Selva Piana e di Poncia appartengono a una successione metasedimentaria estesa verso nord nella penisola di Morcote e verso Brusinopiano (BERNOULLI et al. 1976). Sebbene i rapporti del basamento della penisola di Morcote con la Zona del Ceneri e la Zona della Val Colla non siano tuttora definiti in modo chiaro (REINHARD 1964), la presenza di una fascia di fillonite a ovest di Selva Piana e di Poncia, litologia tipicamente associata al contatto tra le due zone (GOVI 1960), suggerisce un'attribuzione di questi affioramenti alla Zona della Val Colla o alla sua prossimità.

A Selva Piana, il basamento gneissico è composto da metaconglomerati, metapsammiti e metapeliti, con alterazione metasomatica e ripida immersione verso sud. I paragneiss sono attraversati da dicchi porfirici associati ai granofiri permiani. Banchi gradati appaiono riconducibili ad antiche torbiditi e suggeriscono un ringiovanimento della serie verso sud. I minerali comunemente riscontrabili sono quarzo, plagioclasio, mica bianca, clorite, sericite, biotite, tormalina, apatite e ossidi (ilmenite?). Aggregati a sericite-clorite sono riconducibili ad alterazione su plagioclasio, mica bianca o biotite. La tormalina mostra talora due stadi di crescita, il secondo dei quali post-cinematico. Clorite, biotite, mica bianca e aggregati allungati di quarzo e plagioclasio definiscono una foliazione protomilonitica principale attraversata da bande di taglio o piegata. Localmente è possibile osservare una foliazione secondaria di piano assiale sviluppata alla cerniera delle pieghe.

A Poncia, il basamento varisico consiste di scisti a granato con alterazione metasomatica e giacitura fortemente inclinata verso nord. Aggregati di sericite a grana fine, clorite, zoisite, titanite e ossidi sono pseudomorfici su granato che è preservato localmente. Aggregati pseudomorfici a sericite-clorite sono pure presenti su plagioclasio e biotite. Mica bianca, clorite e aggregati allungati di quarzo e feldspato definiscono una foliazione protomilonitica. La presenza di granato indi-

ca temperature di picco $\geq \sim 500^\circ\text{C}$. Inoltre, le percentuali modali di mica (25%) e di granato (fino al 10% precedente al metasomatismo) suggeriscono una composizione pelitica e pertanto un protolito sedimentario.

In entrambe le località, la foliazione principale, in facies da scisti verdi ad anfibolitica inferiore, è tagliata da vene a ossidi e biotite interpretate come infiltrazioni post-metamorfiche di fluidi legati al vulcanismo permiano. Sotto l'aspetto tessiturale, le zone di alterazione a sericite-clorite e le tormaline appaiono associate a tali vene.

Magmatiti post-varisiche permiane

Il basamento varisico è coperto in non-conformità da una successione di rocce vulcaniche, i cosiddetti porfidi di Lugano. Alla base di una serie con spessore approssimativo di 1500 m, si trova una successione di areniti basali, siltiti, argilliti e conglomerati tuffitici (1), affiorante principalmente nell'area a nord-ovest del foglio Mendrisio-Como (Formazione di Mesenzana, CASATI 1978, BULETTI 1985). Nell'area del Monte Piambello e del Monte San Giorgio, essa si riduce a pochi metri di spessore e nella parte superiore passa a (2) una successione di andesiti e daciti, in parte tuffitiche e con agglomerati, coperte da (3) rioliti ignimbristiche. Granofiri subvulcanici, intrusi nel basamento e nella parte inferiore della serie vulcanica (1 e 2), sembrano le rocce più recenti della sequenza ignea, ma più probabilmente coeve e in relazione genetica con le rioliti più giovani. Analisi chimiche dei diversi litotipi sono riportate in Tabella 2.

L'età della base della successione vulcanica è vincolata dal più antico Conglomerato di Manno di età westfaliana (JONGMANS 1960), coinvolto tuttavia nella tettonica tardo-varisica (REINHARD 1964). Le più vecchie età radiometriche di letteratura (Rb-Sr su minerali e roccia totale, 262 ± 1 Ma, Lugano, STILLE & BULETTI 1987; K-Ar, 278 ± 3 Ma, Val Sesia e Lugano, HUNZIKER & ZINGG 1980; e Rb-Sr su roccia totale, 276 Ma, BAKOS et al. 1990) sono in contrasto con i dati più moderni, ed evidentemente troppo giovani alla luce delle nuove età U-Pb mediante SHRIMP su separati di zircone, ottenute nel complesso vulcanico della Valganna. In tale complesso sono state ottenute età di $285 \pm 0,6$ Ma per un agglomerato vulcanico; $285 \pm 0,6$ Ma per l'ignimbrite del Pne. di Ganna; e $280 \pm 0,7$ Ma per l'ignimbrite più recente (GAGGERO et al. 2016, BERGOMI et al. in stampa). Quest'ultima età è quasi coeva all'età del granofiro, datato a $281,3 \pm 0,5$ Ma (U-Pb su zircone, SCHALTEGGER & BRACK 2007) e suggerisce una relazione genetica tra le due formazioni.

Composizionalmente e su base cronologica, la successione di Lugano è molto simile a quella che ricopre il basamento varisico a ovest del Lago Maggiore (area di Borgosesia, 290–282 Ma, QUICK et al. 2009, SINIGOI et al. 2016 e annessa bibliografia). Tutte queste età si accordano molto bene con le età U-Pb degli zirconi detritici nelle Formazioni del Servino e di Bellano dell'area, che si raggruppano intorno a 280 Ma (BELTRÁN-TRIVIÑO et al. 2016), e con le età di raffreddamento post-

magmatico nel basamento (termocronologia U–Th/He su zircone; BELTRANDO et al. 2015).

Le relazioni formazionali all'interno del complesso dei porfidi di Lugano sono complicate da strutture vulcano-tettoniche permiane, che, nell'area in oggetto, impediscono una semplice correzione del tilt tettonico delle direzioni paleomagnetiche (HEINIGER 1978, 1979). Le vulcaniti andesitiche sono spesso separate dalle più giovani rioliti da contatti per faglia ad alto angolo, che sono in parte sigillati dalla sovrastante e non conforme unità Servino / Formazione di Bellano; ne è un esempio la faglia che separa le rioliti del Monte Grumello dalle andesiti ad ovest.

α' Tuffite basale

(Basal Tuffit, DOEGLAS 1930; Tuf basal et conglomerat basal, DE SITTER 1939; Basale Tuffserie, z.T. konglomeratisch, BULETTI 1985)

A Poncia, il basamento varisco è ricoperto in non-conformità da una serie sottile composta da ca. 3 m di un conglomerato a matrice tufacea che include clasti di gneiss, tufi e porfidi, nonché piccoli clasti di gneiss e vene di quarzo dal basamento (DOEGLAS 1930). Quest'unità, che non è più accessibile corrisponde per sommi capi ai sedimenti clastici e alle rocce vulcaniche che formano la base della successione permiana nella valle della Tresa e in Malcantone (tufi e breccie tufacee di base, conglomerati etc., GRAETER 1951, REINHARD et al. 1962, BERNOULLI et al. 1976; Formazione di Mesanzana p.p., CASATI 1978) e nell'area del Monte Piambello (Conglomerat basal et Série inférieure des tufs, DE SITTER 1925, 1939, BAGGIO & DE MARCO 1960). Nell'area del M. Piambello, la formazione è interpretata come una colata vulcano-clastica, per le caratteristiche della stratificazione, la forma dei clasti vulcanici e metamorfici, e per la struttura della roccia (BERGOMI et al., in stampa).

Il contatto tra il basamento e il tufo basale è netto; la scistosità delle rocce del basamento è quasi ad angolo retto con la superficie erosiva. La matrice a grana fine, micacea, della roccia include clasti centimetrici da angolari a subarrotondati di gneiss e di rocce vulcaniche acide.

α Andesite e dacite

(Pyroxenporphyrit, DOEGLAS 1930; Porphyrite à pyroxène et son tuf agglomératique, DE SITTER 1939; Porfiriti orneblenditiche e pirossenitiche, scure, BERNOULLI et al. 1976; Porphyrische Dazite und Andesite, BULETTI 1985)

Tra Porto Ceresio e Brusino Arsizio a ovest e Punta Poiana e S. Antonio (foglio Lugano), il litotipo prevalente è rappresentato da lave andesitiche. Le lave sono massive, di colore da verde scuro a grigio, grossolanamente stratoidi (Fig. 5A). Le andesiti sono porfiriche (porphyritic index (PI) = 15–20) con fenocristalli di anfibolo e plagioclasio (diametro 0,2–1,5 mm) e mesostasi da microcristallina a vetro-

sa con autoliti. L'alterazione idrotermale è scarsa (fino a 2-3%). Le andesiti contengono frammenti litici e ortoliti microgranulari (anfibolo + plagioclasio + mesostasi) fino a 5 cm di diametro.

A Punta Poiana, daciti massive, moderatamente porfiriche (PI=10-15) mostrano abbondanti clasti litici angolari di andesite di dimensione da centimetrica a decimetrica (PI=15-30, da 1 mm a 20 cm), interpretati come agglomerati e pertanto indicatori di una messa in posto subaerea. Sono presenti anche sparsi ortoliti di diorite, in cui il plagioclasio è alterato in sericite.

Le andesiti e le daciti hanno struttura porfirica seriatata con fenocristalli di anfibolo e plagioclasio (0,2-2 mm) in mesostasi microcristallina. Il frazionamento meccanico ha prodotto un arricchimento localizzato di apatite e zircone. Un'evidente alterazione tardo magmatica è associata alla circolazione tardiva di fluidi. Fenocristalli di fasi femiche (anfibolo e biotite) sono pervasivamente alterati in clorite + ossidi. La mesostasi è alterata a zone e lungo microfrazture. Alla mesoscala, un'alterazione idrotermale pervasiva, di media temperatura, è sviluppata lungo i giunti di raffreddamento e al contatto tra andesite e clasti della breccia, associata allo sviluppo di pistacite a riempimento dei giunti (di spessore millimetrico) e a carbonatazione localizzata. Le venette a riempimento di pistacite + ossidi nella mesostasi formano un network diffuso in tutta la roccia. Localmente, l'epidoto costituisce anche il 15% del volume dell'andesite (Fig. 5B). Le relazioni tessiturali tra vene ad epidoto, bordi alterati dei clasti andesitici e giunti di raffreddamento indicano che l'alterazione idrotermale post-data la messa in posto dell'andesite.

La composizione chimica dell'andesite-dacite è relativamente evoluta (SiO_2 : 57-62 wt% e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: 5,2-6,8 wt%) e mostra arricchimenti di SiO_2 (71-76 wt%), alcali e terre rare leggere (LREE) anche in volumi di roccia che appaiono non affetti da alterazione idrotermale delle fasi minerali (Tab. 2). I dati sono consistenti con la composizione delle andesiti in BULETTI (1985) e STILLE & BULETTI (1987) riportati in Tabella 2.

Tab. 2: *Composizione chimica delle rocce magmatiche permiane. Località: 1=Punta Poiana, 2=Serpiano Nord, 3=Alpe Tedesco, 4=Melano Nord, 5=Castello Cuasso, 6=Madonna d'Ongero, 7=Cuasso al Piano. Nelle analisi di BULETTI (1985) e di STILLE & BULETTI (1987) Fe₂O₃ e FeO sono stati analizzati separatamente.*

	L. Gaggero (non pubblicato)					BULETTI (1985), STILLE & BULETTI (1987)							
Campione	M30	M31	M32	M33	M35A	MB482	MB577	MB371	MB484	MB470	MB529	MB537	
Litologia	Andesiti, lave e breccie					Andesiti		Dacite	Riolite	Granofiri		Filone doleritico	
Località	1					2	3	4	2	5	6	7	
						Ossidi (wt%)							
SiO ₂	70,57	56,94	62,80	60,98	76,51	59,44	60,37	61,26	72,83	75,14	77,22	44,43	
TiO ₂	0,20	0,73	0,73	0,74	0,08	0,90	0,82	0,76	0,17	0,09	0,08	1,91	
Al ₂ O ₃	12,17	15,23	15,18	16,38	0,50	16,60	17,02	16,23	14,48	12,11	12,57	14,99	
Fe ₂ O _{3(T)}	2,02	6,90	6,25	5,88	0,10	Fe ₂ O ₃	3,23	4,35	3,53	1,20	0,21	0,62	4,53
						FeO	3,29	1,62	2,07	0,29	0,78	0,25	5,87
MgO	0,94	5,79	4,32	3,41	0,02	3,85	3,46	3,70	0,42	0,03	0,00	6,74	
MnO	0,05	0,10	0,10	0,07	0,022	0,07	0,08	0,09	0,04	0,04	0,01	0,14	
CaO	0,96	2,41	1,11	4,22	0,01	3,61	5,96	2,92	0,30	0,77	0,36	5,90	
Na ₂ O	1,29	3,62	2,39	2,20	0,15	1,73	2,37	2,64	1,14	3,06	3,20	1,09	
K ₂ O	5,30	1,24	4,28	3,17	0,22	3,50	2,28	3,03	6,95	5,25	4,80	1,35	
P ₂ O ₅	0,06	0,16	0,17	0,18	0,00	0,18	0,18	0,19	0,06	0,01	0,02	0,43	
LOI	4,94	5,60	3,62	3,50	0,05	2,99	1,98	3,04	1,65	1,07	0,48	12,92	
Total	98,52	98,71	100,90	100,70	100,9	99,40	100,68	99,61	99,54	98,56	99,61	100,32	
	Tracce (ppm)												
Sc	6	18	16	17	11								
Be	3	3	3	3	3								
V	17	127	107	133	10	164	128	123	21	< 3	< 3	159	
Cr	< 20	70	40	50	< 20	35	63	53	< 10	< 10	< 10	158	
Co	73	39	39	37	78	16	16	16	< 6	< 6	12	51	
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 7	17	13	< 7	< 7	< 7	88	
Cu	< 10	< 10	< 10	20	< 10	< 7	8	< 7	< 7	< 7	< 7	13	
Zn	< 30	110	120	110	50	143	86	89	125	49	50	103	
Ga	15	21	17	20	18								
Ge	1,9	3,6	2,2	1,8	2								
As	< 5	6	< 5	< 5	< 5								
Rb	172	58	154	110	200								
Sr	42	130	164	236	45								
Y	25,7	19,3	18,5	19,7	23,6	25	24	23	44	69	51	38	
Zr	164	145	151	147	143	158	150	150	145	135	105	237	
Nb	10,3	8	8,4	8,2	11,6	12	11	14	11	22	23	18	
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2								
Ag	1	0,8	0,9	0,7	0,8								
In	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1								
Sn	4	3	3	3	6								
Sb	2,3	8,9	3,5	2,7	1								
Cs	15,6	9,3	8	8,7	5,5								
Ba	601	81	461	484	191	419	390	461	873	395	76	219	
Hf	4,1	3,5	3,7	3,5	4,4								
Ta	3,03	1,12	1,3	1,25	2,74								
W	894	254	268	224	812								
Tl	0,59	0,25	1,07	0,49	0,96								
Pb	15	9	12	16	22								
Bi	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	0,2								
Th	17	8,14	9,2	9,25	17,1								
U	3,73	1,97	2,39	2,42	3,57								

Andesite e dacite tufitica

(Untere Tuff-Serie, DOEGLAS 1930; Série volcanique du Piambello, DE SITTER 1939; Basale Tuffserie, z.T. konglomeratisch, BULETTI 1985)

Alla dogana di Porto Ceresio, le andesiti e daciti inclinate a basso angolo (10–15° a NE), formano alternanze decimetriche di strati ricchi e poveri di fenocristalli. Variano da afiriche a faneritiche e da verde scuro a grigio. I livelli tufitici mostrano una gradazione normale dei granuli minerali (prevalentemente plagioclaso) e dei frammenti litici (frammenti piroclastici di andesite e vetro). DE SITTER (1939) ha correlato le andesiti tufitiche di Porto Ceresio con le andesiti di Punta Poiana, di cui possono rappresentare una facies di fallout; BULETTI (1985) le ha correlate con la sequenza basale della Valle della Tresa.

p

Riolite

(Quarzporphyr und Tuffe, DOEGLAS 1930; Quarzporphyre et son tuf, DE SITTER 1939; Tufi di porfidi quarziferi, p.p. rinsaldati (ignimbriti), BERNOULLI et al. 1976; Rhyolithe, BULETTI 1985)

Ignimbriti riolitiche con struttura eutassitica (Fig. 5C, D) affiorano al Monte Grumello e sopra Riva San Vitale. A est di Porto Ceresio si presentano come un corpo allungato con direzione SW–NE e uno spessore apparente di ca. 150 m. L'indice di porfiricità è intorno a 10, dato da fenocristalli di K-feldspato e biotite. La struttura fluidale primaria è verticale in corrispondenza del contatto nordoccidentale con le andesiti e tende a immergere 45° E verso la sommità del Monte Grumello. Il contatto nord-occidentale con le andesiti è un lineamento tettonico con direzione $\pm 40^\circ$ NE, che verosimilmente ha controllato la messa in posto dell'ignimbrite. Il contatto è mineralizzato a barite. Poiché la base delle Formazioni del Servino/Bellano a sud non è affetta dalla faglia, quest'ultima è databile al Primo Triassico o, probabilmente, al Permiano. Il contatto sudorientale è una faglia alpina.

La riolite a Riva San Vitale affiora su ca. 2 km², con uno spessore desunto superiore a 500 m. Mentre l'ignimbrite del Monte Grumello sembra messa in posto attraverso le andesiti, l'ignimbrite di Riva San Vitale sembra collegata ai filoni (condotti) affioranti tra Punta di Poiana e S. Antonio (foglio Lugano); è inoltre stratigraficamente sovrapposta alle lave andesitiche porfiriche e alle breccie andesitiche. I condotti di alimentazione (almeno 6, i più occidentali dislocati da faglie) hanno spessore compreso tra 10 e 20 m e tagliano gli agglomerati andesitici e le lave di Punta Poiana. Al presente, l'ignimbrite di Riva San Vitale è separata da quelle del Monte Grumello da faglie alpine; tuttavia, una ricostruzione palinspastica mostra che i singoli affioramenti formano un affioramento coerente in cui non si distinguono unità specifiche.

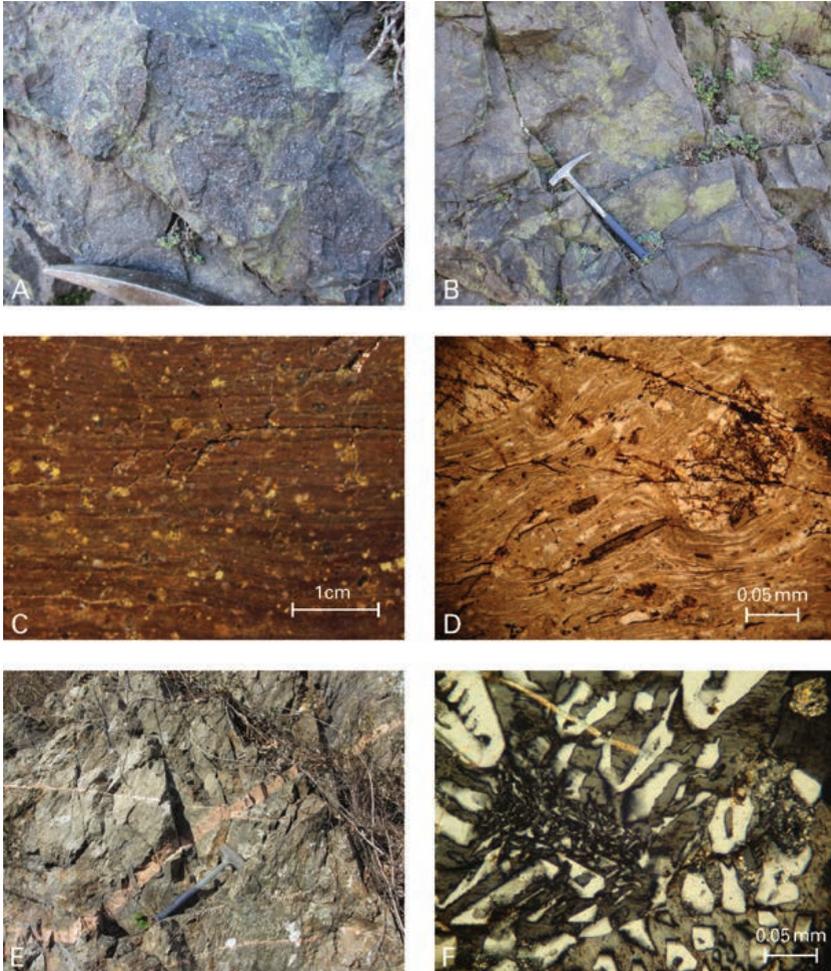


Fig. 5: A) Breccia a clasti decimetrici di andesite, da microfirica ad africa. L'epidoto in fratture e piccole vene è tardo-magmatico. S. Antonio, strada da Riva S. Vitale a Punta Poiana. B) Andesite con alterazione tardo-magmatica e sviluppo di epidoto in fratture e vene. Punta Poiana. C) Ignimbrite eutassitica (riolite) con foliazione di flusso. M. Grumello. Campione lucidato. D) Ignimbrite eutassitica (riolite) con foliazione di flusso data da vetro stirato che avvolge porfiroclasti di biotite e feldspato. M. Grumello, microfotografia, Nicols paralleli. E) Filoncetti centimetrici di granofiro rosa che tagliano la scistosità varisca dei paragneiss. Selva Piana. F) Struttura grafica di quarzo e albite nel granofiro. Sud di Selva Piana (presso Cantine), microfotografia, Nicols incrociati. Foto: L. Gaggero.

L'ignimbrite riolitica è massiva, rosso scura con $PI=15-20$. I fenoclasti (diametro 0,2-1 mm) sono quarzo β bipiramidale, spesso rotto o lobato, biotite, plagioclasio e K-feldspato. Quarzo policristallino e frammenti di piroclastiti acide sono inglobati nella mesostasi fluidale. Le rioliti dei condotti di alimentazione sono porfiriche ($PI=20-30$), in cui strutture miarolitiche si presentano localizzate (verosimilmente originate durante il trasferimento del magma). La mesostasi mostra 1) struttura eutassitica fluidale nei condotti di alimentazione (p.es. Monte Grumello, i filoni riolitici tra Punta Poiana e Riva San Vitale), 2) struttura di auto-breccia, con clasti millimetrici in prossimità dei lineamenti tettonici e/o ai contatti stratigrafici e, in generale, 3) tessiture di devettrificazione. L'alterazione è pervasiva sulle fasi femiche (intorno al 95%) e sui fenoclasti di feldspato (intorno al 20-30%) associato a pseudomorfofosi di clorite + ossidi e saussurite. Le fasi femiche possono presentare carbonatazione.

$\pi\rho$ **Granofiro**

Il granofiro affiora a ovest tra Selva Piana, Cuasso al Monte e Cuasso al Piano e nella collina di Besano (San Martino). Nell'area del foglio Mendrisio-Como è in contatto con il basamento varisico ed è ampiamente coperto da depositi quaternari. Lungo la sezione Cantine - Selva Piana la roccia è massiva e attraversata da set di giunti di raffreddamento con giacitura quasi verticale e spaziatura metrica, che definisce prismi regolari. Localmente, i giunti di raffreddamento sono ondulati.

Il granofiro è massivo, rosa, con $PI=2-8$. I fenocristalli sono biotite, plagioclasio, la mesostasi è a grana fine, da autallotriomorfa a grafica, con tessitura granofirica e K-feldspato. Localmente sono sviluppate sferuliti (Fig. 5F) e il granofiro può contenere ortoliti spigolosi. La composizione di due granofiri è stata analizzata da STILLE & BULETTI (1987): SiO_2 varia tra 75,14 e 77,22 wt%; $Na_2O + K_2O$ tra 8 e 8,31 wt% (Tab. 2).

Sopra Selva Piana, vene centimetriche suborizzontali precedono filoncelli decimetrici di granofiro con immersione a sud e inclinazione di 45° che tagliano la scistosità verticale dei paragneiss varisici (Fig. 5E). I filoncelli suggeriscono che la messa in posto del corpo principale sia associata a collasso del basamento, verosimilmente durante la formazione di una caldera.

Filoni

$\gamma\beta$ **Filoni di dolerite**

Rari filoni di dolerite tagliano il granofiro tra Cavagnano e Cuasso al Monte e in Valle Murata sopra Selva Piana (DE SITTER 1925). A sud est di Selva Piana affiora un filone di ca. 1 m di spessore, mentre a Cuasso al Piano sono segnalati tre filoni paralleli di alcuni metri di spessore e direzione NNE-SSW (DE SITTER 1925, BULETTI 1985).

La dolerite ha $PI \leq 15$. Fenocristalli femici da freschi ad alterati (olivina? pirosseno?) sono diffusi nella mesostasi da microcristallina a vetrosa. L'olivina della mesostasi è alterata in clorite + ossidi e suggerisce un'affinità chimica alcalina. Le relazioni di intersezione con il granofiro indicano un'età non superiore a 281 Ma. Poiché le doleriti sono più giovani del granofiro e di composizione alcalina, potrebbero essere di età triassica o più giovani.

Mesozoico

Sedimenti pre-rift

I sedimenti pre-rift triassici sono ristretti al *settore del Monte San Giorgio*, pertanto a ovest della Faglia di Lugano (formazioni del Primo-Medio Triassico: Fig. 6).

t₁₋₂ Servino e Formazione di Bellano

(Servino, BROCCHI 1808; Servino [untere/mittlere Abteilung], Campiler Schichten, Buntsandstein, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924; Formazione di Werfen, FARABEGOLI & DE ZANCHE 1984; Formazione di Bellano: Servino [obere Abteilung], SENN 1924; Formazione di Bellano, GAETANI 1982; Conglomerato della Val Muggiasca, FARABEGOLI & DE ZANCHE 1984)

Le due formazioni costituiscono unità terrigene che, allo stato attuale delle conoscenze, non sono cartografabili separatamente nel foglio Mendrisio-Como. La potenza complessiva si attesta intorno al centinaio di metri (FRAUENFELDER 1916, SENN 1924, SCIUNNACH et al. 2015) e le sezioni più complete si trovano in Val Battuta (Riva San Vitale, coord. 2717.760/1085.570, FRAUENFELDER 1916) e nel Rio Vallone (Besano, SCIUNNACH et al. 2015).

Il Servino ricopre le vulcaniti permiane con un intervallo basale conglomeratico (FRAUENFELDER 1916, DI COLBERTALDO & LANDI 1962) spesso circa 25 m, riferibile al Membro di Prato Solaro (SCIUNNACH et al. 2015). Seguono areniti da grossolane a fini, talora micacee, siltiti e rare intercalazioni di conglomerati fini. Il colore varia da grigio a bruno-rossastro fino a verde (FRAUENFELDER 1916, FARABEGOLI & DE ZANCHE 1984, SCIUNNACH et al. 2015). La parte inferiore di quest'intervallo, spesso oltre 40 m, è riferibile al Membro di Ca' San Marco (SCIUNNACH et al. 2015).

Il contenuto fossilifero del Servino include bivalvi (in prevalenza Myophoridae), gasteropodi e rari brachiopodi lingulidi (REICH 1912, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924). L'ambiente di deposizione è di tipo transizionale di delta-conoide (Membro di Prato Solaro), poi passante a marino di piattaforma (SCIUNNACH et al. 2015). Su base bio- e litostratigrafica il Servino è attribuito al Primo Triassico (REICH 1912, FRAUENFELDER 1916, FARABEGOLI & DE ZANCHE 1984, SCIUNNACH et al. 2015).

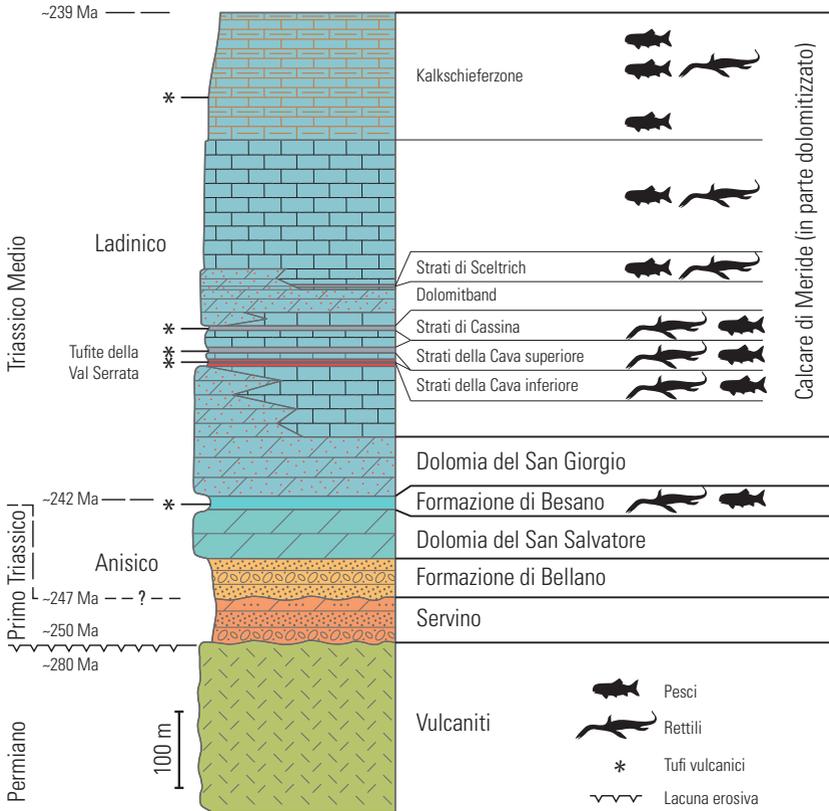


Fig. 6: Stratigrafia delle formazioni del Primo e Medio Triassico (Commissione scientifica trans-nazionale del Monte San Giorgio 2014, modificato).

La Formazione di Bellano ricopre il Servino con limite erosionale documentato nella sezione della Val Battuta (FARABEGOLI & DE ZANCHE 1984). La serie, spesso fino a una cinquantina di metri, include conglomerato, arenite, siltite e argillite, di colore da grigio a rosso e verde, passanti verso l'alto a un'arenite dolomitica che segna la transizione alla Dolomia del San Salvatore (FRAUENFELDER 1916, FARABEGOLI & DE ZANCHE 1984, SCIUNNACH et al. 2015). Non sono segnalati macrofossili. La formazione è attribuita all'Anisico su base palinologica (SOMMARUGA et al. 1997, SCIUNNACH et al. 2015). L'ambiente deposizionale è riconducibile a una piana costiera con apparati deltizi progredienti (SCIUNNACH et al. 1996).

t₂ Dolomia del San Salvatore

(San Salvatore Dolomit, ESCHER 1913; Plattendolomit e Mendoladolomit, FRAUENFELDER 1916; Plattendolomit e Diploporendolomit, SENN 1924; Salvatore-dolomit, ZORN 1971; Monte San Giorgio Dolomite e «Unit H», FARABEGOLI & DE ZANCHE 1984; Albige Member, SCIUNNACH et al. 1996)

Nel foglio Mendrisio-Como è presente solo il membro inferiore della formazione (Dolomia inferiore del San Salvatore, ZORN 1971, BERNASCONI 1994) di potenza compresa tra 40 m (Serpiano) e 90 m (Val Battuta sopra Riva San Vitale, coord. 2717.640/1085.520, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924). I membri medio e superiore della Dolomia del San Salvatore (ZORN 1971), presenti nell'omonima area-tipo (foglio Lugano), nel foglio Mendrisio-Como sono sostituiti dalle facies eteropiche della Formazione di Besano e del Calcare di Meride, incluse le litofacies dolomitizzate di quest'ultimo, quali quelle della Dolomia del San Giorgio (SENN 1924, BERNASCONI 1994).

Il passaggio dai sedimenti clastici della Formazione di Bellano alla Dolomia del San Salvatore è graduale e rappresentato da una facies di transizione di alcuni metri di spessore caratterizzata da arenite dolomitica. La parte inferiore della formazione («Plattendolomit», SENN 1924, ZORN 1971), comprende dolomicrite localmente a peloidi e subordinata doloarenite fine da grigia a rossastra. La stratificazione è piano-parallela, i singoli strati hanno potenza compresa tra 2 e 10 cm, raramente fino a 30 cm. I macrofossili sono assenti, i rari microfossili comprendono frammenti di alghe dasicladali (*Diplopora annulata*, *Physoporella minutula*). Verso l'alto, questa litofacies è sostituita da una successione di dolomia di colore grigio chiaro, massiccia o a stratificazione grossolana («Diploporendolomit», SENN 1924, ZORN 1971). Frequenti i livelli bioclastici ad alghe dasicladali (dominante *Diplopora annulata*); il contenuto fossilifero comprende anche alghe codiacee, foraminiferi, ostracodi, bivalvi e gasteropodi. Comuni i livelli oncolitici e stromatolitici, e le strutture tipo birdseye (ZORN 1971). Localmente sono osservabili breccie intraformazionali di alcuni metri di potenza (BERNASCONI 1994). Rare le intercalazioni di tufite vulcanica (bentonite, coord. 2715.000/1084.470).

Le litologie sopra descritte sono attribuibili a una facies di piattaforma carbonatica e ambiente da intertidale a subtidale poco profondo. Sulla base della microflora fossile (FARABEGOLI & DE ZANCHE 1984) e dei vincoli stratigrafici inferiore (SOMMARUGA et al. 1997, SCIUNNACH et al. 2015) e superiore (BRACK & RIEBER 1993, BRACK et al. 2005) la formazione è attribuita al tardo Anisico (Illirico).

t₂₋₃ **Formazione di Besano**

(Scisti di Besano, REPOSSI 1909, AIRAGHI 1912; Grenzbitumenzone, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924; Strati bituminosi di Besano, BERNOULLI et al. 1976)

Alternanza di dolomia più o meno bituminosa, argillite bituminosa e tufite. FRAUENFELDER (1916) descrisse la successione e il suo contenuto fossilifero (ammonoidi e halobiidi) nella località Tre Fontane, attribuendole una potenza di 5–6 m e assegnando la sommità della serie al limite Anisico/Ladinico (da cui il termine «Grenzbitumenzone», letteralmente «Zona limite bituminosa»). SENN (1924) spostò il limite Anisico/Ladinico all'interno della successione descritta da Frauenfelder. Gli scavi sistematici eseguiti dal 1950 nella località Mirigoli («Punto 902») misero in luce un profilo di riferimento completo e dettagliato della formazione (MÜLLER 1965, RIEBER 1973a, BERNASCONI 1994). La potenza totale di tale sezione standard è pari a 15,8 m (RIEBER 1973a), pertanto maggiore di quanto citato dagli autori precedenti che ne consideravano solo la parte centrale, al tempo oggetto di un intenso sfruttamento minerario. Prevale una dolomia laminata più o meno scura, di spessore da centimetrico a decimetrico e contenuto in carbonio organico totale fino al 12% (TOC, in peso). La dolomite è il solo carbonato presente; di essa sono distinguibili 4 generazioni comprendenti una fase precoce associata alla decomposizione della sostanza organica e successive fasi pervasive legate al seppellimento a temperature crescenti (40–70 °C, BERNASCONI 1994, MEISTER et al. 2013). L'argillite bituminosa nera, distribuita in 55 livelli di spessore compreso tra pochi mm e 15 cm, rappresenta una potenza totale pari a 2,35 m. Il suo TOC varia tra 10% e 41,4% in peso (BERNASCONI 1994). Nel profilo di riferimento sono inoltre presenti 36 livelli di cenere vulcanica (potenza complessiva <40 cm), alterata in bentonite grigia e composta da una matrice microcristallina di illite/montmorillonite contenente fenocristalli di feldspato alcalino, quarzo e zirconio (MÜLLER et al. 1964). Subordinatamente, sono presenti dolomia non laminata, povera in sostanza organica, e selce di origine biogena (principalmente radiolari, BERNASCONI 1994).

Gli invertebrati fossili comprendono soprattutto bivalvi (halobiidi del genere *Daonella* e posidoniidi, RIEBER 1969, SCHATZ 2005) e cefalopodi (ammonoidi, nautiloidi e coleoidi, RIEBER 1973a), particolarmente diffusi nei livelli dolomitici. In aggiunta, sono presenti gasteropodi, rari crostacei, brachiopodi ed echinoidi (RIEBER 1973b, ETTER 1994, AFFER & TERUZZI 1999). La microfauna comprende radiolari, ostracodi e conodonti (WIRZ 1945, MÜLLER 1964, RIEBER 1980).

La formazione è nota mondialmente per la ricchissima fauna fossile a vertebrati, composta da rettili e pesci (p.es. BASSANI 1886, PEYER 1931a, 1944, KUHN-SCHNYDER 1974, BÜRGIN 1992, BÜRGIN et al. 1989, FURRER 2003, FURRER & VANDELLI 2014). La ricchezza in fossili di questa formazione e del Calcare di Meride è stata un fattore determinante per l'iscrizione del Monte San Giorgio nel Patrimonio dell'umanità UNESCO, avvenuta nel 2003 in Svizzera e nel 2010 in Italia. La

quasi totalità dei rettili (una trentina di specie diverse) comprende forme marine quali Ittiotterigi (in prevalenza appartenenti al genere *Mixosaurus* e diffusi nella parte media della successione; Fig. 7A), Saurotterigi (Placodonti e Eosaurotterigi, questi ultimi rappresentati in particolare da *Serpianosaurus*, comune nella parte superiore della sezione) e Protorosauri, oltre a rarissime specie esclusive di questa formazione, come *Clarazia schinzi* (p.es. PEYER 1931b, 1936). *Ticinosuchus ferox* e *Macrocnemus bassanii* sono le uniche forme sicuramente terrestri. I pesci comprendono una quarantina di specie diverse. I pesci cartilaginei sono rappresentati da cinque specie, tra cui prevalgono gli squali ibodonti; i pesci ossei comprendono due specie di Sarcotterigi celacantidi e soprattutto numerosi Attinotterigi. Tra questi ultimi prevalgono gli Attinotterigi basali e in particolare i «subolostei» Perleidiiformi e Peltopleuriformi accanto a forme più primitive come i grossi predatori *Saurichthys* e *Birgeria*; meno diffuse sono le forme più evolute (Neotterigi).

La flora fossile include alghe dasicladali del genere *Diplopora* e frammenti di piante terrestri (prevalentemente conifere) variamente distribuite in tutta la sezione (SORDELLI 1879, RIEBER 1973b).

Nell'insieme, la successione riflette un ambiente deposizionale di bacino intrapiattaforma con fondale soggetto a condizioni di anossia o severa disossia (p.es. BERNASCONI 1994, SCHATZ 2005).

Sulla base degli ammonoidi e dei bivalvi appartenenti al genere *Daonella*, la formazione è attribuita alla parte terminale dell'Anisico (Illirico, parte superiore della Zona a Reitz e Zona a Secedensis) e all'inizio del Ladinico (Fassanico, Zona a Curionii) (BRACK & RIEBER 1993, BRACK et al. 2005). Un livello di bentonite (livello 73 della sezione standard) appartenente alla Zona a Secedensis ha fornito un'età radiometrica di $242,1 \pm 0,6$ Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zircone singolo, MUNDIL et al. 2010).

La parte centrale della formazione (in particolare l'intervallo compreso tra i livelli 72 e 132 del profilo di riferimento di Mirigioli), in cui sono maggiormente diffusi i livelli di argillite bituminosa, fu intensamente sfruttata tra il 1902 e 1950 nelle fabbriche di Meride e Besano per l'estrazione di un olio utilizzato come base per un unguento medicinale: il Saurolo (REPOSSI 1909, v. oltre: p. 161–162).

t₃ **Calcere di Meride**

(Meride-Kalke, FRAUENFELDER 1916; Untere/Obere Kalkzone, SENN 1924)

Verso l'alto, la Formazione di Besano passa a una successione di potenza complessiva pari a ca. 600 m, composta da calcare bacinale (Calcere di Meride) in parte dolomitizzato in fase di diagenesi tardiva (Dolomia del San Giorgio e Calcere di Meride dolomitizzato). Nella prima parte della successione, per una potenza compresa tra 50 e 80 m, la dolomitizzazione è pressoché totale (Dolomia del San Giorgio s.str.). In seguito, essa diventa incompleta e discontinua, portando alla coesistenza delle litofacies calcarea e dolomitica separate da fasce d'interdigitazione

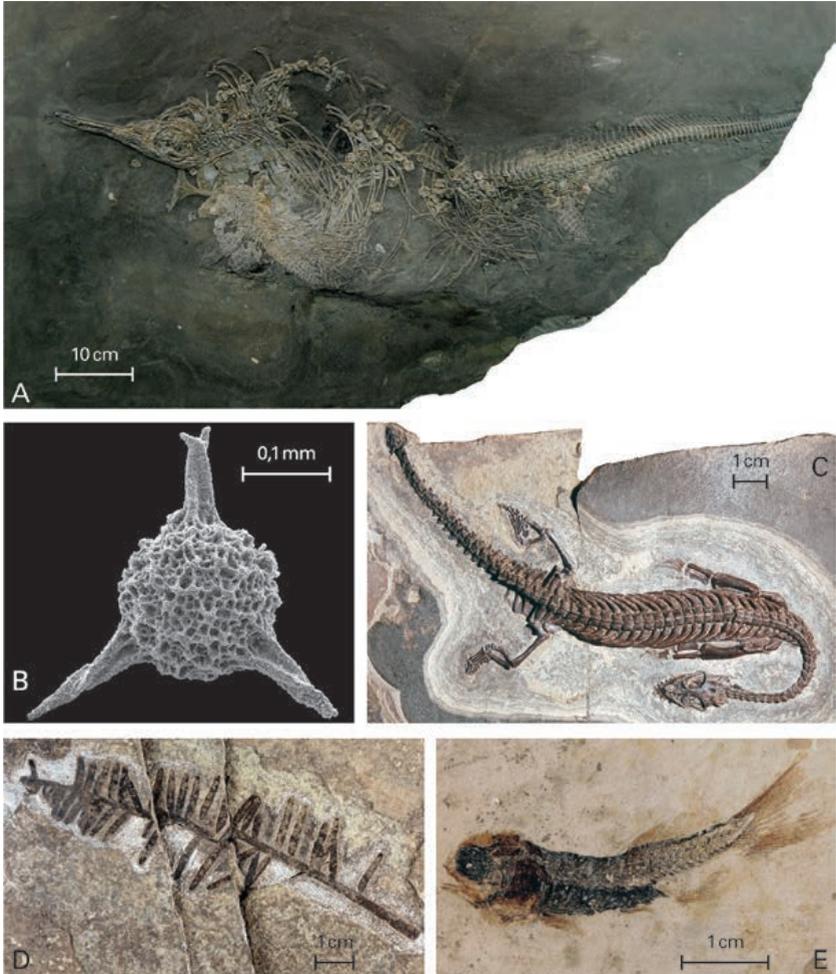


Fig. 7: Fossili del Triassico Medio del Monte San Giorgio. A) *Mioxosaurus cornalianus* (Formazione di Besano). B) *Sepsagon ticinensis* (Dolomia del San Giorgio s.str.). C) *Neusticosaurus pusillus* (Calcare di Meride, strati della Cava inferiore). D) *Elatocladus cassinae* (Calcare di Meride, strati di Cassina). E) *Prohalecites porroi* (Calcare di Meride, Kalkschieferzone). Collezione Museo cantonale di storia naturale, Lugano. Foto: R. Stockar.

discordanti e comprendenti calcare dolomitico e dolomia calcarea. Tale transizione laterale avviene alla scala dell'affioramento (mesoscala) e può comportare anche la cancellazione dell'originaria stratificazione (Fig. 8).

Il Calcare di Meride comprende principalmente calcare micritico bacinale grigio in strati di potenza mediamente compresa tra 1 e 30 cm, separati da superfici piano-parallele in genere prive di bioturbazioni (occasionalmente con tracce del tipo *Zoophycos*). La successione ha uno spessore totale di 550 m. Nella parte basale, il calcare passa lateralmente alle corrispondenti litofacies dolomitizzate della Dolomia del San Giorgio. Subordinatamente, il Calcare di Meride comprende calcare laminato leggermente bituminoso, particolarmente diffuso nella parte inferiore della sezione («Calcare di Meride inferiore» di FRAUENFELDER 1916). In quest'intervallo, esso costituisce tre orizzonti di pochi metri di spessore (informalmente noti come «strati della Cava inferiore», «strati della Cava superiore» e «strati di Cassina»; Fig. 6), storicamente conosciuti per i loro vertebrati fossili (soprattutto rettili Eosauroterigi dei generi *Ceresiosaurus* e *Neusticosaurus* e pesci Attinoterigi, p.es. PEYER 1931c, SANDER 1989, LÓPEZ-ARBARELLO et al. 2016; Fig. 7C).



Fig. 8: Contatto discordante tra Calcare di Meride (a destra, stratificato) e Dolomia del San Giorgio (a sinistra, massiccia). Larghezza rappresentata in foto: 50 m. Coord. 2718.315/1083.645. Foto: R. Stockar.

In tempi più recenti, si è aggiunta la scoperta di un quarto orizzonte fossilifero, stratigraficamente superiore rispetto ai precedenti («strati di Sceltrich», STOCKAR & GARASSINO 2013). Oltre ai vertebrati, il contenuto paleontologico di questi livelli comprende invertebrati (bivalvi posidoniidi, crostacei, brachiopodi, ammonoidi, gasteropodi, echinoidi e insetti), piante terrestri (Fig. 7D) e foraminiferi nodosariidi (p.es. FURRER 1999, STOCKAR 2010, STOCKAR & KUSTATSCHER 2010). Il calcare laminato contiene infine noduli di origine tempestica composti da bioclasti alloctoni di piattaforma (alghe dasicladali, spugne calcaree, serpulidi, echinoidi, bivalvi, foraminiferi, ostracodi). La sostanza organica presente nel calcare laminato (TOC medio 1%, massimo 4,6%) è prevalentemente amorfa e derivata da attività batterica bentonica in condizioni da anossiche a temporaneamente disossiche (STOCKAR et al. 2013). Noduli di selce di diagenesi precoce («scherzi», WIRZ 1945) sono noti nella parte inferiore della sezione, all'interno di una successione di calcare laminato e dolomia («strati della Cava inferiore»). Marna micacea azzurra, in banchi eccezionalmente fino a 5 m di spessore, e occasionale conglomerato intraformazionale sono presenti nella parte superiore della sezione («Calcare di Meride superiore» di FRAUENFELDER 1916), ove sono talora osservabili orizzonti di scivolamento sottomarino (slump).

Su base biostratigrafica (palinomorfi, rari ammonoidi e halobiidi), il Calcare di Meride è attribuito all'intervallo esteso tra il primo Ladinico p.p. (Fassanico, Zona a Curionii, limitata tuttavia alla Dolomia del San Giorgio s.str., e Zona a Gredleri) e il tardo Ladinico p.p. (Longobardico, Zona ad Archelaus) (STOCKAR et al. 2012a). Età radiometriche comprese tra 241,07 Ma («strati della Cava superiore», Zona a Gredleri) e 239,51 Ma (Kalkschieferzone, Zona ad Archelaus) sono state ottenute da alcuni livelli di cenere vulcanica alterata in bentonite ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zircone singolo, STOCKAR et al. 2012a).

Dolomia del San Giorgio (incl. Calcare di Meride dolomitizzato)

(Dolomia del San Giorgio: Schlern-Dolomit, FRAUENFELDER 1916; Äquivalente der Buchensteiner Schichten im San Giorgiobgebiet, FRAUENFELDER 1916;

Untere Dolomitzone, SENN 1924; Ladinische Dolomite, WIRZ 1945; Dolomia del San Giorgio, BERNOULLI et al. 1976; Calcare di Meride dolomitizzato: Dolomitband, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924, WIRZ 1945)

La Dolomia del San Giorgio comprende dolomicrite secondaria grigia, solo raramente laminata, a stratificazione piano-parallela; localmente quest'ultima è cancellata dalla dolomitizzazione pervasiva che conferisce una struttura massiccia agli orizzonti interessati (Fig. 8). Nel profilo standard di Mirigioli, la base è definita al livello 187, un banco di dolomicrite massiccia spesso 90–130 cm (RIEBER 1973 a).

I primi 40 m di spessore della formazione contengono noduli e bande di selce di origine biogena (originarie concentrazioni di radiolari, Fig. 7B, e spicole di spugne silicee; WIRZ 1945, STOCKAR et al. 2012b); il contenuto micropaleontologico

comprende inoltre foraminiferi nodosariidi (STOCKAR et al. 2012b) e rari conodonti (STOCKAR 2012). I macrofossili, molto rari e spesso silicizzati, includono crinoidi, bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, resti di pesci e frammenti di piante terrestri (FRAUENFELDER 1916, SENN 1924, WIRZ 1945).

La potenza complessiva della Dolomia del San Giorgio, limitata a 50–80 m da FRAUENFELDER (1916) e SENN (1924) (Dolomia del San Giorgio s.str.), va ampliata a 165 m (base della Tufite della Val Serrata, STOCKAR et al. 2012a). Nella sua parte superiore, l'unità passa lateralmente al Calcere di Meride attraverso fasce interditegate di transizione osservabili alla scala dell'affioramento (Fig. 8).

I sovrastanti orizzonti stratigrafici del Calcere di Meride mostrano talora rapide transizioni laterali ad analoghe litofacies dolomitiche, diffuse fino a 250 m dal tetto della Formazione di Besano dove costituiscono un orizzonte dotato di una continuità laterale particolarmente persistente («Dolomitband», FRAUENFELDER 1916). FRAUENFELDER (1916) assegnò allo stesso un valore di limite isocrono a suddivisione del Calcere di Meride in due membri (Calcere di Meride inferiore e superiore), valore sostenuto anche da SENN (1924, «Untere/Obere Kalkzone»). Derivando anche il «Dolomitband» da una ricristallizzazione secondaria estesa in modo irregolare, discontinuo e discordante rispetto alla stratificazione, tale significato stratigrafico è tuttavia da rigettare.

La Dolomia del San Giorgio risulta dalla dolomitizzazione tardiva del Calcere di Meride. La sua parte basale (Dolomia del San Giorgio s.str.) riflette una piena connessione con la Tetide triassica occidentale, almeno a livello di acque superficiali, come testimoniato dall'associazione a radiolari fossili e dai valori degli isotopi stabili (STOCKAR et al. 2013).

Su base biostratigrafica (radiolari, palinomorfi, rari ammonoidi e halobiidi, STOCKAR et al. 2012a), la Dolomia del San Giorgio e le successive litofacies dolomitizzate del Calcere di Meride sono attribuite al primo Ladinico (Fassanico, Zona a Curionii e Zona a Gredleri).

***t_a* Tufite della Val Serrata**

Tale orizzonte (Fig. 6) comprende due livelli vulcanoclastici competenti («Arkose-Sandsteinbänke», FRAUENFELDER 1916; Tufite della Val Serrata, WIRZ 1945) di spessore pari a 4 m (livello inferiore) e 3 m (livello superiore), separati da un intervallo di calcare laminato («strati della Cava inferiore», potenza 1,5 m). La Tufite della Val Serrata ha grana fine e colore da grigio a verde ed è costituita da materiali piroclastici a prevalente sanidino frammisti a carbonato e argilla. Grazie alla notevole persistenza laterale e facilità di riconoscimento conferitale dal colore di alterazione arancione, tale orizzonte litostratigrafico rappresenta il principale livello marker del Calcere di Meride. La Tufite della Val Serrata è probabilmente correlabile alle vulcanoclastiti costituenti l'intervallo medio della Pietra Verde (Formazione di Buchenstein, Lombardia, BRACK et al. 2005, STOCKAR et al. 2012a). Oltre alla

Tufite della Val Serrata, il Calcere di Meride comprende una trentina di intercalazioni di cenere vulcanica alterata in bentonite grigia, di spessore massimo di 11 cm ma in genere inferiore al centimetro; un'unica eccezione (spessore 1,8 m) si trova nel tratto superiore della successione (Kalkschieferzone; WIRZ 1945, FURRER 1995, STOCKAR et al. 2012a, v. paragrafo successivo).

Kalkschieferzone

La parte sommitale del Calcere di Meride (Kalkschieferzone, SENN 1924), spesso ca. 120 m e suddivisibile in tre unità («Va, Vb, Vc», WIRZ 1945; Kalkschieferzone inferiore, media, superiore, FURRER 1995), comprende una successione di calcare a stratificazione sottile e di marna; l'occasionale bioturbazione riflette condizioni di saltuaria ossigenazione del fondale. Tra i fossili di vertebrati, i rettili sono rari e appartenenti esclusivamente al genere *Lariosaurus*. Al contrario, i pesci sono relativamente diffusi e comprendono Attinotterigi basali e Neotterigi appartenenti a una ventina di specie. Tutt'altro che infrequenti i livelli di mortalità di massa di *Prohalecites* (Neotterigi; Fig. 7E), *Peltopleurus* e *Coelaticthys* (entrambi Attinotterigi basali). La diffusione delle specie restanti, diverse delle quali appartenenti a generi esclusivi della Kalkschieferzone, è invece più limitata e puntuale (p.es. LOMBARDO et al. 2012, LOMBARDO 2013 e annessa bibliografia). Il contenuto fossilifero comprende inoltre crostacei (concostraci, mysidiacei, ostracodi), insetti e piante terrestri (p.es. WIRZ 1945, FURRER 1995, KRZEMINSKI & LOMBARDO 2001, BECHLY & STOCKAR 2011, STRADA et al. 2014, MONTAGNA et al. 2017). La sostanza organica (TOC <1%) è in prevalenza di derivazione terrestre (sporomorfi, fitoclasti e sostanza organica amorfa degradata, STOCKAR et al. 2013). Coerentemente con il contenuto fossilifero, i caratteri della sostanza organica e le strutture sedimentarie, comprendenti pieghe enterolitiche e poligoni di disseccamento su tappeti microbici, indicano un ambiente di sedimentazione di laguna costiera e condizioni da marine a periodicamente salmastre o iperaline.

Su base biostratigrafica, la Kalkschieferzone è attribuita al tardo Ladinico (Longobardico, Zona ad Archelaus, SCHEURING 1978, STOCKAR et al. 2012a). Un'età radiometrica di 239,51 Ma è stata ottenuta da un livello bentonitico presente al tetto della Kalkschieferzone inferiore ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zircone singolo, STOCKAR et al. 2012a).

t₄ Marna del Pizzella

([bunte] Raibler Schichten, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924, LEUZINGER 1926; Marna del Pizzella, ALLASINAZ 1968a, b)

La Marna del Pizzella comprende marna variegata e marna dolomitica, dolomia da bianca a grigia generalmente a stratificazione sottile, dolomia carinata, gesso e subordinata arenite. La formazione affiora in modo discontinuo e limitatamente

al fianco meridionale dell'Anticlinale dell'Arbostora. Trattandosi di una formazione reologicamente debole, accomoda i movimenti differenziali tra il Calcare di Meride e la Dolomia Principale, manifestando di conseguenza spessori variabili tra i diversi blocchi di faglia. Poiché costituisce un livello di scollamento a scala locale, caratterizzato da assottigliamento laterale e variazioni di spessore, la potenza originale della formazione è difficilmente valutabile. Dove ciò può essere fatto con maggiore affidabilità, come nell'area-tipo (M. Campo dei Fiori, ALLASINAZ 1968a, b), lo spessore si attesta intorno a 60 m. A nord-est del Poncione d'Arzo l'estensione superficiale aumenta in conseguenza di fenomeni di deformazione gravitativa quali scivolamento e creep. La Marna del Pizzella rappresenta senza dubbio il livello di scollamento lungo cui è stata dislocata l'Anticlinale di Stabio.

La Marna del Pizzella ricopre il Calcare di Meride con un contatto netto (paraconformità, coord. 2717.160/1083.075) indicante una brusca variazione nel sistema deposizionale comprendente una lacuna temporale. Il limite superiore della formazione non è invece esposto. Il contenuto paleontologico a tutt'oggi noto è limitato a palinomorfi rinvenuti nella parte basale della formazione (SCHEURING 1978); la sua età è vincolata a quelle del tetto del sottostante Calcare di Meride (tardo Ladinico, 239 Ma, STOCKAR et al. 2012a) e del letto della sovrastante Dolomia Principale (Carnico terminale? - Norico). Un'età corrispondente al tardo Carnico è suggerita da una correlazione con la Formazione di San Giovanni Bianco delle Alpi Bergamasche (ASSERETO & CASATI 1965). Per la Marna del Pizzella viene generalmente accettato un ambiente deposizionale di sabkha, anche se non sono riscontrabili strutture sedimentarie primarie.

I livelli di gesso di questa formazione sono stati sfruttati in diverse località (v. p. 159).

t₅ **Dolomia Principale**

(Dolomia superiore, STOPPANI 1857; Hauptdolomit, LEPSIUS 1878; Dolomia Principale degli Autori italiani)

La Dolomia Principale comprende dolomia in banchi potenti (metrici), spesso organizzati in cicli loferitici di dolomicrite a *Megalodon* e dolomia microbialitica laminata (stromatolite), localmente interessata da strutture a tepee e depositata in un ambiente da subtidale superiore a supratidale (WIEDENMAYER 1963). Dolomia microbialitica laminata è pure rimaneggiata all'interno di conglomerati a ciottoli piatti (v. Fig. 12). I fossili sono molto scarsi e comprendono bivalvi, gasteropodi e alghe dasicladali. Sul fianco meridionale dell'Anticlinale dell'Arbostora, la formazione mostra una potenza di ca. 400 m; essa raggiunge invece ca. 1500 m tra il Lago di Lugano e il Lago di Como, dove la Dolomia Principale passa lateralmente a breccie di pendio e depositi euxinici di bacino intrapiattaforma (Calcare di Zorzino, BERTOTTI 1991). L'età è genericamente attribuita al primo - medio Norico.

La Dolomia Principale è ricoperta in discontinuità stratigrafica dalla Formazione di Tremona (Retico), dalla Formazione di Saltrio o dal Broccatello d'Arzo (Liassico). Sulla Soglia di Lugano, tra Arzo e la valle del Laveggio, la Dolomia Principale è tagliata da fratture verticali riempite da breccie tettono-sedimentarie: le «breccie retiche» e la Macchia vecchia (WIEDENMAYER 1963).

Sedimenti sin-rift

I primi movimenti legati alla fase di rifting hanno interessato il Bacino Lombardo già nel tardo Norico e nel Retico portando, nel corso del Liassico, alla formazione di alcuni bacini asimmetrici ampi intorno ai 30 km e controllati da faglie maestre a geometria listrica. Nel Ticino meridionale, la Linea di Lugano, in seguito riattivata durante la compressione alpina, separava il Bacino del Generoso dalla Soglia di Lugano posto a ovest dello stesso, dalla fine del Triassico al Liassico medio (BERNOULLI 1964, BERTOTTI 1991). A sua volta, verso occidente la Soglia di Lugano lasciava gradualmente il passo al margine del Bacino del Monte Nudo, pure limitato a sua volta, a ponente, da un'importante faglia: la Linea del Lago Maggiore (v. Fig. 33A). Nel Bacino del Generoso si depositava una potente successione di Dolomia Principale, di spessore intorno a 1500 m. Lateralmente e verso l'alto, la dolomia massiccia passa a breccie di pendio e infine a calcilutiti di mare profondo, a grana fine, dolomitizzate e ricche in carbonio organico, con intercalazioni di livelli torbiditici (Formazione di Zorzino, CASATI 1964, BERTOTTI 1991; Gruppo dell'Aralalta, JADOUL 1985). Le formazioni sopra citate sono ricoperte da argilliti nere (Argillite di Riva di Solto, potenza ca. 400 m), da alternanze di marne e calcari, spesso oolitici e a coralli (*Thecosmia*; Calcare di Zu, 600 m) e infine da calcari massicci e dolomie di età in parte hettangiane (Formazione dell'Albenza, ca. 100–150 m, JADOUL & GALLI 2008; in precedenza nota come Dolomia a Conchodon, STOPPANI 1857). Queste formazioni coprono vaste superfici comprese tra il Lago di Lugano e il Lago di Como (fogli Tesserete e Lugano); per contro, esse sono presenti solo nel sottosuolo dell'area abbracciata dal foglio Mendrisio-Como, in cui la Formazione di Moltrasio rappresenta la più antica unità del Bacino del Generoso a essere esposta in affioramento. A ovest della Linea di Lugano, sulla Soglia di Lugano si depositava una successione sin-rift di potenza molto più contenuta, caratterizzata da discontinuità, spessori ridotti e breccie tettono-sedimentarie legate alla dinamica evolutiva di faglie sinsedimentarie. Durante il Liassico, il Bacino del Generoso e la Soglia di Lugano subirono entrambi una fase di subsidenza termica, rispecchiata da successioni sedimentarie di approfondimento (deepening upward) sin- e post-rift, fino a raggiungere profondità corrispondenti al piano basale inferiore.

Bacino del Generoso

I₂₋₄ Formazione di Moltrasio

(Formazione di Moltrasio, STOPPANI 1857; Calcare di Moltrasio, Calcari di Carenno, PARONA 1898; Kieselkalk, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924; Lombardischer Kieselkalk, LEHNER 1952, BERNOULLI 1964; Calcari selciferi lombardi, BERNOULLI et al. 1976)

La Formazione di Moltrasio è costituita da calcare siliceo spicolitico in banchi decimetrici, a volte metrici, con interstrati marnosi da millimetrici a centimetrici. La silice è distribuita in modo omogeneo o concentrata in bande, lenti o noduli composti da selce nera di sostituzione diagenetica derivata da un'alta percentuale di spicole di spugne nel sedimento originario (v. WIEDENMAYER 1980a). Nella selce, le spicole di spugne sono sostituite da quarzo microcristallino (calcedonio, microquarzo), nel calcare da vuoti di dissoluzione riempiti da calcite. Il contenuto medio in silice si attesta intorno al 30% in peso, con valori compresi tra il 14 e il 62% (BÄRTSCHI 2012) circa. Sopra il limite delle glaciazioni pleistoceniche, il calcare selcifero della Formazione di Moltrasio è intensamente decalcificato e ridotto a una saprolite in cui stratificazione e strutture appaiono comunque preservate come in un palinsesto.

Nel Bacino del Generoso, a est della Linea di Lugano, l'architettura deposizionale è molto irregolare e la formazione caratterizzata da diffuse faglie di crescita associate a scivolamenti gravitativi con conservazione della stratificazione interna (BERNOULLI 1964; Fig. 9A), discordanze intraformazionali, nicchie di distacco, slides, glides e slumps mostranti una deformazione pre-litificazione di tipo plastico (Fig. 9B) e livelli di calcarenite lito- e bioclastica (Fig. 9D). I livelli di calcilutite o di calcisiltite a grana più fine presentano laminazione piano-parallela o incrociata a basso angolo (Fig. 9C); i calcari micritici massici, privi di bioturbazione e organizzati in strati spessi, sono interpretati come risultato della decantazione da sospensione di fango carbonatico. Sporadicamente sono presenti olistoliti di Dolomia Principale, Macchia vecchia e/o Broccatello d'Arzo (coord. 2722.450/1076.475; BERNOULLI 1964, BERNOULLI et al. 1990).

Nel settore settentrionale del Bacino del Generoso, a est della Linea di Lugano, la Formazione di Moltrasio ricopre la Formazione dell'Albenza (= Dolomia a

Fig. 9: I depositi sin-rift della Formazione di Moltrasio (primo Liassico) sono calcari silicei a grana fine caratterizzati da faglie sinsedimentarie di crescita oltre che da olistoliti e torbiditi derivanti dalle scarpate di faglia. A) Faglie di crescita alla mesoscala, sopra Sasso Bianco, Monte Generoso. B) Deformazione plastica, in seguito a slumping sottomarino, di calcisiltite/calcilutite laminata. Strada Caneggio - Bruzella. C) Laminazione da corrente a basso angolo in calcisiltite/calcilutite. Câmpora. D) Calcarenite lito-/bioclastica gradata, intercalata in calcare siliceo spicolitico con selce di sostituzione diagenetica. La moneta ha un diametro di 20 mm. Strada Como - Tavernola. Foto: D. Bernoulli.



Conchodon, STOPPANI 1857, REINHARD et al. 1962), che però non affiora nel foglio Mendrisio-Como. Lungo l'attuale Faglia di Lugano (Ronco, Ferrovia Monte Generoso, sopra le Cantine di Mendrisio), la Macchia vecchia o la Dolomia Principale sono coperte in onlap da un calcare bioclastico contenente fossili analoghi a quelli del Broccatello d'Arzo della Soglia di Lugano. È stata tentata una suddivisione della sequenza, spesso sino a 3500 m, in intervalli caratteristici (BERNOULLI 1964), ma i loro limiti sono spesso arbitrari e la loro potenza molto variabile. Queste subunità informali non sono state cartografate separatamente nel foglio Mendrisio-Como, in analogia con i fogli Lugano e Tesserete, ma al tetto della Formazione di Moltrasio è stato comunque distinto il Membro del Molino (WIEDENMAYER 1980b).

Dall'alto verso il basso la successione è composta da:

6. Membro del Molino (v. p. 52).
5. Calcare siliceo grigio-bluastro in strati spessi, sovente fino a 1 m, con interstrati marnosi e noduli e bande in rilievo di selce vetrosa di sostituzione diagenetica, di colore da bluastro a nero e spessore fino a 50 cm, che talora compongono fino al 90% dello strato. Si tratta di una subunità molto competente e resistente all'erosione che forma prominenti cornici morfologiche lungo il tetto della Formazione di Moltrasio (p.es. sotto Bellavista, Sasso Gordona). Corrisponde in parte al Membro MOTd del foglio Como del Servizio Geologico d'Italia 1:50 000.
4. Calcare siliceo in strati decimetrici piano-paralleli con interstrati di marna argillosa. Il calcare, di colore grigio chiaro in alterazione, contiene sottili bande e lenti allungate di selce di sostituzione spesse alcuni centimetri e dai contorni irregolari, le quali appaiono coalescenti in senso verticale e laterale. La selce è spesso circondata da un'aureola di calcare meno silicizzato, di aspetto spugnoso in alterazione. Questa subunità comprende calcareniti bioclastiche importate dalla Soglia di Lugano e contenenti crinoidi, brachiopodi, molluschi e spugne calcaree (Pharetrona) (Fig. 9D; BERNOULLI 1964 e annessa bibliografia). Bioturbazioni meandriformi di tipo *Helminthoides* sono particolarmente frequenti in questo intervallo, che include anche strati più spessi di calcare privo di selce con deformazione pre-litificazione dovuta a slumping. L'intervallo corrisponde al Membro MOTc del foglio Como del Servizio Geologico d'Italia 1:50 000.
2. e 3. Calcare siliceo in strati da 10 a 70 cm, con intercalazioni marnose da millimetriche a decimetriche. Soprattutto nella parte inferiore (2.), il calcare mostra spesso una laminazione da corrente piano-parallela o obliqua, a volte troncata o interessata da deformazione pre-litificazione (Fig. 9C, BERNOULLI 1964, fig. 9-12). La silice diagenetica si concentra in noduli, rari e di piccolo dimensioni. Le bioturbazioni comprendono tracce di tipo *Parataenidium*, *Siphonichus*, e *Nereites*?. Nel settore settentrionale del Bacino del Generoso (fogli Lugano e Tesserete), queste subunità includono olistoliti di calcare retico (Formazione di Tremona) e di Broccatello d'Arzo, derivati dalla Soglia di Lugano, e torbiditi calcaree (BERNOULLI 1964). L'intervallo corrisponde a parte del Membro MOTb del foglio Como del Servizio Geologico d'Italia 1:50 000.
1. Calcare siliceo grigio scuro, con o senza selce di sostituzione. Nel settore incluso nei fogli Tesserete e Lugano, la parte inferiore di questo intervallo è largamente dolomitizzata. Questa subunità, che non affiora nel foglio Mendrisio-Como, corrisponde a parte del Membro MOTb del foglio Como del Servizio Geologico d'Italia 1:50 000.

Lungo la Faglia di Lugano, tra Castellaccio e Bellavista, la Formazione di Moltrasio raggiunge una potenza intorno ai 1300 m, più di 3500 m tra la Valle dell'Alpe e il Lago di Como (Tav. II). Sebbene in questo transetto non sia stato possibile rilevare alcuna specifica faglia liassica nel riempimento sedimentario del Bacino del Generoso, è ipotizzabile che le anticlinali dirette NNE-SSW presenti tra la Valle di Muggio e Mendrisio si siano sviluppate su faglie liassiche riattivate nelle formazioni sottostanti.

Nel Bacino del Generoso, la base della Formazione di Moltrasio è datata in modo poco preciso. La sottostante Formazione dell'Albenza, in precedenza ritenuta di età retica, è oggi assegnata all'Hettangiano (JADOUL & GALLI 2008). Dalla Val Solda (foglio Tesserete) VON BISTRAM (1903a) e CONTI (1954) descrissero faune a bivalvi, gasteropodi, coralli aermatipici e ossicoli di crinoidi, attribuendole al primo Hettangiano. Nella parte centrale del Bacino del Generoso sono ben documentate la Zona a Bucklandi e la Zona a Semicostatum (primo Sinemuriano, PARONA 1898, VICENTE 1966, CANTALUPPI & CORTI 1969). Nel settore occidentale del bacino, le subunità 3 e 4 appartengono al primo Sinemuriano (BERNOULLI 1964, p. 30-31). Sul Monte Bisbino, ammoniti mal preservate del genere *Asterocer* sono riferibili al tardo Sinemuriano (BERNOULLI 1964). Nelle Gole della Breggia, il contatto tra la subunità 5 e il Membro del Molino è stato assegnato da WIENDENMAYER (1980b) al limite delle Zone a Ibex e a Davoei del primo Pliensbachiano (Carixiano). Tuttavia, correlazioni più recenti tra magnetostratigrafia (HORNBERG & HELLER 1983) e biocronologia suggeriscono uno spostamento verso il basso del limite cronologico tra primo Pliensbachiano e tardo Pliensbachiano (Domeriano), assegnandolo alla parte terminale della subunità 5 (MOREAU et al. 2002).

Le emipelagiti biosilicee della Formazione di Moltrasio sono state depositate in un bacino a forte subsidenza (3500 m di potenza esprimono 10 milioni di anni compresi tra il primo Liassico e la prima parte del Liassico medio), limitato a ovest dal sistema di faglie estensionali della Linea di Lugano (BERNOULLI 1964, BALLY et al. 1981, BERNOULLI et al. 1990, BERTOTTI 1991). Lungo il margine occidentale del bacino, discordanze intraformazionali, faglie di crescita, nicchie di distacco, glides e slumps sono testimonianza delle condizioni d'instabilità lungo una scarpata sottomarina. Torbiditi calcaree contengono clasti di dolomia tardo-triassica, di calcare retico e di Broccatello d'Arzo; olistoliti delle stesse formazioni sono importate dalle scarpate di faglia lungo la Linea di Lugano e i bioclasti di mare meno profondo concentrati in livelli di calcare risedimentato provengono dalla Soglia di Lugano (BERNOULLI 1964). Le rare piante terrestri descritte da questa formazione (SORDELLI 1896) sono naturalmente alloctone. La Formazione di Moltrasio riflette verosimilmente l'evoluzione esplosiva delle spugne silicee dopo la crisi ecologica successiva agli eventi di estinzione di massa al passaggio Triassico/Giurassico (CORSETTI et al. 2015).

Membro del Molino

(WIEDENMAYER 1980b; Orizzonte Domeriano, BONARELLI 1894; hellgrauer Domeriano, FRAUENFELDER 1916; Schichten 2u, RENZ 1920; Medolo with *Fucinieras cornacaldense*, BERNOULLI 1964; Domaro Limestone, GAETANI 1975; Calcare di Domaro, foglio Como, Servizio Geologico d'Italia)

Nella parte sommitale della Formazione di Moltrasio il calcare siliceo scuro passa a un calcare grigio chiaro contenente una frazione siltosa silicoclastica e distinto al rango di membro (Membro del Molino). Nelle selci del Membro di Molino, il calcare è sostituito in modo solo incompleto da selce granulare; di conseguenza, i noduli scuri di selce omogenea comuni al resto della formazione sono qui assenti. Gli interstrati marnosi sono ricchi in muscovite e l'alterazione della pirrite genera plaghe ferruginose di limonite. I modelli di fragmoconi di ammoniti sono frequenti.

Nelle Gole della Breggia, il Membro del Molino raggiunge uno spessore di ca. 25 m. Tra l'Alpe di Salorino e Balduana solo gli strati terminali della Formazione di Moltrasio sono confrontabili con quelli di quest'unità.

Secondo WIEDENMAYER (1980b), nelle Gole della Breggia il Membro del Molino include l'intervallo esteso dalla Zona a Davoei (primo Pliensbachiano) alla Sottozona a Stokesi del tardo Pliensbachiano. La correlazione su base magnetostratigrafica con la successione del Bacino di Parigi suggerisce invece un'età tardopliensbachiana (domeriana) per l'intero Membro del Molino (MOREAU et al. 2002).

Soglia di Lugano e Bacino orientale del Monte Nudo

Tra il Triassico terminale (Retico) e il Liassico medio, la successione della Soglia di Lugano (*Settore di Tremona - Arzo - Stabio*) è stata interessata da una tettonica estensionale sottomarina, espressa per mezzo di faglie normali sinsedimentarie. Verso est, l'alto strutturale era circoscritto dalla Linea di Lugano, attribuita al Triassico terminale - Liassico; verso ovest, i sedimenti dell'alto strutturale passavano lateralmente a quelli del pendio orientale del Bacino del Monte Nudo, impostato su un blocco crostale basculato durante l'estensione liassica (*Settore di Saltrio - Brenno - Useria*) (Fig. 10, v. Fig. 33A). L'evoluzione verticale di facies della Soglia di Lugano e del suo margine orientale rispecchiano l'approfondimento dell'ambiente sedimentario, che passa da piattaforma carbonatica di mare basso (Formazione di Tremona) alla zona disfotica (Broccatello d'Arzo) e batiale (Calcare di Besazio e Formazione di Morbio).

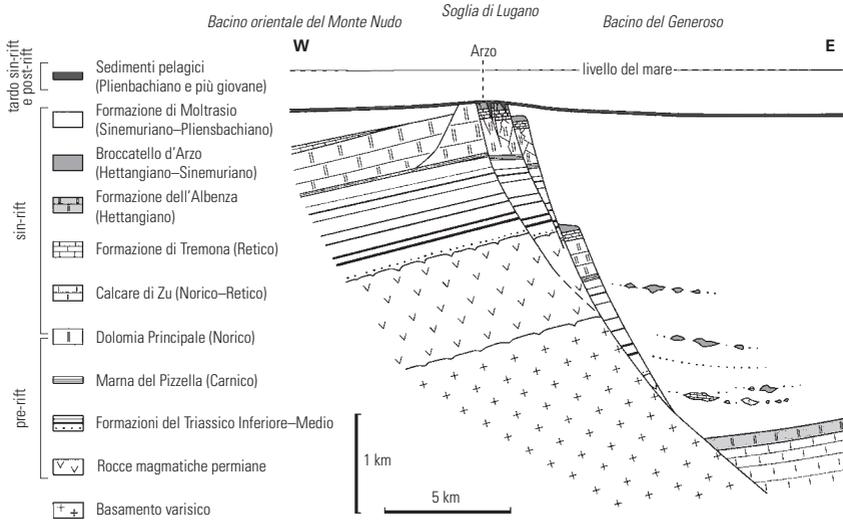


Fig. 10: Sezione palinspastica attraverso la Soglia di Lugano, riferita al Giurassico Medio. Da Bernoulli in HESS (2006, fig.3), modificato.

Settore di Tremona - Arzo - Stabio

r_b **Breccia tettono-sedimentaria («breccie retiche»)** (Rhät/Hauptdolomit Breccie, WIEDENMAYER 1963)

WIEDENMAYER (1963, tav. 1, 2, p. 583 s, 627 ss) riportò in Val di Pùlas e nelle cave di Arzo la presenza di breccie che chiamò «Rhät/Hauptdolomit Breccien». Sotto la Formazione di Tremona, la Dolomia Principale («Hauptdolomit») appare spesso brecciata con i clasti cementati da calcite spatica bianca o da materiale carbonatico giallastro. La breccia si è formata in situ, lungo zone di faglia subverticali e la sua cementazione si realizzò verosimilmente durante la fase di emersione retica. A sud-est di Tremona è presente una dolomia bianca, a tessitura saccaroide e con glauconite, riferibile anch'essa alle breccie cataclastiche grossolane.

r **Formazione di Tremona** (Tremona Serie, KÄLIN & TRÜMPY 1977; Rhät, WIEDENMAYER 1963; Dolomia del Campo dei Fiori, GNACCOLINI 1964)

A ovest della Faglia di Lugano, la Dolomia Principale è coperta in discontinuità stratigrafica dalla Formazione di Tremona, una sottile successione retica di

calcari, dolomie e marne, di potenza variabile (0–70 m) tra i diversi blocchi di faglia. La successione più potente si trova nel settore compreso tra la faglia liassica presente a nord di Arzo, che circonda verso ovest la Soglia di Lugano s.str., e la Faglia di Lugano situata più a est. La sezione della collina di Sant'Agata descritta da WIEDENMAYER (1963) può essere scelta quale strato-tipo.

La Formazione di Tremona è costituita da una successione molto variabile di calcari di mare basso, con lacune temporali e discordanze intraformazionali (WIEDENMAYER 1963). Comprende calcareniti (grainstones e packstones oolitici, oncolitici e bioclastici), calcari micritici marnosi o friabili, marne gialle e verdastre, dolomitizzati in modo variabile durante una fase di diagenesi precoce, e localmente un calcare a coralli con *Thecosmilia*, attestante l'età retica della formazione (Sant'Agata e a nord di Viggiù). Affioramenti isolati di calcare oolitico si trovano a nord di Ligornetto e sulla collina a est di Stabio (Pto 382 m).

I_B Broccatello d'Arzo

(Broccatello d'Arzo, WIEDENMAYER 1963; Formazione di Saltrio p.p., STOPPANI 1857; Hierlatzkalk, FRAUENFELDER 1916; Transgressionsfazies, SENN 1924)

La formazione del Broccatello d'Arzo è ristretta alla Soglia di Lugano e, in particolare, al settore compreso tra la faglia liassica lungo cui s'impone la valletta a nord del villaggio di Arzo e la Faglia di Lugano, lungo la quale, è osservabile in affioramenti isolati tettonicamente (Castelletto, Melano, v. foglio Lugano), e alla base della Formazione di Moltrasio (sopra le Cantine di Mendrisio). Sulla collina a est di Stabio (Pto 382 m), il calcare del Broccatello è dolomitizzato ma contiene gli stessi fossili presenti nei classici affioramenti delle cave di Arzo (Pharetrona, *Spiriferina*, qui silicizzati).

Il Broccatello d'Arzo comprende calcari micritici e calcari organogeni, massicci, varicolori, tipicamente rossi, talora viola, rosa, gialli o grigi. Il contenuto fossile include crinoidi con stelo, brachiopodi (p.es. *Zeilleria*, *Spiriferina*, *Rhynchonellina alpina*, WIEDENMAYER 1963, CICARDI & GAETANI 1974, SULSER & FURRER 2005), spugne silicee e calcaree (Pharetrona), rari coralli aermatipici, foraminiferi bentonici (*Involutina*), briozoi, gasteropodi, bivalvi e cefalopodi (Fig. 11) (WIEDENMAYER 1963, NEUWEILER & BERNOULLI 2005). Questa facies è paragonabile al Calcare di Hierlatz («Hierlatz-Kalk») delle falde austroalpine (Nördliche Kalkalpen, FRAUENFELDER 1916). I calcari presentano diffuse cavità interne del tipo Stromatactis formati in fase di diagenesi precoce. Nelle cavità protette sono evidenti tessiture peloidali grumose (clotted fabrics) caratteristiche delle automicriti e indicanti precipitazione di carbonato connessa all'attività metabolica di microorganismi. Dicchi nettuniani tagliano le strutture deposizionali suggerendo una precoce litificazione sottomarina.

Il Broccatello d'Arzo è ritenuto testimonianza di un banco di fango carbonatico (litoerma o mud mound), a struttura cupoliforme appiattita, sviluppatosi a



Fig. 11: Broccatello d'Arzo: Calcare di litoerma (mud mound) con coralli, *Pharetrona*, crinoidi, briozoi e *Stromatactis*. Primo Liassico, Cave di Arzo. La moneta ha un diametro di 20 mm.
Foto: D. Bernoulli.

profondità proprie della zona disfotica (NEUWEILER & BERNOULLI 2005). A suo tetto sono presenti glauconite e noduli fosfatici. L'unità si depositò durante l'estensione tettonica e i conseguenti processi di fratturazione: riempie pure dicchi e filoni-strato nettuniani che attraversano le sottostanti Dolomia Principale, Formazione di Tremona e breccie tettono-sedimentarie della Macchia vecchia.

Rare ammoniti permettono di attribuire al Broccatello d'Arzo un'età compresa tra l'Hettangiano e la Zona a *Raricostatum* del tardo Sinemuriano; biozone sinemuriane localmente non rappresentate sono imputabili all'esistenza, all'interno della successione, di possibili lacune temporali o di fenomeni di condensazione tafonomica (WIEDENMAYER 1963). A est di Tremona, dove il Broccatello d'Arzo è ricoperto dalla Formazione di Moltrasio, il tetto dell'unità appartiene alla prima parte del tardo Sinemuriano (Zona a *Obtusum*). Il Broccatello d'Arzo poggia in discordanza angolare sulla Formazione di Tremona (Retico) ed è a sua volta ricoperto in discontinuità stratigrafica dal Calcare di Besazio; a est di Tremona, passa invece alla Formazione di Moltrasio attraverso un intervallo sommitale composto da encrinite.

I₄₋₅ Calcarea di Besazio
(WIEDENMAYER 1963, 1977)

Come il Broccatello d'Arzo, anche il Calcarea di Besazio è presente solo sulla Soglia di Lugano. Fatta eccezione per pochi affioramenti isolati nelle cave di Arzo, esso è coinvolto nel complesso delle breccie tettono-sedimentarie della Macchia vecchia. Tipicamente, è un calcarea micritico massiccio, da rosso scuro a rosso chiaro, di potenza limitata ad alcuni metri. Come il Broccatello d'Arzo, non mostra una chiara stratificazione ed è localmente ricco in crinoidi (*Apiocrinus*), brachiopodi e cefalopodi; spugne e coralli sono invece assenti, suggerendo un approfondimento dell'ambiente deposizionale. I fragmoconi dei cefalopodi sono parzialmente corrosi per dissoluzione sottomarina e appaiono tipicamente ricoperti da una patina di ossidi e idrossidi di ferro e manganese (goethite e pirolusite, WIEDENMAYER 1977).

La fauna ad ammoniti del Calcarea di Besazio indica, nella località-tipo (Sant'Antonio presso Besazio), l'intervallo del Pliensbachiano esteso tra la Zona a Jamesoni e la Sottozona a Subnodosus mentre ad Arzo abbraccia l'intervallo compreso tra la Zona a Ibex (primo Pliensbachiano) e la Sottozona a Gibbosus (tardo Pliensbachiano). L'unità appare poggiate in discontinuità stratigrafica sul Broccatello d'Arzo (WIEDENMAYER 1963) mentre lateralmente e verso l'alto passa ai calcari marnosi della Formazione di Morbio.

I_M Macchia vecchia
(WIEDENMAYER 1963)

Sulla Soglia di Lugano, la Dolomia Principale (Norico), la Formazione di Tremona (Retico) e il Broccatello d'Arzo (Liassico) sono tagliati da stretti graben, diretti NW o NNE e ampi da alcuni metri fino a 150 m, da zone di faglia e da fessure, strutture tutte riempite da cementi sottomarini, sedimenti e complesse breccie polifasiche (Macchia vecchia); sono distinguibili fino a sei fasi di riempimento, di pertinenza compresa tra il Broccatello d'Arzo e la Formazione di Morbio p.p. (WIEDENMAYER 1963). Si assiste a una transizione continua da breccie in cui le unità cicliche della Dolomia Principale, sebbene fratturate, mostrano ancora una certa continuità laterale, a breccie polimittiche, in cui i frammenti angolosi conservano un'architettura a tessera di puzzle, fino a complesse breccie tettono-sedimentarie in cui appaiono mescolate tutte le litologie di età compresa tra il Norico (Dolomia Principale) e il Liassico medio (Fig. 12). In queste breccie, le fasi precoci sono rappresentate dai clasti delle formazioni incassanti mentre le fasi tardive sono costituite dalla matrice, che forma un complesso reticolo di dicchi e filoni-strato sedimentari («nettuniani») discordanti e intrusi dall'alto. Localmente, l'assenza di precipitazione di calcite lungo le pareti dei dicchi sedimentari, unitamente al riempimento anche delle fessure capillari da parte di sedimenti pelagici, suggeriscono un'inie-

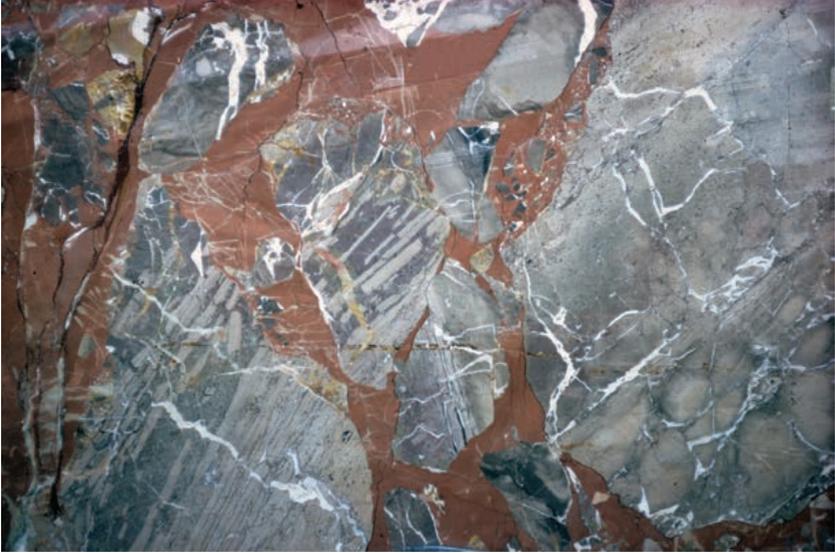


Fig. 12: Macchia vecchia: la ripetuta fratturazione della roccia incassante tardo-triassica (Dolomia Principale) e il riempimento da parte di diverse generazioni di sedimento liassico non litificato portano alla formazione di complesse breccie tettono-sedimentarie; le fasi più antiche della fratturazione sono espresse da clasti composti presenti all'interno di una sequenza di generazioni di matrici e cementi via via più giovani. La corrispondenza geometrica dei diversi frammenti di Dolomia Principale testimonia la fratturazione in-situ della roccia incassante. Questi frammenti mostrano laminazioni stromatolitiche e breccie a ciottoli piatti (flat-pebble conglomerates) che indicano un ambiente deposizionale peritidale per la Dolomia Principale. Cave di Arzo. Scala Foto: D. Bernoulli.

zione di sedimento sotto pressione idrostatica all'atto di un'improvvisa dilatazione della roccia, verosimilmente legata a eventi sismici. Tutti i rapporti degli isotopi del carbonio e dell'ossigeno sono coerenti con condizioni marine normali, ad eccezione di quelli riferiti ai cementi tardivi di calcite a mosaico (blocky calcite) e alle vene di età alpina che intersecano quelle precedenti ($\leq 70-80^{\circ}\text{C}$; WINTERER et al. 1991, NEUWEILER & BERNOULLI 2005). La riattivazione alpina delle faglie liassiche è indicata da striature di frizione e superfici stilolitizzate.

L'area di affioramento della Macchia vecchia è tipicamente ristretta alla Soglia di Lugano tra Arzo e Tremona. A ovest di Arzo, un affioramento isolato presente a nord di Viggìù (coord. 2713.850/1081.940) è legato a una faglia liassica. Un ulteriore affioramento è osservabile a sud di Melano, in un blocco dislocato lungo la Faglia di Lugano (coord. 2719.980/1085.950).

I₂₋₄ Formazione di Moltrasio

Nel settore di Tremona–Arzo, a occidente della Linea di Lugano la Formazione di Moltrasio è limitata a un blocco di faglia situato a est di Tremona. Qui, e più precisamente alle Cantine di Tremona, la formazione giace sul Broccatello d’Arzo e abbraccia solo parte del tardo Sinemuriano–Pliensbachiano (subunità 5). Tra Tremona e Borgioli, la Formazione di Moltrasio è invece sostituita lateralmente dal Broccatello d’Arzo e dal Calcare di Besazio mentre a Stabio e Gaggiolo ricopre il Broccatello d’Arzo ed è in parte dolomitizzata (sondaggi a nord-est e a sud del valico doganale del Gaggiolo; Pto 382 m).

Settore di Saltrio – Bre nno–Useria

r Formazione di Tremona

A ovest di Arzo, la Formazione di Tremona è localmente assente (tra Arzo e il Pto 861 m) e la Formazione di Saltrio poggia direttamente sulla Dolomia Principale.

I₂₋₃ Formazione di Saltrio

(Formazione di Saltrio [p.p.], STOPPANI 1857; unterliasische Kalkarenite, WIEDENMAYER 1963; epiclastische Kalkarenite, BERNOULLI et al. 1976; Saltrio-Schichten, KÄLIN & TRÜMPY 1977)

Lungo il margine orientale del Bacino del Monte Nudo, i sedimenti della Formazione di Saltrio coprono in discontinuità stratigrafica quelli tardo-triassici. A ovest del Pto 861 m l’unità poggia sulla Formazione di Tremona. Tra il Pto 861 m e la faglia liassica che delimita verso ovest la Soglia di Lugano s.str., il contatto tra la Formazione di Saltrio e la Dolomia Principale (Norico) è rappresentato da un hardground fosfatico (Fig. 13). In questo settore, precisamente a Borgioli (a ovest di Arzo), il livello calcarenitico di 40 cm di spessore presente alla base della formazione contiene denti di selaci (DE BEAUMONT 1960), glauconite e modelli interni fosfatizzati di ammoniti (WIEDENMAYER 1963). Verso ovest, quest’orizzonte condensato compare più in alto rispetto alla base della formazione che, almeno localmente, è qui invece costituita da mud-/wackestones calcarei, argillosi, bituminosi e laminati, e da calcareniti fini con *Thalassinoides* (Torrente Poaggia, KÄLIN & TRÜMPY 1977). La litologia della Formazione di Saltrio varia da calcarenite a calcirudite fine, lito-/bioclastica, principalmente encrinetica, di colore da grigio chiaro a verdastro, a volte con clasti dolomitici rimaneggiati dalla sottostante Formazione di Tremona. Verso l’alto, i depositi presentano una stratificazione indistinta: sembrano costituire accumuli bioclastici a crinoidi legati a mega-increspature sabbiose di fondo (sandwaves) dell’ordine di grandezza di alcuni metri. Le calcareniti della Formazione di Saltrio passano superiormente ai calcari selciferi della Formazione



Fig. 13: Hardground sottomarino alla base della Formazione di Saltrio (Sinemuriano). La netta superficie di strato della Dolomia Principale tardo-triassica, crivellata da bioperforazioni, è ricoperta da alcuni centimetri di granuli fosfatici e glauconitici. Cave di Saltrio. La moneta ha un diametro di 20 mm. Foto: D. Bernoulli.

di Moltrasio, pure ricchi in crinoidi nella parte basale. La potenza della formazione è variabile e aumenta da Borgioli (alcuni metri) verso ovest, dove raggiunge una decina di metri.

La fauna presente alla base della Formazione di Saltrio a Borgioli è condensata e comprende ammoniti di specie attribuite all'intero tardo Sinemuriano (WIEDENMAYER 1963). I taxa ascrivibili al primo Sinemuriano rinvenuti nelle cave di Saltrio provengono verosimilmente dalla base della formazione o sono rimaneggiati (KÄLIN & TRÜMPY 1977). Secondo SACCHI-VIALLI & CANTALUPPI (1961), la formazione comprende taxa indicativi di tutte le biozone comprese tra la Zona a Bucklandi (primo Sinemuriano) e la Zona a Obtusum, ed eventualmente anche della Zona a Oxynotum del tardo Sinemuriano. Oltre alla ricca fauna a invertebrati, è da citare il rinvenimento di alcuni resti ridepositati riferibili a un grosso dinosauro teropode (DAL SASSO 2003).

I₂₋₄ Formazione di Moltrasio

A ovest di Arzo, la Formazione di Saltrio passa superiormente alla Formazione di Moltrasio. Lo spessore di quest'ultima aumenta da alcune decine di metri a ovest di Arzo a ca. 150 m presso Viggiù, e successivamente raggiunge i 1200-1500 m nel depocentro del Bacino del Monte Nudo. A ovest di Arzo, l'età della base della Formazione di Moltrasio è vincolata a quella tardo-sinemuriana della sottostante Formazione di Saltrio e l'unità comprende solo parte dell'intervallo tardo Sinemuriano-primario Pliensbachiano. Dal punto di vista litologico, corrisponde alla subunità 5 della Formazione di Moltrasio affiorante a est della Faglia di Lugano.

Membro del Molino

(WIEDENMAYER 1980b; Domérien p.p., SENN 1924; glimmerführendes Domeriano, KÄLIN & TRÜMPY 1977)

Costituisce il tetto della Formazione di Moltrasio, analogamente a quanto avviene nelle Gole della Breggia. Come in quest'ultima località, è composto da calcari marnosi ben stratificati, di colore grigio, giallastro in alterazione, con intercalazioni di marne ricche in mica e in materiale silicoclastico siltoso.

Sedimenti tardo sin-rift e post-rift

La definizione di stadi sin- e post-rift e dei sedimenti a essi associati è piuttosto arbitraria. Sebbene l'attività tettonica lungo la Linea di Lugano appaia essersi ridotta nel tardo Pliensbachiano-Toarciano, aree di non deposizione o di erosione sottomarina erano ancora affiancate ad altre ricoperte da depositi di trasporto di massa. Il gradiente sottomarino, tuttavia, non è necessariamente legato alla presenza di una tettonica sinsedimentaria: può, infatti, pure essere stato ereditato dalla fase precedente di rifting o derivare dalla compattazione differenziale dei sedimenti bacinali non ancora litificati. Per quanto la Formazione di Morbio (tardo Pliensbachiano) appaia ancora influenzata dall'attività tettonica sulla Soglia di Lugano, essa sarà discussa in questo capitolo poiché non manifesta significative differenze di facies nell'area del foglio Mendrisio-Como. Più a occidente, un'evidente variabilità di facies riflette una significativa tettonica medio-tardo liassica lungo la Linea del Lago Maggiore, testimoniando una progressiva migrazione verso ovest dell'attività delle faglie estensionali e il conseguente coinvolgimento dei settori più distali del margine continentale (BERNOULLI 1964, KÄLIN & TRÜMPY 1977).

Nel complesso, la storia post-rift del margine continentale meridionale della Tetide è caratterizzata da una prolungata subsidenza contemporanea all'apertura del piccolo bacino oceanico ligure-piemontese della Tetide Alpina. Nel Liassico medio, il segmento lombardo del margine aveva ovunque raggiunto profondità

batiali, come suggerito dall'ingressione, sul margine stesso, delle facies di mare profondo. Nel Bacino Lombardo, l'approfondimento del margine continentale, sempre più sotto-alimentato, comportò la deposizione di una successione pelagica, la cui facies fu principalmente determinata 1) dalla topografia sottomarina, indotta da tettonica sin-sedimentaria, ereditata dalla precedente tettonica estensionale e/o legata alla compattazione differenziale dei sedimenti sottostanti, 2) dalla crescente batimetria, riflessa nelle icnofacies e nelle facies di dissoluzione dei carbonati, e 3) da cambiamenti paleoceanografici a scala globale. Tra questi ultimi sono per esempio da ricordare il pronunciato abbassamento della profondità di compensazione della calcite (CCD) al limite Giurassico/Cretaceo (HSÜ 1976, BSELLINI & WINTERER 1975) e gli eventi anossici oceanici (OAE), testimoniati dalla deposizione di peliti nere ricche di carbonio organico (black shales; ARTHUR & PREMOLI SILVA 1982, WEISSERT et al. 1985, JENKYN 2010). In aggiunta, la dettagliata biostratigrafia ad ammonoidi disponibile per il Membro del Molino, per il Calcare di Morbio (WIEDENMAYER 1980b) e per il Rosso Ammonitico Lombardo (DONOVAN 1958) ha consentito una stretta correlazione tra i dati bio- e magnetostratigrafici (HORNER & HELLER 1983, MOREAU et al. 2002). Analogamente, nella Maiolica Lombarda è stato possibile correlare la biostratigrafia cretacea a plancton calcareo con la magnetostratigrafia (LINI et al. 1992, CHANNELL et al. 1993, 1995) e con le escursioni $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, a loro volta rispecchianti le perturbazioni nel ciclo del carbonio organico (WEISSERT et al. 1985, CHANNELL et al. 1993). La variabilità di spessore delle formazioni e la rideposizione dei sedimenti pelagici attraverso meccanismi quali trasporto di massa, correnti di torbida o correnti di fondo indicano la persistenza di un rilievo sottomarino ereditato dal rifting liassico (BERNOULLI 1964, WEISSERT 1981), eventualmente accentuato dalla compattazione differenziale e/o da attività tettonica post-rift.

Approfondimento del bacino marino ed evoluzione dei limiti batimetrici di saturazione/dissoluzione del carbonato di calcio nell'oceano si rispecchiano direttamente nelle pelagiti carbonatiche. Sia i calcari nodulari sia quelli marnosi della Formazione di Morbio e del Rosso Ammonitico Lombardo (tardo Pliensbachiano-Toarciense) racchiudono numerosi modelli interni di ammoniti i cui gusci aragonitici sono stati disciolti soltanto al di sotto del fondale durante una fase precoce di diagenesi. Possiamo attribuire la struttura nodulare di questi depositi agli effetti combinati di attività di bioturbazione (principalmente del tipo *Thalassinoides* e *Chondrites*), dissoluzione dell'aragonite in fase di diagenesi precoce e precipitazione localizzata di calcite (JENKYN 1974), oltre che alla successiva esposizione a pressione-soluzione tardo-diagenetica. Superiormente, i calcari nodulari lasciano il posto a calcari e marne a stratificazione piano-parallela e privi di fossili aragonitici (Calcare a bivalvi pelagici), fatta eccezione per quelli presenti in orizzonti ridepositati. A loro volta, tali calcari passano a radiolariti prive di carbonato (Fig. 16). Verso l'alto, la successione esprime una velocità di approfondimento del bacino marino superata da quella della CCD e la conseguente ripresa della deposizione di

carbonato, tuttavia sotto al limite di dissoluzione dell'aragonite. La differente mineralogia originaria (aragonite versus sola calcite) e il conseguente diverso potenziale diagenetico determinarono anche il variabile comportamento reologico degli scivolamenti gravitativi sottomarini (glides e slumps). Negli slumps che interessano il calcare del Rosso Ammonitico Lombardo la stratificazione è spesso ben conservata, coerente e la deformazione semi-fragile e solo in parte duttile (Fig. 15; BERNOULLI 1964); i fanghi a coccoliti della Maiolica Lombarda, già in origine calcitici, sono invece deformati evidenziando un comportamento plastico (Fig. 17).

La successione pelagica di età plienschbachiano - toarciana conserva anche l'impronta degli effetti climatici legati alla variazione dei parametri orbitali della Terra, con cicli di Milankovich di 100, 41 e 21 ka nel Membro del Molino della Formazione di Moltrasio (Plienschbachiano), 21 ka nella Formazione di Morbio, 100 e 21 ka nel Rosso Ammonitico Lombardo (Toarciano). Nel Membro del Molino e nel Rosso Ammonitico Lombardo è inoltre documentato l'effetto di modulazione da parte del ciclo di 100 ka sui cicli più brevi (21 ka) e il conseguente loro raggruppamento in pacchetti di 4 o 5 cicli di diversa ampiezza (WEEDON 1989; Fig. 14).

I depositi pelagici presentano molte analogie con quelli prelevati dal segmento giovanile del fondale dell'Oceano Atlantico centrale nel corso del Deep Sea Drilling Project. In particolare, marne nodulari e calcari marnosi rossi e bruni, di età sinemuriana e provenienti dai margini continentali del Marocco, ricordano il Rosso Ammonitico della Tetide (BERNOULLI & KÄLIN 1984), mentre i calcari bianchi della Maiolica Lombarda sono perfettamente equivalenti ai fanghi a coccoliti e chalks dell'Atlantico centrale, risalenti al Primo Cretaceo (BERNOULLI 1972, ROBERTSON & BERNOULLI 1982, RENZ & HABICHT 1985).

1₅₋₆ **Formazione di Morbio**

(Orizzonte Domeriano, BONARELLI 1894; Ammonitico rosso p.p., FRAUENFELDER 1916; Schicht 2o, RENZ 1920; Domérien p.p., SENN 1924, VONDERSCHMITT 1940; Cephalopodenkalke des Domérien, BERNOULLI 1964; Morbio-Subformation, WIEDENMAYER 1980b)

Nella sua località-tipo nelle Gole della Breggia, la Formazione di Morbio è composta da una successione di 14 m di potenza comprendente calcari marnosi nodulari, rossi o rosa, talora giallastri e grigi, in strati decimetrici con intercalazioni più sottili di marne, che ricopre in continuità stratigrafica il Membro del Molino della Formazione di Moltrasio. Tra l'Alpe di Salorino e Balduana sono presenti solo ca. 10 m di calcare nodulare di colore dapprima da bianco a grigio chiaro, passante poi a rosa verso l'alto. All'Alpe di Mendrisio, la Formazione di Morbio è assente e il Selcifero Lombardo poggia direttamente sulla Formazione di Moltrasio, da cui è separato da una lacuna stratigrafica (BERNOULLI 1960, 1964). Sulla Soglia di Lugano, la Formazione di Morbio è coinvolta nel reticolo di filoni sedimentari e breccie tettono-sedimentarie della Macchia vecchia (WIEDENMAYER 1963, HESS

2006) e in complessi di slump sottomarini (BERNOULLI 1964). A ovest di Arzo, i calcari si presentano in strati decimetrici piano-paralleli con interstrati marnosi centimetrici.

Nelle Gole della Breggia i calcari della Formazione di Morbio sono ricchi di modelli interni di ammoniti e comprendono l'intervallo temporale esteso dalla Sottozona a Subnodosus del tardo Pliensbachiano (Domeriano) alla Zona a Tenuicostatum del primo Toarciano (WIEDENMAYER 1980b, GAETANI & FANTINI SESTINI 1978, FANTINI SESTINI et al. 1981).

1₆-a Rosso Ammonitico Lombardo

(Rosso Ammonitico, STOPPANI 1857; Rosso Ammonitico Lombardo, DESIO 1929; Ammonitico Rosso degli autori svizzeri e tedeschi)

Inizialmente introdotto da DE ZIGNO (1850) per alcuni calcari rossi del Plateau di Trento, il termine fu poi esteso ad altri calcari e marne di colore rosso dell'area mediterranea e oltre, contenenti ammonoidi del Triassico e del Giurassico (p.es. STOPPANI 1857, AUBOUIN 1964). In Lombardia, il termine Rosso Ammonitico (o Ammonitico Rosso) fu applicato a calcari e marne nodulari rossi, ricchi di ammoniti, di età toarciana-aaleniana (Fig. 14; p.es. STOPPANI 1857, HEIM 1906, FRAUENFELDER 1916, RENZ 1920, SENN 1924). DESIO (1929) aggiunse il suffisso «Lombardo» allo scopo di distinguere chiaramente la formazione dalle altre comprendenti calcari e marne rossi ad ammonoidi.

Lateralmente, il Rosso Ammonitico Lombardo passa alle emipelagiti calcaree e marnose, a stratificazione piano-parallela, della Formazione di Sogno (Toarciano-Bajociano, GAETANI & POLIANI 1978), che occupa i depocentri dei bacini mentre il Rosso Ammonitico Lombardo appare caratterizzare piuttosto i settori in precedenza occupati dagli alti strutturali e loro pendii. Litologie equivalenti a quelle della Formazione di Sogno sono state descritte nella galleria Monte Olimpino 2 (GELATI et al. 1991).

Il Rosso Ammonitico Lombardo copre in continuità stratigrafica la Formazione di Morbio, manifestando un rapido incremento in materiale argilloso. Nelle Gole della Breggia, comprende una successione di 15 m di calcare marnoso nodulare rosso a stratificazione decimetrica. Verso l'alto, la formazione passa a calcari a stratificazione piano-parallela ricchi in bivalvi pelagici e con tracce fossili di grandi dimensioni (*Zoophycos*).

All'Alpe di Mendrisio, il Rosso Ammonitico Lombardo è assente e le radiolariti basali poggiano sulla Formazione di Moltrasio con una lacuna stratigrafica (BERNOULLI 1964). Presso Arzo (Molinello) e Clivio (ponte sull'omonimo torrente) la formazione comprende grandi slumps sottomarini intraformazionali che racchiudono anche blocchi riferibili alla Formazione di Morbio (tardo Pliensbachiano, BERNOULLI 1964). A ovest di Arzo, il Rosso Ammonitico Lombardo è coperto direttamente dalle Radiolariti basali del Selcifero Lombardo mentre il Calcare a



Fig. 14: Rosso Ammonitico Lombardo. Strati centimetrici di calcare marnoso nodulare, macchiettato di bianco e rosso, sono organizzati in pacchetti di cinque, rispecchiando cicli di Milanovich di 21 e 100 ka (WEEDON 1989). Foto: D. Bernoulli.

bivalvi pelagici è assente e, lungo la netta superficie di contatto formazionale, è riscontrabile un arricchimento in glauconite, analogamente a quanto accade per altre lacune stratigrafiche. Presso Gaggiolo, il Rosso Ammonitico Lombardo è localmente dolomitizzato (sondaggi presso il valico doganale).

I calcari racchiudono una ricca fauna ad ammoniti (RENZ 1920, DONOVAN 1958). Nelle Gole della Breggia, la presenza della Zona a *Falciferum* data la base del Rosso Ammonitico Lombardo al primo Toarciano (DONOVAN 1958, WIEDENMAYER 1980b), mentre il tetto del Toarciano (Zona a *Meneghinii*) appare trovarsi nella parte inferiore del Calcere a bivalvi pelagici (livello 4u di RENZ 1920). A ovest di Arzo (Torrente Gaggiolo), il tetto del Rosso Ammonitico Lombardo si spinge nel primo Aaleniano (BERNOULLI 1964).

Un'escursione positiva del rapporto isotopico del carbonio nella Zona a *Falciferum* del primo Toarciano coincide con l'evento anossico oceanico toarciano (T-OAE) e con la deposizione di peliti nere ricche in carbonio organico in altre aree del Bacino Lombardo (JENKYN & CLAYTON 1986, JENKYN 1988, ERBA 2004).

a-i₁ Calcarea a bivalvi pelagici

(Kalke mit pelagischen Bivalven, BERNOULLI 1964)

Nelle Gole della Breggia, i calcari marnosi nodulari e le marne del Rosso Ammonitico Lombardo passano superiormente a calcari macchiettati a stratificazione piano-parallela, di colore grigio chiaro, talora bianco/lilla, con intercalazioni centimetriche di marne. I calcari sono ricchi in bivalvi pelagici a guscio sottile (*Bositra*). Quest'intervallo basale comprende alcuni limitati complessi di slump, sigillati al tetto da calcareniti gradate e da marne composte esclusivamente da materiale pelagico (BERNOULLI 1964).

Più verso l'alto, parte della successione è ripetuta in un complesso di slump sottomarino di 9 m di potenza, a sua volta sigillato da ca. 2 m di calcirudite-calcarenite passante a marna torbidityca (Fig. 15). Parte dello slump presenta una successione di strati ben preservati, tuttavia a tratti la deformazione semi-fragile passa lateralmente in modo brusco a porzioni che evidenziano deformazione plastica e conseguente modifica dell'originaria tessitura del sedimento (BERNOULLI 1964). Slump sottomarino e marna torbidityca a esso associata sono coperti da una successione composta da calcari silicei pelagici in strati da centimetrici a decimetrici, passante gradualmente verso l'alto alle Radiolariti basali.

Le ammoniti, sempre più rare risalendo la sezione, permettono di datare al tardo Toarciano la parte inferiore del Calcarea a bivalvi pelagici (livello 4u di RENZ 1920). Il grande slump sottomarino delle Gole della Breggia (Fig. 15) ha fornito ammoniti del tardo Toarciano-Aaleniano (RENZ 1920, DONOVAN 1958); RENZ (1920) ne cita anche del primo Bajociano, che tuttavia richiederebbero una revisione critica.

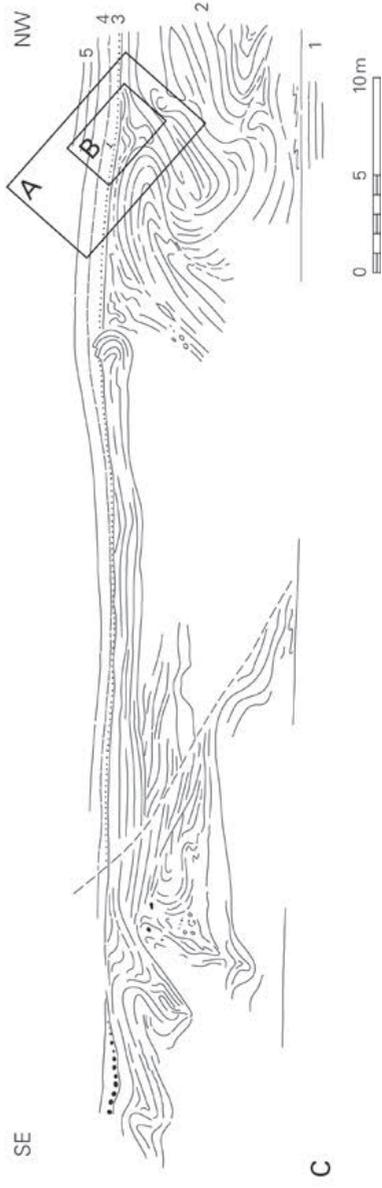
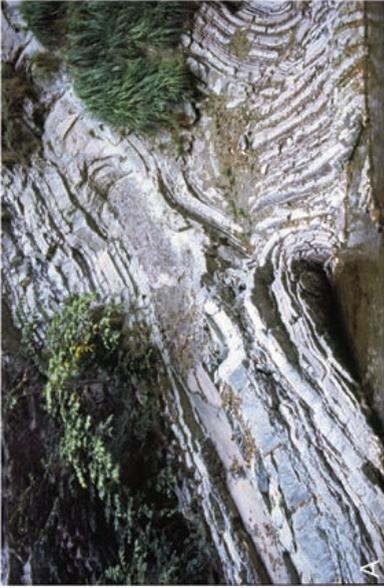
Il Calcarea a bivalvi pelagici è assente nell'area comprendente l'Alpe di Mendrisio e Balduana, situata a nord-ovest rispetto alle Gole della Breggia, che rappresenta un potenziale settore di alimentazione per il grande slump osservabile in quest'ultima sezione (BERNOULLI 1964; Fig. 15). Le pieghe di trascinamento alla base dello slump e la vergenza delle deformazioni suggeriscono, infatti, un trasporto orientato da nord-ovest verso sud-est.

A ovest di Arzo, il Calcarea a bivalvi pelagici costituisce solo piccoli affioramenti a nord di Clivio e di Gaggiolo.

i_R Gruppo del Selcifero Lombardo

(Radiolaritgruppe, GRUNAU 1959, BERNOULLI 1964; Gruppo del Selcifero Lombardo, PASQUARÈ 1965, SCIUNNACH 2007a; Radiolarite, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924, VONDERSCHMITT 1940)

Suddividiamo il Gruppo del Selcifero Lombardo in due formazioni denominate, dal basso verso l'alto, Radiolariti del Selcifero Lombardo (SCIUNNACH 2007b) e Rosso ad Aptici (STOPPANI 1857, SCIUNNACH 2007c), che, tuttavia, non



sono cartografate separatamente nel foglio Mendrisio-Como. A loro volta, le Radiolariti del Selcifero Lombardo possono essere suddivise in due membri informali denominati, dal basso verso l'alto, radiolariti basali e radiolariti nodulari. I contatti tra queste unità sono gradualisti; comuni a tutte sono la dominanza di sedimenti ad alto contenuto di silice e/o uno spiccato colore rosso dei litotipi.

Le Radiolariti basali (Sottomembro di Burligo inferiore e Membro di Clivio, PASQUARÈ 1965) sono composte da radiolarite nastriforme (ribbon radiolarite) più o meno argillosa, con un contenuto in carbonato nullo o comunque estremamente basso. Il colore varia da verde e bruno a grigio o rosso scuro; gli strati, generalmente centimetrici, sono separati da interstrati millimetrici di argillite silicea nera o verdastra (Fig. 16). I gusci dei radiolari sono spesso selezionati dimensionalmente e gli strati appaiono laminati, indicando una rideposizione dei radiolari ad opera di correnti trattive di fondo e/o di correnti di torbida diluite; strutture da bioturbazione si sovrappongono a quelle deposizionali (KOCHER 1981).

Le Radiolariti nodulari (knobby radiolarites, WINTERER & BOSELLINI 1981; Sottomembro di Burligo superiore, PASQUARÈ 1965) sono costituite da calcare di color rosso-mattone con evidenti noduli e bande di selce di sostituzione diagenetica e colore rosso scuro; la selce, disposta al centro degli strati, rappresenta sempre oltre il 50% (Fig. 16). I singoli strati, spessi tra 10 e 20 cm, sono da ondulati fino a lenticolari, localmente mammellonari, suggerendo una compattazione differenziale successiva alla formazione dei noduli di selce; quest'ultima sarebbe pertanto da attribuire a una fase di diagenesi precoce. Verso l'alto, il contenuto in silice diminuisce a favore della frazione carbonatica e i calcari a noduli di selce passano gradualmente ai calcari debolmente marnosi del Rosso ad Aptici.

Il Rosso ad Aptici (STOPPANI 1857, SCIUNNACH 2007c) è costituito da calcare più o meno marnoso, rosso, in strati da centimetrici a decimetrici, con sottili intercalazioni di marna e argillite marnosa. La selce di sostituzione forma sottili bande e noduli, che tuttavia scompaiono verso l'alto, dove aptici, occasionali ricoliti e crinoidi planctonici (*Saccocoma*) diventano più frequenti. Nelle Gole della Breggia, il Rosso ad Aptici contiene quattro intercalazioni di bentonite, derivata dall'alterazione di livelli di cenere vulcanica.

Nelle Gole della Breggia, il contatto del Selcifero Lombardo con il sottostante Calcare a bivalvi pelagici è graduale mentre quello con la sovrastante Maiolica Lombarda è netto e contiene una lacuna temporale. All'Alpe di Mendrisio, le Radiolariti basali coprono direttamente la Formazione di Moltrasio, evidenziando

Fig. 15: Slump sottomarino nel Calcare a bivalvi pelagici. Parte della sottostante successione pelagica è ripetuta nello slump (A, tardo Toarciano-primario Bajociano, RENZ 1920); la vergenza delle pieghe suggerisce un trasporto da nord-ovest (C). Lo slump è ricoperto da un livello detritico (v. martello per la scala) con clasti composti esclusivamente da sedimenti pelagici, passante verso l'alto a calcarenite e pelite torbiditica omogenea (B). Gole della Breggia. A, B. Foto: D. Bernoulli; C. disegno tratto da BERNOULLI (1964).



Fig. 16: Selcifero Lombardo (Bajociano - Titoniano medio): selci nastriformi prive di carbonato, sottilmente stratificate e con giunti di strato argillosi (Radiolariti basali) passano rapidamente verso l'alto (destra) a calcari nodulari di colore rosso-mattone con lenti e bande di selce di sostituzione (Radiolariti nodulari). Gole della Breggia. Foto: D. Bernoulli.

una lacuna stratigrafica sottomarina (BERNOULLI 1964). A ovest di Arzo, il Calcare a bivalvi pelagici è generalmente assente e le Radiolariti basali poggiano direttamente, anche in questo caso in discontinuità, sul Rosso Ammonitico Lombardo (BERNOULLI 1964, PASQUARÈ 1965).

Nel complesso, il Selcifero Lombardo abbraccia l'intervallo compreso tra il primo Bajociano p.p. e il medio o tardo Titoniano (MATTIOLI & ERBA 1999, BAUMGARTNER et al. 1995, BAUMGARTNER 2013). La transizione tra Radiolariti nodulari e Rosso ad Aptici è databile, in prima approssimazione, al tardo Oxfordiano (BAUMGARTNER et al. 1995) o al passaggio Oxfordiano/Kimmeridgiano. In Alta Brianza, il Rosso ad Aptici ha fornito una fauna ad ammoniti comprendente l'indicatore zonale del Titoniano medio *Semiformiceras semiforme* (BERNOULLI 1964). Gli elevati tassi di accumulo di silice biogenica nella parte inferiore della formazione apparirebbero rispecchiare tipiche condizioni di alta fertilità controllata da upwelling oceanico mentre le variazioni pronunciate di spessore delle formazioni sarebbero conseguenza del rimaneggiamento e della rideposizione dei gusci di radiolari (BAUMGARTNER 1987). Le facies di dissoluzione dei carbonati indicano una profondità di deposizione sotto la CCD per le Radiolariti basali, presso la CCD per le Radiolariti nodulari e tra la CCD e l'ACD per il Rosso ad Aptici. Modelli interni

di ammoniti sembrano essere ristretti ad altofondi locali (Area dei Corni di Canzo, Alta Brianza). Nel Tardo Giurassico, il passaggio da una sedimentazione prevalentemente silicea a una prevalentemente carbonatica a coccoliti e nannoconidi riflette sia l'evoluzione del nannoplancton calcareo sia il declino della produzione di silice. Tale fenomeno, che condusse a un graduale approfondimento della CCD, appare essere stato controllato dal passaggio da condizioni eutrofiche a condizioni oligotrofiche conseguente a una modifica fondamentale nella circolazione oceanica della Tetide (BOSELLINI & WINTERER 1975, HSÜ 1976, BAUMGARTNER 1987, ERBA 2006).

c₁₋₄ Maiolica Lombarda

(Maiolica, MAIRONI DA PONTE 1819, STOPPANI 1857, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924; Biancone, HEIM 1906, VONDERSCHMITT 1940; Maiolica Lombarda, WEISSERT 1979)

La formazione è tipicamente composta da calcari micritici in strati decimetrici, di colore bianco passante a grigiastro verso l'alto della successione, a frattura concoide e diffusamente attraversato da stiloliti. I calcari contengono bande e noduli di selce vetrosa nera, particolarmente frequenti nella parte inferiore della formazione che, presso la base della stessa, costituiscono tipiche selci di sostituzione del riempimento di gallerie del tipo *Thalassinoides*. Nella parte superiore, i calcari hanno un colore grigio chiaro e presentano numerose tracce fossili del tipo *Chondrites*, *Planolites*, *Zoophycos* e *Teichichnus*; intercalazioni di argillite nera bituminosa con pirite e occasionali scaglie di pesci sono da imputare a episodi di scarsa ossigenazione o anossia del fondale nel corso del Barremiano (WEISSERT et al. 1979, BERSEZIO et al. 2002). Le escursioni positive del rapporto isotopico $\delta^{13}\text{C}$ del calcare sono analogamente da ricondurre a condizioni disossiche, sviluppatasi nel Valanginiano e nell'Hauteriviano.

Nelle Gole della Breggia e all'Alpe di Salorino, la Maiolica Lombarda poggia in discontinuità stratigrafica sul Rosso ad Aptici (Breggia) o sulle Radiolariti nodulari (Alpe di Salorino). Soprattutto alla base della formazione o in prossimità della stessa, sono presenti intervalli risedimentati che comprendono pacchi di strati ruotati, slumps sottomarini a struttura caotica e internamente ripiegati con deformazione plastica, e infine torbiditi (WEISSERT 1981). La presenza di tali livelli risedimentati non è più riscontrabile nell'intervallo Hauteriviano terminale - primo Barremiano (BERSEZIO et al. 2002). Nelle Gole della Breggia, a partire da pochi centimetri sopra la base della formazione, si possono osservare quattro complessi di slump intraformazionale, potenti ciascuno fino a 8 m ed estesi nei primi 25 m della sezione (Fig. 17). All'Alpe di Salorino, ove la Maiolica Lombarda poggia direttamente sulle Radiolariti nodulari, lo slump basale include frammenti rimaneggiati di Rosso ad Aptici. A ovest di Arzo, presso la base della Maiolica Lombarda è presente almeno un intervallo di slump (GRUNAU 1959, p. 65). Nelle Gole della



Fig. 17: Maiolica Lombarda. Due notevoli complessi di slump alla base della Maiolica Lombarda (Berriasiano). La deformazione plastica del calcare ha preceduto la litificazione mentre la trasformazione in quarzo della silice biogenica è stata completata solo in seguito. Gole della Breggia, l'affioramento non è più esistente. Foto: D. Bernoulli.

Breggia, il tetto della Maiolica Lombarda è definito da una superficie netta, disseminata di tracce fossili (*Rhizocorallium*, *Halimedes*) appartenenti all'icnofacies di substrato compatto (firmground) a *Glossifungites* (WEISSERT 1979, GAILLARD & OLIVERO 2009); a essa si sovrappone una seconda generazione di bioperforazioni e una mineralizzazione a fosfati e glauconite (Fig. 18). Il risultante substrato cementato (hardground) racchiude una lacuna temporale pari ad alcuni milioni di anni. La potenza complessiva della Maiolica Lombarda si attesta intorno a 130 m.

Fossili di organismi a originario scheletro aragonitico, quali fragmoconi di ammoniti, sono ristretti a livelli ben definiti della Maiolica Lombarda, mentre sono per il resto quasi tutto assenti. Gli aptici, cui si aggiungono occasionali rostri di belemniti, sono invece diffusi ed indicano la presenza di tutti i piani compresi tra il Berriasiano e il Barremiano (RENZ & HABICHT 1985, fig. 2). Il contenuto micropaleontologico include calpionellidi di età tardo-titoniana - valanginiana (WEISSERT 1979) e radiolari dell'intervallo Berriasiano - Barremiano (AITA & OKADA 1986, JUD 1994). La matrice calcarea è composta da nannoconidi e coccoliti (GRUNAU 1959, WEISSERT 1979). I radiolari sono spesso concentrati in livelli selezionati



Fig. 18: Hardground al tetto della Maiolica Lombarda. Un firmground caratterizzato da tracce della facies a *Glossifungites* (GAILLARD & OLIVERO 2009) è stato sovrainposto da fenomeni di cementazione sottomarina, bioperforazione e sostituzione da parte di fosfati e glauconite. L'hardground esprime una lacuna stratigrafica pari ad alcuni milioni di anni (primo Aptiano), compresa tra la deposizione del tetto della Maiolica Lombarda (Barremiano) e quella della base della Scaglia Variegata Lombarda (qui tardo Aptiano). Gole della Breggia. La moneta ha un diametro di 20 mm. Foto: D. Bernoulli.

da correnti trattive e/o risedimentati, in seguito soggetti a silicizzazione preferenziale in fase di diagenesi precoce con conseguente formazione di selce granulare di sostituzione (WEISSERT 1979, 1981). Nelle Gole della Breggia, la lacuna temporale alla base della sezione racchiude almeno parte del tardo Titoniano. Ammoniti provenienti dalle argilliti nere bituminose permettono invece di datare la parte sommitale della sezione della Maiolica Lombarda alla prima parte del tardo Barremiano (RIEBER 1977, FÖLLMI et al. 2012).

La lacuna stratigrafica al tetto della sezione racchiude il Barremiano terminale e il primo Aptiano (ARTHUR & PREMOLI SILVA 1982, CHANNELL et al. 1993), intervallo temporale almeno in parte rappresentato al tetto della Maiolica Lombarda in altre sezioni della Lombardia (ERBA & QUADRIO 1987, BARBERIS et al. 1990, CECCA & LANDRA 1994).

c₆₋₇ Scaglia Variegata Lombarda

(Scaglia variegata, VONDERSCHMITT 1940; «Scisti neri», VENZO 1954; Marne di Bruntino, PASSERI 1969, BERSEZIO 1992)

La formazione è composta da calcari marnosi, argilliti marnose e marne, emipelagici, varicolori (da verde a rosso, lilla o grigio) con sottili intercalazioni di marne e argilliti bituminose (ERBA 2004). Nella sezione delle Gole della Breggia è documentata un'intercalazione di argillite nera bituminosa («Scisti a pesci», BITTERLI 1965), oggi non più affiorante, di spessore pari a 0,5 m e forse correlabile all'Evento Anossico Oceanico OAE 1b (~ 120 Ma, JENKYNs 2010). Nelle Gole della Breggia, dove si trova l'unico affioramento significativo del foglio Mendrisio-Como, la Scaglia Variegata Lombarda raggiunge una potenza intorno a 180 m. Verso l'alto e in continuità stratigrafica, la formazione passa alla Scaglia Bianca Lombarda con contatto transizionale.

Sulla base dei foraminiferi planctonici la formazione è attribuita al tardo Aptiano-primario Albiano (ARTHUR & PREMOLI SILVA 1982, BERSEZIO 1994, PIKABIOZZI & FELBER 2002). Nelle Gole della Breggia, la lacuna stratigrafica presente alla base della formazione ed estesa tra il Barremiano terminale e il primo Aptiano comprende l'Evento Anossico Oceanico OAE 1a (Livello Selli, COCCIONI et al. 1987, JENKYNs 2010), documentato altrove in Lombardia nella parte basale della Scaglia Variegata Lombarda (BERSEZIO 1994, MENEGATTI et al. 1998, BERSEZIO et al. 2002). Più a est, nel depocentro (Alpi Bergamasche), la successione sedimentaria comprendente la Maiolica Lombarda e la Scaglia Variegata Lombarda mostra un carattere continuo e include, a partire dal limite Aptiano/Albiano, siltiti e areniti torbiditiche di derivazione settentrionale (BERSEZIO 1992). Il massiccio apporto di minerali argillosi a prevalente illite avvenuto nel tardo Aptiano è da correlare all'instaurarsi dei primissimi movimenti orogenetici nel Dominio Austroalpino (DECONINCK & BERNOULLI 1991) e/o a un cambiamento climatico verso condizioni più calde e umide (WEISSERT 1989).

c₇ Scaglia Bianca Lombarda

(Scaglia Bianca, VONDERSCHMITT 1940; Sass della Luna, VARISCO 1881, VENZO 1954, BERSEZIO 1992)

Verso l'alto, le marne e le argilliti marnose della Scaglia Variegata Lombarda passano gradualmente alla successione della Scaglia Bianca Lombarda, composta da calcari marnosi e marne di colore da bianco a grigio. La formazione comprende intercalazioni da centimetriche a decimetriche di argilliti e marne bituminose. Nelle Gole della Breggia la potenza è intorno a 80 m. La formazione è attribuita al tardo Albiano (Zone a *Rotalipora subticinensis*, *R. ticinensis* e *R. appenninica*, LUTERBACHER 1965, ARTHUR & PREMOLI SILVA 1982, GELATI et al. 1982). Più a est, nel depocentro, la formazione include torbiditi intrabacinali composte da materiale pelagico proveniente da est e sud-est (BICHSEL & HÄRING 1981, BERSEZIO 1994).

c₈ Scaglia Rossa Lombarda

(Scaglia Rossa, VONDERSCHMITT 1940, VENZO 1954; Formazione di Sorisole, BERSEZIO et al. 1990)

Nel foglio Mendrisio-Como, la Scaglia Rossa costituisce una successione di ca. 40 m di potenza composta esclusivamente da calcari marnosi e marne rosse. I complessi di slump («banchi caotici») e le «torbiditi sottili» che caratterizzano la Formazione di Sorisole nelle Alpi Bergamasche (BERSEZIO & FORNACIARI 1987, 1988) sono invece assenti in quest'area. Le associazioni a foraminiferi planctonici permettono di attribuire la Scaglia Rossa Lombarda al Cenomaniano (Zone a *Rotalipora brotzeni*, *R. reicheli* e *R. cushmani*, LUTERBACHER 1965, BERSEZIO & FORNACIARI 1987, BOLLI 1999).

*Sedimenti sin-orogenici pre-collisionali***c₈₋₁₂ Gruppo del Flysch Lombardo**

Il Flysch cretaceo del Bacino Lombardo (Gruppo del Flysch Lombardo) rispecchia le prime fasi deformative alpine e, in particolare, la fase pre-Gosau nel Dominio Austroalpino-Sudalpino (CASTELLARIN 1976). Nella Lombardia occidentale, questo gruppo, di potenza intorno a 2,5 km, copre le emipelagiti «medio-cretacee» del Gruppo della Scaglia Lombarda in apparente continuità stratigrafica; nella Lombardia orientale è possibile riconoscere quattro sequenze principali, separate da chiare superfici di discontinuità sottomarine (BERSEZIO et al. 1993). In ogni caso, nel Cenomaniano terminale si registrò un marcato cambiamento nel sistema deposizionale, con il passaggio dalla sedimentazione di marne emipelagiche di mare profondo a quella terrigena di piana abissale e conoide sottomarina (BICHSEL & HÄRING 1981, BERSEZIO et al. 1993). In generale, la progradazione da nord-est dei sistemi di conoide sottomarina, culminante nella deposizione nel primo Santoniano di conglomerati di mare profondo (Conglomerato di Sirone), fu seguita dall'arretramento dei sistemi di conoide durante il medio e tardo Campaniano, dando luogo alla deposizione di marne e calcari emipelagici contenenti corpi canalizzati di trasporto di massa (v. oltre, p. 80–82) (Fig. 19).

Gli affioramenti del Flysch Lombardo presenti nel foglio Mendrisio-Como sono molto discontinui e, a causa dell'intensa deformazione, possono difficilmente essere combinati in un profilo stratigrafico composito. A dispetto delle sfavorevoli condizioni di affioramento del Flysch, i suoli sabbiosi che ne derivano possono comunque essere facilmente distinti dai depositi pleistocenici e permettono, nell'insieme, la cartografia di quest'unità. In molti casi non è possibile una distinzione chiara tra Flysch del Varesotto e Flysch di Coldrerio, due delle formazioni che compongono il gruppo (Fig. 19). Una fascia di affioramenti estesa tra Mendrisio e le Gole della Breggia, attraverso Corteglia e Gorla, corrisponde con certezza

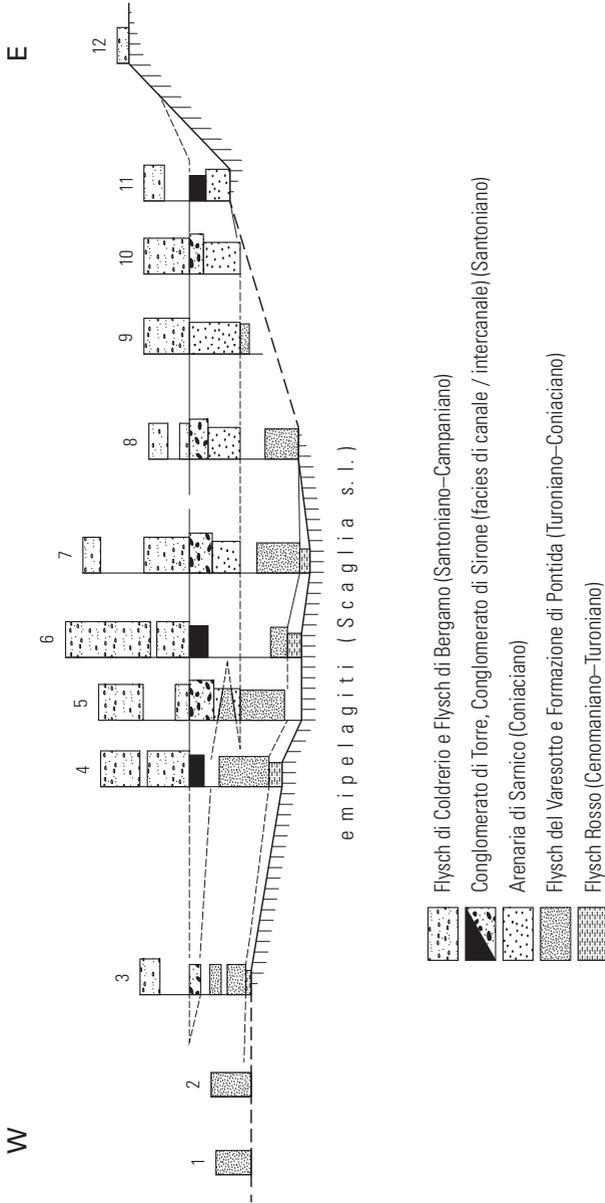


Fig. 19: Stratigrafia dei sedimenti sin-orogenici pre-collisionali del Flysch Lombardo. Dal tardo Cenomaniano al Campaniano medio il Bacino Lombardo fu invaso da sedimenti terrigeni torbidi e di trasporto di massa depositati in un sistema di conoidi sottomarina di mare profondo che raggiunse il massimo della progradazione nel corso del Santoniano (Conglomerato di Sironè). Questi sedimenti attestano lo sviluppo di movimenti orogenici cretacei lungo settori del margine austroalpino/sudalpino estesi a settentrione. Localizzazione dei profili: 1 = Varesotto occidentale, 2 = Varesè, settore nord, 3 = Mendrisiotto, 4 = Brianza occidentale, 5 = Brianza centrale, 6 = Brianza orientale, 7 = Pontida-Caprino Bergamasco, 8 = Bergamo-Sorisoletto, 9 = Rocca del Colle-Gavarno, 10 = Gandosso-Foresto Sparso, 11 = Sarnico-Foresto Sparso, 12 = Gussago. Da BERNOUILLI & WINKLER (1990).

al Flysch del Varesotto (Cenomaniano terminale – Coniaciano) secondo la definizione di BICHSEL & HÄRING (1981). A sud di essa sono presenti alcuni affioramenti discontinui del Conglomerato di Torre, probabilmente correlabile al Conglomerato di Sirone (primo Santoniano). Il Flysch di Coldrerio (primo – medio Campaniano) appare invece ristretto a una sottile fascia a sud di Coldrerio e lungo la Valle della Motta.

Flysch del Varesotto

(Flysch del Varesotto, AUBOUIN et al. 1970, BICHSEL & HÄRING 1981; Formazione di Pontida, DE ROSA & RIZZINI 1967, BERSEZIO et al. 1990; Flysch gris, AUBOUIN et al. 1970)

Secondo la definizione di AUBOUIN et al. (1970) e BICHSEL & HÄRING (1981), la formazione del Flysch del Varesotto comprende un'associazione eterogenea di differenti unità litologiche. L'unità poggia in continuità stratigrafica sulla Scaglia Rossa Lombarda (Formazione di Sorisole). Nelle Gole della Breggia, le marne rosse emipelagiche in facies di Scaglia dapprima s'intercalano nella loro parte sommitale ad areniti litiche gradate («Flysch rosso»?; BICHSEL & HÄRING 1981) e poi passano a una successione aciclica di calcisiltiti laminate grigie (T_d della sequenza di Bouma) e litareniti torbiditiche a stratificazione sottile (facies D2 ed E di MUTTI & RICCI LUCCHI 1972). Il limite inferiore del Flysch del Varesotto può essere posto in corrispondenza di un livello di 30 cm di spessore, costituito da microconglomerato passante verso l'alto ad arenite grossolana. La successione include intercalazioni di argilliti nere bituminose grossolanamente coeve al Livello Bonarelli (OAE 2, ARTHUR & PREMOLI SILVA 1982); a differenza di quest'ultimo, tuttavia, la materia organica è di origine prevalentemente terrestre piuttosto che marina.

Presso San Pietro di Stabio (coord. 2716.070/1079.640), nelle areniti della parte inferiore del Flysch del Varesotto sono intercalati due livelli di marna torbiditica di alcuni metri di spessore. In questa località e presso Corteglia, un livello arenitico contiene una fauna a foraminiferi planctonici chiaramente rimaneggiata, di età compresa tra il tardo Albiano e il tardo Turoniano (BOLLI 1999). Nell'area di Corteglia e Gorla, calcari micritici giallastri del tipo «Alberese» derivano dalla rideposizione di fanghi a coccoliti.

Gli «Scisti neri superiori» degli autori italiani (p.es. BERSEZIO et al. 1993) sono qui inclusi nel Flysch del Varesotto, analogamente a possibili equivalenti laterali del Flysch rosso (p.es. AUBOUIN et al. 1970, HÄRING 1980, BICHSEL & HÄRING 1981). Nelle Gole della Breggia, la parte basale del Flysch del Varesotto potrebbe corrispondere a queste unità tardo-cenomaniane che, tuttavia non è possibile cartografare separatamente dal resto della formazione. La base del Flysch del Varesotto, definita come sopra, ha età tardo-cenomaniana (LUTERBACHER 1965, RUTISHAUSER 1977); nelle Gole della Breggia, infatti, foraminiferi planctonici e ammoniti (*Acanthoceras rotomagense*, tardo Cenomaniano, LUGEON & GAGNEBIN

1944; *Puzosia* cf. *subplanulata*, Turoniano, ZIEGLER 1961) presenti negli strati basali del Flysch del Varesotto permettono di attribuire quest'intervallo approssimativamente al limite Cenomaniano/Turoniano. La parte prevalente della successione ha età turoniana (BOLLI 1999); il tetto, cronologicamente mal definito, è probabilmente da attribuire al Coniaciano o al primo Santoniano; che, tuttavia non è documentato nel foglio Mendrisio-Como (RUTISHAUSER 1977). Il Flysch del Varesotto è in massima parte correlabile al Flysch di Pontida («Flysch gris» di AUBOUIN et al. 1970) delle Alpi Lombarde centrali e di età turoniana. Questa correlazione è sostenuta dalle analogie di facies e dalle associazioni a minerali pesanti delle due formazioni (BERNOULLI & WINKLER 1990).

In conseguenza dell'aciclicità del suo motivo deposizionale, il Flysch del Varesotto affiorante nella regione di Mendrisio è attribuito a un ambiente di piana di bacino. Verso ovest, attorno al Lago di Varese, la parte media della formazione comprende uno spesso intervallo composto da depositi di slump e paraconglomerati a matrice pelitica con clasti intrabacinali che riflette un ambiente di scarpata o di base di scarpata. Le areniti litiche contengono principalmente clasti di sedimenti sudalpini o austroalpini; le associazioni a minerali pesanti permettono di riferire il materiale detritico proveniente dall'erosione del basamento a corpi cristallini metamorfici in facies anfibolitica.

La potenza del Flysch del Varesotto è difficilmente stimabile, in conseguenza dell'intensa deformazione del Flysch Lombardo nel Mendrisiotto. BICHSEL & HÄRING (1981) indicano una potenza di 350–600 m per l'area di Varese mentre 500 m sono riportati dagli stessi autori per il Flysch di Pontida nel Comasco. Appare pertanto ragionevole assumere una potenza intorno a 500 m per il Flysch del Varesotto nel foglio Mendrisio-Como.

Il profilo del sondaggio profondo Brenno 1 a sud di Brenno-Useria (coord. 2712.528/1077.874) riporta la presenza di una successione di marne e areniti, priva di conglomerati, tra le profondità di 90 m e ca. 570 m (corrispondente a una potenza di ca. 400 m corretta in base a un'inclinazione di ca. 30° S). La relativa interpretazione quale Gonfolite Lombarda (Oligocene; PETROGEO 1971) è da ritenere certamente errata; la successione è infatti evidentemente da attribuire al Flysch del Varesotto in appoggio sulla Scaglia Rossa Lombarda.

Conglomerato di Torre

Tra Torre a nord-ovest e Balerna a sud-est è presente una serie di modesti affioramenti di conglomerati e areniti. Si tratta di una successione mai menzionata sino a oggi nonostante, a Torre, raggiunge una potenza intorno a 150 m. Gli affioramenti migliori si trovano a Mendrisio lungo Via della Selva, mentre in Via al Dosso, nel 1989, è stato possibile rilevare una sezione di alcuni metri di spessore (coord. 2720.320/1080.550, Fig. 20). Relitti del Conglomerato di Torre sono osservabili a nord di Mezzana e a Balerna.

Il Conglomerato di Torre è composto da conglomerati in strati metrici e areniti grossolane in strati decimetrici. La limitatezza degli affioramenti preclude l'osservazione delle geometrie deposizionali. I conglomerati sono dei paraconglomerati a ciottoli dispersi in matrice arenitica (pebbly sandstone, Fig. 20B), talvolta con gradazione normale limitata ai clasti di dimensioni maggiori (coarse-tail grading), passanti a areniti con increspature di fondo (ripple marks) e laminazione convoluta (intervalli $T_a - T_c$ della sequenza di Bouma). Le areniti appaiono laminate negli strati di spessore da centimetrico a decimetrico, amalgamate in quelli più spessi; sono mal classate, da sublitiche a litiche, e ricche in quarzo e mica. La composizione dei clasti comprende quarzite, calcari silicei spicolitici e selci nere (Formazione di Moltrasio), dolomie (spesso cataclastiche, Triassico) e radiolariti; subordinatamente presenti sono calcari oolitici (Retico?), calcari micritici (Maiolica Lombarda), marne (Scaglia Lombarda), calcari di mare basso con frammenti di rudiste, briozoi, coralli e orbitolinidi rimaneggiati.

I limiti formazionali con il sottostante Flysch del Varesotto (Cenomaniano terminale-Coniaciano) e il sovrastante Flysch di Coldrerio (tardo Santoniano? - Campaniano p.p.) non sono esposti. Malgrado non sia datato dal punto di vista biostratigrafico, possiamo tentativamente correlare il Conglomerato di Torre con il Conglomerato di Sirone della Brianza (tardo Santoniano), che costituisce isolati corpi canalizzati all'interno dell'Arenaria di Sarnico (HÄRING 1980, BICHSEL & HÄRING 1981). Tale correlazione è suggerita dall'analogo spettro litologico dei clasti, dominato da litotipi sudalpini, e dalla posizione stratigrafica del Conglomerato di Torre, sovrastante quella del Flysch del Varesotto. Verso ovest, il Conglomerato di Sirone è stato segnalato nel sondaggio profondo Lisanza 1 presso la sponda orientale del Lago Maggiore (AGIP 1981); nella sua area-tipo (Brianza), il Conglomerato di Sirone ha uno spessore di ca. 80 m (HÄRING 1980).

Flysch di Coldrerio

(Coldrerio Flysch, BICHSEL & HÄRING 1981)

Il Flysch di Coldrerio (BICHSEL & HÄRING 1981) costituisce affioramenti piccoli e discontinui distribuiti su una vasta area tra Mendrisio, Villa-Coldrerio, Balerna e la Valle della Motta. LONGO (1968) rilevò una successione di 75 m di spessore lungo l'autostrada a sud-ovest di Costa (LONGO 1968, fig.2; HÄRING 1980, fig.28); tale sezione è oggi coperta da vegetazione e non più visibile. Una carota di sondaggio di 8 m di spessore, prelevata presso Castel di Sotto (coord. 2720.740/1078.260), documenta molto bene l'associazione di facies della formazione (Fig.21; la carota è ora conservata al Museo cantonale di storia naturale, Lugano). Il Flysch di Coldrerio è composto da una successione aciclica di areniti torbiditiche, siltiti e marne. Gli orizzonti arenitici a stratificazione più spessa (0,4-1 m) mostrano sequenze di Bouma complete, quelli a stratificazione più sottile comprendono soltanto gli intervalli superiori (da T_b a T_e o da T_c a T_e). Raramente è presente un calcare marnoso di colore chiaro.

In base all'associazione a foraminiferi planctonici, il Flysch di Coldrerio è attribuito al primo Campaniano-Campaniano medio p.p. (RUTISHAUSER 1977). Sebbene a tutt'oggi non siano stati individuati fossili santoniani, un'età tardo-santoniana non può tuttavia essere esclusa per quanto riguarda la parte inferiore della formazione.

Litologia, biocronologia e associazione dei minerali pesanti suggeriscono una possibile correlazione del Flysch di Coldrerio con il Flysch di Bergamo della Brianza e del Bergamasco (BERNOULLI & WINKLER 1990) che, nella Lombardia centrale, può raggiungere una potenza di 600 m (BERSEZIO et al. 1993).

c_{12P} Conglomerato di Prella

Il Conglomerato di Prella (BERNOULLI et al. 1987) compare esclusivamente in un embriace tettonico affiorante nell'omonima collina e situato al di sotto del retroscorrimento nord-vergente del Monte Olimpino (BERNOULLI et al. 1987, fig. 4). Il contatto inferiore non è esposto e la potenza della formazione, che potrebbe attestarsi intorno a 150 m o poco più (BERNOULLI et al. 1987, fig. 5), è difficile da stimare. Il Conglomerato di Prella è composto da conglomerati a supporto clastico o di matrice e da subordinate areniti terrigene. Più comunemente, i conglomerati sono a supporto clastico, con grossolana gradazione normale dei clasti di dimensioni maggiori (coarse-tail grading) e racchiudono ciottoli fino a 10 cm, da subangolosi a ben arrotondati, immersi in una matrice calcarenitica grossolana o arenitica a grana media. I componenti litici sono principalmente da riferire a rocce sedimentarie in facies sudalpina (in primo luogo Formazione di Moltrasio e dolomie triassiche) con una frazione di rocce del basamento cristallino. I bioclasti comprendono rudiste e frammenti di echinodermi, prismi di *Inoceramus*, briozoi e alghe rosse provenienti da una piattaforma carbonatica posta più a settentrione e probabilmente di

Fig. 20: A) Conglomerato di Torre. Conglomerati disorganizzati (pebbly sandstones) sono intercalati a conglomerati organizzati che passano, attraverso areniti massicce, a sequenze di Bouma complete o incomplete nella parte sommitale, con intervalli a laminazione piano-parallela e intervalli con laminazione incrociata da ripple. I clasti dei conglomerati comprendono frammenti di quarziti, dolomie triassiche, calcari spicolitici della Formazione di Moltrasio, radiolariti del Selcifero Lombardo, marne della Scaglia Lombarda, siltiti, calcari cretacei di mare basso con frammenti di rudiste, coralli, briozoi e *Orbitolina*, e calcari microspartitici con foraminiferi planctonici. Il Conglomerato di Torre può essere tentativamente correlato con il Conglomerato di Sirono (Santoniano) del Flysch Lombardo (Fig. 19). Sezione (in giacitura rovesciata) lungo Via al Dosso, Mendrisio (coord. 2720.320/1080.550) (in base alle condizioni di affioramento del 1989). B) Conglomerato di Torre. Ciottoli di dimensioni pari a alcuni centimetri sono immersi in una matrice di conglomerato fine passante ad arenite grossolana. I ciottoli derivano in prevalenza dalla copertura sedimentaria sudalpina (o austroalpina) e comprendono dolomie triassiche, calcari spicolitici e selci della Formazione di Moltrasio, radiolariti rosse (Selcifero Lombardo) oltre a calcari micritici bianchi e selci bluastre della Maiolica Lombarda. Via della Selva, Mendrisio. Diametro della moneta 20 mm. Foto: D. Bernoulli

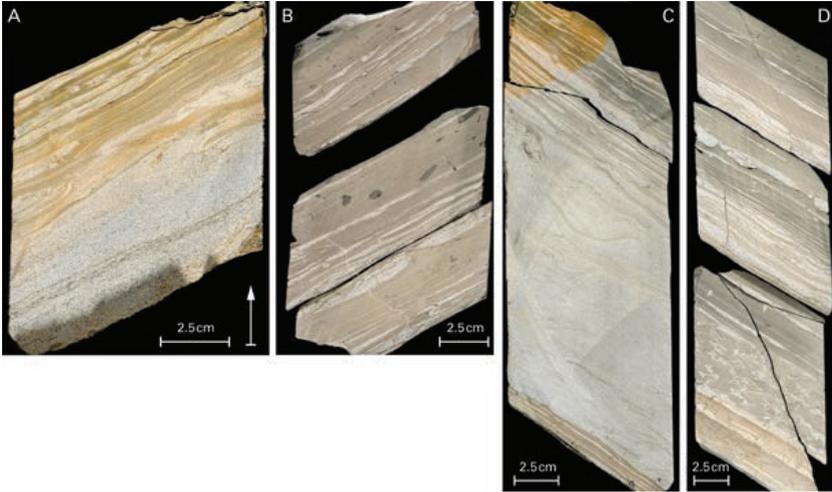


Fig. 21: Flysch di Coldrerio (Campaniano). Torbiditi sottili con sequenze di Bouma complete (T_{a-e}) e areniti/siltiti con laminazione piano-parallela e incrociata da ripple. Sondaggio Castel di Sotto (coord. 2720.740/1078.260; profondità 69,90-78,00 m). Foto: U. Gerber.

limitata estensione. Le areniti da grana media a fine comprendono areniti da litiche a sublitiche e areniti più fini da feldspatiche a subfeldspatiche.

Conglomerati e areniti sono interpretati come espressione di flussi gravitativi di sedimentazione. Una fauna penecontemporanea a macroforaminiferi bentonici rimaneggiati indica un'età corrispondente alla prima parte del tardo Campaniano (BERNOULLI et al. 1987). Il Conglomerato di Prella è pertanto correlabile alla parte superiore del Flysch di Bergamo (tardo Santoniano-Campaniano p.p.), che pure contiene conglomerati in tale intervallo della sequenza. La successione del Conglomerato di Prella è rovesciata per effetto tettonico e il contatto con l'unità più recente (Formazione di Brenno) non è esposto.

Precedenti autori hanno attribuito i conglomerati della collina di Prella al Gruppo della Gonfolite Lombarda (Oligocene-Miocene; VONDERSCHMITT in KUHN-SCHNYDER & VONDERSCHMITT 1953, LONGO 1968). Clasti derivati dal Conglomerato di Prella si ritrovano nel Conglomerato di Pontegana (Balerna), mentre blocchi di trasporto glaciale sono presenti a sud di Stabio (Baragge).

Nel Bergamasco e in Brianza, a partire dal tardo Campaniano il sistema deposizionale subì un'ulteriore modifica. La sedimentazione terrigena di mare profondo terminò e il Flysch di Bergamo, la formazione più recente del Gruppo del

Flysch Lombardo, lasciò verso l'alto il passo alle marne emipelagiche e ai calcari della Formazione di Brenno (tardo Campaniano–Maastrichtiano). La corrispondente rapida variazione verticale di facies è deducibile nella collina di Prella, malgrado non vi affiori direttamente il contatto tra il Conglomerato di Prella e la sovrastante Formazione di Brenno. Nelle successioni di età compresa tra il Cretaceo terminale e l'Eocene, i depositi di trasporto di massa a tratti presenti contengono principalmente clasti di origine locale; questi hanno quasi esclusivamente natura sedimentaria e rispecchiano verosimilmente una limitata attività tettonica. Tra il Paleocene e il tardo Eocene si sviluppò, nei settori centrali e occidentali della Lombardia, una serie di conoidi sottomarine bioclastiche localizzate (Formazione di Tabiago, Paleocene–Eocene medio, KLEBOTH 1982; Formazione di Ternate, tardo Eocene–Oligocene basale?, HERB 1976, BERNOULLI 1980, BERNOULLI et al. 1988, MANCIN et al. 2001), interdigitate con marne bacinali e torbiditi terrigene (Formazione di Cibrone [Gruppo di Gallare p.p.], Eocene medio, PREMOLI SILVA et al. 2010). Nelle Formazioni di Brenno, Tabiago e Ternate i clasti sono di origine sudalpina locale; la deformazione pre-litificazione riscontrata in molti clasti appartenenti a formazioni cretacee più vecchie, suggerisce che almeno una parte del materiale sia stata esumata da canyon sottomarini.

Solo un esiguo affioramento riferibile alla Formazione di Brenno è presente nell'area del foglio Mendrisio-Como, in cui non sono per contro osservabili affioramenti della Formazione di Tabiago e di quella di Cibrone. La Formazione di Ternate, infine, è presente soltanto come blocchi nelle morene pleistoceniche.

c₁₂ Formazione di Brenno

(Strati di Pian di Brenno, VILLA 1844; Piano di Brenno-Formation, KLEBOTH 1982; Piano di Brenno degli autori italiani)

La Formazione di Brenno compare soltanto in un affioramento appartenente a una scaglia tettonica, l'Embrice di Prella (affioramento 2 in BERNOULLI et al. 1987; coord. 2717.485/1078.070). In tale ubicazione è stato possibile rilevare due modeste sezioni, di spessore inferiore al mezzo metro (BERNOULLI et al. 1987, fig. 6 e p. 56). La litologia riscontrata comprende wackestones calcarei pelagici e calcareniti torbiditiche, sottilmente stratificati, oltre a calciruditi fini passanti a calcareniti grossolane. I litoclasti delle calciruditi e delle areniti grossolane hanno prevalente composizione calcarea e appartengono a formazioni del Mesozoico sudalpino. Le calcareniti a grana più fine e le calcisiltiti sono dei grainstones/packstones calcarei; gli strati hanno un limite inferiore netto e spesso sono gradati o mostrano increpature di fondo. I calcari pelagici sono chiazzati per bioturbazione e frammisti alle calcisiltiti fini dei livelli ridepositati. Le strutture sedimentarie (gradazione, polarità degli strati) indicano che la successione è rovesciata per effetto tettonico. Più a ovest (coord. 2716.985/1078.299) sono presenti blocchi isolati di calcarenite massiccia con ciottoli di fango contenenti globotruncanidi. Queste calcareniti sono qui

attribuite alla Formazione di Brenno. In entrambe le ubicazioni non affiora il contatto con il Conglomerato di Prella, sottostante stratigraficamente.

BERNOULLI et al. (1987) non distinsero i depositi della Formazione di Brenno all'interno della successione da loro definita in modo informale come «Serie di Prella»; le litologie della Formazione di Brenno a Prella corrispondono tuttavia a quelle riscontrabili nell'area-tipo situata più a est in Brianza (KLEBOTH 1982) e sono ugualmente di età tardo-campaniana in base all'associazione a foraminiferi planctonici. I sedimenti della Formazione di Brenno (e della sovrastante Formazione di Tabiago) sono stati depositati all'interno di una serie di conoidi sottomarine bioclastiche alimentate da una piattaforma carbonatica di estensione limitata e da rocce carbonatiche mesozoiche esposte a nord. L'associazione a foraminiferi bentonici suggerisce una profondità deposizionale di 1500–2000 m (KLEBOTH 1982). Più a est, in Brianza, la formazione raggiunge uno spessore di ca. 200 m (BERSEZIO et al. 1993).

Formazione di Ternate

Nell'area coperta dal foglio Mendrisio-Como, i sedimenti della Formazione di Ternate si ritrovano unicamente in forma di blocchi, di diametro fino a 1 m, all'interno delle morene pleistoceniche che ricoprono la parte orientale della collina di Prella (BERNOULLI et al. 1987, STOCKAR 1999). Si tratta di calciruditi e calcareniti bioclastiche, di età e facies identiche a quelle riscontrabili nell'area-tipo di Ternate (HERB 1976, BERNOULLI 1980, BERNOULLI et al. 1988). Le calcareniti sono estremamente compatte e i contatti intergranulari appaiono suturati per dissoluzione sotto pressione. I bioclasti, comprendenti soprattutto alghe rosse, macroforaminiferi bentonici, briozoi e piastre e radioli di echinoidi, indicano un'età a cavallo tra l'Eocene medio e tardo (tardo Bartoniano–primo Priaboniano; BERNOULLI et al. 1987, STOCKAR 1997, 1999, LESS et al. 2008). Non si può comunque escludere che la formazione raggiunga la base dell'Oligocene (MANCIN et al. 2001). Calciruditi e calcareniti suggeriscono un ambiente deposizionale di conoide sottomarina, di cui rappresentano corpi bioclastici di riempimento di canale, inserita in un contesto di sedimentazione bacinale a carattere marnoso (BERNOULLI 1980). Analogamente ai clasti di simile litologia presenti nei conglomerati della parte inferiore del Conglomerato di Como (GUNZENHAUSER 1985), i blocchi della Formazione di Ternate a Prella attestano l'originaria presenza di tale unità nel Mendrisotto.

Cenozoico

Sedimenti sin-orogenici sin-collisionali: il Gruppo della Gonfolite Lombarda

I sedimenti del Gruppo della Gonfolite Lombarda costituiscono un cuneo clastico, di potenza fino a 3 km, che rappresenta il riempimento del bacino meridionale di avampaese delle Alpi medio-terziarie (Fig.22). Le aree di affioramento si estendono per ca.200 km dal Lago Maggiore al Bresciano, con il depocentro situato tra il Lago Maggiore e la Brianza.

La sedimentazione è avvenuta durante la crescita della catena a pieghe e sovrascorrimenti delle Alpi Meridionali e rispecchia il rapido sollevamento e la conseguente erosione delle Alpi Centrali a nord della Linea Insubrica durante il tardo Oligocene e il primo Miocene (HURFORD 1986, GARZANTI & MALUSÀ 2008), unitamente all'esumazione dei corpi granitoidi oligocenici dell'area della Val Bregaglia (WAGNER et al. 1977, 1979, GIGER & HURFORD 1989, BERNOULLI et al. 1993, MALUSÀ et al.2011, GIANOLA et al.2014). L'attività tettonica lungo il bordo meridionale delle Alpi Meridionali continuò comunque nel medio e tardo Miocene:

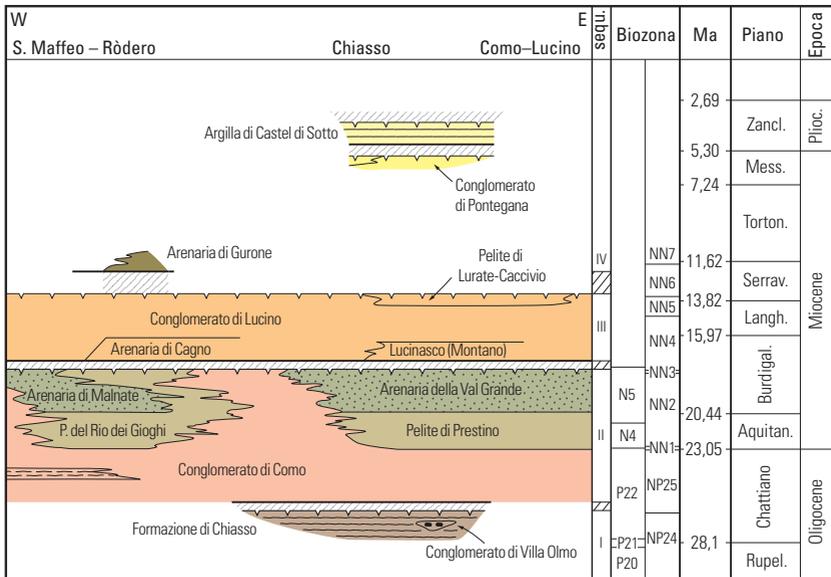


Fig. 22: Stratigrafia del Gruppo della Gonfolite Lombarda e delle formazioni post-orogeniche. Dati cronologici da TREMOLADA et al. (2010).

presso Chiasso e Como gli strati del Gruppo della Gonfolite Lombarda sono inclinati fino a 55° S e sovrascorsi verso nord sul substrato mesozoico lungo il retroscorrimento di Monte Olimpino (BERNOULLI et al. 1989). Verso meridione, l'inclinazione degli strati della Gonfolite Lombarda diminuisce, suggerendo che lo sviluppo del retroscorrimento sia avvenuto durante il medio-tardo Miocene. Più a sud, nel sottosuolo della Pianura Padana, i sedimenti clastici grossolani del Gruppo della Gonfolite Lombarda cedono gradualmente il passo a depositi distali più fini di mare profondo, anch'essi coinvolti nella deformazione legata ai sovrascorrimenti medio- e tardo-miocenici (RIZZINI & DONDI 1978, PIERI & GROPPI 1981, DONDI & ANDREA 1986; Fase Lombarda di LAUBSCHER 1985, SCHUMACHER et al. 1997).

I depositi a dominante conglomeratica («Gonfolite della Camerlata», CURIONI 1844) furono inizialmente correlati ai conglomerati della molassa continentale «miocenica» dell'avampaese nordalpino (p.es. STOPPANI 1857, HEIM 1906, REPOSI 1922). Indagini sedimentologiche più recenti hanno mostrato che il Gruppo della Gonfolite Lombarda rispecchia piuttosto una deposizione legata a processi gravitativi nell'ambito di un sistema di conoidi sottomarine di età oligo-miocenica (RÖGL et al. 1975, GUNZENHAUSER 1985, GELATI et al. 1988, 1991), in cui è possibile distinguere quattro sequenze deposizionali principali (Fig. 22). Diversamente da GELATI et al. (1988, 1991) e altri autori, la Formazione di Chiasso (Sequenza I) è qui inclusa nel Gruppo della Gonfolite Lombarda: riteniamo infatti che l'esordio della sedimentazione terrigena a carattere silicoclastico, avvenuto nell'Oligocene, rappresenti di per sé un fondamentale cambiamento nel sistema deposizionale. TREMOLADA et al. (2010, fig. 3) considerano la Formazione di Chiasso quale equivalente laterale del Conglomerato di Como; noi, tuttavia, preferiamo interpretare il contatto tra Formazione di Chiasso e Conglomerato di Como come un importante limite di sequenza in cui le linee-tempo si fondono. L'unità conglomeratica inferiore (Conglomerato di Como, Sequenza II) appare coincidere, in prima approssimazione, con la Fase Insubrica della deformazione alpina, mentre l'unità conglomeratica superiore (Conglomerato di Lucino, Sequenza III) sembra invece corrispondere alla Fase Lombarda nelle Alpi Meridionali (SCHUMACHER et al. 1997). La presenza di clasti della Formazione di Ternate (tardo Eocene) nel Conglomerato di Como e l'abbondanza, nei sedimenti del Gruppo della Gonfolite Lombarda, di fossili rimaneggiati riferibili al Mesozoico e al Paleocene-Eocene (TREMOLADA et al. 2010) suggeriscono l'esistenza di una discontinuità stratigrafica (non esposta) alla base del Gruppo della Gonfolite Lombarda; l'attuale contatto con le sottostanti formazioni mesozoiche è tuttavia tettonico (Sovrascorrimento di Monte Olimpino; BERNOULLI et al. 1989). Verso sud, nel sottosuolo della Pianura Padana è invece documentata una sedimentazione continua tra l'Eocene e l'Oligocene (Marne di Gallare, DI GIULIO et al. 2001).

I depositi del Gruppo della Gonfolite Lombarda sono molto poveri in fossili e soltanto i termini arenitici e pelitici sono datati sulla base dei microfossili; alcune

delle determinazioni del passato sono da rigettare a causa del rimaneggiamento dei fossili su cui si fondano (TREMOLADA et al. 2010). Nell'area del foglio Mendrisio-Como affiorano solo formazioni appartenenti alle prime tre sequenze deposizionali della Gonfolite Lombarda. La quarta sequenza deposizionale (Sequenza IV, Arenaria di Gurone, Peliti di Bizzozzero, GELATI et al. 1988) è ristretta all'area a sud di Varese e a quella a sud-est di Como. Un'età corrispondente all'intervallo Burdigaliano medio (NN 3) – Miocene medio (NN 6, Serravaliano) è stata stabilita per sedimenti in Brianza, la cui parte superiore risulta forse correlabile alla Sequenza IV (SCIUNNACH & TREMOLADA 2004, TREMOLADA et al. 2010). Nel tardo Miocene, i tassi di sedimentazione nel bacino di avanfossa sudalpino sembrano diminuire in concomitanza di un possibile spostamento verso sud dello spartiacque alpino, avvenuto intorno a 11 Ma (SPIEGEL et al. 2001).

03 Formazione di Chiasso

(Serie di Chiasso, SANTINI 1956; Membro di Chiasso, CITA 1957; Serie von Chiasso, LONGO 1968; Chiasso Formation, RÖGL et al. 1975, GUNZENHAUSER 1985)

La Formazione di Chiasso rappresenta una successione di peliti marnose terigene bioturbate e di siltiti laminate con intercalazioni di areniti da fini a medie, a stratificazione sottile, spesso gradate e laminate (T_{bc} , T_{cd} , T_{de} della sequenza di Bouma). L'unità include il Conglomerato di Villa Olmo (LONGO 1968).

La potenza complessiva della formazione è pari ad almeno 170 m. Il limite basale è sempre rappresentato dal Retroscorrimento di Monte Olimpino (BERNOULLI et al. 1989) mentre, al tetto, la Formazione di Chiasso è troncata da una superficie erosiva che la separa dal sovrastante Conglomerato di Como. GELATI et al. (1988) ipotizzarono la presenza di un'importante lacuna temporale al tetto della Formazione di Chiasso (intervallo Zona P 19 – Zona P 21), corrispondente ad alcuni milioni di anni, messa tuttavia in dubbio da TREMOLADA et al. (2010), i quali tracciano una transizione laterale e verticale tra le due formazioni. Ciò, tuttavia, appare in chiaro contrasto con le evidenze di terreno. La formazione affiora lungo una fascia che, partendo da Como, si sviluppa a meridione di Chiasso e termina poco a nord di Bizzarone. Più a occidente, altri affioramenti della Formazione di Chiasso compaiono a est e a sud del Lago di Varese (GUNZENHAUSER 1985, BERSEZIO et al. 1993).

La Formazione di Chiasso è attribuita all'Oligocene, più precisamente al Rupeliano terminale? – Chattiano (NP 24 – NP 25, RÖGL et al. 1975, TREMOLADA et al. 2010; P 19?, P 20 – P 21, RÖGL et al. 1975, GELATI et al. 1988, 1991). La presenza di frequenti discordanze intraformazionali, glides e slumps, riscontrabili più a occidente nel Varesotto, suggerisce un ambiente deposizionale di scarpata o base di scarpata (GUNZENHAUSER 1985). Sulla base dell'associazione a foraminiferi bentonici è possibile ipotizzare condizioni batimetriche comprese tra 500 e 1000 m (RÖGL et al. 1975, GELATI et al. 1988, 1991).

o_{3c} Conglomerato di Villa Olmo

All'interno della Formazione di Chiasso è presente un certo numero di corpi conglomeratici canalizzati, rastremati lateralmente («Konglomerate von Villa Olmo», LONGO 1968). La litologia comprende conglomerati a supporto clastico disorganizzati o inversamente gradati, con stratificazione in genere poco definita in cui è talora riconoscibile una superficie basale netta: si tratta di sedimenti di flusso gravitativo concentrato, riconducibili a corpi di riempimento di canale. I clasti sono costituiti principalmente da rocce del basamento igneo o metamorfico, cui si aggiungono rocce derivate dalla copertura sedimentaria sudalpina; queste ultime comprendono pure clasti riferibili alla Formazione di Ternate, di età eocenica. Un clasto a composizione tonalitica proveniente dal complesso intrusivo della Val Bregaglia ha fornito un'età di raffreddamento (K-Ar) pari a 31,7 Ma (GIGER & HURFORD 1989), pertanto coerente con l'età del sedimento che lo include (limite delle zone NP 24/25, 27,4 Ma, TREMOLADA et al. 2010).

o_{3-m2} Conglomerato di Como

(Conglomerato di Como, REPOSSI 1922; Conglomerati principali, SANTINI 1956; Membro di Como, CITA 1957; Haupt-(untere) Konglomeratserie, LONGO 1968; Como Formation, RÖGL et al. 1975, GUNZENHAUSER 1985)

La formazione del Conglomerato di Como è dominata da conglomerati ridepositati, ma include i membri arenitici, elencati qui di seguito, che è possibile cartografare separatamente. Nella parte inferiore della formazione questi comprendono il Membro di Castello (non affiorante sul foglio Mendrisio-Como) e il Membro di Ligurno; nel foglio Mendrisio-Como, quest'ultimo è stato incluso nel Conglomerato di Como come intervallo a «pelite e arenite prevalente». Nella parte superiore della formazione, i membri a dominante arenitica interdigerati con il Conglomerato di Como comprendono, verso ovest, la Pelite del Rio dei Gioghi e l'Arenaria di Malnate e verso est, a sud di Como, la Pelite di Prestino e l'Arenaria della Val Grande (Fig. 22). Sporadicamente, sono presenti minori intercalazioni di arenite o pelite. Il Conglomerato di Como si estende dal territorio a est di Como verso occidente fino al Lago Maggiore. Nell'area a sud di Chiasso, la formazione raggiunge una potenza massima di 1500 m (TREMOLADA et al. 2010) o più (2000 m secondo GUNZENHAUSER 1985), che poi diminuisce verso est e verso ovest.

GUNZENHAUSER (1985, fig. 61) distinse quattro tipologie di conglomerato tra quelle appartenenti al Conglomerato di Como (Fig. 23). Spesso amalgamate comprendono (classificazione di WALKER & MUTTI 1973): a) conglomerati a supporto clastico e gradazione inversa (Fig. 23A); b) paraconglomerati a ciottoli dispersi in matrice arenitica (pebbly sandstone) e gradazione inversa; c) conglomerati a supporto clastico e gradazione simmetrica da inversa a normale, con clasti embricati; d) conglomerati a supporto di matrice non gradati o con gradazione normale limi-

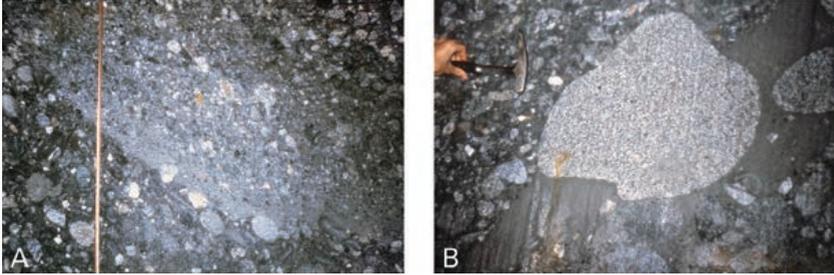


Fig. 23: A) Conglomerato a gradazione inversa con ciottoli di magmatiti e metamorfiti prevalenti. Formazione di Como. Galleria Monte Olimpino II. Foto D. Bernoulli. B) Grande blocco di granodiorite dell'intrusione della Val Bregaglia in una matrice arenacea al tetto di un pebbly sandstone con ciottoli di tonalite e granodiorite, coperto da un conglomerato normalmente gradato. Formazione di Como. Galleria Monte Olimpino II, m 1570 dall'imbocco nord. Foto: D. Bernoulli.

tata ai clasti di dimensioni maggiori (coarse-tail graded) passanti a paraconglomerati a ciottoli e blocchi dispersi in matrice arenitica (pebbly sandstone).

Depositi appartenenti all'ultimo litotipo compaiono soprattutto nella parte superiore della formazione, dove GUNZENHAUSER (1985) li ha distinti al rango di membro («Oberes Como-Formationsglied»); in essi, la taglia dei clasti è molto variabile, comprendendo blocchi di dimensione fino a 2 m. I conglomerati sono stati depositati, per opera di flussi gravitativi concentrati e correnti di torbida ghiaiose ad alta densità, nei settori prossimali di sistemi a canyon sottomarini alimentati da apparati deltizi marginali. Lateralmente passano a facies di intercanale e di argine (Pelite di Prestino), mentre distalmente sono sostituiti da depositi progradanti di lobo di conoide (Arenaria della Val Grande, Arenaria di Malnate).

Il Conglomerato di Como è pressoché privo di fossili. Il suo limite inferiore è assegnato indirettamente al tardo Chattiano in base all'età della sottostante Formazione di Chiasso (Zona P21), quello superiore è vincolato all'età della Pelite di Prestino (Zona NN1, tardo Chattiano), a sud-est del foglio Mendrisio-Como. Rari orizzonti pelitici hanno fornito delle povere associazioni a nannofossili di età tardo-chattiana (Zone NP25 - NN1, TREMOLADA et al. 2010). Nelle sezioni in cui sostituisce lateralmente la Pelite di Prestino e l'Arenaria della Val Grande, il Conglomerato di Como si estende al primo Burdigaliano (Fig. 22).

I clasti del Conglomerato di Como derivano dalle falde di basamento austro-alpine delle Alpi Centrali, da ofioliti sudpennidiche, dal basamento sudalpino e dal complesso intrusivo oligocenico della Bregaglia (tonaliti, granodioriti, Fig. 23B) (LONGO 1968, GIGER & HURFORD 1989, GIGER 1991, BERNOULLI et al. 1993, CARRAPA & DI GIULIO 2001, SPIEGEL et al. 2001). Una percentuale intorno al 50-80% dei clasti dei conglomerati ha natura metamorfica, il 20-50% granitoide e il 3-6%

vulcanica (CARRAPA & DI GIULIO 2001). I clasti di rocce vulcaniche sono diffusi alla base del Conglomerato di Como e la loro frequenza diminuisce rapidamente verso l'alto. I loro caratteri petrologici e isotopici indicano una provenienza da vulcani oligocenici oggi non più preservati nelle Alpi Centrali e Meridionali (GIGER 1991, MALUSÀ et al. 2011). La presenza di clasti provenienti da litotipi tardo-eocenici della Formazione di Ternate testimonia una deformazione tettonica pre-oligocenica, mentre l'esistenza di clasti del Conglomerato di Como all'interno della medesima formazione attesta processi di cannibalizzazione dell'unità. Verso l'alto si assiste all'incremento percentuale di clasti riferibili al complesso intrusivo della Val Bregaglia a spese dei clasti di origine metamorfica e sedimentaria. Tale generale evoluzione da una sorgente di apporto sedimentario a composizione mista di tipo plutonico-metamorfico a una principalmente plutonica si riflette anche nella composizione delle areniti che passa da feldspatolitica a feldspatica nella parte media e superiore della formazione (CARRAPA & DI GIULIO 2001). Le età di raffreddamento e le pressioni di cristallizzazione (GIANOLA et al. 2014) relative ai clasti di litologia riferibile al complesso intrusivo della Bregaglia sono rispettivamente, e considerevolmente, superiori e inferiori rispetto a quelle ottenibili dagli attuali affioramenti della Val Bregaglia. Quest'osservazione testimonia un considerevole sollevamento del complesso intrusivo della Bregaglia, con conseguente erosione e smantellamento, iniziati nel corso del tardo Oligocene: in accordo a ciò, anche le età numeriche fornite dall'applicazione di diversi termocronometri ai clasti e minerali detritici documentano il successivo innalzamento ed erosione di livelli sempre più profondi del complesso intrusivo della Bregaglia (GIGER 1991, MALUSÀ et al. 2011). Nel tratto della successione attribuibile al primo Miocene si assiste all'aumento percentuale, a spese dei clasti provenienti da rocce magmatiche terziarie, sia degli elementi derivanti dalla copertura mesozoica e primo-cenozoica delle Alpi Meridionali sia di quelli provenienti dal basamento metamorfico (LONGO 1968, GIGER 1991, CARRAPA & DI GIULIO 2001).

m₁₋₂ Pelite di Prestino e del Rio dei Gioghi

(Pelite di Prestino: Serie di Cavallasca p.p., SANTINI, 1956; Tonmergel mit Sandstein-Einschaltungen von Brecciago, San Fermo, Cavallasca/ Tonmergel mit Sandstein-Einschaltungen von Casate - Villa Piazza bei Cavallasca, LONGO 1968; Cavallasca Formation, upper part, RÖGL et al. 1975; Prestino-Formation, GUNZENHAUSER 1985; Pelite del Rio dei Gioghi: Sandige oder siltige Tonmergel mit Sandstein-Einlagen von Molino del Trotto, LONGO 1968; Gioghi Formationsglied, GUNZENHAUSER 1985; Peliti del Rio dei Gioghi, GELATI et al. 1988)

La *Pelite di Prestino* poggia sul Conglomerato di Como con un intervallo di transizione. L'unità è composta da peliti marnose e siltiti con intercalazioni di areniti torbiditiche fini e sottilmente stratificate (T_{abc} , T_{cd} , T_{bcd} , raramente T_a); le strut-

ture sedimentarie sono, comunque, spesso cancellate dalla bioturbazione (*Teichichnus*). La potenza della formazione è pari a ca. 450 m.

La Pelite di Prestino è ritenuta un deposito emipelagico inframmezzato da depositi torbiditici, da riferire ad aree d'intercanale o a lobi distali (frangia di canale) di ambiente batiale superiore (GUNZENHAUSER 1985, GELATI et al. 1988, TREMOLADA et al. 2010).

L'età della base della Pelite di Prestino si estende a cavallo del limite Oligocene/Miocene (Zona NP 25, RÖGL et al. 1975; Zona P 22, GELATI et al. 1988; Zona NN 1, TREMOLADA et al. 2010). Verso l'alto, la formazione raggiunge la parte iniziale del primo Burdigaliano (Zona NN 2, RÖGL et al. 1975, TREMOLADA et al. 2010).

La *Pelite del Rio dei Gioghi* è composta da peliti terrigene con intercalazioni di areniti generalmente a stratificazione sottile, sovente massive, talora organizzate in banchi più spessi (T_{a-d}). GELATI et al. (1988), attribuiscono all'unità una potenza di 530 m e assegnano la sua base al primo Burdigaliano. TREMOLADA et al. (2010, p. 46) sottolineano tuttavia che «l'assenza di corrispondenti dati biostratigrafici sui nannofossili calcarei impedisce allo stato attuale una precisa correlazione [delle formazioni dell'area di Como] con le tipiche unità litostratigrafiche dell'area di Varese, a ovest di Como (Peliti di Belforte e del Rio dei Gioghi, Arenaria di Malnate)». La Pelite del Rio dei Gioghi è interpretata come una sequenza di depositi d'intercanale di un sistema di conoide sottomarina (GUNZENHAUSER 1985); sebbene un poco più giovane, in termini di facies l'unità appare pertanto corrispondere grossolanamente alla Pelite di Prestino.

m₂ Arenaria della Val Grande e di Malnate

(Arenaria della Val Grande: Conglomerati intermedi, SANTINI 1956; include le «Arkosische Sandsteine der Val Grande und Parè - Uggiate» e i «mittlere Konglomerate», LONGO 1968; Cavallasca Formation p.p., RÖGL et al. 1975; Val Grande-Formation, GUNZENHAUSER 1985; Arenaria di Malnate: Arkosische Sandsteine von Valle di Malnate, LONGO 1968; Cagno-Formationsglied p.p., GUNZENHAUSER 1985; Arenarie di Malnate, GELATI et al. 1988)

L'*Arenaria della Val Grande* poggia in continuità stratigrafica sulla Pelite di Prestino evidenziando un graduale incremento del rapporto arenite/pelite; verso ovest passa lateralmente, in copertura, al Conglomerato di Como. Il passaggio al sovrastante Conglomerato di Lucino avviene attraverso una lacuna stratigrafica. La potenza è compresa tra 600 m a est e ≤1000 m a ovest (GUNZENHAUSER 1985).

La formazione è costituita da areniti torbiditiche, a stratificazione sottile nella parte inferiore e spessa (da decimetrica a metrica) in quella superiore (T_{ab}, T_{abc}, T_{b-d} della sequenza di Bouma); subordinatamente, sono presenti conglomerati a supporto clastico e intercalazioni di peliti terrigene e di paraconglomerati a ciottoli dispersi in matrice pelitica o arenitica (pebbly mud-/sandstone). I livelli di arenite

sono tipicamente amalgamati, con gradazione limitata al granulo massimo (coarse-tail graded) e spesso organizzati in sequenze negative (thickening upward). Nei livelli di arenite massiva, strutture a piatto di espulsione d'acqua (dish structures) testimoniano un flusso torbidoitico a alta concentrazione. Le tracce fossili sono del tipo *Thalassinoides*, *Zoophycos* e *Rhizocorallium*. Saltuariamente, le arenite, prevalentemente di tipo litico, includono blocchi isolati di rocce cristalline di taglia eccezionale (outrunner clasts) che raggiungono 1 m (GUNZENHAUSER 1985, fig. 48, 51). Le arenite sono interpretate come depositi di lobo di conoide sottomarina e ne rispecchiano una locale retrogressione all'interno dell'area deposizionale e la migrazione verso ovest dei canali di alimentazione (Conglomerato di Como).

La formazione è attribuita al primo Burdigaliano (Zona N 5 o N 6, GELATI et al. 1988; Zona NN 3, TREMOLADA et al. 2010).

L'*Arenaria di Malnate* rappresenta, in parte, un equivalente laterale dell'*Arenaria della Val Grande*. Tra Cagno e Cantello è intercalata nella parte sommitale della Pelite del Rio dei Gioghi. Sebbene non vi siano stati rinvenuti fossili, è probabilmente anch'essa da attribuire al primo Burdigaliano. GUNZENHAUSER (1985) include l'*Arenaria di Malnate* nel suo «Cagno-Formationsglied».

L'unità è costituita da banchi metrici amalgamati di arenite gradata, con una parte basale composta da conglomerato fine o paraconglomerato a ciottoli dispersi in matrice arenitica (pebbly sandstone). Sequenze negative (thickening upward) suggeriscono l'attribuzione a un ambiente deposizionale di lobo di conoide sottomarina.

m₄ Conglomerato di Lucino

(Serie di Lucinasco, Conglomerati superiori, Argille sabbiose di Lurate Caccivio, CITA 1957; Serie von Lucinasco, obere Konglomerat-Serie, Konglomerate von Monte Morone, usw., LONGO 1968; Lucino-Formation, GUNZENHAUSER 1985; Conglomerati di Lucino, GELATI et al. 1988)

Il Conglomerato di Lucino comprende tutti i depositi conglomeratici sovrastanti l'*Arenaria della Val Grande*, la Pelite del Rio dei Gioghi, l'*Arenaria di Malnate* e il Conglomerato di Como. Nell'area del Monte Morone (a ovest del foglio Mendrisio-Como) è segnalata la presenza di un contatto erosivo con la sottostante *Arenaria di Malnate*. L'esistenza di una lacuna stratigrafica alla base della formazione è generalmente accettata e appare confermata dal marcato cambiamento riscontrabile nelle associazioni a nannoflore (TREMOLADA et al. 2010). Analogamente al Conglomerato di Como, anche il Conglomerato di Lucino riflette l'esordio di un nuovo ciclo deposizionale.

All'interno della formazione è stato distinto un certo numero di membri a dominante arenitica o pelitica («Sandige Mergel von Lurate Caccivio», LONGO 1968; Peliti di Lucinasco, *Arenaria di Cagno*, Peliti di Lurate Caccivio, GELATI et al. 1988; «Montano-Formationsglied», GUNZENHAUSER 1985). Di essi, solo l'*Are-*

naria di Cagno è presente in affioramento sul foglio Mendrisio-Como. La potenza del Conglomerato di Lucino è ritenuta pari a 800–1000 m (GELATI et al. 1988).

La formazione affiora limitatamente ed è composta principalmente da conglomerati con subordinate peliti e areniti sottilmente stratificate. A sud di Como, alla base della sezione, sono presenti conglomerati a supporto di matrice, paraconglomerati a ciottoli dispersi in matrice arenitica (pebbly sandstone) e areniti massive. Conglomerati a supporto clastico prevalgono nella parte superiore della sequenza. La presenza, nel Conglomerato di Lucino, di ciottoli derivanti dalla Formazione di Chiasso (BERNOULLI et al. 1989) e, nelle Peliti di Lucinasco, di nanfossili chattiani rimaneggiati (TREMOLADA et al. 2010), è da ricondurre all'eresumazione della Formazione di Chiasso, avvenuta presumibilmente lungo il Retroscorrimento del Monte Olimpino, attivo durante la deposizione dell'unità.

La formazione è attribuita al Burdigaliano–Langhiano (Peliti di Lucinasco, Zona NN 4–5, TREMOLADA et al. 2010). Se non rimaneggiate, le faune a foraminiferi potrebbero indicare la transizione verso un ambiente deposizionale meno profondo per quanto attiene alla parte superiore della formazione (TREMOLADA et al. 2010). La presenza, in un livello arenitico del Conglomerato di Lucino a Maccio (Provincia di Como), di *Bachitherium*, fossile di mammifero attribuito al (tardo) Oligocene da DAL PIAZ (1929), appare in contrasto con l'età miocenica della formazione.

In confronto al Conglomerato di Como, il Conglomerato di Lucino mostra un incremento sia nella percentuale di clasti di rocce sedimentarie sudalpine (LONGO 1968) sia in quella di elementi derivanti da unità di basamento sudalpine, austroalpine e penniniche (GIGER 1991). Negli affioramenti più meridionali del Conglomerato di Lucino (Castiglione Olona, Varese) sono rinvenibili ciottoli litologicamente riferibili al Granito di Novate (~24 Ma, LIATI et al. 2000). La datazione a tracce di fissione su apatite attesta un'età deposizionale massima non superiore a ~20 Ma (BERNOULLI et al. 1993).

m_{4C} Arenaria di Cagno

(Arkosische Sandsteine von Valle di Malnate p.p., LONGO 1968; Cagno-Formationsglied, GUNZENHAUSER 1985; Arenarie di Cagno, GELATI et al. 1988)

L'Arenaria di Cagno, posta alla base del Conglomerato di Lucino, affiora nelle vallecole a sud del Rio dei Gioghi e poggia sulla Pelite del Rio dei Gioghi con un contatto erosivo. Il membro comprende una successione di ca. 30 m di potenza, composta da strati amalgamati di conglomerati fini e areniti massicce, organizzati in corpi lenticolari. Sulla base della posizione stratigrafica è possibile supporre un'età burdigaliana.

SEDIMENTI POST-OROGENICI NEOGENICI

Le formazioni post-orogeniche, di età tardo-miocenica e pliocenica, sono successive agli ultimi sovrascorrimenti nella Cintura di Milano (PIERI & GROPPI 1981), attivi fino al Tortoniano o nel primo Messiniano. In affioramento, tali unità si rinvencono nelle valli profondamente incise dall'erosione in risposta all'abbassamento del livello marino legato alla Crisi di salinità del Messiniano (BINI et al. 1978b). Queste valli tagliano trasversalmente sia il sovrascorrimento fuori sequenza del Coltignone («flessura frontale», DESIO 1929, e autori italiani; SCHUMACHER et al. 1997) sia il retroscorrimento del Gruppo della Gonfolite Lombarda (BERNOULLI et al. 1989): furono dapprima parzialmente riempite da depositi di colata detritica e da depositi fluviali e fluvio-lacustri, tutti di età tardo-messiniana (Conglomerato di Pontegana e depositi fluvio-lacustri presso Castel di Sotto) e poi sommerse nel corso della trasgressione marina pliocenica che invase le valli sudalpine. Sia il Conglomerato di Pontegana che la sovrastante Argilla di Castel di Sotto, di età pliocenica, sono state comunque localmente coinvolte nelle successive faglie neotettoniche (VONDERSCHMITT 1940, fig. 1, ZANCHI et al. 1995, 1997, SILEO et al. 2007) e in un sollevamento post-pliocenico di entità pari ad almeno 450 m.

m₇ Conglomerato di Pontegana

(Pontegana Conglomerat, HEIM 1906; Conglomerato di Pontegana, ZANCHI et al. 1995, 1997)

Il Conglomerato di Pontegana rappresenta il riempimento di un'antica valle sviluppata a oriente dell'attuale incisione epigenetica della Breggia, tra la Valle della Creda (a nord di Morbio Superiore) e Pontegana (HEIM 1906, BUXTORF 1924, VONDERSCHMITT 1940). Tale valle appartiene a un reticolo idrografico messiniano connesso alle coeve formazioni ghiaiose presenti nel sottosuolo della Pianura Padana (formazione delle Ghiaie di Sergnano, RIZZINI & DONDI 1978, 1979). Un segmento di questo reticolo idrografico, legato all'abbassamento del livello marino durante la Crisi di salinità del Messiniano (HSÜ et al. 1973, BINI et al. 1978b), è documentato da una sezione sismica tra Motta e Boscherina (FELBER et al. 1991, PFIFFNER et al. 1997), che rivela la presenza di una valle sepolta, incisa fino a una quota di 140 m sotto l'attuale livello marino (Tav. I, profilo 7). Secondo FELBER et al. (1991), la valle è riempita dal Conglomerato di Pontegana, ricoperto dall'Argilla di Castel di Sotto e infine da depositi pleistocenici. Questa interpretazione è suffragata da un affioramento di Conglomerato di Pontegana presente a Motta e dagli affioramenti di Argilla di Castel di Sotto lungo la Valle della Motta (FELBER et al. 1991), che attestano l'esistenza di un rilievo pre-pliocenico in questo transetto. L'età messiniana del Conglomerato di Pontegana è dedotta dalla sua copertura per appoggio in onlap da parte dell'Argilla di Castel di Sotto (primo Pliocene) e dalla correlazione con l'abbassamento tardo-miocenico del livello marino durante la

Crisi di salinità del Messiniano (BINI et al. 1978b). L'esistenza di una valle simile, di età messiniana e riempita da depositi marini pliocenici, è stata documentata a est di Varese presso Malnate (CORSELLI et al. 1985); un affioramento di Conglomerato di Pontegana è descritto da LEUZINGER (1926) anche a Caravate, a ovest di Varese.

Il Conglomerato di Pontegana comprende tipicamente dei conglomerati non classati, con ciottoli, blocchi e massi da angolosi a subarrotondati, immersi in una matrice poco coerente di composizione da conglomeratica fine ad arenitica. La taglia dei blocchi e dei massi diminuisce generalmente dagli affioramenti della Valle della Creda, a nord di Morbio Superiore, a Sotto Sassi, a sud-ovest di Morbio Inferiore, e a Pontegana. Le pareti di Sotto Sassi, alte intorno a 70 m, consentono l'osservazione alla mesoscala delle strutture sedimentarie del Conglomerato di Pontegana (Fig. 24; v. anche FELBER 1993). Nel settore settentrionale, il Conglomerato di Pontegana è composto da un corpo principale di conglomerato non classato con stratificazione solo accennata, amalgamazione di subunità, lenti locali di conglomerato più fine e arenite, e enormi blocchi, di dimensioni pari ad alcuni metri, immersi in una matrice di conglomerato più fine e di arenite (Fig. 24). Orientazione ed embricazione dei clasti indicano un apporto da nord-ovest, vale a dire dalla Valle di Muggio.

Nel settore meridionale, questa successione passa superiormente, con una superficie di contatto discordante convessa verso l'alto, a una sequenza di conglomerati leggermente più fini, con intercalazioni sabbiose e argillose e stratificazione orizzontale. Mentre la sequenza inferiore sembra attribuibile a una colata di detrito, quella superiore appare rispecchiare un'attività di corrente a carattere maggiormente trattivo. La possibile corrispondenza della sequenza superiore con il «Conglomerato di Pontegana superiore» di LONGO (1968, v. oltre) non è chiara.

Alla collina di Pontegana, località-tipo della formazione, l'affioramento del Conglomerato di Pontegana non è più visibile. Intorno al 1967, il conglomerato e il contatto con l'Argilla di Castel di Sotto descritti nel 1940 da VONDERSCHMITT sono stati, infatti, coperti da un muro in calcestruzzo, eretto in occasione della costruzione dell'autostrada a lato di quest'ultima. Le nostre osservazioni sono pertanto ristrette a un foro di sondaggio che ha permesso di recuperare una carota composta da 10,25 m di Conglomerato di Pontegana sovrastati da 10,5 m di depositi glaciali e Conglomerato di Pontegana ridepositato (coord. 2722.490/1078.090). A Pontegana, LONGO (1968) descrisse una discordanza angolare entro il Conglomerato di Pontegana, separando un'unità inferiore («Conglomerato di Pontegana inferiore»), composta da conglomerati non classati con intercalazioni di arenite, siltite e marna, da un'unità superiore («Conglomerato di Pontegana superiore»), comprendente conglomerati ben stratificati con subordinate lenti di arenite. Longo (1968) segnala la presenza di stratificazione incrociata e foresets a inclinazione di 25° nel conglomerato dell'unità superiore. BINI et al. (2001) includono il «Conglomerato di Pontegana superiore» nel loro Conglomerato di Spinee (tardo Pliocene? - medio Pleistocene?) in base alla minore alterazione e decolorazione di parte dei clasti



Fig. 24: Conglomerato di Pontegana (Messiniano). Lastre di calcare della Formazione di Moltrasio, di dimensioni pari ad alcuni metri, sono immerse in una matrice non classata di conglomerato e calcarenite grossolana. Sotto Sassi, a sud-ovest di Morbio inferiore. Il grande blocco scuro è lungo più o meno 2,5 m. Foto: D. Bernoulli.

presenti in questo tratto della sezione (LONGO 1968); i caratteri litologici del conglomerato proveniente dal foro di sondaggio citato sopra lasciano tuttavia pochi dubbi sull'appartenenza al Conglomerato di Pontegana anche della parte superiore della sezione. VONDERSCHMITT (1940, fig. 1, 2) riconobbe un appoggio per onlap, sovrainposto da una faglia, dell'Argilla di Castel di Sotto su una scarpata di Conglomerato di Pontegana già litificato.

Già HEIM (1906) e BLUMER (1906) notarono la differenza tra i clasti che compongono il Conglomerato di Pontegana e quelli appartenenti alle ghiaie e morene pleistoceniche, a cui lo stesso Conglomerato di Pontegana era stato associato in precedenza (v. HEIM 1906, p. 30). Mentre i depositi pleistocenici sono dominati da rocce del basamento cristallino e da rocce sedimentarie sudalpine relativamente fresche, comprendenti in particolare calcari selciferi non alterati della Formazione di Moltrasio (Liassico), il Conglomerato di Pontegana è composto quasi esclusivamente da clasti di calcare selcifero della Formazione di Moltrasio, affiorante più a

monte nella valle della Breggia, di taglia compresa tra quella del ciottolo e quella del blocco, e profondamente alterati e decolorati. Solo nel tratto inferiore della Valle della Breggia, dove affiorano le relative formazioni, si osservano clasti di radiolarite, calcare della Maiolica e marne cretacee.

A sud della stazione ferroviaria di Balerna, il Conglomerato di Pontegana affiora in una scarpata che fiancheggia il Torrente Raggio (coord. 2721.510/1078.280). L'appoggio per onlap da parte dell'Argilla di Castel di Sotto non è più affiorante, ma è tuttavia riportato nelle carte non pubblicate di L. Vonderschmitt e V. Longo. Lo spettro litologico dei clasti è qui differente da quello riscontrabile nella valle della Breggia. Oltre a lastre e ciottoli grossolani di calcare della Formazione di Moltrasio, esso include blocchi angolosi di dimensione da decimetrica a metrica, ciottoli grossolani e ciottoli subarrotondati di breccia calcarea grossolana, calcarenite e calcarenite conglomeratica, tutti immersi in una matrice calcarenitica grossolana. Dal punto di vista litologico, i clasti di queste brecce e di queste calcareniti comprendono calcari fossiliferi della Maiolica e areniti ibride contenenti frammenti di rocce del basamento cristallino, vulcaniti, calcari pelagici cretacei e calcareniti con foraminiferi del genere *Orbitolina* palesemente rimaneggiati. Tali litologie sono chiaramente ridepositate dal Flysch Lombardo e dai suoi termini conglomeratici (Conglomerato di Torre, Conglomerato di Prella). Un'alta percentuale dei clasti deve pertanto provenire dalle aree poste a nord-ovest di Balerna, costituite da tali formazioni.

Un piccolo affioramento di Conglomerato di Pontegana si trova nella Valle della Motta (VONDERSCHMITT in RENFER 1964; coord. 2719.520/1079.020). I clasti derivano dalla Formazione di Moltrasio con radiolarite in subordine.

Le brecce che costituiscono la collina di Sant'Antonio a Balerna e che sono ritenute appartenere al Conglomerato di Pontegana da FELBER (1993) e BINI et al. (2001) sono in realtà da attribuire a depositi pleistocenici: sono, infatti, composte da frammenti angolosi di calcare della Formazione di Moltrasio che, tuttavia, non mostrano l'alterazione e la decolorazione tipiche dei clasti del Conglomerato di Pontegana.

Successione fluvio-lacustre di Castel di Sotto

A sud di Balerna, sotto i depositi pliocenici dell'Argilla di Castel di Sotto si sviluppa una sequenza non marina di 75 m di spessore, composta da sabbie, argille e conglomerati, di presunta età messiniana. Tali sedimenti sono interpretati come una successione di depositi di colata di detrito e depositi fluvio-lacustri, interdigerati ed esprimenti la parte superiore e più distale del sistema di Pontegana (RUTISHAUSER 1986). La successione è nota solo in un foro di sondaggio (coord. 2720.740/1078.260) e in rari affioramenti presso Castel di Sotto, oggi tuttavia coperti da materiali di riporto. Nel foro di sondaggio, la serie poggia in discordanza sul Flysch di Coldrerio (Campaniano).

P₁ Argilla di Castel di Sotto
(BINI et al. 2001; Pliocaen von Balerna auct.)

La formazione dell'Argilla di Castel di Sotto è costituita da una successione di argilliti e argilliti marnose (5–15% CaCO₃), di colore grigio scuro, con intercalazioni da centimetriche a decimetriche di siltiti giallastre. Subordinatamente sono presenti orizzonti di arenite a laminazione incrociata e livelli lenticolari con frammenti di gusci e clasti di fango (LONGO 1968, RUTISHAUSER 1986, VIOLANTI 1991). La presenza di conglomerati appare essere confinata alla base della formazione (LONGO 1968), che comprende pure superfici erosive intraformazionali (VIOLANTI 1991). La località-tipo, una cava dismessa di argilla a sud di Castel di Sotto (Novazano), è oggi prevalentemente coperta da materiali di riporto e vegetazione; di conseguenza, nel seguito si fa affidamento ai dati pubblicati. Riguardo alla località-tipo, è riportata una potenza in affioramento pari a ca. 60 m (PREMOLI SILVA 1964), 36 m (RUTISHAUSER 1986) e 45 m (VIOLANTI 1991); la potenza della formazione è invece di 54 m in un sondaggio presso Morbio Inferiore (coord. 2723.450/1078.695; VIOLANTI & FELBER 2016). Degli altri grandi affioramenti a Pontegana (VONDERSCHMITT 1940, LONGO 1966, 1968), Scabriana (PANZERA 1934, VONDERSCHMITT 1940) e Casanova Lanza (MARTINIS 1950), solo quest'ultimo è tuttora visibile. Combinando i dati ricavabili dai sondaggi e dalla distribuzione degli affioramenti, e prescindendo dall'esistenza d'importanti disturbi tettonici post-pliocenici sui limiti formazionali, per l'area di Casanova Lanza risulta ipotizzabile una potenza intorno a 200 m, pertanto ben superiore rispetto a quella della località-tipo.

La formazione dell'Argilla di Castel di Sotto poggia in discordanza sul Conglomerato di Pontegana (Messiniano) e sui depositi fluvio-lacustri che lo ricoprono. Conglomerato di Pontegana e Argilla di Castel di Sotto colmano antiche valli erose durante il considerevole abbassamento del livello di base legato alla Crisi di salinità del Messiniano (BINI et al. 1978b). Mentre il Conglomerato di Pontegana e i depositi fluvio-lacustri rappresentano depositi continentali in accumulo nelle valli create dall'erosione messiniana, l'Argilla di Castel di Sotto è l'espressione della successiva trasgressione marina. Quest'ultima, avvenuta durante il primo Pliocene, determinò la formazione di un sistema di coste a rias e la deposizione di argille marine all'interno di tale ambiente costiero di sommersione. A Pontegana, la formazione dell'Argilla di Castel di Sotto poggia in onlap sui depositi già cementati del Conglomerato di Pontegana, lungo una ripida scarpata in seguito modificata da una faglia (VONDERSCHMITT 1940). Nelle argille plioceniche di quest'affioramento, LONGO (1968) segnala la presenza di blocchi e detrito derivanti dal Conglomerato di Pontegana. Nella località-tipo, l'Argilla di Castel di Sotto sembra appoggiare in onlap sui depositi fluvio-lacustri messiniani; il contatto si sviluppa lungo una superficie concava verso l'alto (RUTISHAUSER 1986, p. 19, fig. 5), interpretata da RUTISHAUSER (1986) come la traccia di un piano di faglia. In altre località, l'Argilla di Castel di Sotto è stata interessata da successive faglie neotettoniche (ZANCHI et

al. 1995, 1997, SILEO et al. 2007). La presenza dell'Argilla di Castel di Sotto a una quota pari a 450 m sopra l'attuale livello del mare implica un sollevamento post-pleiocenico dell'area di entità pari ad almeno tale valore.

Le ricche faune e flore fossili dell'Argilla di Castel di Sotto sono note da molto tempo. Queste comprendono principalmente molluschi (BRAMBILLA & GALLI 1991, CORSELLI 1997), echinoidi (RAGAINI 1996), foraminiferi bentonici e planctonici (PREMOLI SILVA 1964, VIOLANTI 1991) e piante terrestri (BRAMBILLA 1992), inclusi i relativi granuli pollinici (SIDLER 1992; v. anche GUAITANI 1944 per una lista più completa delle faune plioceniche della Lombardia). Prevalgono forme batiali tipicamente diffuse sui substrati mobili o all'interno degli stessi; le forme (ri-depositate) proprie del piano infralitorale appaiono essere ristrette a taxa che favoriscono i substrati duri (CORSELLI 1997). I foraminiferi planctonici comprendono, con alcune eccezioni, forme di piccole dimensioni e con ultima camera sottosviluppata («Kümmerforms»; PREMOLI SILVA 1964, RUTISHAUSER 1986); i foraminiferi bentonici sono ben rappresentati e rispecchiano condizioni di ossigenazione parzialmente ridotta. Nel suo insieme, la fauna riflette una sedimentazione in un ambiente da neritico inferiore a epibatiale superiore, a morfologia molto articolata e batimetria fortemente variabile (BRAMBILLA & GALLI 1991), oscillante tra 80 e 150 m; fenomeni di upwelling costiero potevano essere indotti da flussi convettivi legati alla circolazione estuarina nei bracci marini della costa a rias, corrispondenti a paleo-valli sommerse (VIOLANTI 1991, VIOLANTI & FELBER 2016). L'associazione a foraminiferi bentonici indica un'età corrispondente al tardo primo Pliocene (PREMOLI SILVA 1964, VIOLANTI 1991).

QUATERNARIO

Il foglio Mendrisio-Como è particolarmente importante per la varietà di forme e depositi del Quaternario, poiché comprende, dal punto di vista temporale, formazioni che coprono in sostanza l'insieme del periodo e, dal punto di vista spaziale, alcune zone di anfiteatro delle ultime grandi glaciazioni. Per approfondimenti di dettaglio della geologia e geomorfologia del Quaternario del territorio del foglio e delle zone circostanti, si rimanda a quanto presentato nei capitoli di inquadramento geologico e alla storia della ricerca geologica. Un compendio esaustivo e dettagliato delle sezioni stratigrafiche nei depositi quaternari del foglio, al quale faremo spesso riferimento, è presentato da FELBER (1993) e BINI et al. (2001). I rapporti stratigrafici tra la stratigrafia adottata nel foglio Mendrisio-Como e quella proposta da BINI et al. (2001) e revisionata da BINI et al. (2015) sono presentati nella Tabella 3.

Tab. 3: *Rapporti stratigrafici tra le unità cronostatigrafiche quaternarie utilizzate nel foglio Mendrisio-Como (Fig. 2 e 3) e l'allostratigrafia adottata da BINI et al. (2001).*

Unità stratigrafiche foglio Mendrisio-Como	Allostratigrafia da BINI et al. (2001)	Epoca/Piano	Caratteristiche
Depositi del Postglaciale (depositi che sono differenziati in base alla loro facies)	Unità Postglaciale	(Tardo Pleistocene) – Olocene	Depositi successivi alla fine dell'ultimo ciclo glaciale (post-Termination I), corrispondenti al MIS 1
Depositi dell'Ultimo Massimo Glaciale (LGM) e fasi di ritiro (depositi che sono differenziati in base alla loro facies).	Alloformazione di Cantù	Tardo Pleistocene	Depositi dell'ultimo ciclo glaciale, la cui massima avanzata (UMG/LGM) corrisponde al MIS 2
Depositi precedenti all'Ultimo Massimo Glaciale (depositi che sono differenziati in base alla loro facies).	Allogruppo di Besnate	Pleistocene medio	Depositi corrispondenti alle principali glaciazioni precedenti l'UMG (MIS 67 –20?)
Depositi del Pleistocene inferiore (depositi che sono differenziati in base alla loro facies).	Allogruppo della Colma (incl. Conglomerato di Mendrisio, Conglomerato di Spinee, Unità di Novazzano e Ceppo di Trevano)	Primo Pleistocene – Pleistocene medio	Depositi cementati di età, litologia e facies diverse presenti sui versanti del Mendrisiotto.
	Ceppo della Bevera	Primo Pleistocene	

Primo Pleistocene

Depositi del Pleistocene Inferiore

I depositi del Pleistocene inferiore presenti sul foglio Mendrisio-Como sono sovrapposti in discordanza sui depositi del Neogene post-orogenico o del Gruppo della Gonfolite Lombarda e sottoposti ai depositi attribuiti ai cicli glaciali del Medio e Tardo Pleistocene. Dal punto di vista sedimentario, essi sono il più sovente litificati a causa di cementazione parziale o completa. I depositi fluviali e fluvioglaciali parzialmente o completamente cementati sono spesso descritti nella letteratura classica con il termine di «Ceppo» (p.es. OROMBELLI 1979, BINI et al. 2001). Questi depositi non sono stati differenziati in formazioni come operato da BINI et al. (2001), che hanno distinto il Ceppo della Bevera, il Conglomerato di Mendrisio, il Conglomerato di Spinee, l'Unità di Novazzano e il Ceppo di Trevano, ma caratterizzati in base alla loro facies sedimentaria in depositi fluviali, fluvioglaciali e lacustri.

q_{rc} Deposito fluviale cementato

I depositi fluviali del Pleistocene inferiore corrispondono ai depositi quaternari più antichi presenti sul foglio. Essi sono presenti tra Prella e Novazzano e nei solchi vallivi della Ranza (Val Morea) e del Faloppia (tra Faloppio e Seseglio). L'affioramento più occidentale del foglio, a valle di Cantello (coord. 2712.190/1074.120), presenta della ghiaia a stratificazione planare incrociata a supporto clastico composta da ciottoli sub-arrotondati di varie litologie (tra le quali dominano gli elementi cristallini), in letti decimetrici alternati a letti più ghiaiosi-sabbiosi (Fig. 25A). La matrice è ghiaiosa e sabbiosa grossolana. Il deposito può essere interpretato come fluviale mediamente maturo, probabilmente proveniente da NNE (come indicherebbe il riempimento dietro ai blocchi più grandi). Fasi in cui la corrente era meno forte sono caratterizzate da sabbia a laminazione incrociata, che spesso ingloba clasti grossolani.

Spostandosi verso est, a valle di Ródero (coord. 2715.520/1075.430) affiora una ghiaia massiva a supporto clastico, litificata per cementazione, composta da ciottoli e ghiaia in matrice grossolana (Fig. 25B). Sull'altro versante della Val Morea, a valle di Cna Pinnazzo (coord. 2715.500/1075.145) si ritrova ancora una ghiaia massiva, in alternanza a supporto di matrice o clastico, a volte con stratificazione incrociata poco evidente. Leggermente più a sud, nel solco fluviale del Rio Renone (tra Cagno e Caversaccio; coord. 2715.410/1074.690), i banchi ghiaiosi più grossolani sono alternati a banchi molto più fini, composti da sabbia a stratificazione incrociata concava ben evidente. I depositi fluviali cementati del Pleistocene inferiore identificati nella valle della Ranza sono stati raggruppati da BINI et al. (2001) nel Ceppo



Fig. 25: Esempi di depositi del Pleistocene inferiore. (A) Deposito fluviale cementato con alternanze di sabbia stratificata (Ss) e ghiaia a stratificazione planare incrociata a supporto clastico (Gp-c) a valle di Cantello; (B) Deposito fluviale cementato composto da ghiaia massiva a supporto clastico (Gmc) a valle di Ródero; (C) Argilla e/o limo glaciolacustri (Fm) coperti da un deposito glaciale precedente all'UMG (Dmm) in località Terranera (Bizzarrone). Foto: C. Scapozza.

della Bevera. Una struttura sedimentaria simile si riscontra ancora più a oriente, dove all'interno della Cava ARENA S.r.l. di Gaggino (coord. 2718.800/1074.625) si può osservare un'alternanza tra ghiaia e sabbia a stratificazione incrociata concava. BINI et al. (2001) hanno definito sulla base di questi depositi l'Unità di Gaggino, che essi attribuiscono al Pleistocene medio-tardo.

q_{sN} ***Sabbia di Novazzano***

A sud di Prella (coord. 2717.820/1078.085), si trova sempre un'alternanza tra ghiaia e sabbia a stratificazione incrociata concava che costituisce un grosso corpo sedimentario identificabile nei solchi di incisione fluviale presenti tra Bizzarrone e Brusata (denominato Conglomerato di Mendrisio da BINI et al. 2001). Tra Brusata e Novazzano, i depositi fluviali diventano più fini e sono costituiti essenzialmente da sabbia da fine a grossolana sovrapposta all'Argilla di Castel di Sotto pliocenica, denominata Unità di Novazzano da BINI et al. (2001). I depositi fluviali del Pleistocene inferiore della regione di Novazzano sono localmente clinostratificati a 18-20°, formando dei foreset deltizi, e costituiscono un grosso corpo di depositi fluvio-deltizi probabilmente provenienti da nord. LONGO (1968) ha attribuito questi depositi al Villafranchiano (piano informale corrispondente al Calabriano).

q_{fgc} **Deposito fluvioglaciale cementato**

I depositi fluvioglaciali cementati, che dal punto di vista sedimentologico e topografico richiamano un'origine in un ambiente di sedimentazione prossimale ai ghiacciai, sono stati distinti dai depositi fluviali cementati. Essi presentano basso grado di arrotondamento e sfericità dei clasti e una frazione grossolana molto importante che richiama la loro fonte primaria glaciale. Si presentano spesso addossati a un versante secondo una morfologia tipica di terrazzo di kame: sono presenti, ad esempio, sui versanti della valle del Laveggio tra Mendrisio e Capolago in località Segoma/Tó e Vignoo, in Val Porina tra il Monte San Giorgio e Meride, nella bassa valle della Breggia tra Morbio Inferiore e Cernobbio. A monte di Cernobbio, tra Olzino, Casnedo e Stomano, sono ben visibili i resti di un paleo-delta fluvioglaciale (terrazzo di kame) composto da ghiaia massiva a supporto di clasti, ma con matrice presente, litificata per cementazione e grossolanamente clinostratificata in direzione SE. Questo paleo-delta indica un livello del paleo-lago di Como nel Pleistocene (Primo?/Medio?) a quota 340-350 m s.l.m. Un paleo-delta a livello inferiore è presente anche a Como M. Olimpino (coord. 2725.900/1075.600), con l'orlo del terrazzo di kame che indica un paleo-livello lacustre a ca. 260 m s.l.m. Un imponente conoide fluvioglaciale/paleo-delta è pure presente allo sbocco della Valle di Muggio tra Castel San Pietro e Balerna, sovrapposto direttamente sul substrato cretaceo.

q₁ Deposito lacustre

In località Terranera a Bizzarone (coord. 2717.510/1077.530) è presente un deposito fine originatosi in un bacino lacustre di sbarramento glaciale: è composto da argilla/limo massivo, a tratti a laminazione orizzontale, di colore grigio chiaro tendente al verde chiaro, con settori probabilmente più ossidati di colore beige scuro (Fig. 25C). I fini sono coperti, in contatto erosivo, da diamicton massivo a supporto di matrice, talvolta a supporto clastico, composto da piccoli blocchi e ciottoli da sub-angolosi a sub-arrotondati in matrice sabbiosa fine di colore bruno, interpretato come un deposito glaciale precedente all'Ultima glaciazione, probabilmente del Pleistocene medio. Non si ha la certezza stratigrafica che tale deposito lacustre sia del Pleistocene inferiore, ma è sicuramente anteriore ai depositi glaciali dei cicli precedenti all'UMG.

Un deposito di origine glaciolacustre è stato osservato nel solco di erosione a valle di Casanova Lanza (coord. 2716.350/1075.450). Sovrapposto a un diamicton massivo a supporto di matrice posto direttamente sopra il substrato (Argilla di Castel di Sotto), è composto da un'alternanza tra sabbie fini e limi argillosi massivi, grossolanamente ritmati (varve?). Il fatto che questo deposito glaciolacustre è coperto da depositi fluvioglaciali e glaciali precedenti all'UMG indicherebbe facies sempre più prossimali a un fronte glaciale in avanzata.

Età dei depositi del Pleistocene inferiore

L'attribuzione cronologica di tali depositi è esclusivamente su base stratigrafica. Essi sono in effetti più giovani dell'Argilla di Castel di Sotto (Zancleano) e più antichi dei depositi glaciali delle glaciazioni più estese (MIS 6?, 12?, 16?) appartenenti al Pleistocene medio. Le uniche datazioni disponibili $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ corrispondono alla chiusura del processo di sedimentazione di depositi attribuiti da BINI et al. (2001) all'Allogruppo della Colma, precedente a quello che definiscono come Allogruppo di Besnate e che racchiude i depositi anteriori all'UMG del Pleistocene medio e superiore (Tab. 3). Queste datazioni sono interpretabili esclusivamente come età minime della cementazione, mentre il deposito è più antico, anche se non è possibile precisarne meglio l'età. FELBER (1993) data a 87,3–66,3 ka il cemento carbonatico di un conglomerato rilevato in località San Martino a Mendrisio (coord. 2719.900/1081.550). Secondo BINI et al. (2001), il cemento calcitico del conglomerato del Ceppo dell'Olonà (non affiorante sul foglio Mendrisio-Como), proveniente da Cava Fontanelle (Veduggio Olona, VA), è stato datato a ≥ 300 ka fa. Stando al rapporto tra gli isotopi dell'uranio, l'età di tali conglomerati potrebbe essere superiore a 800–1500 ka (BINI 1997), e quindi essi sarebbero attribuibili al Primo Pleistocene.

Medio Pleistocene

Depositi precedenti all'Ultimo Massimo Glaciale

Dal punto di vista stratigrafico, questi depositi sono sovrapposti ai depositi cementati del Pleistocene inferiore o precedenti, spesso in discordanza. Nei solchi vallivi principali sono coperti dai depositi dell'Ultimo Massimo Glaciale (UMG). Coprono aree ben più importanti rispetto ai depositi dell'ultimo ciclo glaciale e si trovano anche a quote più elevate. L'estensione massima dei depositi glaciali precedenti all'UMG permette quindi di definire la parte di territorio coperto dai ghiacci durante la Massima Estensione dei Ghiacciai (MEG – Most Extensive Glaciation). Dato che non è possibile stabilire con certezza se questi depositi siano sincroni, è più corretto considerare semplicemente la MEG come composta da almeno due o tre fasi (SCHLÜCHTER 2004), comprendenti tutte le evidenze glaciali tra il limite esterno raggiunto durante l'UMG e i cordoni morenici più esterni. I depositi precedenti all'Ultimo Massimo Glaciale sono spesso coperti da suoli più profondi rispetto a quelli sovrapposti ai depositi dell'UMG. Al nord delle Alpi Svizzere, i depositi della MEG sono posti di poco sopra al limite magnetostratigrafico Matuyama–Brunhes (781 ka), che divide il Primo e il Medio Pleistocene (SCHLÜCHTER 2004). Secondo l'allostratigrafia di BINI et al. (2001), i depositi precedenti all'UMG corrispondono all'Allogruppo di Besnate (Tab.3).

q_m Deposito glaciale precedente all'Ultima glaciazione

(incl. deposito glaciale di fondo)

Sono i depositi quaternari più estesi nella parte occidentale del foglio. Caratterizzano buona parte delle pianure e dei versanti all'esterno e sopra il limite dei depositi dell'UMG. Sulle pendici meridionali del Monte San Giorgio si trovano a quote inferiori ai 900 m s.l.m: costituiscono i pianori di Meride e Tremona, e caratterizzano i versanti tra Arzo, Saltrio, Viggiù fino a una quota massima di 580 m s.l.m. Tra Cantello e Ronago essi coprono la quasi totalità delle colline gonfolitiche fino a una quota massima di 440 m s.l.m. sulle pendici del colle di S. Maffeo (Ródero), 500 m s.l.m. a nord di Bizzarone e 530 m s.l.m. al M. Prato (Uggiate-Trévano). Sulle pendici meridionali del Monte Generoso tali depositi segnano il limite massimo raggiunto dal lobo di Capolago del Ghiacciaio dell'Adda a 600–700 m s.l.m. a monte di Somazzo, Salorino e Obino e nella Valle di Muggio (Muggio, Crotta). A monte di Sagno e nella Valle Greggio che sbocca a Cernobbio, tale limite è leggermente più alto e raggiunge 760–820 m s.l.m. Questo limite tende a risalire lungo i versanti del Lago di Como, e raggiunge 840 m s.l.m. a monte di Rovenna e 920 m s.l.m. sul versante che domina Moltrasio.

Questi depositi glaciali si presentano il più sovente come diamicton massivo a supporto di matrice, a volte tendente a ghiaia massiva a supporto di matrice, spesso sovra-consolidati, con clasti cristallini ben alterati da sub-angolosi a sub-arrotondati e matrice limosa o sabbiosa di colore beige scuro tendente a ocra. L'affioramento più rappresentativo del foglio si trova a Bizzarone (coord.2717.630/1076.975), dove in uno spaccato di 15×3 m è possibile osservare quanto descritto sopra (Fig. 26A). Altri affioramenti degni di attenzioni si trovano a Cantello in località Cascine Pau (coord.2712.880/1075.520), a S. Giorgio (coord.2713.810/1075.365), a Cagno (coord.2715.380/1074.475), a Bizzarone in località Terranera (coord.2717.320/1077.590) e a Uggiate in località Annunziata (coord.2718.860/1076.230).

Depositi glaciali di fondo precedenti all'UMG si presentano spesso come fini massivi sovra-consolidati con ciottoli sparsi, a volte striati, di colore ocra. Affioramenti rappresentativi si trovano a Cagno (coord.2713.820/1074.005), non cartografati separatamente dagli altri depositi glaciali, e a Drezzo (coord.2721.500/1075.250), dove caratterizzano solchi incisi dall'erosione fluviale nel Conglomerato di Como.

I cordoni morenici precedenti l'UMG permettono di definire la paleogeografia di alcune fasi glaciali del Pleistocene medio (v. BINI et al. 2001). Le sequenze di cordoni morenici più interessanti sono quelle presenti tra Stabio e Baraggia (Viggiù) e tra Cantello, Cagno e Albiolo. Queste ultime testimoniano probabilmente le fasi di estensione massima dei ghiacciai sul territorio del foglio, mentre i cordoni morenici di Stabio sono probabilmente il resto di una fase glaciale poco più estesa rispetto a quella dell'UMG. Va infine citato l'imponente cordone morenico di Lattecaldo (Morbio Superiore), testimonianza di una fase glaciale che barrava lo sbocco della Valle di Muggio a ca. 600 m.s.l.m.

Diverse zone presentano gruppi importanti di massi erratici, come ad esempio a Stabio, Saltrio e sul versante meridionale del P. Meda a monte di Masliànico e Cernobbio.

I massi erratici più significativi presenti nelle zone di anfiteatro sono essenzialmente composti da granito o gneiss. Tra quelli granitici, ne segnaliamo uno a Bizzarone (coord.2717.455/1076.985) e un altro, a feldspato potassico rosa e biotite, situato in località Cascine Pau a Cantello (coord.2712.820/1075.650). Massi erratici di gneiss occhiadino sono presenti ad esempio a Cantello (2713.065/1075.810), a Caversaccio (Valmorea, coord.2716.340/1074.930), probabilmente spostato, e in località Cna Pioppette a Uggiate (coord.2718.890/1076.695).

Sulla base della distribuzione spaziale dei depositi glaciali, dei cordoni morenici e dei massi erratici precedenti all'UMG, è stato possibile tracciare i limiti della MEG (Fig. 27A). Il risultato è relativamente coerente sia con la carta della massima espansione dei ghiacciai tracciata da BINI et al. (1996) sia con la paleogeografia dell'estensione massima durante la Glaciazione Besnate determinata da BINI et al. (2001).



Fig. 26: Depositi di ambiente glaciale. A) Deposito glaciale precedente all'UMG a Bizzarone. B) Deposito glaciale di cordone morenico laterale di uno dei primi stadi di ritiro dopo l'UMG in località Pastura a Uggiate-Trévano, composto da diamicton massivo a supporto di matrice (Dmm) misto a ghiaia massiva a supporto di matrice (Gmm). C) Deposito fluvioglaciale di progressione glaciale dell'UMG osservato in un fronte di scavo della Cava ARENA S.r.l in località Gaggino (Faloppio), con componenti grossolane di colata e barre residuali (Gmm) alternati a sabbia a stratificazione incrociata da riempimento di canale (St) e sabbia a stratificazione orizzontale (Sh). Foto: C. Scapozza.

q_{fg} *Deposito fluvioglaciale*

I depositi fluvioglaciali precedenti all'UMG caratterizzano numerose aree all'esterno dei sistemi di cordoni morenici precedenti all'UMG; si ritrovano quindi in prevalenza nel settore sud-ovest del foglio, in particolare nei solchi di erosione tra i cordoni morenici o nelle paleopiane proglaciali di dilavamento glaciale.

Si presentano spesso come ghiaia massiva a supporto clastico, ma con matrice presente, con ciottoli da decimetrici a centimetrici ben arrotondati. La matrice è spesso composta da sabbia poco abbondante e il deposito può essere sovra-consolidato. Un affioramento tipo si trova a Villa Gasperotto (Cantello, coord. 2714.230/1076.680), dove la clinostratificazione planare a 25° indica che i depositi costituiscono probabilmente i foreset di un paleodelta fluvioglaciale (terrazzo di kame). La facies non è solamente ghiaiosa: in un affioramento a valle di Casanova Lanza (coord. 2716.160/1075.850), i depositi fluvioglaciali sono costituiti da sabbia massiva con ciottoli sparsi, sovra-consolidata, di colore bruno-ocra. I clasti sono sub-arrotondati e fortemente alterati (alcuni praticamente arenizzati). Tale deposito tende a diventare più grossolano verso l'alto (Gmm/Dmm in spaccato a coord. 2716.380/1075.480), indicando un ambiente di sedimentazione più prossimo al fronte glaciale.

Terrazzi di kame costituiti da depositi fluvioglaciali sono presenti nei principali solchi vallivi dominati dai depositi precedenti all'UMG. Si trovano ad esempio sui versanti della valle del Laveggio tra Rancate e Besazio, nella valle della Bévera, e in Val Morea, dove segnano le principali fasi di stagnazione dei ghiacciai in ritiro dopo i periodi stadiali caratterizzati dalla deposizione di cordoni morenici.

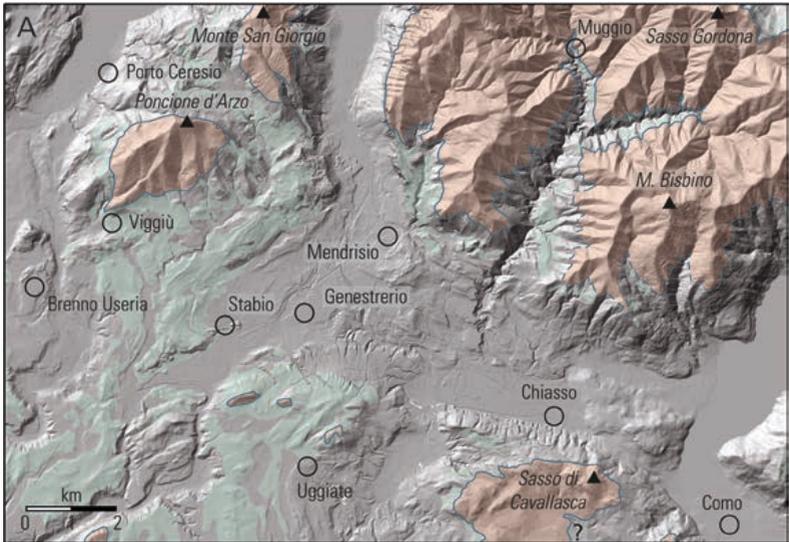
q_{fb} *Deposito fluvioglaciale della Breggia*

Un imponente conoide fluvioglaciale, ben preservato, è presente allo sbocco della Valle di Muggio tra Caslaccio e Pontegana (Balerna) ed è stato differenziato come deposito fluvioglaciale della Breggia. Ha spessore di almeno 45 m ed è composto da alternanze di ghiaia e diamicton, con passaggi più fini (sabbia a sabbia fine limosa, fino a limi sabbiosi, localmente cementati), osservati in un sondaggio realizzato a Caslaccio (Balerna) spintosi fino al substrato di Flysch Lombardo (coord. 2722.028/1079.064) e descritti in affioramento da BINI et al. (2001).

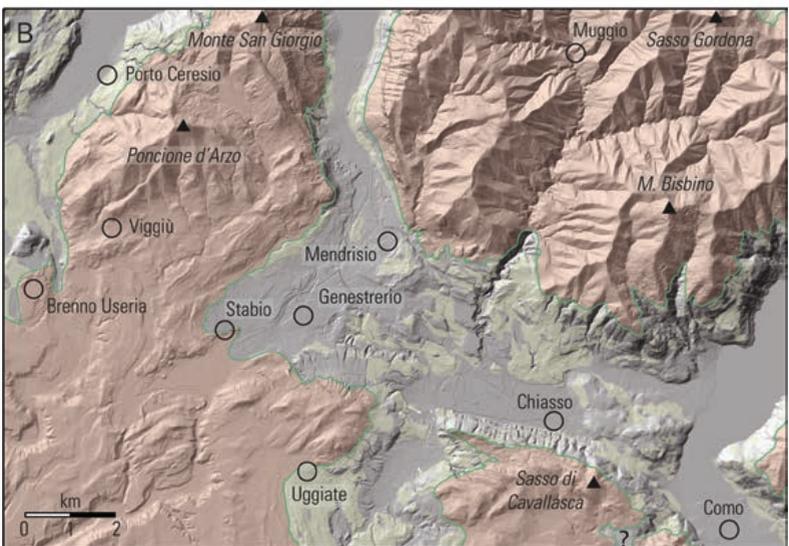
Deposito di dilavamento glaciale

I depositi di dilavamento glaciale sono prodotti dal lavaggio della matrice dei depositi glaciali durante le prime fasi di una deglaciazione in un contesto di pro-

Fig. 27: Limite massimo dei ghiacciai e zone non interessate da glaciazioni (nunatak). A) Massima espansione dei ghiacciai (MEG). B) Ultimo Massimo Glaciale (UMG).



Deposito glaciale precedente l'UMG Limite della MEG Nunatak



Deposito glaciale dell'UMG Limite dell'UMG Nunatak e area priva di ghiaccio

cessi paraglaciali (CURRY & BALLANTYNE 1999, SCAPOZZA et al. 2009). Essi si presentano quindi come conoidi composti da sabbie e da parti fini, spesso denominati anche conoidi di limi di versante. Ne troviamo sul fondovalle della Bévera e in Val Morea. Gli esempi più significativi sono i due conoidi in località Madonna di Campagna a Cantello (coord. 2713.500/1076.300) e in località Bressanella a Ugiate (coord. 2717.250/1076.150).

q_n Deposito fluviale

I depositi a carattere esclusivamente fluviale precedenti all'UMG sono relativamente rari, poiché è spesso difficile distinguerli chiaramente da quelli fluvioglaciali. Si può riconoscere un imponente corpo sedimentario sul fondovalle della Bévera tra Brenno Useria e Velmaio, in parte sfruttato quale cava di ghiaia e sabbia (coord. 2712.500/1078.200). La piana alluvionale nel solco vallivo tra Parè e Cavalasca, chiusa verso valle da una morena laterale precedente all'UMG (coord. 2721.950/1074.300), è un altro esempio di deposito fluviale non o poco condizionato da processi glaciali.

Età dei depositi precedenti all'UMG

I depositi precedenti all'Ultimo Massimo Glaciale comprendono soprattutto i maggiori cicli glaciali del Pleistocene, anteriori all'UMG (MIS 2). Stando alla stratigrafia isotopica, i periodi caratterizzati da maggior glacialismo continentale a livello globale sono compresi soprattutto tra i MIS 20 (814–790 ka) e MIS 6 (191–130 ka, Fig. 2; LISIECKI & RAYMO 2005). Sappiamo inoltre che tali depositi sono più giovani dell'inversione magnetica Matuyama–Brunhes (781 ka). FELBER (1993) presenta una datazione $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ a 55,07–48,57 ka fa del cemento carbonatico del detrito di versante in località Cantone a Rancate (coord. 2718.770/1082.540). Una compilazione di datazioni al radiocarbonio di materiale organico interrato dai depositi glaciali dell'UMG e di paleo-suoli su depositi glaciali precedenti all'UMG, utilizzate per delimitare l'età dell'UMG (Tab. 4 e Fig. 31), permette di stabilire un'età minima dei depositi precedenti all'UMG compresa tra 45,8 e 27,3 ka cal BP. Considerando che tra la Termination II (finita 130 ka fa) e la Termination I (14,5 ka cal BP) i ghiacciai non sono mai stati più estesi di quanto raggiunto durante il MIS 2 (Fig. 3), è probabile che l'età dei depositi glaciali e fluvioglaciali precedenti l'UMG sia più antica del MIS 5e (130–109 ka; LISIECKI & RAYMO 2005). Essi sarebbero quindi attribuibili al Medio Pleistocene. Considerazioni diverse si possono fare per i depositi fluviali precedenti l'UMG, che sono verosimilmente interglaciali – e quindi potrebbero appartenere al MIS 5e – o interstadiali, e quindi appartenere ai MIS 5c, 5a o 3 (Fig. 3). In questo caso essi sarebbero attribuibili al Medio e Tardo Pleistocene, anteriore a 29 ka cal BP.

Tardo Pleistocene e Olocene

Depositi dell'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) e fasi di ritiro

Sono riferiti alla fase parossistica dell'ultimo ciclo glaciale e deglaciazione. La loro estensione massima permette quindi di definire il territorio interessato dal glacialismo durante l'Ultimo Massimo Glaciale. L'alterazione dei depositi dell'UMG è poco evoluta, le forme sono ben conservate e non sussiste in pratica nessuna copertura loessica. I depositi dell'UMG e fasi di ritiro corrispondono, secondo l'allostratigrafia di BINI et al. (2001), all'Alloformazione di Cantù (Tab. 3).

q_{4m} Deposito glaciale dell'Ultima glaciazione

(incl. deposito glaciale di fondo)

I depositi glaciali riferibili all'ultimo ciclo glaciale presentano un'estensione areale più limitata rispetto a quelli precedenti all'UMG. Essi si localizzano essenzialmente nella piana e sulla parte bassa dei versanti tra Porto Ceresio e Bisuschio, nella valle del Laveggio tra Capolago e Stabio, nella bassa valle della Breggia tra Morbio Inferiore e Cernobbio, nella valle della Faloppia tra Faloppio e Novazzano e nel bacino del Lago di Como, compresi i versanti che dominano la piana di Como.

La sezione di riferimento per i depositi glaciali dell'UMG del foglio Mendrisio-Como si trova a valle della località Pastura a Uggiate-Trévano, sul fronte interno di un cordone morenico laterale destro (coord. 2718.630/1075.200). Il deposito è composto da diamicton massivo a supporto di matrice, tendente a ghiaia massiva a supporto di matrice, con intercalazioni decimetriche di sabbie e fini massivi, composti da clasti (blocchi e ciottoli) in prevalenza cristallini, con sporadica presenza di calcare della Formazione di Moltrasio, spesso striati, in matrice sabbiosa di colore grigio chiaro (Fig. 26B). Un altro affioramento rappresentativo, sempre a Uggiate-Trévano ma sul fianco di una morena laterale sinistra (coord. 2719.140/1075.190), presenta un diamicton massivo molto ricco in matrice, con ciottoli e ghiaia sub-angolosi in prevalenza cristallini, in matrice sabbioso-limosa di colore grigio chiaro tendente al beige. In località Mno Faustino a Drezzo si può osservare un deposito molto simile a quello in località Pastura a Uggiate-Trévano.

Tra i depositi glaciali dell'UMG situati a quote più elevate, possiamo segnalare, sulle pendici occidentali del Monte San Giorgio tra Serpiano e l'Alpe di Brusino (coord. 2716.500/1086.375), un diamicton massivo a supporto di matrice, a volte a supporto clastico, con blocchi di 30–20 cm e ciottoli molto angolosi in matrice sabbiosa da grossolana a fine di colore bruno.

Nella Valle della Motta, tra Novazzano e Coldrerio sono presenti depositi glaciali di fondo che si presentano sovente come limo e sabbia fine da massivi fino a laminazione orizzontale, con ciottoli e ghiaia sparsi, sub-arrotondati e striati.

I cordoni morenici sono ben costruiti e generalmente ben preservati, e permettono di determinare sia l'estensione dell'avanzata massima durante l'UMG sia i principali episodi glaciali durante la prima fase della deglaciazione. Nelle zone di anfiteatro presenti sul foglio Mendrisio-Como è così possibile definire una posizione massima dei vari lobi e sublobi glaciali del Ceresio e del Lario del ghiacciaio dell'Adda (secondo la nomenclatura di BINI et al. 2001). Per il lobo di Porto Ceresio, è ben riconoscibile la geometria del sublobo di Brenno, dove il fronte glaciale si situava poco a monte di Brenno Useria. Il lobo ceresiano di Capolago dominava la parte centrale del foglio, con i sublobi di Stabio e Genestrerio marcati dai numerosi cordoni morenici del Mendrisiotto. Il lobo lariano è presente sul foglio soprattutto con tutta la sequenza di cordoni morenici del sublobo del Faloppio, che segna profondamente il paesaggio con l'anfiteatro costruito dalle morene di Uggiate-Trévano, Faloppio e Parè.

A monte delle zone di anfiteatro, l'estensione spaziale dei ghiacciai durante l'UMG è documentata sui versanti dalla presenza di massi erratici, spesso costituiti da graniti, gneiss o micascisti: ne segnaliamo due in località Stomano, a monte di Cernobbio/Rovenna, che presentano numerose incisioni rupestri quali solchi, canaletti e coppelle (Fig. 28).

L'analisi della posizione e della quota dei depositi glaciali ha permesso di ricostruire i limiti dell'espansione massima dei ghiacciai durante l'UMG sul foglio Mendrisio-Como (Fig. 27B).

q4fg *Deposito fluvioglaciale*

I depositi fluvioglaciali più estesi sono legati essenzialmente ai sublobi ceresiano di Stabio/Genestrerio e lariano del Faloppio. Nel primo caso si sono depositati in una piana di dilavamento proglaciale creatasi tra lo sbarramento morenico operato dai cordoni precedenti all'UMG di Stabio e il fronte glaciale stesso, in ritiro dopo il massimo dell'UMG. Nell'anfiteatro del Faloppio, i depositi fluvioglaciali segnano il paesaggio: terrazzi di kame addossati al fianco interno delle morene dell'UMG che permettono di leggere le prime tappe di ritiro del ghiacciaio dopo l'UMG (SCAPOZZA et al. 2014). È proprio nell'anfiteatro morenico del Faloppio che è possibile osservare numerosi e significativi spaccati nei depositi fluvioglaciali delle prime fasi di ritiro dopo l'UMG. Le osservazioni compiute sul sedimento della Cava ARENA S.r.l. tra Gaggino e Camnago (Faloppio), permettono in particolare di ricostruire l'evoluzione geomorfologica di questo comparto del foglio a cavallo dell'UMG. La situazione durante la fase massima dell'UMG è illustrata nella Fig. 29A, ricostruita grazie ai cordoni morenici più esterni tra Uggiate e Pastura. L'inizio del ritiro glaciale è marcato da almeno due fasi di stagnazione del fronte glaciale, responsabili del deposito delle morene in località Gaggino. Nello spazio creatosi tra il fronte interno delle morene e il ghiacciaio stesso avviene poi un'importante sedimentazione fluvioglaciale e glaciolacustre (nel caso di bacini

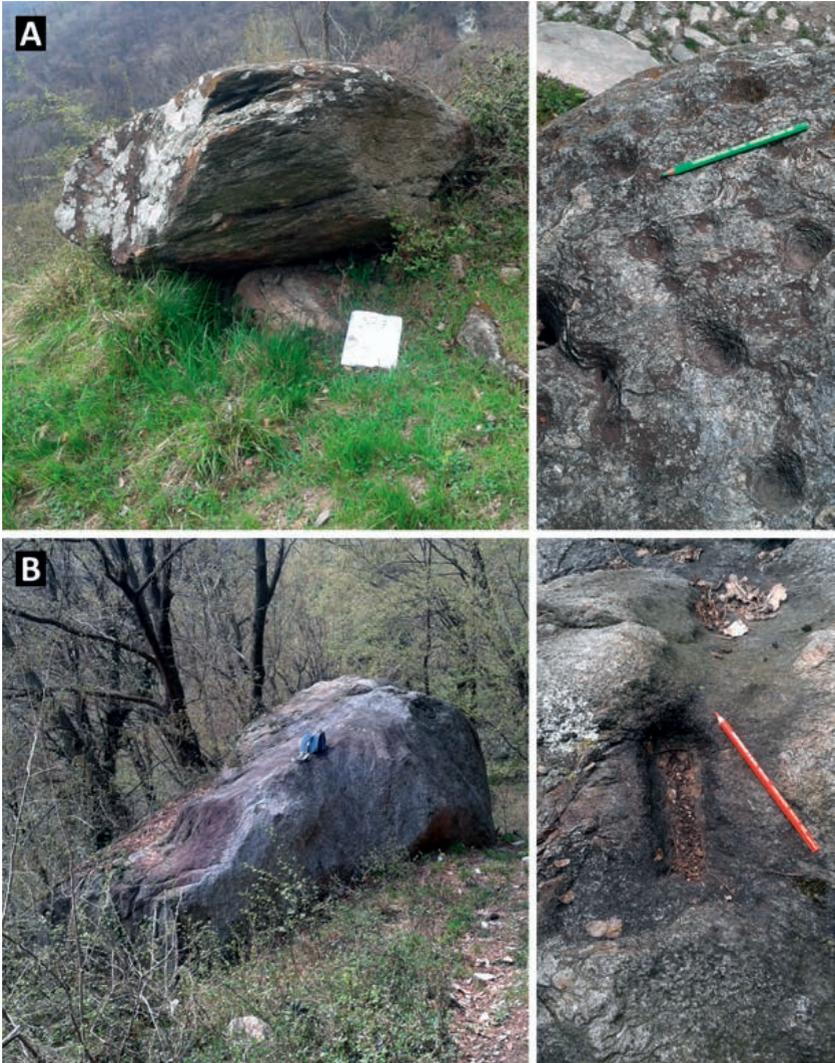
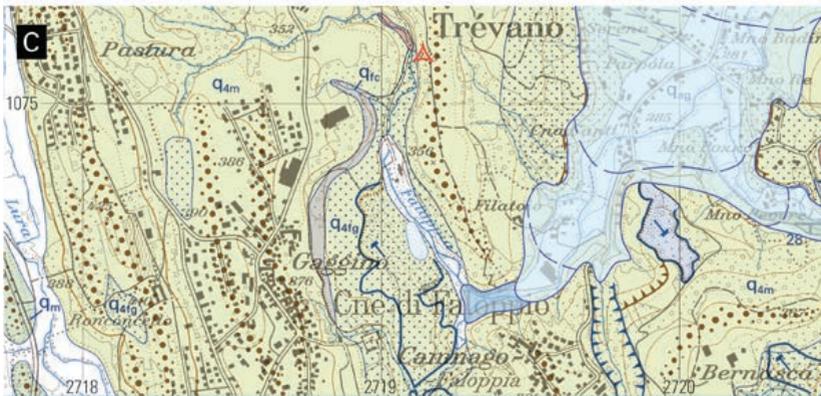
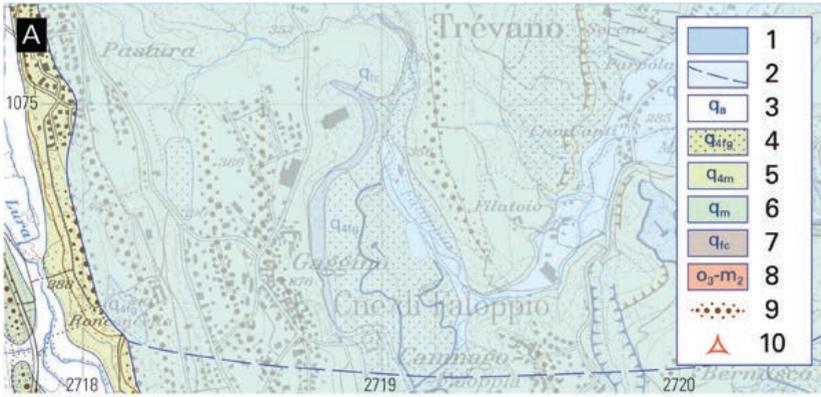


Fig. 28: Massi erratici delle fasi di ritiro dopo l'UMG con incisioni rupestri in località Stomaino a Rovenna. A) Blocco di micascisto posto a quota 536 m.s.l.m. (coord. 2726.710/1079.130), con dettaglio a destra. B) Blocco di gneiss di ca. 135 m³ (dimensioni: 9×5×3 m) posto a quota 450 m.s.l.m. (coord. 2727.015/1079.075), con dettaglio a destra. Foto: C. Scapoza.

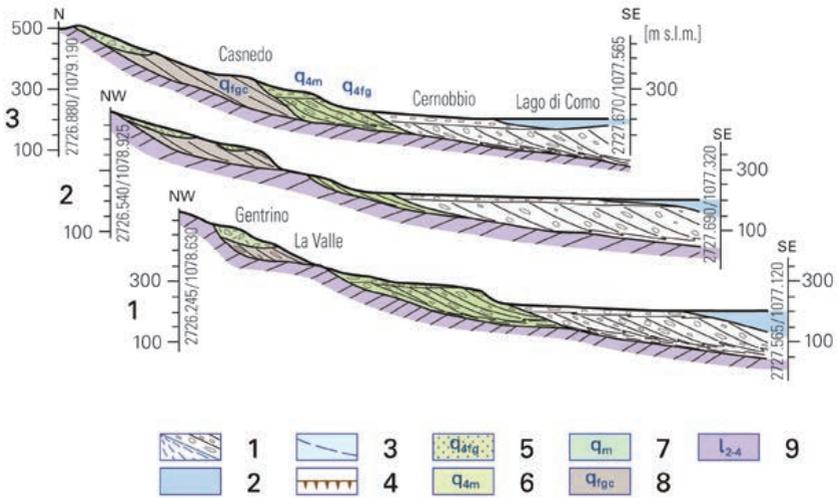
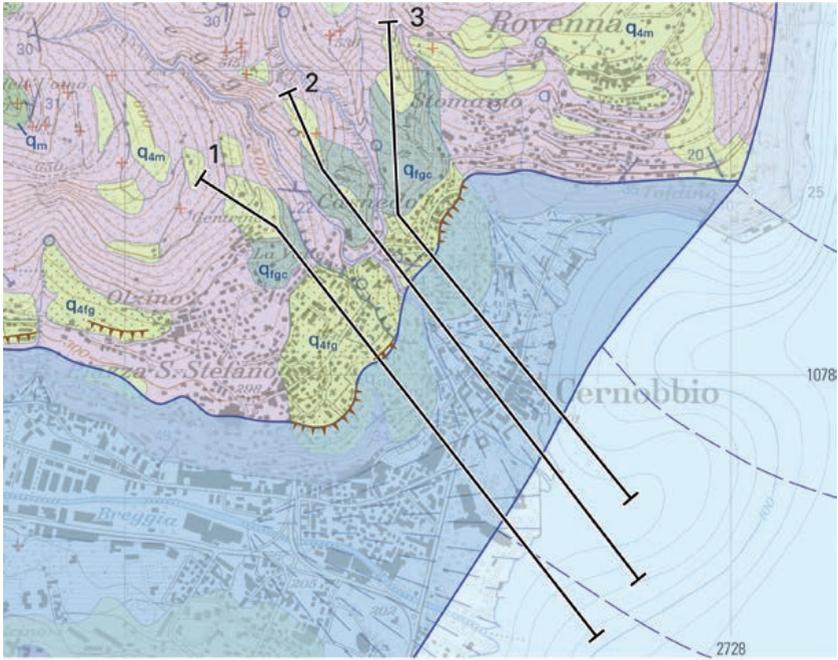


lacustri locali), come accade durante la fase di Trévano-Camnago-Bernasca (Fig.29B). Nella parte sud del fronte di scavo e nella fossa della Cava ARENA S.r.l., è così possibile osservare ghiaia massiva a supporto di matrice alternata a sabbia a stratificazione incrociata da riempimento di canale e sabbia a stratificazione orizzontale, di colore grigio chiaro (Fig.26C). Queste ghiaie fluvioglaciali potrebbero essere in parte di progressione glaciale, poiché si trovano sotto ai depositi glaciali che costituiscono la morena del Filatoio, situazione ben visibile nell'affioramento «A» della Fig. 29B/C (coord.2719.125/1075.190). L'idrografia endoreica legata alla presenza della morena del Filatoio è poi responsabile, dapprima, di una nuova fase fluvioglaciale/glaciolacustre durante la fase di Cna Canti - Mno Peverel (Fig.29C), e poi, dell'incisione della morena stessa e dei depositi fluvioglaciali, fino a mettere addirittura allo scoperto i depositi fluviali cementati del Pleistocene inferiore e la Gonfolite Lombarda.

I primi stadi di ritiro glaciale dopo la fase massima dell'UMG hanno forte evidenza morfologica grazie ai vari livelli di terrazzi di kame che si possono osservare tra Bernasca e Parè (con un affioramento rappresentativo in località Mno Bottia a Drezzo; coord.2720.940/1074.470) e tra Trévano e Ronago. Tra queste due località, i depositi fluvioglaciali permettono di definire un antico paleodelta che sfociava su di un lago a quota 295 m s.l.m. circa. Si riconoscono, nella parte superiore (località Serena a Trévano; coord.2719.590/1075.400), i topset composti da ghiaia massiva con clasti (ciottoli e ghiaia) sub-angolosi grossolanamente imbricati e matrice sabbiosa, alternati a sabbia massiva. A Romazzana (coord.2719.510/1075.925 e 2719.930/1075.730) sono invece visibili i foreset, caratterizzati da un'alternanza di letti sabbiosi con ghiaia e ciottoli e letti limosi fini, questi ultimi sovraconsolidati, clinostratificati con inclinazioni di 20-25°.

Sono particolarmente ben conservati i resti di un paleodelta fluvioglaciale tra Piazza S. Stefano e Casnedo a monte di Cernobbio, la cui geometria è stata ricostruita grazie a tre profili geologici riportati nella Fig.30. La morfologia del terrazzo di kame permette di ricostruire un paleo livello lacustre a ca. 280 m s.l.m., corrispondente a un lago di sbarramento glaciale che occupava la piana di Chiasso e la bassa valle della Breggia. La ricostruzione proposta sulla base del paleodelta di Cernobbio è coerente con quanto interpretato da ROSSI et al.(1991) e BINI et al. (2001) sulla base dei depositi descritti nella ex-Cava della Motta e in un cantiere per la costruzione del Sistema Tangenziale di Como a Maslianico. Essi hanno in-

Fig. 29: Evoluzione della paleogeografia durante l'UMG e le prime fasi di ritiro sulla base dei depositi descritti nella Cava ARENA S.r.l. A) Massima estensione glaciale durante l'UMG. B) Fase di Trévano-Camnago-Bernasca. C) Fase di Cna Canti - Mno Peverel. 1=lago, 2=ghiacciaio e curve di livello con equidistanza di 20 m, 3 = deposito alluvionale, 4 = deposito fluvioglaciale, 5 = deposito glaciale dell'UMG, 6 = deposito glaciale precedente all'UMG, 7 = deposito fluviale cementato del Pleistocene inferiore, 8 = Gonfolite Lombarda, 9 = cordone morenico, 10 = affioramento «A» descritto nel testo.



fatti determinato, al momento dell'unione dei laghi che occupavano la Piana di Chiasso e la Piana di Como al termine della Fase della Cà Morta (ultima fase dell'UMG, correlata da SCAPOZZA et al. 2014 con uno dei primi picchi freddi dello stadio isotopico groenlandese GS-2), la creazione di un Lago di Chiasso/Lago di Como a quota 290 m s.l.m., abbassatosi progressivamente fino a 270 m s.l.m.

Deposito di dilavamento glaciale

Conoidi dovuti al dilavamento della frazione fine dei depositi glaciali e fluvioglaciali dell'UMG sono presenti sui principali fondovalle interessati dai depositi glaciali dell'ultima glaciazione. Le forme più significative si ritrovano in località Cantone a Rancate (coord. 2719.170/1082.600) e sul fondovalle della Faloppia tra Trévano e Ronago (coord. 2719.900/1075.400 e 2720.500/1076.350). Altri conoidi di dilavamento glaciale meno estesi sono presenti nel solco vallivo tra Ponte Chiasso e Como.

Età dei depositi dell'UMG

La compilazione e calibrazione di 26 datazioni al radiocarbonio (Tab. 4) permette di determinare con una buona accuratezza l'età dell'UMG e delle principali fasi di ritiro al Sud delle Alpi Svizzere. Il materiale organico interrato dai depositi glaciali dell'UMG o proveniente da paleosuoli su depositi glaciali precedenti all'UMG dà un'età massima dell'UMG di 28,4–27,3 ka cal BP (datazioni RC-234 e RC-291). Viceversa, il materiale organico presente nei depositi glaciali e fluvioglaciali dell'UMG fornisce un'età minima di 22,9–20,6 ka cal BP (datazioni GX-14748 e R-801 α). Ne consegue che l'UMG regionale al Sud delle Alpi Svizzere è datato tra 27,3 e 22,9 ka cal BP (Fig. 31). È quindi possibile correlare questo episodio con lo stadio isotopico groenlandese GS-3, datato nel sondaggio NGRIP tra 27,4 e 22,7 ka cal BP (NGRIP-Members 2004), e quindi tra gli interstadi GI-3 e GI-2 (SCAPOZZA et al. 2014). Le datazioni di materiale organico ritrovato nei depositi glaciali successivi all'UMG permettono infine di stabilire un'età minima della deglaciazione della zona di Como e del Mendrisiotto, compresa tra 18,6 e 15,2 ka cal BP (datazioni GrA-30878 e ETH-0495).

Fig. 30: Profili geologici nei depositi quaternari presenti tra Piazza S. Stefano, Rovenna e Cernobbio. 1=Deposito fluvio-deltizio, 2=Lago di Chiasso/Como alla fine della Fase della Cà Morta (ca. 21,0 ka cal BP), 3=Ghiacciaio dell'Adda alla fine della Fase della Cà Morta (ca. 21,0 ka cal BP) e curve di livello con equidistanza di 20 m, 4=Terrazzo di kame, 5=Deposito fluvioglaciale dell'UMG, 6=Deposito glaciale dell'UMG, 7=Deposito glaciale precedente all'UMG, 8=Deposito fluvioglaciale cementato del Pleistocene inferiore, 9=Formazione di Moltrasio.

Tab. 4: *Compilazione delle datazioni al radiocarbonio che permettono la ricostruzione della cronologia dell'UMG (modificato da SCAPOZZA et al. 2014).*

Codice	Località	Materiale	Età ¹⁴ C BP	Età cal BP	Fonte
UZ-2315	Lugano	Legno	44620±1550	> 45805	1
B-33	Valle della Fornace (VA)	Lignite	> 42000	> 45675	2
GX-16079	Valle della Calcina (VA)	Legno	> 35200	> 40060	3
GX-15512	Fino Mornasco (CO)	Paleosuolo	> 32300	> 36395	3
UZ-2680/ETH-7378	Morbio Superiore	Legno	32940±540	38535–35900	3, 4
GX-16077	Castelnovate (Vizzola Ticino, VA)	Paleosuolo	32200±2000	42290–32990	3, 5
GX-16080	Albusciago (Sumirago, VA)	Paleosuolo	31515±1850	41360–32385	3, 5
UZ-2745/ETH8700	Morbio Inferiore	Legno	31580±640	36995–33970	3, 4
GX-14749	Valle del Seveso (MB)	Torba	> 28500	> 32870	3
UZ-2569/ETH-5920	Cernobbio (CO)	Legno	28420±570	33685–31295	3, 6
UZ-2744/ETH-8699	Morbio Inferiore	Legno	28140±450	33270–31205	3, 4
GX-15513	Fino Mornasco (CO)	Paleosuolo	27200±2250	40385–28435	3
GX-16078	Castelnovate (Vizzola Ticino, VA)	Paleosuolo	26500±1000	33080–28690	3, 5
UZ-2316	Rovio	Dente	26450±480	31305–29575	1
RC-234	Ponna Fondo (Intelvi, CO)	Legno	23833±192	28360–27595	7
RC-291	Ponna Fondo (Intelvi, CO)	Legno	23337±192	27835–27265	7
GX-14748	Fino Mornasco (CO)	Paleosuolo	18430±300	22900–21575	3
R-801	Pontida (BG)	Foglie e semi	17700±360	22335–20565	8, 9
VRI-484	Steinach (Gschnitztal, Tirolo)	Mat. organico	15400±470	19840–17640	10
GrA-30878	Piazza Verdi (Como)	Mat. organico	15140±70	18605–18180	7, 11
GL-2	Livello P, Lago di Zurigo	Mat. organico	14600±250	18390–17130	12
GrA-29436	Via Valleggio (Como)	Mat. organico	13880±200	17425–16245	13
GrA-23357	S. Abbondio (Como)	Legno	13230±120	16260–15495	13
B-2997	Biandronno (VA)	Legno	13290±100	16270–15685	14
ETH-0495	Bissone	Legno e semi	13070±165	16135–15185	15
LHGI*	S. Abbondio (Como)	Legno	11730±180	14005–13210	13, 16

Le datazioni al radiocarbonio sono state calibrate con il programma OxCal 4.2 (BRONK RAMSEY 2009) secondo la curva di calibrazione IntCal13 (REIMER et al. 2013) e con un intervallo di confidenza di 2σ (95,4% di probabilità).

Fonte: 1 = KELLER (1988); 2 = OESCHGER et al. (1959); 3 = BINI (1997), BINI et al. (2001); 4 = FELBER (1993); 5 = DA ROLD (1990); 6 = ROSSI et al. (1991); 7 = CASTELLETTI et al. (2013); 8 = ALESSIO et al. (1975), ALESSIO et al. (1978); 9 = OROMBELLI (1974), OROMBELLI (1983a), OROMBELLI (1983b); 10 = VAN HUSEN (1999), IVY-OCHS et al. (2006); 11 = MARTINELLI (2014); 12 = GIOVANOLI (1979), LISTER (1988); 13 = COMERCI et al. (2007); 14 = SCHNEIDER (1978), PORTER & OROMBELLI (1982), OROMBELLI (1983a); 15 = NIESSEN & KELTS (1989); 16 = CASTELLETTI & OROMBELLI (1986).

* LHGI = Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique, Université Paris-Sud.

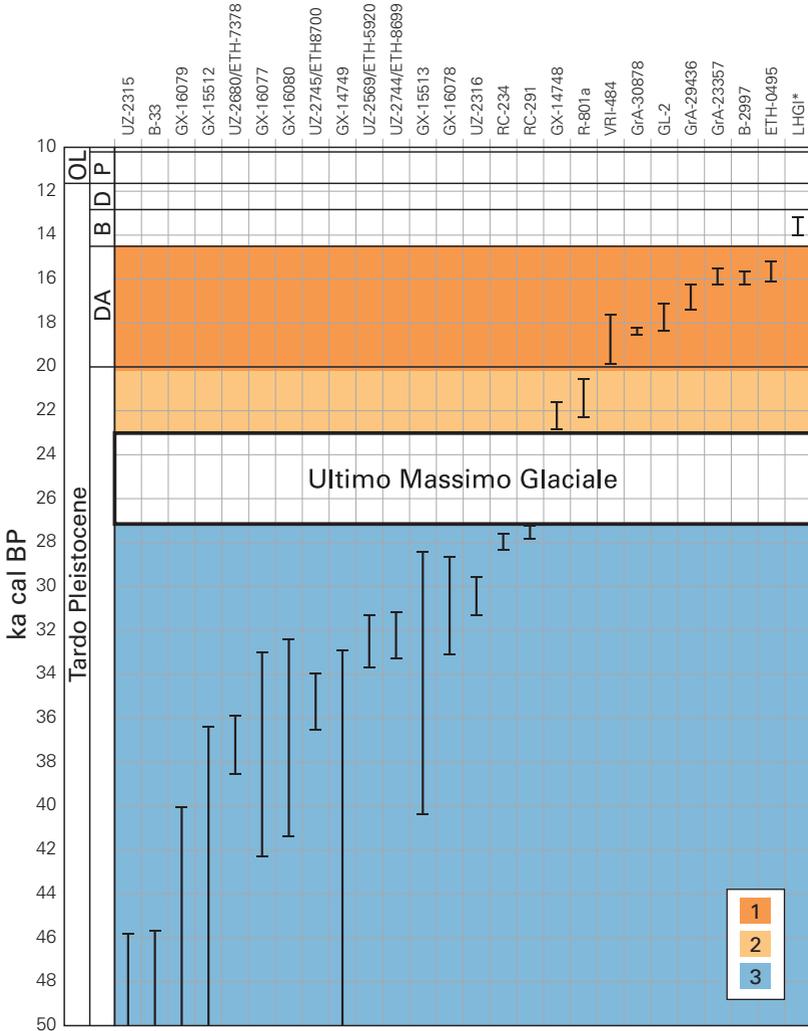


Fig. 31: Età dell'UMG e della deglaciazione nel Mendrisiotto e nel Comasco, basata sulle datazioni radiocarbonio compilate nella Tab. 4 (modificato da SCAPOZZA et al. 2014). 1: Materiale organico nei depositi glaciali successivi all'UMG (età minima della deglaciazione del Mendrisiotto e della zona di Como). 2: Materiale organico nei depositi glaciali dell'UMG (età minima dell'UMG). 3: Materiale organico interrato dai depositi glaciali dell'UMG e paleo-suoli su depositi glaciali precedenti all'UMG. Abbreviazioni: OL = Olocene; P = Preboreale; D = Dryas recente; B = Bølling/Allerød; DA = Dryas antico.

L'età minima della scomparsa del lobo di Capolago del ghiacciaio dell'Adda dal Mendrisiotto, e quindi dal territorio del foglio Mendrisio-Como, può essere affinata sulla base di un sondaggio realizzato nei depositi lacustri del Ceresio in prossimità di Bissone (NIESSEN & KELTS 1989). Legno e semi rinvenuti a 8,05 m di profondità hanno potuto essere datati a 16,1–15,2 ka cal BP (datazione ETH-0495). Il profilo di declinazione paleomagnetica realizzato sulla carota del sondaggio si è però spinto più in profondità e ha permesso di identificare a 9,50 m il livello-P, datato in un profilo paleomagnetico analogo realizzato nel Lago di Zurigo a 18,4–17,1 ka cal BP (datazione GL-2). Se si tiene conto delle modalità della deglaciazione, l'età potrebbe essere precedente. Le ricostruzioni della linea di equilibrio teorica dei ghiacciai (SCAPOZZA et al. 2014) indicherebbero che, durante i primi stadi maggiori di ritiro glaciale, denominati stadi di Bühl e Steinach nella morfostratigrafia delle Alpi Orientali (IVY-OCHS et al. 2006), i fronti glaciali a Sud delle Alpi Svizzere si situavano già a monte dei grandi laghi sudalpini. Tenendo conto che l'età minima dello stadio di Steinach è di 19,8–17,6 ka cal BP (datazione VRI-484), è molto probabile che il Mendrisiotto fosse già libero da ghiaccio a partire da ca. 20,0 ka cal BP, con la stagnazione del ghiacciaio dell'Adda responsabile della deposizione delle morene lacustri di Melide che potrebbe corrispondere a uno dei primi picchi freddi dello stadio isotopico groenlandese GS-2c, collocati cronologicamente verso 20,5 e 19,9 ka cal BP (SCAPOZZA et al. 2014).

Riassumendo, è quindi confermata l'appartenenza dei depositi dell'UMG e delle fasi di ritiro al MIS 2 della stratigrafia isotopica globale. Le datazioni al radiocarbonio compiute nella regione e le correlazioni con le principali fasi della deglaciazione alpina indicherebbero più precisamente che questi depositi datino del periodo tra 27,3 e 19,9 ka cal BP, in corrispondenza degli stadi GS-3 e GS-2c della stratigrafia isotopica groenlandese.

Olocene

Depositi del Postglaciale

Deposito lacustre

I depositi lacustri di maggiore estensione sono sicuramente quelli legati ai laghi proglaciali di Ligornetto-Genestrerio, Chiasso e della bassa valle della Breggia. Il bacino di Ligornetto-Genestrerio ha potuto formarsi tra le morene di Stabio e Coldrerio. Oltre agli estesi depositi di Ligornetto e Genestrerio, resti di questo bacino sono visibili in due solchi di erosione a valle di Brusata (coord. 2718.040/1077.980 e 2718.200/1078.350). Nella bassa valle della Breggia, resti del bacino lacu-

stre, che nelle sue fasi più alte (>220–230 m s.l.m.) doveva essere in parte collegato al Lago di Chiasso, sono presenti a valle di Folcino e S. Bartolomeo (coord. 2725.850/1077.350). Il bacino lacustre di Chiasso era senz'altro il più esteso di tutto il Mendrisiotto e nelle sue fasi più alte (320–340 m s.l.m.) raggiungeva S. Antonio (Balerna) e Coldrerio (v. le ricostruzioni in BINI et al. 2001). I depositi legati alle varie fasi del Lago di Chiasso possono raggiungere anche 25 m di spessore; anche tenendo conto di un'importante sedimentazione glaciolacustre all'inizio della deglaciazione, questo dato indica che il lago si è conservato per molti millenni durante buona parte del Tardoglaciale e dell'Olocene.

Questa età è confermata dalle datazioni (FELBER 1993) della base e del top dei depositi lacustri in un sondaggio di 80 m di profondità realizzato in località Lischee a Morbio Inferiore (coord. 2723.145/1078.695): le età radiometriche indicano 15,100–14,195 ka cal BP (12,480±0,1 ka ¹⁴C BP; B-5304) e 5,645–5,465 ka cal BP (4,820±0,04 ka ¹⁴C BP; B-5303), documentando che il bacino lacustre si è conservato dalla fine del Dryas antico fino all'inizio del Subboreale. La base di uno dei bacini lacustri recenti della piana di Chiasso ha potuto essere datata in diversi sondaggi eseguiti per conto delle Strade nazionali per il raccordo autostradale di Chiasso Sud (FELBER 1993). I resti organici ritrovati in depositi lacustri a 8,20 m di profondità tra Via E. Bossi e Via A. Volta (coord. ca. 2723.730/1077.030) sono stati datati a 3,555–3,230 ka cal BP (3,165±0,055 ka ¹⁴C BP; UZ-2681/ETH-7569). Due altri sondaggi confermano l'estensione in direzione nord del lago. In primo luogo alle coordinate 2723.940/1077.600, con una datazione a 4,500–4,180 ka cal BP (3,91±0,04 ¹⁴C BP; B-5061) a 16,90 m di profondità, e a 6,405–6,215 ka cal BP (5,51±0,04 ¹⁴C BP; B-5062) a 25,70 m di profondità. Età confermate da una datazione in un altro sondaggio poco distante (coord. 2724.091/1077.541), che ha fornito un'età di 6,180–5,745 ka cal BP (5,185±0,04 ka ¹⁴C BP; UZ-2682/ETH-7570).

Roccia dislocata per deformazione gravitativa profonda e Ammasso roccioso disgregato per deformazione gravitativa profonda

Le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV, «Sackung») sono riconducibili a fenomeni di creeping che interessano l'ammasso roccioso fino a elevate profondità e alla scala del versante. L'agente scatenante di questi dissesti è da ricercare perlopiù nel rilascio tensionale a seguito del ritiro dei ghiacciai pleistocenici o nel deterioramento delle caratteristiche meccaniche degli ammassi rocciosi, mentre la forza di gravità determina le deformazioni lente di tali aree. Tipicamente, le deformazioni raggiungono velocità di spostamento massime dell'ordine di qualche centimetro l'anno. Il riconoscimento di tali fenomeni si basa su evidenze morfologiche e morfostrutturali, come ad esempio il tipico profilo concavo-convesso associato alla presenza di scarpate nel settore di testa, strutture tipo graben formate dall'associazione di scarpate e controscarpate ad esse antitetiche che caratterizzano il più sovente la parte alta dei versanti in deformazione.

Una deformazione gravitativa profonda interessa il versante idrografico sinistro della Valle di Selvano nei pressi della località Onaso, tra le quote 800 e 840 m s.l.m.; essa è visibile grazie alla presenza di una scarpata sommitale, di deboli contropendenze in corrispondenza della testata dell'accumulo e di scarpate al fronte dello stesso. All'interno dell'area in deformazione la roccia non affiora con continuità e l'ammasso roccioso risulta fortemente disgregato in grossi blocchi di forma irregolare immersi in una matrice costituita da ciottoli e ghiaia monolitologici (appartenenti alla Formazione di Moltrasio) con clasti angolosi. L'occorrenza di grandi frane di crollo al fronte della massa in deformazione è testimoniata dalla presenza, a monte di Cámpora (coord. 2721.000/1082.700), di accumuli di detrito di versante a grossi blocchi.

Un'altra deformazione profonda di versante è presente a nord del Poncione d'Arzo. Si tratta di un'ampia porzione di versante caratterizzata dalla presenza di numerose scarpate e controscarpate che dislocano un ammasso roccioso quasi completamente disgregato costituito dalla Marna del Pizzella, che risultano in parte sovrascorse, per effetto della forte deformazione, sopra il sottostante Calcare di Meride. I movimenti connessi alla deformazione sono responsabili anche della forte convessità del versante che risulta caratterizzato dalla presenza, nella parte sommitale (zona denominata Pre Sciuch), di un ampio settore in contropendenza caratterizzato da una topografia sub-orizzontale.

Anche il versante soprastante l'abitato di Riva San Vitale è affetto da una DGPV. La scarpata sommitale è posta a quota 550 m s.l.m. lungo il contatto tra la Formazione di Bellano e la Dolomia del San Salvatore. All'interno del corpo in deformazione alcuni affioramenti della Formazione di Bellano non sono nella posizione stratigrafica corretta ma evidentemente traslati verso il basso. Nel suo complesso il versante mostra una tipica morfologia concavo-convessa. Al piede della DGPV grossi blocchi dislocati ricoprono i sottostanti depositi glaciali dell'UMG.

Lungo il versante ovest del Poncione d'Arzo (coord. 2714.600/1083.050) una deformazione profonda disloca verso valle grandi blocchi di Dolomia Principale. La scarpata principale associata a questo fenomeno è ben visibile lungo la cresta del Monte Orsa.

Massa traslata per scivolamento

In tale categoria sono stati raggruppati tutti i movimenti franosi profondi (profondità >10 m) caratterizzati da scivolamenti rotazionali o traslazionali (secondo la classificazione di VARNES 1978) di una massa di materiale sciolto o, più raramente, roccia, lungo uno o più piani di scivolamento. Le superfici di scivolamento sono spesso nettamente distinguibili e confinano l'intera zona di movimento. Nelle aree di scivolamento le zone di accumulo sono state distinte dalla zona di distacco (scarpata), quest'ultima definita come elemento lineare in corrispondenza del ciglio di scarpata.

Nell'area di interesse del foglio Mendrisio-Como lo scivolamento di Riva San Vitale (coord. 2718.400/1082.700) rappresenta uno dei fenomeni di maggiore dimensione. La scarpata, morfologicamente molto evidente, è ubicata a quota 650 m.s.l.m. nei pressi della località Castello, mentre il piede dell'accumulo è ubicato a quota 320 m.s.l.m. tra le località di Cantone e Scereda. Lo scivolamento è ubicato a monte della località Scereda. Questo corpo di frana, inattivo, è caratterizzato dalla presenza di grossi blocchi, prevalentemente di Calcarea di Meride. Al piede, l'accumulo di frana ricopre i depositi glaciali e fluvioglaciali dell'UMG.

Nella Valle dell'Alpe, a valle dell'abitato di Cragno (coord. 2721.500/1083.660), un accumulo di frana di scivolamento è ben visibile per la presenza di numerose scarpate che dislocano materiale sciolto costituito da blocchi della Formazione di Moltrasio. La presenza di morfostrutture particolarmente pronunciate suggeriscono uno stato di attività quiescente dello scivolamento. Al momento non sono disponibili dati di monitoraggio.

Un grande scivolamento nel Conglomerato di Como è stato riconosciuto a est di Cavallasca nei pressi della località Colombirolino (coord. 2723.500/1075.100) dove il versante presenta una tipica morfologia concavo-convessa. La scarpata di questo dissesto è ben evidente a quota 520 m.s.l.m. mentre il piede è ubicato appena a valle della strada principale che collega i villaggi di Cavallasca e Parè.

A nord di Velmaio (coord. 2712.050/1077.044) uno scivolamento disloca depositi glaciali e fluvioglaciali precedenti all'UMG. Altri sono stati cartografati sul versante nord del Monte S. Elia a nord di Viggù (coord. 2713.450/1082.250), a NE di Monte Casolo (coord. 2715.200/1084.840) e sul versante destro della Valle della Colletta a monte di Cernobbio (coord. 2726.500/1080.550).

Detrito di versante a componenti grossolani, materiale di frana

Rappresentano sia il prodotto della disgregazione fisica dei versanti in roccia sia l'accumulo di massi e blocchi per processi di caduta di singoli elementi lapidei. Più frequentemente questi depositi risultano dal collasso e caduta in massa di versanti in roccia, con volumi dell'ordine delle migliaia fino alle centinaia di migliaia di m³. Questi processi sono generalmente caratterizzati da elevata mobilità del materiale trasportato.

Sul versante soprastante l'abitato di Riva San Vitale i detriti di versante a componente grossolana costituiscono un'ampia fascia lungo il terrazzo morfologico a quota 600 m.s.l.m., alla base delle dolomie che formano la parete est del Monte San Giorgio (coord. 2718.055/1084.980). Tali depositi ricoprono in discordanza i sottostanti depositi glaciali e sono a loro volta ricoperti da detriti di versante a granulometria più fine. Con ogni probabilità questi blocchi, costituiti prevalentemente da dolomia, sono il risultato dell'accumulo di antichi collassi in massa, tra loro coalescenti, successivi all'ultima deglaciazione.

Sul versante opposto, i depositi a componenti grossolani di calcare della Formazione di Moltrasio presenti lungo la Valle dell'Alpe (coord. 2720.900/1083.500) sono dovuti al collasso di grandi frane in roccia le cui nicchie di distacco sono individuabili nella località Zocca (coord. 2720.475/1084.185) a 1100 m s.l.m., Cragno a 950 m s.l.m. e Onaso a 800 m s.l.m.

Lungo il versante ovest del Monte S. Elia (coord. 2713.060/1081.950) il detrito di versante a componenti grossolani costituisce l'accumulo di una frana di crollo la cui nicchia di distacco è ben visibile a quota 600 m s.l.m.

Conoide di detrito, falda di detrito, detrito di versante

I depositi di versante rappresentano senza dubbio la tipologia postglaciale con la maggiore estensione areale sul territorio del foglio. Li troviamo soprattutto sui versanti dei due massicci del Monte San Giorgio e del Monte Generoso/Sasso Gordona/Monte Bisbino. Quando i detriti provengono da un canale formano un conoide: sono spesso misti e possono comprendere anche depositi di valanga e di colata. Conoidi coalescenti formano vere e proprie falde di detrito che possono occupare quasi interamente la parte inferiore di un versante.

Sono stati cartografati come detrito di versante anche i depositi dovuti a degradazione meteorica della roccia dove l'eluvio ha subito un processo di trasporto limitato. Si tratta quindi di accumuli di detriti rocciosi di struttura caotica e senza una particolare selezione granulometrica. Numerosi esempi sono presenti nella parte superiore dei versanti della Valle dell'Alpe e della Valle di Muggio, del Sasso Gordona e del Monte Bisbino. Questi depositi formati *in situ* sono presenti anche nella parte orientale dell'arco gonfolitico tra il Poggio Bruciato, il Sasso di Cavallasca e il M. della Croce. In alcuni casi sono stati interpretati come depositi glaciali (p.es. LONGO 1968, BINI et al. 2001). Si tratta in realtà di settori dove il Conglomerato di Como è fortemente alterato e si possono osservare clasti grossolani residuali di granodiorite («serizzo-ghiandone») del massiccio Masino-Bregaglia, immersi in una matrice sabbiosa prodotta dal processo di arenizzazione del Conglomerato di Como. Uno degli spaccati più caratteristici del Conglomerato di Como completamente alterato si trova a est del Poggio Bruciato a Parè (coord. 2722.360/1075.020). Il processo di alterazione può essere talmente avanzato da lasciare solo dei grossi blocchi residuali isolati, ex-clasti del Conglomerato di Como, che all'apparenza possono sembrare massi erratici (come p.es. a nord del Pozzo Bruciato a Drezzo, alle coord. 2722.275/1075.285).

In ambiente carbonatico i depositi di versante sono spesso cementati: si osservano tra Viggù e Besano, sul versante occidentale del Monte S. Elia e del Monte Orsa e sulle pendici occidentali del Monte Generoso tra Capolago e Mendrisio. In questo ultimo caso la cementazione è solo parziale e la si riscontra sotto una coltre di deposito sciolto superficiale di spessore decimetrico.



Fig. 32: Cantine di Mendrisio: caduta sassi dalla rupe di S. Nicolao con ingenti danni agli edifici. Dal 1890 in poi, con la costruzione della ferrovia del Monte Generoso, sono stati molti gli episodi di caduta sassi nella zona delle Cantine. La foto raffigura molto probabilmente l'evento del 25 febbraio 1892, l'episodio più importante che ha recato gravissimi danni a 19 cantine. Autore della foto sconosciuto. Fonte: Renato Bordogna, Osteria Lanterna, Mendrisio.

La zona delle Cantine di Mendrisio è conosciuta già da parecchio tempo per il pericolo di caduta di elementi lapidei dalla parete rocciosa di San Nicolao, con la segnalazione a partire già dalla fine dell'Ottocento di numerosi blocchi che hanno raggiunto le Cantine, le abitazioni o i vigneti. È particolarmente degno di nota l'evento del 25 febbraio del 1892 (Fig. 32), quando, a seguito del crollo di alcuni blocchi, furono danneggiate ben 19 cantine. La presenza di un pericolo elevato di caduta di blocchi di roccia ha reso necessario, dal 1989, il monitoraggio degli spostamenti di una lastra instabile a valle dell'Eremo di San Nicolao. Non furono registrati movimenti.

Detrito di colata torrentizia

I depositi di trasporto in massa si caratterizzano per una morfologia a lobi o levee e si localizzano soprattutto allo sbocco di piccoli sistemi torrentizi a regime

spasmodico, dove formano conoidi spesso a genesi mista, dove i detriti fluviali si intercalano a depositi di colata. I flussi detritici sono caratterizzati da clasti grossolani sub-angolosi in matrice sabbioso-limosa molto abbondante. In ambiente carbonatico, come sulle pendici del Monte San Giorgio e del Monte Generoso, l'espulsione dell'acqua dal deposito provoca la precipitazione del carbonato di calcio, il che conduce spesso alla cementazione dei depositi di trasporto in massa. È il caso dei depositi in località Fontanella ad Arzo (coord. 2716.500/1082.200), in località Vallinera tra Meride e Serpiano (coord. 2715.800/1084.900) e sul versante orientale del Monte San Giorgio a monte di Riva S. Vitale.

Conoide di deiezione

I conoidi di deiezione sono localizzati alla base dei versanti lungo i principali solchi vallivi del foglio. I più sviluppati sono quelli di Mendrisio-S. Martino alimentato dal riale Morea, di C mpora (Seseglio), e del versante destro di Como. Alcuni conoidi di deiezione possono essere considerati come dei veri e propri delta fluviali. Gli esempi pi  rappresentativi li troviamo tra Tavernola e Cernobbio, dove i delta della Breggia e del Greggio, in particolare per quanto concerne la loro parte subacquea, sono stati descritti e studiati nel dettaglio da FANETTI & VEZZOLI (2007). Il delta olocenico del Greggio a Cernobbio si   sviluppato a contatto e in posizione inferiore rispetto al delta fluvioglaciale formatosi durante le fasi di ritiro glaciale dopo l'UMG (Fig. 30). Tenendo conto della struttura dei diversi corpi delizi   molto probabile che la parte postglaciale si sia formata inizialmente per rimaneggiamento dei depositi glaciali e fluvioglaciali soprastanti (CURRY & BALLANTYNE 1999).

Non esistono datazioni dirette dei conoidi di deiezione del foglio Mendrisio-Como.   per  probabile si siano formati in maniera continua lungo tutto il Postglaciale, con tassi di accumulo dei sedimenti pi  elevati in concomitanza con la fase di crisi paraglaciale che ha caratterizzato l'inizio della deglaciazione.   per esempio il caso dei conoidi di deiezione/delta della Valle del Ticino (SCAPOZZA et al. 2012, SCAPOZZA 2016), sviluppatasi soprattutto fra lo stadio di Biasca del ghiacciaio del Ticino (ca. 19,85 ka cal BP) e 14,900-14,085 ka cal BP ($12,370 \pm 0,085$ ka ^{14}C BP; UZ-5199/ETH-30382). Una situazione analoga a quella del delta del Greggio a Cernobbio, sviluppatosi molto probabilmente per rimaneggiamento di depositi glaciali precedenti,   stata osservata in riva destra del Lemano tra Gilly e Bursins (SCAPOZZA et al. 2009). In questo caso il periodo di formazione del conoide di deiezione   stato datato tra 23,380-22,415 ka cal BP ($18,940 \pm 0,21$ ka ^{14}C BP; ETH-14524) e 16,150-15,220 ka cal BP ($13,090 \pm 0,16$ ^{14}C BP; Ly-2815). Stando a queste informazioni, la maggior parte del volume dei depositi fluviali stoccati nei conoidi di deiezione/delta sarebbe quindi tardo pleistocenica, mentre solo i loro strati pi  superficiali sarebbero olocenici.

Palude

La maggior parte delle paludi ancora riconoscibili oggi sul foglio Mendrisio-Como sono protette. Sul territorio svizzero, cinque oggetti sono iscritti nell'Inventario federale delle paludi d'importanza nazionale: Pre Murin (tra Besazio e Ligorretto), Lischetto Fossè Seseglio (Chiasso), Pra Coltello (Novazzano), Colombera (tra Genestrerio e Stabio) e Molino (Genestrerio). Due siti, esclusi dall'inventario federale a causa delle caratteristiche della loro superficie e vegetazione, sono raccolti nell'Inventario federale delle paludi di importanza regionale: Brusata e Palazzetta, entrambe a Stabio. Su territorio italiano, le due paludi più importanti si situano a est del Poggio Bruciato (Parè) e rientrano nel comparto del Parco Spina Verde di Como. L'ex-torbiera del Paü a Coldrerio (coord. 2720.250/1079.350), oggi in parte rinaturata, è stata oggetto di uno studio che ha permesso di determinare numerosi resti di piante fossili e quindi di datare lo sviluppo del bacino palustre (EBERHARD 1992). Due datazioni al radiocarbonio ottenute rispettivamente alla base del deposito palustre (5,50 m di profondità) e poco sotto la superficie hanno dato quale risultato 11,395–10,725 ka cal BP (9,735±0,11 ¹⁴C BP; UZ-2571/ETH-5922) e 2,310–1,705 ka cal BP (2,000±0,115 ¹⁴C BP; UZ-2426/ETH-4248). Un'ulteriore datazione eseguita al tetto della ex-torbiera conferma quanto sopra, con il risultato di 2,150–1,565 ka cal BP (1,920±0,12 ¹⁴C BP; AMS Parigi senza codice di laboratorio, FELBER 1993). La torbiera al Paü si è quindi sviluppata lungo tutto l'Olocene dal Preboreale al Subatlantico, con gli strati più recenti (datati tra il 205 a.C. e il 385 d.C.) che si sono formati nel periodo compreso tra la Seconda età del Ferro e l'epoca romana.

q_a Deposito alluvionale recente

Depositi fluviali olocenici caratterizzano l'insieme delle pianure di fondoavalle del foglio. Nei fondoavalle dei corsi d'acqua principali, quali il Laveggio, il Gaggiolo/Clivio/Ranza, la Breggia, la Faloppia e in parte anche il Còsia (piana di Como), tali depositi sono in prevalenza ghiaiosi. Depositi fluviali più fini sono caratteristici delle pianure fluvio-deltizie, che sono prevalentemente sabbiose nella parte sinistra del delta del Laveggio a Riva S. Vitale. Depositi in prevalenza limosi si trovano nella parte centrale e destra del delta del Laveggio a Capolago e nel delta del Còsia a Como. Informazioni sul riempimento alluvionale recente dei fondoavalle sono disponibili grazie ai numerosi sondaggi e alle prospezioni geofisiche. Per il Cantone Ticino, una campagna sistematica di prospezioni geoelettriche e sismiche è stata condotta nella Valle del Faloppia e nella Valle del Laveggio da FONDAZIONE LERICI (1970). La Città di Como è stata oggetto di numerose ricerche sui depositi alluvionali recenti, in particolare per mitigarne i fenomeni di subsidenza (COMUNE DI COMO 1980, COMERCI et al. 2007, MARTINELLI 2014).

Età dei depositi alluvionali sono state determinate grazie a legni ritrovati da FELBER (1993) presso l'IDA di Mendrisio (coord. 2719.100/1083.050) e in località

Dogana a Stabio (coord. 2714.820/1077.626). A Mendrisio il campione si è rivelato appartenente al Boreale, con una data a 9,560–9,150 ka cal BP (8,450±0,085 ka ¹⁴C BP; UZ-2543/ETH-8698), indicando che, a quel momento, il fronte del delta del Laveggio si situava più a valle (quindi più a nord) di Scereda–Campaccio. A Stabio, un campione di legno indeterminato rinvenuto a 7 m di profondità è stato datato a 6,950–6,505 ka cal BP (5,915±0,085 ka ¹⁴C BP; UZ-2572/ETH-5923), corrispondente all’Optimum Climatico Olocenico dell’Atlantico. Questo permette di determinare un’età minima dell’interramento del bacino lacustre di Ligornetto–Genestrerio.

Riempimento, materiale di riporto artificiale

Le modifiche antropiche della morfologia del rilievo sono frequenti in ambienti fortemente urbanizzati come il Mendrisiotto (zone industriali di Ligornetto, Genestrerio, Colderio, Balerna e Chiasso) e la regione di Como. Oltre ai terreni modellati artificialmente in periferia dei principali centri urbani, sono presenti numerosi riempimenti e materiali di riporto legati alle numerose cave di materiale lapideo e di inerti della regione (v. Cap. Materie prime). Tra i depositi antropici legati alle cave di materiale lapideo, segnaliamo quelli delle Cave Boscaccio sul Monte San Giorgio, delle Cave di Viggù Saltrio e Brenno (TRAVERSI et al. 2007) e della vecchia cava di argilla di Castel di Sotto (Novazzano). Grosse cave di ghiaia e sabbia sono presenti soprattutto sul fondovalle della Bévera tra Velmaio e Brenno Useria e nell’anfiteatro morenico della Faloppia tra Uggiate-Trévano, Faloppio e Parè. In particolare va citato il lungolago di Como, modellato artificialmente con materiali di riporto nella seconda metà dell’Ottocento. L’evoluzione del lungolago è ben documentata in COMUNE DI COMO (1980), dove sono riportate le antiche linee costiere nel 1722 (riportata nel foglio Mendrisio-Como), 1858 e 1971.

Megalito

A sud-est di Velmaio (coord. 2712.250/1076.425), all’interno di un deposito di dilavamento glaciale, è presente un blocco di grosse dimensioni, più alto (~3,30 m) che largo (~2,60 m), in netto contrasto con i sedimenti a grana fine che lo circondano. Il blocco è composto da breccia dolomitica con clasti da centimetrici a decimetrici, fortemente addensati, di dolomia stromatolitica e dolomia massiccia, entrambe riferibili alla Dolomia del San Salvatore; sono raramente presenti clasti di riolite rosa. Tessitura e composizione della breccia corrispondono esattamente a quelle della Breccia di Invorio, presumibilmente riferibile al Primo Giurassico e affiorante in una ristretta area a ovest del Lago Maggiore (CASATI 1978, BERRA et al. 2009). Tale formazione non è nota in affioramenti o depositi quaternari posti a monte rispetto al blocco in oggetto. Forma, posizione verticale sul terreno e litologia estranea all’area portano a interpretare tale blocco come un megalito.

TETTONICA

Nell'area del foglio Mendrisio-Como compaiono tre principali unità strutturali, appartenenti al Dominio delle Alpi Meridionali. Nella parte settentrionale del foglio, la Faglia di Lugano, faglia normale mesozoica (Linea di Lugano) che divideva la Soglia di Lugano dal Bacino del Generoso e che si riattivò durante l'orogènesi alpina, separa il fianco a immersione meridionale dell'Anticlinale dell'Arbostora dalle strutture dell'originario Bacino del Generoso (Unità del Generoso).

L'Anticlinale dell'Arbostora è stata attribuita da SCHUMACHER (1997) alla Falda Orobica Superiore; in effetti, nuovi dati non pubblicati di sismica a riflessione mostrano l'esistenza di una successione sedimentaria stratificata sottostante al basamento cristallino e alle vulcaniti permiane dell'Anticlinale dell'Arbostora (Falda Orobica Inferiore; Tav. IIIB), confermando pertanto il modello di SCHUMACHER (1997) e SCHUMACHER et al. (1997).

A oriente, l'Unità del Generoso è stata interpretata come parte della Falda Orobica Inferiore (Tav. IIIA).

Le relazioni reciproche tra queste falde nell'area di Lugano - Mendrisio sono comunque tutt'altro che chiare. A sud di Mendrisio, la traccia della Faglia di Lugano si perde entro le pieghe serrate dei sedimenti tardo-cretacei del Flysch Lombardo, che ricopre depositi più antichi appartenenti sia all'Anticlinale dell'Arbostora sia all'originario Bacino del Generoso. Verso sud, entrambe le unità immergono sotto i sedimenti oligo-miocenici della Gonfolite Lombarda, lungo un retroscorrimento a immersione meridionale (Sovrascorrimento di Monte Olimpino, BERNOULLI et al. 1989; Tav. I).

Elementi strutturali

Faglia di Lugano

La Faglia di Lugano è una faglia a ripida immersione verso oriente che è possibile tracciare dall'area a nord-est di Lugano a quella a nord di Mendrisio. Più a nord, si collega alla Linea del Monte Grona, interpretata come un originario prolungamento della Linea di Lugano, di età mesozoica (BALLY et al. 1981, BERTOTTI 1990, 1991). Sul foglio Mendrisio-Como, la Faglia di Lugano non è visibile in affioramento. La sua traccia può essere ricostruita tra le rioliti permiane a nord di Capolago e gli affioramenti liassici di Castellaccio e Ronco (Broccatello d'Arzo e Formazione di Moltrasio). A sud di Capolago, la faglia decorre tra la Formazione di Moltrasio a est e, a ovest, le dolomie triassiche rinvenute in alcuni fori di sondaggio poco profondi eseguiti tra Capolago e Mendrisio. La Faglia di Lugano non taglia il Sovrascorrimento di Monte Olimpino, ed è pertanto più antica di quest'ulti-

mo. Nel corso dell'orogenesi alpina, il lineamento tettonico si è riattivato principalmente come faglia trascorrente, sinistra a nord del Lago di Porlezza, destra nell'area di Mendrisio. Quest'ultimo tipo di deformazione si rispecchia nel trascinamento lungo la fessura che circonda verso sud l'Unità del Generoso, il quale porta, a sua volta, al sovrascorrimento locale osservabile a Mendrisio.

Settore a ovest della Faglia di Lugano

Dal punto di vista strutturale, l'area a ovest della Faglia di Lugano è dominata dall'Anticlinale dell'Arbostora, diretta ENE-WSW. Verso nord e nord-ovest, quest'antiforme è orlata da una complessa zona tettonica composta da sedimenti mesozoici (Zona San Salvatore-Valcuvia; SCHUMACHER 1997) che la separa dalle unità di basamento poste più a settentrione (Tav. IIIB, BERNOULLI et al. 1976, SCHUMACHER 1997). Una faglia, la Linea di Marzio, percorre il contatto tra la Zona San Salvatore-Valcuvia e il fianco settentrionale dell'Anticlinale dell'Arbostora; nel settore occidentale, tuttavia, essa appare drappeggiata dai sedimenti liassici baciali, in conseguenza dell'immersione assiale a WSW dell'Anticlinale dell'Arbostora e dell'aumento di spessore dei sedimenti sin-rift liassici verso il Bacino del Monte Nudo (SCHUMACHER 1997). Sul foglio Mendrisio-Como, il fianco meridionale dell'Anticlinale dell'Arbostora forma una monoclinale dolcemente ondulata, separata dal sovrascorrimento nord-vergente del Gruppo della Gonfolite Lombarda a causa dell'interposizione di due elementi tettonici più piccoli: l'Anticlinale di Stabio e il piccolo Embrice di Prella.

Anticlinale dell'Arbostora

L'Anticlinale dell'Arbostora culmina nel M. Piambello e nel M. Arbostora, rispettivamente a nord-ovest e a nord del foglio Mendrisio-Como. Il suo fianco meridionale immerge verso sud con un'inclinazione regolare intorno a 30°. A sud di una linea immaginaria da Arzo verso Saltrio, tra Besazio a Logaccio, è presente una sinclinale poco profonda seguita verso sud da un'altra anticlinale con un fianco meridionale più ripido (Tav. I, profili 10, 11). A sud di Viggiù, un altro elemento tettonico appare tra l'Anticlinale dell'Arbostora s.str. e la sinclinale: un'anticlinale a direzione sud-ovest-nord-est che si prosegue nella piccola anticlinale di Brenno-Useria e che s'immerge assialmente verso nord-est tra Viggiù e Saltrio. A ovest di Viggiù, l'anticlinale appare sollevata lungo una ripida superficie di faglia.

L'Anticlinale dell'Arbostora è sezionata da una serie di faglie ad andamento NNE-SSW che trovano chiara espressione nella morfologia superficiale. Nell'area a nord di Viggiù sono presenti faglie di minore rilevanza dirette NNW-SSE. In generale è il blocco orientale delle faglie ad aver subito un abbassamento; le intersezioni verticali di queste faglie con la topografia suggeriscono comunque l'esistenza di un'importante componente di trascorrenza destra.

L'andamento delle faglie è grossomodo parallelo a quello delle faglie liassiche che è stato possibile ricostruire nelle cave di Arzo; almeno in parte questi lineamenti sembrano pertanto avere dei precursori liassici. Per esempio, la faglia a direzione N-S che attraversa il villaggio di Arzo, a sud di quest'ultimo scompare sotto il Selcifero Lombardo e la Maiolica Lombarda, che non appaiono tagliati dalla faglia stessa. La faglia riappare poi sotto al Selcifero Lombardo a nord di Ligornetto, dove un piccolo blocco di faglia composto da Dolomia Principale e Formazione di Tremona è ricoperto dal Selcifero stesso. Questa faglia di età pre-bajociana non fu evidentemente riattivata durante l'orogenesi alpina.

Anticlinale di Stabio

L'Anticlinale di Stabio è una complessa struttura asimmetrica costituita in prevalenza da Dolomia Principale fortemente cataclastica e immergente verso sud con inclinazione da molto ripida a verticale. Soltanto alcuni piccoli affioramenti di Formazione di Morbio, Selcifero Lombardo e Maiolica Lombarda, osservabili lungo il Torrente Clivio, consentono di intuire l'andamento del fianco settentrionale della struttura. L'Anticlinale di Stabio appare scollata a livello della Marna del Pizzella e sovrascorsa verso nord. Il processo di dolomitizzazione che ha interessato localmente la Formazione di Moltrasio e il Rosso Ammonitico Lombardo (sondaggi presso il valico di confine di Gaggiolo) e il Broccatello d'Arzo (Pto 382 m a est di Stabio) sembra collegarsi ai fluidi espulsi dalle sottostanti formazioni (dolomitizzazione per compattazione) sotto controllo tettonico. È ragionevole supporre che le acque solforose delle Terme di Stabio possano derivare da processi di riduzione del solfato di calcio e di ossidazione della materia organica presente nelle formazioni medio-triassiche (Formazione di Besano e Calcare di Meride). Mentre le potenziali rocce madri di idrocarburi riferibili alle stesse formazioni affioranti nell'Anticlinale dell'Arbostora sono immature (BERNASCONI & RIVA 1997), le acque delle Terme di Stabio contengono gas termogenico derivato da un'unità tettonica più profonda (GREBER et al. 1997).

Embrice di Prella

La collina di Prella è costituita da una successione di sedimenti tardo-cretacei. Le strutture sedimentarie messe in evidenza dalla Formazione di Brenno testimoniano il rovesciamento tettonico della sequenza (BERNOULLI et al. 1987). Verso nord, una faglia, molto probabilmente un sovrascorrimento nord-vergente, deve necessariamente separare la successione di Prella dall'Anticlinale di Stabio. Verso sud, il Sovrascorrimento di Monte Olimpino la separa invece dal Gruppo della Gonfolite Lombarda (BERNOULLI et al. 1987, fig. 5). Gli affioramenti di Prella vengono pertanto qui riferiti a un embrice tettonico a sé stante, sovrascorso verso nord.

Settore a est della Faglia di Lugano

Sovrascorrimento del Generoso e Anticlinale del Generoso

Il settore esteso a est della Faglia di Lugano, comprendente l'Unità del Generoso, verso nord è separato dal basamento insubrico dalla Faglia del Monte Grona, che in parte corrisponde al proseguimento, lungo l'immersione, della Linea di Lugano, di età compresa tra il Tardo Triassico e il Primo Giurassico (BALLY et al. 1981, BERTOTTI 1990, 1991; Tav. III, profilo A). Verso est, l'Unità del Generoso abbraccia l'area dell'Alta Brianza, a sua volta separata dalle falde di scollamento delle Alpi Bergamasche dalla Linea di Lecco, una faglia orientata NW - SE di probabile origine mesozoica (BERTOTTI 1991, SCHUMACHER et al. 1997). Verso sud, infine, i sedimenti dell'Unità del Generoso immergono lungo una flessura («Flessura Pedemontana», DESIO 1929; Tav. III, profilo A), passando in tal modo sotto i sedimenti più recenti del Flysch Lombardo e della sua eventuale copertura paleogenica. I depositi dell'Unità del Generoso sono sovrascorsi verso nord sul basamento insubrico e su sedimenti a tetto della Linea di Lugano, di età mesozoica (BERTOTTI 1991); in Alta Brianza, tali depositi presentano uno scollamento basale a livello delle evaporiti carniche (Formazione di San Giovanni Bianco), formando una serie di pieghe e sovrascorrimenti sud-vergenti.

Sul foglio Lugano e sul foglio Mendrisio-Como, la principale struttura presente a est della Faglia di Lugano è costituita dal Sovrascorrimento del Generoso, lungo cui la parte settentrionale, l'Anticlinale del Generoso è sovrascorsa sopra quella meridionale, dolcemente ripiegata (Tav. I; Tav. III, profilo A). A nord del sovrascorrimento è esposto il fianco meridionale, da fortemente inclinato a verticale, dell'Anticlinale del Generoso. A causa della notevole potenza della Formazione di Moltrasio, il fianco è stato interpretato quale espressione di una o più pieghe isoclinali (FRAUENFELDER 1916), o di una serie di sovrascorrimenti (DE SITTER 1939). Tuttavia, ove osservabile, la polarità dei livelli torbiditici indica invariabilmente un'orientazione a sud per il tetto stratigrafico degli strati, direzione verso cui anche le pieghe parassite suggeriscono un ringiovanimento della successione (BERNOULLI 1964).

Tra Rovio (foglio Lugano) e Bellavista - Alpe di Salorino, il Sovrascorrimento del Generoso si sviluppa in direzione N - S, con un'immersione intorno a 45° verso est. Lungo questo segmento, la deformazione è principalmente di tipo transpressivo («Blattverschiebung von Alpe di Melano», FRAUENFELDER 1916), con sovrascorrimento obliquo che include una sinclinale sud-vergente nel blocco a letto (footwall syncline) (BERNOULLI 1964). A est dell'Alpe di Salorino, la faglia evolve in un sovrascorrimento obliquo che porta banchi fortemente inclinati di calcari silicei della Formazione di Moltrasio a sovrapporsi a banchi calcarei a debole inclinazione appartenenti alla stessa formazione. Relitti di depositi più recenti, stratigraficamente compresi tra la Formazione di Morbio e la Maiolica Lombarda, compaiono nella sinclinale sud-vergente al letto del sovrascorrimento e in un piccolo

embrice tettonico che si trova lungo quest'ultimo, a Balduana. Sotto la superficie di sovrascorrimento è osservabile lo sviluppo di un clivaggio pervasivo spaziato, legato a processi di dissoluzione sotto pressione. Da Balduana al Poncione di Cabbio, il lineamento è sezionato in comparti a prevalente componente di trascorrenza e altri, invece, a sovrascorrimento grossomodo ortogonale (Valle della Breggia sotto Muggio).

Area a sud del Sovrascorrimento del Generoso

Nella parte meridionale dell'Unità del Generoso, i calcari della Formazione di Moltrasio sono piegati in una serie di blande anticlinali e sinclinali ad andamento NNE-SSW. Nell'area tra la Valle dell'Alpe e Sagno, queste pieghe immergono nella fessura marginale («Flessura frontale», v. oltre), diretta NW-SE, in cui possono tuttavia essere ancora distinte. A sud-est di Mendrisio, la fessura marginale evolve in un sovrascorrimento di limitata estensione che riflette il trascinamento lungo il segmento meridionale della Faglia di Lugano. A sud della fessura, i sedimenti più recenti della Scaglia Lombarda e del Flysch Lombardo sono a tratti intensamente deformati in pieghe a chevron sud-vergenti, suggerendo pertanto in profondità lo scollamento nella Scaglia Variegata Lombarda lungo un sovrascorrimento probabilmente cieco (Tav. III, profilo A).

Le pieghe ad andamento NNE-SSW della parte meridionale dell'Unità del Generoso sono state interpretate come espressione della sovrapposizione di due fasi di piegamento, successive l'una all'altra (VONDERSCHMITT in KUHN-SCHNYDER & VONDERSCHMITT 1954). Le differenti orientazioni delle faglie potrebbero tuttavia anche riflettere la partizione della deformazione e/o l'influsso di faglie mesozoiche ad andamento NNW-SSE preesistenti nel substrato del Bacino del Generoso. Dal canto suo, la fessura marginale, può essere correlata con la «Flessura Pedemontana», il cui sviluppo è a sua volta riferito alla fase di sovrascorrimento (Sovrascorrimento del Coltignone di SCHÖNBORN 1992, «Flessura frontale»). L'accentuata espressione morfologica della «Flessura frontale» potrebbe infatti indicare una relazione con la deformazione tardiva legata al Sovrascorrimento del Coltignone.

Le strutture del settore meridionale del Generoso non sono in evidente relazione con quelle dell'Alta Brianza a est del Lago di Como. Grazie alla sua espressione morfologica la fessura marginale del settore meridionale del Generoso può essere seguita attraverso le colline tra Pizzamiglio, Tavernola, Monte Olimpino e oltre, nell'area a sud di Brunate, dove costituisce il fianco meridionale di un'anticlinale. Tale anticlinale forma il margine morfologico verso le basse colline della Brianza. A est di Como, il quadro è tuttavia complicato dal dislocamento delle pieghe e dei sovrascorrimenti dell'Alta Brianza lungo il Sovrascorrimento del Monte Bollettone sopra l'anticlinale marginale. Tale sovrascorrimento è ben definito a est di Como, a nord di Albavilla (foglio Como, Carta Nazionale della Svizzera 1:50000), da una sinclinale nel blocco a letto (footwall syncline) che espone depo-

siti più recenti (REPOSSI 1926). A nord di Como, a Brunate, il sovrascorrimento si sviluppa all'interno della Formazione di Moltrasio (SCHMIDT 1894) ed è accompagnato da pieghe parassite sud-vergenti sia nel blocco a tetto sia in quello a letto (v. anche i profili in REPOSSI 1929). Qui la traccia del sovrascorrimento può solo essere supposta in base a evidenze morfologiche, posizionandola a est di Brunate lungo la depressione tra S. Maurizio e il Pto 869 m (foglio Como). È ragionevole supporre che il sovrascorrimento sia legato a una rampa laterale tra il settore meridionale del Generoso e l'Alta Brianza.

Gonfolite Lombarda e Sovrascorrimento di Monte Olimpino

La Gonfolite Lombarda è sovrascorsa verso nord lungo il Retroscorrimento di Monte Olimpino sulle successioni mesozoiche sia dell'Unità del Generoso sia dell'Anticlinale dell'Arbostora oltre che sulle strutture a sud di quest'ultima. Tale sovrascorrimento nord-vergente è stato messo in luce solo temporaneamente negli anni '80 del secolo scorso durante lo scavo della Galleria Monte Olimpino 2 (BERNOULLI et al. 1989). Il sovrascorrimento porta formazioni più recenti a coprire formazioni più antiche ed è parte di una struttura a triangolo a larga scala. In precedenza, il contatto tra la Gonfolite e il substrato mesozoico era ritenuto essere costituito da una superficie di discordanza. In effetti, nell'antica fabbrica di cemento di Ponte Chiasso HEIM (1906, tav. II) notò sia il contatto erosivo tra il Conglomerato di Como e la Formazione di Chiasso, sia il contatto tettonico tra la Formazione di Chiasso e la Maiolica Lombarda; tuttavia, egli interpretò la Formazione di Chiasso come marne e argilliti tardo-cretacee, eventualmente eoceniche (Scaglia), su cui sarebbe avvenuta la trasgressione della «Molassa sudalpina» e, non riconoscendone l'età oligocenica della Formazione di Chiasso, non riconobbe neppure l'importanza del contatto tettonico tra questa e la Maiolica Lombarda, considerandolo come un disturbo di carattere solo locale (cf. BERNOULLI et al. 1989, fig. 2). In seguito alla copertura degli affioramenti di Ponte Chiasso comprendenti il citato contatto tettonico, tutti gli autori successivi ipotizzarono pertanto l'esistenza di un'importante discordanza angolare tra la «Molassa sudalpina» (che includeva nel frattempo anche la Formazione di Chiasso) e la sottostante formazione mesozoica (p.es. FIORENTINI 1957, CITA 1957, LONGO 1968).

Nella Galleria Monte Olimpino 2, il sovrascorrimento giustappone la Formazione di Chiasso alla Maiolica Lombarda. Lungo il contatto, la Scaglia Variegata Lombarda è ridotta ad alcuni decimetri di marna frantumata alla cui base si trovano piccoli embrici nord-vergenti della sottostante Maiolica Lombarda (BERNOULLI et al. 1989, fig. 4). Faglie minori sono presenti tra la Maiolica Lombarda e la Formazione di Sogno (equivalente del Calcare a bivalvi pelagici e del Rosso Ammonitico Lombardo), riducendo la successione del Selcifero Lombardo a pochi decimetri di selci a radiolari. Nella galleria, il sovrascorrimento ha direzione pari a N 120° e immersione verso sud-ovest con inclinazione di 60°; gli indicatori cinematici mostra-

no un sovrascorrimento verso nord. Altrove, è possibile tracciare il sovrascorrimento sulla base degli affioramenti della Formazione di Chiasso, lungo cui è avvenuto lo scollamento del Gruppo della Gonfolite Lombarda. In planimetria, la traccia del sovrascorrimento è curva e chiaramente obliqua rispetto all'andamento regionale delle strutture delle unità sottostanti, sia a est sia a ovest di Mendrisio: l'orientazione del piano di faglia oscilla da approssimativamente NW-SE presso Como a W-E presso Brusata e SW-NE presso Malnate. L'inclinazione degli strati della Gonfolite diminuisce sistematicamente allontanandosi dalla superficie di sovrascorrimento, passando da 60°-65° S a ca. 40° S lungo il bordo meridionale del foglio Mendrisio-Como e 10° S al limite meridionale di affioramento (GELATI et al. 1991).

Da un punto di vista strutturale, il Retroscorrimento di Monte Olimpino è evidentemente da attribuire alla Cintura di Milano, il fronte sepolto di età tardo-miocenica (Tortoniano) delle Alpi Meridionali, che coinvolge il Gruppo della Gonfolite Lombarda nel sottosuolo della Pianura Padana (PIERI & GROPPI 1981). La presenza, da un lato, di ciottoli derivanti dalla Formazione di Chiasso nel Conglomerato di Lucino, di età burdigaliana-langhiana (BERNOULLI et al. 1989) e, dall'altro, di nannofossili chattiani rimaneggiati nelle Peliti di Lucinasco (TREMOLADA et al. 2010), suggerisce che le parti settentrionali del Gruppo della Gonfolite Lombarda fossero già esumate nel Burdigaliano-Langhiano e che il sovrascorrimento nord-vergente e la crescita della Cintura di Milano possano essere in sovrapposizione temporale alla deposizione del Gruppo della Gonfolite Lombarda. Le tracce di fissione nelle apatiti detritiche del Conglomerato di Como appaiono completamente risarcite (total annealing) nella parte inferiore dell'unità e solo parzialmente in quella superiore, mentre non lo sono affatto (no annealing) nei sedimenti miocenici (WAGNER 1988, GIGER 1991, BERNOULLI et al. 1993). Ciò indica che la parte inferiore del Conglomerato di Como è stata esumata lungo il Sovrascorrimento del Monte Olimpino da una profondità pari ad almeno 3 km. Il vincolo inferiore della principale fase di deformazione tettonica delle Alpi Meridionali è fornito dal ripiegamento, osservabile a sud-est di Como, che coinvolge torbiditi terrigene e conglomerati di età serravaliana (NN6, SCIUNNACH & TREMOLADA 2004, TREMOLADA et al. 2010). Il vincolo superiore è invece fornito dalla giacitura, discordante rispetto alle strutture dei depositi precedenti, inclusi quelli del Gruppo della Gonfolite Lombarda, di sedimenti post-orogenici quali il Conglomerato di Pontegana (Messiniano) e l'Argilla (marina) di Castel di Sotto (Pliocene).

SILEO et al. (2007) e LIVIO et al. (2011) ipotizzano l'esistenza di un'attività pliocenica lungo il Sovrascorrimento di Monte Olimpino presso Novazzano. Come discusso oltre (v. p. 134-135), noi non riteniamo correlata al Sovrascorrimento di Monte Olimpino la faglia in questione, a cui attribuiamo piuttosto un'età post-pliocenica e un carattere locale.

Neotettonica

Il settore centrale del Sudalpino non sembra essere soggetto a una attività sismica particolarmente importante. Analizzando i dati relativi ai terremoti degli ultimi 200 anni nella regione insubrica sono stati rilevati solamente cinque eventi di magnitudo compresa fra 3 e 4.

Nell'area del foglio Mendrisio-Como sono presenti solo due eventi storici. Il primo di magnitudo 3,1 del 22 febbraio 1819 è stato localizzato a monte di Castel San Pietro (non vi sono informazioni circa la profondità dell'ipocentro). Il secondo evento, risalente al 20 aprile 1975, con una magnitudo pari a 2,5 è avvenuto in territorio italiano a nord di Cernobbio. Il catalogo riporta per questo ultimo evento una profondità di 10 km.

La presenza di una diffusa sismicità di bassa magnitudo che si allinea al piede dei rilievi prealpini sarebbe la prova che il raccorciamento tettonico, nell'area compresa tra i laghi di Como e Maggiore, potrebbe essere tuttora attivo (SILEO et al. 2007), anche sulla base dei dati geodetici (SERPELLONI et al. 2005) come pure sulla base di alcune evidenze di tettonica post-messiniana e di deformazioni quaternarie segnalate da vari autori (BINI et al. 1993, ZANCHI et al. 1995, SILEO et al. 2007, FANETTI et al. 2008, LIVIO et al. 2011, MICHETTI et al. 2012).

BINI et al. (1992b, 1993) descrivono alcune evidenze di dislocazioni tettoniche recenti sia distensive sia compressive verificatesi tra il Tardo Pliocene e il Medio Pleistocene. Strutture fragili presenti nel Conglomerato di Pontegana compatibili con uno stato di sforzo di tipo distensivo sono state descritte da ZANCHI et al. (1995). Nella valletta superiore di Casate (Novazzano) gli stessi autori descrivono il contatto tettonico tra il Conglomerato di Como e l'Argilla di Castel di Sotto rappresentato da una faglia normale, diretta E-W ed immergente verso N. Tale osservazione è supportata dall'analisi di indicatori cinematici relativi a numerose faglie secondarie presenti nella stessa area compatibili con un regime di sforzo di tipo distensivo. Altri sistemi di faglie distensive, orientate E-W, sono state osservate nella stessa Argilla di Castel di Sotto in località Pascoretti (Morbio Inferiore). In questo ultimo caso le strutture proseguono per alcuni centimetri nei sovrastanti depositi quaternari di contatto glaciale. Altre faglie di tipo distensivo con rigetti da centimetrici a decimetrici sono state osservate nell'Argilla di Castel di Sotto nei pressi della cava abbandonata di argilla. Le stesse furono attribuite a «tettonica di assestamento» da LONGO (1968) e RUTISHAUSER (1986).

Il tema relativo all'attività recente del retroscorrimento della gonfolite, ritenuto inattivo dal Tardo Miocene per la presenza del Conglomerato di Pontegana di età messiniana e della pliocenica Argilla di Castel di Sotto che non risultano deformate, è stato discusso da diversi autori (LONGO 1968, BERNOULLI et al. 1989, FELBER 1993, BINI et al. 2001, SILEO et al. 2007, LIVIO et al. 2011, MICHETTI et al. 2012). SILEO et al. (2007) reinterpretano in chiave neotettonica le strutture descritte dagli autori nell'area di Novazzano in prossimità del contatto tettonico fra il Conglome-

rato di Como e l'Argilla di Castel di Sotto. In considerazione della progressiva variazione della giacitura dell'Argilla di Castel di Sotto fino al rovesciamento degli strati in prossimità del piano di faglia, gli autori associarono questa struttura all'espressione diretta in superficie del Retroscorrimento di Monte Olimpino e alla sua attività anche durante il Pliocene, suggerendo un raccorciamento durante il Quaternario. Gli stessi autori non spiegano la mancanza della Formazione di Chiasso alla base della successione gonfolitica sopra il retroscorrimento (come osservato in tutti gli altri settori dell'area). Tale aspetto suggerisce la possibilità che la struttura descritta corrisponda a una faglia locale nel Conglomerato di Como piuttosto che al Retroscorrimento di Monte Olimpino stesso.

Sulla base dei risultati discussi da SILEO et al. (2007), LIVIO et al. (2011) introducono alcuni elementi a favore di un'attività quaternaria del Retroscorrimento di Monte Olimpino. In particolare viene descritto un nuovo affioramento, poco a nord del centro urbano di Como (Borgo Vico), in cui il Conglomerato di Villa Olmo dell'Oligocene (GELATI et al., 1988) è posto in contatto tettonico sopra una sequenza fluvioglaciale di età pleistocenica tramite una faglia inversa orientata N210/65 (probabilmente connessa al retroscorrimento). Lungo il contatto di faglia i depositi quaternari si presentano uncinati da pieghe da trascinamento.

Considerando le evidenze geologiche e geomorfologiche descritte dagli autori precedenti, MICHETTI et al. (2012) descrivono il Retroscorrimento del Monte Olimpino come esempio di deformazione tettonica quaternaria, che, insieme ad altri esempi nell'area insubrica, conducono gli autori a definire la pericolosità sismica dell'intera regione padana come fortemente sottostimata.

Struttura profonda

I profili di sismica profonda eseguiti nell'ambito del Programma Nazionale di Ricerca 20 del Fondo nazionale svizzero per la ricerca scientifica (NRP 20, PFIFFNER et al. 1997) mettono in luce l'esistenza, lungo il transetto delle Alpi Centrali, di un cuneo di crosta adriatica, inferiore e superiore, indentato nella crosta europea. A sud della Linea Insubrica, il tetto della crosta adriatica appare giacere a una profondità di 5 sec TWT (~14 km) presso Chiasso, immergendo poi con debole inclinazione verso le Alpi. Esteso tra le profondità di 4 e 5 sec TWT, un intervallo a stratificazione interna orizzontale è interpretato come copertura sedimentaria autoctona del basamento. Tale intervallo appare sottostare a un pacco di strati meno riflettenti, a sua volta attribuito al basamento sudalpino, qui scollato e ripiegato, e alla sua copertura sedimentaria: una serie di falde di sovrascorrimento, comprendenti anche il basamento, deve riempire l'enorme spazio tra la copertura sedimentaria autoctona e la superficie (SCHUMACHER et al. 1997, fig. 15-13, 15-15). Nella stessa area, la crosta adriatica (sopra la MOHO) è ridotta a uno spessore di ca. 15 km, valore che riflette l'assottigliamento mesozoico della crosta post-varisica, in origine spessa tra 25 e 30 km.

L'assottigliamento e la segmentazione della crosta adriatica durante il rifting permiano e mesozoico, e la stratigrafia meccanica che ne risulta, hanno influenzato significativamente l'evoluzione della catena sudalpina a pieghe e sovrascorrimenti. Le preesistenti faglie mesozoiche ad andamento meridiano si sono evolute in zone di trasferimento, delimitando blocchi con basamento a diversa profondità separati da rampe oblique; nel suo insieme, il raccorciamento crostale rimane comunque più o meno costante e ≥ 100 km (LAUBSCHER 1988, SCHÖNBORN 1992, SCHUMACHER et al. 1997). Poiché queste zone di trasferimento intersecano importanti orizzonti di scollamento, esse producono drastiche differenze nell'evoluzione strutturale delle aree che separano. I sistemi di sovrascorrimento sono definiti da diversi orizzonti di scollamento e differenti rampe oblique, elementi a loro volta condizionati dalla stratigrafia locale e dalle faglie mesozoiche preesistenti. A est del Lago di Como una serie di formazioni poco competenti (Carniola di Bovegno, Anisico; Gruppo di Raibl, Carnico; Argillite di Riva di Solto, Retico; Scaglia Variiegata Lombarda, Primo Cretaceo) esercitarono il ruolo di orizzonti di scollamento nell'evoluzione dei sistemi con geometria a gradino (ramp flat) di quattro falde di sovrascorrimento principali (LAUBSCHER 1985, ROEDER 1992, SCHÖNBORN 1992, SCHUMACHER et al. 1997, ZANCHETTA et al. 2015). A ovest della Faglia di Lugano, generata in seguito alla riattivazione della Linea di Lugano di età mesozoica, solo la formazione poco competente della Marna del Pizzella appare aver costituito un orizzonte di scollamento, per quanto di secondaria importanza; in tale settore, i sedimenti sono pertanto generalmente autoctoni rispetto al loro originario basamento crostale (Tav. III B). Nell'area a est della Faglia di Lugano, il Gruppo di Raibl e l'Argillite di Riva di Solto ricoprono invece un ruolo primario quali orizzonti di scollamento, come osservabile nelle Alpi Bergamasche, tuttavia all'interno di un contesto strutturale che appare piuttosto differente.

A ovest della Linea di Lecco, che circonda verso oriente il Bacino (liassico) del Generoso, una definizione dei diversi lembi di sovrascorrimento è alquanto difficoltosa non essendo possibile un'extrapolazione verso occidente delle strutture delle Alpi Bergamasche. Qui, le marcate faglie mesozoiche preesistenti (Linea di Lugano, Linea del Lago Maggiore), con un rigetto di alcuni chilometri e una conseguente diversa profondità del basamento varisco sotto il Bacino del Generoso e la Soglia di Lugano, devono avere fortemente influenzato l'evoluzione dei sistemi di sovrascorrimento. Componenti di trascorrenza si sono infatti sviluppate lungo la Faglia di Lugano, che esprime la riattivazione della Linea di Lugano di età mesozoica (BERNOULLI 1964, SCHUMACHER et al. 1997). Le interferenze delle strutture presumibilmente cretacee (orobiche) con i successivi movimenti legati alla Linea Insubrica e l'esumazione finale del Complesso Ivrea-Ceneri durante l'Oligocene-Miocene rendono il quadro ancor più complicato.

La Falda Orobica Superiore (Unità del San Marco, SCHÖNBORN 1992), di età cretacea e strutturalmente la più alta delle Alpi Lombarde orientali, la cui messa in posto precede inoltre l'intrusione del Complesso dell'Adamello (BRACK 1981), può

essere seguita attraverso il Lago di Como fino all'area a nord di Porlezza (Unità della Val Colla di SCHUMACHER et al. 1997). La Linea Lugano - Monte Grona - Val Grande, di età mesozoica, decorre infatti dalla Linea del Monte Grona, che costituisce anche il confine tra il basamento a nord (Unità della Val Colla di SCHUMACHER et al. 1997) e l'Unità del Generoso a sud, fino al basamento della Falda Orobica Superiore a est del Lago di Como (BERTOTTI 1991). Verso nord-ovest, una serie di sovrascorrimenti alpini (Linea di Arosio e Linea del Tamaro) separano invece quest'unità dal Complesso Ivrea-Ceneri, a tettonica di zoccolo (thick skinned) in quanto contenente rocce dell'intera sezione crostale (SCHUMACHER et al. 1997, fig. 15-11).

Sebbene non sia possibile definire con certezza l'estensione della Falda Orobica Superiore e dei suoi equivalenti, SCHUMACHER (1997) e SCHUMACHER et al. (1997) correlarono con la Falda Orobica Superiore le aree di basamento poste a ovest della Faglia di Lugano e le loro coperture mesozoiche. Tuttavia, in questo settore, definizione areale e datazione della messa in posto della Falda Orobica Superiore incontrano difficoltà sostanziali. Una generalizzata e diretta correlazione di *tutte* le unità di basamento site a ovest della Faglia di Lugano con la Falda Orobica Superiore, di età tardo-cretacea, appare infatti in conflitto con l'esistenza, nell'Anticlinale dell'Arbostora, di un'apparente concordanza stratigrafica alla base del Flysch Lombardo tardo-cretaceo. La configurazione delle falde a ovest della Faglia di Lugano deve pertanto essere fundamentalmente diversa da quella riscontrabile a est di tale lineamento. Molto probabilmente, le unità di basamento a sud dell'Unità della Veddasca di SCHUMACHER (1997), inclusa l'Anticlinale dell'Arbostora (Tav. III, profilo B), sono state messe in posto più tardi, durante l'Eocene (?) o l'Oligocene - Miocene.

Un'interpretazione della struttura profonda a ovest della Faglia di Lugano, basata sulla sismica crostale del NRP 20, è pubblicata in SCHUMACHER (1997, fig. 10-21) e SCHUMACHER et al. (1997, fig. 15-15). SCHUMACHER (1997) presenta una possibile sezione bilanciata, condotta in modo semiquantitativo attraverso le Alpi Meridionali, la quale include un'estesa falda di basamento sottostante all'area di Lugano e correlata alla Falda Orobica Inferiore estesa a est. La presenza di un'ampia unità alloctona sottostante all'Anticlinale dell'Arbostora è confermata da un profilo di sismica a riflessione, non pubblicato, condotto attraverso l'area del Monte San Giorgio (Linea AET; Tav. III, profilo B; SOMA 2015). Questo mostra la presenza, sotto l'Anticlinale dell'Arbostora, di una sequenza sedimentaria stratificata nord-immergente compresa tra le profondità di 1 e 3 sec TWT la quale, a sua volta, sovrasta una zona di riflettori (di basamento) indistinti, confermando così la generale alloctonia delle Alpi Meridionali occidentali. L'Unità dell'Arbostora deve chiudersi a cuneo verso sud formando l'anticlinale frontale della falda. Le riflessioni sottostanti all'Unità dell'Arbostora possono essere tentativamente interpretate come sedimenti delle falde inferiori (Falda Orobica Inferiore e Falda Lombarda; Tav. III B). Le riflessioni orizzontali sotto il fronte dell'Unità dell'Arbostora e della

struttura di Stabio mostrano chiaramente il carattere alloctono delle unità superiori. Il sovrascorrimento continua perciò come flat lungo la Marna del Pizzella che forma anche il livello di scollamento della struttura di Stabio.

L'area a est della Faglia di Lugano è collegata verso oriente alla Falda Orobica Inferiore (Tav. III, profilo A; SCHUMACHER et al. 1997, fig. 15-13, 15-14). A nord, i sedimenti dell'Unità del Generoso sono retroscorsi verso settentrione lungo il sistema di faglia del Monte Grona, formando alcuni embrici scollati a livello delle evaporiti della Formazione di San Giovanni Bianco (Carnico, equivalente della Marna del Pizzella, BERTOTTI 1991). A sud, la parte settentrionale dell'Unità del Generoso è sovrascorsa su quella meridionale. Il margine meridionale dell'Unità del Generoso è deformato dalla «Flessura frontale», che appartiene al Sovrascorrimento del Coltignone (fuori sequenza) esteso più a est, e include un sovrascorrimento cieco, forse riattivante parte della Linea di Lugano. Nel sottosuolo più profondo, si presume la presenza di una serie di unità di basamento e copertura corrispondenti alla Falda Lombarda (SCHUMACHER 1997, fig. 10-10). Il retroscorrimento nord-vergente del Gruppo della Gonfolite Lombarda è infine probabilmente legato allo sviluppo del cuneo frontale, di unità mesozoiche in quelle cenozoiche, conseguente alla tardiva messa in posto del Sovrascorrimento del Coltignone e alla formazione della «Flessura frontale».

Evoluzione tettono-sedimentaria

Prima dell'orogenesi alpina, l'area delle future Alpi Meridionali fu soggetta a ripetuti periodi di rifting continentale. Questi eventi comprendono, già nel Primo Permiano, una transtensione associata a metamorfismo di alta temperatura e attività magmatica. Le successive fasi triassiche di estensione e subsidenza furono invece legate all'evoluzione del sistema oceanico Meliata-Malic-Vardar più a oriente (Dinaridi), mentre una nuova fase di rifting, compresa tra il Triassico terminale e il Giurassico Medio, e l'evoluzione del margine continentale ad essa associata, precedettero e accompagnarono l'apertura dell'Atlantico centrale e della Tetide Alpina. Tutti questi eventi lasciarono le loro tracce nel basamento e nelle sovrastanti successioni vulcaniche e sedimentarie. I diversi episodi estensionali sono visibili nelle curve di subsidenza relative all'evoluzione del margine continentale (BERTOTTI 2001, fig. 5; BERRA & CARMINATI 2010, fig. 5, 8).

Le Alpi Meridionali sono una catena sud-vergente a pieghe e sovrascorrimenti, di età da tardo-cretacea a neogenica, che coinvolge rocce del basamento cristallino varisco e sedimenti di età da tardo-paleozoica a miocenica. La catena è separata dalle Alpi Centrali da una faglia transpressiva cenozoica, la Linea Insubrica; il movimento d'insieme dell'Adria verso nord-ovest durante l'orogenesi alpina implica infatti una componente transpressiva destra lungo il limite settentrionale del sistema di indentazione adriatico. La crescita della catena a sovrascorrimenti e pie-

ghe procedette da nord a sud, per cui le falde di sovrascorrimento esterne e più giovani si appilarono al fronte del cuneo orogenico e le falde interne e settentrionali furono trasportate e deformate passivamente sul dorso di quelle inferiori, in origine esterne (LAUBSCHER 1985, 1988, ROEDER 1992, SCHÖNBORN 1992). A nord, il raccorciamento tettonico iniziò contemporaneamente ai sovrascorrimenti cretacei nel dominio Austroalpino e pertanto *prima* della definitiva eliminazione della Tetide Alpina e della collisione Europa-Adria, risalente all'Eocene. Il raccorciamento collisionale si produsse principalmente nel corso dell'Oligo-Miocene. Nel suo insieme, il raccorciamento crostale superò probabilmente i 100 km: l'ammontare del raccorciamento cretaceo è stimabile in 20-30 km (SCHÖNBORN 1992), quello del raccorciamento collisionale in 80-100 km (LAUBSCHER 1990, ROEDER 1992, SCHÖNBORN 1992). Gli elementi strutturali comprendono sovrascorrimenti sud-vergenti con geometria a gradino (ramp flat), retroscorrimenti e strutture a triangolo (p.es. LAUBSCHER 1985, 1988, SCHÖNBORN 1992, ZANCHETTA et al. 2015). L'evoluzione tettono-sedimentaria del settore centrale delle Alpi Meridionali durante l'orogenesi alpina è riassunta in Fig. 34.

Basamento varisico

Le Alpi Meridionali espongono una sezione completa della crosta continentale comprendente rocce ultramafiche (scaglie della parte sommitale del mantello litosferico continentale), rocce mafiche e felsiche in facies granulitica della crosta profonda (Zona di Ivrea), rocce del basamento cristallino con metamorfismo di medio e basso grado (Zona Strona-Ceneri e Zona della Val Colla), fino ai sovrastanti sedimenti non metamorfici del Tardo Carbonifero, che ricoprono i precedenti in discordanza angolare e che furono comunque a loro volta coinvolti nel ripiegamento tardo-varisico (GRAETER 1951, REINHARD 1964). Il grado metamorfico delle rocce sottostanti alla discordanza tardo-carbonifera aumenta da condizioni di diagenesi di seppellimento profondo, riscontrabili a oriente nelle Alpi Carniche, fino a quelle della facies anfibolitica a ovest di Lugano (SCHALTEGGER & BRACK 2007 e annessa bibliografia). L'esumazione fino in superficie delle rocce metamorfiche varisiche in facies anfibolitica deve precedere gli eventi magmatici e metamorfici di età permiana; tuttavia, l'esumazione della sezione crostale profonda è molto probabilmente una conseguenza dell'effetto combinato dell'assottigliamento crostale, esplicitatosi durante la transtensione tardo-permiana, l'estensione triassica e il rifting giurassico, e della progressiva deformazione compressiva della crosta continentale in precedenza assottigliata durante le diverse fasi dell'orogenesi alpina (SCHMID et al. 1987, SCHMID 1993, HENK et al. 1997). La crosta continentale sudalpina è un collage polimetamorfico che conserva le tracce di diversi eventi orogenici precambriani e paleozoici (ZURBRIGGEN et al. 1997, HANDY et al. 1999, FRANZ & ROMER 2007 e annessa bibliografia) e di eventi post-varisici, risalenti al Primo Permiano, comprendenti estensione (BRODIE & RUTTER 1987), underpla-

ting magmatico nella crosta inferiore, anatessi, metamorfismo di alta temperatura (Zona di Ivrea, RIVALENTI et al. 1975, 1984, QUICK et al. 1994) e magmatismo nella crosta superiore (QUICK et al. 2009).

La crosta media e superiore (Zona Strona-Ceneri) include: 1) un complesso di para- e ortogneiss comprendente metasedimenti di alto grado metamorfico, anfiboliti ed eclogiti, interpretati come relitti di un complesso accrezionario del Neoproterozoico o del primo Paleozoico (SCHMID 1993, ZURBRIGGEN et al. 1997, HAN- DY et al. 1999), 2) i resti di un arco o di un avanarco magmatico ordoviciano (480–440 Ma) modificati dal metamorfismo successivo (KÖPPEL & GRÜNENFEL- DER 1971), 3) un complesso di accrezione più giovane, di età varisca (Primo Car- bonifero?), contenente metasedimenti e relitti di crosta oceanica deformati da pron- unciate pieghe verticali a scala chilometrica («Schlingen»), verosimilmente legate a movimenti trascorrenti di ampia portata (ZURBRIGGEN et al. 1998). Al termine dell'orogenesi varisca, lo spessore crostale appare essersi equilibrato a valori nor- mali (SCHMID 1993).

Dopo la collisione varisca, nel Tardo Carbonifero (BORIANI & VILLA 1997, FEIJT 2002) la crosta superiore (Zona Strona-Ceneri, Zona della Val Colla e unità orobiche) si raffreddò sotto i ~500–350 °C (temperatura di chiusura Ar-Ar di orne- blenda e mica bianca, MCDUGALL & HARRISON 1999), prima di essere interessa- ta dall'attività magmatica permiana, a sua volta coeva al metamorfismo in facies granulitica nella crosta inferiore della Zona di Ivrea (p.es. VAVRA et al. 1996). Nella Zona Strona-Ceneri, le età ZHe non furono resettate durante l'orogenesi alpina; di conseguenza le condizioni termiche di quest'unità si trovano sotto la temperatu- ra di chiusura del termocronometro (U-Th)/He su zircone (~180 °C) da almeno 130 Ma (WOLF et al. 2012).

Di tutti questi elementi tettonici, solo esigui relitti di crosta superiore sono conservati nel foglio Mendrisio-Como, presso Poncia e a ovest di Porto Ceresio. In quest'area, le temperature di picco del metamorfismo varisico raggiunsero il cam- po di stabilità del granato (\geq ~500 °C). Dopo la collisione, le rocce subirono una re- trogressione in condizioni di facies di scisti verdi prima della deposizione dei de- positi clastici tardo-carboniferi (Conglomerato di Manno) e degli eventi magmatici permiani. Durante l'estensione mesozoica e l'orogenesi alpina, le rocce del basa- mento varisico furono soggette a un metamorfismo limitato all'alta anchizona o alla parte inferiore della facies a scisti verdi (CRESPI et al. 1982, SPALLA & GOSSO 1999, SPALLA et al. 1999).

Transtensione permiana

Dopo l'inspessimento crostale varisico e prima del raccorciamento alpino, la crosta sudalpina subì un assottigliamento nel corso di tre intervalli: durante la transtensione del Primo Permiano (SCHALTEGGER & BRACK 2007), durante l'evol- uzione medio-triassica del margine continentale e durante il rifting del Tardo Tri-

assico – Primo Giurassico, prima di divenire parte del margine meridionale dell’oceano della Tetide Alpina, in apertura verso nord e verso ovest (BERTOTTI et al. 1993a, HANDY et al. 1999, MANATSCHAL & BERNOULLI 1999, BERRA et al. 2009). Un assottigliamento diffuso in condizioni di alta temperatura e intrusione di fusi mafici nella crosta profonda (Zona di Ivrea) iniziarono già nel tardo Paleozoico e portarono alla fusione parziale che produsse intrusioni calcicoline a differenti livelli crostali e vulcanismo in superficie (BRODIE & RUTTER 1987, QUICK et al. 1994, 2009, HANDY & STREIT 1997, BARBOZA & BERGANTZ 2000, SINIGOI et al. 2016 e annessa bibliografia).

Fenomeni d’interazione mantello/crosta e di cristallizzazione frazionata sono stati ipotizzati da STILLE & BULETTI (1987) per le rocce ignee permiane del dominio sudalpino sulla base dei dati isotopici Rb-Sr e Sm-Nd; ciò, tuttavia, in un contesto di subduzione permiana di tipo andino, che contrasta con i modelli più recenti descritti nel seguito.

Le strette relazioni cronologiche esistenti tra il granofiro della Valganna ($281,3 \pm 0,5$ Ma) e il granito di Montorfano ($281,8 \pm 1,5$ Ma, SCHALTEGGER & BRACK 2007) lasciano supporre un’evoluzione parallela per i porfidi di Lugano e il sistema magmatico dell’area a occidente del Lago Maggiore (bassa Val Sesia). In effetti, l’inversione cinematica lungo la faglia estensionale liassica rappresentata dalla Linea del Lago Maggiore (Fig. 33) porrebbe i porfidi di Lugano in maggior prossimità al Sistema Magmatico del Sesia. Per quest’ultima area, QUICK et al. (2009) ipotizzarono che il profondo Complesso Mafico della Zona di Ivrea, intruso durante il Primo Permiano (PIN 1986) in prossimità del limite crosta/mantello, e i plutoni a composizione granitoidale della crosta superiore (Montorfano, Baveno) sovrastati dal campo vulcanico ad attività bimodale, appartenessero a un singolo sistema magmatico risalente ~ 290 – ~ 280 Ma sottostante a una caldera attiva. L’underplating magmatico da parte dell’intrusione gabbrica del Complesso Mafico (RIVALENTI et al. 1975, 1984, VOSHAGE et al. 1990) portò ad anatessi ed estrazione di fluidi nella crosta più profonda della Zona di Ivrea (VAVRA et al. 1999, QUICK et al. 2009) e, di conseguenza, alla messa in posto delle intrusioni granitiche e delle vulcaniti nella crosta superiore e in superficie. Le rocce del Sistema Magmatico del Sesia (SINIGOI et al. 2010) hanno una composizione variabile da basaltica a riolitica e un’età compresa tra $\sim 292 \pm 4$ e 282 ± 1 Ma. Nell’area di Lugano, i rapporti spaziali e temporali tra le vulcaniti dacitico-andesitiche (285 Ma) da un lato e, dall’altro, i granofiri subvulcanici con i termini effusivi a composizione riolitica (281–280 Ma) a essi geneticamente associati, suggeriscono il collasso di un edificio vulcanico dacitico-andesitico e l’evoluzione di un grande sistema di caldera di cui i granofiri costituiscono i termini intrusivi basali. Se ciò fosse vero, le sequenze vulcaniche del Monte Piambello (foglio Lugano) potrebbero rappresentare dei pendenti di tetto sopra le intrusioni granofiriche. Diversamente dalla caldera del Sesia (QUICK et al. 2009), nella successione dei porfidi di Lugano non sono state comunque identificate come tali breccie di collasso e vulcaniti di riempimento calderico, fatto che po-

trebbe tuttavia essere conseguenza dell'erosione del tetto del granofiro, avvenuta precedentemente al Primo Triassico. Non si può tuttavia escludere che parte delle ignimbriti e brecce tufacee, a composizione riolitica, presenti sul foglio Lugano siano connesse alla possibile evoluzione di una caldera vulcanica (cf. WILCOCK et al. 2013).

L'attività magmatica fu accompagnata dalla formazione di bacini ad andamento ENE – WSW impostati nella crosta superiore delle Alpi Meridionali (bacini della Formazione di Collio nelle Alpi Bergamasche, DOZY 1935, SCHALTEGGER & BRACK 2007, QUICK et al. 2009). In livelli crostali più profondi, nel transetto dell'Ossola, le rocce della Zona di Ivrea, appartenenti alla crosta inferiore e con metamorfismo in facies granulitica, si trovano affiancate a quelle della Zona Strona-Ceneri, medio-crostali e in facies anfibolitica. Il contatto si sviluppa lungo una fascia di tettoniti a deformazione duttile e subordinatamente fragile, la Linea Cosato – Mergozzo – Brissago (CMB), attiva nel Primo Permiano (HANDY et al. 1999). L'estensione crostale è pure documentata nell'area del Lago di Como, dove rocce medio-crostali sono state esumate, in età post-varisica, fino a livelli della crosta superiore (p.es. BERTOTTI et al. 1993b, SANDERS et al. 1996).

Ulteriori fenomeni estensionali avvennero lungo la Linea est-immersa del Pogallo (HODGES & FOUNTAIN 1984), che fu attiva dal Tardo Permiano al Primo Giurassico, sostituendosi alla precedente CMB (HANDY et al. 1999, MULCH et al. 2002a). Riportato, ruotandolo, nella sua posizione pre-alpina, il lineamento assume l'aspetto di una faglia est-immersa a basso angolo, lungo cui fu accomodata parte dell'estensione mesozoica. Si stima che l'attenuazione crostale e il rifting, avvenuti durante il tardo Paleozoico e il primo Mesozoico, assottigliarono la crosta del settore occidentale delle Alpi Meridionali fino a uno spessore ≥ 10 km (HANDY & ZINGG 1991 e annessa bibliografia). Dopo l'estensione del primo Liassico, i due comparti crostali seguirono analoghe traiettorie tempo-temperatura.

In un contesto più ampio, l'estensione permiana può essere messa in relazione ai movimenti transtensionali tra Laurasia e Gondwana (ARTHAUD & MATTE 1977), legati alla transizione da una configurazione di Pangea B del Primo Permiano a quella di Pangea A del Tardo Permiano. Tali movimenti sono avvenuti lungo una zona di trascorrenza ad andamento E – W, che provocò lo slittamento di Gondwana verso oriente rispetto a Laurasia (MUTTONI et al. 2003), il quale appare confermato da ampie evidenze paleomagnetiche (IRVING 1977).

Trasgressione del Primo Triassico e subsidenza medio-triassica

Dopo una lacuna sedimentaria medio-permiana pari a ca. 10 Ma, nel Tardo Permiano iniziò un nuovo ciclo sedimentario con una successione a dominanza clastica in appoggio discordante sul basamento varisico e sulle vulcaniti del Primo Permiano. Gli edifici vulcanici permiani furono spianati dall'erosione, alimentando, verso est, i depositi continentali tardo-permiani del Verrucano Lombardo. Un

cuneo sedimentario si sviluppò coprendo in onlap, da sud-est, le formazioni del Primo Permiano. La connessa, e diacrona, ingressione marina raggiunse il settore occidentale delle Alpi Meridionali durante l'Olenekiano - tardo Anisico (Servino e Formazione di Bellano) (SCHALTEGGER & BRACK 2007, fig. 3) mentre più a sud-ovest, sotto la parte occidentale della Pianura Padana, prevalsero condizioni continentali (PICOTTI et al. 2007).

Nel tardo Anisico (~245 Ma), l'inizio della subsidenza fu legato all'evoluzione di un margine continentale e fornì lo spazio di accomodamento necessario allo sviluppo di potenti corpi carbonatici tropicali, aperti a est verso un ramo della Tetide mesozoica (LAUBSCHER & BERNOULLI 1977, fig. 4). Nelle Dolomiti, questi furono separati da profondi bacini con depositi dapprima pelagici, poi di trasporto di massa e vulcanici, a riempire le depressioni comprese tra gli atolli (BOSELLINI 1984, BRACK & RIEBER 1993, BOSELLINI et al. 2003). In quell'area, le stime relative ai tassi massimi di subsidenza per il primo Ladinico indicano valori compresi tra ~650 m/Ma e ~850 m/Ma (EMMERICH et al. 2005). Nell'area di Lugano, i tassi di subsidenza riferibili al Triassico Medio furono molto più ridotti (<200 m/Ma).

Durante il tardo Ladinico - primo Carnico i bacini delle Dolomiti furono parzialmente invertiti da movimenti transtensivi/traspressivi e le risultanti strutture tagliate da rocce ignee del tardo Ladinico - primo Carnico (DOGLIONI 1987). I tassi di subsidenza, estremamente alti, e l'effimera tettonica trasversale sin-sedimentaria sono tanto enigmatici quanto il carattere delle rocce magmatiche nell'area delle Dolomiti. Le rocce vulcaniche più antiche sono tufti tardo-anisiche di composizione da riolitica a riodacitica, che sembrano derivare da una fascia di vulcaniti medio-triassiche (rioliti, riodaciti, andesiti) sepolta nel sottosuolo padano (BRUSCA et al. 1981), mentre verso nord, nell'area delle Dolomiti, le rocce ignee ladiniche mostrano una composizione basaltica e basaltico-andesitica con un chiaro trend calcalino e shoshonitico (CASTELLARIN et al. 1988). Tale zonazione e analogo trend calcalino si osservano attraverso tutte le Dinaridi, dalle Dolomiti alla Serbia e oltre (p.es. BÉBIEN et al. 1978).

Nelle Alpi Meridionali, la pronunciata subsidenza medio-triassica, iniziata ca. 245 Ma, potrebbe riflettere un diffuso stiramento crostale, associato alle prime fasi dell'apertura dell'Oceano Meliata a est del microcontinente adriatico. La marcata subsidenza e l'attività ignea durarono entrambe per un breve periodo, inferiore a 10 Ma, e le loro attuali interpretazioni sono molto divergenti. A ovest delle Alpi Lombarde centrali, nessuna struttura tettonica o attività ignea appare associabile con certezza a un'attività di faglia. Le Tufti della Val Serrata e gli altri livelli bentonitici sono, infatti, tufti cineritiche o cristalline di lungo trasporto eolico, provenienti da una sorgente remota; d'altro canto, i movimenti tettonici medio- e tardo-triassici (carnici) possono solo essere supposti sulla base delle variazioni di facies e spessore delle formazioni (p.es. BRACK & RIEBER 1993, fig. 3). Nel Carnico si assiste al cambiamento del sistema sedimentario: i tassi di subsidenza diminuiscono o furono localmente invertiti contemporaneamente a un abbassamento eu-

statico del livello marino a scala globale. La piattaforma della Dolomia del San Salvatore emerge, come testimoniato da conglomerati e brecce con ciottoli di Dolomia del San Salvatore osservabili nella Marna del Pizzella a nord di Arogno (BERNOULLI 1964). La frazione terrigena e vulcanoclastica presente nella Marna del Pizzella deriva da una fascia vulcanica sepolta nel sottosuolo padano (BRUSCA et al. 1981).

Nella crosta profonda della Zona di Ivrea, i dati U-Pb ottenuti su zirconi (ricristallizzati) indicano locali intrusioni di fusi idrati di affinità geochimica tholeiitica o transizionale e la circolazione di fluidi ad alta temperatura (235–230 Ma, ZANETTI et al. 2013), mentre gli zirconi presenti nei termini a composizione gabbriica intrusi in rocce di crosta profonda forniscono un'età concordante pari a 238 Ma (GEBAUER & GRÜNENFELDER in GEBAUER 1993). La mineralizzazione (a barite, fluorite e solfuri) che interessa i sedimenti del Primo e Medio Triassico dell'area di Lugano potrebbe riflettere queste manifestazioni profonde. Esse potrebbero, d'altro canto, sovrapporsi cronologicamente a un'anomalia termica associata a una diffusa estensione medio-crostante riscontrabile presso il Lago di Como (BERTOTTI et al. 1993b, 1999, BERTOTTI & TER VOORDE 1994) dove si notano un metamorfismo statico e l'intrusione di pegmatiti (SANDERS et al. 1996). Nelle rocce della Zona di Ivrea, età radiometriche U-Pb più recenti (212–190 Ma) corrispondono a quelle delle prime fasi del rifting del Tardo Triassico – Primo Giurassico.

Rifting del Tardo Triassico – Primo Giurassico

Nel corso del Tardo Triassico – Primo Giurassico, si delinearono le principali province del margine sudalpino; i singoli elementi che compongono la geometria dei bacini di rift possono essere ricostruiti in modo affidabile (Fig. 10, 33; WIEDENMAYER 1963, BERNOULLI 1964, BALLY et al. 1981, BERNOULLI et al. 1990, BERTOTTI 1990, 1991). Faglie estensionali determinarono una subsidenza differenziale documentata da variazioni di spessore formazionale e di facies nei diversi blocchi di faglia (BERTOTTI 2001, BERRA & CARMINATI 2010). Tale evoluzione fu in larga misura indipendente dalla precedente tettonica permiana e triassica e legata piuttosto alla definitiva apertura della Tetide Alpina.

Nel tardo Norico, in Lombardia si svilupparono bacini circoscritti da faglie, ampi da alcuni chilometri ad alcune decine di chilometri, all'interno dei quali si accumularono spesse sequenze di sedimenti grossolani ridepositati, legati ad attività lungo scarpate di faglia, e calcari bituminosi a grana fine e dolomie (Formazione di Zorzino, CASATI 1964, JADOUL 1985, BERTOTTI 1991, JADOUL et al. 1992, e annessa bibliografia). I bacini tardo-triassici furono talora anossici, contribuendo in tal caso a produrre la roccia madre dei campi petroliferi della Lombardia centrale (Argilla di Riva di Solto, Campo di Malossa, ANELLI et al. 1996). Nel Bacino del Generoso, la subsidenza tettonica aumentò notevolmente rispetto alla Soglia di Lugano (BERRA & CARMINATI 2010); durante il Retico, in quest'area proseguì la

tettonica estensionale ma, a causa degli alti tassi di sedimentazione, le faglie non ebbero una rilevante espressione morfologica (BERTOTTI et al. 1993a). L'estensione tardo-triassica ebbe una componente transtensiva sinistra associata alla rapida subsidenza di piccoli bacini di tipo pull apart (BERTOTTI et al. 1993a).

Nel primo Liassico, diminuì il numero di faglie attive e la deformazione si concentrò gradualmente lungo alcune faglie maestre che definivano blocchi ruotati di ampiezza pari a 30–50 km (Fig. 33A). In termini di geometria di faglia, dimensioni e architettura del loro riempimento, questi bacini possono essere paragonati a quelli che si svilupparono durante le prime fasi di rifting dei margini continentali atlantici (KEEN et al. 1987, Fig. 33B). In entrambi i casi, lo scollamento basale dove confluiscono le faglie maestre a geometria listrica appare impostarsi nella crosta medio-superiore, senza dislocare la MOHO (BERTOTTI 1991, MANATSCHAL & BERNOULLI 1999). Nel settore lombardo del margine, per il rifting del Tardo Triassico–Primo Giurassico è possibile ricavare un tasso di estensione relativamente basso ($\beta < 1,5$, BERTOTTI et al. 1993a). Tra il Liassico medio e il Giurassico Medio, l'attività di rifting migrò verso la parte occidentale delle Alpi Meridionali, che divenne il margine distale dell'Adria (BERTOTTI et al. 1993a, FERRANDO et al. 2004, BERRA et al. 2009, BELTRANDO et al. 2015). Qui si raggiunsero fattori di estensione molto più alti in seguito allo sviluppo di faglie di scollamento a basso angolo che, durante la fase tardiva del rifting, giunsero ad attraversare l'intera crosta continentale (FERRANDO et al. 2004).

Nel Bacino Lombardo, la subsidenza differenziale raggiunse il suo apice nel primo Liassico lungo la Linea di Lugano–Monte Grona, una faglia normale ad andamento meridiano (Fig. 10, 33, BERNOULLI 1964, BERTOTTI 1991). A est della stessa, una successione di 3500–4000 m di calcari silicei emipelagici, torbiditi calcarenitiche, olistoliti e complessi di slump (Formazione di Moltrasio, Fig. 9) si depositò nel Bacino del Generoso (BERNOULLI 1964); al contrario, a ovest della Linea di Lugano–Monte Grona, sulla Soglia di Lugano (o dell'Arbostora), l'intervallo temporale Retico–Primo Giurassico è espresso da una sequenza di spessore molto più ridotto (~100 m). Sull'alto strutturale, tettonica estensionale e instabilità gravitativa sono testimoniate da breccie tettono-sedimentarie polifasiche (Macchia vecchia, Fig. 12) e da diverse generazioni di dicchi sedimentari (WIEDENMAYER 1963). La genesi degli elevati quantitativi di fango calcareo depositati nei bacini di sin-rift presenta tuttora aspetti poco chiari: una loro possibile origine potrebbe essere tuttavia legata alla produzione sulle coeve piattaforme carbonatiche (Plateau di Trento).

La forma listrica della Linea di Lugano–Monte Grona può essere dedotta dalla geometria deposizionale dei sedimenti sin-rift e dal tipo di deformazione lungo i segmenti superiori della Linea di Lugano–Monte Grona: la deformazione fu di tipo cataclastico mentre raggiunse condizioni in facies di scisti verdi nel blocco a letto dei segmenti di faglia più profondi. La sovraimpronta cataclastica sulle risultanti miloniti indica che la deformazione proseguì sotto condizioni di temperatura

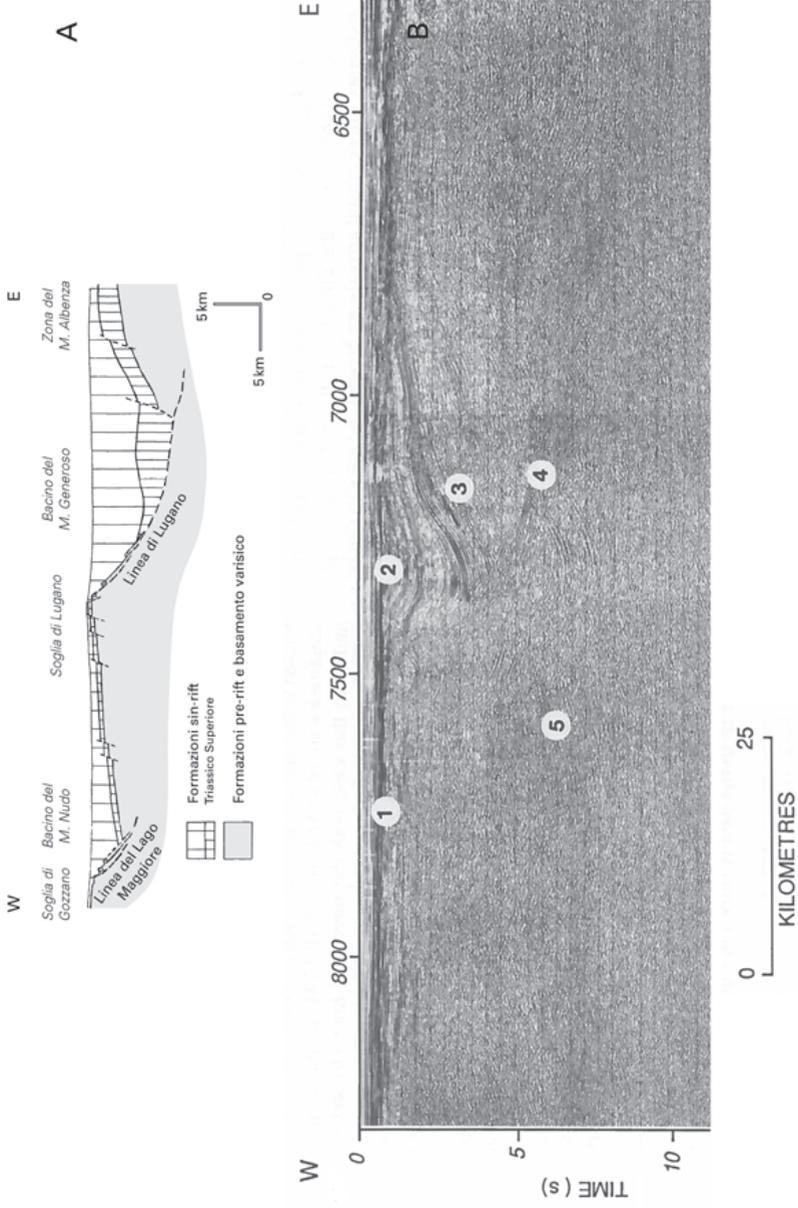
decescente, in parallelo alla successiva esumazione e al raffreddamento del blocco a letto lungo la zona di faglia (BERTOTTI 1991, BERTOTTI et al. 1999).

Le scarpate di faglia erano esposte almeno localmente lungo il fondale marino, come attestato dalla presenza di olistoliti e breccie litiche grossolane in adiacenza alle faglie liassiche (BERNOULLI 1964). Nel Bacino del Generoso, il seppellimento da parte di una potente successione di sedimenti sin-rift portò alla formazione di rocce madri di idrocarburi ipermature nelle parti più profonde del bacino (GREBER et al. 1997, FANTONI & SCOTTI 2003); la Soglia di Lugano rimase invece a una ridotta profondità durante tutta la sua evoluzione (massima temperatura di seppellimento dei sedimenti del Monte San Giorgio $T \sim 70^\circ\text{C}$; BERNASCONI & RIVA 1993, FANTONI & SCOTTI 2003, NEUWEILER & BERNOULLI 2005).

A livello superficiale, le Alpi Meridionali non recano testimonianza di un'attività magmatica risalente al Tardo Triassico-Primo Giurassico. I dati U-Pb della Zona di Ivrea registrano tuttavia una complessa evoluzione, comprendente la ripetuta iniezione di fusi alcalini (MAZZUCHELLI et al. 2010, SCHALTEGGER et al. 2015) e la circolazione di fluidi ad alta temperatura nella crosta inferiore (VAVRA et al. 1999, ZANETTI et al. 2013). Inoltre, i dati U-Pb su zircone forniscono dei cluster di età tardo-triassiche (204–207 Ma, VON QUADT et al. 1993; 210 ± 12 Ma, VAVRA et al. 1999; 205 ± 3 Ma, ZANETTI et al. 2013), indicando una ricristallizzazione, mediata da fluidi, di cristalli di zircone più antichi. Queste ultime età coincidono con quelle delle prime fasi del rifting tardo-triassico-primogiurassico.

Nei livelli poco profondi della crosta varisca della parte più occidentale delle Alpi Meridionali, i dati di termocronologia (U-Th)/He indicano l'esistenza di gradienti termici eccezionalmente elevati durante il Triassico terminale (~ 215 – 200 Ma, BELTRANDO et al. 2015); essi sono pure documentati dalla maturità raggiunta dalla materia organica nei sedimenti triassici sepolti in profondità nei bacini sin-rift (FANTONI & SCOTTI 2003). La successiva esumazione della crosta profonda, accompagnata da raffreddamento, venne accomodata lungo la Linea del Pogallo e le faglie ad essa associate (HANDY et al. 1999, MULCH et al. 2002a, BELTRANDO et al. 2015). Durante il rifting, la crosta si raffreddò rapidamente e i gradienti termici diminuirono: nel transetto del Lago di Como, una fase di rapido raffreddamento è

Fig. 33: A) Profilo attraverso la crosta superiore sudalpina al termine del rifting (medio-tardo liassico); nel Triassico terminale-Liassico medio il rifting della crosta continentale sudalpina portò alla formazione di semigraben asimmetrici e bacini sedimentari a essi associati. L'estensione fu accomodata da faglie normali a geometria listrica confluenti con uno scollamento basale a una profondità di ca. 10 km, nella zona di transizione fragile-duttile della crosta continentale; da BERTOTTI (1991). B) Queste faglie, e la geometria deposizionale dei risultanti bacini sedimentari, sono paragonabili alle faglie normali a geometria listrica e ai bacini a esse associati messi in luce dai profili di sismica a riflessione concernenti i margini continentali atlantici. Profilo sismico a riflessione (migrato) attraverso il margine passivo nord-atlantico al largo del Canada. 1. Base dei sedimenti post-rift; 2. Bacino meridionale di Jeanne d'Arc; 3. Basamento; 4. Faglia principale di limite di bacino; 5. Riflettori della crosta inferiore; da KEEN et al. (1987).



documentata da datazioni a tracce di fissione su zircone (223–135 Ma) e da età Rb-Sr e Ar-Ar contemporanee agli stadi iniziali di rifting del Tardo Triassico–Primo Giurassico (BERTOTTI et al. 1999). La prova di una relazione delle età a tracce di fissione su zircone con il processo di rifting è fornita dal loro sistematico ringiovanimento verso il rift (VANCE 1999). Diverse prove a sostegno indicano pure l'attività di zone di estensione duttile nella crosta profonda durante il Triassico terminale (BERTOTTI et al. 1999, ZANETTI et al. 2013).

Evoluzione post-rift

La storia post-rift del margine continentale meridionale della Tetide è caratterizzata da una prolungata subsidenza termica contemporanea all'apertura del piccolo bacino oceanico ligure-piemontese della Tetide Alpina (BERRA & CARMINATI 2010). Nel tardo Liassico, il segmento lombardo del margine continentale sempre più sotto-alimentato sprofondò ovunque fino a batimetrie corrispondenti al piano batiale inferiore, aprendo così la strada alla deposizione di una successione pelagica di approfondimento (deepening upward). Nella Lombardia centrale, al termine del rifting il fondale marino potrebbe aver raggiunto batimetrie comprese tra 1000 e 2000 m, abbassandosi talora, in occasione della deposizione delle radiolariti nel Medio–Tardo Giurassico, al di sotto di una profondità di compensazione della calcite (CCD) in continua fluttuazione. Profondità marine dell'ordine di ~2000–2500 m possono essere ragionevolmente assunte per l'intervallo Tardo Giurassico–Primo Cretaceo. Datazioni a tracce di fissione su zircone nelle rocce del basamento (Lago di Como) indicano età comprese tra Giurassico e Primo Cretaceo (>100 Ma), documentando una riduzione del flusso termico e un continuo raffreddamento fino all'inizio del raccorciamento crostale alpino (BERTOTTI et al. 1999, MULCH et al. 2002b, FANTONI & SCOTTI 2003).

Movimenti alpini precoci

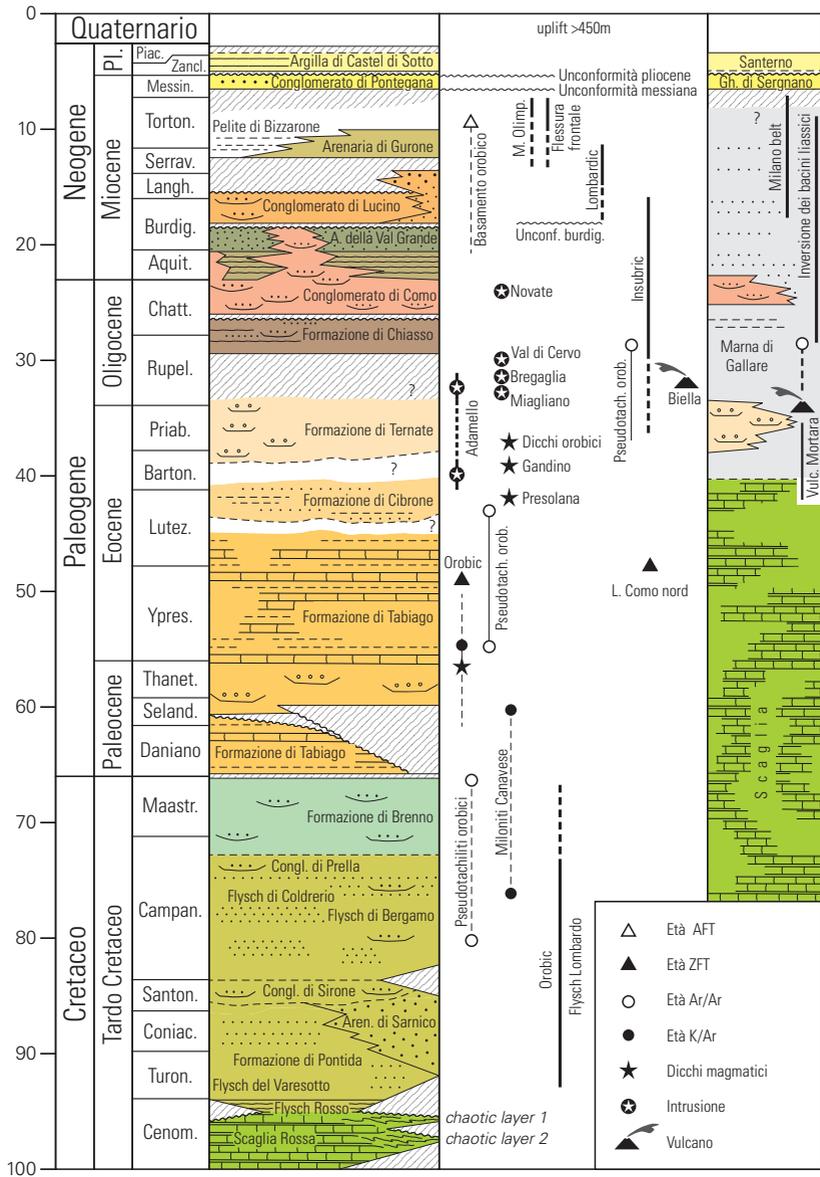
I primi movimenti alpini sono testimoniati dal massiccio apporto di argille terrigene nelle successioni aptiano–albiane delle Alpi Meridionali e, in altri settori del margine sudalpino-austroalpino, da torbiditi silicoclastiche. Torbiditi terrigene di età compresa tra il tardo Cenomaniano e il Campaniano medio e di potenza fino a 2,5 km, documentano l'esumazione delle rocce del basamento cristallino e della sua copertura mesozoica. Lo spettro litologico dei clasti dei conglomerati di trasporto di massa e quello dei minerali pesanti delle areniti indicano una sorgente di apporto sudalpina o austroalpina situata, in base agli indicatori di paleocorrente, verso nord, vale a dire nell'attuale Zona Orobica e/o ulteriormente a settentrione, nell'adiacente Dominio Austroalpino (BICHSEL & HÄRING 1981, BERNOULLI & WINKLER 1990, BERSEZIO et al. 1993, e annessa bibliografia). Per contro, il materiale terrigene presente nei sedimenti ridepositati di piccole conoidi sottomarine bio-

clastiche di età da tardo-campaniana a tardo-eocenica, sembra avere una provenienza sudalpina di portata più locale, ed essere stato in parte esumato da precedenti sedimenti clastici esposti lungo la scarpata del bacino o le pareti di canyons sottomarini (Formazioni di Brenno, Tabiago e Ternate, KLEBOTH 1982, BERNOULLI et al. 1988). La presenza, nella Formazione di Ternate, di clasti di areniti del Flysch tardo-cretaceo (BERNOULLI et al. 1988) documenta un'esumazione di settori del margine sudalpino precedente al tardo Eocene, e pertanto avvenuta poco dopo la collisione alpina successiva ai movimenti tardo-cretacei. Un'esumazione attribuibile al primo Eocene è indicata da un'età di 49 ± 7 Ma ottenuta da una datazione a tracce di fissione su zircone nel basamento sudalpino (BERTOTTI et al. 1999) mentre settori delle Alpi Meridionali centrali devono essere stati esumati già nell'Eocene medio fino a livelli crostali poco profondi (D'ADDA et al. 2011). Sebbene nel segmento lombardo dell'avampese sudalpino vi siano evidenze di una tettonica estensionale tardo-eocenica associata a un'attività magmatica andesitica (FANTONI et al. 1999, 2004), lo scenario geodinamico relativo all'esumazione eocenica (di estensione versus compressione), testimoniata dalla coeva Formazione di Ternate, rimane comunque tutt'altro che chiaro.

In ogni caso, nelle Alpi Meridionali centrali una deformazione di età da tardo-cretacea a paleogenica è chiaramente documentata da pieghe e sovrascorrimenti antecedenti alla messa in posto delle intrusioni magmatiche tardo-eoceniche-oligoceniche dell'Adamello (BRACK 1981; 41–31 Ma, MAYER et al. 2003; SCHOENE et al. 2012 e annessa bibliografia) e di precedenti dicchi osservabili nelle Alpi Bergamasche (62–50 Ma, ZANCHI et al. 1990; FANTONI et al. 1999, D'ADDA et al. 2011, BERGOMI et al. 2015; Fig. 34). Età radiometriche di pseudotachiliti presenti lungo zone di faglia nelle Alpi Orobiche (Ar-Ar, 80 Ma, ZANCHETTA et al. 2011) e di sedimenti milonitizzati della Zona del Canavese (K-Ar, 76–60 Ma, ZINGG & HUNZIKER 1990) indicano movimenti tardo-cretacei. In aggiunta, movimenti orogenici nelle parti interne (settentrionali) delle Alpi Meridionali sono in linea con età (U-Th)/He resettate e relative alla crosta sudalpina (BELTRANDO et al. 2015). Questi movimenti pre-Adamello possono essere associati alla Fase Orobica di LAUBSCHER (1985) e altri (SCHÖNBORN 1992, SCHUMACHER et al. 1997), di età cretacea, e comparati alla fase orogenica pre-Gosau delle Alpi Orientali. Poiché le unità tettoniche della Catena orobica delle Alpi Bergamasche possono essere seguite fino alle aree a nord e a ovest di Lugano, ne segue che anche l'area a nord di Lugano deve essere stata coinvolta nei sovrascorrimenti cretacei; l'estensione areale della deformazione cretacea permane comunque incerta.

Le intrusioni magmatiche di età compresa tra Eocene medio e primo Oligocene (Adamello, Bregaglia, Biella, Migliano) potrebbero essere collegate a fratture di tensione (tension gashes) lungo il sistema di transpressione destra della Linea Insubrica, da cui sono state comunque deformate in un regime duttile o fragile durante o dopo l'intrusione (LAUBSCHER 1988). Nel segmento più orientale delle Alpi Meridionali, la deformazione eocenica sembra essere connessa all'orogenesi

Età [Ma] Sudalpino Tettonica, magmatismo Pianura padana



delle Dinaridi, mentre nell'area di Trento, lungo la cintura strutturale delle Giudicarie e nel sottosuolo padano, la deformazione è principalmente di età miocenica (LAUBSCHER 1985).

Movimenti alpini tardivi

La presenza di areniti torbiditiche e conglomerati di mare profondo nei depositi pelitici di scarpata o base di scarpata della Formazione di Chiasso (tardo Rupeliano – primo Chattiano, prima sequenza deposizionale del Gruppo della Gonfolite Lombarda), documenta il nuovo insediamento a settentrione, nel corso della parte media dell'Oligocene, di un'importante sorgente di materiale silicoclastico e un fondamentale cambiamento del sistema sedimentario nell'avanfossa subsidente delle Alpi Meridionali. I rapporti tra la Formazione di Ternate e la Formazione di Chiasso sono ignoti; tuttavia, la presenza, nella Formazione di Chiasso, di clasti della Formazione di Ternate ben cementati e pervasi da suture interne da dissoluzione sotto pressione costituisce un argomento a favore di una fase tettonica manifestatasi tra l'Eocene terminale e l'Oligocene basale. La Formazione di Chiasso è coperta in discontinuità stratigrafica da un potente cuneo di depositi clastici di acqua profonda di età compresa tra il Chattiano terminale e il Miocene medio (GUNZENHAUSER 1985, GELATI et al. 1988). Questi depositi clastici grossolani sono organizzati in due sequenze deposizionali (II, Conglomerato di Como; III, Conglomerato di Lucino), separate da una discontinuità medio-burdigaliana riconosciuta pure nel sottosuolo delle Alpi Meridionali occidentali (ROURE et al. 1990). Le sequenze sono di tipo fining upward, con passaggio da conglomerati ad areniti e peliti; esse documentano un rapido innalzamento, raffreddamento ed erosione avvenuti nel corso dell'Oligocene terminale e del primo-medio Miocene nel settore a nord della Linea Insubrica, da dove proviene la maggior parte dei ciottoli, inclusi quelli riferibili ai granitoidi della Bregaglia (32–31 Ma, SAMPERTON et al. 2015 e annessa bibliografia) e alle coeve vulcaniti. La rideposizione di clasti dell'intrusione della Bregaglia avvenne già nel corso della sedimentazione della Formazione di Chiasso (Conglomerato di Villa Olmo; GIGER 1991) ed è successiva di ca. 5 Ma rispetto alla messa in posto stessa dell'intrusione della Bregaglia (MALUSÀ et al. 2011, GIANOLA et al. 2014, e annessa bibliografia). Verso l'alto della successione, i clasti dell'intrusione della Bregaglia cedono il passo a quelli derivanti dal basamento sudalpino e dalla sua copertura (LONGO 1968).

La sedimentazione del Conglomerato di Como avvenne in modo rapido (tasso di accumulo fino a 350 m/Ma, MALUSÀ et al. 2011) e fu coeva ai movimenti

Fig. 34: Successione sedimentaria, datazioni radiometriche ed eventi tettonici nelle Alpi Lombarde, da 100 Ma a oggi. Compilazione sulla base di varie fonti menzionate nel testo. Scala cronologica assoluta conforme a International Chronostratigraphic Chart of the International Commission on Stratigraphy (2017).

transpressivi destri lungo la Linea Insubrica e all'esumazione tettonica ed erosione del Duomo Lepontino in crescita a nord della stessa (HURFORD 1986, GIGER 1991, GIGER & HURFORD 1989, CARAPPA & DI GIULIO 2001, GARZANTI & MALUSÀ 2008, MALUSÀ et al. 2011; Fase Insubrica: ~30–16 Ma, LAUBSCHER 1988, SCHÖNBORN 1992, SCHUMACHER et al. 1997). La componente di trascorrenza destra durante l'Oligocene–Miocene è stimata in 150 km (LAUBSCHER 1988, 1990); fu comunque ≥ 50 km se riferita alla dislocazione dell'intrusione della Bregaglia lungo la Linea Insubrica (FUMASOLI 1974, SPICHER 1980), valore rispecchiato anche dalla deflessione laterale destra (≥ 20 km, HEITZMANN 1987, GARZANTI & MALUSÀ 2008), lungo la Linea, dell'antecedente reticolo di drenaggio (assi vallivi oligocenici del Ticino e della Maira–Lago di Como). Le età fornite dalla datazione a tracce di fissione su zirconi detrici nel Gruppo della Gonfolite Lombarda non sono resetate, ma si raggruppano prevalentemente intorno a un valore di 30–40 Ma (92%), testimoniando la derivazione dalle intrusioni oligoceniche e dal loro perimetro (età ZFT 40–100 Ma, SPIEGEL et al. 2001). Le età ottenute con la datazione a tracce di fissione su apatite nella parte settentrionale del Lago di Como (9–30 Ma, D. Seward, comunicazione personale) ringiovaniscono verso la Linea Insubrica (FELLIN et al. 2005), indicando che anche le parti interne delle Alpi Meridionali, comprendenti pure la Zona di Ivrea (SCHMID 1993), furono interessate da raccorciamento crostale ed esumazione durante le Fasi Insubrica e Lombarda. Ciottoli del Granito di Novate (24 Ma, LIATI et al. 2000) presenti nel Conglomerato di Lucino (<20 Ma) testimoniano l'innalzamento e l'esumazione di rocce profonde in corso verso nord durante il Miocene medio (GIGER 1991, BERNOULLI et al. 1993).

La principale deformazione lungo il bordo morfologico meridionale delle Alpi Meridionali avvenne nel medio–tardo Miocene lungo il Sovrascorrimento (fuori sequenza) del Coltignone e la Flessura frontale (Fase Lombarda, SCHÖNBORN 1992, SCHUMACHER et al. 1997). Nelle Alpi Bergamasche, faglie connesse alla Fase Lombarda dislocano rocce intrusive paleogeniche legate al plutone dell'Adamello (FANTONI et al. 1999) mentre al di sotto del Sovrascorrimento del Coltignone, le tracce di fissione su apatite nei sedimenti del Gruppo del Flysch Lombardo sono state in parte cancellate (partial annealing, D. Seward e D. Bernoulli, osservazione personale). Nel sottosuolo padano, i sedimenti della Gonfolite Lombarda sono coinvolti nello scollamento e sovrascorrimento medio–tardo miocenico (PIERI & GROPPI 1981, FANTONI et al. 2004).

Presso Chiasso, i sedimenti del Gruppo della Gonfolite Lombarda sono retroscorsi sul substrato mesozoico (Sovrascorrimento di Monte Olimpino) e sono fortemente inclinati ($\geq 55^\circ$) verso sud (BERNOULLI et al. 1989). Questo sovrascorrimento è discordante e coevo, o più giovane, rispetto alle strutture più a nord dello stesso. La presenza, nel Conglomerato di Lucino (tardo Burdigaliano–Langhiano), di elementi rimaneggiati dal Conglomerato di Como (BERNOULLI et al. 1993), indica che, nella sua parte superiore, la sedimentazione del Gruppo della Gonfolite Lombarda fu contemporanea alla deformazione. Inoltre, nell'adiacente area del-

la Brianza, sedimenti datati a ~12 Ma (Serravalliano) sono coinvolti in sovrascorri-
menti e ripiegamenti (SCIUNNACH & TREMOLADA 2004).

Nel settore lombardo delle Alpi Meridionali, sovrascorrimento e piegamento sono antecedenti alla deposizione del Conglomerato di Pontegana (Messiniano) che, insieme ai sedimenti del Pliocene marino, occupa profonde valli che tagliano sia i sedimenti mesozoici, piegati e sovrascorsi, sia quelli del Gruppo della Gonfolite Lombarda (BINI et al. 1978b). Oggi, il settore occidentale delle Alpi Meridionali è ampiamente inattivo dal profilo tettonico e sismico: la compressione tra Africa ed Europa, diretta nord-sud, è infatti accomodata più a sud e a est, nell'Appennino e nel settore orientale delle Alpi Meridionali, a est della Faglia di Schio (LAUBSCHER 1988). L'evoluzione della monoclinale pliocenica sud-immersa sepolta nel sottosuolo padano (PIERI & GROPPI 1981) e il connesso innalzamento di oltre 450 m dei depositi pliocenici nel settore lombardo delle Alpi Meridionali sono probabilmente dovuti alla risposta flessurale dell'avampaese degli Appennini in reazione al carico tettonico di questi ultimi.

IDROGEOLOGIA

Sul foglio Mendrisio-Como sono riportate ca. 180 sorgenti, una cinquantina delle quali sono captate con opere tecniche per l'approvvigionamento di acqua potabile della regione. Su territorio svizzero i dati relativi alle sorgenti sono gestiti dall'Istituto scienze della Terra della Scuola Universitaria Professionale della Svizzera Italiana (SUPSI) tramite la banca dati denominata GESPOS (GEstione Sorgenti POzzi e Sondaggi), mentre le informazioni sulle sorgenti presenti in territorio italiano sono fornite dalle Provincie di Varese e Como.

Da un punto di vista idrogeologico, il territorio può essere suddiviso in tre principali comparti: i rilievi carsici del Monte Generoso e del Monte San Giorgio, i rilievi collinari appartenenti alle unità della Gonfolite Lombarda e le pianure in particolare quella di Chiasso e lungo la Valle del Laveggio. Questi si distinguono per la modalità con cui il deflusso idrogeologico avviene: se nel primo caso, la circolazione idrica ha luogo attraverso le cavità carsiche di diverso sviluppo, lungo le fratture e anche tra i giunti di stratificazione, negli altri due casi avviene attraverso i pori, ovvero gli interstizi presenti nel materiale roccioso (compatto o sciolto).

Circolazione sotterranea

Rilievi delle unità Gonfolite

La circolazione idrica nei sedimenti della Gonfolite Lombarda avviene attraverso le fratture e gli interstizi presenti in questa roccia. Le sorgenti più caratteristiche di quest'area sono quelle comunemente note come Ulcellina e Peschiera; l'acqua sgorga in questi casi, alla base della collina, al contatto con i depositi quaternari. Il chimismo, determinato dalla presenza degli ioni maggiori, non fa apparire notevoli differenze significative tra queste acque e quelle circolanti nell'acquifero che si dispone lungo la valle del Laveggio e si suppone dunque che l'acqua di queste sorgenti sia piuttosto il risultato di un miscelamento di acque provenienti sia dall'acquifero della piana del Laveggio sia dal bacino idrogeologico della collina di Prella (AMMANN 1987).

Acquiferi nelle aree pianeggianti

Gli acquiferi in materiale sciolto, presenti in particolare nell'area di Chiasso e lungo l'asse del fiume Laveggio, sono caratterizzati da un assortimento granulometrico molto variabile, indice dell'eterogeneità deposizionale dei sedimenti quaternari (come illustrato dal foglio geologico). Rilevamenti sismici condotti dalla FONDAZIONE LERICI (1970) hanno permesso di valutare lo spessore dei sedimenti nella piana del Laveggio, pari a ca. 200 m. La presenza di strati limosi poco permeabili provoca localmente situazioni di semi confinamento (BINI et al. 1992 a). In ri-

ferimento a questo fenomeno, è stata studiata (GASPERINI 2013) la relazione tra le acque asfittiche riscontrate nella zona di Chiasso – Balerna e la presenza di ammonio e nitriti, rilevati in concentrazioni superiori ai limiti definiti dall’ordinanza per la protezione delle acque (OPAC, CONSIGLIO FEDERALE 1998). La circolazione idrica avviene verso est per l’acquifero di Chiasso con un gradiente globale di ca. 4×10^{-4} (BEATRIZOTTI & HANSEN 1974). Per quanto riguarda l’acquifero del Laveggio, il deflusso avviene dapprima verso est tra Stabio e Mendrisio, voltando poi verso nord dove sfocia nel Ceresio. Il gradiente è compreso complessivamente tra 6 e 9×10^{-3} , aumentando a valle del conoide di Mendrisio dove raggiunge i 2×10^{-2} (BEATRIZOTTI & HANSEN 1974). La velocità di deflusso nei due acquiferi è di pochi metri al giorno. La permeabilità, che può notevolmente variare in funzione del substrato, è stata determinata tramite numerose prove di pompaggio. Per la piana di Chiasso, è stata valutata da PEDROZZI (2000) attorno a 2×10^{-4} m/s; valore analogo a quello riscontrato nei principali pozzi di captazione presenti sulla piana del Laveggio (pozzo Zocca di Ligornetto, pozzo Manicomio di Coldrerio, pozzo Prati Maggi di Mendrisio – nell’ordine dei pozzi citati: LEONI 2004, DELLA TORRE 2005, NOSEDA 2014); fa eccezione la zona di Stabio, dove è stata trovata una permeabilità maggiore, pari $1,5 \times 10^{-3}$ m/s, durante le prospezioni riguardanti il pozzo Santa Margherita. Dal punto di vista chimico, le acque sotterranee dei due acquiferi descritti possono essere classificate come bicarbonato calciche magnesiche.

Carsismo

Nel comprensorio del foglio Mendrisio-Como possono essere identificate tre aree carsiche principali: la parte meridionale del massiccio del Monte Generoso, il Monte San Giorgio e la dorsale del Monte Orsa – Poncione d’Arzo. Dal punto di vista stratigrafico le litologie interessate dai fenomeni carsici sono rispettivamente e in prevalenza i calcari selciferi della Formazione di Moltrasio, i calcari micritici del Calcare di Meride e la dolomia (Dolomia Principale).

Per l’estensione areale e lo spessore stratigrafico della Formazione di Moltrasio, il Monte Generoso offre il maggior potenziale carsologico (BANTI et al. 1983, BIANCHI-DEMICHELI & OPPICCI 2006). A catasto sono note attualmente una settantina di grotte, per uno sviluppo totale di quasi 6 km e questo nonostante il calcare selcifero presenti un residuo insolubile importante. Prove di tracciamento hanno dimostrato l’esistenza di un grande sistema ipogeo controllato prevalentemente dall’assetto strutturale e dalle faglie che caratterizzano l’intero massiccio del Monte Generoso. Le forme carsiche superficiali (campi solcati, doline) sono invece piuttosto rare.

Il Monte San Giorgio annovera a catasto 28 cavità per uno sviluppo totale di 1200 m. La cavità più importante si trova in Val Serrata ed è *la Bögia*, una splendida grotta carsica ben concrezionata lunga 350 m (COTTI & MUGGIASCA 1957) che si snoda all’interno del Calcare di Meride. Numerose altre piccole grotte, in preva-

lenza di tipo tettonico, si concentrano nella zona intensamente fratturata di Tremona, dove affiorano litologie meno favorevoli alla speleogenesi (Dolomia Principale, Formazione di Tremona, Broccatello d'Arzo). Tra le forme carsiche superficiali più estese vi è il polje situato a S-E del Poncione d'Arzo (zona Pre Sacco) sviluppatasi nella Dolomia Principale.

Nella dorsale del Monte Orsa-Poncione d'Arzo la quasi totalità delle cavità si aprono nella Dolomia Principale e sono di tipo tettonico (GALIMBERTI & UGGERI 1986). Sono state censite una trentina di grotte per uno sviluppo di 970 m. Nelle adiacenti cave di Saltrio, i lavori di scavo hanno messo in luce diverse piccole cavità che si sviluppano nelle calcareniti della Formazione di Saltrio (BINI et al. 1978a).

Rilievi carsici del Monte Generoso e del Monte San Giorgio

Come precedentemente descritto, i rilievi del Monte Generoso e del Monte San Giorgio sono sede di importanti fenomeni carsici. Le scaturigini idriche presenti in queste zone sono tipicamente caratterizzate da un'importante variabilità delle portate, oltre che da un'impronta chimica di tipo bicarbonato-calcico. Tra i suddetti comparti areali, vi è tuttavia un'importante differenza per quanto riguarda la circolazione idrica sotterranea, dovuta in particolare alla minor solubilità della dolomite rispetto alla calcite. Nella zona del Monte San Giorgio, dove la presenza di dolomia è più rilevante, la fratturazione delle rocce assume un ruolo più importante nella circolazione idrica.

La vulnerabilità dei rilievi carsici nel loro complesso è stata analizzata applicando il metodo EPIK (UFAFP 1998); nel corso del lavoro di definizione delle zone di protezione relative alle sorgenti captate a uso potabile (CELIO 2003, OPPIZZI 2005a, b, PERA 2008, 2009) è stato accertato un elevato grado di vulnerabilità delle risorse idriche, principalmente a causa della modesta copertura di suolo, dalla presenza di aree di infiltrazione concentrata nei corsi d'acqua e dal notevole sviluppo della rete carsica.

Nell'area del Monte Generoso si possono citare le sorgenti Rovagina (Morbio Superiore) e Paolaccio (Mendrisio) tra le più importanti per portata presenti nel foglio geologico. La sorgente Rovagina viene attualmente sfruttata attraverso pompaggio diretto, mentre per le sorgenti del Paolaccio, l'acqua viene convogliata verso l'acquedotto per gravità. Le scaturigini presenti nella zona di Melano che formano un gruppo di sorgenti note con il nome di Val del Molino, sono pure caratteristiche del carsismo che si sviluppa nell'area, seppure la loro portata sia di minore importanza rispetto a quelle citate in precedenza. Anche nella zona di Castel San Pietro, alcuni pozzi appartenenti all'acquedotto comunale, captano l'acqua che circola nelle rocce calcaree rese permeabili dalla presenza di fessure. Si osserva per contro la scarsità di acqua sorgiva sul lato orientale del Massiccio del Generoso, rispetto al versante svizzero. Il deflusso nel sistema carsico del Monte Generoso può raggiungere velocità molto elevate fino 15 m/h, come accertato attraverso la

realizzazione di diverse prove con sostanze traccianti (IGC 1989, PERA & BRONZINI 2013). Nel settore del Monte San Giorgio si segnalano le sorgenti Sceltrico e Fontana Fredda nella zona di Meride e Perfetta (Arzo), come caratteristiche del tipo di sorgente che si sviluppa nel Calcare di Meride e nella Dolomia Principale.

Nella zona di Stabio, si trova un gruppo di sorgenti termali fredde; che scaturiscono alla base di un affioramento di dolomia, che va a formare la collina al centro del paese. Queste sorgenti, già note in epoca romana (LURATI 1852) per il loro caratteristico odore, dato dalla presenza di idrogeno solforato, si distinguono per la loro composizione chimica di tipo Na-HCO₃-Cl (GREBER et al. 1997, PASTORELLI et al. 1999, BALDERER et al. 2007, SOMA 2015) a differenza delle altre sorgenti presenti nell'area geografica limitrofa e dalle acque sotterranee dell'acquifero del Lavaggio, caratterizzate da un chimismo di tipo Ca-Mg-HCO₃.

MATERIE PRIME, MINERALI

Mineralizzazioni metallifere

Barite, fluorite e solfuri

L'occorrenza di mineralizzazioni metallifere tra Besano e il Monte San Giorgio è nota da tempo (CURIONI 1863, LAVIZZARI 1863, REPOSSI 1908) e una prima lista dei giacimenti è stata proposta da SENN (1924). Descrizioni di dettaglio sulla mineralogia sono presenti in DI COLBERTALDO & LANDI (1962), NERI et al. (1996) e OPPIZZI et al. (1999). Queste mineralizzazioni possono essere suddivise in tre categorie: A) filoni a ganga fluoritico-baritica e solfuri all'interno delle vulcaniti permiane o al contatto con i sovrastanti depositi terrigeni del complesso Servino/Formazione di Bellano come pure all'interno di quest'ultimi. Alcune di queste mineralizzazioni sono presenti lungo i maggiori piani di faglia (Monte Grumello, Serpiano). B) Manifestazioni a barite nel Servino/Formazione di Bellano. C) Manifestazioni a solfuri (galena e blenda) nelle dolomie del Triassico Medio. Alcuni corpi filoniani sono stati oggetto di sfruttamento per l'estrazione di barite, fluorite e galena argentifera. Tra i minerali presenti in tracce si segnalano pirite, calcopirite, argentite e tetraedrite. Queste mineralizzazioni filoniane sono state interpretate come manifestazioni idrotermali di magmatismo triassico (verosimilmente anisico) collegato alla fase distensiva che ha caratterizzato le Alpi Meridionali in quel periodo (NERI et al. 1996).

Pirite

Un piccolo giacimento di pirite, arsenopirite e calcopirite è segnalato da WENGER et al. (1994) a sud di Besano nella Dolomia Principale.

Oro

Rare pagliuzze aurifere sono segnalate nei depositi alluvionali della Breggia a Morbio Inferiore (WENGER et al. 1994, VIGNOLA et al. 2007).

Materie prime industriali

Argilla

Lo sfruttamento economico per la produzione di laterizi ha interessato essenzialmente tre tipi di depositi: le argille marine del Pliocene inferiore (Argilla di Castel di Sotto; Balerna e Novazzano), depositi lacustri olocenici (Capolago) e depositi fluvioglaciali (Boscherina, Róssa a nord di Rancate, Balerna). L'attività estrattiva e industriale (fornaci) si protrasse dall'inizio del XIX secolo fino alla seconda

metà del XX secolo e fu particolarmente importante a Balerna e Riva San Vitale (EBERHARDT-MELI 2005). Parte delle argille utilizzate per laterizi a Balerna sono pleistoceniche, come risulta dai dibattiti sul mar glaciale al piede delle Alpi.

Dolomia

Giacimenti di dolomia a uso industriale sono segnalati da WENGER et al. (1994) presso Arzo (con annessa fornace), Tremona e in Val Serrata (Meride).

Gesso

Il gesso fu sfruttato in tre località a sud di Meride tra il 1840 e il 1931. Il materiale veniva estratto dalla Marna del Pizzella e trattato in un mulino a Guana. L'impianto era in grado di produrre annualmente fino a 100 t di gesso (SCHNEIDER-FRANKEN 1943).

Marna e calcare da cemento

Nella bassa Valle di Muggio (ora Parco delle Gole della Breggia) vi fu un'intensa attività estrattiva per la fabbricazione del cemento. Le prime testimonianze risalgono alla seconda metà del XIX secolo, ma la fase di massimo sviluppo iniziò nel 1960 con la creazione della Società Cementi Balerna (Saceba). I materiali sfruttati erano il calcare «Biancone» (Maiolica Lombarda), estratto sia in cava sia in sotterraneo e la scaglia (Scaglia Variegata Lombarda e Scaglia Bianca Lombarda). La fase di estrazione della roccia terminò nel 1981 (OPPIZZI 2007).

Quarzo

WENGER et al. (1994) segnalano uno scavo (risalente al 1944) in uno strato di sabbia quarzosa di 1 m di spessore nel Servino presso Albio sopra Riva San Vitale.

Materiali da costruzione

Granofiro

Tra Cuasso al Piano e Cuasso al Monte vi sono grandi cave in parte ancora attive; il granofiro è utilizzato principalmente per la pavimentazione stradale nella caratteristica forma a cubetto.

Calcare e dolomie

Numerose cave abbandonate si trovano nella Dolomia Principale nella parte italiana del foglio Mendrisio-Como, in particolare quelle di Monte Useria, Brenno e a sud-ovest del Monte S. Elia.

Calcare ben stratificati, in parte con noduli di selce (Calcare di Meride, Formazione di Moltrasio) sono stati utilizzati quali materiali da costruzione. Grandi

cave ora inutilizzate si trovano sopra Mendrisio (Formazione di Moltrasio, Salorino, Ronco). Nella zona di Coldrerio sono state sfruttate le arenarie del Flysch del Varesotto e del Flysch di Coldrerio.

Inerti

L'attività estrattiva per inerti (sabbie, ghiaie) si concentra in territorio italiano nei comuni di Cantello e Arcisate.

Pietre ornamentali

Broccatello d'Arzo e Macchia vecchia

Le prime testimonianze scritte sulla presenza di un particolare tipo di roccia multicolore nella regione di Arzo risalgono alla metà del XVI secolo (si veda AGU-
STONI 2005). L'attività estrattiva si è protratta fino all'inizio del XXI secolo costituendo un'importante fonte di reddito per gli abitanti della zona (p.es. LAVIZZARI 1863). La diffusione di queste pietre policrome ha avuto valenza europea interessando vari ambiti dell'edilizia abitativa, monumentale e religiosa. Il suo utilizzo era diffuso in vari elementi architettonici sia di natura strutturale (colonne, porticati) sia di tipo ornamentale (camini, lavelli, balaustre o pavimenti). Dal punto di vista geologico, l'attività estrattiva ha interessato i calcari massicci con crinoidi e brachiopodi (Broccatello d'Arzo) e le breccie tettono-sedimentarie (Macchia vecchia) affioranti tra Arzo e Meride.

Formazione di Saltrio

Le cave di Saltrio sono in attività da secoli (TRAVERSI et al. 2007). BAKER et al. (2002) menzionano un atto notarile per la fornitura di colonne in pietra datato 1497. Lo sfruttamento è sempre stato eseguito prevalentemente in sotterraneo tra Saltrio (a est) e Brenno-Useria (a ovest), ma in tempi più recenti l'attività estrattiva ha lasciato il posto alla produzione di pietrisco. La pietra, dalle tonalità chiare (grigie o paglierine), è stata impiegata in architettura per chiese e edifici monumentali prevalentemente in Lombardia, Piemonte e Ticino. Le litologie interessate sono calcareniti bioclastiche a crinoidi grigio chiare (Pietra di Saltrio), calcareniti epiclastiche con grani di dolomia (Pietra di Viggìù) e calcari laminati grigio scuri (Pietra del Poaggia).

Materie prime combustibili

Bitume

Le argilliti nere bituminose («scisti bituminosi») della Formazione di Besano, e in particolare della sua parte media in cui raggiungono la massima diffusione e un contenuto in carbonio organico totale del 41% in peso (BERNASCONI 1994), furono oggetto d'interesse già dalla metà del Settecento per le loro proprietà combustibili. I primi tentativi di sfruttamento a scopo industriale risalgono agli anni 1830-1837 e riguardano limitate quantità di scisti bituminosi estratte a Besano per il progetto d'illuminazione a gas della città di Milano (CURIONI 1863, REPOSSI 1911, SCHMIDT 1918). Lo sfruttamento a larga scala, questa volta per la produzione di ammonio solfoittiolato per uso farmacologico, iniziò a cielo aperto nel 1902 ancora nell'area di Besano, e precisamente al Rio Vallone, ove già nel 1863 e 1878 erano stati condotti i primi scavi paleontologici sul Monte San Giorgio (REPOSSI 1909, 1911, SCHMIDT 1918). Nel 1906, con la fondazione della «Società Anonima Miniere scisti bituminosi di Meride e Besano» per opera di Piero Neri Sizzo de Noris, conte e chimico milanese, l'attività estrattiva interessò anche il versante svizzero sopra Serpiano (miniere di Tre Fontane). Il nuovo, razionale piano di coltivazione si sviluppò in sotterraneo con una serie di 5 gallerie in direzione, poste a una distanza reciproca di 6-14 m, che nel 1909 raggiungevano già uno sviluppo complessivo di un centinaio di metri (REPOSSI 1909, SCHMIDT 1918). Dal 1917 l'estrazione in sotterraneo interessò dapprima anche la parte superiore della Val Porina e poco dopo il versante italiano (miniere di Selvabella sopra Besano). La lavorazione del materiale, iniziata nel 1907 nello stabilimento di Spinirolo presso Meride e in seguito svolta pure in un secondo impianto a Besano, comprendeva la distillazione secca in apposite storte in ghisa, con produzione di olio greggio («Saurolo greggio», 5,5-9,7% in peso di materiale distillato), acque ammoniacali (4-6%) e gas (9-12%); questi ultimi venivano separati e quindi usati come combustibile nel processo di distillazione (REPOSSI 1909, 1911). La produzione annuale di olio greggio (tenore in zolfo 4,5-5,2%) si attestava intorno alle 30 t, corrispondenti a 400 t di scisto bituminoso estratto. L'olio greggio veniva poi sottoposto a raffinazione mediante un metodo appositamente sviluppato dal chimico milanese Angelo Contardi ottenendo infine l'olio detto «Saurolo» (ammonio solfoittiolato) con un contenuto in zolfo del 16-17% (REPOSSI 1911). Il Saurolo, grazie alle sue proprietà antisettiche e antinfiammatorie evidenziate già nel 1883 dal medico tedesco Paul Unna trovava applicazioni nella cura delle malattie dermatologiche e delle lesioni cutanee, sia in medicina umana sia, nella forma greggia, in medicina veterinaria.

Nel 1940 le miniere sfruttate raggiungevano uno sviluppo totale pari a 1770 m (RICKENBACH 1947). I quantitativi di scisto bituminoso estratti sino ad allora si attestavano intorno a 30 000 t. Durante la Seconda guerra mondiale altri sondaggi esplorativi furono condotti in territorio di Riva San Vitale (VON EULER 1941) senza tuttavia portare a nuovi fronti di sfruttamento. L'attività estrattiva degli scisti bitu-

minosi sul Monte San Giorgio terminò intorno al 1950 mentre le ultime forniture di Saurolo risalgono al 1954 (documenti inediti Archivio Ing. Sommaruga, Meride).

Gli scisti bituminosi, i calcari e le dolomie della Formazione di Besano e del Calcare di Meride sono considerati le rocce madri degli idrocarburi dei campi petroliferi di Gaggiano e Villa Fortuna - Treccate nella Pianura Padana (ANELLI et al. 1996, PICOTTI et al. 2007). Al contrario, al Monte San Giorgio e a Besano tali potenziali rocce madri non hanno raggiunto la necessaria maturità (BERNASCONI & RIVA 1993).

Intercalazioni bituminose sono documentate anche nelle formazioni della Maiolica Lombarda e della Scaglia. I valori maggiori di carbonio organico totale (TOC 13,6%) sono raggiunti nelle argilliti bituminose degli «Scisti a pesci», intercalate nella Scaglia Variegata Lombarda delle Gole della Breggia (BITTERLI 1965).

Gas

Nel territorio del foglio Mendrisio-Como fuoriuscite di gas sono segnalate a Stabio e Ponte Faloppia (KOPP 1953, GREBER et al. 1997). Nella prima località, il gas associato alle acque minerali semi-termali si presenta sia in forma libera sia disciolta. Si tratta in prevalenza di metano e azoto con tracce di anidride carbonica e idrogeno solforato. Dati geochimici ($\delta^{13}\text{CCH}_4$, δDCH_4 , $\delta^{13}\text{CCO}_2$) indicano un'origine termogenica con una possibile componente batterica minoritaria (GREBER et al. 1997).

Sempre presso Stabio e a Ponte Faloppia sono stati campionati sedimenti per un'indagine sui gas adsorbiti. Gli idrocarburi identificati sono metano, etano e propano in quantità molto variabili e con un'ampia composizione molecolare per il metano probabilmente influenzata da processi di ossidazione microbica. La Formazione di Besano (e il sovrastante Calcare di Meride) è considerata come la probabile roccia madre (GREBER et al. 1997).

GEOTOPI DI IMPORTANZA NAZIONALE

I geotopi sono degli oggetti geologici o geomorfologici che presentano un valore scientifico interessante per la comprensione della storia della Terra, delle specie e del clima (STRASSER et al. 1995). Una prima lista dei geotopi di importanza nazionale composta da 401 siti è stata presentata e pubblicata alla fine del Novecento (ASSN 1999). Una procedura di revisione di questa lista è stata compiuta tra il 2006 e il 2012, con l'uniformazione delle schede descrittive di tutti gli oggetti inventariati e l'informatizzazione dei perimetri degli oggetti ritenuti, che sono stati

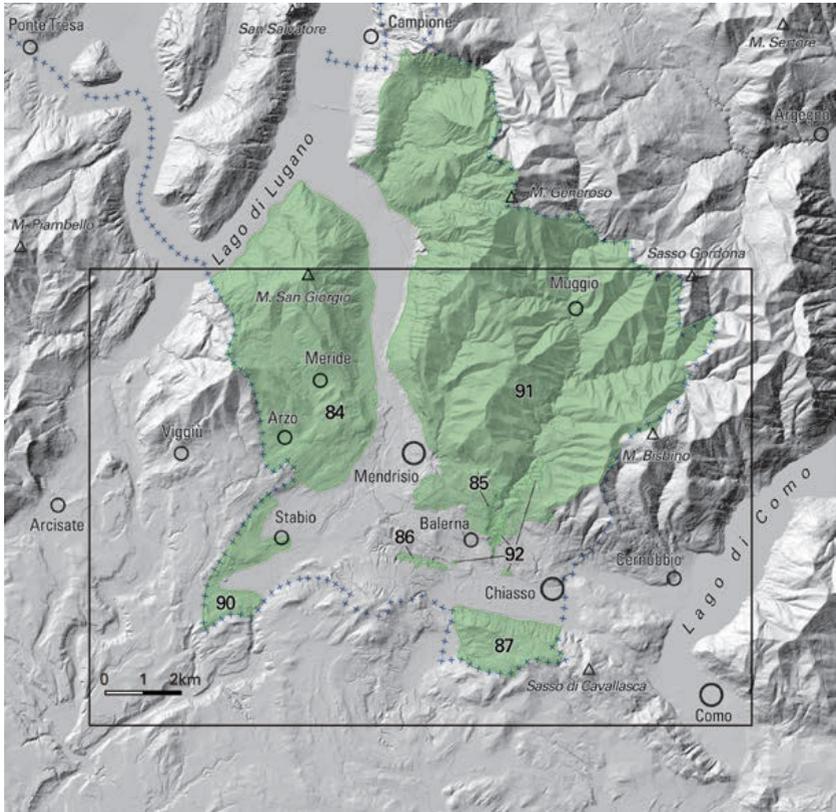


Fig.35: Geotopi svizzeri di importanza nazionale nell'area del foglio Mendrisio-Como (dati: REYNARD et al. 2012).

compilati in un'unica banca dati GIS, e che ha portato alla selezione di 321 geotopi di importanza nazionale (REYNARD et al. 2012).

Il Mendrisiotto, con i suoi sette oggetti (Fig. 35 e Tab. 5), è probabilmente la regione svizzera con la più alta densità di geotopi di importanza nazionale. La superficie totale di territorio che può essere considerata come geotopo di importanza nazionale è di ben 68,04 km², pari al 70,36% della parte svizzera del foglio Mendrisio-Como.

Spiccano per superficie le due grandi aree attorno al Monte San Giorgio (TI 84) e al Monte Generoso (TI 91), che oltre al loro grande valore stratigrafico e paleontologico si distinguono a livello paesaggistico come le due sezioni più tipiche delle Prealpi Luganesi (entrambi gli oggetti sono pure contemplati nell'Inventario federale dei paesaggi, siti e monumenti naturali di importanza nazionale IFP). L'eccezionalità del Monte San Giorgio a livello naturalistico (in particolare per il suo patrimonio paleontologico), gli è valsa l'iscrizione al Patrimonio dell'umanità UNESCO nel 2003 per la parte svizzera, e nel 2010 per la parte italiana.

Tab. 5: *Geotopi svizzeri di importanza nazionale del foglio Mendrisio-Como (dati: REYNARD et al. 2012).*

Codice	Nome	Tipo di geotopo	Area (km ²)
TI 84	Sito geo-paleontologico del Monte San Giorgio	Stratigrafico/paleontologico	23,73 (18,53)*
TI 85	Gole della Breggia	Stratigrafico/geomorfologico/paleontologico/sedimentologico	0,65
TI 86	Argille di Castel di Sotto (Novazzano)	Stratigrafico/paleontologico	0,20
TI 87	Gonfolite Lombarda della Collina del Penz (Chiasso)	Stratigrafico/paleontologico	3,52
TI 90	Paesaggio Morenico (Stabio)	Geomorfologico	2,80
TI 91	Massiccio calcareo carsico transfrontaliero del Monte Generoso	Stratigrafico/geomorfologico/speleologico	62,15 (42,10)*
TI 92	Conglomerato di Pontegana	Stratigrafico/paleontologico	0,24

* Superficie sul foglio Mendrisio-Como.

Come si evince dalla Tab. 5, la ricchezza geologica del Mendrisiotto non è data solo dal numero e dalla superficie dei geotopi esistenti, ma pure della loro diversità a livello cronostatigrafico, poiché sono messi sotto tutela, sia elementi legati ai cicli orogenetici alpino e varisco che coprono l'arco temporale tra il Carbo-

nifero e il Cretaceo (TI 84, 85, 91), sia elementi legati all'erosione della catena alpina durante il suo sollevamento nell'Oligocene e Miocene (TI 87), sia depositi post-orogenici della fine del Miocene e del Pliocene (TI 86, 92), sia depositi tardo pleistocenici legati all'Ultima grande glaciazione (TI 90).

Va segnalata infine la presenza sul foglio Mendrisio-Como del primo geoparco istituito in Svizzera, il Parco delle Gole della Breggia, inaugurato nel 2001 e che con il Geopark Sarganserland-Walensee-Glarnerland (Geoparc Sardona) costituisce uno dei due geoparchi attualmente esistenti in Svizzera (REYNARD et al. 2007). Per il Parco delle Gole della Breggia una guida geologica è disponibile (STOCKAR 2003).

BIBLIOGRAFIA

- AFFER, D. & TERUZZI, G. (1999): Thylacocephalan crustaceans from the Besano Formation, middle Triassic, N. Italy. 3rd International symposium on lithographic limestones. – Riv. Mus. civ. Sci. nat. «Enrico Caffi» 20 (suppl.), 5–8.
- AGIP (1981): Pozzo Lisanza 1. – Uff. naz. Min. Idrocarb. Georis., unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/pozzi/pozzi.asp (27.6.2018)
- AGUSTONI, E. (2005): Pietre e marmi nell'edilizia storica monumentale. In: FELBER, M. (Ed.): Il Monte San Giorgio. Dai fossili alla lavorazione artistica della pietra. Una storia di 300 milioni di anni (p. 166–183). – Casagrande, Bellinzona.
- AIRAGHI, C. (1912): I molluschi degli scisti bituminosi di Besano in Lombardia. – Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano 51, 1–30.
- AITA, Y. & OKADA, H. (1986): Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions. – Micropaleontology 32/2, 97–128.
- ALESSIO, M., ALLEGRI, L., BELLA, F., BELLUOMINI, G., CALDERONI, G., CORTESI, C., IMPROTA, S., MANFRA, L. & OROMBELLI, G. (1978): I depositi lacustri di Rovagnate, di Pontida e di Pianico in Lombardia: datazione con il ¹⁴C. – Geogr. fis. dinam. Quat. 1/2, 131–137.
- ALESSIO, M., BELLA, F., IMPROTA, S., BELLUOMINI, G., CALDERONI, G., CORTESI, C., MANELLI, G.L. & VIGILANTE, A. (1975): University of Rome carbon-14 dates XIII. – Radiocarbon 17/3, 313–327.
- ALLASINAZ, A. (1968a): Marne del Pizzella. – Stud. illustr. Carta geol. Ital. Formazioni geol. 1, 3–8.
- (1968b): Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). XXIV, Il Carnico nella Lombardia occidentale. – Riv. ital. Paleont. Stratigr. 74/4, 1007–1056.
- AMMANN, P. (1987): La sorgente Artesiana Ulcellina. Idrogeologia e zone di protezione. Relazione Idrogeologica. – Rapp. tec., Ist. Sc. Terra, Canobbio.
- AMORETTI, C. (1794): Viaggio da Milano ai tre laghi Maggiore, di Lugano e di Como e ne' monti che li circondano. – Galeazzi, Milano.
- ANELLI, L., MATTAVELLI, L. & PIERI, M. (1996): Structural-stratigraphic evolution of Italy and its petroleum systems. In: ZIEGLER, P.A. & HORVATH, F. (Ed.): Peri-Tethys Memoir 2: Structure and prospects of Alpine basins and forelands (p. 455–483). – Mém. Mus. natl. Hist. nat. 170.
- ANTOGNINI, M. & SHARPE, T. (2002): Le osservazioni sulla geologia del Luganese di H.T. De La Beche (1796–1855): dal diario di viaggio alla pubblicazione. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. 90, 17–28.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – Bull. geol. Soc. Amer. 88/9, 1305–1320.
- ARTHUR, M.A. & PREMOLI SILVA, I. (1982): Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. In: SCHLANGER, S.O. & CITA, M.B. (Ed.): Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies (p. 7–54). – Academic Press, New York.
- ARTUSI, P. (1891): La Scienza in cucina e l'Arte di mangiar bene. – Salvatore Landi, Firenze.
- ASSERETO, R. & CASATI, P. (1965): Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale. – Riv. ital. Paleont. Stratigr. 71/4, 799–1097.
- ASSN [Accademia Svizzera di Scienze Naturali] (1999): Inventario dei geotopi di importanza nazionale. – Geol. insubr. 4/1, 25–48.

- AUBOUIN, J. (1964): Réflexions sur le faciès «Ammonitico Rosso». – Bull. Soc. géol. France [7], 6/4, 475–501.
- AUBOUIN, J., SIGAL, J., BERLAND, J.-P., BLANCHET, R., BONNEAU, M., CADET, J.-P., GUILLOT, P.-L., LACOUR, A., PIAT, B. & VICENTE, J.-C. (1970): Sur un bassin de flysch: stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétacés de la Lombardie (versant sud des Alpes orientales, Italie). – Bull. Soc. géol. France [7], 12/4, 612–658.
- BAGGIO, P. & DE MARCO, L. (1960): La serie basale tardo-paleozoica del Varesotto e le mineralizzazioni ad uranio della Valganna. – Stud. Ric. Div. Geomin. 3, Com. naz. Ric. nucl., Roma.
- BAKER, D.F., CASSANI, R., GALLI, B., SARTORELLI, P. & TRAPLETTI, A. (2002): Le cave di Sallorio, di Brenno e d'oltreoceano. In: Viggiù: la sua storia. Dalla predera alla cattedrale 11. – Parrocchia di Viggiù, Viggiù.
- BAKOS, F., DEL MORO, A. & VISONÀ, D. (1990): The Hercynian volcano-plutonic association of Ganna (Lake Lugano, central Southern Alps, Italy). – Eur. J. Mineral. 2, 373–383.
- BALDERER, W., LEUENBERGER, F., FREI, C., SURBECK, H. & SYNAL, H.A. (2007): Origin of the thermal waters of Stabio (Switzerland) and Sirmione (Italy) based on isotope and chemical investigations. In: Proceedings of international symposium advances in isotope hydrology and its role in sustainable water resources management (IHS-2007) 2 (p. 631–641), Vienna (Austria); 21–25 May 2007. – Internat. Atomic Energy Agency.
- BALLY, A., BERNOULLI, D., DAVIS, G. & MONTADERT, L. (1981): Listric normal faults. In: Proc. 26^e Congr. Géol. internat. Paris, 7–17 juillet 1980, Colloque C3, Géologie des Marges Continentales (p. 87–102). – Oceanol. Acta, No SP.
- BANTI, M., BANTI, R., FILIPPIS, E., FOLLI, M. & HACHEN, M. (1983): Il fenomeno carsico e l'idrologia ipogea del Monte Bisbino (Lario Occidentale). – Le Grotte d'Italia 11, 321–334.
- BARBERIS, A., FOSSATI, S., BERSEZIO, R. & ERBA, E. (1990): Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Maiolica Formation from the Lombardy basin (Southern Alps). – Mem. Soc. geol. ital. 45, 111–117.
- BARBOZA, S.A. & BERGANTZ, G.W. (2000): Metamorphism and anatexis in the mafic complex contact aureole, Ivrea Zone, Northern Italy. – J. Petrol. 41/8, 1307–1327.
- BÄRTSCHI, C. (2012): Kieselkalke der Schweiz: Charakterisierung eines Rohstoffs aus geologischer, petrographischer, wirtschaftlicher und umweltrelevanter Sicht. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 97.
- BASSANI, F. (1886): Sui fossili e sull'età degli scisti bituminosi triasici di Besano in Lombardia. – Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano 29, 15–72.
- BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan radiolarites. – Eclogae geol. Helv. 80/3, 831–879.
- (2013): Mesozoic radiolarites – accumulation as a function of sea surface fertility on Tethyan margins and in ocean basins. – Sedimentology 60/1, 292–318.
- BAUMGARTNER, P.O., MARTIRE, L., GORICAN, S., O'DOHERTY, L., ERBA, E. & PILLEVUIT, A. (1995): New Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites and nannofossils from the Southern Alps (Northern Italy). In: BAUMGARTNER P.O., O'DOHERTY, L., GORICAN, S., URQUHART, E., PILLEVUIT, A. & DE WEVER, P. (Ed.): Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology (p. 737–750). – Mém. Géol. (Lausanne) 23.
- BEATRIZOTTI, G. & HANSEN, J.W. (1974): Carta idrogeologica del Cantone Ticino. Foglio 1 Mendrisio, con settore dei fogli Como e Lugano, 1:25 000. – Dipt. Econ. pubbl., Sez. Bonifiche e Catasto, Bellinzona.

- BÉBIEN, J., BLANCHET, R., CADET, J.-P., CHARVET, J., CHOROWICZ, J., LAPIERRE, H., & RAMP-NOUX, J.-P. (1978): Le volcanisme triasique des Dinarides en Yougoslavie: sa place dans l'évolution géotectonique péri-Méditerranéenne. – *Tectonophysics* 47/1–2, 159–176.
- BECHLY, G. & STOCKAR, R. (2011): The first Mesozoic record of the extinct apterygote insect genus *Dasyleptus* (Insecta: Archaeognatha: Monura: Dasyleptidae) from the Triassic of Monte San Giorgio (Switzerland). – *Palaeodiversity* 4, 23–37.
- BELTRÁN-TRIVIÑO, A., WINKLER, W., QUADT, A. VON & GALLHOFER, D. (2016): Triassic magmatism on the transition from Variscan to Alpine cycles: evidence from U-Pb, Hf, and geochemistry of detrital minerals. – *Swiss J. Geosci.* 109/3, 309–328.
- BELTRANDO, M., STOCKLI, D., DECARLIS, A. & MANATSCHAL, G. (2015): A crustal-scale view at rift localization along the fossil Adriatic margin of the Alpine Tethys preserved in NW Italy. – *Tectonics* 34/9, 1927–1951.
- BENECKE, E.W. (1876): Über die Umgebungen von Esino in der Lombardei. – *Geogn.-paläont. Beitr.* [2] 3, 261–317.
- BERGOMI, M., GAGGERO, L., TUNESI, A. & ZANCHETTA, S. (submitted): U-Pb SHRIMP ages, paleoenvironments and emplacement of post-Variscan volcanites in Southern Alps (Valganna Volcanic Complex, NW Italy).
- BERGOMI, M., ZANCHETTA, S. & TUNESI, A. (2015): The Tertiary dike magmatism in the Southern Alps: geochronological data and geodynamic significance. – *Int. J. Earth Sci.* 104/2, 449–473.
- BERNASCONI, S.M. (1994): Geochemical and microbial controls on dolomite formation in anoxic environments: A case study from the Middle Triassic (Ticino, Switzerland). – *Contr. sediment. Geol.* 19.
- BERNASCONI, S.M. & RIVA, A. (1993): Organic geochemistry and depositional environment of a hydrocarbon source rock: the Middle Triassic Grenzbitumenzone Formation, Southern Alps, Italy/Switzerland. In: SPENCER, A.M. (Ed.): *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons III* (p. 179–190). – *Spec. Publ. Europ. Assoc. Petrol. Geol.* 3.
- BERNOULLI, D. (1960): Die Auflagerung der Radiolaritgruppe im Südtessin. – *Eclogae geol. Helv.* 53/2, 632–637.
- (1964): Zur Geologie des Monte Generoso. Ein Beitrag zur Kenntnis der südalpinen Sedimente. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 118.
- (1972): North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies. A comparison. In: HOLLISTER, C.D., EWING, J.I., HABIB, D., HATHAWAY, J.C., LANCELOT, Y., LUTERBACHER, H., PAULUS, F.J., POANG, C.W., WILCOXON, J.A. & WORSTELL, P. (Ed.): *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 11* (p. 801–871). – U.S. Govt. Print. Office, Washington D.C.
- (1980): Ternate Formation. In: TRÜMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland, a guide-book. Part B* (p. 183–209). – *Schweiz. geol. Komm., Basel.*
- BERNOULLI, D., BECKMANN, J.-P., BOLLI, H.M., & GUNZENHAUSER, B. (1987): Upper Cretaceous deep-water sediments near Prella (Southern Alps, Mendrisiotto, Switzerland). – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 39, 49–71.
- BERNOULLI, D., BERTOTTI, G. & FROITZHEIM, N. (1990): Mesozoic faults and associated sediments in the Austroalpine-South Alpine passive continental margin. – *Mem. Soc. geol. ital.* 45, 25–38.
- BERNOULLI, D., BERTOTTI, G. & ZINGG, A. (1989): Northward thrusting of the Gonfolite Lombardia («South-Alpine Molasse») onto the Mesozoic sequence of the Lombardian Alps: Implications for the deformation history of the Southern Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 82/3, 841–856.

- BERNOULLI, D., GIGER, M., MÜLLER, D.W. & ZIEGLER, U.R.F. (1993): Sr-isotope stratigraphy of the Gonfolite Lombarda Group (South-alpine molasse, Northern Italy) and radiometric constraints for its age of deposition. – *Eclogae geol. Helv.* 86/3, 751–767.
- BERNOULLI, D., GOVI, M., GRAETER, P., LEHNER, P., REINHARD, M. & SPICHER, A. (1976): Foglio 1353 Lugano. – *Atlante geol. Svizzera* 1:25 000, Carta 69.
- BERNOULLI, D., HERB, R. & GRÜNIG, A. (1988): Ternate Formation, a late Eocene bioclastic submarine fan of the Lombardian basin (Southern Alps). – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 72.
- BERNOULLI, D. & KÄLIN, O. (1984): Jurassic sediments, Site 547, northwest African margin: Remarks on stratigraphy, facies and diagenesis, and comparison with some Tethyan equivalents. In: HINZ, K., WINTERER, E.L., BAUMGARTNER, P.O., BRADSHAW, M.J., CHANNELL, J.E.T., JAFFREZO, M., JANSÁ, L.F., MOORE, J.N., RULLKÖTTER, J., SCHAFTENAAR, C.H., STEIGER, T.H., VUCHEV, V.T. & WIEGAND, G.E.: *Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj.* 79 (p.437–448). – U.S. Govt. Print. Off., Washington D.C.
- BERNOULLI, D. & WINKLER, W. (1990): Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 83/2, 287–310.
- BERRA, F. & CARMINATI, E. (2010): Subsidence history from a backstripping analysis of the Permo-Mesozoic succession of the Central Southern Alps (Northern Italy). – *Basin Res.* 22/6, 952–975.
- BERRA, F., GALLI, M.T., REGHELLIN, F., TORRICELLI, S. & FANTONI, R. (2009): Stratigraphic evolution in the Western Southern Alps (Italy): the record of two-stage rifting on the distal passive margin of Adria. – *Basin Res.* 21/3, 335–353.
- BERSEZIO, R. (1992): La successione aptiano-albiana del Bacino Lombardo. – *G. Geol.* [3] 54, 125–146.
- (1994): Stratigraphic framework and sedimentary features of the Lower Aptian «Livello Selli» in the Lombardy Basin (Southern Alps, Northern Italy). – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 99/4, 569–590.
- BERSEZIO, R., ERBA, E., GRZA, M. & RIVA, A. (2002): Berriasian-Aptian black shales of the Maiolica formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 180/4, 253–275.
- BERSEZIO, R. & FORNACIARI, M. (1987): Cretaceous sequences in the Lombardy Basin: stratigraphic outline between the lakes of Lecco and Iseo. – *Mem. Soc. geol. ital.* 40, 187–197.
- (1988): Tectonic framework of the Lombardy foothills (Southern Alps), between Brianza and Lake Iseo. – *Rend. Soc. geol. ital.* 11, 75–78.
- BERSEZIO, R., FORNACIARI, M. & GELATI, R. (1990): Carta geologica della fascia collinare sudalpina tra Brianza e il Lago d’Iseo. – *Mem. Soc. geol. ital.* 45, 107–110.
- BERSEZIO, R., FORNACIARI, M., GELATI, R., NAPOLITANO, A. & VALDISTURLO, A. (1993): The significance of the Upper Cretaceous to Miocene clastic wedges in the deformation of the Lombardian Southern Alps. – *Géol. alp.* 69/1, 3–20.
- BERTOTTI, G. (1990): The deep structure of the Monte Geneseroso basin: an extensional basin in the south-Alpine Mesozoic continental margin. – In: ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (Ed.): *Deep Structure of the Alps* (p.303–308). – *Mem. Soc. géol. France* 156.
- (1991): Early Mesozoic extension and Alpine shortening in the western Southern Alps: the geology of the area between Lugano and Menaggio (Lombardy, northern Italy). – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 43, 17–123.

- BERTOTTI, G. (2001): Subsidence, deformation, thermal and mechanical evolution of the Mesozoic South Alpine rifted margin: an analogue for Atlantic-type margins. In: WILSON, R.C.L., WHITMARSH, R.B., TAYLOR, B. & FROITZHEIM, N. (Ed.): Non-volcanic rifting of continental margins: A comparison of evidence from land and sea. (p. 125–141) – Spec. Publ. geol. Soc. London 187.
- BERTOTTI, G., PICOTTI, V., BERNOULLI, D. & CASTELLARIN, A. (1993a): From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. – *Sediment. Geol.* 86/1–2, 53–76.
- BERTOTTI, G., SEWARD, D., WIJBRANS, J., TER VOORDE, M. & HURFORD, A.J. (1999): Crustal thermal regime prior to, during, and after rifting: A geochronological and modeling study of the Mesozoic South Alpine rifted margin. – *Tectonics* 18/2, 185–200.
- BERTOTTI, G., SILETTO, G.B. & SPALLA, M.I. (1993b): Deformation and metamorphism associated with crustal rifting: The Permian to Liassic evolution of the Lake Lugano-Lake Como area (Southern Alps). – *Tectonophysics* 226/1–4, 271–284.
- BERTOTTI, G. & TER VOORDE, M. (1994): Thermal effects of normal faulting during rifted basin formation. 2. The Lugano – Val Grande normal fault and the role of pre-existing thermal anomalies. – *Tectonophysics* 240/1–4, 145–157.
- BIANCHI-DEMICHELI, F. & OPPIZZI, N. (1995): Le grotte del Ticino XI: Note Abiologiche 7. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 83, 35–61.
- (2006): Grotte, sorgenti e abissi del Monte Generoso. – *Mem. Soc. ticin. Sci. nat. Museo cant. Storia nat.* 8.
- BIANCHI-DEMICHELI, F., TANTARDINI, L., OPPIZZI, N. & BLANT, M. (2017): Découverte d'un bouquetin (*Capra ibex*) et de deux ours bruns (*Ursus arctos*) pléistocènes dans des grottes du Monte Generoso. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 105, 71–76.
- BICHSEL, M. & HÄRING, M. (1981): Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy (northern Italy). – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 383–420.
- BILLARD, A. (1977): Quaternary stratigraphy of stepped glaciofluvial terraces in the Italian piedmont of the Alps; a criticism and a proposal for new criteria of classification. – *Quatern. Glac. north. Hemisph.* 4, 53–66.
- (1980): Le Quaternaire du piedmont italien des Alpes. – *Bull. Assoc. franç. Etude Quatern.* 17, 68–76.
- (1983): Preliminary paleomagnetic investigations on Pleistocene sequences in Lombardy, Northern Italy. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 88, 295–318.
- BINI, A. (1987): L'apparato glaciale würmiano di Como. – Tesi dottor. Univ. Milano (non pubbl.).
- (1997): Stratigraphy, chronology and paleogeography of Quaternary deposits of the area between the Ticino and Olona rivers (Italy – Switzerland). – *Geol. insubr.* 2/2, 21–46.
- BINI, A., CASSANI, M. & PRUDENZANO, D. (1978a): I fenomeni carsici delle cave di Saltro e di Arzo (Italia-Svizzera). – *Actes 6^e Congrès suisse Spéléologie, Porrentruy, sept. 1978*, 179–193.
- BINI, A., CITA, M.B. & GAETANI, M. (1978b): Southern Alpine lakes – Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. – *Marine Geol.* 27/3–4, 271–288.
- BINI, A., FELBER, M., OPPIZZI, P. & DA ROLD, O. (1992a): La successione deltizia della Valle della Motta nella regione di Genestrerio-Coldrerio-Novazzano (Ticino meridionale): analisi sedimentologica e paleoambientale. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 80/1, 55–96.
- BINI, A., FELBER, M., POMICINO, N. & ZUCCOLI, L. (1996): La Massima Estensione dei Ghiacciai (MEG) nel territorio compreso tra il Lago di Como, il Lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro. – *Geol. insubr.* 1, 65–77.
- (2001): Geologia del Mendrisiotto (Canton Ticino, Svizzera): Messiniano, Pliocene e Quaternario. – *Rapp. Uff. fed. Acque Geol. (UFAEG, Berna), Ser. Geol.* 1.

- BINI, A., FERLIGA, C. & ZUCCOLI, L. (2015): Sintesi e revisione delle unità stratigrafiche quaternarie e terziarie continentali riconosciute durante i rilevamenti 1982–2012. – *Geol. insubr.* *11*, 17–34.
- BINI, A., QUINIF, Y., SULES, O. & UGGERI, A. (1992b): Evidences de tectonique récente dans les grottes du M. Campo dei Fiori (Lombardie, Italie). – *Karstologia* *19*, 23–30.
- BINI, A., RIGAMONTI, I. & UGGERI, A. (1993): Evidenze di tettonica recente nell'area Monte Campo dei Fiori – Lago di Varese. – *Il Quaternario* *6/1*, 3–14.
- BINI, A. & ZUCCOLI, L. (2004): Glacial history of the southern side of the central Alps, Italy. In: EHLERS, J. & GIBBARD, P.L. (Ed.): Quaternary glaciations – Extent and chronology. Part I: Europe (p. 195–200). – Elsevier, Amsterdam.
- BISTRAM, A. VON (1903a): Beiträge zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in der Val Solda. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br.* *13*, 116–214.
- (1903b): Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br.* *14*, 1–84.
- BITTERLI, P. (1965): Bituminous intercalations in the Cretaceous of the Breggia River, S. Switzerland. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* *31/81*, 179–185.
- BLANT, M., MORETTI, M., DELLA TOFFOLA, R. & PIERALLINI, R. (2004): La fauna olocenica del Sud delle Alpi svizzere: Chiroterti e Mammiferi terrestri tra passato e presente (Grotta del Canalone, Monte Generoso, Ticino). – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* *92*, 31–44.
- BLANT, M., MORETTI, M., TINNER, W. & DELLA TOFFOLA, R. (2007): Nuova datazioni oloceniche di chiroterti rinvenuti presso la Grotta del Canalone (Monte Generoso, Cantone Ticino). – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* *95*, 89–95.
- BLUMER S. (1906): Ueber Pliocän und Diluvium im südlichen Tessin. – *Eclogae geol. Helv.* *9/1*, 61–74.
- BOCCHIO, R., CRESPI, R., DE CAPITANI, L. & LIBORIO, G. (1991): Caratteri chimici e mineralogici del «vitrofiro di Grantola» (Varese). – *Rend. Fis. Accad. Lincei* *[9]* *2/1*, 39–49.
- BOLLI, H.M. (1999): A redeposited foraminiferal fauna from the Varesotto Flysch, Canton Ticino, Switzerland. – *Geol. insubr.* *4/2*, 21–26.
- BONA, F. (2001): Associazioni faunistiche a macromammiferi della Caverna Generosa (Lo Co 2694). – *Geol. insubr.* *6/2*, 1–4.
- (2005): Il deposito Pleistocenico della Caverna Generosa: ricostruzione paleoambientale basata sull'analisi dei micromammiferi. – *Geol. insubr.* *8/2*, 11–18.
- BONA, F., LAURENTI, B. & DELFINO, M. (2009): Climatic fluctuations during the Last Glacial in the north-western Lombardian Prealps: the Upper Pleistocene faunal assemblages of the Caverna Generosa (Como, Italy). – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* *115/2*, 253–267.
- BONARELLI, G. (1894): Contribuzione alla conoscenza del Giura-Lias Lombardo. – *Atti r. Accad. Sci. Torino* *30*, 81–96.
- BORIANI, A.C. & VILLA, I. (1997): Geochronology of metamorphism in the Ivrea Zone and Seria dei Laghi, Italian Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *77/3*, 382–401.
- BOSELLINI, A. (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy. – *Sedimentology* *31/1*, 1–24.
- BOSELLINI, A., GIANOLLA, P. & STEFANI, M. (2003): Geology of the Dolomites. – *Episodes* *26/3*, 181–185.
- BOSELLINI, A. & WINTERER, E.L. (1975): Pelagic limestones and radiolarites of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. – *Geology* *3/5*, 279–282.
- BRACK, P. (1981): Structures in the southwestern border of the Adamello intrusion (Alpi bresciane, Italy). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *61/1*, 37–50.

- BRACK, P. & RIEBER, H. (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 86/2, 415–527.
- BRACK, P., RIEBER, H., NICORA, A. & MUNDIL, R. (2005): The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. – *Episodes* 28/4, 233–244.
- BRAMBILLA G. (1992): Le filliti plioceniche del Canton Ticino nelle collezioni del Museo Cantonale di Storia Naturale di Lugano: considerazioni sistematiche, cronologiche ed ambientali. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 80/2, 63–95.
- BRAMBILLA, G. & GALLI, C. (1991): I molluschi pliocenici di Pontegana (Balerna – Canton Ticino) della collezione Sordelli (1874–79). – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 79, 67–79.
- BROCCHI, G.B. (1808): Trattato mineralogico e chimico sulle miniere di ferro del dipartimento del Mella con l'esposizione della costituzione fisica delle montagne metallifere della Val Trompia. – Bettoni, Brescia.
- BRODIE, K.H. & RUTTER, E.H. (1987): Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of Northern Italy. – *Tectonophysics* 140/2–4, 193–212.
- BRONK RAMSEY, C. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. – *Radiocarbon* 51/1, 337–360.
- BRUNNER, C. (1852): Aperçu géologique des environs du lac de Lugano. – *N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw.* 12, 1–18.
- BRUSCA, C., GAETANI, M., JADOU, F. & VIEL, G. (1981): Paleogeografia ladinico-carnica e metallogenisi del Sudalpino. – *Mem. Soc. geol. ital.* 22, 65–82.
- BUCH, L. VON (1827a): Ueber einige geognostische Erscheinungen in der Umgebung des Luganer Sees in der Schweiz. – *Abh. K. preuss. Akad. Wiss., Phys.-Math. Kl. 5*, 193–204.
- (1827b): Über die Lagerung von Melaphir und Granit in den Alpen von Mailand. – *Abh. K. preuss. Akad. Wiss., Phys.-Math. Kl. 5*, 205–215.
- BULETTI, M. (1985): Petrographisch-geochemische Untersuchungen im Luganer Porphyrgebiet. – *Diss. Univ. Bern*.
- BÜRGIN, T. (1992): Basal Ray-finned Fishes (Osteichthyes; Actinopterygii) from the Middle Triassic of Monte San Giorgio (Canton Tessin, Switzerland). – *Schweiz. paläontol. Abh.* 114.
- BÜRGIN, T., RIEPPEL, O., SANDER, P.M. & TSCHANZ, K. (1989): The fossils of Monte San Giorgio. – *Scientific American* 260/6, 74–81.
- BUXTORF, A. (1924): Neue Beobachtungen über die Flussverlegung der Breggia und die Konglomerate von Pontegana (Süd-Tessin). – *Eclogae geol. Helv.* 18/4, 522–524.
- BUZZI, G. & BUZZI C. (1995): Cantello, Ligurno, Gaggiolo e Velmaio. Memorie e documenti. – Luculano, Pavia.
- CANTALUPPI, G. & CORTI, S. (1969): La fauna della «pietra di Moltrasio» (Como). – *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano* 60/2 103–133.
- CARRAPA, B. & DI GIULIO, A. (2001): The sedimentary record of the exhumation of a granitic intrusion into a collisional setting: the lower Gonfolite Group, Southern Alps, Italy. – *Sediment. Geol.* 139/3, 217–228.
- CASATI, P. (1964): Il Trias in Lombardia (studi geologici e paleontologici). VI Osservazioni stratigrafiche sull'«Infraretico» delle Prealpi bergamasche. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 70/3, 447–465.
- (1978): Tettonismo e sedimentazione nel settore occidentale delle Alpi meridionale durante il tardo Paleozoico, il Triassico e il Giurassico. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 84, 312–326.

- CASTELLARIN, A. (1976): Ipotesi paleogeografica sul bacino del Flysch Sudalpino Cretacico. - *Boll. Soc. geol. Ital.* 95/3-4, 501-511.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SELLI, L. & SIMBOLI, G. (1988): The Middle Triassic magmatic tectonic arc development in the Southern Alps. - *Tectonophysics* 146/1-4, 79-89.
- CASTELLETTI, L., LIVIO, F., MARTINELLI, E., MICHETTI, A.M. & MOTELLA DE CARLO, S. (2013): Recenti ricerche paleoecologiche in ambito lariano svolte in collaborazione fra Università dell'Insubria e Laboratorio di archeobiologia dei Musei civici di Como. - *Riv. archeol. dell'antica Provincia e Diocesi di Como* 195, 115-128.
- CASTELLETTI, L. & OROMBELLI, G. (1986): Una nuova data 14C per la storia della deglaciazione del bacino del Lago di Como. - *Geogr. fis. dinam. Quat.* 9, 56-58.
- CECCA, F. & LANDRA, G. (1994): Late Barremian-Early Aptian ammonites from the Maiolica Formation near Cesana Brianza. - *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 100/3, 392-422.
- CELIO, M. (2003): Comune di Mendrisio - Zone di protezione delle sorgenti del Paolaccio. - *Rapp. Idrogeol., Ist. Sci. Terra, Canobbio.*
- CHANNELL, J.E.T., CECCA, F. & ERBA, E. (1995): Correlations of Hauterivian and Barremian (Early Cretaceous) stage boundaries to polarity chrons. - *Earth planet. Sci. Lett.* 134/1-2, 125-140.
- CHANNELL, J.E.T., ERBA, E. & LINI, A. (1993): Magnetostratigraphic calibration of the Late Valanginian carbon isotope event in pelagic limestones from Northern Italy and Southern Switzerland. - *Earth planet. Sci. Lett.* 118/1-4, 145-166.
- CICARDI, G.C. & GAETANI, M. (1974): Revisione delle Rhynchonellinae (Brachiopoda) del Liassico del Bacino Lombardo. - *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 80/3, 351-388.
- CITA, M.B. (1957): Studi stratigrafici sul Terziario sudalpino lombardo. VII. Sintesi stratigrafica della Gonfolite. - *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 63, 79-121.
- COCCIONI, R., NESCI, J.E.T., TRAMONTANA, M., WEZEL, F.C. & MORETTI, E. (1987): Descrizione di un livello-guida «radiolaritico-bituminoso-ittiolitico» alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino umbro-marchigiano. - *Boll. Soc. geol. ital.* 106/1, 183-192.
- COMERCI, V., CAPELLETTI, S., MICHETTI, A.M., ROSSI, S., SERVA, L. & VITTORI, E. (2007): Land subsidence and Late Glacial environmental evolution of the Como urban area (Northern It.). - *Quatern. Int.* 173-174, 67-86.
- COMUNE DI COMO (1980): Relazione di sintesi della Commissione per lo studio dei fenomeni di subsidenza. - *Doc. e ricerche (Como)* 34.
- CONTI, S. (1954): Stratigrafia e Paleontologia della Val Solda. - *Mem. descr. Carta geol. ital.* 30.
- CORSELLI, C. (1997): Revisione sistematica dei molluschi pliocenici della Svizzera meridionale (Canton Ticino). - *Geol. insubr.* 2/1, 15-30.
- CORSELLI, C., CREMASCHI, M. & VIOLANTI, D. (1985): Il canyon messiniano di Malnate (Varese); pedogenesi tardomiocenica ed ingressione marina pliocenica al margine meridionale delle Alpi. - *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 91/2, 259-286.
- CORSETTI, F.A., RITTERBUSH, K.A., BOTTJER, D.J., GREENE, S.E., IBARRA, Y., YAGER, J.A., WEST, A.J., BERELSON, W.M., ROSAS, S., BECKER, T.W., LEVINE, N.M., LOYD, S.J., MARTINDALE, R.C., PETRYSHYN, V.A., CARROLL, N.R., PETSIOS, E., PIAZZA, O., PIETSCH, C., STELLMANN, J.L., THOMPSON, J.R., WASHINGTON, K.A. & WILMETH, D.T. (2015): Investigating the paleoecological consequences of supercontinent break-up: sponges clean up in the Early Jurassic. - *Sediment. Record* 13/2, 4-10.

- CORTESOGNO, L., CASSINIS, G., DALLAGIOVANNA, G., GAGGERO, L., OGGIANO, G., RONCHI, A., SENO, S. & VANOSI, M. (1998): The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous – Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): a synthesis. – *Lithos* 45/1–4, 305–328.
- COTTI, G. & MUGGIASCA, F. (1957): Le grotte del Ticino. III. Aspetti abiologici della Bøgia di Meride. – *Stalactite* 7/6, 1–14.
- CRESPI, R., LIBORIO, G. & MOTTANA, A. (1982): On a widespread occurrence of stilpnomelane to the south of the Insubric Line, central Alps, Italy. – *N. Jb. Mineral. Abh.* 6, 265–271.
- CURIONI, G. (1844): Stato geologico. In: CATTANEO, C. (Ed.): *Notizie naturali e civili su la Lombardia* (p. 27–88). – Bernardoni, Milano.
- (1863): Sui giacimenti metalliferi e bituminosi nei terreni triasici di Besano. – *Mem. Ist. lomb. Sci. Lett.* 9, 241–268.
- (1877): *Geologia applicata delle Provincie Lombarde*. – Hoepli, Milano.
- CURRY, A.M. & BALLANTYNE, C.K. (1999): Paraglacial modification of glaciogenic sediment. – *Geogr. Ann. [A]* 81/3, 409–419.
- D’ADDA, P., ZANCHI, A., BERGOMI, M., BERRA, F., MALUSÀ, M.G., TUNESI, A. & ZANCHETTA, S. (2011): Polyphase thrusting and dyke emplacement in the central Southern Alps (Northern Italy). – *Int. J. Earth Sci.* 100/5, 1095–1113.
- DA ROLD, O. (1990): L’apparato glaciale del Lago Maggiore, settore orientale. – Tesi dottor. Univ. Milano.
- DAL PIAZ, G.B. (1929): Nuove osservazioni sull’Oligocene italiano. – *Atti r. Accad. Lincei, Rend. Cl. Sci. fis. mat. nat.* [6], 9/10, 910–913.
- DAL SASSO, C. (2003): Dinosaurs of Italy. – *C.R. Palevol* 2/1, 45–66.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N.S., HAMMER, C.U., HVIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A.E., JOUZEL, J. & BOND, G. (1993): Evidence of general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. – *Nature* 364, 218–220.
- DE BEAUMONT, G. (1960): Contribution à l’étude des genres *Orthacodus* Woodw. et *Notidanus* Cuv. (Selachii). – *Mém. suisses Paléont.* 77.
- DE ROSA, E. & RIZZINI, A. (1967): Prealpi flysch near Bergamo. In: ANGELUCCI, A., DE ROSA, E., FIERRO, G., GNACCOLINI, M., LA MONICA, G.B., MARTINIS, B., PAREA, G.C., PESCATORE, T., RIZZINI, A. & WEZEL, F.C. (Ed.): *Sedimentological characteristics of some Italian turbidites* (p. 356–362). – *Geol. romana* 6.
- DE SITTER, L.U. (1925): Les porphyres luganais entre le Lac de Lugano et le Valganna. – *Leidse geol. Meded.* 1/1, 187–254.
- (1939): Les porphyres luganais et leurs enveloppes. – *Leidse geol. Meded.* 11/1, 1–61.
- DE ZIGNO, A. (1850): Coup d’oeil sur les terrains stratifiés des Alpes Vénitiennes. – *Natw. Abh. (Wien)* 4/1, 1–16.
- DECONINCK, J.F. & BERNOULLI, D. (1991): Clay mineral assemblages of Mesozoic pelagic and flysch sediments of the Lombardian Basin (Southern Alps): implications for palaeotectonics, palaeoclimate and diagenesis. – *Geol. Rdsch.* 80/1, 1–17.
- DELLA TOFFOLA, R. & BLANT, M. (2006): Scoperte di reperti ossei subfossili di Stambecco (*Capra ibex*) e di Orso bruno (*Ursus arctos*) alla grotta Tana delle Bricolle (Arogno, TI). – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 94, 113–122.
- DELLA TORRE, U. (2005): Comune di Rancate: revisione zone di protezione, pozzo comunale ai Prati Maggi e Piezometro di emergenza P1; Relazione idrogeologica. – *Rapp. tec., Ist. Sc. Terra, Canobbio*.

- DESIO, A. (1929): Studi geologici sulla regione dell'Albenza (prov. Bergamo). – Mem. Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano 10.
- DESOR, E. (1861): Quelques considérations sur la classification des lacs, à propos des bassins du revers méridional des Alpes. In: Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali riunita in Lugano nei giorni 11, 12 e 13 settembre 1860. Sessione 44a (p. 123–134). – Francesco Veladini, Lugano.
- (1875): Le paysage morainique. Son origine glaciaire et ses rapports avec les Formations pliocènes d'Italie. – Sandoz, Paris, Neuchâtel.
- DI COLBERTALDO, D. & LANDI, G. (1962): Le manifestazioni a fluorite e barite del Rio Vallone a sud di Porto Ceresio (Miniera Carlotta e M. Grumello). – Ist. Lombardo (Rend. Sci.) (A) 96/1, 11–46.
- DI GIULIO, A., CARRAPA, B., FANTONI, R.G. & VALDISTURLO, A. (2001): Middle Eocene to Early Miocene sedimentary evolution of the western Lombardian segment of the South alpine foredeep (Italy). – Int. J. Earth Sci. 90/3, 534–548.
- DOEGLAS, D.J. (1930): Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara. – Leidse geol. Meded. 3/1, 335–396.
- DOGLIONI, C. (1987): Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). – J. struct. Geol. 9/2, 181–193.
- DONDI, L. & D'ANDREA, M.G. (1986): La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene. – G. Geol. [3], 48, 197–225.
- DONOVAN, D.T. (1958): The Ammonite Zones of the Toarcian (Ammonitico Rosso Facies) of Southern Switzerland and Italy. – Eclogae geol. Helv. 51/1, 33–60.
- DOZY, J.J. (1935): Über das Perm der Südalpen. – Leidse geol. Meded. 7/1, 41–61.
- EBERHARD, M. (1992): Resti di piante fossili della torbiera di Coldrerio (Ticino Meridionale). – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. 80, 105–114.
- EBERHARDT-MELI, S. (2005): Artigiani della terra. I laterizi in Ticino e il lavoro dei fornai. – Armando Dadò, Centro di dialettologia e di etnografia, Locarno.
- EMILIANI, C.R. (1955): Pleistocene temperature. – J. Geol. 63, 538–578.
- EMMERICH, A., GLASMACHER, U.A., BAUER, F., BECHSTÄDT, T. & ZÜHLKE, R. (2005): Meso/Cenozoic basin and carbonate platform development in the SW-Dolomites unraveled by basin modelling and apatite FT analysis: Rosengarten and Latemar (Northern Italy). – Sediment. Geol. 175/1, 415–438.
- ERBA, E. (2004): Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. – Marine Micro-paleont. 52/1, 85–106.
- (2006): The first 150 million years of calcareous nannoplankton: biosphere-geosphere interactions. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 232/2, 237–250.
- ERBA, E. & QUADRIO, B. (1987): Biostratigrafia a Nannofossili calcarei, Calpionellidi e Foraminiferi planctonici della Maiolica (Titoniano superiore – Aptiano) nelle Prealpi Bresciane (Italia settentrionale). – Riv. ital. Paleont. Stratigr. 93, 3–108.
- ESCHER, B.G. (1913): Vorläufige Mitteilung über die Geologie und Petrographie der Monte San Salvatore-Halbinsel bei Lugano. – Eclogae geol. Helv. 12/5, 722–738.
- ETTER, W. (1994): A new penaeid shrimp (*Antrimpos mirigiolensis* n. sp., Crustacea, Decapoda) from the Middle Triassic of the Monte San Giorgio (Ticino, Switzerland). – N. Jb. Geol. Paläont. 1994/4, 223–230.
- EULER, L. VON (1941): Rapport sur la fondation d'une mine de schiste bitumineux aux versants de Riva San Vitale à l'aile Est du gisement des schistes de Meride. – Kriegs-, Industrie- und Arbeits-Amt, Bergbaubüro, Bericht 1007-2.

- FANETTI, D., ANSELMETTI, F.S., CHAPRON, E., STURM, M. & VEZZOLI, L. (2008): Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 259/2, 323–340.
- FANETTI, D. & VEZZOLI, L. (2007): Sediment input and evolution of lacustrine deltas: The Breggia and Greggio rivers case study (Lake Como, Italy). – *Quatern.int.* 173–174, 113–124.
- FANTINI SESTINI, N., GAETANI, M., GREGNANIN, A. & PIRINI RADRIZZANI, C. (1981): The Margaritatus Zone (Domerian, Rosso Ammonitico) of the Alpe Turati, Como (Italy). In: FARINACCI, A. & ELMI, S. (Ed.): *Rosso Ammonitico Symp. Proc.* (p.301–309). – Tecnoscienza, Roma.
- FANTONI, R., BERSEZIO, R. & FORCELLA, F. (2004): Alpine structure and deformation chronology at the Southern Alps – Po Plain border in Lombardy. – *Boll. Soc. geol. ital.* 123/3, 463–476.
- FANTONI, R., BERSEZIO, R., FORCELLA, F., GORLA, L., MOSCONI, A. & PICOTTI, V. (1999): New dating of the Tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearing on the interpretation of the Alpine tectonic history. – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 51/1, 47–61.
- FANTONI, R. & SCOTTI, P. (2003): Thermal record of the Mesozoic extensional tectonics in the Southern Alps. – *Atti. ticin. Sci. Terra, Ser. spec.* 9, 96–101.
- FARABEGOLI, E. & ZANCHE, V. DE (1984): A revision of the Anisian stratigraphy in the Western Southern Alps west of Lake Como. – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 36, 391–401.
- FEIJTH, J. (2002): Palaeozoic and Mesozoic tectono-metamorphic development and geochronology of the Orobic chain (Southern Alps, Lombardy, Italy). – *Diss. tech. Hochsch. Berlin.*
- FELBER, M. (1993): La storia geologica del tardo-Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera). – *Tesi dottor. No 10125, ETH Zürich.*
- FELBER, M., FREI, W. & HEITZMANN, P. (1991): Seismic evidence of pre-Pliocene valley formation near Novazzano (Ticino, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 84/3, 753–761.
- FELLIN, M.G., SCIUNNACH, D., TUNESI, A., ANDÒ, S., GARZANTI, E. & VEZZOLI, G. (2005): Provenance of detrital apatites from the Upper Gonfolite Lombarda Group (Miocene, NW Italy). – *GeoActa (Bologna)* 4, 43–56.
- 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.
- FINCKH, P. (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.
- FIorentini, M. (1957): I rapporti di giacitura della Gonfolite col substrato mesozoico a Monte Olimpino (Como). – *Atti. Soc. ital. Sci. nat. Mus. civi. Storia nat. Milano* 96/1–2, 98–107.
- FÖLLMI, K.B., BÖLE, M., JAMMET, N., FROIDEVAUX, P., GODET, A., BODIN, S., ADATTE, T., FLEITMANN, D. & SPANGENBERG, J.E. (2012): Bridging the Faraoni and Selli oceanic anoxic events: late Hauterivian to early Aptian dysaerobic to anaerobic phases in the Tethys. – *Climat. Past* 8/1, 171–189.
- FONDAZIONE LERICI (1970): Studio geofisico dei fondovalle del Canton Ticino, eseguito per conto della Sezione Cantonale delle Bonifiche e del Catasto, Bellinzona. – *Fondazione Ing. C.M. Lericci del Politecnico (Milano), Ricerca No. 535.*
- FOSSA-MANCINI, E. (1925): Appunti sulla geologia di una parte del circondario di Varese. – *Boll. r. Uff. geol. Ital.* 50/8, 1–122.
- FRANZ, L. & ROMER, R.L. (2007): Caledonian high-pressure metamorphism in the Strona-Ceneri Zone of southern Switzerland and northern Italy. – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 457–467.

- FRAUENFELDER, A. (1916): Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. – *Eclogae geol. Helv.* 14/3, 245–367.
- FUMASOLI, M. (1974): Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Jorio-Tonale-Linie im Westen von Gravedona. – Diss. Univ. Zürich.
- FURRER, H. (1995): The Kalkschieferzone (Upper Meride Limestone) near Meride (Canton Ticino, Southern Switzerland) and the evolution of a Middle Triassic intraplateau basin. – *Eclogae geol. Helv.* 88/3, 827–852.
- (1999): Aktuelle Grabungen in den Unteren Meride-Kalken bei Acqua del Ghiffo. In: *Paläontologie in Zürich: Fossilien und ihre Erforschung in Geschichte und Gegenwart* (p. 87–103). – Zoologisches Museum der Universität Zürich.
 - (2003): Der Monte San Giorgio im Südtessin – Vom Berg der Saurier zur Fossil-Lagerstätte internationaler Bedeutung. – *Njbl. natf. Ges. Zürich* 206 (2004).
- FURRER, H. & VANDELLI, A. (2014): Guida al museo dei fossili del Monte San Giorgio, Meride. – Fondazione del Monte San Giorgio, Meride.
- GABERT, P. (1962): Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts. – Louis Jean, Gap.
- GAETANI, M. (1975): Jurassic stratigraphy of the Southern Alps. In: SQUYRES, C.H. (Ed.): *Geology of Italy* (p. 377–402) – Earth Sci. Soc. Libyan arab. Repub., Tripoli.
- (1983): Elementi stratigrafici e strutturali della galleria Bellano-Varenna (Nuova S. S. 36) (Como). – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 88, 1–10.
- GAETANI, M. & FANTINI SESTINI, N. (1978): La Zona a Margaritatus (Domeriano) nella successione dell'Alpe Turati (Como). – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 84, 531–560.
- GAETANI, M. & POLIANI, G. (1978): Il Toarciano e il Giurassico medio in Albenga. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 84, 349–382.
- GAGGERO, L., BERGOMI, M., ELTER, F.M., GREYER, N., RONCHI, A. & ZANCHETTA, S. (2016): Stratigraphy, U-Pb dating and structural control of post-Variscan volcanism in Sardinia and Southalpine. – 35th Int. Geol. Congr. Cape Town, 28 August – 4 September 2016.
- GAILLARD, C. & OLIVERO, D. (2009): The ichnofossil *Halimedes* in Cretaceous pelagic deposits from the Alps: Environmental and ethological significance. – *Palaios* 24/4, 257–270.
- GALIMBERTI, M. & UGGERI, A. (1986): Contributo alla conoscenza del fenomeno carsico nella Provincia di Varese: il Monte Orsa-Pravello. In: *Atti del XII Convegno di Speleologia Lombarda, Brescia, 6–8 dicembre 1986*. – *Monogr. di Nat. bresciana* 12/1991, 17–43.
- GARZANTI, E. & MALUSA, M.G. (2008): The Oligocene Alps: Domal unroofing and drainage development during early orogenic growth. – *Earth planet. Sci. Lett.* 268/3, 487–500.
- GASPERINI, G. (2013): Caratterizzazione geochimica dell'acquifero di Chiasso, Svizzera. – Corso di laurea magistrale in Scienze Ambientali, Università di Pisa.
- GEBAUER, D. (1993): The pre-Alpine evolution in the continental crust of the central Alps – an overview. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): *Pre-Mesozoic geology in the alps* (p. 625–639). – Springer, Berlin, Heidelberg.
- GELATI, R., CASONE, A. & PAGGI, L. (1982): Le unità stratigrafiche Aptiano–Maastrichtiane delle Prealpi Bergamasche. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 88/1, 75–112.
- GELATI, R., NAPOLITANO, A. & VALDISTURLO, A. (1988): La «Gonfolite Lombarda»: stratigrafia e significato nell'evoluzione del margine Sudalpino. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 94/2, 285–332.
- (1991): Results of studies on the Meso-Cenozoic succession in the Monte Olimpino 2 tunnel. The tectono-sedimentary significance of the «Gonfolite lombarda». – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 97/3–4, 565–594.

- GIANOLA, O., SCHMIDT, M.W., QUADT, A. VON, PEYTSHEVA, I., LURASCHI, P. & REUSSER, E. (2014): Continuity and geochemistry and time of the Tertiary Bergell intrusion (Central Alps). – *Swiss J. Geosci.* 107/2–3, 197–222.
- GIBBARD, P.L., HEAD, M.K., WALKER, M.J. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010): Formal ratification of the Quaternary system/period and the Pleistocene series/epoch with a base at 2,58 Ma. – *J. Quatern. Sci.* 225/2, 96–102.
- GIBBARD, P. & KOLFSCHOTEN, T. VAN (2004): The Pleistocene and Holocene Epochs. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. (Ed.): *A geologic time scale* (p.441–452). – Cambridge University Press, Cambridge.
- GIGER, M. (1991): Geologische und petrographische Studien an Geröllen und Sedimenten der Gonfolite Lombarda Gruppe (Südschweiz, Norditalien) und Vergleich mit dem alpinen Hinterland. – *Diss. Univ. Bern*.
- GIGER, M. & HURFORD, A. (1989): Tertiary intrusives of the Central Alps: their Tertiary uplift, erosion, redeposition and burial in the south-alpine foreland. – *Ecologae geol. Helv.* 83/3, 857–866.
- GIOVANOLI, F. (1979): A comparison of the magnetization of detrital and chemical sediment from Lake Zürich. – *Geophys. Res. Lett.* 6/4, 233–235.
- GNACCOLINI, M. (1964): Il Trias in Lombardia (studi geologici e paleontologici) VII. Il Retico nella Lombardia Occidentale. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 70, 467–522.
- GOVI, M. (1960): Geologia del territorio compreso tra il lago di Lugano e la Val Marchirolo. – *Stud. Ric. Divisione Geomin.* 3., Comit. naz. Ric. Nucl., Roma.
- GRAETER, P. (1951): Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 31/2, 361–483.
- GREBER, E., LEU, W., BERNOULLI, D., SCHUMACHER, M.E. & WYSS, R. (1997): Hydrocarbon provinces in the Swiss Southern Alps – a gas geochemistry and basin modelling study. – *Marine Petroleum Geol.* 14/1, 3–25.
- GRUNAU, H.R. (1959): Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiorit-führender Sedimentserien der Zentral-Alpen. – *Int. sediment. Petrogr. Ser.* 4.
- GUAITANI, F. (1944): Revisione della fauna dei lembi pliocenici delle Prealpi Lombarde. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 50, 1–29.
- GUNZENHAUSER, B.A. (1985): Zur Sedimentologie und Palaeogeographie der oligo-miocänen Gonfolite Lombarda zwischen Lago Maggiore und der Brianza. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 159.
- 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. & STREIT, J.E. (1997): Mechanics and mechanisms of magmatic underplating: Inferences from mafic veins in deep crustal mylonites. – *Earth planet. Sci. Lett.* 165/3, 271–286.
- HANDY, M.R. & ZINGG, A. (1991): The tectonic and rheological evolution of attenuated cross section of the continental crust: Ivrea crustal section, southern Alps, northwestern Italy and southern Switzerland. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 103/2, 236–253.
- HARADA, T. (1883): Das Luganer Eruptivgebiet. – *N. Jb. Mineral. [B]* 2, 1–48
- HÄRING, M. (1980): Zur Sedimentologie des Lombardischen Oberkreideflysches zwischen dem Lago Maggiore und Lecco. – *Diss. Univ. Basel*
- HARLOFF, C.E.A. (1927): The geology of the porphyry district of Lugano between Ponte Tresa and Luino. – *Leidse geol. Meded.* 7/2, 115–222.

- HAUER, F.R. VON (1858): Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei. – Verh. k.k. geol. Reichsanst. 9, 445–496.
- HEIM, A. (1906): Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocäenfiord der Breggiaschlucht. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 51, 1–43.
- (1921): Geologie der Schweiz. Band II/1, Die Schweizer Alpen. – Tauchnitz, Leipzig.
- HEINIGER, C. (1978): Gesteins- und palaeomagnetische Eigenschaften der permischen Vulkanite aus den westlichen Südalpen. – Diss. ETH Zürich Nr. 6204.
- (1979): Palaeomagnetic and rock magnetic properties of the Permian volcanics in the western Southern Alps. – Z. Geophys. 46/4, 397–411.
- HEITZMANN, P. (1987): Evidence of late oligocene/early miocene backthrusting in the central alpine «root zone». – Geodinam. Acta 1/3, 183–192.
- HENK, A.L., FRANZ, L., TEUFELS, 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.
- HERB, R. (1976): Das Alter der eozänen Sedimente im südwestlichen Varesotto (Norditalien). – Eclogae geol. Helv. 69/3, 821–825.
- HESS, H. (2006): Crinoids (Echinodermata) from the Lower Jurassic (Upper Pliensbachian) of Arzo, southern Switzerland. – Schweiz. paläont. Abh. 126.
- HODGES, K.V. & FOUNTAIN, D.M. (1984): Pogallo Line, South Alps, northern Italy: An intermediate crustal level, low-angle normal fault? – Geology 12/3, 151–155.
- HOFFMANN, F. (1833): Observations faites avec M. Escher fils sur les porphyres du bord méridionales des Alpes dans le canton du Tessin. – Bull. Soc. géol. France 4, 103.
- HOFMANN, F. (1966): Vergleichende sedimentpetrographische Untersuchungen im Südtessin. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46/1, 97–110.
- HORNER, F. & HELLER, F. (1983): Lower Jurassic magnetostratigraphy at Breggia Gorge (Ticino, Switzerland) and Alpe Turati (Como, Italy). – Geophys. J. r. astron. Soc. (Geophys. J. int.) 73/3, 705–718.
- HSÜ, K.J. (1976): Paleooceanography of the Mesozoic Alpine Tethys. – Spec. Pap. geol. Soc. Amer. 170.
- HSÜ, K.J., RYAN, W.B.F. & CITA, M.B. (1973): Late Miocene desiccation of the Mediterranean. – Nature 242, 240–244.
- 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, 181–231.
- 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. – Contr. Mineral. Petro. 92/4, 413–427.
- HUSEN, D. VAN (1999): Geological processes during the Quaternary. – Mitt. österr. geol. Ges. 92, 135–156.
- IGC [Istituto Geologico Cantonale] (1989): Monte Generoso idrogeologia. – Dipt. Amb., Sez. Protez. Acque, Bellinzona.
- IRVING, E. (1977): Drift of the major continental blocks since the Devonian. – Nature 270, 304–309.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – J. Quatern. Sci. 21/2, 115–130.

- JADOUL, F. (1985): Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali. – Riv. ital. Paleont. Stratigr. *91/4*, 479–512.
- JADOUL, F., BERRA, F. & FRISIA, S. (1992): Stratigraphic and paleogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic regime: the example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy). – Riv. ital. Paleont. Stratigr. *98/1*, 29–43.
- JADOUL, F. & GALLI, M.T. (2008): The Hettangian shallow water carbonates after the Triassic/Jurassic biocalcification crisis: the Albenza Formation in the Western Southern Alps. – Riv. ital. Paleont. Stratigr. *114/3*, 453–470.
- JENKYN, H.C. (1974): Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In: HSÜ, K.J. & JENKYN, H.C. (Ed.): Pelagic sediments on land and under the sea (p.249–271). – Spec. Publ. int. Assoc. Sediment. *1*.
- (1988): The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. – Amer. J. Sci. *288/2*, 101–151.
- (2010): Geochemistry of oceanic anoxic events. – Geochem., Geophys., Geosystems *11/3*. DOI: 10.1029/2009GC002788.
- JENKYN, H.C. & CLAYTON, C.J. (1986): Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. – Sedimentology *33/1*, 87–106.
- JONGMANS, W.J. (1960): Die Karbonflora der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *108*.
- JUD, R. (1994): Biochronology and Systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. – Mém. Géol. (Lausanne) *19*.
- KÄLIN, O. & TRÜMPY, D.M. (1977): Sedimentation und Paläotektonik in den westlichen Südalpen: Zur triassisch-jurassischen Geschichte des Monte Nudo-Beckens. – Eclogae geol. Helv. *70/2*, 295–350.
- KEEN, C.E., BOUTILLIER, R., DE VOOGT, B., MUDFORD, B. & ENACHESEN, M.E. (1987): Crustal geometry and extensional models for the Great Banks, eastern Canada: constraints from deep seismic reflection data. In: BEAUMONT, C. & TANKARD A.J. (Ed.): Sedimentary basins and basin-forming mechanisms (p. 101–115). – Mem. canad. Soc. Petroleum Geol. *12*.
- KELLER, W.A. (1988): Liste der ¹⁴C-Daten 1975–1987. – Phys. Geogr. *26*, 33.
- KLEBOH, P. (1982): Stratigraphie und Sedimentologie der höheren Oberkreide und des Alttertiärs der Brianza (Povinz Como, Italien). – Mem. Sci. geol. (Padova) *35*, 213–292.
- KOCHER, R.N. (1981): Biochronostratigraphische Untersuchungen oberjurassischer Radiolarienführender Gesteine, insbesondere der Südalpen. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *234*.
- KOOMANS, C.M. (1937): Der Chemismus des Luganer Porphyrgbietes. – Leidse geol. Meded. *9/1*, 19–77.
- KOPP, J. (1953): Die Kohlenwasserstoff-Vorkommen des Sottoceneri. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *20/59*, 13–17.
- KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M. (1971): A study of inherited and newly formed zircons from paragneisses and granitised sediments of the Strona-Ceneri Zone (southern Alps). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *51/2–3*, 385–409.
- KRÜGER, T. (2015): A l'aube de l'âge de glace. In: KUPPER, P. & SCHÄR, B.C. (Ed.): Les naturalistes. A la découverte de la Suisse et du monde (1850–2015) (p. 17–34). – Hier und Jetzt Verlag, Baden.
- KRZEMINSKI, W. & LOMBARDO, C. (2001): New fossil Ephemeroptera and Coleoptera from the Ladinian (Middle Triassic) of Canton Ticino (Switzerland). – Riv. ital. Paleont. Stratigr. *107/1*, 69–78.

- KUHN-SCHNYDER, E. (1974): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. – Njbl. natf. Ges. Zürich 176.
- KUHN-SCHNYDER, E. & VONDERSCHMITT, L. (1953): Geologische und paläontologische Probleme des Südtessins. – *Eclogae geol. Helv.* 46/2, 223–236.
- LAUBSCHER, H.P. (1985): Large-scale, thin-skinned thrusting in the Southern Alps: kinematic models. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 96/6, 710–718.
- (1988): Material balance in Alpine orogeny. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 100/9, 1313–1328.
- (1990): The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3-D material balance considerations and regional consequences. – *Tectonophysics* 176/1–2, 103–121.
- LAUBSCHER, H. & BERNOULLI, D. (1977): Mediterranean and Tethys. In: NAIRN, A.E.M., KANES, W.H. & STEHLI, F.G. (Ed.): *The ocean basins and margins 4A: The Eastern Mediterranean* (p. 1–28). – Plenum Publ. Corp., New York.
- LAVIZZARI, L. (1863): Escursioni nel Cantone Ticino. – Veladini, Lugano.
- LEHNER, P. (1952): Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. San Salvatore bei Lugano. – *Eclogae geol. Helv.* 45/1, 85–159.
- LEONI, R. (2004): Comune di Ligornetto: zone di protezione pozzi. Rapporto idrogeologico. – Rapp. tec., Ist. Sc. Terra, Canobbio.
- LEPSIUS, R. (1878): Das westliche Süd-Tirol, geologisch dargestellt. – Hertz, Berlin.
- LESS, G., ÖZCAN, E., PAPAZZONI, C.A. & STOCKAR, R. (2008): The middle to late Eocene evolution of nummulitid foraminifer *Heterostegina* in the Western Tethys. – *Acta palaeont. pol.* 53/2, 317–350.
- LEUZINGER, P. (1926): Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori u. der Sedimentzone Luganersee-Valcuvia. – *Eclogae geol. Helv.* 20/1, 90–157.
- LIATI, A., GEBAUER, D. & FANNING, M. (2000): U/Pb SHRIMP dating of zircon from the Novate granite (Bergell, Central Alps): evidence for Oligocene–Miocene magmatism, Jurassic/Cretaceous continental rifting and opening of the Valais trough. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 80/3, 305–316.
- LINI, A. (1994): Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy of the Maiolica Formation, Southern Alps (Northern Italy and Southern Switzerland). – Diss. ETH Zürich Nr. 1049.
- LINI, A., WEISSERT, H. & ERBA, E. (1992): The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. – *Terra Nova* 4/3, 374–384.
- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. – *Paleoceanography* 20/1, PA1003. DOI: 10.1029/2004PA001071.
- LISTER, G.S. (1988): A 15,000-year isotopic record from Lake Zürich of deglaciation and climatic change in Switzerland. – *Quatern. Res.* 29/2, 129–141.
- LIVIO, F., BERLUSCONI, A., CHUNGA, K., MICHETTI, A.M. & SILEO, G. (2011): New stratigraphic and structural evidence for Late Pleistocene surface faulting along the Monte Olimpino Backthrust (Lombardia, N Italy). – *Rend. online Soc. geol. ital.* 14, 17–25.
- LOMBARDO, C. (2013): A new basal actinopterygian fish from the Late Ladinian of Monte San Giorgio (Canton Ticino, Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 106/2, 219–230.
- LOMBARDO, C., RENESTO, S., TINTORI, A. & TONA, D. (2012): A new species of *Sangiorgioichthys* (Actinopterygii, Semionotiformes) from the Kalkschieferzone of Monte San Giorgio (Middle Triassic; Meride, Canton Ticino, Switzerland). – *Boll. Soc. paleont. ital.* 51/3, 203–212.
- LONGO, V. (1966): Fossili pliocenici di Pontegana e Castel di Sotto. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 57, 31–40.

- LONGO, V. (1968): Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese. – Diss. Univ. Zürich.
- LÓPEZ-ARBARELLO, A., BÜRGIN, T., FURRER, H. & STOCKAR, R. (2016): New holostean fishes (Actinopterygii: Neopterygii) from the Middle Triassic of the Monte San Giorgio (Canton Ticino, Switzerland). – *PeerJ* 4:e2234. DOI: 10.7717/peerj.2234.
- LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1944): Une ammonite cénomaniennne dans le Flysch de la Breggia. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 203–206.
- LURATI, C. (1852): Stabio: le sue sorgenti minerali e i suoi dintorni. – Veladini, Lugano.
- LUTERBACHER, H.P. (1965): Das Scaglia-Profil der Breggia bei Balerna. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 31/81, 161–168.
- MAIRONI DA PONTE, G. (1819): Dizionario opeporico o sia storico-politico-naturale della provincia bergamasca. – Mazzoleni, Bergamo.
- MALUSÀ, M.G., VILLA, I.M., VEZZOLI, G. & GARZANTI, E. (2011): Detrital geochronology of unroofing magmatic complexes and the slow erosion of Oligocene volcanoes in the Alps. – *Earth planet. Sci. Lett.* 301/1, 324–336.
- MANATSCHAL, G. & BERNOULLI, D. (1999): Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria. – *Tectonics* 18/6, 1099–1119.
- MANCIN, N., CERIANI, A., TAGNI, F. & BRAMBILLA, G. (2001): La Formazione di Ternate (Italia settentrionale): contenuto micropaleontologico e caratterizzazione petrografica. – *Atti. ticin. Sci. Terra* 42, 37–46.
- MARIANI, E. (1904): Appunti geologici sull secondario della Lombardia occidentale. – *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano* 43, 113–157.
- MARTINELLI, E. (2014): Analisi palinologiche e geofisiche per la ricostruzione delle trasformazioni ambientali nella regione lariana tra Tardiglaciale e Olocene: nuovi dati dal sondaggio di Piazza Verdi a Como. – Tesi dottor. Univ. degli Studi dell'Insubria, Sede di Como (non pubbl.).
- MARTINIS, B. (1950): La microfauna dell'affioramento pliocenico di Casanova Lanza (Como). – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 56, 55–64.
- MATTIOLI, E. & ERBA, E. (1999): Synthesis of calcareous nannofossil events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 105, 343–376.
- MAYER, A., CORTIANI, G., DAL PIAZ, G.V., DELOULE, E., DE PIERI, R. & JOBSTRAIBIZER, P. (2003): U-Pb single zircon ages of the Adamello batholith, Southern Alps. – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 55, 151–167.
- MAYER, C. (1876): La vérité sur la Mer Glaciale au pied des Alpes. – *Bull. Soc. géol. France* [3] 4, 199–222.
- MAZZUCHELLI, M., ZANETTI, A., RIVALENTI, G., VANNUCCI, R., CORREIA, C.T. & TASSINARI, C.C.G. (2010): Age and geochemistry of mantle peridotites and diorite dykes from the Baldissero body. Insights into the Paleozoic-Mesozoic evolution of the southern Alps. – *Lithos* 119/3, 485–500.
- MCDougALL, I. & HARRISON, T.M. (1999): Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. – Oxford University Press, Oxford.
- MCMANUS, J.F., OPPO, D.W. & CULLEN, J.L. (1999): A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. – *Science* 283/5404, 971–975.
- MEISTER, P., MCKENZIE, J.A., BERNASCONI, S.M. & BRACK, P. (2013): Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. – *Sedimentology* 60/1, 270–291.

- MENEGATTI, A.P., WEISSERT, H., BROWN, R.S., TYSON, R.V., FARRIMOND, P., STRASSER, A. & CARON, M. (1998): High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian «Livello Selli» of the Alpine Tethys. – *Paleoceanography* 13/5, 530–545.
- MERIAN, P. (1854a): Muschelkalk-Versteinerungen im Dolomit des Monte San Salvatore. – *Verh. natf. Ges. Basel* 1, 84–90.
- (1854b): Ueber die Flötzformationen in der Umgebung von Mendrisio. – *Verh. natf. Ges. Basel* 1, 71–84.
- MICHETTI, A.M., GIARDINA, F., LIVIO, F., MUELLER, K., SERVA, L., SILEO, G., VITTORI, E., DEVOTI, R., RIGUZZI, F., CARCANO, C., ROGLEDI, S., BONADEO, L., BRUNAMONTE, F. & FIORASO, G. (2012): Active compressional tectonics, Quaternary capable faults, and the seismic landscape of the Po Plain (northern Italy). – *Ann. Geophys.* 55/5, 969–1001.
- MONTAGNA, M., HAUG, J.T., STRADA, L., HAUG, C., FELBER, M. & TINTORI, A. (2017): Central nervous system and muscular bundles preserved in a 240 million year old giant bristletail (Archaeognatha: Machilidae). – *Sci. Rep.* 7: 46016. DOI: 10.1038/srep46016.
- MOREAU, M.-G., BUCHER, H., BODERGAT, A.-M. & GUEx, J. (2002): Pliensbachian magnetostratigraphy: new data from Paris Basin (France). – *Earth planet. Sci. Lett.* 203/2, 755–767.
- MULCH, A., COSCA, M.A. & HANDY, M.R. (2002b): In-situ UV-laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of a micaceous mylonite: An example of defect-enhanced argon loss. – *Contr. Mineral. Petrol.* 142/6, 738–752.
- MULCH, A., ROSENAU, M., DÖRR, W. & HANDY, M. (2002a): The age and structure of dikes along the the contact of the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones (southern Alps, Northern Italy, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 82/1, 55–76.
- MÜLLER, W. (1964): Conodonten aus der mittleren Trias der Tessiner Kalkalpen. – *Eclogae geol. Helv.* 57/2, 747–753.
- (1965): Beitrag zur Sedimentologie der Grenzbitumenzone vom Monte San Giorgio (Kt. Tessin) mit Rücksicht auf die Beziehung Fossil-Sediment. – *Diss. Univ. Basel*.
- MÜLLER, W., SCHMID, R. & VOGT, P. (1964): Vulcanogene Lagen aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio in den Tessiner Kalkalpen. – *Eclogae geol. Helv.* 57/2, 431–450.
- MUNDIL, R., PÁLFY, J., RENNE, P.R. & BRACK, P. (2010): The Triassic timescale: New constraints and a review of geochronological data. In: LUCAS, S.G. (Ed.): *The Triassic timescale* (p. 41–60). – *Spec. Publ. geol. Soc., London* 334/1.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. – *Mem. Soc. geol. ital.* 11, 161–199.
- MUTTONI, G., KENT, D.V., GARZANTI, E., BRACK, P., ABRAHAMSEN, N. & GAETANI, M. (2003): Early Permian Pangea B to Late Permian Pangea A. – *Earth planet. Sci. Lett.* 215/3, 379–394.
- NANGERONI, G. (1954a): Il glaciale quaternario nell'anfiteatro del Verbano e lungo i rami del Lario. – *Rend. Ist. lomb., Accad. Sci. Lett.* 87, 653–664.
- (1954b): I terreni pleistocenici dell'anfiteatro morenico del Verbano e del territorio varesino. – *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano* 93/1–2, 7–106.
- (1956): I criteri seguiti nella distinzione delle diverse glaciazioni nell'anfiteatro morenico del Verbano-Ceresio. In: *Actes du IV Congrès de l'Association Internationale pour l'Etude du Quaternaire (INQUA), Rome-Pise 1953*. – Castaldi, Roma.
- NEGRI, G. & SPREAFICO, G. (1869): Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano. – *Mem. r. Ist. lomb., Accad. Sci. Lett.* [3], 11/2.

- NERI, P., RODEGHIERO, F. & ROSSI C. (1996): Rapporti tra mineralizzazioni di tipo filoniano e di tipo legato agli strati nell'area Besano-Monte San Giorgio (Lombardia settentrionale - Ticino meridionale). – *Geol. insubr. 1*, 17–28.
- NEUWEILER, F. & BERNOULLI, D. (2005): Mesozoic (Lower Jurassic) red stromatactis limestones from the Southern Alps (Arzo, Switzerland): calcite mineral authigenesis and syneresis-type deformation. – *Int. J. Earth Sci. 94/1*, 130–146.
- NGRIP [North Greenland Ice Core Project] – Members (2004): High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. – *Nature 431*, 147–151.
- NIESSEN, F. & KELTS, K. (1989): The deglaciation and Holocene sedimentary evolution of southern perialpine Lake Lugano – implications for Alpine paleoclimate. – *Eclogae geol. Helv. 82/1*, 235–263.
- NIESSEN, F., WICK, L., BONANI, G., CHONDROGIANNI, C. & SIEGENTHALER, C. (1992): Aquatic system response to climatic and human changes: productivity, bottom water oxygen status, and sapropel formation in Lake Lugano over the last 10000 years. – *Aquat. Sci. 54/3–4*, 257–276.
- NOSEDA, N. (2014): Risanamento tunnel FFS Coldrerio. Riduzione dell'estensione delle zone di protezione delle acque sotterranee. Prove di tracciamento. Analisi solventi clorurati. Misurazioni piezometriche. Relazione Idrogeologica.
- OESCHGER, H., SCHWARZ, U. & GFELLER, C. (1959): Bern radiocarbon dates I. – *Radiocarbon 1/1*, 133–143.
- OMBONI, G. (1855): Série des terrains sédimentaires de la Lombardie. – *Bull. Soc. géol. France 12*, 516–543.
- (1861): I ghiacciaj antichi e il terreno erratico in Lombardia. – *Atti Soc. ital. Sci. nat. 3*, 232–299.
- (1877): Il mare glaciale e il Pliocene ai piedi delle Alpi lombarde. – *Atti Soc. ital. Sci. nat. us. civ. Storia nat. Milano 19*, 371–384.
- OPAC [Ordinanza federale sulla protezione delle acque] (1998): Ordinanza RS 814.201 del 28 Ott. 1998. – Consiglio federale svizzero.
- OPPIZZI, P. (2005a): Comune di Meride; zona di protezione delle sorgenti e del pozzo. – Rapporto idrogeologico, Meride.
- (2005b): Comune di Stabio. Verifica delle zone di protezione del pozzo 626.005. – Rapporto idrogeologico, Stabio.
- (2007): Il cementificio della Saceba. In: OPPIZZI, P. & SPINEDI, F. (Ed.): Il parco delle Gole della Breggia, contributi alla sua conoscenza. – *Mem. Soc. ticin. Sci. nat. Museo cant. Storia nat. 9*, 175–180.
- OPPIZZI, P., CAMANA, G., NERI, P., ROSSI, C., RODEGHIERO, F. & BERNASCONI, E. (1999): Le mineralizzazioni filoniane a barite e fluorite del Monte San Giorgio (Cantone Ticino meridionale). – *Geol. insubr. 4/2*, 77–87.
- OROMBELLI, G. (1974): Alcune date ¹⁴C per il Quaternario lombardo. – *Studi trent. Sci. nat. 51/2*, 125–127.
- (1979): Il Ceppo dell'Adda: revisione stratigrafica. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr. 85/2*, 573–652.
- (1983a): I depositi würmiani del Comasco. – *Geogr. fis. dinam. Quat. 6/2*, 174–175.
- (1983b): Il Pleistocene superiore in Italia – I depositi glaciali. – *Geogr. fis. dinam. Quat. 6/2*, 179–180.
- PANZERA, O. (1934): Fossili pliocenici di Balerna. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat. 29*, 90–99.

- PARONA, C.F. (1898): Contribuzione alla conoscenza delle Ammoniti liassiche di Lombardia: parte III. Ammoniti del calcare nero di Moltrasio, Carenno, Civate nel Bacino lariano. – Mém. Soc. paléont. suisse 25.
- PASQUARÈ, G. (1965): Il Giurassico Superiore nelle Prealpi Lombarde. – Riv. ital. Paleont. Stratigr. Mem. 11.
- PASSERI, L.D. (1969): Marna di Bruntino. Studi ill. Carta Geol. d'Italia, Formazioni Geologiche, fasc. 2, 41–47. – Serv. geol. Italia, Nuova Tecn. Grafica, Roma.
- PASTORELLI, S., MARINI, L. & HUNZIKER, J.C. (1999): Water chemistry and isotope composition of the Acquarossa thermal system, Ticino, Switzerland. – Geothermics 28/1, 75–93.
- PEDROZZI, G. (2000): Comune di Chiasso e Balerna. Azienda Pozzo Pra Tiro – zone di protezione. Relazione idrogeologica. – Rapp. tec., Ist. Sc. Terra, Canobbio.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Band 3: Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. – Tauchnitz, Leipzig.
- PENCK, A., BRÜCKNER, E. & DU PASQUIER, L. (1894): Le système glaciaire des Alpes. Guide publié à l'occasion du Congrès Géologique International (6^{ème} session à Zurich, 1894). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 22, 1–86.
- PERA, S. (2008): Comune di Chiasso. Zone di protezione della sorgente Rovagina. – Ist. Sci. Terra, Canobbio.
- (2009): Groundwater protection in karst regions: An example of Southern Switzerland. – Proceedings of Geokarst. Hanoi, Vietnam, 12–15 November 2009.
- PERA, S., & BRONZINI, S. (2013): Prova di tracciamento Monte Generoso. – Ist. Sci. Terra, Canobbio.
- PETIT, J.-R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N.I., BARNOLA, J.-M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M., DELAYGUE, G., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V.M., LEGRAND, M., LIPENKOV, V.Y., LORIUS, C., PÉPIN, L., RITZ, C., SALTZMANN, E. & STIEVENARD, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. – Nature 399, 429–436.
- PETROGEO (1971): Pozzo Brenno 1. – Uff. naz. Min. Idrocarb. Georis., unmig.sviluppoeconomico.gov.it/vidempi/pozzi/pozzi.asp (27.6.2018)
- PEYER, B. (1931a): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. I. Einleitung. – Schweiz. paläont. Abh. 50, 1–5.
- (1931b): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. II. *Tanystropeus longobardicus* Bass. sp. – Schweiz. paläont. Abh. 50, 7–110.
- (1931c): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. IV. *Ceresiosaurus calcagnii* nov. gen. nov. spec. – Schweiz. paläont. Abh. 51, 1–68.
- (1936): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. X. *Clarazia schinzi* nov. gen. nov. spec. – Schweiz. paläont. Abh. 57, 1–61.
- (1944): Die Reptilien vom Monte San Giorgio. – Njbl. natf. Ges. Zürich. 146.
- PIFFNER, O.A., HEITZMANN, P., LEHNER, P., FREY, W., PUGIN, A. & FELBER, M. (1997): Incision and backfilling of Alpine valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes. In: PIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps – results from National Research Program 20 (NRP 20) (p. 265–288). – Birkhäuser, Basel.
- PFISTER, M. (1921): Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen mit spezieller Berücksichtigung der miozänen Nagelfluh. – Diss. Univ. Zürich.
- PICOTTI, V., CAPOZZI, R., BERTOZZI, G., MOSCA, F., SITTA, A. & TORNAGHI, M. (2007): The Miocene Petroleum System of the Northern Apennines in the Central Po Plain (Italy). In: LACOMBE, O., ROURE, F., LAVÉ, J. & VERGÉS, J. (Ed.): Thrust belts and foreland basins: from fold kinematics to hydrocarbon systems (p. 117–131). – Springer, Berlin, Heidelberg.

- PIERI, M. & GROPPI, G. (1981): Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. – Consiglio Naz. Ric., Roma.
- PIKA-BIOLZI, M. & FELBER, M. (2002): Foraminiferi e biostratigrafia della Scaglia della Breggia (Canton Ticino Svizzera). – *Geol. insubr.* 7, 31–42.
- PIN, C. (1986): Datation U-Pb sur zircon à 285 Ma du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia – Val Mastallone et âge tardi-hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbano (Italie). – *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 303, II/9, 827–830.
- PORTER, S. C. & OROMBELLI, G. (1982): Late-glacial ice advances in the western Italian Alps. – *Boreas* 11, 125–140.
- PREMOLI SILVA, I. (1964): Le microfaune del Pliocene di Balerna (Canton Ticino). – *Eclogae geol. Helv.* 57/2, 731–742.
- PREMOLI SILVA, I., TREMOLADA, F., SCIUNNACH, D. & SCARDIA, G. (2010): Aggiornamenti bio-cronologici e nuove interpretazioni ambientali sul Paleocene – Eocene della Brianza (Lombardia). In: OROMBELLI, G., CASSINIS, G. & GAETANI, M. (Ed.): Una nuova geologia per la Lombardia (p. 141–160). – Istituto Lombardo, Accademia di Scienze e Lettere, Milano.
- QUICK, J. E., SINIGOI, S. & MAYER, A. (1994): Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust Ivrea-Verbano zone, northern Italy. – *J. geophys. Res.* 99/B11, 21559–21573.
- QUICK, J. E., SINIGOI, S., PERESSINI, G., DEMARCHI, G., WOODEN, J. L. & SBISÀ, A. (2009): Magmatic plumbing of a large Permian caldera exposed to a depth of 25 km. – *Geology* 37/7, 603–606.
- RAGAINI, L. (1996): L'echinofauna pliocenica del Cantone Ticino nelle collezioni del Museo cantonale di storia naturale di Lugano. – *Geol. insubr.* 1, 47–58.
- RAMSAY, A. C. (1864): On the erosion of valleys and lakes. – *Philos. Mag.* 28, 293–311.
- REICH, H. (1912): Über ein neues Vorkommen von Fossilien im Servino des Luganer Sees. – *Zbl. Mineral. Geol. Palaeont.*, 702–704.
- REIMER, P. J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C. E., CHENG, H., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P. M., GUILDERSON, T. P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTÉ, C., HEATON, T. J., HOFFMANN, D. L., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KAISER, K. F., KROMER, B., MANNING, S. W., NIU, M., REIMER, R. W., RICHARDS, D. A., SCOTT, E. M., SOUTHON, J. R., STAFF, R. A., TURNEY, C. S. & PLICHT, J. VAN DER (2013): IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50 000 years cal BP. – *Radiocarbon* 55/4, 1869–1887.
- REINHARD, M. (1964): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Süd-Tessin und die darin auftretenden Ganggesteine. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 117.
- REINHARD, M., BÄCHLIN, R., GRAETER, P., LEHNER, P. & SPICHER, A. (1962): Foglio 1333 Tesserete. – *Atlante geol. Svizzera* 1: 25 000, Carta 39.
- RENFER, H. (1964): Beitrag zur Morphologie und Glaziologie des Muggiotales und angrenzender Gebiete. – *Jber. geograph. Ges. Bern* 47.
- RENZ, C. (1920): Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiet des Monte Generoso (Kanton Tessin). – *Eclogae geol. Helv.* 15/5, 523–584.
- RENZ, O. & HABICHT, K. (1985): A correlation of the Tethyan Maiolica Formation of the Breggia section (southern Switzerland) with early Cretaceous coccolith oozes of Site 534A, DSDP Leg 76 in the western Atlantic. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 383–431.
- REPOSSI, E. (1908): Osservazioni sopra alcuni minerali di Besano. – *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano* 47/1–2, 86–99.

- REPOSSI, E. (1909): Gli scisti bituminosi di Meride e Besano e la loro industria. Società anonima Miniere scisti bituminosi di Meride e Besano. – Carlo Traversa, Lugano-Mendrisio.
- (1911): Gli scisti bituminosi di Besano e la loro utilizzazione industriale. – *Natura* 2, 338–348, 353–360.
- (1922): Il conglomerato di Como. – *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano* 41, 241–255.
- (1926): La tettonica dei terreni secondari fra Como e Erba. – *Boll. r. Uff. geol. Ital.* 51/8, 1–28.
- (1929): Il rilevamento della parte orientale dell'Alta Brianza. – *Boll. r. Uff. geol. Ital.* 54/1, 1–53.
- REYNARD, E., BAILLIFARD, F., BERGER, J.-P., FELBER, M., HEITZMANN, P., HIPPE, R., JEANNIN, P.-Y., VAVRECKA-SIDLER, D. & SALIS, K. VON (2007): Géoparcs en Suisse. Un rapport stratégique. – *Plateforme Géosciences*, Berne.
- REYNARD, E., BERGER, J.-P., CONSTANDACHE, M., FELBER, M., GRANGIER, L., HÄUSELMANN, P., JEANNIN P.-Y. & MARTIN, S. (2012): Révision de l'inventaire des géotopes suisses: rapport final. – *Groupe de travail pour les géotopes en Suisse*, Lausanne.
- RICKENBACH, E. (1947): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. Die Vorkommen von bituminösen Schieferen. – *Beitr. Geol. Schweiz., geotech. Ser.* 26/1, 4–72.
- RIEBER, H. (1969): Daonellen aus der Grenzbitumenzone der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 657–683.
- (1973a): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. XXII. Cephalopoden aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz). – *Schweiz. paläont. Abh.* 93.
- (1973b): Ergebnisse paläontologisch-stratigraphischer Untersuchungen in der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 66/3, 667–685.
- (1977): Eine Ammonitenfauna aus der oberen Maiolica der Breggia-Schlucht (Tessin/Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 70/3, 777–787.
- (1980): Ein Conodonten-Cluster aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kanton. Tessin/Schweiz). – *Ann. nathist. Mus. Wien* 83, 265–274.
- RIVALENTI, G., GARUTTI, G. & RÖSSI, A. (1975): The origin of the Ivrea-Verbano basic formation (Western Italian Alps) – Whole rock geochemistry. – *Boll. Soc. geol. ital.* 94/5, 1149–1186.
- RIVALENTI, G., ROSSI, A., SIENA, F. & SINIGOI, S. (1984): The layered series of the Ivrea-Verbano igneous complex, Western Alps, Italy. – *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.* 33/2, 77–99.
- RIZZINI, A. & DONDI, L. (1978): Erosional surfaces of Messinian age in the subsurface of the Lombardian Plain (Italy). – *Marine Geol.* 27/3–4, 303–325.
- (1979): Messinian evolution of the Po Basin and its economic implications (hydrocarbons). – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 29, 41–74.
- ROBERTSON, A. & BERNOULLI, D. (1982): Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands). In: RAD, U. VON, HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. (Ed.): *Geology of the Northwest African continental margin* (p. 489–525). – Springer, Berlin.
- RODE, K.P. (1941): The geology of the Morcote Peninsula and the petro-chemistry of the porphyry magma of Lugano. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 21/2, 194–312.
- ROEDER, D. (1992): Thrusting and wedge growth, Southern Alps of Lombardy (Italy). – *Tectonophysics* 207/1, 199–243.
- RÖGL, F., CITA, M.B., MÜLLER, C. & HOCHULI, P. (1975): Biochronology of conglomerate bearing molasse sediments near Como (Italy). – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 81/1, 57–88.

- ROSSI, S., ALBERTI, F., FELBER, M. & BINI, A. (1991): Evidenze di fluttuazioni glaciali würmiane nella bassa valle della Breggia (Cernobbio, Como). – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 79, 25–47.
- ROURE, F., POLINO, R. & NICOLICH, R. (1990): Early Neogene deformation beneath the Po Plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution. In: ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (Ed.): *Deep structure of the Alps* (p.309–322). – *Mém. Soc. géol. France* 156.
- RUTISHAUSER, V. (1977): Mikropaläontologische, sedimentologische und lithologische Untersuchungen im Flysch zwischen Balerna und Mendrisio. – *Diplomarb. ETH Zürich*.
- (1986): Das Südtessin im Neogen: zwischen Schuttstrom und Schelfmeer – eine Fazies- und Ablagerungsraumanalyse. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich. [N.F.]* 251.
- SACCHI-VIALLI, G. & CANTALUPPI, G.M. (1961): Revisione della fauna di Saltrio. II. Le ammoniti. – *Atti Ist. geol. Univ. Pavia* 12, 5–49.
- SACCO, F. (1892): L'anfiteatro morenico del Lago Maggiore. – *Ann. R. Accad. Agricolt. Torino* 35, 1–56.
- SAMPERTON, K.M., SCHOENE, B., COTTLE, J.M., KELLER, B.C., CROWLEY, J.L. & SCHMITZ, M.D. (2015): Magma emplacement, differentiation and cooling in the middle crust: Integrated zircon geochronological-geochemical constraints from the Bergell Intrusion, Central Alps. – *Chem. Geol.* 417, 322–340.
- SANDER, P.M. (1989): The pachypleurosaurids (Reptilia; Nothosauria) from the Middle Triassic of Monte San Giorgio (Switzerland) with the description of a new species. – *Phil. Trans. r. Soc. London B* 325, 561–670.
- SANDERS, C., BERTOTTI, G., TOMMASINI, S., DAVIES, G.R. & WIJBRANS, J.R. (1996): Triassic pegmatites in the Mesozoic middle crust of the Southern Alps (Italy): Fluid inclusions, radiometric dating and tectonic implications. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 505–525.
- SANTINI, L. (1956): Studio stratigrafico e micropaleontologico delle formazioni marnoso-arenacee della Gonfolite di Como. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 62, 239–265.
- SCAPOZZA, C. (2016): Evidence of paraglacial and paraperiglacial crisis in Alpine sediment transfer since the last glaciation (Ticino, Switzerland). – *Quaternaire* 27/2, 139–154.
- SCAPOZZA, C. & AMBROSI, C. (2018): Between glaciers, rivers and lakes: the geomorphological landscapes of Tessin. In: REYNARD, E. (Ed.): *Landscape and landforms of Switzerland* (in press). – Springer, Dordrecht.
- SCAPOZZA, C., ANTOGNINI, M., OPIZZI, 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.
- SCAPOZZA, C., CASTELLETTI, C., SOMA, L., DALL'AGNOLO, S. & AMBROSI, C. (2014): Timing of LGM and deglaciation in the Southern Swiss Alps. – *Géomorphol.* 20/4, 307–322.
- SCAPOZZA, C., RIFF, F. & SCHOENEICH, P. (2009): Stratigraphie, paléogéographie et dynamique tardiglaciaire du Quaternaire ancien de la Côte entre Gilly et Bursins (VD). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 91/4, 343–361.
- SCAPOZZA, C. & SCAPOZZA, G. (2013): Johann Wolfgang Goethe e il suo contributo alla conoscenza della morfogenesi alpina. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 101, 117–133.
- SCHALTEGGER, U. & BRACK, P. (2007): Crustal-scale magmatic systems during intracontinental strike-slip tectonics: U, Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the Southern Alps. – *Int. J. Earth Sci.* 96/6, 1131–1151.

- SCHALTEGGER, U., ULIANOV, A., MÜNTENER, O., OVTCHAROVA, M., PEYTCHEVA, I., VONLAN-
THEN, 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.
- SCHATZ, W. (2005): Taxonomie, Paläoökologie und biostratigraphische Anwendung der Dao-
nellen (Bivalvia, Mollusca) aus der Mitteltrias Europas. – *Schweiz. paläont. Abh.* 125.
- SCHOURING, B.W. (1978): Mikroflora aus den Meridekalken des Mte. San Giorgio (Kanton
Tessin). – *Schweiz. paläont. Abh.* 100.
- SCHLÜCHTER, C. (2004): The Swiss glacial record – a schematic summary. In: EHLERS, J. & GIB-
BARD, P.L. (Ed.): Quaternary glaciations – Extent and chronology. Part I: Europe
(p. 413–418). – Elsevier, Amsterdam.
- 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, Heidelberg.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A. & HANDY, M.R. (1987): The kinematics of movement along the In-
subric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. – *Tectonophysics* 135/1–3, 47–66.
- SCHMIDT, C. (1894): Zur Geologie der Alta Brianza. – *C. R. Cong. géol. int.*, 6^e session, 1894 Zu-
rich, 503–518.
- (1918): Die bituminösen Schiefer am Luganer-See. – *Kriegs-Industrie- und Arbeits-Amt,
Bergbaubüro, Ber.* 1002, 1–17, *geol. Ber. Landesgeol.* 1446.
- SCHMIDT, C. & STEINMANN, G. (1890): Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lu-
gano. – *Eclogae geol. Helv.* 2/1, 1–82.
- SCHNEIDER, R.E. (1978): Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der spät- und postgla-
ziales Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien).
– *Bot. Jb. Syst.* 100, 26–109.
- SCHNEIDERFRANKEN, I. (1943): Ricchezza del suolo ticinese. Studio economico sullo sfrutta-
mento delle pietre da costruzione e delle materie prime minerali. – *Ist. edit. ticin.*, Bellin-
zona.
- SCHOENE, B., SCHALTEGGER, U., BRACK, P., LATKOCZY, C., STRACKE, A. & GÜNTHER, D.
(2012): Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded
by U-Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy. – *Earth planet. Sci. Lett.* 355–356, 162–173.
- SCHÖNBORN, G. (1992): Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps. –
Mem. Sci. geol. (Padova) 44, 229–393.
- SCHUMACHER, M.E. (1997): Geological interpretation of the seismic profiles through the South-
ern Alps (lines S1–S7 and C3 south). In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P.,
MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep Structure of the Swiss Alps – Results from National
Research Program 20 (NRP 20) (p. 100–114). – Birkhäuser, Basel.
- SCHUMACHER, M.E., SCHÖNBORN, G., BERNOULLI, D. & LAUBSCHER, H. (1997): Rifting and
collision in the Southern Alps. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUEL-
LER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps – results from National Re-
search Program 20 (NRP 20) (p. 186–204). – Birkhäuser, Basel.
- SCIUNNACH, D. (2007a): Selcifero Lombardo. In: CITA, M.B., ABBATE, E., ALDIGHERI, B., BA-
LINI, M., FALORNI, P., GERMANI, D., GROPELLI, G., MANETTI, P. & PETTI, F.M. (Ed.): Car-
ta geologica d'Italia 1: 50 000 – Catalogo delle Formazioni – Unità tradizionali (2). – *Quad.
Serv. geol. Ital.*, serie III, 7/VII, 136–146.

- SCIUNNACH, D. (2007b): Radiolariti del Selcifero Lombardo. In: CITA, M.B., ABBATE, E., ALDIGHERI, B., BALINI, M., FALORNI, P., GERMANI, D., GROPELLI, G., MANETTI, P. & PETTI, F.M. (Ed.): Carta geologica d'Italia 1:50000 - Catalogo delle Formazioni - Unità tradizionali (2). - Quad. Serv. geol. Ital., Ser. III, 7/VII, 147-157.
- (2007c): Rosso ad Aptici. In: CITA, M.B., ABBATE, E., ALDIGHERI, B., BALINI, M., FALORNI, P., GERMANI, D., GROPELLI, G., MANETTI, P. & PETTI, F.M. (Ed.): Carta geologica d'Italia 1:50000 - Catalogo delle Formazioni - Unità tradizionali (2). - Quad. Serv. geol. Ital., Ser. III, 7/VII, 158-166.
- SCIUNNACH, D., GAETANI M. & ROGGI G. (2015): La successione terrigena pre-Ladinica tra Lugano e Varese (Canton Ticino, Svizzera; Lombardia, Italia). - *Geol. insubr.* 11/1, 45-61.
- SCIUNNACH, D., GARZANTI, E. & CONFALONIERI, M.P. (1996): Stratigraphy and petrography of Upper Permian to Anisian terrigenous wedges (Verrucano Lombardo, Servino and Bellano formations; western Southern Alps). - *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 102/1, 27-48.
- SCIUNNACH, D. & TREMOLADA, F. (2004): The Lombardian Gonfolute Group in central Brianza (Como and Milano Provinces, Italy): Calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentary record of neo-alpine tectonics. - *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 119-131.
- SENN, A. (1924): Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. - *Eclogae geol. Helv.* 18/4, 552-632.
- SERPELLONI, E., ANZIDEI, M., BALDI, P., CASULA, G. & GALVANI, A. (2005): Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks. - *Geoph. J. int.* 161/3, 861-880.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1973): Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. - *Quatern. Res.* 3/1, 39-55.
- SIDLER, C. (1992): Risultati delle indagini polliniche nei sedimenti pliocenici di Castel di Sotto (Novazzano, Ticino meridionale). - *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 80/1, 115-126.
- SILEO, G., GIARDINA, F., LIVIO, F., MICCHETTI, A.M., MUELLER, K. & VITTORI, E. (2007): Remarks on the Quaternary tectonics of the Insubrian Region (Lombardia, NW Italy, and Ticino, SE Switzerland). - *Boll. Soc. geol. ital.* 126/2, 411-425.
- SINIGOI, S., QUICK, J.E., DEMARCHI, G. & KLÖTZLI, U.D. (2016): Production of hybrid granitic magma at the advancing front from a basaltic underplating: Inferences from the Sesia magmatic system (south-western Alps, Italy). - *Lithos* 252-253, 109-122.
- SINIGOI, S., QUICK, J.E., DEMARCHI, G. & PERESINI, G. (2010): The Sesia Magmatic system. - *J. Virtual Explorer* 36, 1-33.
- SOMA, L. (2015): Interplay between opposite vergence thrusts along the Southern Alps margin in Canton Ticino (Switzerland): geometry, kinematics and geochemistry in support of the characterization of geothermal potential. - *Dottor. ric. Sci. Terra, Dipt. Sci. Terra, Univ. Pavia*.
- SOMMARUGA, A., HOCHULI, P.A. & MOSAR, J. (1997): The Middle Triassic (Anisian) conglomerates from Capo San Martino, South of Lugano-Paradiso (Southern Alps, Switzerland). - *Geol. insubr.* 2/1, 1-14.
- SORDELLI, F. (1876): La fauna marina di Cassina Rizzardi. - *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano* 18, 308-357.
- (1877): Observations sur quelques plantes fossiles du Tessin méridional et sur les gisement qui les renferment, à propos de la controverse glaciaire. - *Arch. Sci. phys. nat. (Genève)* 54, 2350-2371.
- (1879): Sulle piante fossili recentemente scoperte a Besano circondario di Varese. - *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano* 22, 81-94.
- (1896): Flora fossilis insubrica. - *Cogliati, Milano*.

- SPALLA, M.I., CARMINATI, E., CERIANI, S., OLIVA, E. & BATTAGLIA, G. (1999): Influence of deformation partitioning and metamorphic re-equilibration on p-T reconstruction in the pre-Alpine basement of central southern Alps (northern Italy). – *J. metamorphic Geol.* *17*, 319–336.
- SPALLA, M.I. & GOSSO, G.A. (1999): Pre-Alpine tectono-metamorphic units in the central southern Alps: Structural and metamorphic memory. – *Mem. Sci. geol. (Padova)* *51/1*, 221–229.
- SPICHER, A. (1980): Geologische Karte der Schweiz, 1:500 000. – Schweiz. geol. Komm. (Bern).
- SPIEGEL, C., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & FRISCH, W. (2001): Paleogeography and catchment evolution in a mobile orogenic belt: the Central Alps in Oligo–Miocene times. – *Tectonophysics* *341/1*, 33–47.
- SPREAFICO, E. (1874): Conchiglie marine nel terreno di Cassina Rizzardi presso Fine nella provincia di Como. – *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano* *17*, 432–436.
- STILLE, P. & BULETTI, M. (1987): Nd–Sr isotopic characteristics of the Lugano volcanic rocks and constraints on the continental crust formation in the South Alpine domain (N-Italy–Switzerland). – *Contr. Mineral. Petrol.* *96/2*, 140–150.
- STOCKAR, R. (1997): Contributo alla conoscenza dell’Eocene nel Canton Ticino: l’associazione ad Alge calcaree fossili di Prella (Mendrisiotto). – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* *85*, 23–46.
- (1999): I macroforaminiferi eocenici negli inclusi dei depositi quaternari della collina di Prella (Ticino meridionale, Svizzera). – *Geol. insubr.* *4/2*, 1–20.
- (2003): Guida geologica al Parco delle Gole della Breggia. – Parco delle Gole della Breggia, Morbio Inferiore.
- (2010): Facies, depositional environment, and palaeoecology of the Middle Triassic Cassina beds (Meride Limestone, Monte San Giorgio, Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* *103/1*, 101–119.
- (2012): Evolution of a Ladinian (Middle Triassic) intraplateau basin. Stratigraphy, microfacies and palaeoecology of the Meride Limestone (Monte San Giorgio, Canton Ticino, Southern Switzerland). – PhD Thesis Univ. Lausanne.
- STOCKAR, R., ADATTE, T., BAUMGARTNER, P.O. & FÖLLMI, K. (2013): Palaeoenvironmental significance of organic facies and stable isotope signatures: the Ladinian San Giorgio Dolomite and Meride Limestone of Monte San Giorgio (Switzerland, WHL UNESCO). – *Sedimentology* *60/1*, 239–269.
- STOCKAR, R., BAUMGARTNER, P.O. & CONDON, D. (2012a): Integrated Ladinian bio-chronostratigraphy and geochronology of the Monte San Giorgio section (Southern Alps, Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* *105/1*, 85–108.
- STOCKAR, R., DUMITRICA, P. & BAUMGARTNER, P.O. (2012b): Early Ladinian radiolarian fauna from the Monte San Giorgio (Southern Alps, Switzerland): systematics, biostratigraphy and palaeo(bio)geographic implications. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* *118/3*, 375–437.
- STOCKAR, R. & GARASSINO, A. (2013): *Meridecaris ladinica* n. gen. n. sp. (Crustacea, Decapoda, Clytiopsidae) from the Middle Triassic (Ladinian) of Monte San Giorgio (Canton Ticino, Switzerland). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* *270/3*, 347–356.
- STOCKAR, R. & KUSTATSCHER, E. (2010): The Ladinian flora from the Cassina beds (Meride Limestone, Monte San Giorgio, Switzerland): preliminary results. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* *116/2*, 173–188.
- STOPPANI, A. (1857): Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia. – Turati, Milano.
- (1874): Il mare glaciale a’ piè delle Alpi. – *Riv. ital.* *3*, 3–54.

- STRADA, L., MONTAGNA, M. & TINTORI, A. (2014): A new genus and species of the family Trachypachidae (Coleoptera, Adephaga) from the upper Ladinian (Middle Triassic) of Monte San Giorgio. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 120/2, 183–190.
- STRASSER, A., HEITZMANN, P., JORDAN, P., STAPFER, A., STÜRM, B., VOGEL, A. & WEIDMANN, M. (1995): Géotopes et la protection des objets géologiques en Suisse: un rapport stratégique. – Groupe de travail suisse pour la protection des géotopes, Fribourg.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. Bd. 1: Mittelzone und südliche Nebenzonen der Alpen. – Stämpfli, Bern, Schulthess, Zürich.
- SULSER, H. & FURRER, H. (2005): Die Brachiopoden des südalpinen Lias von Arzo. Taxonomie und Stratigraphie. – *Geol. insubr.* 8/1, 3–52.
- TARAMELLI, T. (1880): Il Canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi. – *Mater. Carta geol. Svizz.* 17.
- (1885): Note geologiche sul bacino idrografico del fiume Ticino. – *Boll. Soc. geol. ital.* 4, 239–336.
- (1903): I tre laghi. Studio geologico orografico. – Artaria, Milano.
- TRAVERSI, G. L., SCESI, L., ARIENI, L., BOLOGNESE, M. & MAZZUCHELLI, A. (2007): Le antiche cave sotterranee di Viggiù, Saltrio e Brenno: studio geologico, idrogeologico e geologico-tecnico. – *Geol. insubr.* 10, 1–88.
- TREMOLADA, F., GUASTI, E., SCARDIA, G., CARCANO, C., ROGLEDI, S. & SCIUNNACH, D. (2010): Reassessing the biostratigraphy and the paleobathymetry of the Gonfolite Lombarda Group in the Como area (northern Italy). – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 116/1, 35–49.
- UFAPP [Ufficio Federale Ambiente, Foreste e Paesaggio] (1998): Cartographie de la vulnérabilité en régions karstiques (EPIK). – VU-2504-F.
- UGGERI, A. (2007): I travertini nel Parco delle Gole della Breggia. – *Mem. Soc. ticin. Sci. nat. Museo cant. Storia nat.* 9, 69–78.
- UGGERI, A., FELBER, M., BINI, A., BIGNASCA, C. & HELLER, F. (1997): The Valle della Fornace succession. – *Geol. insubr.* 2/2, 69–80.
- VANCE, J. A. (1999): Zircon fission track evidence for a Jurassic (Tethyan) thermal event in the western Alps. – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 51/2, 473–476.
- VARISCO, A. (1881): Carta Geologica della Provincia di Bergamo, scala 1:75 000, con Note Illustrative. – Gaffuri e Gatti, Bergamo.
- VARNES, D. J. (1978): Slope movements types and processes. In: SCHUSTER, R. L. & KRIZEK, R. J. (Ed.): *Landslides: analysis and control* (p. 11–33). – Nat. Res. Council, Washington D.C. Transport. Res. Board Spec. Rep. 176.
- VAVRA, G., GEBAUER, D., SCHMID, R. & COMPSTON, W. (1996): Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. – *Contr. Mineral. Petrol.* 122/4, 337–338.
- VAVRA, G., SCHMID, R. & GEBAUER, D. (1999): Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). – *Contr. Mineral. Petrol.* 134/4, 380–404.
- VENZO, S. (1954): Stratigrafia e tettonica del Flysch del Bergamasco e della Brianza orientale. – *Mem. descr. Carta geol. Ital.* 31.
- VICENTE, J. C. (1966): Étude géologique de la région de Côme et de la Brianza occidentale (Alpes méridionales, Italie). – *Bull. Soc. géol. France*, [7] 8/7, 967–985.
- VIGNOLA, P., ANDÒ, S., VEZZOLI, G. & OPPIZZI, P. (2007): I minerali pesanti nelle sabbie della Breggia. In: OPPIZZI, P. & SPINEDI, F. (Ed.): *Il parco delle Gole della Breggia, contributi alla sua conoscenza* (p. 79–88). – *Mem. Soc. ticin. Sci. nat. Museo cant. Storia nat.* 9.

- VILLA, A. & VILLA, G.B. (1844): Sulla costituzione geologica e geognostica della Brianza e segnatamente sul terreno cretaceo. – Spett. Industr., Milano.
- VIOLANTI, D. (1991): I foraminiferi pliocenici di Castel di Sotto (Novazzano, Cantone Ticino): considerazioni biostratigrafiche e paleoambientali. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. 79/1, 49–70.
- VIOLANTI, D. & FELBER, M. (2016): Le associazioni a foraminiferi del sondaggio di Lischee, Morbio Inferiore (Canton Ticino, Svizzera): interpretazione biostratigrafica e paleoambientale della successione pliocenica. – Geol. insubr. 12, 191–209.
- VONDERSCHMITT, L. (1940): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Süd-Tessin. 30. September–2. Oktober 1940. – Eclogae geol. Helv. 33/2, 205–219.
- VOSHAGE, H., HOFMANN, A.W., MAZZUCHIELLI, M., RIVALENTI, G., SINIGOI, S., RACZEK, I. & DEMARCHI, G. (1990): Isotopic evidence from the Ivrea zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. – Nature 347, 731–736.
- WAGNER, G.A. (1988): Apatite fission-track geochrono-thermometer to 60 °C: Projected length studies. – Chem. Geol. (Isotope Geosc. Sect.) 72/2, 145–153.
- WAGNER, G.A., MILLER, D.S. & JÄGER, E. (1979): Fission track ages on apatite of Bergell rocks from the Central Alps and Bergell boulders in Oligocene sediments. – Earth planet. Sci. Lett. 45/2, 355–360.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M. & JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived from apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the Alps. – Mem. Sci. geol. (Padova) 30.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. In: MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H. (Ed.): Turbidites and deep-water sedimentation (p.119–157). – SEPM Pacific section Short Course, Anaheim, California.
- WEEDON, G.P. (1989): The detection and illustration of regular sedimentary cycles using Walsh power spectra and filtering, with examples of the Lias of Switzerland. – J. geol. Soc. (London) 146/1, 133–144.
- WEISSERT, H. (1979): Die Paläozoenographie der südwestlichen Tethys in der Unterkreide. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich 226. DOI: 10.3929/ethz-a-000158843
- (1981): Depositional processes in an ancient pelagic environment: the Lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps. – Eclogae geol. Helv. 74/2, 339–352.
- (1989): C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the Early Cretaceous. – Surv. Geophys. 10/1, 1–61.
- WEISSERT, H., MCKENZIE, J. & CHANNELL, J.M.P. (1985): Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous. In: SANDQUIST, E.T. & BROECKER, W.S. (Ed.): The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: natural variations Archean to Present (p.531–545) – Geophys. Monogr. Ser. 32.
- WEISSERT, H., MCKENZIE, J. & HOCHULI, P. (1979): Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean. – Geology 7/3, 147–151.
- WENGER, C. & STEIGER, R. (1990): Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz, Blatt 1: Tessin-Uri / Carta delle materie prime minerali della Svizzera, foglio 1: Ticino-Uri, 1:200 000. – Schweiz. geotech. Komm., Bern.
- WENGER, C., STEIGER, R. & BIANCONI, F. (1994): Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000, Blatt 1: Tessin-Uri / Carta delle materie prime minerali della Svizzera 1:200 000, foglio 1: Ticino-Uri, Note esplicative. – Schweiz. geotech. Komm., Zürich.
- WICK, L. (1989): Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Luganersee (Südtessin, Schweiz). – Eclogae geol. Helv. 82/1, 265–276.

- WIEDENMAYER, F. (1963): Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 529–640.
- (1977): Die Ammoniten des Besazio-Kalks (Pliensbachian, Südtessin). – *Schweiz. paläont. Abh.* 98.
- (1980a): Spiculites and sponges in the Lower Jurassic of the western Tethys. – *Sedimenta (Miami)* 8, 135–145.
- (1980b): Die Ammoniten der mediterranen Provinz im Pliensbachian und unteren Toarcian aufgrund neuer Untersuchungen im Generoso-Becken (Lombardische Alpen). – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 93.
- WILCOCK, M.A.W., CAS, R.A.F., GIORDANO, G. & MORELLI, C. (2013): The eruption, pyroclastic flow behaviour, and cadera in-filling processes of the extremely large volume (>1290 km³), intra- to extra-caldera Permian Ora (Ignimbrite) Formation, Southern Alps, Italy. – *J. Volcanol. geotherm. Res.* 265, 102–126.
- WINTERER, E.L. & BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 65/3, 394–421.
- WINTERER, E.L., METZLER, C.V. & SARTI, M. (1991): Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems. – *Sedimentology* 38/3, 381–404.
- WIRZ, A. (1945): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. XV. Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio. – *Schweiz. paläont. Abh.* 65.
- WOLF, R., DUNKL, I., KIESSELBACH, G., WEMMER, K. & SIEGESMUND, S. (2012): Thermochronological constraints on the multiphase exhumation history of the Ivrea-Verbano Zone of the southern Alps. – *Tectophysics* 579, 104–117.
- ZANALDA, E., TINTORI, A. & PEREGO, R. (1997): Middle and Late Pleistocene Mammals from insubrian Pre-Alps. – *Geol. insubr.* 2/1, 137–141.
- ZANCHETTA, S., D'ADDA, P., ZANCHI, A., BARBERINI, V. & VILLA, I.M. (2011): Cretaceous – Eocene compressions in the central Southern Alps (N Italy) inferred from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of pseudotachylites along regional thrust faults. – *J. Geodynam.* 51/4, 245–263.
- ZANCHETTA, S., MALUSÀ, M.G. & ZANCHI, A. (2015): Precollisional development and Cenozoic evolution of the Southalpine retrobelt (European Alps). – *Lithosphere* 7/6, 662–681.
- ZANCHI, A., BINI, A., FELBER, M., RIGAMONTI, I. & UGGERI, A. (1997): Neotectonic evidences along the Lombardian foothills of the Southern Alps. – *Geol. insubr.* 2/2, 99–112.
- ZANCHI, A., CHIESA, S. & GILLOT, P.-Y. (1990): Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobic chain: structural and geochronological indications for pre-Tertiary compressive tectonics. – *Mem. Soc. geol. ital.* 45, 77–82.
- ZANCHI, A., RIGAMONTI, I., FELBER, M. & BINI, A. (1995): Evidenze di tettonica recente e di glaciottettonica nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera). Il Quaternario. – *Ital. J. quartern. Sci.* 8/2, 279–290.
- 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.
- ZIEGLER, B. (1961): Puzosia (Ammonoidea) im Kreide-Flysch der Breggia (Südtessin). – *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 587–591.
- 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.

- ZORN, H. (1971): Paläontologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen des Salvatoredolomits (Mitteltrias) der Tessiner Kalkalpen. – Schweiz. paläont. Abh. 91.
- ZUCCOLI, L. (1997): Geologia dell'Alta Pianura lombarda tra i pianali di Castelseprio e Tradate – Appiano Gentile. – Tesi dottor. Univ. Milano (non pubbl.).
- ZURBRIGGEN, R., FRANZ, L. & HANDY, M.R. (1997): Pre-Variscan deformation, metamorphism and magmatism in the Strona-Ceneri Zone (southern Alps of northern Italy and southern Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 77/3, 361–380.
- ZURBRIGGEN, R., KAMBER, B.S., HANDY, M.R. & NÄGLER, F.T. (1998): Dating synmagmatic folds: a case of Schlinen structures in the Strona-Ceneri Zone (southern Alps, northern Italy). – J. metamorphic Geol. 16, 403–414.

CARTE GEOLOGICHE PUBBLICATE

Carta geologica della Svizzera 1:500 000

Ufficio federale delle acque e della geologia, 2005.

Carta tettonica della Svizzera 1:500 000

Ufficio federale delle acque e della geologia, 2005.

Carta idrogeologica della Svizzera 1:500 000, falde acquifere

Ufficio federale di topografia swisstopo, 2007.

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

Ufficio federale di topografia swisstopo, 2009.

Carta geologica generale della Svizzera 1:200 000

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

Carta delle materie prime minerali della Svizzera 1:200 000

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

Carta geologica della Svizzera 1:100 000

Blatt XXIV Lugano-Como, von E. SPREAFICO, G. NEGRI & A. STOPPANI, 1876.

Atlante geologico della Svizzera 1:25 000

n. 69 Lugano (CN 1353), di D. BERNOULLI, M. GOVI, P. GRAETER, P. LEHNER, M. REINHARD & A. SPICHER, 1976.

Carte geologiche d'Italia 1:100 000 (Servizio geologico d'Italia, Roma)

- n. 31 Varese, di E. MATTIROLO, V. NOVARESE, M. TARICCO, E. PULLÈ, E. FOSSA MANCINI & S. CATALISANO, 1932
- n. 32 Como, di V. NOVARESE, A. STELLA, E. REPOSSI, G. MERLA & R. REDINI, 1937

Carte geologiche d'Italia 1:50 000 (Servizio geologico d'Italia, Roma)

- n. 75 Como. Servizio geologico d'Italia, 2016. http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/75_COMO/Foglio.html
- n. 96 Seregno. Servizio geologico d'Italia, 2014. http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/96_SEREGNO/Foglio.html

Altre carte geologiche

- Lo LONGO, V. (1968): Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese. – Diss. Univ. Zürich. Orig. Karte Arch. Landesgeol. 221.
- Na NANGERONI, G. (1928): Carta geognostico-geologica della Provincia di Varese con uno studio su la geologia, le rocce e le forme del terreno della regione Varesina. – Repp. Ist. tech., Varese
- TARAMELLI, T. (1890): Carta Geologica della Lombardia 1:250 000. – Gualassini e Bertarelli, Milano.
- Wi WIEDENMAYER, F. (1963): Geologische Karte des Gebietes zwischen Arzo, Besazio, Roncate und Meride 1:7500. – Eclogae geol. Helv. 56/2, Taf. I.

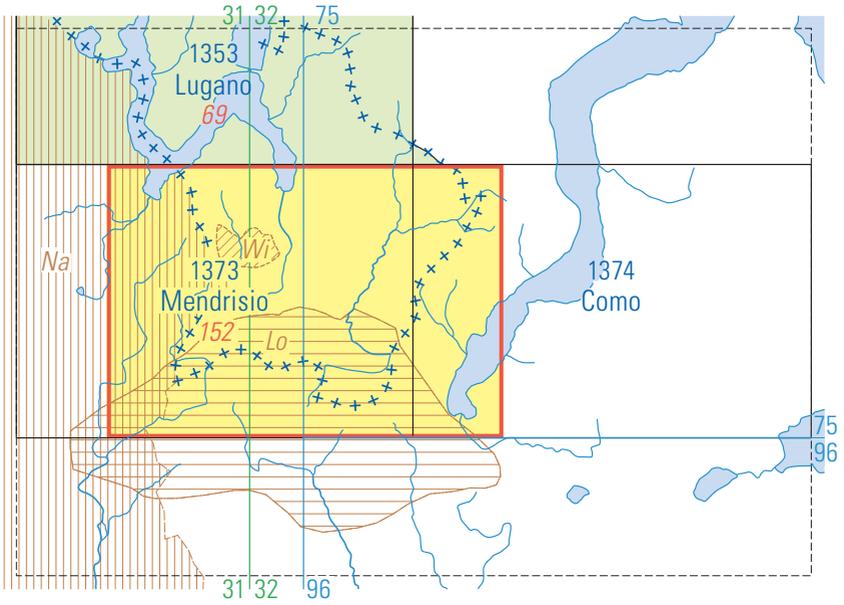


Fig. 36: Carte geologiche pubblicate

Errori di stampa

Sondaggio profondo Brenno 1 (coord. 2712.528/1077.874): Il limite tra il Flysch del Varesotto e la Scaglia Rossa Lombarda si trova a 570 m di profondità invece di 526 m.

Nella valle del Rio dei Ponticelli a est di Besano la carta geologica deve essere corretta come indicato nella Fig. 37. L'intercalazione sottile alle coordinate 2713.56/1082.94 è costituita dalla Tufite della Val Serrata (t_α), seguita a est dal sovrastante Calcarea di Meride (t_3).

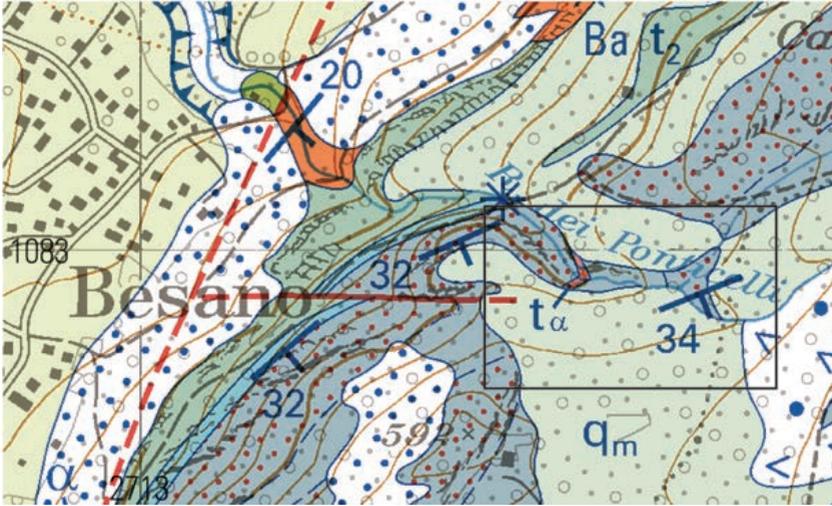


Fig. 37. Estratto corretto della carta geologica della valle del Rio dei Ponticelli, a est di Besano.

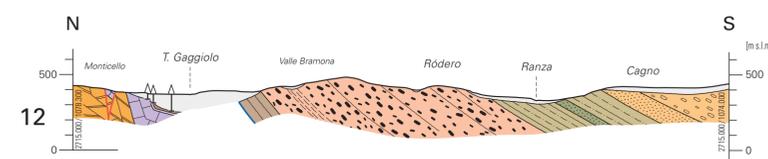
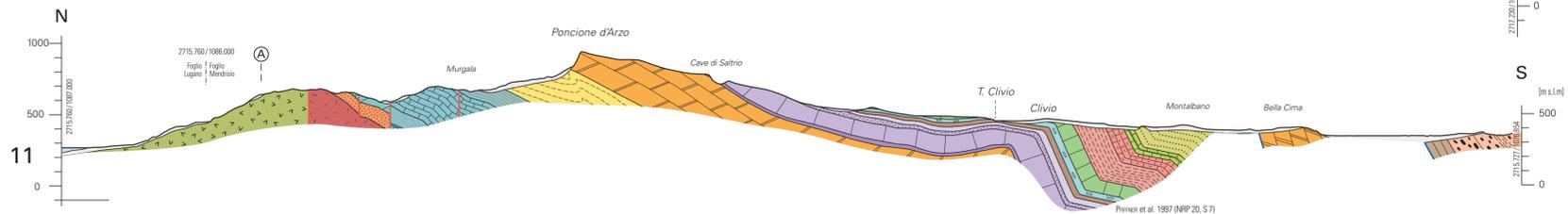
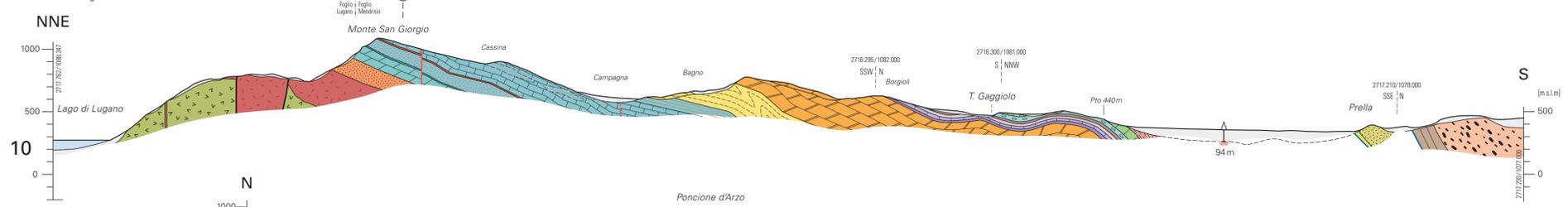
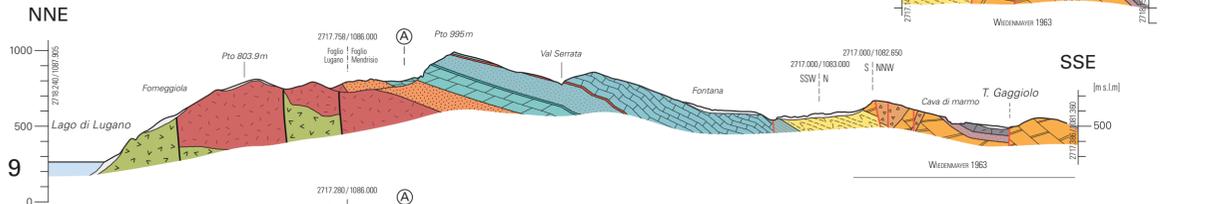
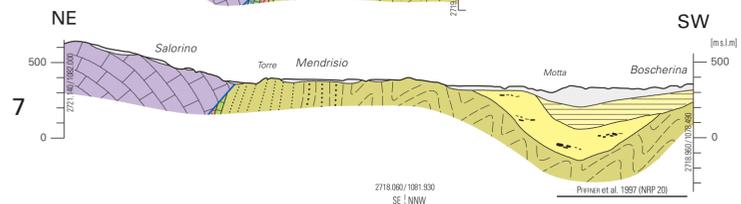
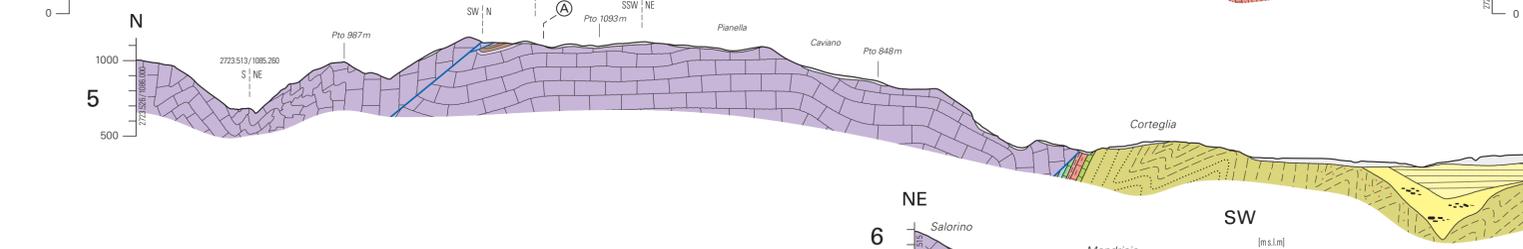
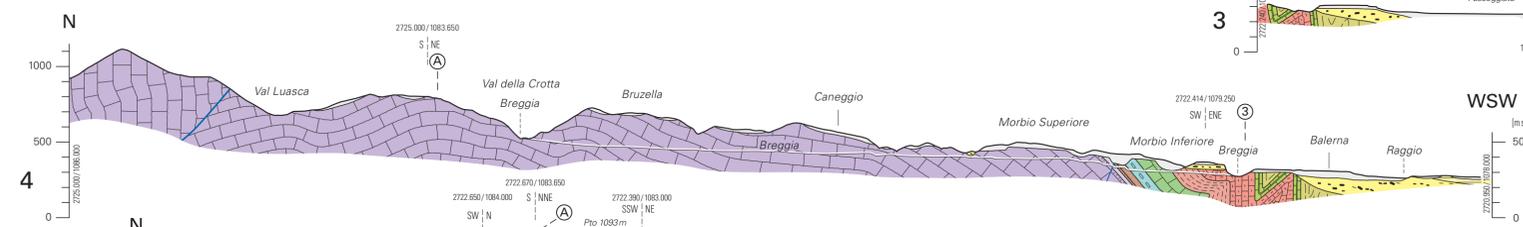
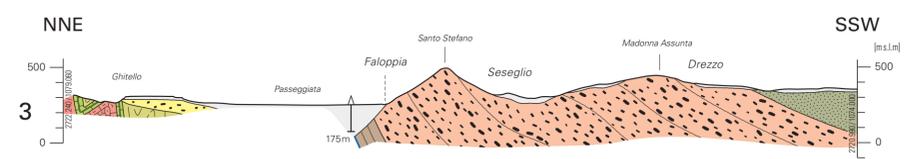
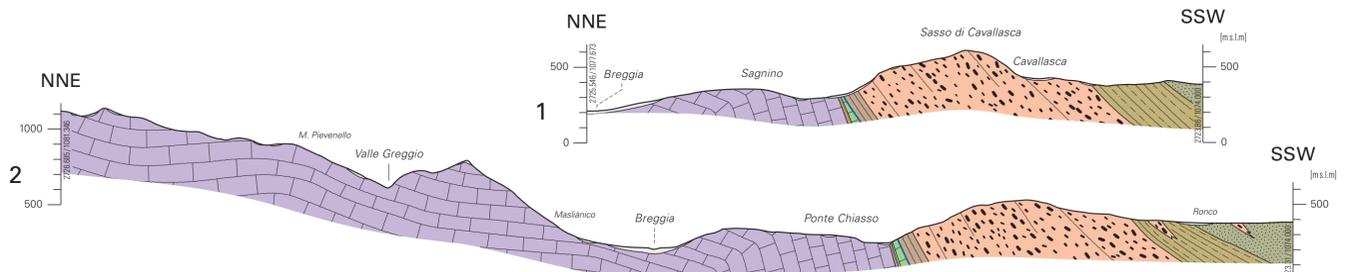
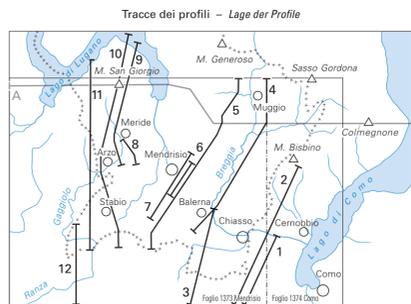
ANNESI

- Tavola I: Profili geologici attraverso il territorio del foglio Mendrisio-Como (I)
- Tavola II: Profili geologici attraverso il territorio del foglio Mendrisio-Como (II)
- Tavola III: Struttura profonda: Tentativo di interpretazione
- A) Profilo attraverso la regione a est della Faglia di Lugano
 - B) Profilo attraverso la regione a ovest della Faglia di Lugano

Profili geologici attraverso il territorio del foglio Mendrisio-Como (I)

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Mendrisio-Como (II)

di - von
Daniel Bernoulli



- Quaternario - Quartär**
 - Depositi quaternari in generale
Quartäre Ablagerungen im Allgemeinen
- Sedimenti post-orogениci**
Postorogene Sedimente
- Sudalpino - Südalpin**
- Sedimenti sin-orogениci sin-collisionali**
Synorogene synkollisionale Sedimente
- Sedimenti sin-orogениci pre-collisionali**
Synorogene präkollisionale Sedimente
- Sedimenti post-rift - Postriftsedimente**
- Sedimenti pre-rift - Präriftsedimente**
- Vulcaniti post-varisiche - Postvarisische Vulkanite**

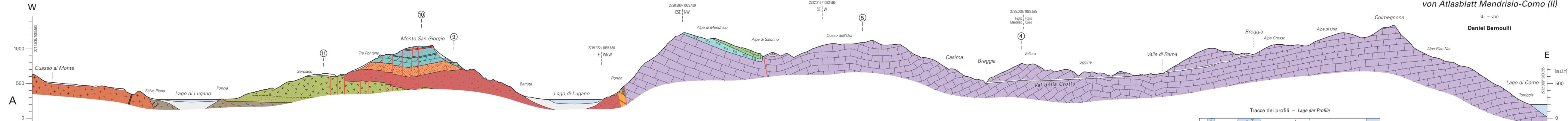
Scala - Massstab 1:25000



Profili geologici attraverso il territorio del foglio Mendrisio-Como (II)

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Mendrisio-Como (II)

di – von
Daniel Bernoulli



- Faglia – Bruch
- 10 Intersezione con un altro profilo
Profilschnitt
- Quaternario – Quartär**
- Depositi quaternari in generale
Quartäre Ablagerungen im Allgemeinen

- Sedimenti post-rift**
Postriftsedimente
- Cret. Maiolica Lombarda
 - Gruppo del Selcifero Lombardo
Selcifero-Lombardo-Gruppe
 - Rosso Ammonitico Lombardo
 - Giurassico Formazione di Morbio – *Morbio-Formation*
- Sedimenti sin-rift**
Synriftsedimente
- Giurassico Formazione di Moltrasio – *Moltrasio-Formation*
 - Broccatello d'Arzo

- Sedimenti pre-rift**
Präriftsedimente
- Dolomia Principale – *Hauptdolomit*
 - Calcare di Meride – *Meride-Kalk*
 - Tufite della Val Serrata – *Val-Serrata-Tuffit*
 - Dolomia del San Giorgio (incl. Calcare di Meride dolomitizzato)
San-Giorgio-Dolomit (inkl. dolomitisiertem Meride-Kalk)
 - Formazione di Besano – *Besano-Formation*
 - Dolomia del San Salvatore – *San-Salvatore-Dolomit*
 - Servino e Formazione di Bellano
Servino und Bellano-Formation

- Vulcaniti post-varisiche**
Postvariszische Vulkanite
- Filone doleritico – *Doleritgang*
 - Granofiro – *Granophyr*
 - Riolite – *Rhyolith*
 - Andesite e dacite – *Andesit und Dazit*
 - Tufite basale – *Basaler Tuffit*
- Basamento varisico**
Variszisches Grundgebirge
- «Pre-Westfal.» Paragneiss – *Paragneis*

