



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo cartografico dello Stato (legge 68 del 2.2.1960)

ERLÄUTERUNGEN

zur

GEOLOGISCHEN KARTE VON ITALIEN

im Maßstab 1:50.000

Blatt 043

MEZZOLOMBARDO

Erstellt von:

**Marco Avanzini¹, Giuseppe Maria Bargossi², Andrea Borsato¹, Maurizio Cucato³,
Corrado Morelli³, Vincenzo Picotti², Luigi Selli²**

Mit Beiträgen von:

**Tiziano Abbà³, Mariangela Balboni⁴, Gianfranco Bazzoli³, Paolo Campedel⁴,
Claudio Carraro⁵, Oscar Groaz⁴, Lorenz Keim⁵, Paolo Ferretti¹, Luca Froner⁴,
Pierpaolo Macconi², Mattia Marini⁶, Gianluca Piccin³, Matteo Rinaldo³, Ernesto
Santuliana⁴, Claudia Strada⁵, Riccardo Tomasoni³, Alfio Viganò⁴, Giorgio Zampedri⁴,
Mauro Zambotto⁴**

1 Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento

2 Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico - Ambientali, Università di Bologna

3 Freiberuflicher Geologe

4 Servizio Geologico - Provincia Autonoma di Trento

5 Amt für Geologie und Baustoffprüfung - Autonome Provinz Bozen - Südtirol

6 SEA Srl, Torino



**Ausführende
Körperschaften**

Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico



Autonome Provinz Bozen - Südtirol
Amt für Geologie und Baustoffprüfung

Direktor des Geologischen Dienstes von Italien - ISPRA: C. Campobasso

Verantwortlicher des Projekts CARG des Geologischen Dienstes von Italien - ISPRA:
F. Galluzzo

Verantwortlicher des Projekts CARG der Autonomen Provinz Trient:
S. Cocco

Verantwortlicher des Projekts CARG der Autonomen Provinz Bozen – Südtirol:
V. Mair

Für den Geologischen Dienst von Italien – ISPRA:

Wissenschaftliche Revision:

D. Berti, R. Graciotti, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni

Kartographische Leitung:

D. Tacchia, S. Falcetti

Leitung der Herausgabe und der Druckvorbereitung:

M.L. Vatovec, S. Falcetti

Überprüfung der Informatisierung der geologischen Daten:

L. Battaglini, V. Campo, A. Fiorentino (ASC)

Für den Geologischen Dienst der Autonomen Provinz Trient:

Operative Leitung:

S. Cocco, M. Balboni

Informatisierung der geologischen Daten:

G. Fucarino, P. Trainotti

Für das Amt für Geologie und Baustoffprüfung der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol:

Operative Leitung:

L. Keim, C. Morelli

Informatisierung der geologischen Daten:

M. Cucato, L. Keim, C. Morelli

Übersetzung aus dem Italienischen:

L. Montresor, A. Stofner, L. Keim, M. Stefani

Kartographische Ausarbeitung zum Druck:

B. Monopoli - Land Technology & Services - Padova e Treviso

Technisch-administrative Verwaltung des Projekts CARG:

M.T. Lettieri - Geologischer Dienst von Italien - ISPRA

M. Balboni - Geologischer Dienst der Autonomen Provinz Trient

L. Keim, C. Morelli - Amt für Geologie und Baustoffprüfung der Autonomen Provinz Bozen – Südtirol

Dank an die Mitarbeiter der vorhergehenden Geologischen Komitees für ihren wissenschaftlichen Beitrag

INHALT

I	- EINLEITUNG	Seite 7
II	- GEOMORPHOLOGISCHER UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	» 11
1.	- GEOMORPHOLOGIE	» 11
2.	- KARST	» 15
3.	- ANMERKUNGEN ZUR GEOLOGIE	» 16
III	- FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN	» 17
IV	- STRATIGRAPHIE DER VULKANITE	» 23
1.	- ETSCHTALER VULKANIT-GRUPPE (GA)	» 23
1.1.	- GARGAZON-FORMATION (IGG)	» 24
1.2.	- GRIES-FORMATION (IGR)	» 27
1.3.	- ANDRIAN-FORMATION (LAN)	» 28
1.4.	- TREGIOVO-FORMATION (TGV)	» 30
1.5.	- AUER-FORMATION (ORA)	» 32
1.5.1.	- <i>Perdonig-Member (ORA₁)</i>	» 35
2.	- VULKANO-TEKTONISCHE ENTWICKLUNG DES ABLAGERUNGSGEBIETES DER ETSCHTALER VULKANIT-GRUPPE (GA) IM BLATT MEZZOLOMBARDO	» 37
3.	- GEOCHEMIE DER PERMISCHEN VULKANISCHEN PRODUKTE	» 41
V	- STRATIGRAPHIE DER PERMO-MESO-KÄNOZOISCHEN SEDIMENT- UND VULKANIT-ABFOLGEN	» 43
1.	- GRÖDEN-FORMATION (GAR)	» 43
2.	- BELLEROPHON-FORMATION (BEL)	» 44
3.	- WERFEN-FORMATION (WER)	» 46
3.1.	- TESERO- UND MAZZIN-MEMBER (WER₁₋₂)	» 46
3.2.	- ANDRAZ- UND SEIS-MEMBER (WER₃₋₄)	» 48
3.3.	- GASTROPODENOOLITH- UND CAMPILL-MEMBER (WER₅₋₆)	» 49
3.4.	- VAL BADIA-, CENCENIGHE- UND SAN LUCANO-MEMBER (WER_{7-8.9}) .	» 50
4.	- UNTERER SARLDOLOMIT (SLI)	» 52
5.	- VOLTAGO-KONGLOMERAT (VTG)	» 52
6.	- GIOVO-FORMATION (GIV)	» 54
6.1.	- KURTATSCH-MEMBER (GIV₂)	» 54
6.2.	- MONTE OZOL-MEMBER (GIV₃)	» 55

7.	- CONTRIN-FORMATION (CTR)	Seite 57
8.	- MOENA-FORMATION (MNA).....	» 58
9.	- SCHLERN-FORMATION (SCI)	» 58
9.1.	- HANGFAZIES (SCI _a).....	» 60
9.2.	- BIOSTRATIGRAPHIE UND PALÄOGEOGRAPHIE.....	» 61
10.	- BUCHENSTEIN-FORMATION (BHL).....	» 64
11.	- VAL VELA KALK (VVL).....	» 66
12.	- BASALTISCHE VULKANITE (VAB).....	» 67
13.	- TRAVENANZES-FORMATION (TVZ)	» 69
13.1.	- FOSSILE SPUREN VON CASTELLO DI SAN GOTTARDO.....	» 76
13.2.	- FOSSILE SPUREN VON MOSTIZZOLO.....	» 79
14.	- HAUPTDOLOMIT (DPR).....	» 80
15.	- ZU KALK (ZUU).....	» 83
15.1.	- GROSTÈ-MEMBER (ZUU ₁)	» 83
15.2.	- TREMALZO-MEMBER (ZUU ₃)	» 84
16.	- GRAUKALK-GRUPPE.....	» 84
16.1.	- MONTE ZUGNA-FORMATION (FMZ)	» 85
16.2.	- LOPPIO-OOLITHKALK (LOP).....	» 88
16.3.	- ROTZO-FORMATION (RTZ).....	» 89
16.3.1.	- <i>Tovel-Member</i> (RTZ ₁)	» 91
17.	- PELLER-ENCRINIT (EPE).....	» 91
18.	- ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)	» 92
19.	- MAIOLICA (MAI).....	» 93
20.	- SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (VAA)	» 94
21.	- SCAGLIA ROSSA (SAA).....	» 97
22.	- VAL D'AGOLA-FORMATION (VAG).....	» 98
22.1.	- COSTE DI GRUAL-MEMBER (VAG ₂).....	» 99
22.2.	- SARCA DI CAMPIGLIO-MEMBER (VAG ₃).....	» 100
23.	- PONTE PIÀ-FORMATION (FPP).....	» 101

VI - STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN

	ABLAGERUNGEN	» 103
1.	- EINLEITUNG ZUR STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN	» 103
2.	- STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN VOR DEM LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTAND	» 104
2.1.	- FAEDO-FORMATION (FAD)	» 106
2.2.	- FORTE CASARA-GRUPPE (FC).....	» 106
2.3.	- NOGARÉ-SUPERSYNTHEM (NG).....	» 109
2.4.	- RIO PESCARA-SYNTHEM (RPS).....	» 110

2.5.	- RIO BARNES-SYNTHEM (RBR)	Seite 111
2.6.	- PENON-SYNTHEM (NON)	» 114
2.7.	- KALTERN-SYNTHEM (CLD)	» 117
3.	- EINHEITEN DES LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTANDES („LAST GLACIAL MAXIMUM“)	» 125
3.1.	- GARDA-SYNTHEM (SGD)	» 128
3.2.	- CLOZ-SUBSYNTHEM (SGD ₃)	» 137
3.3.	- MALÈ-SUBSYNTHEM (SGD ₁)	» 140
3.4.	- MOLLARO-SUBSYNTHEM (SGD ₁₄)	» 146
3.5.	- LISIGNAGO-SUBSYNTHEM (SGD ₁₂)	» 150
3.6.	- ST. PAULS-SUBSYNTHEM (SGD ₆)	» 155
4.	- ALPINES POSTGLAZIALES SYNTHEM (PTG)	» 158
4.1.	- ALLGEMEINER ÜBERBLICK	» 158
4.2.	- ALLUVIALE ABLAGERUNGEN UND GELÄNDEFORMEN DER TALSOHLE DES ETSCHTALS	» 158
4.3.	- DATEN AUS DEM UNTERGRUND DES ETSCHTALS	» 161
4.4.	- ALLUVIALE ABLAGERUNGEN UND GELÄNDEFORMEN DES T. NOCE IN DER PIANA ROTALIANA	» 162
4.5.	- ALLUVIALE ABLAGERUNGEN AUSSERHALB DER ETSCHTALSOHLE ...	» 163
4.6.	- GEMISCHTE ABLAGERUNGEN (WILDBACH- U./O. MUR- U./O. LAWINENABLAGERUNGEN) UND MURABLAGERUNGEN, GEMISCHTE FÄCHER	» 163
4.7.	- MOORE UND TORFE, MOOR- UND SEEABLAGERUNGEN	» 165
4.8.	- ABLAGERUNGEN VON MASSENBEWEGUNGEN	» 167
4.9.	- HANGSCHUTTABLAGERUNGEN UND SCHUTTHALDEN, LOKAL BLOCKSCHUTT	» 169
4.10.	- KOLLUVIUM	» 170
4.11.	- KÜNSTLICHE AUFSCHÜTTUNGEN	» 170
4.12.	- SINTERKALK	» 171
VII	- STRUKTURELLER BAU	» 173
1.	- EINLEITUNG	» 173
2.	- MITTELTRIASSISCHE TEKTONIK	» 174
3.	- NORISCH-LIASSISCHE TEKTONIK	» 174
3.1.	- BEREICH PONTE DELLA ROCCHETTA – MONTE CORNELLO	» 175
4.	- KRETAZISCHE KOMPRESSION	» 178
5.	- NEOGENE KOMPRESSION	» 179
5.1.	- EINLEITUNG	» 179
5.2.	- ZEITLICHE ZUORDNUNG DER TEKTONISCHEN EREIGNISSE	» 181
5.3.	- ÜBERBLICK DER NEOGENEN STRUKTUREN IM BLATT	» 182
5.4.	- HAUPTSTRUKTUREN WESTLICH DES ETSCHTALS	» 185
5.5.	- HAUPTSTRUKTUREN ÖSTLICH DES ETSCHTALS	» 190

VIII	- TECHNISCHE UND ANGEWANDTE GEOLOGIE	Seite 197
1.	- SEISMIZITÄT UND SEISMOTEKTONIK.....	» 197
1.1.	- HISTORISCHE SEISMIZITÄT UND GEMESSENE EREIGNISSE.....	» 197
1.2.	- SEISMOTEKTONIK	» 201
1.3.	- GESETZLICHE RAHMENBEDINGUNGEN	» 202
2.	- MASSENBEWEGUNGEN UND HANGSTABILITÄT.....	» 203
3.	- ÜBERSCHWEMMUNGSEREIGNISSE.....	» 208
4.	- HYDROGEOLOGIE.....	» 210
5.	- BODENSCHÄTZE UND IHRE NUTZUNG.....	» 216
6.	- DER NEUE TUNNEL DER STRASSENVERBINDUNG TRENTO NORD – ROCCHETTA	» 220
IX	- SUMMARY	» 225
X	- LEGEND TO THE GEOLOGICAL MAP	» 229
	LITERATURVERZEICHNIS	» 241

I – EINLEITUNG

(V. Picotti)

Das Gebiet des Blattes 043 „Mezzolombardo“ der Geologischen Karte Italiens im Maßstab 1:50.000 liegt zu gut zwei Dritteln in der Autonomen Provinz Trient (*Provincia Autonoma di Trento*, PAT) und zu rund einem Drittel in der Autonomen Provinz Bozen (APB). Geographisch gesehen fällt der Blattbereich in das Einzugsgebiet der Etsch (*F. Adige*) und umfasst neben einem Abschnitt des Etschtals (südliches Überetsch/*Oltradige*, Unterland/*Bassa Atesina* und die *Piana Rotaliana*) noch das Cembratal (*Val di Cembra*), das untere Nonstal (*Val di Non*, *Anaunia*) sowie die dazwischen liegenden Berggruppen. Die Wasserscheide zwischen dem Nonstal (T. Noce-Einzugsgebiet) und dem Etschtal gipfelt im Roen (*M. Roen*, 2116 m), während der Rücken zwischen Etschtal und Cembratal durch geringere Höhen gekennzeichnet ist und südwestlich des Trudner Horns (*Monte Corno*) seinen höchsten Punkt erreicht (1817 m). Die westliche Grenze des Kartenblattes verläuft parallel zu den Osthängen der Brenta-Gruppe, deren höchste Erhebung die *Malga Spora* (ca. 1800 m) ist.

Die wichtigsten Siedlungsbereiche liegen in den Talsohlen des Etschtals (*Mezzolombardo* und *Mezzocorona* am Zusammenfluss mit dem *T. Noce*, weiters *Salurn/Salorno*, *Auer/Ora*, *Neumarkt/Egna* und *Tramin* an der Weinstraße/*Termeno s.s. del Vino*), des Nonstals (*Cles* und andere Ort der Talschaft) und des Cembratals.

Das Blatt 043 „Mezzolombardo“ der Geologischen Karte von Italien im Maßstab 1:50.000 wurde im Rahmen des Projekts CARG (Gesetz Nr. 226/99), durch eine Vereinbarung zwischen dem Geologischen Dienst von Italien (ISPRA) und den Autonomen Provinzen Trient und Bozen erstellt. Die Erstellung erfolgte unter der operativen Leitung von Saverio Cocco und Volkmar Mair, als Ergebnis einer wertvollen Zusammenarbeit von Kartieren und Gebietsexperten, Freiberuflern und Mitarbeitern der Autonomen Provinz Trient (Geologischer Dienst), der

Autonomen Provinz Bozen (Amt für Geologie und Baustoffprüfung), des *Museo Tridentino di Scienze Naturali* und der *Università di Bologna*. Für die Autonome Provinz Trient erfolgte die technische Verwaltung und Organisation des gesamten Projektes durch Mariangela Balboni unter Mitwirkung von Giangaspere Fucarino. Für die Autonome Provinz Bozen übernahmen Lorenz Keim und Corrado Morelli den technisch-organisatorischen Teil.

Die geologische Kartierung sowie ergänzende Untersuchungen wurden im Zeitraum 2000-2006 von folgenden Kartierern durchgeführt: Tiziano Abbà, Marco Avanzini, Enrico Casolari, Maurizio Cucato, Paolo Ferretti, Mattia Marini, Corrado Morelli, Matteo Rinaldo, Massimo Spanò, Riccardo Tomasoni, Roberto Vallone, Dario Varrone, Giuseppina Zambotti. Die Kartierungsleitung oblag dabei Marco Avanzini (prä-quartäre Sedimentabfolgen), Giuseppe Maria Bargossi (Vulkanite), Andrea Borsato und Maurizio Cucato (quartäre Bedeckungen jeweils für die Autonomen Provinzen Trient und Bozen), Luigi Selli (Experte für die strukturgeologischen Aspekte im Blattbereich). Die wissenschaftliche Koordination oblag Vincenzo Picotti.

Als topographische Kartierungsgrundlage wurde für den Trentiner Abschnitt die Technische Grundkarte der Provinz Trient (*Carta Tecnica Provinciale CTP*) im Maßstab 1:10.000 verwendet, für das Südtiroler Gebiet wurde die topographische Karte des IGM 1:25.000 herangezogen und auf den Maßstab 1:10.000 vergrößert. Die Höhenlinien wurden mit Hilfe des neuen Digitalen Geländemodells (DTM) ergänzt. Für den Trentiner Abschnitt wurden die Geländekarten vom Geologischen Dienst PAT (Giangaspere Fucarino, Paolo Trainotti) informatisiert und auf die Karte des IGM im Maßstab 1:25.000 übertragen. Für die Autonome Provinz Bozen erfolgte die Informatisierung durch Maurizio Cucato, Lorenz Keim und Corrado Morelli. Die Aufgaben zur Vereinheitlichung und Gegenkontrolle der Geländekarten im Maßstab 1:25.000 wurden von den einzelnen Kartierungsleitern, dem wissenschaftlichen Koordinator und von Corrado Morelli übernommen. Dabei konnte auf das neue und sehr detailgetreue Digitale Geländemodell (DTM) aus LIDAR-Daten zurückgegriffen werden. Das DTM erlaubte auch eine Überarbeitung des Verlaufes von steil stehenden Störungen im Kartenblatt und die genauere Umgrenzung von quartären Ablagerungen. Gianluca Piccin hat für den Abschnitt der Provinz Trient zu dieser Kontrolle und Vereinheitlichung beigetragen. Weitere Beiträge zu den verschiedensten Bereichen erfolgten vor allem durch Mitarbeiter der Autonomen Provinzen Trient und Bozen, die jeweils zu Beginn der entsprechenden Kapitel angeführt sind.

Die durchgeführten geologischen Untersuchungen zeichnen sich durch einige Neuerungen gegenüber den bisherigen geologischen Kartenwerken (*Carta Geologica d'Italia* im Maßstab 1:100.000, Blatt Nr. 21 Trento, 2^a Ed., AA.VV., 1968) aus. Insbesondere die permo-känozoische Schichtabfolge wurde nach den traditionellen Kriterien (litho-, chrono- und bio-stratigraphisch) sowie den Ablagerungskriterien (Faziesanalyse) verfeinert. Der Ansatz nach den Ablagerungskriterien hat in einigen Fällen zu einer Unterscheidung neuer Formationen geführt, insbesondere in den paläozoischen Vulkanitabfolgen, die vormals nur rein

petrographisch unterteilt wurden. In Folge werden die wichtigsten Neuerungen bzw. Problempunkte zusammengefasst, die durch die Anwendung der stratigraphischen Gliederung im Zuge der Kartierung aufgetreten sind.

Permische Vulkanite - Die Kartierung der vulkanischen Einheiten erfolgte, wie in den angrenzenden geologischen Blättern „Trento“ (AVANZINI *et alii*, 2010) und „Eppan/Appiano“ (AVANZINI *et alii*, 2007), nach einem vulkanologisch-lithostratigraphischen Ansatz. Dieser beruht auf der Abgrenzung von einheitlichen Körpern aufgrund ihrer Lithologie und ihrer vulkanischen Fazies sowie der Rekonstruktion der jeweiligen Geometrien bzw. der Kartierung der Grenzflächen im Sinne der physischen Stratigraphie. Hinzu kommt die Charakterisierung der Gesteinszusammensetzung mittels petrographischer und geochemischer Analysen. Das Ergebnis ist eine Stratigraphie mit einer beträchtlichen Anzahl von Einheiten, von denen einige bereits auf den Blättern „Eppan“ und „Trento“ bestimmt wurden.

Permo-känozoische Sedimentabfolge - Die Kartierung der Sedimentabfolge erlaubte eine genauere Unterteilung in Member und Formationen der im Kartengebiet vormals kartierten Einheiten (*Carta Geologica d'Italia* im Maßstab 1:100.000, Blatt Nr. 21 Trento, 2^a Ed., AA.VV., 1968) und ermöglichte eine kritische Begutachtung der stratigraphischen Unterteilungen verschiedenster Autoren aus den letzten Jahrzehnten. Für die permo-mesozoische Abfolge des Blattes „Mezzolombardo“ wurden möglichst die Bezeichnungen aus den Gebieten der Westlichen Dolomiten und der Venetischen Voralpen (*Prealpi Venete*) übernommen, die in den bereits veröffentlichten geologischen Blättern der zentralen Südalpen verwendet wurden („Eppan“, „Asiago“, „Riva del Garda“, „Tione di Trento“, „Malè“).

Quartäre Ablagerungen - Auch in diesem Blatt wurden die Kartierungsrichtlinien des CARG-Projekts (AA.VV., 1992) und die Ergebnisse des „*Sottocomitato Alpi*“ (2002-2003) angewandt. Nach dem Prinzip der UBSU (*Unconformity-bounded stratigraphic units*), die für den alpinen Raum adaptiert wurden, werden die Ablagerungen in erster Linie über einen paläogeographischen Ablagerungsraum definiert. Da bereits Kartierungen von fast allen angrenzenden Kartenblättern zur Verfügung standen, wurde für das vorliegende Blatt versucht, auf die bereits verwendeten Einheiten in den angrenzenden Bereichen zurückzugreifen und keine neuen Einheiten einzuführen.

PROGETTO
CARGO

II – GEOMORPHOLOGISCHER UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

(A. Borsato, M. Cucato & V. Picotti)

1. – GEOMORPHOLOGIE

(M. Cucato & A. Borsato)

Das Gebiet des Blattes „Mezzolombardo“ kann in folgende orographische Einheiten gegliedert werden (Abb. 1): a) Etschtal (Val d’Adige); b) Mitterberg (*Monte di Mezzo*); c) Überetsch (*Oltradige*); d) Mendelkamm (*Catena della Mendola*); e) Nonstal (*Val di Non*); f) Cembratal (*Val di Cembra*).

Das Etschtal bildet eine der markantesten morphologischen Formen des Kartenblattes. Es handelt sich um einen tiefen Taleinschnitt mit den größten Höhenunterschieden von der Talsohle (210 bis 225 m ü.d.M.) bis zum höchsten Gipfel (Roен/*M. Roen*, 2116 m). Das Etschtal ist fast durchwegs durch steile Hänge und mitunter hohe und subvertikale Felswände sowie einen breiten alluvialen Talboden gekennzeichnet. Der NNE-SSW-Verlauf scheint strukturell vorgegeben, vor allem durch die wichtige Trudener Linie. Das primär fluviatil angelegte Etschtal zeigt eine überwiegend glaziale und graviative Landschaftsprägung, wobei die glazigenen Merkmale besonders gut im nördlichen Abschnitt vorzufinden sind. Auf der rechten Talseite treten die Hochflächen von Graun (*Corona*, 820 m), Fennberg (*Favogna*, 1100 m), *Malga Craun* (1200 m), *Monte di Mezzocorona* (900 m) und, auf der rechten Seite des *T. Noce*, die Hochebene von *Fai della Paganel-la* (1000 m) in Erscheinung. Diese Hochflächen sind strukturell bedingt (Überschiebungen von Mezzocorona) bzw. im Bereich von Störungen an Lithotypen gebunden, die leichter erodieren als jene an der Oberseite der Hochfläche. Diese Morphologie wurde vor allem subglazial überprägt, jedoch kommen in diesen Bereichen auch Karstphänomene oder gravitative Phänomene vor. Im Gebiet von Kurtatsch (*Cortaccia*) bewirkte die Einschaltung von kalkig-mergeligen Wechselabfolgen in den dolomitischen Karbonatplattformen die Ausbildung eines stu-

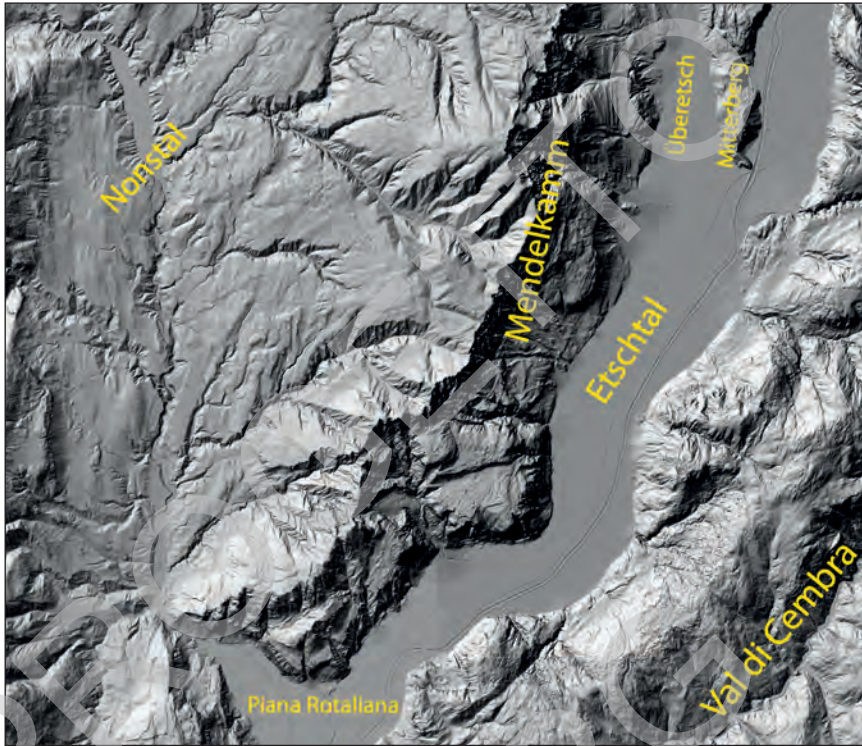


Abb. 1 – Digitales Geländemodell vom Gebiet des Kartenblattes „Mezzolombardo“ mit den wichtigsten orographischen Einheiten.

fenförmigen Hanges. Dieses Erscheinungsbild wurde in der Folge durch Eisrand-sedimente und über dem heutigen Talboden ausstreichende gemischte Fächer, die durch postglaziale Wildbachtätigkeit verschieden eingeschnitten und gegliedert sind, nochmals verstärkt. Die Weite des Talbodens (durchschnittlich 2 km) und die geringe Längsneigung (0,7 ‰ zwischen Branzöll/Bronzolo und *S. Michele all'Adige*) begünstigten die Entwicklung von ausgedehnten, heute großteils bonifizierten Mooregebieten und einem ursprünglich mäandrierenden Flusslauf der Etsch. Die Einträge der Seitenbäche reichten selten für ausgedehnte Fächer, wodurch der Verlauf der Etsch nicht beeinträchtigt wurde. Eine Ausnahme bilden der Fächer von Auer im engsten Talabschnitt, der den Hauptfluss an den südlichen Rand des Mitterberges (*Monte di Mezzo*) drängte, sowie der Fächer des *T. Noce*, der den Etschverlauf in östliche Richtung verschob. Auch auf der linken Seite des Etschtals sind strukturelle Einflüsse auf die Morphologie und die Entwicklung der Gerinne zu beobachten. Viele Talabschnitte sind in diesem Gebiet durch die Trudener Linie beeinflusst, insbesondere die Bereiche des oberen Trudner Tals

(*Val di Trodena*) (oberhalb von Mühlen/*Molini*), des Plenten Baches (*Rio Casignano*), des Laukus Baches (*Rio di Lauco*), des Titschen Baches (*Rio di Tigia*) und des *Rivo Secco*. In sämtlichen Fällen zeigen die mittleren Talabschnitte und die Talausgänge eine progressive Umlenkung in Richtung des Etschtals, mit schräg und quer zu den geologischen Strukturen verlaufenden Bereichen, die meist durch tiefe Felsschluchten gekennzeichnet sind. Dadurch entstanden asymmetrische Erhebungen (*Geiersberg/M. Alto*, *Madrut/La Madrutta*, *Königswiese/M. Prato del Re*), die gekennzeichnet sind durch steile Hänge mit vorwiegend gravitativen Prozessen und Hochflächen mit struktureller und glazialer Landschaftsprägung sowie Karstlandschaften. Manchmal zeigen die Erhebungen breite Zwischenstufen (*Montan/Montagna*, *Pinzon/Pinzano*, *Mazon/Mazzon*), die sich im Bereich von leicht erodierbaren, permo-untertriassischen Abfolgen oder alten terrasierten Schwemmfächern (*Barco*, südlich von *Masetto*) entwickeln. Die Anhöhe von *Castelfeder (Castelvetere)* verläuft kontinuierlich zur Terrasse von *Montan-Pinzon* und hebt sich trotz einer Höhe von 405 m deutlich vom Haupthang ab. Hier finden sich zahlreiche Anzeichen einer subglazialen Überprägung sowie Hinweise auf antike Überschwemmungsereignisse.

Der Mitterberg (*Monte di Mezzo*, 690 m) stellt einen N-S-gerichteten Felsrücken aus Gesteinen der Etschtaler Vulkanit-Gruppe dar und trennt das Etschtal im Osten vom Überetsch im Westen. Die Hauptformen gehen hier auf eine subglaziale Überprägung mit Eisrandbildungen zurück, daneben ist auch ein struktureller Einfluss durch unterschiedliche Erosionsanfälligkeit des Felsuntergrundes zu erkennen.

Das Überetsch bildet eine weite Verflachung („Sattel von *Kalern-Eppan*“/ *Caldaro-Appiano*) in quartären Ablagerungen, die im Bereich des Kartenblattes nach Süden, d.h. zum *Kalterer See (Lago di Caldaro)* hin, abfällt. Das Auftreten von alten alluvialen Ablagerungen unterhalb der Ablagerungen des Letzten Glazialen Hochstandes lässt annehmen, dass dieser Bereich ein altes Paläotal der Etsch darstellt, das parallel zum heutigen Verlauf ausgerichtet war. Das heutige Etschtal wurde damals nur von den Flüssen *Eisack-Talfer (Isarco-Talvera)* durchflossen. Es existierten zwei in etwa parallel und in Nord-Süd-Richtung verlaufende Täler, wobei der Zusammenfluss *Eisack-Etsch* im Bereich von *Tramin*, *Auer* und *Neumarkt* erfolgen musste. Aus morphologischer Sicht stehen in diesem Abschnitt die terrasierten Ablagerungen auf beiden Talseiten hervor. Sie sind auf verschiedene Phasen von alluvialer und glazialer Modellierung zurückzuführen. In der Mitte des südlichen Überetsch liegt der *Kalterer See*, mit rund 1,3 km² Oberfläche der größte natürliche See von Südtirol.

Der *Mendelkamm* verläuft in NNE-SSW-Richtung ab dem gleichnamigen Pass (außerhalb des Kartenblattes, 1363 m ü.d.M) über den *Roen* (2116 m), *Treser Horn (Corno di Tres*, 1812 m), *Cima di Roccapiana* (1873 m), *Pontalt* (1617 m), von hier schwenkt er Richtung SSW um und setzt sich bis zur Schlucht von *La Rocchetta (Gola della Rocchetta*, 250 m) fort, um in Folge wieder in Richtung Süden über den Kamm des *Monte Fausior* (außerhalb des Kartenblattes, 1554 m) anzusteigen. Damit trennt der *Mendelkamm* das *Etsch-Einzugsgebiet* vom *T. Noce-*

Einzugsgebiet in Form eines tafeligen *Plateaus* mit asymmetrischem Profil und einer hohen steilen Wand in Richtung Etschtal.

Das Nonstal stellt ein morpho-tektonisches Becken entlang einer breiten, asymmetrischen Synklinale mit N-S-Achse dar. Das Tal wurde hierbei vorwiegend in den weichen und leichter erodierbaren, kretazisch-tertiären Formationen eingetieft und wird im Westen durch eine struktureologisch vorgegebene Störungskante der Trento-Cles-Linie begrenzt. Zahlreiche Spuren zeugen von einer glazialen Überprägung, zumeist während des Letzten Glazialen Hochstandes (LGM). Am besten erkennt man die glazialen Formen auf der rechten Seite des Nonstals (Terrasse von *Cles-Termon*), wo glaziale Ablagerungen überwiegen und vielfach in Form von N-S-gerichteten Drumlins auftreten. In der Talmitte und den wichtigsten Seitentälern überwiegen hingegen fluvioglaziale-alluviale Ablagerungen und Eisrandsedimente, die in verschiedenen Terrassenstufen angelegt sind. Am Übergang zum westlichen Talhang finden sich vorwiegend gravitative Ablagerungen und Hängefächer. Richtung Talausgang haben die mächtigen glazialen und alluvialen Sedimente des LGM oftmals die Seitentäler versperrt und zu epigenetischen Taleinschnitten geführt. Dies kann man vor allem im Unterlauf des *Rio di Belasio*, am Ausgang der Gerinne aus den Gebieten von *Termon* und *Maso Luzana*, erkennen. Orographisch links des *T. Noce* tritt die sanfte Morphologie der Hochebenen des oberen Nonstals auf, unterbrochen durch enge und tiefe Taleinschnitte glazialer Wildbachtätigkeit (SAURO, 1976), die örtlich auch tiefe Felsschluchten ausbilden. Die eindrucksvollsten Schluchten finden sich am *T. Noce* bei *Mostizzolo* und direkt unterhalb des Stausees von *S. Giustina (Lago di S. Giustina)*, am *Rio Novella*, weiters die Schlucht des *Rio S. Romedio* unterhalb des gleichnamigen Wallfahrtsortes sowie jene des *Rivo di Sette Fontane* bei *Castel Brughiero*. In sämtlichen Fällen handelt es sich um epigenetische Einschnitte, was mitunter durch einen erkennbaren Verlauf von ehemaligen Bachbetten untermauert wird, wie etwa der *Coredò-Paläoflusslauf*, der von *S. Romedio* bis nach *Castel Brughiero* reicht, oder der *Paläoflusslauf des Rivo di Sette Fontane* von *Castel Brughiero* nach *Taio*.

Das Cembratal verläuft parallel zur Trudener Linie in den Gesteinen der Etschtaler Vulkanit-Gruppe. Es ist vom Etschtal durch einen abgerundeten Kamm von 1000 bis 1812 m Höhe (im SW des Trudner Horns/*M. Corno*) getrennt. Im mittleren und oberen Talabschnitt tritt die glaziale Überprägung sehr deutlich zutage, der untere Abschnitt ist hingegen durch vorwiegend fluviatile Tätigkeit tief eingeschnitten. Dieser Einschnitt betrifft auch Wildbachablagerungen und Eisrandsedimente des Spätglazials, die auf beiden Seiten des Tals in kleinen Terrassenresten erhalten sind. Die entsprechenden Überschwemmungsereignisse führten zu einer Beeinflussung des Gewässernetzes und zur Entwicklung von epigenetischen Felsschluchten bei *Gresta* und am Zusammenfluss mit dem *Rio di Brusago*. Die Seitentäler zeigen in der Regel einen Querverlauf zum Cembratal. Eine wichtige Ausnahme stellt hierbei das N-S-gerichtete Tal des *Rio dei Molini* dar. Die Talverläufe sind meist an steil stehende Strukturen (Seitenverschiebungen) gebunden.

2. - KARST

(A. Borsato)

Karsterscheinungen kommen in unterschiedlichem Ausmaß in den karbonatischen Gesteinen der permo-mesozoischen Sedimentabfolge vor. Besonders häufig und markant treten diese Phänomene im Hauptdolomit und in der Graukalk-Gruppe auf, die im Nonstal weit verbreitet aufgeschlossen sind. Da in niederen Höhen ausgedehnte quartäre Bedeckungen vorliegen, wurden viele oberflächige Karstformen begraben oder umgeformt. Die Oberflächenformen finden sich demnach heute zumeist in den höher gelegenen Gebieten des Roen (*M. Roen*), des *M. Fausior (Dosso della Tia)* und am SW-Rand des Kartenblattes. Am *M. Fausior* kann man besonders gut kleine Dolinen und komplexe Glaziokarst-Senken, Karstspalten und bis zu einigen Zehnermetern tiefe Karstbrunnen erkennen.

Auch die unterirdischen Höhlensysteme finden sich vorwiegend im südwestlichen Blattbereich, besonders im Gebiet von *La Rocchetta (Grotta della Rocchetta, Boi del Rico und Grotta della Lovara)* und entlang der Trento-Cles-Linie (Karstsystem des *Bus de la Spia – Acquasanta-Quelle/Sorgente Acquasanta*). Eine Ausnahme stellt hierbei die Höhle mit Karstquelle von Val Rodeza (*Grotta di Val Rodeza*) dar, die sich ansteigend in einer Zwischenlage aus Hauptdolomit entwickelt.

Die *Grotta della Rocchetta* (443 m Länge, +40 m Höhenunterschied) liegt auf 300 m ü.d.M. orographisch rechts der gleichnamigen Schlucht und entwickelt sich fast zur Gänze innerhalb des Rosso Ammonitico Veronese. Die Höhle besteht aus einem einzigen, ansteigenden Schlauch entlang einer quer zur Schichtung verlaufenden Störungsfläche (TERZAN *et alii*, 2004). Es handelt sich gleichzeitig um eine Höhle und eine Karstquelle, die nur im Fall von ergiebigen Niederschlägen und während der Schneeschmelze im Frühling schüttet, dann aber mit bis zu 400-500 l/s. Diese Hochwasserphase dauert maximal 2 bis 8 Tage an und betrifft dann ebenfalls den Einstieg zum *Boi del Rico*, der rund 20 m oberhalb der *Grotta della Rocchetta* liegt.

Die *Grotta della Lovara* (350 m Länge, -70 m Höhenunterschied) liegt auf 985 m ü.d.M. an der Ostflanke des *M. Corno (Dosso della Tia, oberhalb von Mezzolombardo)* und befindet sich in der Monte Zugna-Formation. Es handelt sich um eine absteigende fossile Höhle, die nahezu parallel zum Schichtfallen verläuft und in einem 15 m tiefen, von Tonablagerungen versperrten Karstbrunnen endet.

Die Höhle *Bus de la Spia* (350 m Länge, -60 m Höhenunterschied, auf 610 m ü.d.M.), besteht aus einem einzigen absteigenden Kanal, der sich fast gänzlich entlang einer gegen den Hang einfallenden Störungsfläche entwickelt (BORSATO *et alii*, 2007a). Die Höhle entstand als Austritt des Typs Vacluse und erreicht das Grundwasser in einer Tiefe von -56 m, am Ende eines riesigen Siphons, der auf einer Länge von über 300 m durch Unterwasser-Höhlenforschung erkundet wurde. Der Wasserspiegel im Siphon ist durch zyklische Schwankungen

im Bereich von mehreren Metern in einem Zeitraum von 3 bis 12 Stunden gekennzeichnet (BORSATO, 2004), wobei die Schwankungsfrequenzen mit jenen der Schüttungsvariationen der Acquasanta-Quelle einhergehen.

3. - ANMERKUNGEN ZUR GEOLOGIE (V. Picotti)

Im Blatt 043 „Mezzolombardo“ sind ausschließlich südalpine Gesteine aufgeschlossen; dazu zählen Vulkanite der unterpermischen Etschtaler Vulkanit-Gruppe sowie permo-mesozoische und tertiäre Sedimentabfolgen. Die quartären Ablagerungen sind durch nicht zusammenhängende Körper auf den Hängen und stärker ausgeprägte Talfüllungen in den Talbodenbereichen vertreten.

Die vulkanischen Gesteine bestehen aus einer Abfolge von Laven und Ignimbritablagerungen mit vergesellschafteten vulkanoklastischen und sedimentären Lagen, die während einer intensiven, zentralen Bruchphase im unteren Perm entstanden. Es handelt sich um Produkte vulkanischer Aktivität unter sub-aerischen Bedingungen, mit variablem Chemismus von andesitischer bis rhyolitischer Zusammensetzung. Die Ablagerung erfolgte in einem tiefen Becken, das durch wichtige Diskontinuitäten in der Kruste (Valsugana-Linie, Judikarien-Linie, Pustertal-Linie) begrenzt wurde; die Mächtigkeit beträgt im zentralen Bereich (Bozen) wahrscheinlich über 3000 m.

Die Sedimentabfolgen im Blattbereich umfassen verschiedene Formationen mit zeitlicher Zuordnung vom Oberperm bis ins Obereozän. Sie weisen unterschiedliche Mächtigkeiten und Faziestypen auf, die auf eine mehrfach reaktivierte, synsedimentäre Tektonik hindeuten.

Das Quartär wird vorwiegend durch pleistozäne Ablagerungen des Etschtgletschers, durch spätglaziale Ablagerungen im Zuge der Rückzugsphasen (fluvio-glaziale Ablagerungen und Eisrandsedimente) sowie durch postglaziale Ablagerungen, meist Hangschutt, gemischter Herkunft und Alluvionen, dargestellt.

Das tektonische Erscheinungsbild ist durch ein komplexes Netzwerk aus NE-SW-, NW-SE- und N-S-gerichteten Störungen gekennzeichnet. Aus geodynamischer Sicht entwickelten sich diese Strukturen im Perm bei einer Dehnungstektonik und führten im Verlauf der vulkanischen Tätigkeit zu einer Serie von Abschiebungen, welche wiederum die Verteilung und die Mächtigkeiten der verschiedenen Ablagerungen steuerten. Die tektonische Aktivität setzte im Mesozoikum (Mitteltrias, Unterjura, Oberkreide) erneut ein und schließlich wurden die Strukturen in der neogenen Kompressionsphase mit entgegengesetzter Kinematik reaktiviert.

III - FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN

(M. Avanzini, G.M. Bargossi, A. Borsato & M. Cucato)

Der geologische Aufbau des Etschtals zwischen Trient (*Trento*) und Auer (*Ora*) und des südlichen Abschnitts des Nonstals wurden ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts untersucht. LEPSIUS (1878), STACHE (1880), BITTNER (1881, 1883) und WOLFF (1905, 1908) untersuchten das Gebiet des Mendelkamms und des oberen Nonstals. GÜMBEL (1873) und RICHTHOFEN (1874) verglichen die triasischen Gesteine der steil ins Etschtal abfallenden Felswände des Mendelkamms mit jenen der Westlichen Dolomiten (Schlern/*Sciliar*). Wenige Jahre später fasst LOSS (1877) die geologischen Daten der Geologischen Bundesanstalt in Wien zusammen und ergänzt sie mit einer Reihe von eigenen Beobachtungen.

Bald darauf folgten die Arbeiten von VACECK (1894, 1895) und VACECK & HAMMER (1911) im Rahmen der Erstellung der 1903 publizierte *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie* im Maßstab 1:75.000 (*Blatt Trient* und *Blatt Cles*, VACECK, 1903b) sowie die erste Karte mit Erläuterungen (VACEK, 1911a); dieses Werk stellt einen bedeutenden Schritt zum Verständnis der Sedimentabfolge dieses südalpinen Bereiches dar.

SCHUBERT (1900) untersuchte die mesozoischen Foraminiferen des Etschtaler Raumes, während SALOMON (1905), HERITSCH (1915), SPITZ (1920) und KLEBELSBERG (1935) in den darauf folgenden Jahren (mit einer Pause während des Ersten Weltkriegs) ein generelles stratigraphisches und strukturgeologisches Bild zeichneten. PIA (1929, 1937) dehnte seine Studien über die Trias der Dolomiten auf die Formationen westlich des Etschtals aus und bestätigt die Vermutungen von Richthofen bezüglich des Alters und der stratigraphischen Position des „Mendeldolomits“.

Die ersten Untersuchungen von italienischen Geologen gehen auf die Jahre vor dem Ersten Weltkrieg zurück und betreffen überwiegend die tertiären Sedimentabfolgen zwischen dem Etschtal und dem Nonstal (FABIANI, 1915). Mit dem

Anschluss dieser Gebiete zum italienischen Königreich nehmen diese Untersuchungen immer mehr zu (FABIANI, 1919, 1922, 1930) und dienten als Vorarbeit für die Aufnahmen der neuen geologischen Kartenblätter „Trento“ und „Bolzano“ (AA. VV., 1929 und 1957) im Maßstab 1:100.000 des italienischen geologischen Dienstes.

Die ersten systematischen Kenntnisse der Etschtaler Vulkanite des Trentino gehen auf TRENER (1904, 1933) zurück. Er unterteilte das Etschtaler Vulkanit-System in drei Bereiche: Calamento-Porphyr (*Porfido di Calamento*), Violetter Porphyr (*Porfido Violetto*) und Lagorai-Porphyr (*Porfido di Lagorai*). Die permische Vulkanitabfolge wird durch die Arbeit von VARDABASSO (1930) verfeinert. Er unterscheidet mehrere eruptive Ereignisse aus überlagernden Lavaströmen verschiedener petrographischer Zusammensetzung, die durch Lagen von Tuffen, Konglomeraten und Breccien getrennt sind. Dadurch wurden von unten nach oben folgende Einheiten unterschieden: Calamento-Porphyr, basische felsitische Porphyre, Sandsteine mit Pflanzenresten, Konglomerate, Breccien und sandige Tuffe im Calamento-Porphyr, Gänge von grünen Porphyriten im Phyllit und im Calamento-Porphyr, Violetter Porphyr (basisch), Konglomerate und Tuffe an der Basis des Lagorai-Porphyr, Lagorai-Porphyr, Val-Floriana-Porphyr mit großen Orthoklaskristallen und schließlich Monte-Zaccon-Porphyr.

Mit ANDREATTA (1950, 1959) folgt ein besseres Verständnis des Etschtaler Vulkanit-Systems im südlichen Trentino. Er unterteilt den gesamten Komplex in zwei Gruppen, eine untere, die in etwa mit dem Calamento-Porphyr von Trener übereinstimmt, und eine obere, vergleichbar mit dem Violetten Porphyr und dem Lagorai-Porphyr. Die recht komplexe untere Abfolge wird „wahrscheinlich von sehr vielen Lavaströmen und Tufflagen aufgebaut, die auf zahlreiche unterschiedliche vulkanische Apparate zurückzuführen sind“. Die obere Abfolge erscheint deutlich homogener und besteht aus dem sogenannten „Quarzporphyr“. Diese Unterteilung in zwei Gruppen wird auch von PICHLER (1959) übernommen, wobei er eine basale Serie aus überwiegend Tuffen mit dünnen Einschaltungen und Strömen von Porphyriten und Melaphyren („Basale Tuffserie“) und eine obere, saure Serie, den sogenannten „Lagorai-Quarzporphyr“ unterscheidet. MITTEMPERGHER (1958) beschäftigte sich mit der nördlichen Abfolge des Etschtaler Vulkanit-Komplexes und unterteilte die gesamte Serie in einen „Unteren Komplex“ und einen „Oberen Komplex“. Letzterem wurde dabei ein ignimbritischer Ursprung zugeschrieben. LEONARDI & ROSSI (1959) unterteilten die Etschtal-Vulkanite im Gebiet von Cavalese in zwei Zyklen, einem oberen und einem unteren. Dem oberen Zyklus wurde dieselbe Interpretation wie bei Mittempergher zuteil. D'AMICO & GHEZZO (1963) untersuchten die permischen Vulkanite im südlichen Gebiet, wobei sie nicht mehr die paläovulkanische Terminologie, sondern die neovulkanische benutzen.

Im darauf folgenden Blatt 21 „Trento“ der geologischen Karte von Italien (AA.VV., 1968a) werden die vulkanischen Einheiten bereits sehr detailliert ausgehalten und in der „Etschtaler Vulkanit-Gruppe“ zusammengefasst. Die Abfolge gliedert sich in einer unteren und einer oberen Gruppe, die ihrerseits in verschiedene

Untereinheiten unterteilt werden. Die untere Gruppe umfasst untere andesitische Laven, untere rhyodazitische Ignimbrite und dazitische Laven („Calamento-Porphyr“ TRENER *p.p.*). Der oberen Gruppe gehören obere andesitische Laven („Calamento-Porphyr“ – „Porphyrit-Gänge“ – „basische felsitische Porphyre“ TRENER *p.p.*), obere rhyodazitische Ignimbrite („Calamento-Porphyre“ und „Lagorai-Porphyre“ TRENER *p.p.*), rhyodazitische und rhyolitische Laven („Violetter Porphyrit“ TRENER *p.p.*) sowie rhyolitische Ignimbrite („Lagorai-Porphyr“ TRENER *p.p.*) an.

Die im Rahmen des Projekts CARG neu erstellten geologischen Kartenblätter „Eppan“ (*Appiano*), „Trento“ und „Meran“ (*Merano*) (AA.VV. 2007, 2010a, und 2010b) haben die vulkanische Abfolge eingehend untersucht und durch zahlreiche Altersbestimmungen die Zeitspanne ihrer Ablagerung (285-274 Ma) besser definiert. Die neuen Untersuchungen hoben eine enge Verbindung zwischen dem Ausstoß vulkanischer Produkte und der progressiven Caldera-Bildung der „Bozener Quarzporphyryplatte“, der heutigen Etschtaler Vulkanit-Gruppe, hervor (AVANZINI *et alii*, 2007 und 2010; BARGOSSO *et alii*, 2007 und 2010; MAROCCHI *et alii*, 2008; MORELLI *et alii*, 2007 und 2010;).

In der permo-triassischen Sedimentabfolge von VACEK (1895, 1896) folgen auf den *Grödener Sandstein* die *Oolith-Dolomit-Stufe* (Bellerophon-Formation und Tesero-Member der Werfen-Formation), der *Buntsandstein* mit den *Seiser Schichten* und den *Campiller Schichten*, der *Muschelkalk* und der *Keuper*.

Oberhalb des *Muschelkalks* unterscheidet VACEK eine Karbonatplattform des Oberanisium-Ladinium: den *Diploporendolomit*, der von den darüber liegenden karbonatischen Einheiten (*Hauptdolomit*) durch eine Lage von Tuffen und Laven der *Melaphyrreruption* getrennt ist. Die Abfolge setzt sich dann mit den *Grauen Kalken* und dem *Capo San Vigilio-Oolith*, dem *Ammonitico rosso*, der *Maiolica*, dem *Biancone*, der *Scaglia der Unteren Kreide* und schließlich mit dem *Eozän* (überwiegend Nummulitenkalke) fort.

In den geologischen Karten von 1903 wurde dieses stratigraphische Modell großteils übernommen, aber die stratigraphische Unterteilung änderte sich radikal in den 1911 von VACEK selbst abgefassten und veröffentlichten Erläuterungen. Während die ältere Abfolge unverändert blieb, lässt er für die Sedimenteinheiten die Unterteilung der germanischen Trias fallen und führt eine neue Unterteilung in *Unter-*, *Mittel-* und *Obertrias* ein, mit unterschiedlicher Abgrenzung im Vergleich zur traditionellen germanischen Trias. Vor allem aber unterteilte er die Mittel-Obertrias sehr detailliert in Formationen. In den Erläuterungen von 1911 unterscheidet VACEK über einer Breccienlage (= Richthofen-Konglomerat nach heutiger Einstufung) im Hangenden der unterlagernden Karbonatplattformen, eine Schichtabfolge mit Beckencharakter, die er als *Zwischenbildungen* bezeichnete. In diesen Schichten erkannte er Ammoniten vom Typ *Ceratites nodosus* mit vermutlich ladinischem Alter. Aus diesem Grund wird der unterlagernde *Diploporendolomit*, der mit diesen Schichten verzahnt, als *Schlerndolomit* bezeichnet.

In den Erläuterungen des Blattes „Trento“ der Geologischen Karte von Italien (BARTOLOMEI *et alii*, 1969) wurde die mitteltriassische Abfolge neu beschrieben unter Anwendung der neuen geologischen Nomenklatur nach LEONARDI (1967).

Die unterjurassischen Abfolgen (Graukalk-Gruppe) wurden bereits in der Karte von VACEK in Einheiten untergliedert: eine obere *Norigliostufe* (Rotzo-Formation) und untere *Oolithische Kalke und Kalkhorizont mit Gervillia buchi* (Loppio-Oolithkalk und Monte-Zugna-Formation). Die basale Einheit am Übergang zwischen Hauptdolomit und Graukalken wurde als *Grenzdolomit* bezeichnet.

TRENER (1933) fasste im Blatt „Trento“ der *Carta Geologica delle Tre Venezie* die Einheiten in der „Unterjura (Lias) – Graukalk-Serie“ zusammen. Der St.-Vigil-Oolith wurde von DAL PIAZ (1926) auf Basis der Kartierungsarbeiten von Fabiani den Einheiten der „Mittel-Oberjura“ zugeordnet. In den Erläuterungen der zweiten Ausgabe des Blattes „Trento“ (BARTOLOMEI *et alii* 1969) blieb diese Darstellung unter dem Formationsnamen „Noriglio-Graukalke“ bestehen, die informell in zwei Lithofazies unterteilt wurden: mikrokristalline graue Kalke mit *Orbitopsella* sowie Dolomitkalke und hellgraue Dolomite.

Für die Beschreibung der oberjurassischen Einheiten (Rosso Ammonitico Veronese) verwendete TRENER (1933) die Bergmannsprache. Der untere Teil des Rosso Ammonitico wird als *Verdello* bezeichnet, der in den Hornstein führenden *Ziresol* und dann allmählich in den weißlichen Teil des *Titonico* übergeht.

Für die kretazischen Einheiten bemerkt TRENER (1933), dass der untere Teil der komplexen Schichtabfolge, die traditionell zur Scaglia Rossa (VACEK, 1903a; 1903b) zugeordnet wurde, in der Nähe von Trient wahrscheinlich dem Biancone zuzuschreiben ist, als welchen er ihn auch trotz der sehr geringen Mächtigkeit beschrieb. FUGANTI & MOSNA (1963) und BOSELLINI *et alii* (1978) bestätigten im Rahmen ihrer Untersuchungen zu den kretazischen Becken des Trentino diesen Gedanken. In denselben Arbeiten beobachteten die Autoren das Auftreten von anoxischen Lagen im Zeitraum Albium-Cenomanium und rekonstruierten für die Kreidezeit eine vom Judikarien-System gesteuerte Paläogeographie aus Horsten und Gräben.

Die ersten Arbeiten zum Quartär dieses Gebietes stammen von Autoren aus dem deutschsprachigen Raum. Darunter sticht die richtungsweisende Arbeit über die glaziale Geschichte im Alpenraum von PENCK (PENCK & BRÜCKNER, 1909) hervor. Für den Überetscher Raum (Sattel von Eppan-Kaltern) versucht der Autor die glazialen Phasen zu rekonstruieren und das Auftreten von kiesigen, als fluviatil interpretierten Ablagerungen unterhalb der glazialen Ablagerungen zu erklären. Nach der Interpretation von PENCK entstanden letztere durch einen oder mehrere Gletschervorstöße (Bühl-Stadium) im Post-Würm, die von einer stadialen Moräne westlich des Mitterbergs (*Monte di Mezzo*) belegt werden. Am Ausgang des *T. Noce* ins Etschtal erkannte und beschrieb der Autor terrassierte Konglomerate (30–40 m über dem heutigen Talboden) unterhalb glazialer Ablagerungen bei der Kirche *S. Pietro* in *Mezzolombardo*. KLEBELSBERG (1926, 1935) interpretierte hingegen die Moräne beim Mitterberg eher als eine Erosionsform und die glazialen Ablagerungen als Grundmoräne des Würm. Demzufolge sind die unterlagernden Schotter als „interglaziale Alluvionen“ anzusehen.

STACUL (1965, 1991) beschrieb die Ablagerungen bei der Laimburg (*Castel Varco*) und interpretierte sie als spätglaziale lakustrine Ablagerungen. EBERS

(1972) untersuchte die Geologie und vor allem die Morphologie des Überetsch, welches sie als ein klassisches Drumlin-Gebiet darlegte. Sie bewertete die Schotterablagerungen unterhalb der Moräne als interglazial und vertrat die Hypothese einer fluviatilen Landschaft mit terrasierten Ablagerungen vor dem Gletschervorstoß im Würm. Die von PENCK als stadial beschriebene Moräne wurde als eine Mittelmoräne der Gletscher von Eisack und Etsch interpretiert. CASTIGLIONI & TREVISAN (1975) trennten die vor der großen Würm-Vergletscherung abgelagerten Schotter von anderen, meist glaziolakustrinen Ablagerungen, die auch an vielen anderen, bisher nicht betrachteten Orten angetroffen wurden und ins Spätglazial gestellt wurden. SCHOLZ *et alii* (2005) interpretierten die genannte „Moräne“ wie auch andere Formen auf der gegenüberliegenden Talseite als Eisrandsedimente und betrachteten sie als Ausdruck eines neuerlichen Gletschervorstoßes im Spätglazial. Diese Interpretation wird von den Autoren der vorliegenden Erläuterungen nicht gänzlich geteilt. Die Autoren beschäftigen sich auch mit den quartären Ablagerungen südlich des Überetsch, speziell im Gebiet von Kurtatsch (*Cortaccia*), unter Miteinbeziehung neuer Daten zur Sedimentologie und zur Morphologie. THALHEIMER & BERGER (1998) lieferten jüngst einen Beitrag zum Verständnis der Region durch eine Charakterisierung der vorhandenen Bodenhorizonte samt Kartenwerk.

In den anderen Abschnitten des Etschtals ist die Arbeit von TRENER (1933) zu erwähnen, der alte Alluvionen auch im Gebiet von Glen (*Gleno*, Montan/*Montagna*) beschrieb. VENZO (1962) kartierte die quartären Ablagerungen des Untersuchungsgebietes, wobei besonders die Beschreibung der interglazialen Alluvionen bei Mazon (*Mazzon*) und bei Pinzon (*Pinzano*) im unteren Trudner Tal (*Val Tredena*) von Interesse ist. Die entsprechende Interpretation von VENZO wird hier nur teilweise bestätigt. Der Autor beschrieb auch ähnliche, terrasierte Ablagerungen im Cembratal sowie die alten Fächerablagerungen bei *Faedo*, die allerdings vom Autor als „umgelagerte Rutschmassen“ des Interglazials Riss-Würm angesprochen wurden.

Im Gebiet des Nonstals sind die Untersuchungen von SAURO (1976) zu erwähnen, die sich auf die Erkennung und die Beschreibung der Formen fokussieren, sowie jene von CALLEGARI (1932), der dem komplexen System von Tälern und Schluchten des regionalen Gewässernetzes besondere Beachtung schenkte.

Hinsichtlich der Paläoseismizität muss der Beitrag von GALADINI *et alii* (1997) hervorgehoben werden. Dank Untersuchungen an Mauerresten einer römischen Villa, die bei Ausgrabungen in Neumarkt (*Egna*) gefunden wurde, beschrieben die Autoren Versätze im Baugrund. Die Autoren setzten diese Verformungen in Verbindung mit einem großen Erdbeben im 3. Jahrhundert n. Chr. Dieses Thema wurde mit zusätzlichen Daten auch in weiteren Beiträgen behandelt (GALADINI & GALLI, 1999 und 2000; GALLI & GALADINI, 2001 und 2002).

Geoarchäologische Untersuchungen wurden in den letzten Jahrzehnten in bronzezeitlichen und jüngeren Stätten, meist im Etschtalboden, durchgeführt. Dadurch wurden die Verhältnisse zwischen den Siedlungen und der holozänen Sedimentation in Pfatten (*Vadena*, COLTORTI & DAL RI, 1985), St. Florian (*San*

Floriano, Neumarkt, COLTORTI, 1985; COLTORTI & DAL RI, 1991), Neumarkt (BASSETTI, 2002; DI STEFANO, 2002) und *Mezzolombardo* (COLTORTI, 1991) hervorgehoben. BARTOLOMEI (1974) beschrieb Siedlungen von der Neusteinzeit bis in die Bronzezeit an zahlreichen Orten des Etschtales. BAZZANELLA & WIERER (2001) untersuchten eine mesolithische Siedlungsstätte am Galgenbühel (*Dosso della Forca*, Salurn/Salorno), unterhalb einer Felswand, und konnten so die Hangschuttablagerung mit der Sedimentation im Talboden anhand von ^{14}C -Datierungen korrelieren.

MANFREDI (1997) und WERTH (2003) lieferten Arbeiten zur Etschregulierung und Bonifizierung des Talbodens.

Von Bedeutung für das gegenständliche Kartenblatt sind auch die jüngsten Untersuchungen im *Val di Cencen (Val di Rabbi, Seitental des Val di Sole)* zur Altersbestimmung der „spätglazialen Phasen“ anhand von ^{14}C - und ^{10}Be -Datierungen (FAVILLI *et alii*, 2009a, 2009b). Die ^{14}C -Datierungen ergaben für den Beginn der Bodenbildung auf einem Seitenmoränenwall in 2100 m Höhe ein Alter von 16.785-17.840 cal yrs BP, während ^{10}Be -Datierungen der exponierten Flächen einiger Erratika zum Ergebnis führten, dass sich der Gletschervorstoß der Jüngeren Dryas zwischen 13 und 11,6 ka BP auf die oberen Karbereiche beschränkte.

Eine weitere bedeutende ^{14}C -Datierung für die letzten Phasen des Letzten Glazialen Hochstandes (LGM) stammt aus einer Bohrung im Etschtal bei *Zambana Vecchia*. Eine Probe aus einer Tiefe von 166 m ab Geländeoberkante ergab ein Alter von 14.125 ± 325 cal yrs BP und zeugt vom Gletscherrückzug im Etschtal (AVANZINI *et alii*, 2010).

Untersuchungen an Höhlensinter im Gebiet von *La Rocchetta* und *Bus de la Spia* sind in BORSATO (1997), BORSATO *et alii* (2005, 2007), MIORANDI & BORSATO (2007) beschrieben. Im *Bus de la Spia* zeigten U/Th-Datierungen eine bedeutende Sinterbildung zwischen $155.7 \pm 36/-21$ ka und $208.0 \pm 24/-19$ ka (BORSATO *et alii*, 2005), während größere Versinterungen im Holozän in die Zeitabschnitte 10.890 ± 150 cal yrs BP und 4.470 ± 200 cal yrs BP fallen (BORSATO *et alii*, 2007b).

Eine regionale Übersicht zu den klimatischen und sedimentären Ereignissen für den alpinen Raum findet sich in RAVAZZI (2007), für das untere Etschtal in BASSETTI & BORSATO (2007).

IV – STRATIGRAPHIE DER VULKANITE (G.M. Bargossi & C. Morelli)

1. - ETSCHTALER VULKANIT-GRUPPE (GA)

Die Gesteine des permischen Vulkanismus sind heute über ein mehr als 2000 km² großes Gebiet zwischen dem Periadriatischen Lineament im NW und der Val Sugana-Linie im SE aufgeschlossen (BARGOSSO *et alii*, 1998; BRANDNER & MOSTLER, 1982). Alle vulkanischen und sedimentären Produkte zwischen der basalen Diskordanz zum variszischen kristallinen Grundgebirge und den diskordant auflagernden, kontinentalen Rotschichten der Gröden-Formation werden auf Vorschlag der Arbeitsgruppe für Sedimentologie der Zentral-, Ost- und Westalpen (Sitzungsprotokoll Nr. 4, Verona 3. Juni 2002) unter dem Begriff „*Gruppo Vulcanico Atesino*“ (GA), im Deutschen „**Etschtaler Vulkanit-Gruppe**“ (GA), zusammengefasst.

Die vulkanische Aktivität der Etschtaler Vulkanit-Gruppe (GA) zeigt subalkalische Serien mit kalkalkaliner Affinität unter kontinentalen subaerischen Bedingungen. Zeitgleich fand eine vulkano-tektonische Aktivität mit Absenkung und Caldera-Entwicklung statt (MORELLI *et alii* 2007, MAROCCHI *et alii* 2008) und bewirkte die zunehmende Absenkung der zentralen Bereiche, wodurch die Geometrie der Platznahme und die Verteilung der vulkanischen Produkte stark beeinflusst wurden. Heute finden sich in den zentralen Bereichen fast ausschließlich die jüngeren Ablagerungen und in den Randzonen die ältesten.

Die erste Phase der magmatischen Aktivität zeigt vorwiegend eine rhyodazitische und andesitische Zusammensetzung der Schmelzen; danach werden die Produkte zunehmend saurer, bis fast nur mehr rhyolitische Gesteine gefördert werden. Die Vulkanite bestehen überwiegend aus pyroklastischen Strömen (Ignimbrite) und untergeordnet aus Laven, die in den Anfangsphasen häufiger vorkamen, sowie zahlreichen epiklastischen Lagen (MORELLI *et alii* 2007, MAROCCHI *et alii* 2008).

Die Vulkanite erreichen eine maximale Mächtigkeit von über 2000 m und dünnen in den Randzonen aus (SELLI *et alii*, 1996). Die eruptive Tätigkeit dauerte insgesamt rund 11 Ma (285-274) an, mit variabler und zunehmend höherer Förder- und Ablagerungsrate (MAROCCHI *et alii* 2008).

Im Blatt „Mezzolombardo“ ist die GA im zentralen Bereich mit den jüngeren Einheiten vertreten. Die verschiedenen Formationen wurden schon im angrenzenden Blatt „Eppan“ (AVANZINI *et alii*, 2007) ausgehalten und beschrieben. Für die Beschreibung der verschiedenen pyroklastischen Ablagerungen wurde die Klassifikation nach FISHER & SCHMINCKE (1984) auf Basis der Korngrößen der pyroklastischen Fragmente verwendet (Abb. 2).

1.1. – GARGAZON-FORMATION (IGG)

Diese Formation tritt verbreitet weiter nördlich, im Gebiet der geologischen Blätter „Eppan“, „Meran“ und „Bozen“, an beiden Flanken des Etschtals, des Eisacktals (*Val d'Isarco*) und des Sarntals (*Val Sarentino*), sowie im südlichen Bereich des Großen Laugen (*Monte Luco*) fast bis nach *Tregiovo* auf, wobei Mächtigkeiten von bis zu 900 m erreicht werden. Die Formation wurde auch im südlichen Abschnitt der GA (Blatt „Trento“) beschrieben. Es handelt sich um mächtige Ignimbrit-Lagen, die aus mehreren verschweißten Fließkörpern

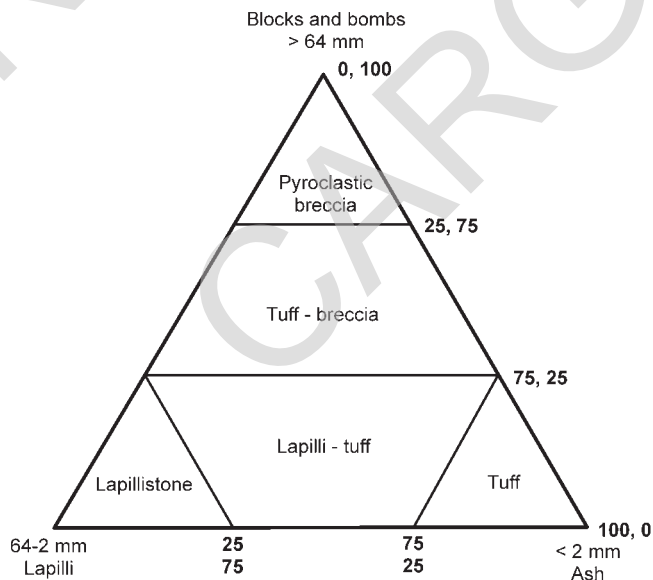


Abb. 2 – Klassifikationsdiagramm der pyroklastischen Fragmente (aus FISHER & SCHMINCKE, 1984).

bestehen und einen großen Teil der Etschtaler Vulkanit-Gruppe aufbauen. Diese Förderprodukte füllen die in den vorherigen Phasen entstandenen Senken auf und verwischen die morphologischen Unterschiede, die nach der Platznahme der verschiedenen Lavadome in den ersten, von überwiegend Lavaströmen gekennzeichneten Phasen, vorherrschten.

Aufgrund der anschließenden Caldera-Entwicklung und Absenkung des zentralen Bereiches der GA, bzw. dessen folgender Verfüllung (Gries-Formation und Auer-Formation), ist die Gargazon-Formation als Teil des unteren GA-Abschnittes im Blattbereich „Mezzolombardo“ nicht gut aufgeschlossen. Der oberste Teil tritt mit einer Mächtigkeit von 150-200 m in einer schmalen Zone am Mitterberg (*Monte di Mezzo*), unterhalb der Leuchtenburg (*Castelchiaro*), direkt südlich des Stadlhofs (*Maso Stadio*), auf.

Die Gargazon-Formation besteht aus sehr homogenen, verschweißten und extrem kompakten, rhyodazitischen Lapilli-Tuffen von schwarzer oder grauer Farbe, die aufgrund der starken Oxidation entlang von Klüften einen violetten Rotton annehmen kann. Das Gestein wird im Allgemeinen von subvertikalen Klüften in sehr regelmäßige (1-30 cm) Platten zerlegt (Abb. 3).

Das Gesteinsgerüst besteht aus zahlreichen Phänokristallen (1-3 mm) von weißem und/oder hellrosafarbenem Plagioklas, Quarz und schwarzem Biotit in einer homogenen, mit der Lupe nicht aufzulösenden Grundmasse.

Sehr zahlreich treten auch Zentimeter bis Dezimeter große, juvenile Einschlüsse mit porphyrischem Gefüge auf (Abb. 4). Diese Einschlüsse sind häufig geplättet und isoorientiert. Es handelt sich dabei um Reste der Schmelze, die während



Abb. 3 – Gargazon-Formation (IGG):typisches Erscheinungsbild mit deutlicher vertikaler Klüftung (Kreiter Sattel/Varco Laimburg, beim Stadlhof/Maso Stadio).

des Aufstiegs und noch vor der Fragmentierung zum Teil auskristallisiert sind.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein ein klastisches, orientiertes Gefüge ohne Korngrößensortierung, mit reichlichen Lapilli und kristalliner Asche (40-60%) in einer Grundmasse, die aus einem felsitischen, kryptokristallinen, pseudofluidalen, manchmal sphärolithischen Gemenge besteht, das durch Rekrystallisation aus einer ursprünglich glasigen Komponente entstanden ist (Abb. 5). Es treten auch diffuse Bereiche chloritischer und kalzitischer Alteration, verstreute Pyritkristalle und mikrogranularer Hämatit auf. Die zumeist idiomorphen oder als abgerundete Fragmente vorliegenden Plagioklase sind in Albit, Serizit, Kalzit und opake Minerale umgewandelt. Quarz kommt in Form von großen, gerundeten Kristallen mit großen Korrosionsbuchten, aber auch in kleinen kantigen Bruchstücken vor. Es tritt auch verzwilligter Sanidin auf, der teils getrübt und in Tonminerale umgewandelt ist. Der Biotit ist meistens idiomorph aber deformiert und durch Oxide, Chlorit und polykristalline Aggregate von sekundärem Quarz ersetzt.

Pyroxen wurde vollständig durch grüne Chlorit-Büschel, Serizit und opake Mineralien ersetzt. Nebengemengteile sind allanitische Epidot, langprismatische Apatit (sowohl in der Matrix, als auch als Einschluss in den Kristallklasten), idiomorphe Zirkone (erkennbar an gut ausgebildeten Aureolen) und zahlreiche opake Phasen. Die Flammen haben ein porphyrisches Gefüge mit der identischen Phäno-kristall-Zusammensetzung wie das Umgebungsgestein. Die Kristalle schwimmen in einer rekrystallisierten Grundmasse aus Quarz-Feldspat-Flocken.



Abb. 4 – Gargazon-Formation (IGG): Detail mit hervorgehobenen Flammen mit porphyrischem Gefüge (Kreiter Sattel/Varco Laimburg, beim Stadlhof/Maso Stadio).

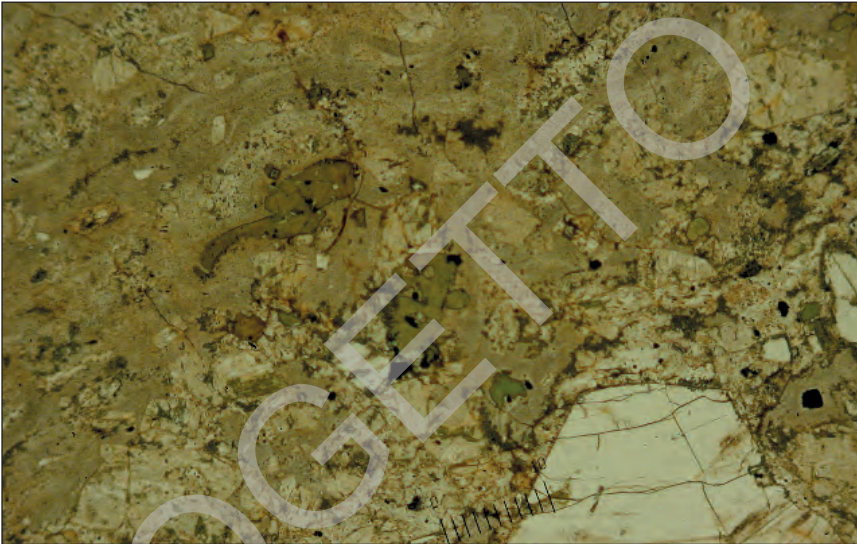


Abb. 5 – Gargazon-Formation (IGG): Kristallklasten und Grundmasse mit pseudofluidalem Gefüge (Dünnschliffaufnahme bei parallelen Nicols).

1.2. – GRIES-FORMATION (IGR)

Die Gries-Formation bildet eine mächtige, ignimbrische Einheit rhyolithischer Zusammensetzung im zentralen Bereich der GA; sie liegt an der Basis der Auer-Formation, die mit ihren Produkten die Caldera-Senke schließlich komplett verfüllte.

Die Formation tritt im Etschtal an der Basis der Felswände, die überwiegend von der Auer-Formation aufgebaut werden, auf: im zentralen Abschnitt des Mittelberges (*Monte di Mezzo*) mit einer Mächtigkeit bis 150 m, in der Nähe von Branzoll (*Bronzolo*), bei Auer (*Ora*) und auf der rechten Talseite bei Söll (*Sella*). Östlich der Trudener Linie tritt die Gries-Formation sporadisch im Gebiet von Gschnon (*Casignano*) zutage, immer an der Basis der Auer-Formation. Nur im Bereich der Leuchtenburg (*Castelchiaro*) im Etschtal kann man die Formation in ihrer ganzen Mächtigkeit (300 m) beobachten, von der diskordanten Basis zur Gargazon-Formation bis zum oberen Kontakt mit der Tregiovo-Formation.

Die Gries-Formation besteht aus verschweißten, rhyolithischen Lapilli-Tuffen von dunkelrot-violetter Farbe, die massig ausgebildet oder leicht orientiert sind. Das Gestein besteht aus zahlreichen, mm-großen Kristallen von Sanidin, intensiv rosarotem Feldspat und Quarz, eingebettet in eine rot-violette, felsitische mit der Lupe nicht auflösende Grundmasse mit Fließgefügen. Lokal treten sowohl vulkanische, als auch metamorphe Lithoklasten mit kontaktme-

tamorph entstandenen Reaktionsrändern auf. Häufiger kann man jedoch bis zu 50 cm große juvenile Einschlüsse (Flammen) mit porphyrischer Textur und kugeliger Form mit zerdrückten Rändern, die mit der Grundmasse verzahnen und parallel zur Fließrichtung gelängt und isoorientiert sind (Abb. 6a), beobachten.

Petrographisch handelt es sich um ein orientiertes, klastisches Gefüge mit Lapilli und kristalliner Asche (30-50 %). Das Gestein besteht aus Plagioklas, umgewandelt in Albit, Serizit, Kalzit und Tonmineralen, aus Sanidin, der mosaikförmige Albitisierung und Kaolinitisierung zeigt, aus gerundetem Quarz mit Korrosionsbuchten, aus Biotit und Pyroxen, die durch opake Minerale ersetzt sind, sowie den Nebengemengteilen Zirkon und Apatit. Die Grundmasse ist entglast und besteht aus felsitischen Quarz-Feldspat-Aggregaten mit deutlichen pseudofluidalen Strukturen, die von mikrogranularen opaken Mineralen hervorgehoben werden (Abb. 6b). In den gut erkennbaren perlitischen Rissen treten Oxide und Serizit auf.

Örtlich besteht der obere Abschnitt der Formation aus teilweise grob gebankten **vulkanoklastischen Breccien (IGR_a)**. Das Gestein setzt sich aus chaotisch gelagerten, cm- bis m-großen, angerundeten bis kantengerundeten Blöcken und Klasten zusammen, die sich fast berühren und in eine weniger kompakte, mikrogranulare Matrix eingebettet sind. Sowohl die Klasten als auch die Matrix bestehen ausschließlich aus Bruchstücken der ursprünglichen Formation. Vereinzelt treten rote Chalcedonadern auf. Die Breccien sind wahrscheinlich durch einen kurzen Transport in Form von Massenbewegungen entstanden, die durch gravitativen Kollaps der frisch abgelagerten Pyroklastika ausgelöst wurden.

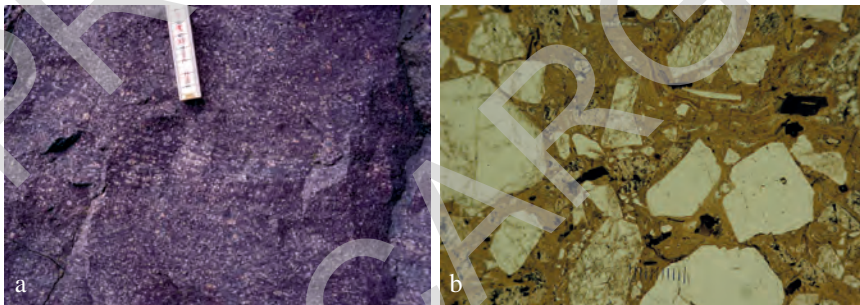


Abb. 6 – Gries-Formation (IGR): a) typisches Erscheinungsbild der Ignimbrite mit großen porphyrischen Bimssteinen; b) zahlreiche Kristallklasten in einer Grundmasse mit pseudofluidalem Gefüge (Dünnschliffaufnahme bei // Nicols).

1.3. – ANDRIAN-FORMATION (LAN)

Es handelt sich hierbei um eine sehr charakteristische Formation, die nördlich und westlich von Bozen (Blatt „Eppan“) mit maximalen Mächtigkeiten von bis zu 450 m auftritt, nach Norden und Westen schnell ausdünn und nach 6-7 km komplett verschwindet.

Im Blattbereich „Mezzolombardo“ tritt die Formation nördlich des Kreither Sattels (*Varco Laimburg*), weiter westlich am Rücken Altenburg-Seeberg (*Castelvecchio-M. del Lago*), an der Basis der Aurer Berge (*Monti di Ora*) und in kleinen Aufschlüssen in der Gegend von Gschnon (*Casignano*) auf. Sie zeigt generell geringe Mächtigkeiten bis maximal 250 m.

Die Kartierungsarbeiten zum Blatt „Mezzolombardo“ definierten gegenüber dem Blatt „Eppan“ die stratigraphischen Verhältnisse zwischen der Gries-Formation und der Andrian-Formation neu. Sowohl in der Zone des Seeberges, als auch zwischen Kreith-Hof und Zwölferbühl (*Dosso Dodici*), kann man deutlich erkennen, dass die rhyolitischen Laven der Andrian-Formation die Ignimbrite der Gries-Formation überlagern. Weiter im Norden (Blatt „Eppan“) kommt die Andrian-Formation nur in Caldera-externen Abfolgen nördlich der Grenze Bozen-Burg Hocheppan (*Bolzano-Castel d'Appiano*) vor, während die Gries-Formation nur südlich dieser Grenze, in den inneren Caldera-Abfolgen, aufgeschlossen ist.

Lithologisch handelt es sich um kompakte, rhyolitische Laven von rot-oranger bis ziegelroter und rot-violetter Farbe. Häufig sind magmatische Fließstrukturen variabler Mächtigkeit (5-20 cm) erkennbar (Abb. 7). Diese werden durch die selektive Erosion, die bevorzugt entlang der Trennflächen ansetzt, herausgearbeitet. Diese Laminationen sind generell planparallel oder leicht gewellt, es treten aber auch große Strukturen auf, die strukturellen Formen wie Kniefalten oder überkippten Falten ähneln; man kann auch Sets von Bändern beobachten, die in



Abb. 7 – Andrian- Formation (LAN): rhyolitische Laven mit deutlichen Fließstrukturen. Hangfuß auf der Nordseite des Trudner Horns, nahe Gschnon (Casignano).

unterschiedlichen Winkeln aufeinander treffen. Lokal treten vertikal gerichtete Fließstrukturen auf, die auf Zonen mit austretender Gesteinsschmelze durch subvertikale Klüfte hinweisen dürften.

Es tritt eine gut ausgebildete, vertikale Klüftung auf. Das Gestein hat ein porphyrisches Gefüge mit idiomorphen Phänokristallen (1-3 mm) von weißem und rosa Feldspat und Quarz, eingebettet in eine homogene, mit der Lupe nicht auflösende Grundmasse. Der prozentuelle Anteil der Phänokristalle ist sehr variabel und manchmal kann man Niveaus mit wenigen oder auch keinen Phänokristallen (aphyrisch) beobachten. An der Basis und am Top der Formation liegt das Gestein lokal in Blockfazies oder autobrecciert vor. Durch Alteration wird das Gestein an diesen Stellen sehr brüchig und mürbe.

Das Gestein hat eine porphyrisches, manchmal orientiertes Gefüge, mit einer variablen Korngröße von mittel- bis grobkörnig und einem Porphyritätsindex zwischen 35 und 45. Es treten folgende Phänokristalle auf: gerundeter Quarz mit großen Korrosionsbuchten und Einschlüssen von Grundmasse; Plagioklas findet man in symplektitischen oder glomerophyrischen Aggregaten auch mit K-Feldspat vergesellschaftet, häufig ist er serizitisiert, albitisiert und mit vielen opaken Mineralen durchsetzt; der K-Feldspat (Sanidin) ist von einer intensiven Tonmineralbildung und von Albitisierung betroffen; Biotit ist vollständig oder teilweise von opaken Mineralen ersetzt; der Pyroxen wird von mikrokristallinen Aggregaten aus opaken Mineralen, Serizit und Chlorit ersetzt. Apatit und Zirkon treten als Nebengemengteile auf. Die ursprünglich glasige Grundmasse ist vollständig rekristallisiert mit flockigen Strukturen, die sich zu polygonalen Aggregaten von sekundärem Quarz entwickeln können. Man kann auch Laven unterscheiden, deren Grundmasse Fließgefüge mit orientierten Biotit-Mikrolamellen aufweist, und solche, in denen es entlang der Foliation zum Zerbrechen der Phänokristalle und der Grundmasse kommt, wobei lang gezogene Adern von rotem Chalcedon und Kalzit gebildet wurden.

1.4. – TREGIOVO-FORMATION (TGV)

Die Tregiovo-Formation ist die bekannteste sedimentäre, intravulkanische Formation des Perms. Bekannt sind vor allem die pelitischen Aufschlüsse nahe Tregiovo („Tregiovo-Schichten“). Dieser Formation widmen sich viele stratigraphische (BARGOSS *et alii*, 1983) und biostratigraphische (REMY & REMY, 1978; CASSINIS & DOUBINGER, 1991, 1992; BARTH & MOHR, 1994; CONTI *et alii*, 1997) Arbeiten sowie Studien zu den Vererzungen (MOSTLER, 1965, 1966; HADITSCH & MOSTLER, 1974; KLAU & MOSTLER, 1983). Die Kartierung des Blattes „Eppan“ zeigte das Auftreten dieser Formation auch im Etschtal und erlaubte neben der pelitischen Fazies auch eine grobkörnige zu unterscheiden. Die gesamte Abfolge mit einer maximalen Mächtigkeit von 250 m geht auf den Abtrag des permischen Paläoreliefes unter kontinentalen Bedingungen zurück. Die klimatischen Bedingungen sind vermutlich mit jenen zur Zeit der Gröden-Formation vergleichbar (FELS, 1982).

Im vorliegenden Blatt tritt die Formation mit einer Mächtigkeit von bis zu 150 m im Bereich der Aurer Berge (*Monti di Ora*) und der Rosszähne (*Denti di Cavallo*) auf; sie überlagert dabei sowohl die Gries- als auch die Andrian-Formation. Die Obergrenze der Formation wird vom Perdonig-Member der Auer-Formation (ORA_1) gebildet (Abb. 8).

Es handelt sich um gut geschichtete, vulkanoklastisch-sedimentäre Ablagerungen, die in zwei getrennte Fazies unterteilt werden:

a) *Konglomeratische Fazies* (TVG_a): komponenten- bis matrixgestützte Konglomerate mit vulkanischen Klasten rhyolitischer Zusammensetzung in cm- bis dm-Bereich; der Aufbau ist chaotisch (Murablagerungen) mit kantengerundeten bis angerundeten Klasten. Nach oben treten geordnetere Lagen mit Kornsortierung und lokalen Einschaltungen von laminierten Sandsteinen auf. Diese Fazies erreicht eine maximale Mächtigkeit von 60 m an der Basis der Formation am Schwarzenbach (*Rio Nero*) bei Auer, wo sie graduell aus den vulkanoklastischen Breccien der Gries-Formation hervorgeht.

b) *Sandige Fazies* (TVG_c): rote, mittel- bis grobkörnige Sandsteine in mitteldicken bis dicken Bänken, massig oder mit paralleler Lamination bis Kreuzlamination bzw. -schichtung (Abb. 9). Örtlich treten gerundete, dm-große Vulkanitklasten auf. Im oberen Abschnitt treten seltene Lagen von feinkörnigen, weißlichen Aschen auf.



Abb. 8 – Epiklastite der Tregiovo-Formation (TGV), eingeschaltet zwischen zwei vulkanischen Einheiten, rhyolitische Laven (Andrian-Formation, LAN) an der Basis und rhyolitische Ignimbrite (Perdonig-Member, ORA_1) am Top. Aurer Berge (Monti di Ora), Etschtal.



Abb. 9 – Detail der sandigen Fazies der Tregiovo-Formation. Hang östlich von Auer, unmittelbar südlich vom obigen Foto.

1.5. – AUER-FORMATION (ORA)

Die Auer-Formation ist das jüngste vulkanische Schichtglied der Etschtaler Vulkanit-Gruppe. Sie besteht aus Ablagerungsprodukten von riesigen pyroklastischen Strömen mit enormen Volumina. In den zentralen, am tiefsten abgesenkten Bereichen (Etschtal und Cembratal) überlagert sie die Gries-Formation und erreicht Mächtigkeiten von bis zu über 1000 m. Mit geringerer Mächtigkeit (0-180 m) und in unterschiedlicher Faziesausbildung (Perdonig-Member, ORA₁) ist sie daneben auf einer Fläche von mindestens 1500 km² anzutreffen. Dabei überlagert sie diskordant die älteren vulkanischen und klastischen Formationen. Die Ablagerung dieser ignimbritischen Einheit muss im Zusammenhang mit einem komplexen Caldera-Absinken gesehen werden, das ein Gebiet von 40 km Durchmesser zwischen Bozen im Norden (Blatt „Eppan“) und dem nordwestlichen Rand der Pinè-Hochebene im Süden (Blatt „Trento“) betrifft.

Im Kartenblatt „Mezzolombardo“ ist die Formation kontinuierlich auf beiden Seiten des Etschtals und großflächig im südöstlichen Abschnitt (Cembratal) aufgeschlossen, wo sie im Grunde die einzige aufgeschlossene permische Vulkanit-Einheit darstellt. Sie weist eine diskordante Untergrenze zur Gries-Formation und z.T. zur Andrian-Formation (Abb. 10) auf.

Die Einheit besteht aus verschweißten, sehr kompakten und extrem homogenen, rhyolithischen Lapilli-Tuffen. Die Farbe variiert von rötlich-grau bis orange-rot. Das Gestein zeigt eine deutliche, regelmäßige subvertikale Klüftung nach zwei Haupt-Klüftsystemen, die ca. senkrecht aufeinander stehen (Abb. 11).

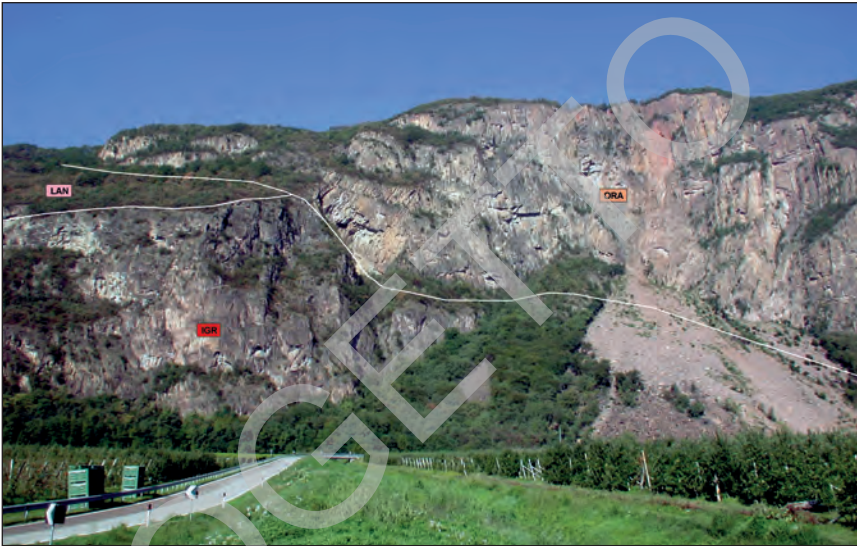


Abb. 10 – Diskordante Grenze zwischen der Auer-Formation und den unterlagernden Formationen Gries (IGR) und Andrian (LAN). Rechte Seite des Etschtals, wenig nördlich der Laimburg (Castel Varco, Stadlhof/Maso Stadio).

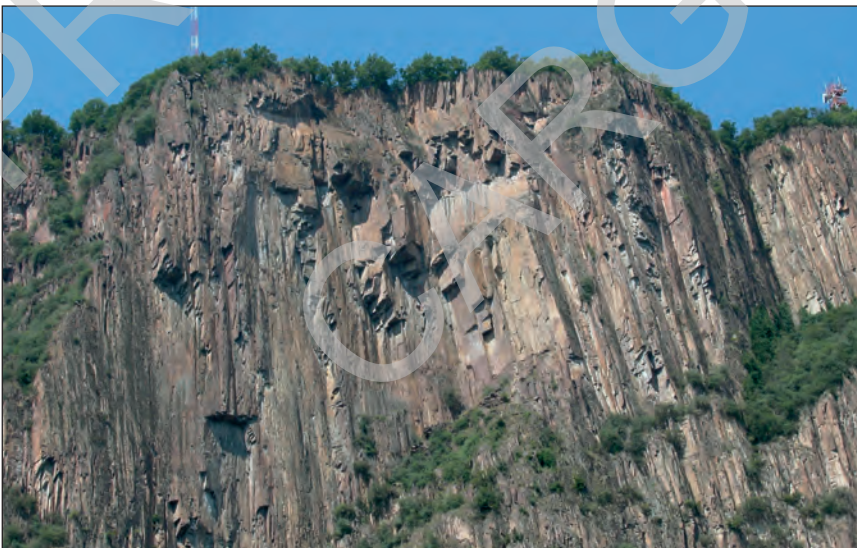


Abb. 11 – Auer-Formation (ORA): äußerst kompakte und homogene rhyolitische Ignimbrite mit ausgeprägter subvertikaler Klüftung; Mitterberg (Monte di Mezzo), Felswand auf der rechten Seite des Etschtals südlich von Pfatten (Vadena).

Ein drittes, undeutlicheres und weitständigeres System liegt ungefähr horizontal. Aufgrund dieser Eigenschaften - Härte, Homogenität und regelmäßige Klüftung - wurde und wird diese Formation intensiv zur Produktion von Platten und Pflastersteinen abgebaut. Die Steinbrüche für den Abbau des Gesteins finden sich sowohl im Etschtal, zwischen Branzoll (*Bronzolo*) und Auer (*Ora*) als auch im Cembratal im Gebiet von *Capriana*, knapp östlich der Blattgrenze, sowie weiter südlich bei *Cembra*. Nur selten beobachtet man eine ursprüngliche, durch Abkühlung bedingte Säulenabsonderung mit polygonalem Querschnitt.

Das Gesteinsgerüst besteht aus zahlreichen Kristallen (2-4 mm) von Sanidin, rosarotem Plagioklas und Quarz in einer felsitischen Grundmasse mit Fließgefüge, die unter der Lupe aufgrund winziger Kristallfragmente inhomogen erscheint. Flammen treten häufig auf und bestehen aus juvenilen Einschlüssen. Diese können sowohl aphanitisch (dunkel) als auch porphyrisch sein und weisen dieselbe Zusammensetzung wie das restliche Gestein auf (Abb. 12). Die reichlichen Phänokristalle in den juvenilen Einschlüssen belegen den hohen Kristallisationsgrad der Schmelze während des Aufstiegs und noch vor der Fragmentierung.

Auf ausgedehnten Felswänden kann man in einem Abstand von 8-10 m oder mehr Diskontinuitäten erkennen, die das Gestein parallel zur Orientierung der Flammen gliedern. Es könnte sich dabei um die Grenzflächen zwischen verschiedenen Ignimbrit-Strömen handeln. Im unteren Abschnitt der Formation treten örtlich Lagen mit zahlreichen vulkanischen Lithoklasten verschiedenen Ursprungs auf. Manchmal kommen laminierte Aschelagen im cm-Bereich vor (*Surge-Ablagerungen*).

Petrographisch zeigen die Lapilli-Tuffe dieser Formation ein orientiertes, klastisches Gefüge mit Lapilli und kristallinen Aschen (30-45 %), eingebettet in einer glasigen Grundmasse. Diese ist in felsitische Quarz-Feldspat-Aggregate umkristallisiert und zeigt generell pseudofluidale Strukturen, die durch fein verteilte mikrogranulare opake Minerale hervorgehoben werden (Abb. 12b). Die Phänokristalle sind: gerundeter Quarz mit großen Korrosionsbuchten; von tonigen Alterationen und mikrogranularem Hämatit durchdrungener Sanidin; Plagioklas, ersetzt

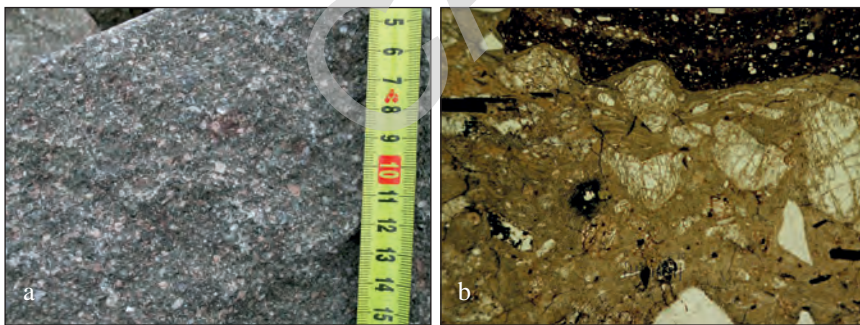


Abb. 12 – Rhyolitische Ignimbrite der Auer-Formation: Makroskopisch (a) und im Dünnschliff (b), oben rechts erkennt man eine aphanitische Flamme. (Dünnschliffaufnahme unter // Nicols).

durch ein polykristallines Aggregat von Serizit, sekundärem Quarz und opaken Mineralen; Biotit, teilweise von opaken Mineralen ersetzt; seltener Pyroxen, vollständig ersetzt von opaken Mineralen und Chlorit. Als Nebengemengteile treten Apatit und Zirkon auf. Die aphanitischen juvenilen Partien bestehen aus winzigen Kristallbruchstücken von Quarz und Feldspat, die gleichmäßig in einer hämatitierten, felsitischen Grundmasse verteilt sind.

1.5.1. – *PERDONIG-MEMBER* (ORA_1)

Im südlichen Abschnitt des Etschtals wird die Auer-Formation auf der linken Seite (Aurer Berge/*Monti di Ora*) vollständig vom Perdonig-Member abgelöst. Dieses Member wurde schon im Blatt „Eppan“ erkannt und spiegelt eine Ablagerung in den Caldera-externen Bereichen wider. Gegenüber dem zentralen, vulkano-tektonisch abgesenkten Sektor handelt es sich beim Perdonig-Member um strukturell höher gelegene Bereiche. Im Blattbereich „Mezzolombardo“ treten Perdonig-ähnliche Fazies auch in intra-Caldera-Bereichen am Top der Auer-Formation auf. Dies ist vor allem am Osthang des Etschtals (Rotwand/*Monte Rosso* im NE von Auer und beim Gemeindewald/*Bosco Comunale* südlich vom Trudner Horn/*M. Corno*) der Fall, wo man einen allmählichen Übergang aus der Auer-Formation beobachten kann.

Das Perdonig-Member erreicht eine Mächtigkeit von 50-150 m, örtlich bis

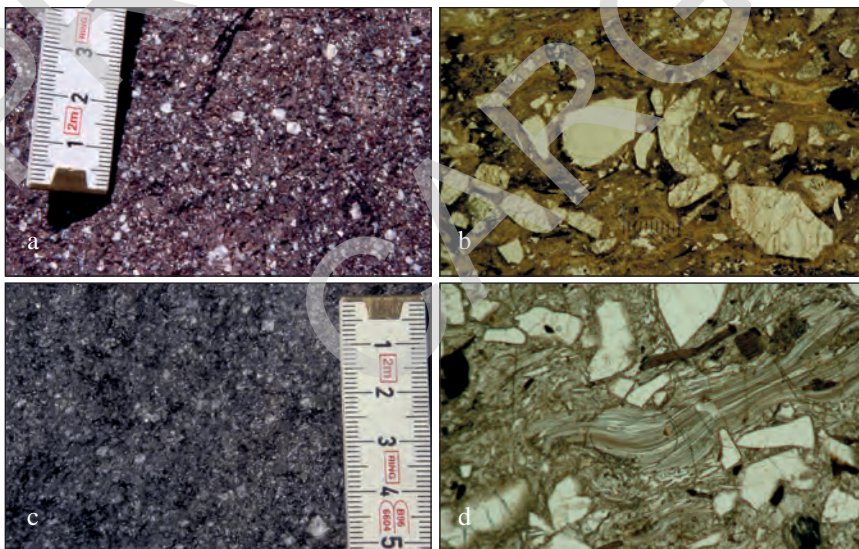


Abb. 13 – *Perdonig-Member* (ORA_1): makroskopisch (a) und im Dünnschliff (b, // Nicols); *Vitrophyr* (ORA_{1a}) an der Basis des *Perdonig-Member*: makroskopisch (c) und im Dünnschliff (d) mit glasigen Flammen und perlitischen Rissen (// Nicols).

maximal 250 m; die Untergrenze ist scharf und diskordant zur Tregiovo-Formation (TGV) und zur Andrian-Formation (LAN), bzw. auch graduell mit der Hauptfazies der Auer-Formation (ORA).

Es handelt sich um rot gefärbte, rhyolithische, verschweißte Lapilli-Tuffe und Tuffe. Sie bestehen aus kleinen Phänokristallen von Sanidin, weißem Plagioklas, Quarz, vereinzelt Biotit, sowie zahlreichen kleinen, rot gefärbten, juvenilen aphanitischen Einschlüssen (Abb. 13a). Das Gestein ist sehr kompakt und zeigt gegenüber der Hauptformation eine weniger markante vertikale Klüftung. Im unteren Abschnitt treten Lagen mit zahlreichen porphyrischen juvenilen Einschlüssen auf (Abb. 14 a, b).

An manchen Stellen kann man an der Basis dieses Member **vitrophyrische Lagen (ORA_{1a})** von einigen Metern Mächtigkeit erkennen. Diese sind extrem kompakt, die Struktur und die Zusammensetzung sind identisch mit jener der überlagernden Gesteine. Der einzige Unterschied ist das nicht alterierte Glas in der Grundmasse, welches dem Gestein eine glänzende schwarze Farbe verleiht (Abb. 13c). Der Übergang vom Vitrophyr zum überlagernden Gestein ist häufig von meterbreiten, mehr oder weniger intensiv kaolinisierten und alterierten Bereichen geprägt. Im Kartenblatt befinden sich die bedeutendsten Aufschlüsse am Schwarzenbach (*Rio Nero*).

Petrographisch zeigen die Lapilli-Tuffe dieses Member ein orientiertes, klastisches Gefüge mit Lapilli und kristallinen Aschen (25-40 %), eingebettet in einer glasigen Grundmasse. Diese ist felsitisch und in Quarz-Feldspat-Aggregate mit sphärolithischem Gefüge rekristallisiert. Das Glas und die kristalline Komponente sind nur im Vitrophyr (ORA_{1a}) gut erhalten. Hier sind auch die perlitischen Risse und das eutaxitische Gefüge besonders gut erkennbar. Das Gestein enthält Reste von glasigen Blasen, die zerdrückt und entsprechend dem Fließgefüge, von mikrogranularem Hämatit unterstrichen, ausgelängt wurden (Abb. 13b und 13d). Die Zusammensetzung der Phänokristalle ist mit jener der Auer-Formation nahezu identisch.

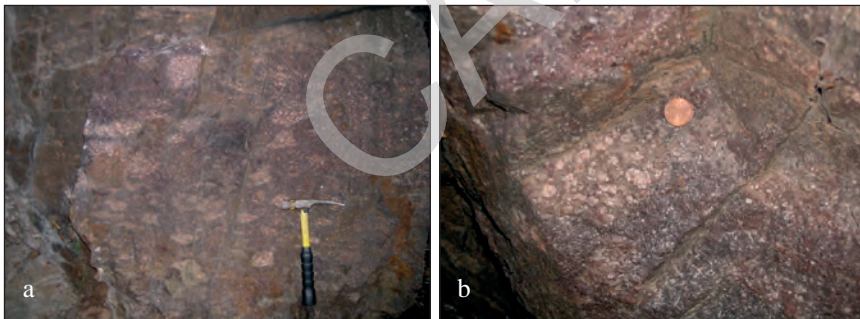


Abb. 14 – Perdonig-Member (ORA₁) der Auer-Formation: a) basale Lagen mit zahlreichen porphyrischen juvenilen Einschlüssen, orientiert und wenig deformiert; b) Detail zur Anschauung des Kristallisationsunterschiedes zwischen den juvenilen Lagen und der Ignimbritmasse. Schwarzenbach (Rio Nero) knapp oberhalb der Vitrophyr-Lage.

2. – VULKANO-TEKTONISCHE ENTWICKLUNG DES ABLAGERUNGSGEBIETES DER ETSCHTALER VULKANIT-GRUPPE (GA) IM BLATT MEZZOLOMBARDO

Wie bereits anfangs erwähnt, liegt das Blatt „Mezzolombardo“ in einem Bereich der GA mit überwiegend jüngeren vulkanischen Einheiten. Die Geometrien und Verhältnisse zwischen den verschiedenen vulkanischen Einheiten stehen in Zusammenhang mit mehreren vulkano-tektonischen Vorgängen, die zunehmend den zentralen Bereich zwischen Bozen (im Norden) und der Pinè-Hochebene (im Süden) absenkten. Die durch die Caldera-Absenkungen entstandenen Becken wurden fortlaufend von den pyroklastischen und ignimbrischen Förderprodukten aufgefüllt.

Eine detaillierte Rekonstruktion der permischen vulkano-tektonischen Entwicklung wird durch eine ausgeprägte alpidische Tektonik (Kompression und Seitenverschiebungen) erschwert. Die ursprünglichen präalpidischen Kontakte (Caldera- und Intracaldera-Ränder) werden vielfach kompressiv reaktiviert bzw. verkippt (Abb. 15).

Die stratigraphische Übersicht auf der geologischen Karte soll die permische vulkano-tektonische Entwicklung des Gebietes schematisch darstellen, wobei möglichst alle stratigraphischen Eigenschaften berücksichtigt wurden.

Die älteste vulkanische Einheit im Blattbereich ist die Gargazon-Formation, wobei nur deren oberer Abschnitt mit einer maximalen Mächtigkeit von 200 m (Basis nicht aufgeschlossen) auftritt. Sofern vorhanden, bildet die Gargazon-Formation die Basis einer Horststruktur die heute von kretazisch-miozänen Störungen der alpidischen Phase begrenzt ist. Die auftretenden Fazies sind identisch mit dem unteren und mittleren Abschnitt im Norden und Westen von Bozen (siehe Beschreibungen in den Kartenblättern „Eppan“ und „Meran“, AVANZINI *et alii*, 2007, bzw. BARGOSI *et alii*, 2010). Die Obergrenze ist scharf und diskordant zur Gries-Formation. Es fehlen alle vulkanischen und vulkanoklastischen Einheiten (Vöran-Formation, Nals-Formation und Guntschna-Formation), die weiter nördlich (Blatt „Eppan“) über der Gargazon-Formation liegen.

Im zentralen GA-Bereich ist ein verbreitetes Auftreten der rhyodazitischen Ignimbrite (Gargazon-Formation) unterhalb der jüngeren Einheiten (*IGR* und *ORA*) anzunehmen. Das Vorkommen von riesigen Volumina von Ignimbriten der Gargazon-Formation im Bereich der Blätter „Eppan“, „Meran“, „Mezzolombardo“ und „Trento“ (Pinè-Hochebene und *Catena dei Lagorai*) lässt darauf schließen, dass die Ablagerung dieser Einheit an die frühe Entwicklung einer weiten und gegliederten, vulkano-tektonischen Absenkung (Caldera) gebunden ist, deren Auffüllung die Ignimbrite darstellen.

Die folgende Gries-Formation besteht aus mindestens 300 m mächtigen, rhyolitischen Ignimbriten. Sie kommt im gesamten Etschtal vor, wenn auch oftmals von der alluvialen Talfüllung verdeckt. Kleine Reste sind auch im Hangenden der Trudener Linie und im Cembratal, knapp südlich der Blattgrenze, aufgeschlossen, wo sie die andesitischen Laven der Cembra-Formation überlagern (vgl. Blatt

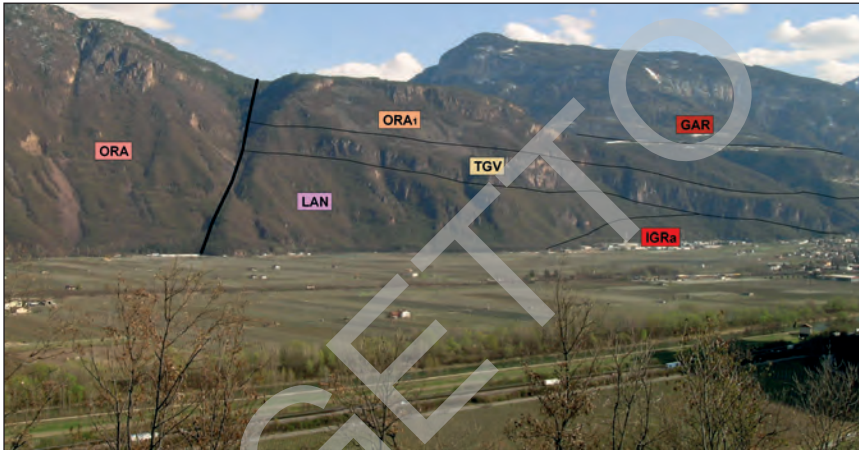


Abb. 15 – Die alpidische Tektonik (Seitenverschiebung) setzt intracalderische Abfolgen (links) mit Abfolgen wahrscheinlicher Caldera-Horste (rechts) in scharfen Kontakt. Ostflanke des Etschtals zwischen Branzoll (Bronzolo) und Auer (Ora).

„Trento“). Die Ablagerung dieser Einheit scheint demnach im gesamten zentralen Calderabereich gleichmäßig stattgefunden zu haben. Sie fehlt hingegen gänzlich in den Bereichen außerhalb der Caldera, knapp nördlich von Bozen (Blatt „Eppan“) sowie südlich des Cembratals. Dies lässt darauf schließen, dass zum Zeitpunkt der Ablagerung der rhyolitischen Produkte der Gries-Formation zumindest teilweise ein vulkano-tektonisches Absenken im zentralen Bereich erfolgt war.

Die darüber folgenden rhyolitischen Laven der Andrian-Formation (*LAN*) und Epiklastika der Tregiovo-Formation (*TGV*) finden sich nur im Abschnitt zwischen Kreith-Sattel (*Novale al Varco*) und Auer. Insbesondere die rhyolitischen Laven (*LAN*) kommen diskontinuierlich vor und keilen lateral schnell aus. Sie finden sich am Nordrand dieses mittleren Abschnittes (*Altenburg/Castelveccchio*, *Kreith-Sattel/Novale al Varco* und *Weiler Tapfer/Case Tapfer*) und weiter südlich bei *Gschnon (Casignano)*. Auch die folgenden epiklastischen Ablagerungen (*TGV*) zeigen variable Mächtigkeiten und Faziesausbildungen. Sie treten hauptsächlich auf der rechten Seite des Etschtals, wenig nördlich des Schwarzenbachs (*Rio Nero*) bei Auer auf.

Trotz fehlender weiterer Aufschlüsse, die eine bessere Rekonstruktion der vulkano-tektonischen Ereignisse und der damaligen Geländeformen zulassen würden, erlauben die festgestellten Geometrien und die Verteilung der Produkte dennoch einige Schlussfolgerungen: a) nach der Ablagerung der Gries-Formation fand eine Gliederung des Caldera-Abschnittes in strukturelle Hoch- und Tiefzonen statt. Es bildeten sich Brüche, aus denen Laven rhyolitischer Zusammensetzung gefördert wurden. So entstanden mehrere Lavaströme wie auch ausgedehnte Körper (Andrian-Formation); b) gleichzeitig führte der ausgeprägte Reliefunterschied infolge der vulkano-tektonischen Bewegungen und der relativ schnellen Entwick-

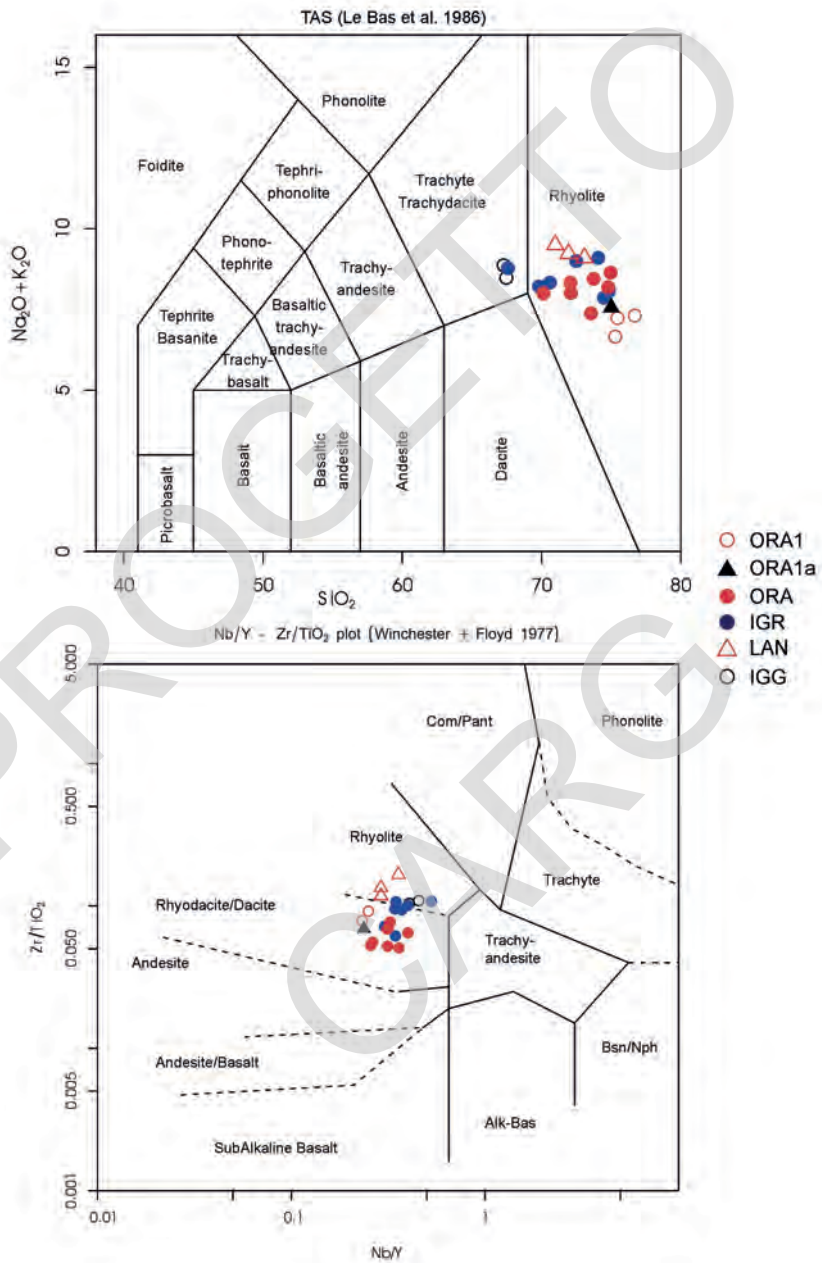


Abb. 16 – Klassifizierung der permischen vulkanischen Produkte im Blatt „Mezzolombardo“.

lung vulkanischer Körper zur Ablagerung der Epiklastika der Tregiovo-Formation.

Das Vorkommen dieser Ablagerungen (*LAN* und *TGV*) beschränkt sich auf einen begrenzten Bereich zwischen Kreith-Sattel, Auer und Trudner Horn, was verschiedenartig interpretiert werden kann. Zum einen könnten die Ablagerungen auf diesen Bereich beschränkt gewesen sein, der in der Folge einen Caldera-Horst ausbildete. Zum anderen könnte dieser Bereich heute der einzige sein, wo die Intracaldera-Stratigraphie vor den letzten explosiven Eruptionseignissen noch erhalten geblieben ist.

Die eruptive Geschichte der GA endet mit der Förderung von rhyodazitischen Ignimbriten der Auer-Formation. Diese erreichen im vorliegenden Blatt ihre maximale Mächtigkeit (900-1000 m) im Etschtal, nördlich vom Kreith-Sattel und im südlichen Abschnitt des Cembratals, während die vorhin beschriebenen, mittleren und weniger stark abgesenkten Bereiche entsprechend geringere Mächtigkeit (200 m) aufweisen. Letztere zeigen analoge Fazies zu den Caldera-externen Bereichen (Perdonig-Member *ORA₁*). Die Auer-Formation weist eine diskordante Untergrenze zu allen älteren GA-Formationen auf. Bei guten Aufschlussverhältnissen kann man das Auffüllen des Paläoreliefs durch die Ignimbrite dieser Formation deutlich nachvollziehen (siehe Abb. 10).

3. – GEOCHEMIE DER PERMISCHEN VULKANISCHEN PRODUKTE

An den Produkten der magmatischen Aktivität im Blatt „Mezzolombardo“ wurden 23 chemische Analysen durchgeführt; die Ergebnisse sind in der Tabelle 1 zusammengestellt. Für die Charakterisierung und petrographische Einordnung wurden die üblichen Diagramme verwendet, die in Abbildung 16 wiedergeben sind (LE MAITRE, 1989; WINCHESTER & FLOYD, 1977).

Im Diagramm $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 fallen alle Gesteinsproben - mit Ausnahme der Ignimbrite der Gargazon-Formation - ins Feld der Rhyolite, wenn auch mit variablem SiO_2 -Gehalt. Die petrographische Analyse zeigt ausgeprägte metasomatische Prozesse an den permischen Vulkaniten, die zu mineralogischen und chemischen Umwandlungen, bzw. zur Mobilisierung insbesondere der Alkali-Elemente führten. Ein Beispiel hierfür sind die rhyolitischen Ignimbrite der Gargazon-Formation, die durch eine $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ Anreicherung ins Feld der Trachydazite fallen und einen scheinbar alkalischen Charakter aufweisen. Um solche Probleme zu vermeiden, wurde auf das Diagramm Zr/TiO_2 vs. Nb/Y zurückgegriffen, welches untergeordnete und Spurenelemente verwendet, die bei metasomatischen Prozessen weniger mobilisierungsanfällig sind. Demnach zeigen sämtliche analysierte Gesteinsproben bei einem Wert von $\text{Nb}/\text{Y} < 0,64$ eine kalkalkaline Affinität. Die Proben verteilen sich auf die Felder der Dazite-Rhyodazite und der Rhyolite, wobei die Ignimbrite der Gries-Formation und die Laven der Andrian-Formation die differenziertesten Gesteine darstellen.

Im Allgemeinen bilden alle permischen Produkte der GA eine metaluminose bis leicht peraluminose Serie, welche mineralogische, petrographische und che-

mische Eigenschaften von typischen subalkalischen Serien mit einer deutlichen kalkalkalinen Affinität aufweist. Weiters zeigen die Gesteine ein chondritisches REE-Spektrum mit unterschiedlichen Anreicherungen an LREE, eine mäßige bis sehr deutlich (Rhyolite) ausgeprägte negative Eu-Anomalie sowie das Fehlen von signifikanten Fraktionierungen von HREE. Die Geländedaten sowie die petrographischen, geochemischen und Isotopendaten ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis von 0,7057 bis 0,7114; ϵNd -Werte von $-2,7$ bis $-7,4$; $\delta^{18}\text{O}$ von $7,6$ bis $9,5$ ‰) (BARTH *et alii*, 1993, ROTTURA *et alii*, 1998, MAROCCHI *et alii*, 2008) unterstreichen die hybride Natur der magmatischen Produkte des Unterperm, die ihren Ursprung in komplexen Interaktionen zwischen Mantelschmelzen und Krustenmaterial hat.

V – STRATIGRAPHIE DER PERMO-MESO-KÄNOZOISCHEN SEDIMENT- UND VULKANIT-ABFOLGEN

(M. Avanzini, R. Tomasoni & M. Rinaldo)

Die Sedimenteinheiten im Kartenblatt „Mezzolombardo“ umfassen Formationen vom Oberperm bis ins Mittel-Obereozän.

Die aufgeschlossene Sedimentabfolge lässt sich gut mit den gleichaltrigen Einheiten im Etsch-Einzugsgebiet, die durch die Kartierungen in den anliegenden Gebieten bereits aufgenommen wurden, vergleichen.

1. - GRÖDEN-FORMATION (GAR)

Die Gröden-Formation (Grödner Sandstein) wurde von MASSARI *et alii* (1988, 1994) und MASSARI & NERI (1997) in stratigraphischer und sedimentologischer Hinsicht beschrieben.

Die Gröden-Formation ist recht kontinuierlich entlang der rechten Seite des Etschtals vom NW-Rand des Blattes bis in das Gebiet von Tramin (*Termeno*) aufgeschlossen. In diesem Bereich liegen die bedeutendsten Aufschlüsse bei Altenburg (*Castelvechio*), Gelf und am Ausgang des Höllentals (*Val d'Inferno*). Auf der linken Seite des Etschtals tritt die Gröden-Formation im Gebiet zwischen Neumarkt (*Egna*), Pinzon (*Pinzano*) und dem NE-Rand des Kartenblattes auf.

Es handelt sich um rote, graue und weiße Sandsteine in Bänken von wenigen Dezimetern bis einigen Metern Mächtigkeit. Sie wechsellagern mit cm- bis dm-mächtigen Lagen von roten oder grauen Siltsteinen, mergeligen Siltsteinen und Mergeln. Die mehr oder weniger mergelig ausgebildeten Siltsteine sind meist rötlich gefärbt. In den Mergeln finden sich häufig Niveaus mit karbonatischen Intraklasten und manchmal auch knollige Karbonatkonkretionen (Caliche). In den sandigen Lagen treten häufig Kohleschmitzen und Pflanzenreste auf.

Im Gebiet von Glen (*Gleno*) und Montan (*Montagna*) ist der obere Abschnitt der Formation besonders gut aufgeschlossen. Dieser besteht aus grauen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen mit Kreuzlamination in Wechsellagerung mit gräulichen Siltsteinen, die in graue, knollige Kalkarenite und grau-schwarz gefärbte Siltsteine und Mergel übergehen. Örtlich treten auch quarzreiche mittelkörnige Sandsteine und Mikrokonglomerate auf.

Die häufigsten Sedimentstrukturen sind großdimensionale Kreuzschichtungskörper, recht häufig kommen auch Strömungsrippeln, trogförmige Kreuzschichtung und Rinnenstrukturen vor.

Die Mächtigkeit der Gröden-Formation beträgt zwischen 50 und 70 m.

Die Untergrenze ist erosiv und diskordant zur Auer-, Andrian- und Gries-Formation.

Das Ablagerungsmilieu der Gröden-Formation war eine alluviale Ebene, die in den distalen Bereichen durch Schwemmfächer, verzweigte Kanäle, Mäander Küstenebenen und *Terminal Fan* gekennzeichnet war. Das Vorhandensein von karbonatischen Knollen (Caliche) belegt ein semi-arides Klima; in anderen Gebieten wird dies durch das Auftreten vom Steinsalz, Gips (Sabkha) und durch die hämatitrote Färbung in Overbank- oder Playa-Ablagerungen belegt.

Alter: Oberperm *p.p.*

2. – BELLEROPHON-FORMATION (BEL)

Die Bellerophon-Formation ist auf der rechten Seite des Etschtals zwischen Tramin und dem NW-Rand des Blattes aufgeschlossen. Die bedeutendsten Aufschlüsse liegen im Höllental (*Val d'Inferno*) und in der Umgebung von Gelf und Altenburg (*Castelvechio*).

Auf der linken Seite des Etschtals kann sie bis nach Neumarkt verfolgt werden. Die wichtigsten Aufschlüsse finden sich bei Montan (Abb. 17). Isolierte, tektonisierte Reste treten an der Trudener Linie bei Buchholz (*Pochi di Salorno*) auf.

Die Formation besteht aus grau-gelblichen Dolosiltiten in 10-40 cm mächtigen, vorwiegend knolligen Schichten, im Wechsel mit grauen Sandsteinen und Siltsteinen, dünnen mergeligen Lagen mit einem hohem Gehalt an organischer Substanz sowie 3-5 cm mächtigen kohligen Niveaus. Örtlich kommen cm-mächtige Lagen und diagenetische Knollen aus Gips vor.

Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 0 und 25 m.

Die Untergrenze ist graduell mit der Gröden-Formation. Man beobachtet einen allmählichen Übergang zu überwiegend karbonatischen Lithologien, bzw. zu Fazies, die einen Übergang von einem Delta-Fluss-System zu einem marinen Ablagerungsraum widerspiegeln.

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet von niedrigerenergetischen Lagunen mit meist feinkörnigen Sedimenten und Anreicherung von organischer Substanz. In den Abschnitten mit begrenzter Zirkulation wurden evaporitische Fa-

zies abgelagert. Die Bellerophon-Formation belegt eine graduelle marine Transgression in den vormals kontinentalen Küstenbereichen der Gröden-Formation.
Alter: Oberperm *p.p.*



Abb. 17 – Bellerophon-Formation: Wechsellagerung von Dolosiltiten, siltigen Kalken, dunkelgrauen Siltsteinen und Mergeln, wenig südlich von Montan (Montagna).

3. – WERFEN-FORMATION (WER)

Die Werfen-Formation tritt auf beiden Seiten des Etschtales im nordöstlichen Blattbereich ab Kurtatsch (*Cortaccia*) und Neumarkt (*Egna*) auf. Seltene und kleine Reste kommen im Südosten des Blattes im Liegenden der Trudener Linie vor. Hier können diskontinuierliche Aufschlüsse in den Gräben zwischen Buchholz (*Pochi di Salerno*) und Tiefental (*Valfonda*) beobachtet werden. In den anliegenden Gebieten im Blatt „Trento“ besteht die Werfen-Formation, wie in den Dolomiten, aus einer komplexen Abfolge von karbonatischen, terrigenen und gemischten Sedimenten. Es treten verschiedene Lithotypen auf: sandige und siltige Kalke und Dolomite, mergelige Kalke und Dolomite, Mergel, rote und graue Silt- und Sandsteine, oolithische, bioklastische, intraklastische und manchmal dolomitisierte Kalkarenite (Grainstones und Packstones), mehr oder weniger dolomitisierte Mikrite (Mudstones und Wackestones). Die Mächtigkeit der gesamten Formation erreicht etwa 300 m (GHETTI & NERI, 1983). Die Sedimentabfolge besteht aus einer marinen Flachwasser-Fazies, die den Beginn der triassischen marinen Transgression repräsentiert. Die Werfen-Formation wurde in neun Member unterteilt. Im südlichen Abschnitt des Blattes „Mezzolombardo“ fehlt das Mazzin-Member (BROGLIO LORIGA *et alii*, 1990), während im Val-Badia-Member auch proximale Fazies vorkommen. Im anliegenden Blatt „Trento“ (AVANZINI *et al.*, 2010) erreicht diese besondere Fazies eine kartierbare Mächtigkeit und wurde als Terra-Rossa-Member eigens ausgehalten (GHETTI & NERI, 1983).

Alter: Oberperm *p.p.* – Untertrias (Indium - Olenekium *p.p.*)

3.1. – TESERO- UND MAZZIN-MEMBER (WER₁₋₂)

Die bedeutendsten Aufschlüsse des Tesero-Member (WER₁) liegen bei Tramin (*Termeno*) und bei Montan (*Montagna*). Es handelt sich um vorwiegend grobkörnige, oolithische Dolomite von grau-brauner, örtlich gelblicher Farbe, in 20-60 cm dicken Bänken mit planaren bis welligen Schichtflächen, die oft stylolithisch überprägt sind. Häufig beobachtet man kugelförmige Lösungshohlräume im cm-Bereich, mitunter mineralisiert, die dem Gestein ein charakteristisches löchriges Aussehen verleihen.

Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt rund 10 m.

Die Untergrenze ist scharf und konkordant und durch das Auftreten einer ca. 1 m mächtigen Lage von grauen, tonigen Siltsteinen gekennzeichnet. Am Top dieser Lage tritt die erste tafelige Bank der oolithischen Dolomite auf (Abb. 18)

Das Tesero-Member wurde in flachem Subtidal abgelagert, wo das hydrodynamische Regime genug Energie erreichte, um die Ooidbarren zu bilden und ständig umzulagern.

Das Mazzin-Member (WER₂) besteht an der Basis aus grau-grünen, bioklastischen Wackestones-Packstones, die nach oben in graue, mergelige Kalke und grau-gelbliche Siltsteine übergehen. Die mergeligen Kalke kommen in Zentime-

ter, seltener in Dezimeter dicken Lagen vor. Sie weisen einen geringen Siltanteil aus Quarz und Glimmer auf.

Die Mächtigkeit: 20-25 m.

Untergrenze: gradueller, rascher Übergang vom Tesero-Member.



Abb. 18 – Kontakt zwischen der Bellerophon-Formation (teilweise erodiert) und dem Tesero-Member der Werfen-Formation (oberhalb des Stockgriffes), in der Nähe von Montan (Montagna).

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet durch flachen, schlammigen Meeresboden mit niedriger hydrodynamischer Energie, der sporadisch Sturmereignisse erfuhr, mit der Ablagerung von oolithisch-bioklastischen Lagen.

3.2. – ANDRAZ- UND SEIS-MEMBER (WER₃₋₄)

Das Andraz-Member (WER₃) besteht aus einer engen Wechsellagerung von gelblichen evaporitischen, mergeligen oder mergelig-siltigen, porösen Dolomiten und rötlichen Siltsteinen. Die Dolomite können sandig oder zuckerkörnig, manchmal auch bioklastisch sein.

Löchrige Gefüge sind im ganzen Abschnitt verbreitet. Häufig finden sich auch Trockenrisse und kleine Tepee-Strukturen.

Es handelt sich um ein 10-20 m mächtiges und fossilerees Member. Die Untergrenze zum Mazzin-Member wird durch eine deutliche Zunahme des siltigen Anteils definiert.

Die Sedimente bildeten sich auf einer ariden Gezeitenfläche (*tidal flat*) im Inter- bis Supratidal. Mit dem Andraz-Member kommt erstmals eine peritidale Fazies zur Ablagerung; es handelt sich hierbei um das Top des ersten der vier Regressionszyklen innerhalb der Werfen-Formation.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 15 m.

Die Untergrenze zeigt einen schnellen Übergang vom Mazzin-Member und wird durch das Verschwinden von grauen Siltsteinen und siltigen Kalken und das Auftreten der evaporitischen Fazies definiert.

Das Seis-Member (WER₄) besteht aus einer Wechsellagerung von mergeligen und mergelig-siltigen, grauen oder rötlichen, manchmal bioturbaten Kalken und oolithisch-bioklastischen Kalkareniten (*Gastropodenoolith*). Die Kalkarenite (Grainstones und Packstones) setzten sich aus Oolithen, Lamellibranchiaten und Mikrogastropoden zusammen; seltener ist ein hoher Anteil (Packstones) an rekristallisierten Peloiden am Aufbau der Kalkarenite beteiligt. Die pelitischen Lithotypen bilden meist cm-dicke, graue Lagen oder seltener massige, bis zu einem Meter dicke Bänke; die Kalkarenite bilden hingegen cm-dm dicke Bänke. Nach oben erfolgt ein gradueller Übergang zu einer ca. 10-15 m mächtigen evaporitischen Lage, bestehend aus siltigen Dolomiten und rot-gelblichen Siltsteinen. Diese Lage bildet die Obergrenze des Seis-Member.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit erreicht 40-55 m.

Das Seis-Member ist geprägt von starker Bioturbation. Schon ab den untersten Niveaus treten *Claraia aurita* assoziiert mit *Claraia clarai*, *Unionites* und *Neoschizodus* auf.

Die Untergrenze ist scharf und wird durch eine 1-2 m mächtige, tafelige Bank aus oolithisch-bioklastischen Packstones von gelblicher Farbe definiert. Diese Bank ist teilweise dolomitisiert und von cm-mächtigen Sturmlagen mit Lamellibranchiaten gekennzeichnet.

Die evaporitische Lage am Top des Seis-Member markiert das Ende des zwei-

ten der vier Regressionszyklen innerhalb der Werfen-Formation.

Der Ablagerungsraum im flachen Subtidal war gekennzeichnet von wechselnd niedrigen Energiebedingungen, die zur Ablagerung von feinkörnigen Sedimenten führten und höherer Energie mit Ablagerung von Sturmlagen und oolithisch-bioklastischen Fazies.

3.3. – GASTROPODENOOLITH- UND CAMPILL-MEMBER (WER_{5,6})

Das Gastropodenoolith-Member (WER₅) besteht hauptsächlich aus cm- bis dm-dicken rötlichen, oolithisch-bioklastischen Kalkareniten, die Schalen von Lamelibranchiaten und Mikrogastrropoden enthalten. Untergeordnet treten auch graue, kalkige Mergel und grau-rötliche, kalkige Siltsteine in dm-dicken Lagen auf. In dieser Einheit findet man häufig charakteristische Breccien mit kantigen Klasten („Koken’sches Konglomerat“), die auf die Aufarbeitung der feinkörnigeren Lithologien zurückgehen. Die Kalkarenite sind normal gradiert und zeigen planparallele Lamination sowie flachwinklige Kreuzlamination und Wellenrippeln.

Die bedeutendsten Aufschlüsse finden sich südlich von Neumarkt, in der Nähe von Montan, im Rappental (*Valcovara*, linke Seite des Höllentals).

Die Mächtigkeit beträgt ca. 10-25 m.

Die Untergrenze mit WER₄ ist durch das rasche Verschwinden der evaporitischen Fazies definiert.

Bioturbation ist weitverbreitet. An Fossilien findet man neben den Schilllagen von Mikrogastrropoden, die diese Einheit prägen, auch *Unionites* und *Eumorphotis*.

Das Ablagerungsmilieu war gekennzeichnet von flachem Subtidal mit starker Wellentätigkeit.

Das Campill-Member (WER₆) besteht aus einer Wechsellagerung von dm-dicken roten Sandsteinlagen und rötlichen Siltsteinen oder siltigen Mergeln. Im Verhältnis zur unterlagernden Einheit tritt im Campill-Member eine deutliche Zunahme des terrigenen Anteils auf. Rote Siltsteine und siltige Mergel sind charakterisiert von mm-dicken Lagen, die ihrerseits ca. 1 cm dicke Schichten bilden.

An Sedimentstrukturen treten vor allem diverse Typen von Kreuzschichtung und paralleler Lamination auf. Daneben sind Belastungsmarken in Form von großen Kissen, die aus den Schichtoberflächen herausragen (*ball-and-pillow* Strukturen) besonders häufig. Das Campill-Member wird normalerweise von einer mehrere Meter mächtigen evaporitischen Lage abgeschlossen. Diese setzt sich aus einer Wechsellagerung von gelben, manchmal bioturbaten sandigen Dolomiten mit roten und grauen Mergeln zusammen, welche Spuren subaerischer Freilegung zeigen.

Lagen und Knollen aus weiß-rosarotem Gips treten örtlich im oberen Abschnitt des Members auf.

Repräsentative Aufschlüsse können am Trudner Bach (*T. Trodena*) südlich von Glen (*Gleno*), im Höllental und westlich von Gelf beobachtet werden.

Die Mächtigkeit liegt zwischen 30 und 40 m.

Die Untergrenze mit dem Gastropodenoolith (WER₅) ist graduell und gekennzeichnet durch die schnelle Abnahme der rötlichen, oolithisch-bioklastischen Fazies bei gleichzeitiger Zunahme der roten, glimmerreichen Siltsteine mit den typischen Belastungsstrukturen dargestellt.

Bioturbation tritt häufig auf. Unter den Lamellibranchiaten findet man *Unio- nites*, *Neoschizodus*, *Eumorphotis*. Typisch ist das Auftreten von *Costatoria costata* und im mittleren-oberen Abschnitt *Asteriacites* (Ruhespuren von Ophiuroidea).

Die Sedimentation fand vorwiegend auf schlammigen Meeresböden unterhalb der Wellenbasis, im Vergleich zu den unterlagernden Membern jedoch in geringeren Tiefen statt. Die peritidalen Ablagerungen am Top des Campill-Member bilden das Ende des dritten Regressionszyklus der Werfen-Formation und belegen die Bildung voneinander abgetrennter, flacher Meeresbecken von geringer Ausdehnung.

3.4. – VAL BADIA-, CENCENIGHE- UND SAN LUCANO-MEMBER (WER₇₋₈₋₉)

Das Val-Badia-Member besteht aus einer engen Wechsellagerung von gelblichen dolomitischen Siltsteinen, grau-gelblichen und rötlichen, oolithischen Dolomiten, bunten Siltsteinen sowie dolomitischen und evaporitischen Siltsteinen. Am Top nehmen die rötlichen oolithisch-bioklastischen Lagen zu. Dieses Member ist am Trudner Bach (*T. Trodena*) am besten aufgeschlossen.

Die Mächtigkeit beträgt zwischen 40 und 55 m.

Die Untergrenze mit WER₆ (Campill-Member) ist graduell und durch das Zurücktreten der roten, glimmerreichen Siltsteine charakterisiert.

Die Sedimentation erfolgte weitgehend im subtidalen Raum, der zeitweise subaerische Exposition und sporadische Sturmereignisse erfuhr.

Das Cencenighe-Member (WER₈) besteht aus oolithisch-bioklastischen Kalkareniten mit Kreuzschichtung, in 10-100 cm mächtigen Bänken; dazwischen liegen rote Siltsteine in zwei Mehrmeter mächtigen, übereinander liegenden Abfolgen, die durch Rippelmarken gekennzeichnet sind. Die oolithischen Dolomite und die Siltsteine zeigen eine parallele Lamination im Millimeterbereich, die von typischen Strukturen subaerischer Exposition (Trockenrisse und Tepee-Strukturen, mitunter vergesellschaftet mit aphanitischen Dolomiten und autoklastischen Breccien) überprägt werden.

Das Cencenighe-Member tritt sehr unregelmäßig im ganzen Blattquadrant auf. Die bedeutendsten Aufschlüsse finden sich bei Montan, südlich von Neumarkt, westlich von Altenburg und nördlich des Rappentals.

Die Mächtigkeit beträgt 10-20 m.

Untergrenze: rascher Übergang vom Val Badia-Member durch die fortlaufende Zunahme der roten, oolithischen Lagen.

Es treten Cephalopden (*Tirolites*) und Gastropoden (*Turbo*), Crinoiden und schlecht erhaltene Lamellibranchiaten auf.

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet von Gezeitebenen mit den typischen Flachwassersequenzen.

Das San Lucano-Member (WER₉) tritt recht kontinuierlich auf beiden Seiten des Etschtals auf. Bedeutende Aufschlüsse finden sich in den tiefen Bacheinschnitten wie dem Höllenbach (Abb. 19) oder dem Graben westlich von Gelf, bzw. am Übergang von den vertikalen Dolomitwänden zum flacheren Hangfuß, wie am Schlosswald (*Bosco del Castello*) östlich von Montan, südlich von Neumarkt oder südlich von Tramin. Das San-Lucano-Member ist lithologisch sehr heterogen: es setzt sich aus mergeligen, siltigen und sandigen Dolomiten, Siltsteinen, Mergeln und dunkelroten, untergeordnet auch gelblichen und grauen Sandsteinen zusammen. Am Top der Abfolge findet man gelblich-dunkelrote evaporitische Lagen mit weiß-rosarotem Gips in Knollen und Linsen, wechsellagernd mit roten, sandigen Siltsteinen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 40 und 50 m.

Untergrenze: rascher Übergang vom Cencenighe-Member (WER₈) durch die sprunghafte Abnahme der oolithisch-bioklastischen Lagen bei gleichzeitiger Zunahme der evaporitischen Dolomite und roten Siltsteine.

Der Fossilgehalt ist gering; es treten Lamellibranchiaten der Gattungen *Eumorphotis* und *Scythentolium* sowie die Foraminifere *Meandrospira pusilla* auf.

Der Ablagerungsraum war geprägt von flachmariner Fazies mit Gezeitebenen, Bereichen subaerischer Exposition und Zonen mit verminderter Wasserzirkulation und starker Evaporation.



Abb.19 – Kontakt zwischen dem San-Lucano-Member (WER₉) der Werfen-Formation (unten) und dem Unteren Sarledolomit (SLI) im Höllental (Val d'Inferno).

4. – UNTERER SARLDOLOMIT (SLI)

Der Begriff „Unterer Sarldolomit“ wurde in den östlichen Dolomiten eingeführt (PIA, 1937, BECHSTÄDT & BRANDNER, 1971). In früheren Arbeiten wurde der Untere Sarldolomit (ital. „Dolomia del Serla inferiore“, FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979) zur Werfen-Formation gezählt. Er wurde von VACEK (1911) als „Zellendolomit“ zwar erkannt, aber nicht kartiert, VENZO (1961) beschrieb das Gestein ebenfalls als „Dolomia a cellette“. Diese Einheit tritt recht kontinuierlich im ganzen nördlichen Blattbereich auf. Sie ist am besten westlich von Tramin (*Termeno*), nördlich von Tovo Steinriese, an der Basis der Felswände östlich von Montan (*Montagna*) und Glen (*Gleno*) sowie südlich von Neumarkt (*Egna*) aufgeschlossen. Kleinere Aufschlüsse finden sich bei Buchholz (*Pochi di Salorno*).

Im südlichen Blattbereich wurde der Untere Sarldolomit nur in zwei Aufschlüssen angetroffen, entlang der Brenner Staatstraße wenig oberhalb von *San Michele all'Adige* und im Norden der Ortschaft *Faedo*.

Es handelt sich um eine Abfolge aus weiß-gelblichen Dolomiten in 50-100 cm mächtigen, peritidalen Zyklen. Es überwiegen inter-supratidale Fazies, wie stromatolithische Lagen und Niveaus mit Tepee-Strukturen sowie rot-grünliche Tonsteinlagen. Die häufigsten Gesteine sind mikrokristalline, hellgraue Dolomite in planaren Schichten (10-30 cm), deren Oberfläche häufig von Stylolithen oder grünen und roten Mergeln gekennzeichnet ist. Örtlich treten an der Basis der Einheit Dolomitlagen mit Zellenstruktur vom Faziestyp *Carniola di Bovegno* mit Gips- und Anhydrit-Einschaltungen auf (Lusnizza-Mb. *sensu* VENTURINI, 2000). Es kommen außerdem intraklastische Breccienlagen mit Rinnenstrukturen an der Basis vor.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 25 und 50 m.

Die Untergrenze mit dem San-Lucano-Member der Werfen-Formation ist scharf und konkordant und durch ein schnelles Verschwinden der bunten Siltsteine gekennzeichnet, die von weiß-gelblichen Dolomiten abgelöst werden (Abb. 19).

An Fossilien findet man vereinzelt Foraminiferen (*Meandrospira* sp.) und Fragmente von Crinoiden.

Der Ablagerungsraum war geprägt von einer Gezeitebene mit starker Evaporation.

Alter: Untertrias *p.p.* – Mitteltrias *p.p.*

(Oberes Olenekium – unteres Anisium)

5. – VOLTAGO-KONGLOMERAT (VTG)

Das Voltago-Konglomerat wurde in den Dolomiten von PISA *et alii* (1978) formalisiert. Davor wurde es als Richthofen-Konglomerat kartiert (AA.VV., 1968a; GHETTI & NERI, 1983). Es tritt unkontinuierlich sowohl auf der rechten, als auch auf der linken Seite des Etschtals auf. Die bedeutendsten Aufschlüsse treten westlich von Tramin (*Termeno*) und östlich von Montan (*Montagna*) (Abb. 20), im Steinbruch Girardi südlich von Salurn (*Salorno*), beim Kompostwerk St.



Abb.20 – Detail der basalen konglomeratischen Fazies des Voltago-Konglomerats (VTG), Aufschluss bei Montan (Montagna).

Florian, entlang der Forststraße nach Klamm unterhalb von Buchholz sowie entlang der Landesstraße von Buchholz (*Pochi di Salorno*) nach Gfrill (*Cauria*) auf. Im südlichen Blattbereich ist das Voltago-Konglomerat nur nördlich von *Faedo* bei der Ortschaft *Pineta* aufgeschlossen.

Das Voltago-Konglomerat besteht aus normal gradierten Sand-Konglomerat-Linsen (von wenigen Dezimetern bis zwei Meter mächtig), die mit Sandsteinen wechsellagern. Die untersten Niveaus bestehen aus cm-großen weißlichen Dolomitklasten (Unterer Sarldolomit?). Darüber treten rötliche, undeutlich planparallel laminierte, mittelkörnige Sandsteine mit Pflanzenresten auf. Nach oben gehen die Konglomerate in ocker- bis rötlichfarbene Siltsteine und feine bis sehr feine Sandsteine über. Der siltige Anteil besteht aus überwiegend Hellglimmer. Bioturbation ist weitverbreitet; in den davon geringer beeinflussten Abschnitten kann man eine cm-dm dicke Schichtung mit planparalleler Lamination erkennen.

Mächtigkeit: 15-40 m.

Die Untergrenze ist erosiv und scharf zum Unteren Sarldolomit.

Der Fossilgehalt beschränkt sich auf die Foraminiferen *Glomospira* sp. und *Meandrospira pusilla*, wobei letztere deutlich anders ausgebildet ist als in den oberen Einheiten der Werfen-Formation. Es treten auch Pflanzenhäcksel auf, wie bspw. *Voltzia recubarensis*.

Das Voltago-Konglomerat wurde in kontinentalen oder randmarinen Bereichen in Form von Deltafächern unter gelegentlich flachmarinen Einflüssen abgelagert.

Alter: Pelsonium *p.p.*

6. – GIOVO-FORMATION (GIV)

Im Blatt „Mezzolombardo“ und in den anliegenden Blättern „Trento“ und „Eppan“ wird diese Formationsbezeichnung von RESCH (1979) formalisiert. Es handelt sich um eine heterogene Schichtabfolge aus gemischt karbonatisch-siliziklastischen Sedimenten, die in einem randmarinen Milieu abgelagert wurde und bei *Ville di Giovo* im Cembratal gut aufgeschlossen ist.

Der untere Abschnitt zeigt Ähnlichkeiten zur Agordo-Formation der östlichen Dolomiten, während der mittlere Teil lokale Analogien zum Recoarokalk der Venetischen Voralpen aufweist. Im Rahmen des Projekts CARG wurden drei Member unterschieden, die sich überlagern und manchmal miteinander verzahnen, wobei das erste im vorliegenden Blatt nicht auftritt: Gampenpass-Member (vorwiegend klastisch) (*GIV₁*), Kurtatsch-Member (siltig-kalkig) (*GIV₂*) und Monte Ozol-Member (dolomitisch) (*GIV₃*). Letzteres entspricht zum Großteil der „*Dolomia della Valsugana*“ von DE ZANCHE & MIETTO (1986). Aus darstellerischen Gründen werden die zwei auftretenden Member in der Karte zusammengefasst, in den Erläuterungen und den Darstellungen am Rande der geologischen Karte jedoch getrennt beschrieben.

Die Formation tritt kontinuierlich auf beiden Seiten des Etschtals auf. Sie ist im Höllental (*Val d'Inferno*), am Altenburger Bach (*Rio di Castelvecchio*), am Steinbruch an der Grenze zwischen der Provinz Bozen und der Provinz Trient, an der Basis der Felswände östlich von Montan (*Montagna*) und im SE von Neumarkt (*Egna*), beim Steinbruch Girardi südlich von Salurn (*Salorno*), beim Kompostwerk St. Florian und entlang der Forststraße nach Klamm unterhalb von Buchholz (*Pochi di Salorno*) gut aufgeschlossen.

Alter: Mittel-Obereanidium *p.p.* (Pelsonium-Illyrium)

6.1. – KURTATSCH-MEMBER (GIV₂)

Der untere Abschnitt besteht aus Siltsteinen und roten und dunkelgrauen Mergeln mit vielen Pflanzenhäckseln. Darüber folgt eine peritidale Wechsellagerung von Kalken und gelblich-grauen siltigen Sandsteinen, ähnlich den „*Calcari scuri del T. Framont*“ (Agordo-Formation) von PISA *et alii* (1978), die einem peritidalen Ablagerungsraum zugeschrieben werden (Abb. 21).

Die Schichtbänke sind zwischen 5 und 20 cm mächtig und häufig von starker Bioturbation geprägt, was zu einem knolligen Aussehen des Gesteins führt. Nach oben nehmen die subtidalen Kalke aus bioturbaten, knolligen Kalkareniten mit Ostrakoden, Crinoiden und Brachiopoden zu, die in echte Encrinite übergehen können.

Die Mächtigkeit beträgt ca. 10 m.

Die Untergrenze mit dem Voltago-Konglomerat ist nicht aufgeschlossen.

Der Ablagerungsraum lässt sich charakterisieren mit flachen Lagunen und verzweigten Meeresarmen (mit zeitweise subaerischer Exposition) bis hin zu offeneren Bedingungen mit der Bildung subtidaler Karbonatplattformen.



Abb. 21 – Kurtatsch-Member (GIV_2) der Giovo-Formation: siltige Kalke mit Pflanzenhäckseln im Wechsel mit laminierten Siltsteinen. Südhang des Cislun (Monte Cislun).

6.2. - MONTE OZOL-MEMBER (GIV_3) (DOLOMIA DELLA VALSUGANA AUCT.)

In der Vergangenheit wurde dieses Member unterschiedlich benannt. Die genaue stratigraphische Position war ebenso umstritten. Das Member wurde von VACEK zuerst als *Diploporendolomit* (1896), später als *Schlerndolomit* (1911) bezeichnet, jedoch mit anisischem Alter. ARTHABER (1916) untermauerte, dass es sich nicht um Schlerndolomit handeln kann, da dieser ein ladinisches Alter haben müsste. Allerdings beschrieb auch er das Member nicht im Detail. Aufgrund stratigraphischer Überlegungen wurde diese Einheit in den Blättern „Trento“ (AAVV. 1968a) und „Schio“ (1968) (AAVV.1968b) dem „Mendeldolomit“ von RICHTHOFEN (1860) und OGLIVIE GORDON (1927) zugeschrieben. VENZO (1961) bezeichnete dieses Member als „*dolomie anisiche*“ (anisische Dolomite). In der zweiten Ausgabe des Blattes „Trento“ der Geologischen Karte von Italien im Maßstab 1:100.000 (BARTOLOMEI *et alii*, 1969) wurde es dem Oberen Sarldolomit einverleibt, im Blatt „Schio“ (AA.VV., 1968b) hingegen teils dem *Calcare di Recoaro* und teils der *Formazione a Trinodosus*.

Schließlich wurde die stratigraphische Position dieser Einheit in der Valsugana bei Trient (*Trento*) korrekt erkannt und von DE ZANCHE & MIETTO (1986; 1989) und CUCATO *et alii* (1987) informell als *Dolomia della Valsugana* (Valsugana-Dolomit) bezeichnet.

Im Nonstal ist das Member in den Bacheinschnitten des *T. Barnes* und des *T. Pescara* im Westen des *Monte Ozol* aufgeschlossen. Der wichtigste Aufschluss liegt am Ausgang des *T. Pescara*, unter der Brücke der Straße *Cagnò-Livo*. Hier kann man den obersten Abschnitt der *Giovo-Formation* und den Kontakt mit der *Contrin-Formation* beobachten.

Das *Monte Ozol-Member* besteht aus einer Sedimentabfolge von Dolomiten und bioturbaten, siltigen Kalken von dunkelgrauer bis graubrauner Farbe, grauen subtidalen Dolomiten, grau-gelblichen, siltigen Zwischenlagen sowie dünnen weiß-ockerfarbenen, smektitischen Lagen (Abb. 22). Die 5-20 cm mächtigen Schichten sind wellig bis knollig ausgebildet. Am Top tritt immer eine 5-10 m dicke, massige und undeutlich geschichtete Bank mit Taschen und cm-dicken Lagen von alterierten Vulkanoklastika auf.

Örtlich findet man Konglomeratlinsen mit kantengerundeten Dolomitklasten (nördlicher Abschnitt, Westflanke des *Cislon/Monte Cislon*) oder mit Taschen aus rötlichen, laminierten, dolomitischen Siltsteinen (südlicher Abschnitt, Basis der Felswände östlich von Neumarkt (*Egna*) und Mazon (*Mazzon*)). Aufgrund dieser Geländebeobachtungen könnte die abschließende Lage wohl mit dem *Richthofen-Konglomerat* in Verbindung gebracht werden, welches in diesem Gebiet nur in sporadischen Konglomeratlinsen vorkommt.

Die Mächtigkeit liegt zwischen rund 10 und 25 m.



Abb. 22 – Horizont aus rot-ockerfarbenen Silt- und Tonsteinen am Top des *Monte Ozol-Member* der *Giovo-Formation*. Westhang der *Königswiese (Monte Prato del Re)*.

Die Untergrenze mit dem Kurtatsch-Member ist graduell und gekennzeichnet durch die Abnahme der siltig-mergeligen Zwischenlagen und der dunklen Kalke mit reichlich organischer Substanz.

Der Ablagerungsraum lässt sich charakterisieren mit einer Lagune mit eingeschränkter Wasserzirkulation bis hin zur Karbonatbildung in Gezeitebenen.

7. – CONTRIN-FORMATION (CTR)

Die Contrin-Formation ist kontinuierlich auf beiden Seiten des Etschtals aufgeschlossen. Im nördlichen Blattbereich treten die wichtigsten Aufschlüsse oberhalb von Kurtatsch (*Cortaccia*), Neumarkt (*Egna*) und Montan (*Montagna*) auf. Im südlichen Abschnitt bildet sie die Basis der dolomitischen Felswände, orographisch rechts von Margreid (*Magrè*) bis zur Provinzgrenze und auf der linken Seite im gesamten Gebiet von Salurn (*Salorno*).

Der mittlere-untere Abschnitt der Abfolge besteht aus grau-bräunlichen, subtidalen Dolomiten in 10-50 cm dicken tafeligen Bänken mit planparallelen bis welligen Schichtflächen. Darüber folgen bioklastische Kalkarenite (überwiegend Fragmente von Lamellibranchiaten und Gastropoden) in massigen und undeutlich geschichteten Bänken. Im nördlichen Abschnitt, im obersten Bereich der Felswände östlich der Cison-Alm (*Malga Cison*), ist innerhalb der Contrin-Formation ein schichtförmiger basaltischer Vulkanitkörper (VAB) intrudiert. Dieser erstreckt sich über mindestens einen Kilometer bei einer Mächtigkeit von einigen Zehnermetern. Am Top der Vulkanite wurden dunkle, mikrokristalline und mikritische Dolomite in 20-30 cm dicken Bänken beobachtet.

Im südlichen Bereich zeigt die Contrin-Formation wiederum Ablagerungen einer vorwiegend subtidalen Karbonatplattform. Im obersten Abschnitt treten ockerfarbene Tonsteine (alterierte Vulkanoklastika) in Taschen und Lagen auf, die mit jenen am Kontakt zur Schlern-Formation in anderen Gebieten vergleichbar sind.

In Gebiet von Gschnon (*Casignano*) findet sich ca. 60 m oberhalb der Basis der Formation eine 30 m mächtige, sedimentäre Einschaltung in Beckenfazies, die aus einer Wechsellagerung von Dolomiten und mikritischen, fein laminierten Kalken besteht. Darüber folgen erneut die subtidalen Dolomite mit der überwiegenden Fazies der bioklastischen Kalkarenite.

Die Mächtigkeit schwankt grob zwischen 150 und 200 m.

Die Untergrenze zum Monte Ozol-Member der Giovo-Formation ist scharf. Sie wird definiert vom Hangenden der Mehrmeter mächtigen, knolligen und undeutlich geschichteten Bank mit cm-mächtigen, vulkanischen Tonsteineinschaltungen am Top, oder von der diskordanten Grenze mit Breccien-Taschen, die dem Richthofen-Konglomerat zugeordnet wurden.

Die Contrin-Formation verzahnt teils auch mit der Moena-Formation. In diesem Fall erfolgt die Grenzziehung mit dem Auftreten von dunklen laminierten Mikriten. Diese Heteropie entspricht einem allmählichen Übergang zu tieferem Wasser in karbonatplattformnahen Bereichen (noch keine reine Beckenfazies).

Die Contrin-Formation besteht aus Ablagerungen einer subtidalen Karbonatplattform mit unterschiedlicher Subsidenz.

An Fossilien findet man Bivalven, Gastropoden, *Dasycladaceae* und Ammoniten.

Alter: Illyrium *p.p.*

8. – MOENA-FORMATION (MNA)

Die Moena-Formation ist oberhalb von Kurtatsch entlang der Straßenkehren nach Penon (*Penone*) und Fennberg (*Favogna*) gut einsehbar. Es handelt sich um dunkelgraue bis schwarze, mikritische laminierte Dolomite und dunkelgraue knollige Dolomite mit dünnen, siltig-tonigen Zwischenlagen und cm-mächtigen, ockerfarbenen Tonsteineinschaltungen (alterierte Smektitite). Sie verzahnt mit der Contrin-Formation.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 30 m.

Der Ablagerungsraum entspricht einem Intraplattformbecken, das durch eine gute Zirkulation und eine geringe Subsidenz gekennzeichnet war.

Alter: Oberanisium (Illyrium)

9. – SCHLERN-FORMATION (SCI)

Sie tritt im oberen Nonstal, am Ausgang des *T. Pescara*, an der Basis der Felswände auf der rechten Seite des Etschtals zwischen *Roverè della Luna* und *Mezzocorona* (Abb. 23), entlang des Rückens *M.te Cuch – Craunel – Pontal – La Rocchetta* sowie südlich von *Mezzolombardo* nahe der Ortschaft *Le Calcare* auf. Außerdem baut sie den Kamm *Cerva alta* (1853,2 m), *M.te Lira* (1615,6 m) und *M.te Campana* (1542,2 m) auf. Richtung Norden bildet sie einen großen Teil der

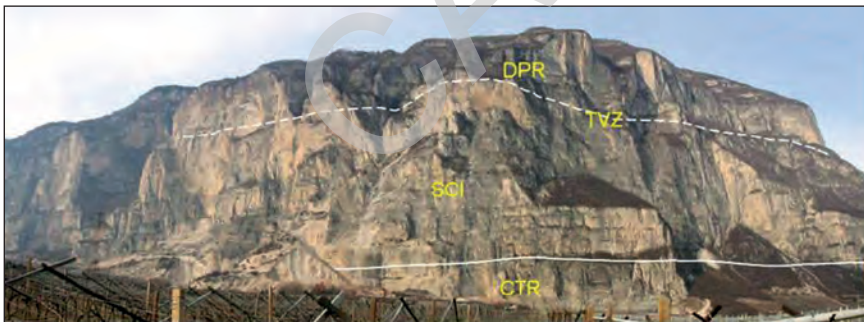


Abb. 23 – Schlern-Formation. Peritidale Karbonatplattformfazies, rechte Seite des Etschtals zwischen *Roverè della Luna* und *Mezzocorona*. Im unteren Abschnitt kann man die tidalen Abfolgen erkennen, deren Bänke durch smektitische Zwischenlagen begrenzt werden.

Felswände des Mendelkamms, den mittleren Teil der Westhänge von Königswiese (*Monte Prato del Re*) und Madrut (*La Madrutta*) bis nach Salurn.

Die Abfolge kann in drei Karbonatplattformkörper mit Meter mächtigen, peritidalen Zyklen (Zyklen 4. und 5. Ordnung) unterteilt werden, die durch mindestens zwei Verflachungen (peritidale Zyklen unter einem Meter Mächtigkeit und dolomitisch-mergelige Einschaltungen) getrennt werden. In der Karte wurde diese Unterscheidung nicht berücksichtigt.

Die Abfolge ist aus peritidalen Zyklen (*fining upward* und *thinning upward*) aufgebaut und durch folgende Lithofazies gekennzeichnet:

- hellgraue Dolomite in Meter mächtigen subtidalen Bänken mit *Dasycladaceae* und kleinen Bivalven;
- graubraune Dolomite in dm-mächtigen Bänken, mit stromatolithischer Lamination, laminaren Fenstergefüge (*sheet crack*) und gelblichen, rötlichen und grünen Peliten in cm-mächtigen Lagen, reich an Fe-Oxiden (Vulkanoklastika).

Es treten auch peritidale Ablagerungszyklen auf, in denen der inter-supratidale Charakter überwiegt, mit stromatolithischer Lamination und Fenstergefügen. Die Zyklen werden von mm-dicken tonigen Lagen voneinander getrennt.

Auf der rechten Seite des Etschtals tritt an der Basis der Felswände oberhalb der Hochebene von Sulzhof-Penon (*Masagro-Penone*), auf einer Höhe von ca. 475 m ü.d.M., eine Lage mit subaerischer Auftauchzone (nicht kartierbar) auf (Abb. 24). Es handelt sich um graubraune, dünngeschichtete Dolomite (5-10 cm)



Abb. 24 – Schlern-Formation. Basis mit Tepee-Strukturen, Peritidale Karbonatplattformfazies, Eiseralwald (*Bosco Diviso*), Westhang der Königswiese (*M. Prato del Re*).

mit Trockenrissen (*mud cracks*) als Folge subaerischer Exposition und intraformationellen Breccien mit geplätteten Klasten. Die Lage ist ca. 1 m mächtig. Einen Kilometer weiter nördlich geht diese Lage lateral in eine Fazies des Kontaktbereiches Plattform-Becken über.

Der Fossilgehalt der Schlern-Fm. ist auf kleine Bivalven, Gastropoden und Dasycladaceen (*Diplopora* sp.) beschränkt.

Das Top der Karbonatplattform ist stark verkarstet und weist subaerische Lösungserscheinungen auf. Örtlich sind die Dolomite auch stark zerklüftet. Im Nonstal findet sich zum Beispiel im Talschluss der *Selva di Dambel* eine stark verkarstete Oberfläche, die von basaltischen Vulkaniten parakonkordant plombiert wurde. Richtung Norden (*M.ga di Romeno* – Halbweghütte/Rif. Mezzavia) steht die Formation hingegen in Kontakt mit der Beckenabfolge des Val Vela-Kalkes.

Die Untergrenze mit CTR ist graduell und durch eine charakteristische Lage mit vulkanoklastischen Niveaus (Sequenzabschluss An4 von GIANOLLA *et al.*, 1998) gekennzeichnet.

Insgesamt erreicht die Schlern-Formation eine Mächtigkeit von rund 500 m.

Der Ablagerungsraum war eine aggradierende peritidale Karbonatplattform. Im Bereich des Cison und der Madrut progradiert die Karbonatplattform schon ab der Basis in die Beckenfazies der Buchenstein-Formation. Bei Gschnon erkennt man eine nach ENE geneigte Klinostratifikation, bei Kurtatsch eine nach SSE geneigte und bei der Madrut eine nach Süden geneigte.

Alter: Illyrium *p.p.* – ?Fassanium *p.p.*

9.1. – HANGFAZIES (SCI_a)

Hierbei handelt es sich um weiße, massige zucker körnige, undeutlich geschichtete und oft löchrige Dolomite. Folgende Faziestypen sind vorhanden: bioklastische Packstones-Grainstones mit Bruchstücken von Bivalven, Gastropoden, Algen, Ammoniten; Packstones mit Onkolithen und ockerfarbenen Siltüberzügen sowie Grainstones mit Bivalven.

Diese Fazies ist im ESE von Neumarkt in der Nähe des Gstoagerhofs (*Maso Vescoli*) und oberhalb von Kurtatsch bei Graun (*Corona*) gut aufgeschlossen. An den Felswänden oberhalb des Gstoagerhofs und auch am Südhang der Madrut kann man sehr gut die nach ESE geneigten Klinoformen erkennen. Diese deuten auf eine ausgeprägte Progradation der Karbonatplattform in Richtung eines Beckens hin. Aus dieser Hangfazies stammen die Blöcke der Megabreccien, die in die Beckenablagerungen eingeschaltet sind.

Durch dichten Waldbewuchs und tektonische Störungen kann dieser Aufbau auf der nördlichen, rechten Etschtalseite nicht erkannt werden. Im Aufschluss lässt sich jedoch eine Progradation nach SSE annehmen, also in Richtung Ablagerungszentrum des Kurtatsch-Beckens. Im Gebiet von Penon-Entiklar (*Penone-Niclara*) kann man hingegen die Randfazies einer Karbonatplattform, mit Megabreccien in Zehnermeter-Bereich erkennen, die ins Kurtatsch-Becken pro-

gradieren und mit der Buchenstein-Formation verzahnen.

Es handelt sich um chaotische Breccien mit kalkigen und dolomitischen Klasten und Blöcken, ohne Gradierung und mit schwach erkennbarer Schrägschichtung (8°-48°). Diese Lage setzt sich nördlich des Baches unterhalb Penon fort und zeigt Ablagerungen von monoton zusammengesetzten, verschieden großen (2 bis 30 cm), kantengerundeten Klasten mit komponentengestütztem Gefüge und wenig doloarentischer Matrix mit laminierten Fließgefügen. Unterhalb der Megabreccien treten hellgraue Dolomite in dm-mächtigen Schichten auf, mit stromatolithischer Lamination und Hohlräumen infolge subaerischer Exposition. Nach oben folgen graubraune laminierte Dolomite (planparallele Strömungslaminationen, gewellte Laminationen mit Rippeln und Hummocky-Schrägschichtung).

Auf der linken Seite des Etschtals ist am Südhang der Madrut eine Abfolge aus massigen, undeutlich geschichteten Bänken, mitunter mit angedeuteter Klinostratifikation in den Randbereichen der Plattform (E-NE), aufgeschlossen.

Es treten dolomitische Rudite mit Bivalven (Gattung *Daonella*), Brachiopoden und Ammoniten (250 m über dem Kontakt mit der Contrin-Formation) auf. Diese Fazies umfassen Rudstones mit Onkolithen, Aggregate von Onkoiden, Lösungshohlräume, rosafarbene Silte in vadosen Bereichen, bioklastische Grainstones mit Bivalven, Gastropoden sowie Lagen mit subaerischer Exposition; weiters sind vorhanden Bänke (0,30 m Mächtigkeit) mit Rudstones mit Onkoiden, Bivalven und Algen, bioklastische Grainstones-Rudstones in Barren (20-30 cm, mit durchschnittlicher Neigung von 18°-20°) sowie Wackestones mit Bivalven, Gastropoden, Ammoniten und *Dasycladaceae*.

9.2. - BIOSTRATIGRAPHIE UND PALÄOGEOGRAPHIE

Sowohl auf der rechten (Gebiet von Margreid-Penon) als auch auf der linken Seite des Etschtals (Cislon) wurden innerhalb der Karbonatplattform der Schlern-Formation Ammoniten gefunden. Die Exemplare wurden an der *Università di Padova* untersucht und einem Zeitraum im obersten Anisium zugeordnet (MIETTO *et alii*, 1999; MARANGON, 2007).

In einem Profil an der Madrut (orographisch links der Etsch) finden sich die Ammoniten in zwei *in-situ*-Lagen (Abb. 25). Folgende Taxa wurden erkannt: *Lecanites misanii*, gefolgt von *Lecanites quadrangulus*, *L. misanii*, *Proarcestes* und schließlich *Alkaites*. Das Auftreten von *Alkaites* erlaubt die Zuordnung zur *Secedensis*-Subzone (Abb. 26).

Auch die Exemplare der *in-situ*-Lagen von Margreid (entlang der Forststraße Nr. 3 nach Oberfennberg/*Favogna di Sopra*) fallen zusammen mit jenen in den Bacheinschnitten zwischen Kurtatsch und Fennberg in die *Secedensis*-Subzone.

Die biostratigraphischen Daten zeigen, dass diese Karbonatplattformen dem „*Lower Latemar Edifice*“ entsprechen und hauptsächlich dem Oberanisium zuzuordnen sind.



Abb. 25 – *Schlern-Formation*: subtidale Dolomite mit Ammoniten und Bivalven (rechte Seite des Etschtals, entlang der Straße nach Fennberg/Favogna).

In den mitteltriassischen Plattformen des Etschtals treten im Unterschied zu denen des Latemar keine erkennbaren Gerüstbildner oder Mikroproblematica (z.B. *Tubiphytes*) auf und die Aufschlüsse zeigen immer dieselbe Fazies. Es kommen hingegen häufig Dasycladaceen, Gastropoden, Bruchstücke von dünnschaligen Bivalven und Brachiopoden vor. Daneben finden sich planktonische Foraminiferen und Bruchstücke von dünnschaligen, typisch pelagischen Bivalven.

Die bis dato gewonnenen Daten erlauben keine sicheren Angaben zum Paläomilieu. Dieser Abschnitt des Etschtals lag in einer intermediären Position zwischen einer großen Karbonatplattform im Westen, in Richtung Lombardei (*Lombardia*, Mendel-Plattform), und einer Serie von isolierten Buildups in Form von verschiedenen anisichen Plattformen der Dolomiten (*Agnello-Latemar-Komplex*, *Rosengarten/Catinaccio*, *Marmolata/Marmolada*, *Cernera*, *Sella*). Direkt an der Westflanke des Etschtals liegen das Aufschlussprofil von Margreid und die Hangablagerungen aus den Felswänden entlang der Straße von Kurtatsch nach Oberfennberg (*Favogna di sopra*). Diese verzahnen mitunter mit Beckenablagerungen der Buchenstein-Formation (*Zwischenbildungen Auct.*), teilweise liegen sie direkt dem Contrin-Dolomiten auf.

Auf der linken Seite des Etschtals zeigen die Ablagerungen von Madrut, Königswiese und Cison eine Klinostratifikation, die mit den Ablagerungen des Kurtatsch-Beckens verzahnt. In einem NE-SW-Profil durch die Königswiese (Abb. 27) zeigt sich, dass die Contrin-Plattform im Norden von der Buchenstein-

Art	Subzone	Alter
Alkaites sp. Alkaites athesinum Alkaites dezanchei Iralites sp. Paranevadites sp. „Lecanites“ quadrangulus Lecanites misanii Lecanites sp. Parakellnerites sp. Celtites sp.	Secedensis	Anisium
Celtites sp. Parakellnerites sp. Parakellnerites boeckhi Lecanites misanii Lecanites sp. Hungarites sp. Stoppaniceras sp. Parasturia sp. Gymnites sp.	Crassus	
Aplococeras avisianum	Avisianum	

Abb. 26 – Verteilung der Ammoniten in der Schlern-Formation zwischen Margreid (Magrè) und Cislone (M. Cislone). Chronostratigraphie nach MUTTONI et alii. (2004).

Formation und diese ihrerseits vom Schlern-Dolomit überlagert wird (a); weiter im Süden stehen die beiden Plattformen (Contrin und Schlern) in direktem Kontakt (b), wobei die Contrin-Formation eine deutliche subaerische Expositionsfäche aufweist.

Diese isolierten Karbonatplattformen müssen nicht an den östlichen Rand der Mendel-Karbonatplattform gebunden sein, sondern könnten analog zum weiter östlich folgenden Agnello-Latemar-Komplex bzw. zu den triassischen Dolomitplattformen auch *Buildups* bzw. *Mud-Mounds* darstellen (Abb. 28).

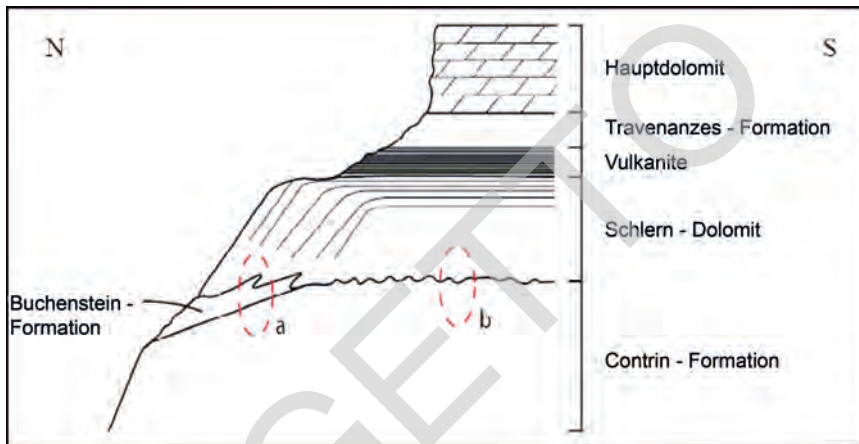


Abb. 27 – NE-SW-Profil der Königswiese (M. Prato del Re). Anhand der Geometrie des Plattformrandes kann man deutlich beobachten, dass im nördlichen Abschnitt (a) die Buchenstein-Formation mit dem Schlern-Dolomit verzahnt. Im Süden (b) hingegen liegt der Schlern-Dolomit direkt auf der Contrin-Formation, mit einer subaerisch exponierten Oberfläche. Der Komplex Cislun-Königswiese-Madrut (Cislun-Monte Prato del Re-La Madrutta) könnte demnach eine Abfolge mit erhaltenem Schlern-Contrin-Kontakt im Kernbereich darstellen.

10. – BUCHENSTEIN-FORMATION (BHL) (Livinallongo-Formation Auct.)

Es handelt sich um Beckensedimente mit der Einschaltung von zwei Zungen der Schlern-Formation, mit welcher sie verzahnen. Sie tritt in einem begrenzten Bereich südlich des Gstoagerhofs (*Maso Vescoli*) und im Gebiet zwischen Kurtatsch (*Cortaccia*) und Graun (*Corona*) auf.

Von unten nach oben treten folgende Gesteine auf: graue Dolomite mit schwarzen Flecken durch Bioturbation in Wechsellagerung mit dunkeln dolomitisierten Kalken, dünne smektitische Lagen, hornsteinreiche Plattenkalke, graue Pelite und Tonsteine, weinfarbene Kalke und Dolomite sowie grüne Aschen- und Tufflagen („*Pietra Verde*“). Meter- bis Zehnermeter mächtige, synsedimentäre Dolomit-Breccien verzahnen häufig mit den Beckenablagerungen. In diesem Fall zeigen die Ablagerungen typische Belastungsformen, synsedimentäre Falten im Zentimeter- bis Meterbereich sowie Wickelschichtung.

Auf der linken Seite des Etschtals sind diese Fazies an der Basis der Felswände oberhalb Gstoagerhof und entlang der Straße von Gschnon zur Forsthütte unterhalb der Königswiese gut sichtbar. Auf der rechten Talseite ist diese Formation auf die Gegend von Kurtatsch und untergeordnet von Graun beschränkt (Abb. 29). Hier wurde die Beckenabfolge durch ausgeprägte Faltenysteme stark deformiert; diese Verfaltungen sind an die Überschiebungen zwischen Margreid und Kaltern gebunden. Die bedeutendsten Aufschlüsse treten entlang der Straße von

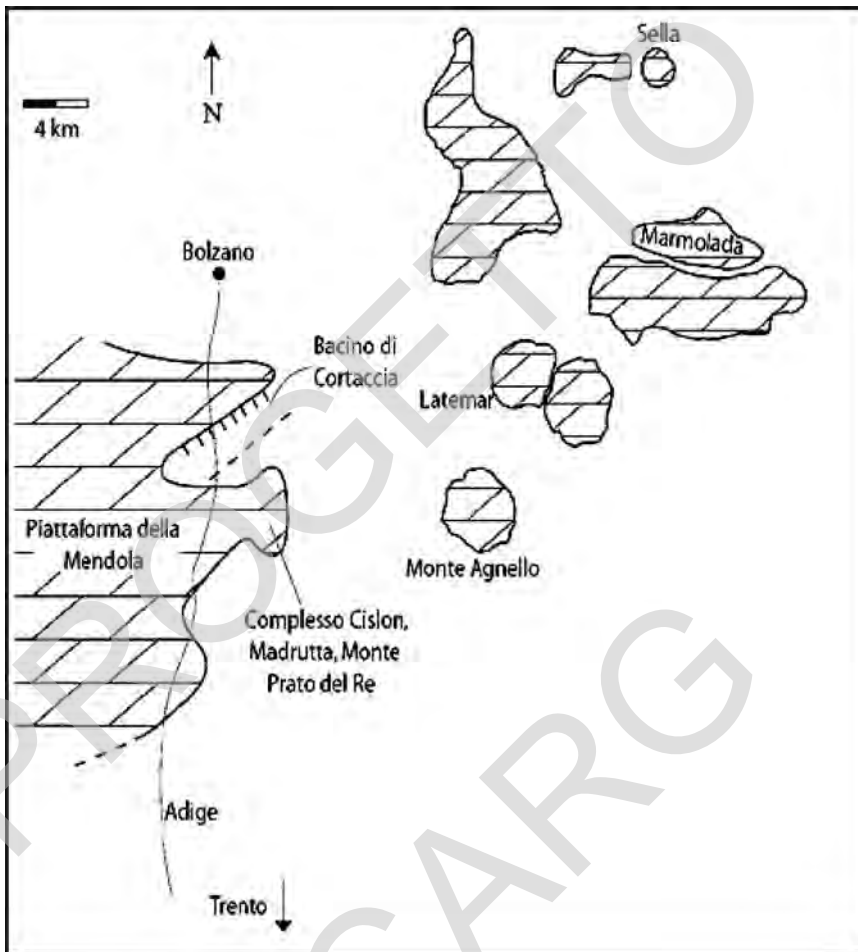


Abb. 28 – Ein Modell zur Paläogeographie der Dolomiten und der westlich angrenzenden Region in der mittleren Trias auf Basis der Untersuchungen der triassischen Plattformen im Blatt „Mezzolombardo“. Man sieht einen möglichen randlichen Auswuchs der Mendel-Plattform mit den Abfolgen des Cison (M. Cison), der Königswiese (Monte Prato del Re) und der Madrut (La Madrutta). Richtung Dolomiten erkennt man hingegen eine Reihe voneinander unabhängiger Buildups.

Kurtatsch nach Fennberg und Graun, am Mühlbach (*Rio Molino*) und in einigen kleinen Bacheinschnitten in der Gegend von Kurtatsch auf.

Die Mächtigkeit der Einheit schwankt zwischen 0 und 80 m; auf der rechten Seite des Etschtales erlaubt die ausgeprägte Deformation keine zuverlässige Angabe.

Der unterste Teil der Abfolge überlagert die Contrin-Formation, der Kontakt ist aber nicht gut aufgeschlossen.



Fig. 29 – Buchenstein-Formation: dunkle, mikritische Dolomite, laminiert, mit smektitischen Zwischenlagen und grünen Aschen- und Tufflagen (Pietra Verde) bei Kurtatsch (Cortaccia).

Auf der linken Seite des Etschtals kann die Einheit nur mit einer kurzweiligen Zunahme der Subsidenz in Verbindung gebracht werden. Im Gebiet von Kurtatsch nimmt sie hingegen zumindest im untersten Abschnitt einen reinen Beckencharakter an.

Die Buchenstein-Formation wurde in einem Intraplattformbecken mit beschränkter Zirkulation und teils anoxischen Bedingungen abgelagert. Das Becken erfuhr mindestens zweimal eine Progradation der Karbonatplattform, wobei die zweite zu seiner Schließung führte.

Alter: Oberanisium *p.p.* – Unterladinium

11. – VAL VELA-KALK (VVL)

Diese Sedimentabfolge wurde im Gebiet von Trient (*Trento*) von VACEK (1903) und von TRENER (1933) erkannt und beschrieben. Beide Autoren schreiben die Abfolge dem „Raibl“ zu. Sie wurde von DE ZANCHE & MIETTO (1986) als informelle Einheit ausgehalten.

Der Val Vela-Kalk tritt in einem begrenzten Abschnitt am Nordhang des Roen bei der Halbweghütte (*Rifugio Mezzania*) auf. Kleinere Aufschlüsse bilden tektonischen Schuppen entlang der Mezzocorona-Kurtatsch-Linie und im *Val de Le Carbonare*. Die Einheit wurde auch in Bohrungen (Bohrungen ID 2723 und

2724, Datenbank des *Servizio Geologico P.A.T.*) in einer Tiefe von 27-30 m ab Geländeoberkante durchörtert. Die Bohrungen wurden innerhalb des Paganella-Massivs knapp westlich von *Mezzolombardo*, bei der ersten Kehre der Straße nach *Fai della Paganella* sowie am Tunnelportal Trento-Rocchetta abgeteuft (siehe Kapitel VIII.6 und Abb. 88).

Die Formation zeigt verschiedene Lithofazies. Sie besteht aus mikritischen Kalken in dm- bis m-dicken Bänken, die durch cm-mächtige Zwischenlagen von gelb-rötlichen Peliten getrennt werden. Die Kalkschichten zeigen in der Regel eine dünne planparallele Lamination. An der Basis kann man immer eine Abfolge von schwarzen oder dunkelgrauen, laminierten Kalken in 10-15 cm mächtigen Bänken mit Kalkalgen, Bivalven (*Daonella* sp.) und seltenen schwarzen Hornsteinknuern erkennen, die in gelbliche sandige Kalke mit örtlich (Roen) zahlreichen Überresten von Fischen und kontinentalen Reptilien übergeht. Den Kalkbänken sind grobkörnige Turbiditlagen zwischengeschaltet mit Bruchstücken von Bivalven, Gastropoden und Dasycladaceen.

Seltener besteht die Abfolge aus einer engen Wechsellagerung von dunklen Dolomiten mit hohem Gehalt an organischer Substanz, schwarzen kohligem Peliten, ockerfarbenen Peliten, Evaporiten (Anhydrite im Straßentunnel), evaporitischen Dolomiten, dolomitischen Sandsteinen und schwarzen Vulkanoklastika. Daneben treten Sulfidvererzungen (Pyrit), schichtförmige Barytvorkommen und Bitumenausstritte auf. Im oberen Abschnitt der Abfolge treten mikrobialithische Laminiten einer Gezeitebene auf, die stets durch Paläoböden überdeckt werden.

Geschätzte Mächtigkeit: 30 m.

Die Einheit überlagert mit unscharfem Kontakt die Karbonatplattform der Schlern-Formation und wird selbst von den basaltischen Vulkaniten (VAB) plombiert.

Der Val Vela-Kalk wurde in flachem Meer mit hohem Gehalt an organischer Substanz und starker Sulfatausfällung abgelagert. Der Ablagerungsraum könnte eine geschlossene Lagune oder ein isolierter Meeresarm gewesen sein, die gekennzeichnet waren von eingeschränkter Zirkulation und anoxisch-disoxischen Bedingungen.

Alter: Oberladinium (Longobardium)

12. – BASALTISCHE VULKANITE (VAB)

Sie treten nördlich von *Cles*, vorwiegend orographisch rechts des *T. Noce* (Örtlichkeit *Faè*), und in kleineren Aufschlüssen auf der linken Talseite wenig südwestlich von *Cagnò* (Örtlichkeit *Stevanel*) auf. Im östlichen Blattbereich sind sie am Südhang der Madrut beim Untersteinerhof (*Maso Sotto Sasso*) und an den Felswänden nördlich der Königswiese am Top der Schlern-Formation aufgeschlossen. Sie bilden hier einen begrenzten Körper von bis zu 10 m Mächtigkeit (Abb. 30). Oberhalb von Montan wurde ein Zehnermeter mächtiger, schichtförmiger Gang innerhalb der Contrin-Formation dieser Einheit zugeschrieben. Der



Abb. 30 – Basaltische Vulkanite am Top der Schlern-Formation. Basis der Königswiese-Nordwand (M. Prato del Re).

Gang erstreckt sich über rund einen Kilometer im obersten Abschnitt der Felswände westlich der Cislun-alm.

Es handelt sich um alterierte bis stark alterierte und häufig zerklüftete basaltische Laven von grüner bis violetter Färbung (rötlicher Verwitterungsbelag).

In den meisten Aufschlüssen sieht man konzentrische Schalenstrukturen, die als Folgeerscheinungen subaerischer Alterationsprozesse interpretiert wurden. Aus petrographischer Sicht zeigt das Gestein ein porphyrisches Gefüge mit zonierten Plagioklasen, Augit, Amphibol und Olivin in einer Grundmasse, die großteils aus Plagioklas besteht. Der Chemismus ist kalkalkalin bis shoshonitisch, was mit den Daten der oberladinischen Vulkanite in den Dolomiten übereinstimmt.

Die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen, die maximale Mächtigkeit der Einheit wird auf etwa 150 m geschätzt.

Die Vulkanite versiegeln die Dolomite der Schlern-Formation mit einem parakontakten Kontakt. In Richtung Norden im Bereich des Glockenbühels (M. Campana) überlagern sie hingegen direkt den Val Vela-Kalk.

Die Obergrenze ist scharf und wird von einer Erosionsoberfläche mit der Travenanzes-Formation dargestellt.

Alter: Oberladinium

13. – TRAVENANZES-FORMATION (TVZ)

Diese Einheit wurde in Vergangenheit als Raibl-Formation bezeichnet. Sie tritt auf beiden Seiten des Etschtals auf. Die Abfolge ist vollständig zwischen Km 2 und 3 der S.S. 43 Val di Non, in der Gegend von *Mostizzolo* aufgeschlossen.

Man unterscheidet im Allgemeinen zwei Lithofazies, die teilweise oder komplett miteinander verzahnen: eine Plattformfazies und eine sogenannte terrigene Fazies. Aufgrund der begrenzten Mächtigkeiten wurden beide Fazies in der Karte nicht getrennt ausgehalten.

Die Plattformfazies („InfraRaibl-Plattform“ *Auct.*) umfasst graubraune Doloarenite in dünnen (5-10 cm) amalgamierten Bänken, körnige Dolomite mit sortierten Intraklasten und Crinoiden mit paralleler Lamination oder Kreuzlaminationen, grau-gelbliche mikritische Dolomite mit braungrauem Belag auf den Klufflächen, starkem Geruch beim Zerschlagen, in dm-dicken, leicht welligen Schichten mit gelblichen, mm-dicken mergeligen Zwischenlagen mit Fe-Oxiden. An Sedimentstrukturen finden sich planparallele Laminationen und Trockenrisse (*mud-cracks*). Die bedeutendsten Aufschlüsse dieser Einheit treten am Hurst (*Cima Costa*) auf der rechten Seite des Etschtals sowie im Aaltal (*Val dell'Anguilla*) und an der Madrut auf der linken Seite des Etschtals auf. Die Untergrenze zur Schlern-Formation ist nicht gut erkennbar und wird mit dem Auftreten der tonig-mergeligen Einschaltungen am Top der peritidalen Zyklen gesetzt. Die mittlere Mächtigkeit wird somit auf rund 40 m geschätzt.

Die Obergrenze mit dem Hauptdolomit ist graduell und durch das Verschwinden der pelitischen Einschaltungen und das Auftreten von weißen Dolomiten in m-mächtigen, subtidalen Zyklen mit Bivalven (*Megalodon*) und Gastropoden (*Worthenia*) gekennzeichnet.

Die terrigene Fazies umfasst im unteren Abschnitt ockerfarbene Dololutite in 5-10 cm mächtigen Lagen, gefolgt von roten feinlaminierten Siltsteinen im Wechsel mit Kalkbänken und grau-grünen, teils rötlichen siltigen Dolomiten in 10-20 cm-mächtigen Lagen. Am Top ist eine enge Wechsellagerung von dünnen Karbonatlagen (Doloarenite und -siltite) und hauchdünnen, pelitischen Einschaltungen aufgeschlossen. Die Abfolge wird von Karbonatplattformbildungen abgeschlossen, die aus einer Wechselfolge von Karbonat- und Pelitlagen in 50 cm mächtigen Zyklen besteht.

Bei *Mostizzolo* bestehen die ersten sechs Meter der Abfolge aus einer Wechselfolge von Dolomiten und weißen bis grün-rötlichen mikritischen Kalken, dunkelroten siltigen Tonen, grün-bläulichen tonigen Silten und kohlehaltigen braunen, dunkelgrünen oder ockerfarbenen Tonsteinen. Es folgen vier Meter einer Wechsellagerung von grünen dolomikritischen Kalken mit Flammen und roten Schlieren (in 20-40 cm mächtigen Schichtbänken) und roten, blättrigen tonigen Siltsteinen (in 60 cm mächtigen Bänken). Der obere Abschnitt der Abfolge (10 m Mächtigkeit) besteht aus einer Wechselfolge von hellgrünen Dolomiten, roten Siltsteinen, dolomitischen Siltsteinen und grünen Dolomikriten mit dunkelroten Flammen und reichlich Metalloxiden, hellgrünen mikrobialithischen Laminiten

mit roten Resttonschleiern sowie grünen Kalkbänken mit Wurzeln und Tepee-Strukturen im Anfangsstadium. Es treten auch schalenförmig gewachsene Kugelstrukturen auf, die vermutlich der Tätigkeit von Cyanobakterien (*Sphaerocodium bornemanni*) zugerechnet werden.

Auf der rechten Seite des Etschtals sind nördlich von Schönleiten (*Costebelle*) beide Lithofazies gut aufgeschlossen (Roen), während im südlichen Blattquadrant nur die Plattformfazies auftritt. Auf der linken Etschtalseite besteht die Einheit an der Basis des Königswiese-Nordhanges aus Konglomeraten in Meter dicken Bänken mit dolomitischen und andesitischen Geröllen (Ruffrè-Konglomerat, siehe Blatt „Eppan“), die in der Karte nicht eigens ausgehalten wurden. Es folgt eine Sequenz weiß-gelblicher siltiger Dolomite in 5-20 cm mächtigen laminierten Bänken mit Zwischenlagen von grün-ockerfarbenen Tonsteinen.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 40 m.

Die Untergrenze zur Schlern-Formation ist scharf und morphologisch durch eine Verebnung mit deutlich erkennbarer Zunahme der Schichtung gekennzeichnet (Abb. 23 und 31). Aufgrund des Vorkommens von Konglomeratbänken an der Basis wird die Untergrenze zu VAB als erosiv erachtet.

Die Ablagerung erfolgte im inneren Bereich einer Plattform mit gemischter Sedimentation und eingeschränkter Zirkulation. Die Sedimentationsprozesse



Abb. 31 – Travenanzes-Formation. Untergrenze zur Schlern-Formation. Basis der Felswand am Roen/Monte Roen.

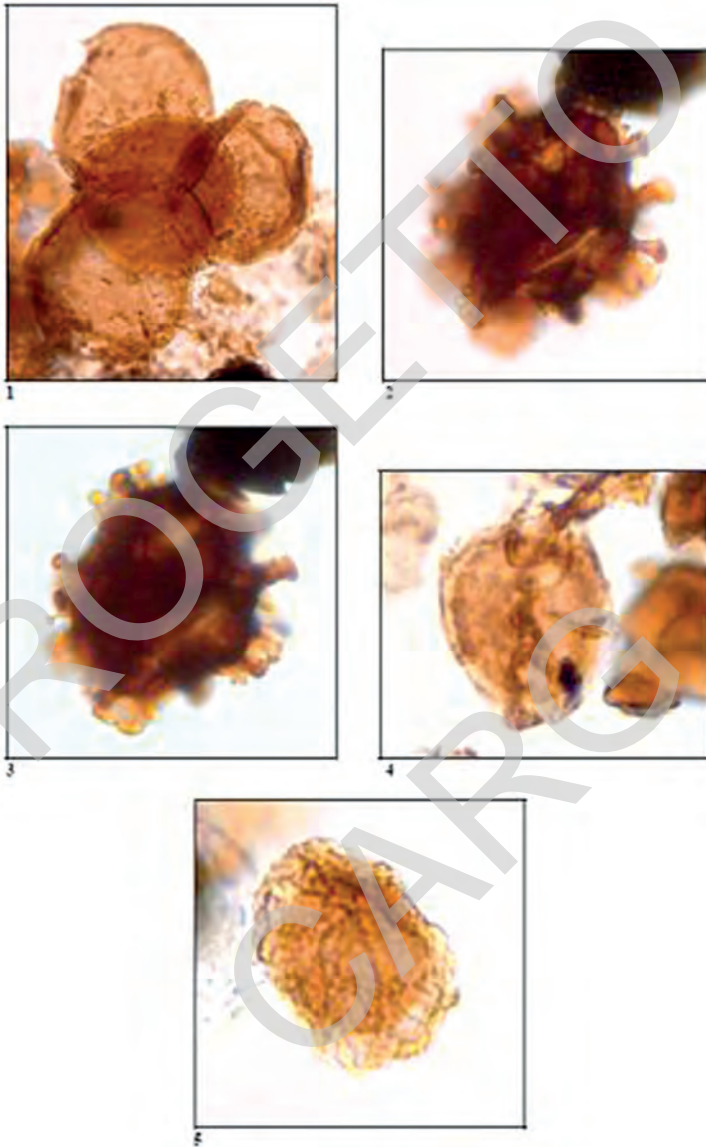
wurden von Gezeitenströmen dominiert, ansonsten herrschten ruhige und niedrigerenergetische Bedingungen (flache Lagunen). Richtung Norden erfolgt der Übergang zu Plattformbereichen mit angrenzenden subaerisch exponierten Kontinentalbereichen.

Die Analyse des Pollenspektrums aus einigen Schwarzschiefern (*black shales*) aus dem untersten Abschnitt der Abfolge, die beim Bau des Eisenbahntunnels Cles-Mostizzolo aufgeföhren wurden, erlaubte eine Zuordnung zur Vergesellschaftung *Granuloperculatipollis rudis* mit *Circumpolles Partitispories quadruplicis* und *Granuloperculatipollis rudis* (ROGHI, 2004), wodurch die Abfolge ins Oberkarnium (Tuvalium) gestellt werden konnte (GENNARO, 2007) (Tafeln I, II, III, IV, V).

Die Gesamtmächtigkeit beträgt rund 50 m.

Das basale Niveau wird von bunten Peliten dominiert und kann einem kontinentalen Ablagerungsraum u./o. einer flachen Lagune zugeschrieben werden. Die mittleren und oberen Abschnitte werden hingegen einem Küstenraum mit karbonatischer Sedimentation zugeordnet, mit terrigenklastischer Materialzufuhr aus subaerisch exponierten Gebieten. Die Grenze mit DPR fällt mit der Entwicklung einer Gezeitebene mit karbonatischer Sedimentation zusammen.

Alter: Oberkarnium



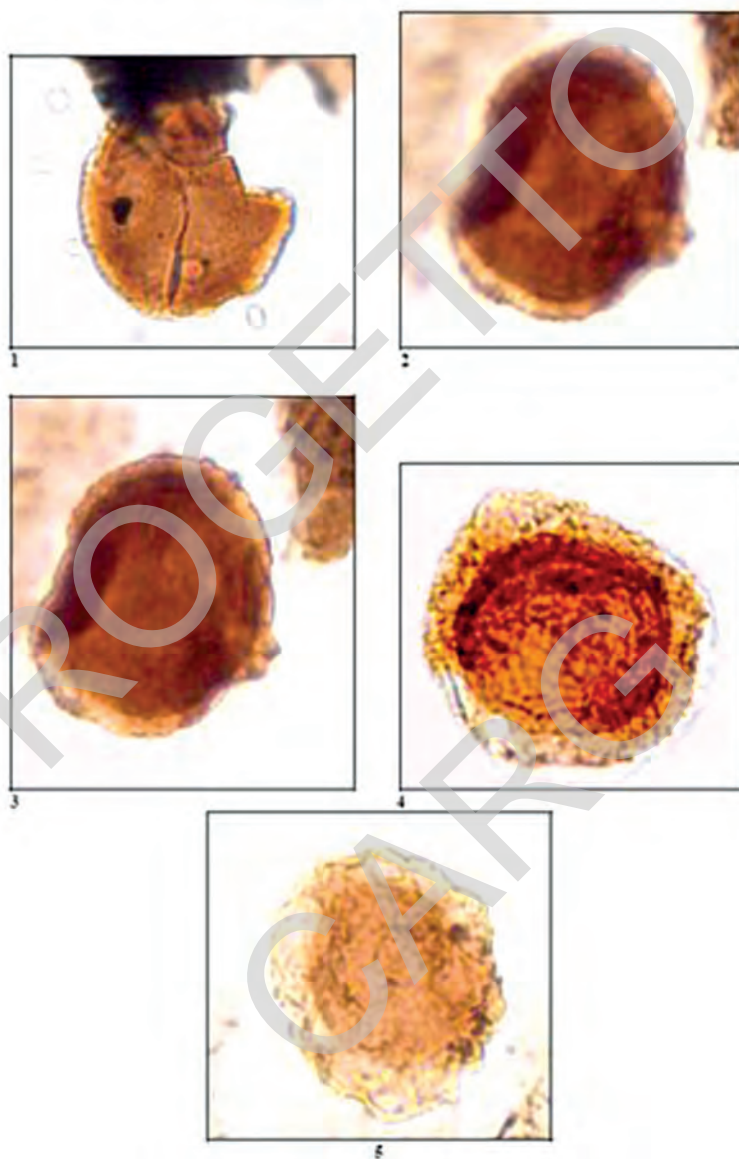
Tafel I

1: *Spiritisporites spirabilis*; tetrads Sheuring, 1970.

2,3: *Baculatisporites* sp. n 1

4: *Aratrisporites scabratus* Klaus, 1960.

5: *Aratrisporites* sp.

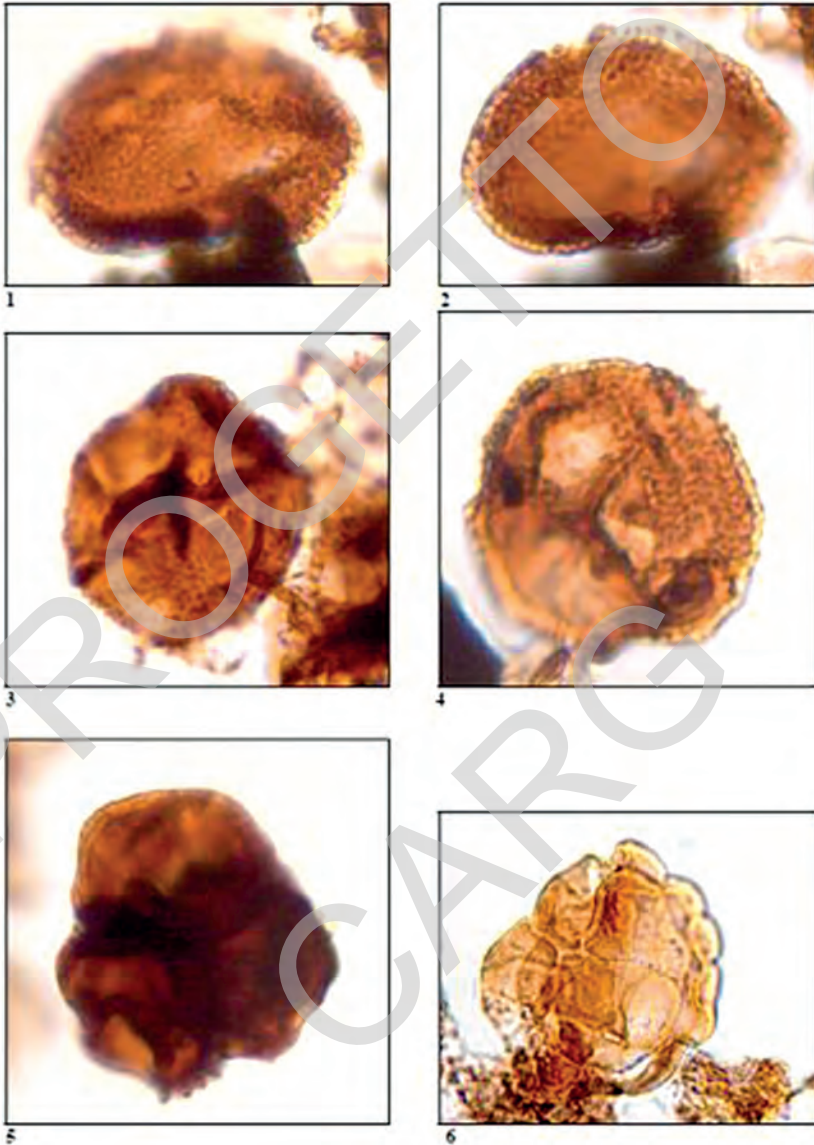


Tafel II

1: *Granulatisporites* sp.

2,3: *Enzonalsporites vigens* Leschik, 1956.

4,5: *Patinasporits densus* Leschik, 1956 emend. Sheuring, 1970.

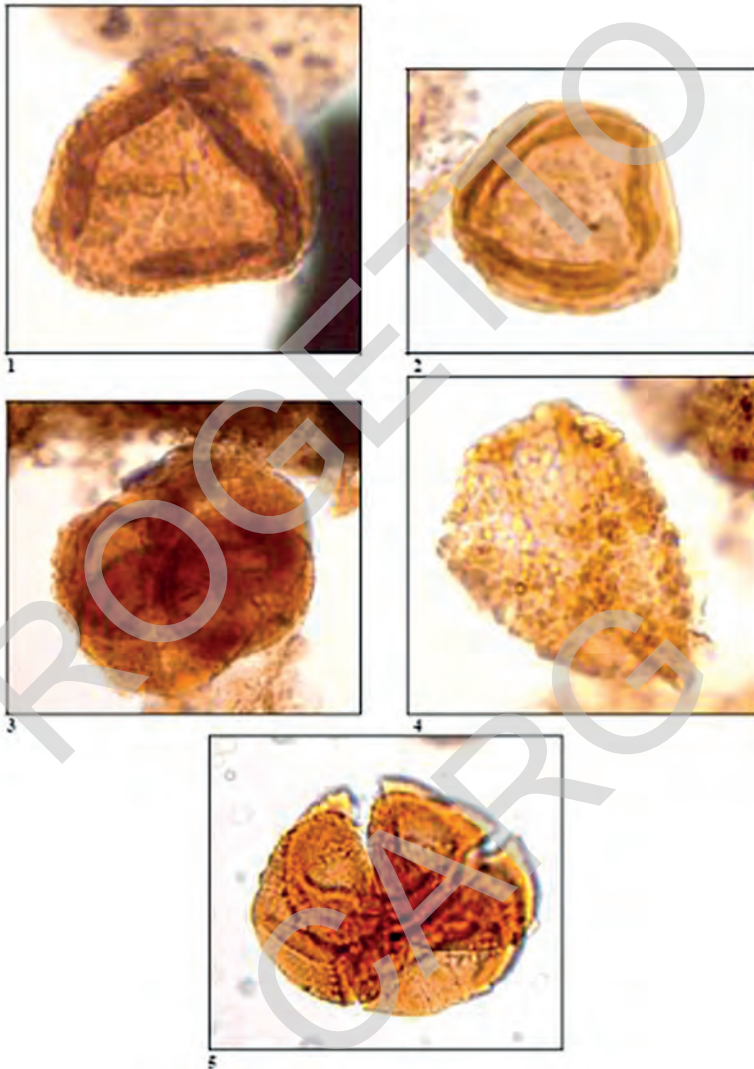


Tafel III

1,2,3,4: *Pseudoenzonalasporites summus* Sheuring, 1970.

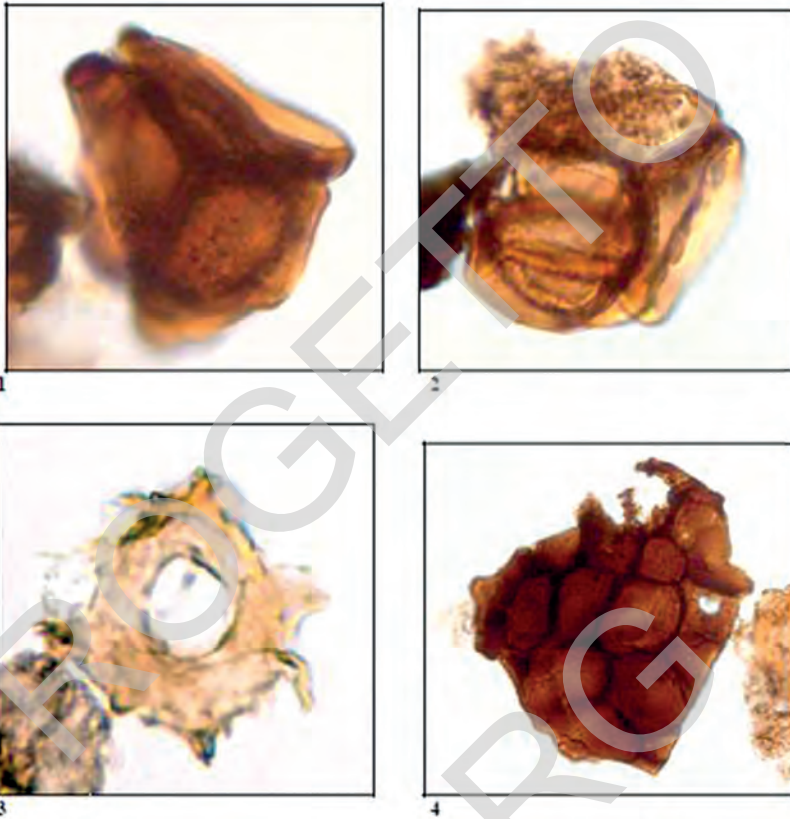
5: *Paracirculina quadruplicis* Sheuring, 1970; tetrads

6: *Camerosporites secatus* Leschik, 1956 emend. Scheuring 1978.



Tafel IV

- 1: *Duplicisporites verrucosus* Leschik, 1956 emend. Scheuring 1978.
- 2: *Duplicisporites granulatus* Leschik, 1956 emend. Scheuring 1970.
- 3: *Granuloperculatipollis rudis* (Venkatachala and Gòczàn, 1964) emend. Scheuring, in Mostler *et alii* 1978.
- 4: *Brodispora* sp.
- 5: *Riccisporites tuberculatus* Lundblad, 1954.



Tafel V

1,2: *Ricciisporites* cf. *R. tuberculatus*.

3: Leaf fragment.

4: Leaf fragment.

13.1 – FOSSILE SPUREN VON CASTELLO DI SAN GOTTARDO (MEZZOCORONA)

Im April des Jahres 2004 wurden zahlreiche Spuren von Archosauriern in der Nähe der Ruinen von *Castello di S. Gottardo* direkt oberhalb von Mezzocorona entdeckt. Die Spuren finden sich auf drei unterschiedlichen Karbonatlagen der Travenanzes-Formation, jenseits des Tores zum Haupthof des westlichen Schlossareals. Die Fossilstätte weist mindestens 50 Fußabdrücke auf, die den Crurotarsi, Dinosauriformen und Dinosauriern zuzuordnen sind. Bei *Castello di S. Gottardo* liegt die Travenanzes-Formation diskordant auf der Schlern-Formation, die den Zeitraum Anisium-Ladinium *p.p.* einnimmt (DE ZANCHE & MIETTO, 1988). Aufgrund von Erosionsprozessen fehlt die erste der vier karnischen Ablagerungssequenzen (Car 1-4 *sensu* DE ZANCHE *et alii* 1993). Die Schlern-Formation wird

überlagert von weiß-grauen, aphanitischen Dolosiltiten der Travenanzes-Formation, in welcher die Fährten in den rötlich-grünlichen Tonsteineinschlüssen auftreten (oberer Abschnitt der „Raibler Schichten“ *Auct.*) (NERI *et alii*, 2005). Diese Lithofazies spiegelt einen Küstenraum mit starkem Eintrag von silizklastischen Geröllen und periodischer subaerischer Exposition wider. Dies wird durch vermehrtes Auftreten von Fenstergefügen, Trockenrissen (*mud cracks*) und nicht zuletzt der Archosaurierabdrücke selbst belegt. Die Spuren sind als Negativabdrücke an der Basis von drei unterschiedlichen Schichtflächen erhalten (Abb. 32). Auf der untersten, durch Trockenrisse gekennzeichneten Lage (Niveau A) sind vier Trittsiegel mittlerer Größe (15-20 cm) erhalten, sowohl von tridaktylen als auch von tetradaktylen Formen. Auf der zweiten Lage (Niveau B), die nur auf einer Fläche von wenigen Quadratdezimetern aufgeschlossen ist, erkennt man zwei Abdrücke von tridaktylen Sauriern und einige unbestimmte rundliche Spuren. Auf der obersten Lage sind über 40 Spuren verschiedenster Art und Größe sichtbar. Auf anderen Schichtflächen, die das Gewölbe des Hauptgebäudes und der alten Einsiedelei aufbauen, sind weitere kleine und mittelgroße Abdrücke von tridaktylen Sauriern erhalten. Die Spuren werden mindestens vier verschiedenen Ichno-Gattungen zugeschrieben: *Atreipus* isp. (Abb. 33a), *Evazoum* isp. (Abb. 33b), *Grallator* isp. (Abb. 33c) und *Brachychirotherium* isp. (D'ORAZI *et alii*, 2009),

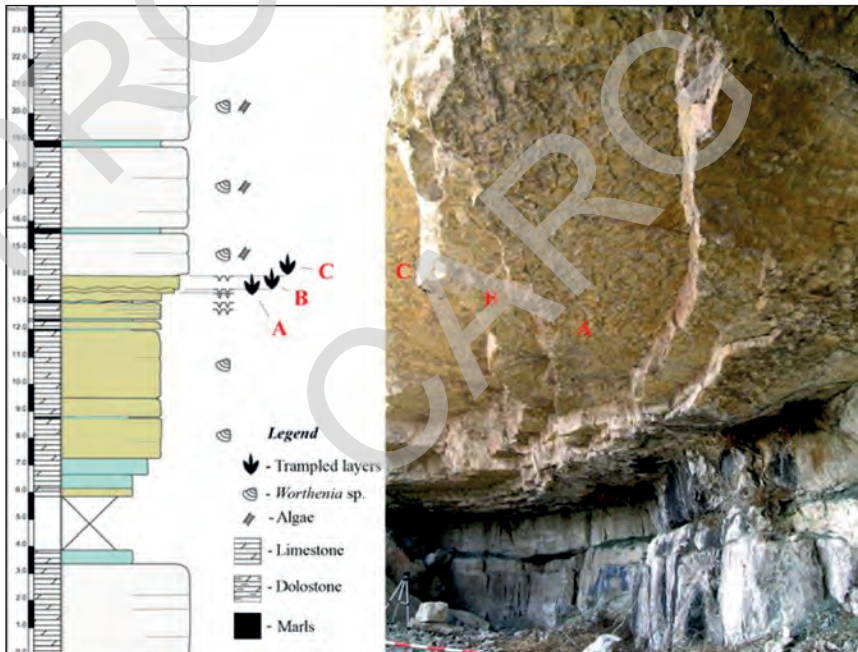


Abb. 32 – Säulenprofil (links) mit Angabe der Niveaus mit fossilen Fährten (Meter-Maßstab auf der linken Seite) und Detail der spurenführenden Niveaus (der Stab unten links dient als Größenvergleich).

die wiederum mindestens vier verschiedenen Sauriergattungen entsprechen, wobei sowohl Pflanzenfresser als auch Fleischfresser, Dinosaurier wie auch primitivere Archosaurier vertreten sind.

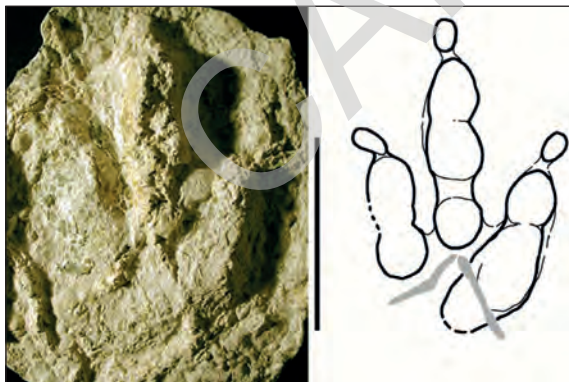
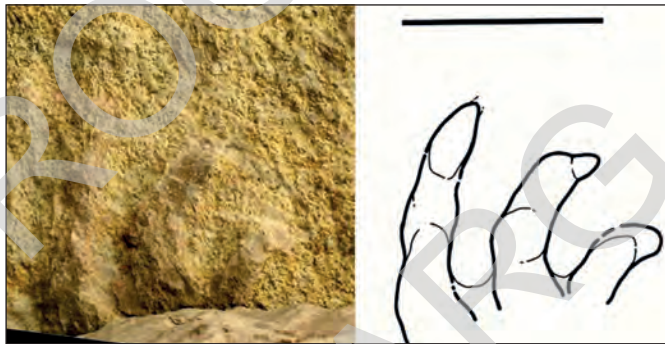


Abb. 33 – Fotos und entsprechende Zeichnungen von *Atreipus isp.* (a), *Evazoum isp.* (b) und *Grallator isp.* (c). Maßbalken jeweils 10 cm.

13.2. – FOSSILE SPUREN VON MOSTIZZOLO (CLES)

Im Herbst des Jahres 2006 wurden zahlreiche Archosaurierspuren bei *Cles*, ca. 48 km nördlich von Trient (*Trento*) entdeckt. Die entsprechenden Gesteinslagen werden der Travenanzes-Formation (oberster Abschnitt der *Raibler Schichten*) (NERI *et alii*, 2005) zugeschrieben. Es handelt sich um eine 50-70 m mächtige Sedimentabfolge aus weiß-grauen Dolosiltiten mit Einschaltungen von rot-grünlichen Tonsteinlagen. Die Ablagerung der Sedimente erfolgte in einem Küstenraum oder einer Gezeitebene mit karbonatischer Sedimentation und gelegentlicher terrigenklastischer Materialzufuhr aus subaerisch exponierten Bereichen. Im untersuchten Gebiet geht die Travenanzes-Formation nach oben in den Hauptdolomit über. Der Übergang ist durch das Verschwinden der pelitischen Niveaus definiert (Abb. 34). Die Fossilstätte weist zahlreiche, 10 bis 20 cm große, positive wie negative Fußabdrücke auf. Diese finden sich auf verschiedenen und variabel rötlich bis grünlich gefärbten, karbonatischen Schichtflächen. Die Spuren sind meistens isoliert und von Hand-Fuß-Paaren dargestellt, bzw. der Vorder- und Hinterfüße (Abb. 35). Die am besten erhaltenen Spuren können der Ichnospezies *Brachychirotherium eyermani* (BAIRD, 1957) zugeschrieben werden und entsprechen einem Verursacher in enger Verwandtschaft mit den heutigen Krokodilen, sprich einer Fortbewegung auf vier Extremitäten mit fünfgliedrigen und wahrscheinlich flachen Vorder- und Hinterfüßen (AVANZINI *et alii*, in press; BERNARDI *et alii*, in press).



Abb. 34 – Archosaurier-Spuren im Aufschluss von Cles. Die eng geschichtete Travenanzes-Formation (Oberkarnium) ist deutlich unterhalb des Hauptdolomits (Oberkarnium-Norium) zu erkennen.

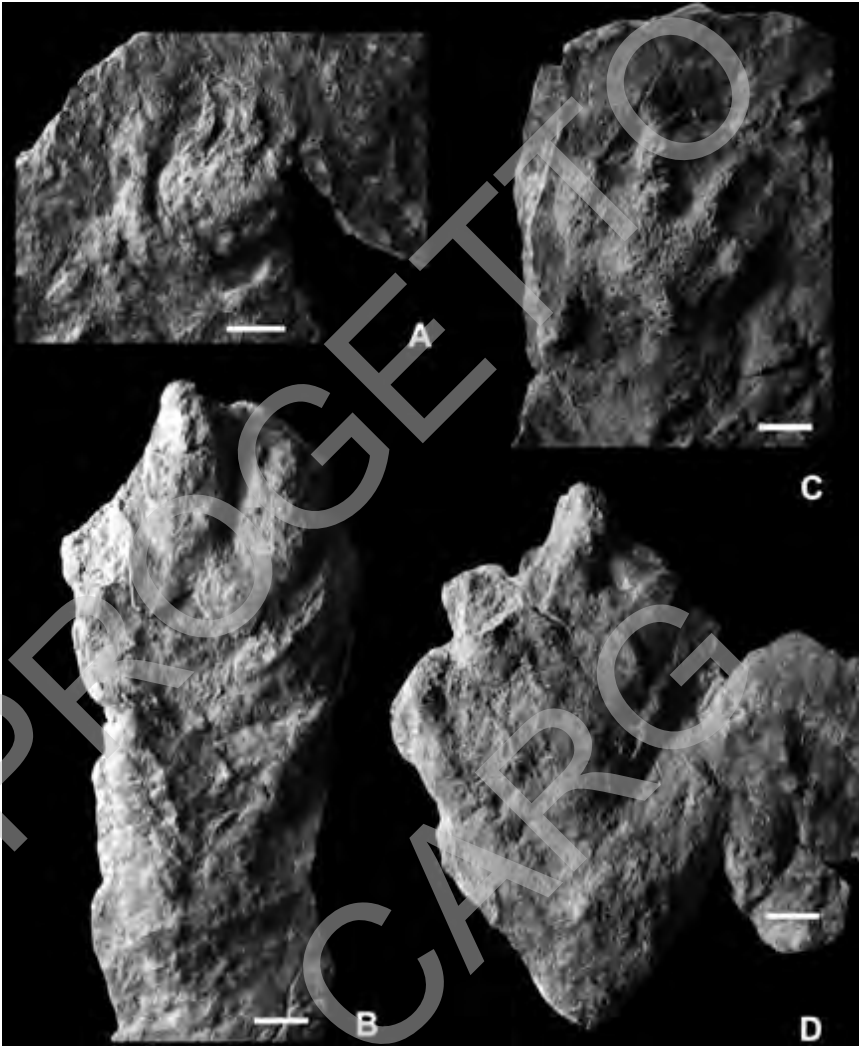


Abb. 35 – Einige der am besten erhaltenen fossilen Fußspuren im Aufschluss von Cles. A und C entsprechen den Vorderfüßen, B und D den Hinterfüßen.

14. – HAUPTDOLOMIT (DPR)

Im mittleren und westlichen Blattbereich stellt der Hauptdolomit die am weitesten verbreitete Einheit dar. Er tritt am Rücken vom Roen in Richtung Norden auf und bildet die Wasserscheide zwischen dem Etschtal und dem in Richtung Nonstal geneigten Plateau sowie die Wände zahlreicher Bacheinschnitte. Auf der linken

Seite des Etschtals ist der Hauptdolomit im oberen Abschnitt der asymmetrischen Berggruppen Königswiese, Madrut, Geiersberg-*Monte Basso* und M. Brusadi abgeschlossen. Die Formation ist gut gebankt und setzt sich aus einer monotonen Abfolge von Meter bis Zehnermeter mächtiger peritidaler Zyklen zusammen.

Im unteren Abschnitt, an der Grenze zur Travenanzes-Formation, ist der Hauptdolomit durch markante subtidale Zyklen mit durchschnittlich 1,5 bis 2 m mächtigen Bänken gekennzeichnet. Der subtidale Anteil wird von weißen, mitunter sehr körnigen und an Algen und Bivalven reichen Dolomiten gebildet. Der inter-supratidale Teil enthält Anzeichen einer subaerischen Exposition (0,5-0,8 m mächtige Bänke) mit deformierten stromatolithischen Laminiten und grau-grünlichen mergeligen Dololutilagen (mögliche Tufflagen, 0,3-0,5 m mächtig) mit Fe-Oxiden. Dieser Abschnitt ist morphologisch von einer Verflachung gekennzeichnet. Man findet ihn am Nordhang des Gaisbergs (*Cima Gais*) und der Hochebene von Fennberg (*Favogna*), am Südhang der Rappenkofwand (*Croda Corvara*), an den Wänden des Battaillionskopfs (*Cima Battaglione*), am Breitkofel (*Cima Larga*), Treser Horn (*Corno di Tres*), *Cimoni*, Roen (*Monte Roen*) und bei Schönleiten (*Coste Belle*). Daneben kommen stromatolithische Dolomite in mächtigen Bänken (1,5 m) mit einer Lage von intraklastischen Breccien am Top vor. Es folgen peritidale Zyklen von intraklastischen Dolomiten mit geplätteten Klasten in einer hellbraunen schlammigen Matrix an der Basis, die nach oben in stromatolithische Dolomite mit Fenstergefügen übergehen. Darüber liegen hellbraune Doloarenite und Dololutite mit Fe-Oxiden und Lagen von gelblichen, tonigen Tuffen.

Örtlich kann man einen unteren Abschnitt aus mergeligen Dolomikriten in dicken, planparallelen bis gewellten Bänken erkennen, die an der Oberfläche grau-gelblich anwittern, im frischen Bruch eine grau-hellbraune Farbe zeigen. Darin eingeschaltet finden sich cm-dicke, gelb-grünliche mergelige Pelite und Tonsteine. Daneben treten auch graue Dolomite mit oolithischen Grainstones in Flaserschichtung auf. Häufig sind auch Trockenrisse zu beobachten.

Die häufigste Fazies des Hauptdolomit ist durch peritidale Zyklen im unteren Abschnitt gekennzeichnet: das Subtidal an der Basis besteht aus feinkristallinen Dolomiten mit Megalodonten (Abb. 36) und Gastropoden, das darüber folgende Intertidal aus Laminiten mit Algenmatten und Trockenrissen (*mud* und *sheet cracks*).

Der mittlere bis obere Abschnitt des Hauptdolomit wird von sehr mächtigen (bis 2-3 m) subtidalen Bänken gebildet, die aus hellgrauen, massigen, löchrigen Dolomiten bestehen. In diesen Bänken treten häufig Sturmlagen mit Bivalven (*Costatoria*), Gastropoden (*Worthenia* sp.), Algen (darunter Dasycladaceen, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri)), Foraminiferen (*Glomospirella*), Ostrakoden, Peloiden und Intraklasten auf. Nach oben treten vermehrt peritidale Zyklen mit subaerischen Freilegungsflächen auf (Auftreten von roten Peliten und Paläokarst). In den Abschnitten östlich der Mezzolombardo-Taio-Linie im Norden der Überschiebung Vigo di Ton-Tramin treten am Top der Abfolge schwach dolomitisierte peritidale Zyklen auf, die in der früheren Kartierung als „*Dolomie di Torra*“ dargestellt wurden. Es handelt sich um kalkige Dolomite in 1,5-2,5 m mächtigen



Abb. 36 – Hauptdolomit. Niveau mit *Megalodon sp.*, Madrut (La Madrutta)

Zyklen, die an der Basis von subtidaler Fazies (mit Bivalven und Gastropoden) gekennzeichnet sind. Sie werden von stromatolithischen Lagen und deformierten Horizonten (50-80 cm mächtig) mit Strukturen subaerischer Exposition (pseudo-Tepee-Strukturen, Breccien mit geplätteten Klasten in einer grünen pelitischen Matrix, sedimentäre Gänge) überlagert. FUGANTI (1964) zählte diese Gesteine zu den überlagernden aphanitischen mikrokristallinen Dolomiten und stellte sie in den Jura. Aufgrund seiner Eigenheiten könnte dieses mehrere Zehnermeter mächtige Intervall ein Äquivalent der tidaler Plattform des Tremalzo-Member des Zulkalkes darstellen und somit rhätisches Alters haben. In diesem Intervall beschreiben PROSSER & SELLI (1991) das Auftreten von *Triasina hantkeni* (Majzon).

Am Aufstieg zum Roen tritt diese Einheit ab einer Höhe von ca. 1950 m als eine Wechsellagerung von bioklastischen Grainstones und schwach dolomitisierten Wackestones in unregelmäßigen, cm-dm mächtigen Schichten zu Tage. Es sind verbreitet Lagen von gelblichen und braunen Peliten und Siltsteinen mit eingeschalteten Breccien aus rein dolomitischen Komponenten (überwiegend Hauptdolomit) vorhanden.

Örtlich treten große bis übermäßig große (Zehnermeter) Lösungshohlräume auf, die mit rötlichen Siltsteinen oder dolomitischen Siltsteinen und roten Lagen (Paläokarst) verfüllt sind; dies kann entlang der Forststraße von Malga d'Ambrar nach Malga di Don beobachtet werden.

Die Mächtigkeit der obersten Fazies schwankt zwischen 50 und 100 m, was vermutlich an unterschiedliche Subsidenzraten in den verschiedenen Bereichen geknüpft ist.

Oft zeigt der Hauptdolomit stark zerklüftete Felswände und vor allem die Bacheinschnitte sind von geringmächtigen Kataklastezonen gekennzeichnet. Typische Beispiele finden sich im Valle delle Pietre und im Val della Forma, wo sich diese Kataklastite entlang von subvertikalen Störungen gebildet haben.

Der Hauptdolomit weist eine Gesamtmächtigkeit zwischen 300 und 400 m auf. Allerdings erreicht er westlich der Trento-Cles-Linie eine Mächtigkeit von über 1000 m.

Die Untergrenze ist scharf zur Schlern-Formation oder zur Travenanzes-Formation (TVZ) und wird durch das Auftreten von mächtigen, subtidalen Dolomiten über den bunten Dolomiten und Peliten (TVZ) definiert.

Als Ablagerungsraum kann man sich eine weite, stark gegliederte und frühzeitig dolomitisierte Karbonatplattform vorstellen. Die Dolomite bildeten sich hauptsächlich in Lagunen und Gezeitebenen, im westlichen Abschnitt bei etwas stärkerer Subsidenz.

Alter: Oberkarnium – Rhätium *p.p.*

15. – ZU-KALK (ZUU)

Der Zu-Kalk umfasst drei Member. Das erste entspricht einer subtidalen Karbonatrampe (Grostè-Member), das zweite einer Hangfazies nahe der Paläolinie Ballino-Garda (Riva-Member, im Blattbereich nicht aufgeschlossen), das dritte einem peritidalen Ablagerungsraum (Tremalzo-Member, ZUU₃). Die drei Member verzahnen miteinander und liegen meistens konkordant mit scharfem Kontakt auf dem Hauptdolomit. Im Blatt „Mezzolombardo“ treten die Member Grostè und Tremalzo diskontinuierlich auf.

15.1. – GROSTÈ-MEMBER (ZUU₁)

Ein kleiner Rest dieses Member tritt diskontinuierlich oberhalb von Cles, westlich der Trento-Cles-Linie auf - hier lassen sich die stratigraphischen Eigenschaften am besten erkennen - und auf den Erhebungen im Westen von Sporminore auf, wo die ersten 30-40 m über dem Hauptdolomit aufgeschlossen sind.

Es handelt sich um dunkle, mergelige Kalke mit roten Klüften in dicken Bänken (mehrere Zehnermeter), in (Para-) Sequenzen mit nach oben dicker und gröber werdenden Abfolgen (*thickening* und *coarsening-upward*). Die einzelnen Zyklen bestehen an der Basis aus Wechsellagerungen von mikritischen Kalken und Mergeln in dm-mächtigen Schichten, denen nach oben vorwiegend karbonatische, gradierte Sturmlagen mit Bivalven, Gastropoden und anderen Bioklasten folgen. Der obere Abschnitt des Zyklus besteht meistens aus gebankten Biomi-

kriten, teilweise mit umgelagerten Korallen (*Thecosmilia*). Die Para-Sequenzen zeigen nach oben hin eine Verflachung des Ablagerungsraums, was typisch ist für eine Karbonatrampe unter Einfluss hochenergetischer Ereignisse (Stürme). Stratigraphisch wurde diese Einheit nach den palynologischen Zuordnungen von JADOUL *et alii* (1994) in die Obertrias, wahrscheinlich ins Obernorium oder Unterhätium, gestellt.

Geschätzte Mächtigkeit: 40-50 m. Die Untergrenze zum Hauptdolomit ist nicht aufgeschlossen.

15.2. – TREMALZO-MEMBER (ZUU₃)

Auch dieses Member ist nur unregelmäßig in der Gegend von Cles aufgeschlossen.

Es besteht aus gut gebankten Kalken und dolomitischen Kalken mit einigen Einschaltungen von Tonsteinen, die nach oben hin seltener werden. Diese Gesteine können einer tidalen Karbonatplattform zugeordnet werden. Die stratigraphische Abfolge ist homogen ausgebildet, mit geringen lateralen Faziesvariationen. Sie kann in Meter mächtige (1-3 m) Zyklen mit nach oben flacher werdendem Ablagerungsraum gegliedert werden. Innerhalb der Zyklen gehen die bioturbaten subtidalen Mikritkalke im unteren Teil nach oben in intra- und supratidale Ablagerungen über. Die letzteren sind durch Fenstergefüge (*birds eyes*), kleine Tepee-Strukturen und stromatolithische Laminationen gekennzeichnet. In einigen Fällen kann man Lagen mit subaerischen Freilegung erkennen. Örtlich gehen diese sedimentären Zyklen lateral in eine innere Plattform über, wodurch die Entwicklung von kompletten peritidalen Zyklen unterbunden wird. Der obere Abschnitt des Tremalzo-Member besteht aus einem 30-40 m mächtigen Körper von oolithischen Kalkareniten (Grainstone, Packstone) mit Kreuzlaminationen und lokaler Fischgrätenschichtung (*herringbone*), die einer hochenergetischen Karbonatplattform entsprechen.

Die Mächtigkeit schwankt stark in Abhängigkeit der ursprünglichen Wassertiefe, die vom unterlagernden Grotè-Member vererbt wurde. Die maximale Mächtigkeit wird auf rund 120 m geschätzt.

Alter: Rhätium

16. – GRAUKALK-GRUPPE

Diese Gruppe umfasst vier Formationen einer Karbonatplattform (Monte Zugna-Formation, Loppio Oolithkalk, Rotzo-Formation und Massone-Oolithkalk); drei davon sind in der Literatur als Member der „*Noriglio-Graukalke*“ beschrieben. Im Blatt „*Mezzolombardo*“ treten nur die ersten drei Formationen auf.

Die Graukalk-Gruppe tritt vorwiegend westlich der Mezzolombardo-Taio-Linie im Gebiet von La Rocchetta auf. Direkt im Osten besagter Linie kann man

für etwa 1 km in Richtung Ost und ungefähr 3 km in Richtung Nord noch einen teilweise stark dolomitisierten Abschnitt der Monte Zugna-Formation erkennen, eingeschaltet zwischen Hauptdolomit und Rosso Ammonitico Veronese. Weiter östlich, im Bereich des strukturellen Hochs der Paläolinie Trento-Cles, herrscht eine Schichtlücke vor, die den Zeitraum Rhätium bis Bajocium erfasst. Hier liegt der Rosso Ammonitico Veronese direkt auf dem Hauptdolomit. Die liassische Tektonik wird in diesem Bereich von der extensionalen Paläostörung des *Monte Cornello* (siehe Kapitel VII.3.) dargestellt, welche hauptsächlich den Rand der Trento-Plattform betrifft und mit einer Reihe von untergeordneten Abschiebungen die Serie Hauptdolomit-Graukalke zerlegt (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987).

Der Speicherstollen „*Acquasanta*“ (der *Azienda Intercomunale Rotaliana A.I.R. S.p.A.*) verläuft von Spormaggiore in W-E-Richtung quer durch den Rücken des Monte Fausior. Der Stollen liefert einen stratigraphischen Aufriss der gesamten Abfolge vom Hauptdolomit bis zur Ponte Pià-Formation. Einzig die Störungsfläche der Paganella-Fai-Zambana-Überschiebung verdoppelt den Loppio-Oolithkalk (siehe Abb. 37, 38).

16.1. - MONTE ZUGNA-FORMATION (FMZ)

Diese Formation baut den Monte Cornello oberhalb von Mezzolombardo auf. Bedeutende Aufschlüsse treten entlang der Staatstraße Nr. 43 bei der Ortschaft La Rocchetta zu Tage. Weiter nördlich baut sie die Ostflanke des Nonstals (Valle di Tovel) im Hangenden der Trento-Cles-Linie auf.

In der Monte Zugna-Formation (Unteres Member *Auct.*) kann man drei übereinander liegende Lithofaziestypen unterscheiden: a) überwiegend mikritische oder oolithisch-bioklastische Kalke in zyklischen Abfolgen von bis zu einem Meter Mächtigkeit, stark bioturbat; b) stromatolithische Kalke in vorwiegend peritidalen Abfolgen, die durch m-mächtige Zyklen gekennzeichnet sind; man kann grob einen unteren, subtidalen Abschnitt (10-100 cm mächtig) und einen oberen inter-supratidalen Abschnitt (zwischen 2-3 und 60 cm mächtig) unterscheiden; c) mikritische Pseudo-Knollenkalke und dunkle Mergel in einer vorwiegend subtidalen Ausbildung, bestehend aus einer zyklischen Abfolge aus Kalken an der Basis (zwischen 20 und 120 cm mächtig) gefolgt von dunklen bis schwarzen, dünnen, tonige Lagen; diese Fazies wird örtlich von einer überwiegend knollig ausgebildeten Einheit abgelöst, die sich aus Wechsellagerungen von oolithisch-bioklastischen Grainstones/Packstones zusammensetzt und nach oben in den Loppio-Oolithkalk übergeht.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen ungefähr 100 (103 m im Stollen „*Acquasanta*“) und 250 m. Östlich von Vigo di Anaunia keilt die Formation schnell aus und verschwindet.

Die Untergrenze mit dem Hauptdolomit ist in jenen Fällen, wo dolomitisierte Bereiche zwischengeschaltet sind, graduell, oder scharf und parakondordant zu den Paläoböden am Top des Hauptdolomit.

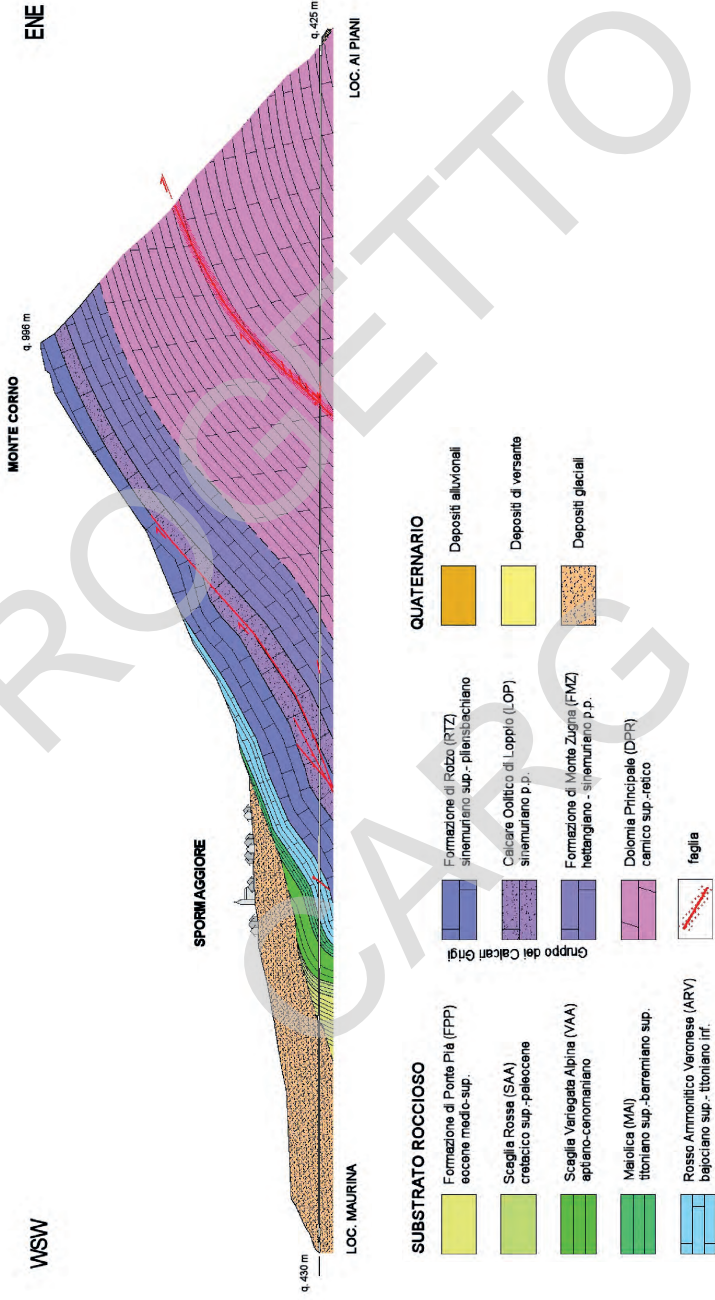


Abb. 37 – Geologischer Längenschnitt des Speicherstollens „Acquisanta“.

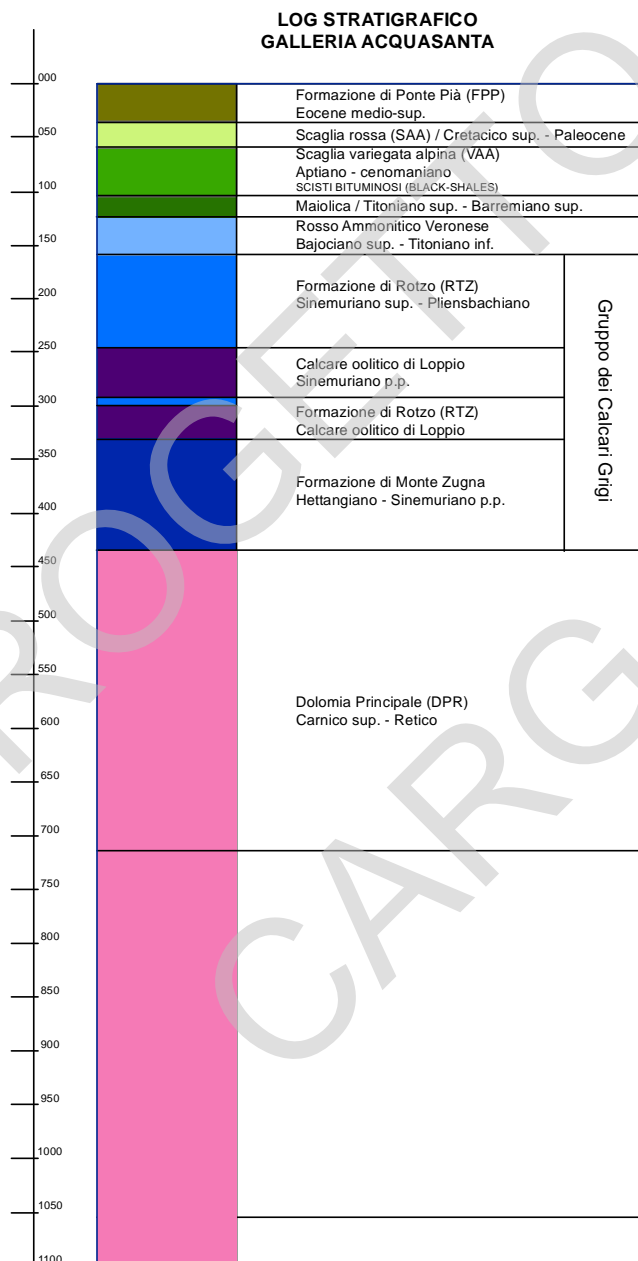


Abb. 38 – Stratigraphische Abfolge entlang des Speicherstollens „Acquasanta“.

An Fossilien findet man Vergesellschaftungen der typischen Lias-Algen (*Heteroporella* cfr. *elembergeri*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Palaeodasycladus gracilis*, *Tersella alpina*, *Sestrospera liasina*, *Fanesella dolomitica*, *Rivularia moldavica*, *Thaumatoporella* spp.). In der ganzen Formation und besonders im unteren Abschnitt treten agglutinierende Foraminiferen vom Typ *Textularidae* und *Ataxofragmidae*, seltener *Lituolidae* (*Mayncina* cfr. *termieri*) auf; daneben kommen vereinzelte Trocholinen vor, sowie Reste von *Solenoporacee*-Algen, *Aeolisaccus dunningtoni*, Ostrakoden, kleine Gastropoden und Reste von Stachelhäutern, Bivalven und Korallen.

Alter: Hettangium - Sinemurium *p.p.*

16.2. – LOPPIO-OOLITHKALK (LOP)

Diese Einheit ist auf den südwestlichen Blattbereich beschränkt (La Rocchetta, Abb. 39). Sie schließt in Richtung Norden und verschwindet knapp westlich der Ortschaft Marz della Frata.

Der Loppio-Oolithkalk entspricht dem mittleren Member der bisherigen Unterteilung der Graukalke. Er besteht aus einer Abfolge von grobkörnigen Oolithkalken mit vorwiegend spatischer Zementation (Grainstone) und weißlicher oder hellgrauer Farbe, mit Körnern aus Ooiden und Botryoiden und z. T. auch aus Intraklasten und Bioklasten. Es handelt sich um schlecht geschichtete Ablagerungen in dicken (m bis Zehnermeter) Bänken, teils mit paralleler oder flach geneigter Lamination, seltener mit Kreuzschichtung. Das Top zeigt eine Diskordanz durch subaerische Exposition mit Spuren von Oxiden und bunten Peliten. Diese Diskordanz ist im gesamten Etsch-Einzugsgebiet verbreitet und geht auf die



Abb. 39 – Graukalk-Gruppe: rechts kann man den oberen Abschnitt der Monte Zugna-Formation erkennen, in der Mitte die hellen Bänke des Loppio-Oolithkalks und links davon wenige Zehnermeter der Rotzo-Formation. S.P. della Rocchetta am Ausgang des Nonstals (Val di Non).

strukturelle Gliederung in Hoch- und Tiefbereiche in Folge einer bedeutenden, synsedimentären Tektonik im Sinemurium zurück.

Die Mächtigkeit erreicht 35-40 m (34,5 m im Stollen „Acquasanta“).

Die Untergrenze ist scharf zur Monte Zugna-Formation und mitunter durch große sedimentäre Gänge gestört. Ein bedeutender Gang, der von Oolithbarren des Loppio-Oolithkalks versiegelt wird, ist im Bacheinschnitt des T. Noce in der Gegend von La Rocchetta gut aufgeschlossen.

Aus paläontologischer Sicht ist der Loppio-Oolithkalk ärmer an Fossilien als die unterlagernde Monte Zugna-Formation; es treten aber dieselben vorher beschriebenen Foraminiferen und Algen auf. Mikrofossilien sind sehr selten und durch Nodosariden und Textulariden vertreten, während die Schalen von Lituliden (*Mayncina termieri*) etwas häufiger vorkommen. Unter den Algen konnte *Solenopora cf. liasica* bestimmt werden.

An Makrofossilien kommen große Bivalven, meistens als Fragmente und in konzentrierten Niveaus im mittleren Teil der Abfolge vor. Seltener beobachtet man Belemniten (*Atractites*), Gastropoden, Schwämme und Seeigel.

Die bedeutendsten Aufschlüsse dieser Einheit können im Bacheinschnitt bei La Rocchetta beobachtet werden.

Alter: Sinemurium *p.p.*

16.3. – ROTZO-FORMATION (RTZ)

Diese Einheit ist auf den südwestlichen Blattbereich zwischen dem Nonstal und La Rocchetta beschränkt. Die Rotzo-Formation ist ohne Zweifel die bedeutendste Einheit der Graukalk-Gruppe. Sie wurde unter vorwiegend subtidalen Bedingungen abgelagert (CLARI, 1976; MASETTI *et alii*, 1998) und ist meistens in variabel mächtige, asymmetrische Sequenzen vom Typ *thickening* und *shallowing-upward* untergliedert (MASETTI *et alii*, 1998).

Im Bereich der Trento-Karbonatplattform kann man innerhalb der Formation zwei übereinander liegende Fazies unterscheiden: a) die untere Fazies besteht vorwiegend aus kalkig-mergeligen Gesteinen, wobei in den genannten asymmetrischen Zyklen dm-mächtige, kalkig-mergelige Abfolgen mit lokal dm-großen schwarzen Hornsteinknollen von m-mächtigen bioturbaten Pellet-Packstones überlagert werden; b) die obere Fazies ist gekennzeichnet durch das häufige Auftreten von sesshafte Bivalven, den sogenannten *Lithiotis*-Schichten (tafel- oder linsenförmig, *Mound*-förmig), am Top der Zyklen.

Im Blattbereich „Mezzolombardo“ überwiegt die obere Fazies. Sie besteht aus dunkelgrauen mikritischen Kalken in zyklischen, bis zu einem Meter mächtigen Abfolgen mit *Lithiotis*-Bänken. In diesem oberen Abschnitt der Rotzo-Formation treten auch über einem Meter mächtige Bänke aus ruditischen Biokalkareniten und Kalkareniten mit Oolithen und Intraklasten auf. Innerhalb der Abfolge sind diese Lagen oft den tidalen Zyklen eingeschaltet und belegen hochenergetische Ereignisse (Sturmlagen). Dies kann besonders gut in der Abfolge zwischen Tu-

enno und Cles beobachtet werden. Hier treten Grainstones-Packstones mit sehr kleinen mikritischen Oolithen und Peloiden auf, die lokal leicht bituminös und mitunter von dünnen, grünen, tonigen Zwischenlagen getrennt sind. Die Färbung reicht von weiß bis graubraun. Es finden sich auch Anzeichen von Paläokarst und Paläoböden (Abb. 40). Das Top zeigt manchmal Spuren einer subaerischen Exposition mit Lösungs- bzw. Erosionserscheinungen und eine parakordante Grenzfläche zu den überlagernden Einheiten.

Aufgrund der synsedimentären Tektonik schwankt die Mächtigkeit zwischen 80 und 120 m (78 m im Stollen „Acquasanta“). Die Untergrenze der Einheit ist generell parakordant oder diskordant zum Loppio-Oolithkalk. Westlich der Trento-Cles-Linie überlagert die Rotzo-Formation meist direkt die Monte Zugna-Formation und ist durch geringere Mächtigkeiten (20-50 m) gekennzeichnet; hier wird sie häufig vom Tovel-Member ersetzt.

Der Makrofossilgehalt beruht auf Bivalven, allen voran *Lithiotis*, *Cochlearites*, *Lithioperna*, *Mytiloperna*, *Gervilleioperna*, *Pseudopachymytilus* (Krumbeck), Gastropoden, Brachiopoden und Echinodermen. Unter den Bivalven kommen in geringer Anzahl auch charakteristische Taxa wie *Opisoma* (Stoliczka), *Protodicerias*, *Gervilleioperna ombonii*, *Pseudopachymytilus mirabilis* und die Megalodonten *Protodicerias pumilus*, *Pachyrisma (Pachymegalodon) chamaeformis*, *Pa-*



Abb. 40 – Rotzo-Formation: *Lithiotis*-Schichten mit ausgeprägten Anzeichen einer subaerischen Exposition an der Basis. Speicherstollen „Acquasanta“ (Sporminore).

chyrisma (Durga) crassa und *P. (Durga) nicolisi* vor. An Mikrofossilien finden sich mittelliassische Vergesellschaftungen von nicht-perforierten Makro- und Mikroforaminiferen (*Orbitopsella* spp., *Bosniella oenensis*, *Mayncina termieri*, *Amijiella amij*, *Haurania deserta*, *Dutaxis metula*), Algenkrusten und Dasycladaceen.

Der reiche Fossilgehalt umfasst wie im Tovel-Member auch verbreitet Schwämme (*Stylothalamia*) und Korallen.

Alter: Sinemurium – Pliensbachium

16.3.1. – Tovel-Member (RTZ₁)

Die bedeutendsten Aufschlüsse treten bei Sasso Rosso, in den Wänden oberhalb der Ortschaft Terres und zwischen Tuenno und Cles auf.

Diese Einheit besteht aus 40-120 cm mächtigen, kompakten Bänken aus Wackestones mit zahlreichen Ooiden, Algen-Onkolithen, Milioliden, Pellets und Bioklasten in einer hell- bis dunkelgrauen mikritischen Matrix sowie hellgrauen oder gelblich-grauen Grainstones aus Pellet-Sanden, Bioklasten, Aggregatkörnern und Algenresten in einer mikritischen Matrix. Unter den Algen finden sich häufig Dasycladaceen, wobei die Vergesellschaftungen von *Palaeodasycladus mediterraneus* vorherrschen.

Die aufgeschlossene Abfolge zwischen Tuenno und Cles lässt trotz der Dolomitisation eine Fazies mit oolithisch-bioklastischen Kalken, reichlich Reste von Schwämmen (*Stylothalamia*), Korallen (koloniale und individuelle Typen) und Stromatoporiden erkennen. Diese kommen umgelagert und mit anderen Resten (Crinoiden, Pectiniden, Bivalven, Gastropoden) vermischt in den oolithischen Grainstones vor.

Die Gesamtmächtigkeit beträgt ungefähr 150-170 m. Die Untergrenze mit der Rotzo-Formation ist deutlich ausgebildet.

Der Ablagerungsraum ist einer Senke am Rand der „Venetischen Plattform“, westlich der Paläolinie Trento-Cles zuzuordnen, wo filtrierende Organismen gedeihen konnten.

Alter: Sinemurium – Pliensbachium

17. – PELLER-ENCRINIT (EPE)

Auch diese Einheit tritt nur im südwestlichen Blattbereich westlich der Trento-Cles-Linie auf.

Sie besteht aus grobkörnigen Biokalkareniten und grau-rötlichen Kalkruditen, die meist aus Fragmenten von Crinoiden und untergeordnet Seeigelstacheln und Rhynchonelliden (*Rhynchonella clesiana*) zusammengesetzt sind.

Entlang der Cles-Monte Peller-Straße ist die Einheit stark tektonisiert und dolomitisiert und deshalb kaum erkennbar. Es handelt sich hierbei um gelb-rötliche, grobkristalline, löchrige Dolomite, die mit dem Hauptdolomit verwechselt wer-

den könnten; nur eine genauere Betrachtung von nicht komplett dolomitisierten Crinoiden-Fragmenten erlaubte die korrekte Zuordnung. Im oberen Abschnitt kommen lokal kleine Gänge aus rötlichen Mikriten mit *Bositra buchi* vor.

Die maximale Mächtigkeit beträgt 40 m.

Die Einheit zeigt einen stratigraphischen Kontakt mit dem Tovel-Member (RTZ₁); der Massone-Oolithkalk fehlt hier. Lokal (am NW-Rand des Kartenblattes) zeigt der Peller-Enchrinit eine Erosionsoberfläche und wird durch die Scaglia Rossa mit einer *onlap*-Geometrie überlagert. Man kann eine ähnliche Situation wie am Sasso Rosso (im Blatt „Malè“) annehmen, wo die Scaglia Rossa eine Erosionsnische im gehobenen Untergrund versiegelt.

Im Aufschluss entlang der Cles-Monte-Peller-Straße bestehen die letzten 6 cm des Peller-Enchrinit aus Dolomiten mit Oxiden (*Hardground*), die von ockerfarbenen Paläoböden (ca. 50 cm) überdeckt sind. Darüber folgen rote fossilere Siltsteine und grünliche Mikrite, die an die Scaglia Variegata Alpina erinnern.

Die pelagische Fazies der dünnen Zwischenlagen, die örtlich den mächtigen Crinoiden-Bänke eingeschaltet sind, weist auf ein randmarines offenes Milieu mit ozeanischer Zirkulation hin. Allerdings gibt sie keinen Aufschluss über die Wassertiefe. Klassische Gezeitenflächen oder Barriereinseln können jedoch ausgeschlossen werden. Die großmaßstäbliche Kreuzschichtung mit bis zu 3-4 m hohen Foresets lässt Sandwellen am Rand der absinkenden Plattform annehmen.

Alter: Toarcium – Unterbajocium

18. – ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)

Die wichtigsten Aufschlüsse finden sich in der Gegend zwischen Tres, Verò und Torra, auf der linken Seite des Bacheinschnittes des T. Novella, zu beiden Seiten des Grabens auf der linken Seite des T. Novella, nördlich des Dorfes Banco, auf der rechten Seite des Lago di S. Giustina (unterhalb des Steinbruchs Tassullo), am Monte di Mezzorocona, bei den Ortschaften Plon und Selvata, bei Malga Craun, bei La Rocchetta, im Valle dei Pilastrini und am Monte Malachino. Geringmächtigere aber dennoch bedeutende Aufschlüsse können in der Umgebung von Fennberg (*Favogna*) beobachtet werden.

Der Rosso Ammonitico Veronese kann in drei Einheiten unterteilt werden, die in der geologischen Karte aber nicht getrennt ausgehalten sind.

Der untere Abschnitt besteht aus rosaroten oder grünlichen, teilweise dolomitisierten mikritischen Kalken mit pelagischen Lamellibranchiaten (vom Typ *Bositra*) und Protoglobigerinen. Die Schichtung ist undeutlich und knollig. Im oberen Abschnitt sind die Schichten zunehmend knolliger ausgebildet, der terrigene Anteil nimmt zu und führt zu stark rot gefärbten Styolithflächen.

Die mittlere Einheit besteht aus dunkelroten, gut geschichteten plattigen Kalken mit engen Einschaltungen von rotem Hornstein und cm-dicken Aschelagen.

Die obere Einheit besteht aus rötlichen plattigen Kalken mit Ammoniten mit der typisch knolligen Textur. Belemniten und Aptychen sind ebenfalls vorhan-

de. Am Top zeigt die durch Stylolithen markierte Schichtung einen Übergang zu immer helleren, mikritischen Faziestypen. Reste von *Saccocoma* verleihen dem Gestein makroskopisch ein kristallines Erscheinungsbild.

In einigen Bereichen nördlich von La Rocchetta und insbesondere im Osten der Mezzolombardo-Taio-Linie erscheint die Formation teilweise oder komplett dolomitisiert. Sie besteht hier aus grau-grünlichen Doloareniten, schlecht geschichtet und knollig, in dm-mächtigen, deformierten Lagen mit reichlich Fe-Oxiden und grünen, tonigen Zwischenlagen mit pelagischen Bivalven (vom Typ *Bositra*) und Protoglobigerinen (untere Einheit). Nach oben treten weiße, knollige Kalkmikrite mit grünen Zwischenlagen auf, die graduell in rote, mergelige, knollige Kalkmikrite übergehen.

Entlang der Straße S.P. Nr. 13 zwischen Vervò und Tres kann man innerhalb der Formation (wahrscheinlich zwischen dem unteren und dem oberen Rosso Ammonitico Veronese) einige Erosionsrinnen erkennen, die mit komponenten-gestützten Breccien aus Rosso Ammonitico Veronese gefüllt sind. Oberhalb der Erosionsfläche tritt eine Abfolge aus roten Kalkmikriten in 5-10 cm dicken Lagen mit welligen bis parallelen Schichtflächen und einigen rötlichen tonigen Zwischenlagen auf (oberer Rosso Ammonitico Veronese).

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 5 und 50 m (38 m im Stollen „Acquasanta“).

Die Untergrenze ist scharf zur Rotzo-Formation oder zum Peller-Enchrinit (westlicher Blattbereich, Abb. 41) bzw. zum Hauptdolomit (linke Seite des Nonstals, Rücken von Cornello-C. Cuch). Der Kontakt zum Hauptdolomit kann gut bei S. Biagio (Schlucht des T. Novella) beobachtet werden, wo er von einem cm-dicken Hartgrund unterstrichen wird. Diese Fläche wird als Ausdruck einer subaerischen Exposition interpretiert, in Übereinstimmung mit den Taschen und Hohlräumen am Top des Hauptdolomit, die von bioklastischen Packstones mit Ooiden und kleine Gastropoden verfüllt sind.

Alter: Oberbajocium – Untertitonium

19. – MAIOLICA (MAI)

Bedeutende Aufschlüsse treten im Straßenanschnitt bei La Rocchetta (5-7 m) und wenig östlich von Salter auf.

Aufgrund der geringen Mächtigkeit wurde die Maiolica auf der geologischen Karte nur an wenigen Stellen unterschieden und meist der Scaglia Variegata Alpina (VAA) einverleibt. Weitere Aufschlüsse finden sich in der Gegend von Fennberg (*Favogna*).

Es handelt sich um mikritische, plattige Kalke von weißer bis rosaroter Farbe. Häufig treten an der Basis, Tintinniden der *Calpionellopsis/Calpionellites*-Zone (*Calpionella darderi*, *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, *Tintinnopsella longa*, *T. carpathica*, *Remaniella cadischiana*), Radiolarien, Muschelfragmente und benthonische Foraminiferen des Zeitraums Berriasium-Valanginium auf. Nach oben



Abb. 41 – Kontakt zwischen der Rotzo-Formation und dem Rosso Ammonitico Veronese im Speicherstollen „Acquasanta“ (Spormaggiore).

verschwinden die Tintinniden und es verbleiben nur Radiolarien der *Caucasella* gr. *Hauterivica*-Zone, die einen Zeitraum Hauterivium-Barremium anzeigen.

Lokal besteht die gesamte Einheit aus charakteristischen plattigen, Hornstein führenden Mikritkalken von rosaroter Farbe („*Biancone varietà rosa*“ sensu BSELLINI *et alii*, 1978), die aufgrund der lithologischen Ähnlichkeiten lange Zeit der Scaglia Rossa zugeordnet wurden (seit TRENER, 1933).

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 20 m (21 m im Stollen „Acquasanta“).

Die Untergrenze mit dem Rosso Ammonitico Veronese ist graduell, aber deutlich ausgebildet. Örtlich (Valle dei Pilastrì, Vigo di Ton und Rio Rinassico) fehlt die Maiolica und die Scaglia Variegata Alpina (VAA) überlagert direkt (mit einer Schichtlücke) den Rosso Ammonitico Veronese.

Alter: Obertitanium – Oberbarremium

20. – SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (VAA)

Sie bildet eine charakteristische Einheit des mittleren Nonstals (*Val di Non*) mit ausgedehnten Aufschlüssen zwischen Mollaro und Vervò. Auf den Hängen des T. Novella, des R. San Romedio und auf der rechten Seite des Lago di S. Giustina (unterhalb des Steinbruchs Tassullo) tritt diese Einheit in begrenztem Ausmaß mit sehr geringer Mächtigkeit auf. Weitere wichtige Vorkommen finden

sich in Cirò, am Bacheinschnitt des Rio Maggiore, entlang der S.P. Priò-Vervò, auf der Cima d'Arza, bei Malga Craun, im Val Medicatine-Val Fredda, im Valle dei Pilastrì, am Rio Rinassico und auf der rechten Seite des T. Noce, knapp westlich der Schlucht von La Rocchetta, sowie im Bereich von Fennberg (Favogna).

Sie besteht aus weiß, grau, grünlich und auch rot gefärbten, gut geschichteten (5-15 cm) mikritischen Kalken, die meist durchwühlt sind (*Chondrites*). Die Kalke enthalten Radiolarien und Foraminiferen und manchmal schwarze Hornsteinlagen und -knauern in Wechsellagerung mit grau-grünlichen, schwarzen und rötlichen Mergeln, die mitunter bituminös und blättrig geschichtet sind (Abb. 42).

Im unteren Abschnitt treten dunkelgraue, plattige Kalke mit eingeschalteten schwarzen Tonsteinen mit Radiolarien-Vergesellschaftungen auf; von unten nach oben kommen *Hedbergella* (*H. sigali*) und *Ticinella* (*T. roberti*) vor. Darüber folgen helle bis weiße plattige Kalke mit dunklen Tonsteinlagen mit *Rotalipora* und *Praeglobotruncana* (*R. cushmani*, *R. apenninica*, *P. stephani*).

Im Bereich des Rio Maggiore, zwischen Torra, Tres und Vervò, kann die Formation in drei Abschnitte unterteilt werden. Der unterste Abschnitt über dem Rosso Ammonitico Veronese besteht aus rot-violetten mergeligen Kalkmikriten in 5-10 cm mächtigen, wellig-parallelen Schichten, mit roten, tonigen Zwischenlagen und bunten Hornsteinlagen und -knauern (Abb. 43). Nach oben folgt ein Intervall von Schwarzschiefern („Uran-führende Bitumenschiefer“ *Auct.*), die bereits im Jahr 1867 abgebaut wurden. 1870 wurde der Abbau eingestellt und



Abb. 42 – Dunkelgraue, plattige Kalke innerhalb der Scaglia Variegata Alpina, im Speicherstollen „Acquasanta“ (Sporminore). Man erkennt das Steinöl, das auf natürliche Art und Weise aus dem Fels dringt.

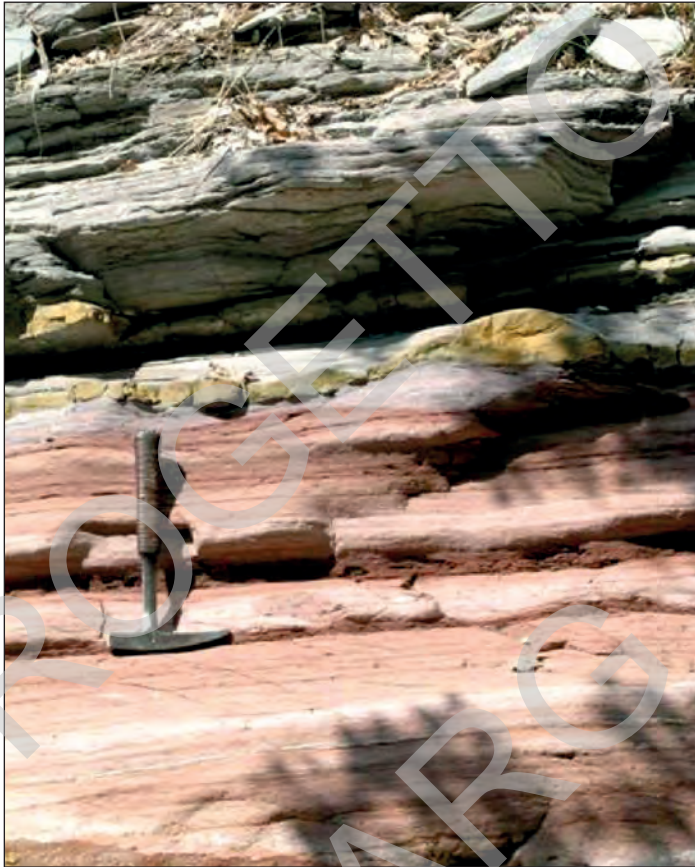


Abb. 43 – Basis der Scaglia Variegata Alpina entlang des Rio Rinassico im Osten von Vigo di Ton.

erst 1912 von der *Società Anaunense Miniera San Romedio* wieder aufgenommen. Die sogenannten „Ichthyol-Schiefer“ wurden zur Gewinnung einer Reihe von chemischen Produkten (Ichthyolbenzol, Öle, Bitumen, vorwiegend für die pharmazeutische Industrie) genutzt. Die ersten geologischen und chemischen Untersuchungen für eine wirtschaftliche Nutzung erfolgten durch BLASS (1903), GASSER (1913 und 1914) und CAPPADORO (1921).

Die chronostratigraphische Einstufung dieser Lagerstätte im 20. Jhd. führte zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen. BLASS (1903) stellte die „Schiefer“ zuerst ins Eozän, dann in die Obertrias (in CAPPADORO, 1921). VACEK & HAMMER (1911) ordnen sie ins Titonium (Oberjura) ein, SANDER (1921) ins Oligozän, FABIANI (1923) ins Cenomanium. In den 1960er Jahren stimmte FUGANTI zuerst (1961) mit FABIANI überein, um sie dann später ins Albium zu stellen. Die „bituminösen Schiefer“ zeigen eine mittlere Mächtigkeit von 60 cm (30-150 cm) und erstrecken

sich von Mollaro bis nach Tres und Vervò auf einer Fläche von rund 8 km². Die Schieferbank fällt mit 10° nach SW ein. Es handelt sich je nach auftretenden Oxiden, Sulfiden und Kohlenwasserstoffen um eisengraue bis schwarze, laminierte, mergelige Tonsteine mit Pyritknollen von bis zu 1 kg Gewicht. Das bituminöse Intervall ist messbar radioaktiv und zeigt 10-30 Impulse/sec am Gammastrahlenmesser. Chemische Analysen zur Bestimmung des Urangehaltes zeigten einen mittleren U₃O₈-Gehalt von 0,01% und das Vorkommen von Pb, Cu, As, P und V. Nach GIANNOTTI *et al.* (1968) erreicht der Urangehalt in den „Mollaro-Schiefern“ 100 ppm und somit eine Gesamtmenge von 45 t, was für eine potentielle Uranlagerstätte allerdings unzureichend ist.

Der zentrale Abschnitt der Scaglia Variegata Alpina ist durch graue, mergelige laminierte Kalke in dm-cm dicken, knolligen Schichten mit schwarzen Flecken (Bioturbation), Hornsteinknuern und häufigen Zwischenlagen von schwarzen Peliten gekennzeichnet.

Der obere Abschnitt besteht aus grauen, mergeligen Kalken mit planparallelen oder gewellten Schichtflächen und mm-dicken Zwischenlagen von schwarzen Peliten und Mergeln, die reichlich organische Substanz enthalten.

Dieser Abschnitt kann sehr gut im SW von S. Biagio beobachtet werden, wo die Abfolge in den letzten Dezimetern eine wellige bis knollige Schichtung annimmt und grünlicher Hornstein auftritt. Der Übergang zur überlagernden Scaglia Rossa wird von einer deutlichen Diskordanz unterstrichen.

Entlang der Straße in Richtung Abzweigung Vervò–Tres beobachtet man ein rasches Ausdünnen der Formation. Sie besteht hier aus einer Abfolge von stark dolomitierten Sandsteinen mit Flammen, Mn-Dendriten und grauen bioturbaten Kalken. Darunter treten Glaukonit-führende Kalke und schwarze laminierte Mergel mit Knollen und Kristallen von Sulfiden (Bleiglanz) auf.

Aufgrund der variierenden Subsidenzrate im Aufschlussgebiet, schwankt die Mächtigkeit zwischen 20 und 70 m. Die maximale Mächtigkeit wird im zentralen Bereich des anoxischen Beckens von Tuennetto-Vervò erreicht (43 m im Stollen "Acquasanta").

Die Untergrenze ist unscharf mit der Maiolica oder diskordant zum Rosso Ammonitico Veronese.

Alter: Aptium – Cenomanium

21. – SCAGLIA ROSSA (SAA)

Mit Ausnahme des zentralen und nord-östlichen Abschnittes ist diese Formation im Blatt „Mezzolombardo“ verbreitet aufgeschlossen. Sie bildet den Muldenkern der asymmetrischen Nonstal-Synklinale. Die bedeutendsten Aufschlüsse finden sich entlang der Straße S. Biagio-Revò sowie jene zwischen Vigo di Ton, Priò und Vervò.

Weiters ist die Scaglia Rossa an den Hängen des T. Novella und des Rio San Romedio, auf der rechten Seite des Nonstals bei Banco, Casèz und Sanzeno auf-

geschlossen, wo die quartäre Bedeckung dünnmächtiger und diskontinuierlich ausgebildet ist. Im Liegenden der Überschiebungen oberhalb von Fennberg kommen einzelne und teils tektonisierte Reste von Scaglia Rossa vor.

Die Formation setzt sich aus leicht mergeligen, gut geschichteten (5-25 cm) und meist plattigen, häufig bioturbaten (*Zoophycos*) mikritischen, roten Kalken, die vor allem im unteren Abschnitt Hornstein führen, zusammen; an Fossilien sind Globotruncanen und mitunter *Inoceramus* sp. vorhanden.

An der Basis ist die Formation deutlich kalkig ausgebildet und umfasst ziegelrote, knollige, plattige Mikritkalke von mehreren Metern Mächtigkeit. Bei rund 3-4 Meter, ab der Untergrenze mit der Scaglia Variegata Alpina, treten längs der S.P. Nr. 13 Vervò mindestens zwei Lagen von umgelagerten, chaotischen Sedimenten mit Rutschstrukturen auf. Es handelt sich hierbei um ein Para-Konglomerat mit schwarzen kantigen Hornsteinklasten, die aus der unteren Scaglia Variegata Alpina und der Scaglia Rossa stammen.

Nach oben nimmt der Mergelanteil zu und die Abfolge nimmt ein schuppiges Erscheinungsbild an und ist schließlich oft undeutlich geschichtet.

Am Beginn des oberen Drittels der Abfolge weist die Formation ein ca. 20 m mächtiges, teilweise oder komplett entfärbtes Intervall von aschgrauer bis grüner Farbe auf. Darüber folgen erneut mergelige, häufig bioturbate Kalke von ziegelroter Farbe.

Am Top ist immer eine mehrere Meter mächtige, blättrig absondernde Bank aufgeschlossen ("bancone maastrichtiano" *Auct.*).

Im Bereich Vigo di Ton, Priò und Vervò zeigt die Formation sehr regelmäßige Mächtigkeiten von ca. 70 m. Im nördlichen Abschnitt (Revò, Casez, Salter) schwankt die Mächtigkeit stärker und erreicht über 200 m. Im Gebiet südlich von La Rocchetta, im Stollen "Acquasanta", beträgt die Mächtigkeit 23 m.

Die Untergrenze ist meist graduell und konkordant mit der Scaglia Variegata Alpina. Im SW von S. Biagio ist sie hingegen scharf und diskordant zur selben Formation und durch eine deutliche Erosionsfläche markiert.

Die Obergrenze ist graduell und durch das Auftreten der ersten bioklastischen Kalziturbiditlagen des Coste di Grual-Members (*VAG*₂) der Val d'Agola-Formation gekennzeichnet.

Die Scaglia Rossa bildete sich in einem hemipelagischen Becken, das mit Terrigenklastika von einem subaerisch exponierten Bereich im Norden beliefert wurde.

Alter: Oberkreide – ?Paleozän

22. – VAL D'AGOLA-FORMATION (**VAG**)

Es handelt sich hauptsächlich um eine klastische Abfolge, die als nordöstliches Äquivalent zum Lombardischen Flysch gilt. Die Formation wurde auch als Insubrischer Flysch bezeichnet (CASTELLARIN, 1977) und stellt die synorogene Ablagerung des undeformierten Vorlandbeckens der eoalpinen Deformationsphase

(prä-Adamello) dar. Der Formationsname stammt aus der Literatur (CASTELLARIN, 1962, 1982 b). Die Formation wird in drei Member unterteilt: Die ersten beiden wurden bereits von CASTELLARIN (1962) beschrieben, das dritte Member wurde im Blatt „Tione di Trento“ der neuen Geologischen Karte von Italien 1:50.000 eingeführt (CASTELLARIN *et alii*, 2005). Im Blatt „Mezzolombardo“ treten nur das Coste di Grual-Member (VAG₂) und das Sarca di Campiglio-Member (VAG₃) auf.

22.1. – COSTE DI GRUAL-MEMBER (VAG₂)

Er tritt im Nonstal zwischen Revò und Taio auf. Bedeutende Aufschlüsse finden sich in zwei engen Bereichen zwischen der rechten Seite des Val delle Piole (östlich von Cagnò) und der rechten Seite des R. Novella im Osten von Revò, auf der rechten Seite des Rio Rinassico entlang des Valle dei Pilastrì, und vor allem im Bacheinschnitt des T. Noce bis nach Denno. Von Interesse ist auch der Aufschluss in den Steinbrüchen von Tassullo und Sanzeno (Pozze Longhe), wo das Gestein zur Herstellung von Zement abgebaut wurde.

Die Einheit besteht aus Wechsellagerungen von Zentimeter bis Meter mächtigen Schichten und Bänken von bioklastischen Kalziturbiditen einer Karbonatplattform und gut geschichteten (5-30 cm), roten mikritischen Kalken mit untergeordneten Mergelinschaltungen in Scaglia-Rossa-Fazies mit „Globotruncanen“. Untergeordnet sind auch Foraminiferen und seltene kleine Discocyclinen vertreten. Es ist auch eine beträchtliche terrigene Feinkornfraktion aus Quarz und Muskovit vorhanden.

Einige Proben aus dem unteren Abschnitt des Members wurden einem Unter-campanium Alter zugeordnet (*Globotruncanita elevata*, *Rosita fornicata*, *Globotruncana arca*, *Pseudotextularia*, *Heterohelix*).

Die Turbiditbänke bestehen aus Kalkareniten mit Bioklasten in 10-20 cm mächtigen Lagen und fein laminierten Peliten. An der Basis sind sie sehr dünn ausgebildet und kommen in Form von vereinzelt, cm-mächtigen Linsen vor. Im oberen Grenzbereich werden diese Lagen mächtiger (bis zu einem Meter) und häufiger und verdrängen schließlich die Scaglia-Rossa-Fazies. Die Turbidite zeigen eine planparallele, mitunter laminierte Schichtung, die auf hochenergetischen Strömungstransport zurückgeht. Selten beobachtet man hellbraune Hornsteinlagen.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 50 m.

Die Untergrenze ist gekennzeichnet durch den graduellen Übergang von der Scaglia Rossa und wird mit dem Auftreten von Kalziturbiditlagen definiert. Der Kontakt ist entlang der zum Lago di S. Giustina abfallenden Felswand im SE von Revò gut aufgeschlossen.

Als Ablagerungsmilieu kommt ein hemipelagisches Becken, mit Schüttungen von Karbonatplattformen und klastischen Einträgen von subaerisch exponierten Bereichen in Betracht.

Alter: Campanium – Maastrichtium

22.2. - SARCA DI CAMPIGLIO-MEMBER (VAG₃)

Der einzige Aufschluss im kartierten Gebiet liegt auf der rechten Seite des Bacheinschnittes des Rio Rinassico entlang des Valle dei Pilastrri.

Das Sarca di Campiglio-Member besteht aus grauen und schwarzen kalkigen Mergeln mit Knollen und dünnen Zwischenlagen mikritischer Kalke mit Einschaltungen von turbiditischen, z.T. grobkörnigen Biokalkareniten mit mikritischen Kalkknollen. Letztere enthalten planktonische Foraminiferen und Nummuliten-Bruchstücke. Die karbonatischen Turbidite am Top sind vermischt mit terrigenem Material, vor allem Quarz und Biotit, und enthalten planktonische Foraminiferen (*Morozovella spinulosa*, *Acarinina spinuloinflata*, *A. rohri*, *Truncarotaloides topilensis*, *Orbulinoides beckmanni*, *Turborotalia cerroazulensis pomeroli*, *Globigerinatheka* gr. *mexicana*), Mikrobenthos, selten kleine Discocyclinen, Fragmente von Rotalgen und die Foraminifere *Gypsina*. Diese Assoziation gehört ins mittlere Eozän (*Orbulinoides beckmanni*-Zone).

Die Mächtigkeit des Sarca di Campiglio-Member schwankt zwischen 0 und 20 m.

Die Untergrenze ist mit den ersten Kalziturbiditlagen festgelegt (Abb. 44). Am Top geht das Sarca di Campiglio-Member allmählich in die Ponte Pià Formation über.

Alter: Mitteleozän



Abb. 44 – Val d'Agola Formation: Sarca di Campiglio-Member über der Scaglia Rossa (rechts). Valle dei Pilastrri östlich von Vigo di Ton.

23. – PONTE PIÀ-FORMATION (FPP)

Die bedeutendsten Aufschlüsse können entlang des Rio Rinassico, entlang der linken Seite des T. Noce, am Rio Pongaiola und am Rio Tuennetto beobachtet werden. Die Ponte Pià-Fm. entspricht zum Großteil der „Scaglia grigia“ oder „Scaglia cinerea“ *Auct.* Charakteristische Gesteine sind plattige Kalkmikrite mit nach oben hin dicker werdenden Bänken, die in graue mergelige Kalke und bläuliche tonige Mergel übergehen. Im oberen Abschnitt überwiegen Kalkarenite mit Kalziturbiditzwischenlagen mit Nummuliten des mittleren Eozän (*N. polygyratus*, *N. millecaput*). Die regelmäßige Schichtung ist teilweise durch Erosionsflächen infolge der Platznahme der Turbidite gestört. Seltener finden sich Abschnitte mit Hornsteinlagen und -knollen.

In den reichlich vorhandenen Terrigenklastika, die fast nur aus Quarz bestehen, treten vereinzelt planktonische Foraminiferen auf, die ebenso ins Mitteleozän einzustufen sind: *Acarinina spinuloinflata*, *Morozovella spinulosa* und *Turbotalia pomeroli*.

Die Formation tritt hauptsächlich entlang der Hänge unterhalb von Taio auf. Weiter nördlich wurde sie bei Revò im Aushub des neuen Melinda-Lagers und im Steinbruch von Pozze Longhe (südlich von Sanzeno) angetroffen; an letzterer Stelle ist sie durch eine sinistrale transpressive Störung versetzt. Die Mächtigkeit erreicht über 200 m im südlichen Blattbereich und dünnt Richtung Norden aus; bei Revò sind nur mehr 20 m vorhanden.

Die mittlere Mächtigkeit beträgt ca. 70 m.

Die Einheit verzahnt mit der Chiusole-Formation, mit dem Torbole-Kalk und dem Malcesine-Kalk, die in den südlicher gelegenen Blättern „Trento“, „Tione di Trento“ und „Riva del Garda“ aufgeschlossen sind.

Die Untergrenze ist je nach Örtlichkeit durch einen graduellen Übergang von dem Sarca di Campiglio-Member der Val d'Agola-Formation oder der Scaglia Rossa gekennzeichnet. Bei Revò überlagert die Ponte Pià-Fm. das Coste di Gual-Member der Val d'Agola-Formation; der Kontakt ist allerdings nicht aufgeschlossen. Die Sedimente wurden in einem mitteltiefen Becken abgelagert.

Alter: Mittel–Obereozän.

PROGETTO
CARGO

VI – STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN

(A. Borsato & M. Cucato)

1. – EINLEITUNG ZUR STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN

Für die Kartierung der quartären Ablagerungen des Blattes „Mezzolombardo“ wurden die so genannten UBSU (*Unconformity-bounded stratigraphic units*) angewandt, welche schon in den angrenzenden Blättern, „Eppan“ und „Trento“ (AVANZINI *et alii*, 2007, 2010) verwendet wurden, infolge neuer stratigraphischer Erkenntnisse aufgrund neuer Kartierungen aber verändert und ergänzt wurden. Die Ablagerungen der letzten großen Vergletscherung, die im Letzten Glazialen Hochstand (*Last Glacial Maximum*, LGM) gipfelte, wurden dem Garda-Synthem zugeordnet. Dieses wurde neben den Einzugsgebieten Sarca, Etsch und Chiese auch noch in den angrenzenden Einzugsgebieten des F. Brenta und des T. Astico (BARBIERI & GRANDESSO, 2007) erkannt. Grundlage hierfür war die Rekonstruktion der Transfluenzereignisse in Zusammenhang mit dem großen Etschgletscher.

Die Datierung des LGM erfolgte mit Hilfe zweier neuer ^{14}C -Analysen an einer glaziolakustrinen Abfolge bei Spormaggiore, die ein Alter von 23.000 ± 140 Jahren BP bzw. von 24.100 ± 150 Jahren BP ergaben. Sie entsprechen dem Zeitpunkt, wo der Nonstalglletscher die Schlucht von La Rocchetta erreichte. Dieses Alter bestätigt die Daten von FLIRI (1988, 1989) (24.000 ± 210 Jahre BP) im mittleren Eisacktal (*Val d'Isarco*) bei Albeins (*Albes*) als Zeitpunkt der Entwicklung der großen Talgletscher.

Nach dem Höhepunkt des LGM und dem Abschmelzen der Eismassen im Etschtal und in den Seitentälern ereignen sich zwar neue kurze Vorstöße, aber die Transfluenzen von den Seitentälern ins Haupttal werden unterbrochen. Im Untersuchungsgebiet finden sich davon zahlreiche Spuren, vorwiegend am Hangfuß, wo auch das lokale Erosionsniveau oftmals beeinflusst wurde. Die spätglaziale

Geschichte kann mancherorts mit morpho-stratigraphischen Methoden recht gut rekonstruiert werden, wobei ^{14}C -Datierungen einen wichtigen Beitrag zur zeitlichen Einordnung liefern. Anhand dieser Methodik wurden im Etschtal zwei Subsynthemen (Lisignago-Subsynthem und St. Pauls-Subsynthem), im T. Noce-Untereinzugsgebiet drei Subsynthemen (Cloz-Subsynthem, Mollaro-Subsynthem und Malè-Subsynthem) unterschieden.

Die ältesten Sedimente des LGM wurden in verschiedensten Blattbereichen erkannt, mit auch erheblichen Mächtigkeiten und in bisher noch nicht beschriebenen Gebieten. Die detaillierte Kartierung der Ablagerungen und die Analyse der sedimentären Fazies erlaubten eine Rekonstruktion des Paläo-Ablagerungsmilieus auch in regionaler Hinsicht. Dies wurde durch zahlreiche neue ^{14}C -Datierungen ermöglicht, die eine weitere wichtige Neuheit in diesem Hinblick darstellen. Für die Kartierung wurden die UBSU sowie lithostratigraphische Einheiten verwendet, wobei auch zwischen Einzugsgebiet und Untereinzugsgebiet unterschieden wurde. Die Verwendung lithostratigraphischer Einheiten erwies sich von Vorteil bei Sedimentkörpern ohne bedeutende Diskontinuitäten, die nur auf Basis ihres internen Aufbaus bestimmt werden konnten. Dies ist vor allem bei Hangschutt-ablagerungen der Fall. Im Detail wurden 7 Einheiten unterschieden (s. Abb. 45). Es gilt zu beachten, dass das Kaltern-Synthem auch Ablagerungen umfasst, die im Blatt „Eppan“ dem St. Nikolaus-Synthem zugeordnet worden sind. Die beiden Synthemen verzahnen miteinander und können mit Hilfe der Datierungen korreliert werden; das St. Nikolaus-Synthem wird daher nicht mehr verwendet.

Alle quartären Ablagerungen nach dem Garda-Synthem werden dem Alpenen Postglazialen Synthem zugeordnet. Diese Sedimente bildeten sich nach dem (lokalen) Ende der glazialen und fluvioglazialen Prozesse, d.h. im Zeitraum vom Ende des Oberpleistozäns bis heute. Die Untergrenze des Alpenen Postglazialen Synthems ist eindeutig diachron.

Die Überlagerungsverhältnisse bzw. Verzahnungen der quartären Einheiten sind in der schematischen stratigraphischen Übersicht dargestellt (Abb. 45). Hierbei wurde versucht, die tatsächliche Verteilung der Einheiten in den verschiedenen Untereinzugsgebieten der Etsch mit einzubeziehen.

2. – STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN VOR DEM LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTAND

Im Blatt „Mezzolombardo“ treten die Ablagerungen vor dem LGM vielerorts auf; oftmals handelt es sich um Ablagerungen die bisher noch nie beschrieben wurden. Sie treten vorwiegend im Überetsch, auf beiden Seiten des Etschtals, speziell bei Kurtatsch und Montan, weiter in den Unterläufen des Val di Sole, des Val di Bresimo und des Rio Pescara beim Lago di S. Giustina sowie auf beiden Seiten des Cembratals auf.

Die prä-LGM abgelagerten Sedimente sind meist nicht glazigener Herkunft: es handelt sich um gravitative, gemischte und alluviale bis fluvioglaziale Bildungen.

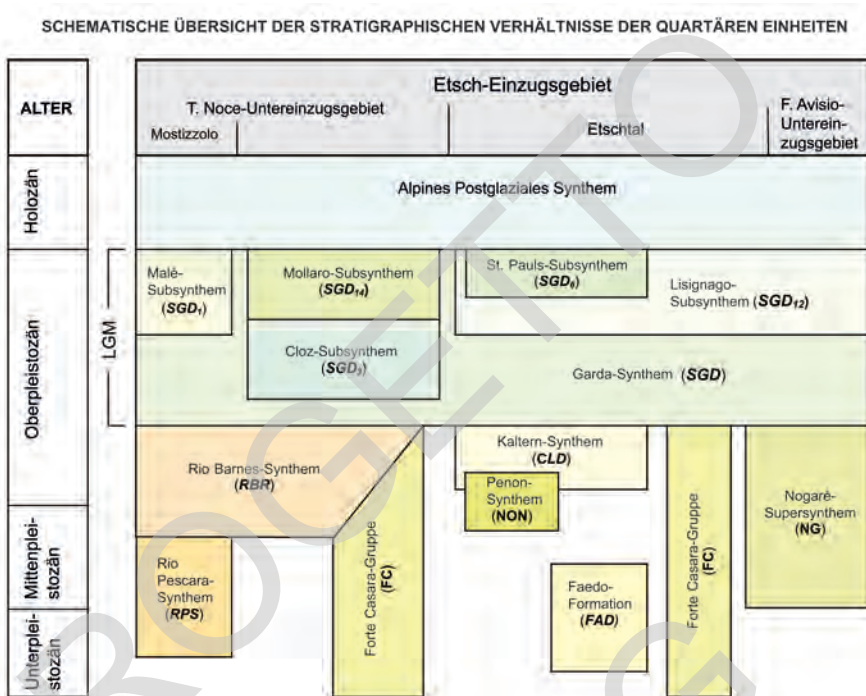


Abb. 45 – Schematische Übersicht der stratigraphischen Verhältnisse der quartären Einheiten. Die zeitliche Zuordnung ist nur eine Annäherung, da es sich um diachrone Einheiten handelt.

Die Erkennung von deutlichen Diskordanzen im gesamten Einzugsgebiet, die teilweise von begrabenen Bodenhorizonten begleitet sind, erlaubte die Unterscheidung von zwei stratigraphisch übereinander gelagerten Synthemen, sowohl im Etschtal (Kaltarn-Synthem und Penon-Synthem), als auch im Nonstal (Rio Barnes-Synthem und Rio Pescara-Synthem). In anderen Fällen zeigen die Sedimente mehrere Ablagerungsereignisse, die nur lokal untergliedert werden können. Es wurde auch ein Supersynthem festgestellt, das nur im Cembratal vorkommt (Nogarè-Supersynthem). Das Auftreten von weitläufig verbreiteten, verschiedengradig zementierten Ablagerungen, die aufgrund von Umlagerungs- und Umformungsprozessen nicht mehr mit der heutigen Morphologie übereinstimmen, führte zur Definition einer Gruppe (Forte Casara-Gruppe), die im ganzen Blattbereich vorkommt; daneben wurde eine nur lokal auftretende Formation (Faeo-Formation) bestimmt.

2.1. – FAEDO-FORMATION (**FAD**)

Es handelt sich hierbei um eine verschiedengradig zementierte, terrassierte Einheit ca. 50-80 m über dem heutigen Etschtalboden, die früher als „*conoide interglaciale*“ („interglazialer Fächer“, TRENER, 1933), als umgelagerte Rutschmasse (VENZO G. A., 1962) oder als Rutschmassen (VENZO & FUGANTI, 1961; AA.VV, 1969) beschrieben wurde. Diese Formation tritt zwischen Cadino, Faedo und S. Michele all’Adige auf. Die bedeutendsten Aufschlüsse kommen auf beiden Seiten des Rivo di Faedo vor.

Die Ablagerungen bestehen aus komponenten- bis matrixgestützten Breccien mit siltig-sandiger Matrix und typisch rötlicher Färbung. Die mittelkörnigen Klaster (4-20 cm) sind kantengerundet bis kantig, seltener angerundet und bestehen vorwiegend aus Siltsteinen der Werfen-Formation und Dolomiten (Untere Sarldolomit), die am Hang darüber aufgeschlossen sind. Untergeordnet kommen auch angerundete porphyrische Rhyodazite vor. Örtlich beobachtet man rötliche siltig-sandige Einschaltungen in bis zu 20 cm mächtigen Linsen. An der Basis der Stufe im Westen von Barco finden sich auch siltige Schichten in Wechsellagerung und in bis zu gleichen Anteilen mit der vorher beschriebenen grobkörnigen Fazies. Die Schichtung wird von dicken Bänken, die flach (5-10°) nach NW einfallen, gebildet. Die auftretenden Fazies weisen auf einen Murschutfächer hin, der ursprünglich erheblich größer war und teilweise abgetragen wurde. Die Materialzufuhr erfolgte über das Tal im Norden von *Faedo*, das heute vom Rio di Cadino durchflossen wird. Auf der SW-Seite kann man unterhalb von 220 m eine lakustrine Fazies erkennen, die mit der vorherigen verzahnt. Dadurch kann der unterste Abschnitt der Einheit als ein Delta-Fächer mit lokalem Erosionsniveau ca. 15-20 m über der heutigen Etschtalsole definiert werden.

Die Gesamtmächtigkeit wird auf mindestens 60 m geschätzt. Die Untergrenze ist erosiv zum Felsuntergrund oder nicht aufgeschlossen; die Obergrenze ist diskordant zu den glazialen Ablagerungen des Garda-Synthems, des Lisignago-Subsynthem und des Alpenen Postglazialen Synthems.

Aufgrund der Entwicklungsgeschichte, der unregelmäßigen Zementation und der geringen Verwitterung der Klaster wird die Faedo-Formation dem Mittelpleistozän oder vermutlich dem Unterpleistozän zugeordnet.

2.2. – FORTE CASARA-GRUPPE (**FC**)

Die Forte Casara-Gruppe wurde im angrenzenden Blatt „Trento“ (AVANZINI *et alii*, 2010a) eingeführt und umfasst Hangschuttablagerungen im weitesten Sinne und untergeordnete Ablagerungen gemischter Herkunft. Die Bildungen sind vielfach zementiert mit polymikter und mehrphasig ausgebildeter Obergrenze. Während sie nach oben meistens mit dem Hangverlauf übereinstimmen, werden sie nach unten und lateral von Erosionsflächen abgeschnitten.

Die repräsentativsten Aufschlüsse treten bei S. Emerenziana am Ausgang des

Val di Tovel, bei der Ortschaft Sabbionare – Pianezza (Abb. 46), oberhalb von Dosso Corona (Cunevo) und am Hang zwischen Sporminore und Maurina (unteres Nonstal) auf. Der bedeutendste Aufschluss liegt bei Sabbionare entlang der Forstraße Cunevo-Malga d’Arza auf einer Höhe zwischen 1305-1320 m ü.d.M.



Abb. 46 – Forte Casara-Gruppe. Oben geschichtete Hangschuttablagerungen mit variablem Zementationsgrad (Sabbionare-Pianezza); unten eine zementierte Murablagerung (Sant’Emerenziana).

Die typische Fazies besteht aus schräg geschichteten Schottern (30-40° geneigt) mit einem offenen oder zum Teil offenen Gefüge in mitteldicken bis mächtigen, massigen bis normal gradierten Bänken. Die kantengerundeten bis kantigen Klasten weisen einen maximalen Durchmesser von 40 cm auf und bestehen aus Karbonaten der Graukalk-Gruppe. Sofern vorhanden, ist die Matrix sandig-siltig und von braunroter Farbe. Der Zementationsgrad ist variabel, örtlich (z.B. Maurina) ist die Zementation nur auf die Kontaktpunkte zwischen den einzelnen Klasten beschränkt, in anderen Fällen (z.B. Cunevo) wurde in den feinkörnigeren Niveaus eine stärkere Zementation beobachtet, was sich in morphologisch hervortretenden, subvertikalen Anrissen äußert. Es handelt sich im Allgemeinen um Ablagerungen, die als Hangbreccie klassifiziert werden können. Ein weiterer, weniger verbreiteter Faziestyp besteht aus massigen bis undeutlich geschichteten Schottern und einem massigen komponentengestützten Diamikt mit ausschließlich karbonatischen Komponenten. Die Grobkornfraktion besteht vorwiegend aus kantengerundeten Steinen und Blöcken von durchschnittlich 20-30 cm Durchmesser mit maximalen Blockgrößen von 3 m. Die Matrix ist sandig-siltig, die Zementation durchgehend (Matrix-Zement). Diese Lithofazies deutet auf Murschuttablagerungen hin. Die Position der Ablagerungen am Ausgang der Täler (z. B. Valle del Rio Belasio, Val di Cobel und Bus de la Spia) weist auf Murschutfächer oder gemischte Fächer als Ablagerungsraum hin. Heute befinden sich diese Bildungen über dem aktuellen Talgrund und liegen stark aneroziert und umgeformt vor.

Die Verwitterung der Klasten ist mitunter deutlich erkennbar und äußert sich in einem entkarbonisierten Belag von 1-2 mm.

Für die zeitliche Einordnung sind die Zemente im Aufschluss bei Sabbionare von Bedeutung. Subvertikale und flachwinkelige Klüfte queren das gesamte Aufschlussprofil und sind zum Teil mit grobkristallinem bis mikritischen Zement verheilt. Die Zementation ist unregelmäßig. Man kann drei Arten von Kalzizement unterscheiden: (1) mikritischer Zement vorwiegend in der Matrix zwischen den Klasten und üblicherweise im oberen Bereich der Bänke bzw. in den dort vorhandenen Klüften; (2) Meniskuszement an den Kontaktpunkten der Klasten; (3) grobkristalliner isopacher Kalzizement in 5-6 mm dünnen Krusten an den Innenseiten der Hohlräume, die auch komplett verfüllt sein können sowie in einigen Klüften.

Die Alterbestimmung an einer Probe von grobkristallinem Zement aus einer vertikalen Bruchfläche eines Aufschlusses auf 1310 m Höhe ergab ein Alter von $165,5 \pm 9,9$ ka (BORSATO & TOMASONI, 2008). Eine zweite Probe entpuppte sich als geöffnetes System und zeigte ein Verhältnis $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ über dem dauernden Gleichgewicht (vgl. BORSATO *et alii*, 2005). Das ermittelte Alter $165,5 \pm 9,9$ ka bezieht sich auf das letzte Zementationsereignis und versteht sich demzufolge als ein *ante quem* Alter der Ablagerung. Analog zu den Daten des angrenzenden Blattes „Trento“ am Osthang des Monte Bondone (AVANZINI *et alii*, 2010) weisen auch diese Ablagerungen wahrscheinlich ein Alter von über 500.000 Jahren auf.

Die Mächtigkeit der Ablagerung beträgt lokal über 100 m.

Unterhalb der Terrasse von Sporminore verzahnt diese Einheit mit den Schottern des Rio Barnes-Synthem; dies kann auch auf der andern Seite des Valle dello Sporeggio bei Ponte Marnara beobachtet werden.

Die Untergrenze der Forte Casara-Gruppe ist erosiv zum Felsuntergrund oder zum Rio Barnes-Synthem, mit dem die Einheit aber auch verzahnt. Die Obergrenze ist diskordant zum Garda-Synthem, zum Mollaro-Subsynthem und zum Alpenen Postglazialen Synthem.

Auf Basis der vorher beschriebenen U/Th-Datierungen, der verschiedenen Zementation und Zerklüftung sowie der unterschiedlichen Verwitterung der Klasten, wurde die Einheit in einen Zeitraum vom Unterpleistozän bis ins Oberpleistozän *p.p.* gestellt.

2.3. – NOGARÉ-SUPERSYNTHEM (NG)

Diese Einheit wurde im angrenzenden Blatt „Trento“ eingeführt. Sie umfasst vorwiegend fluviatile und fluvioglaziale Ablagerungen, untergeordnet auch Murablagerungen im Cembratal; sie sind unterschiedlich zementiert und überkonsolidiert. Sie stellen verschiedene Sedimente vor dem LGM dar und treten nur lokal auf. Untereinander können sie aufgrund mangelnder Daten nicht klar korreliert werden.

Alluviale Ablagerungen und untergeordnet Murablagerungen treten zwischen 1200 m und 700 m auf beiden Seiten des Cembratals auf. Die bedeutendsten Aufschlüsse finden sich bei Grauno, Grumés, Piscine und Valcava.

Es handelt sich um sandige Schotter und kiesige Sande, von überkonsolidiert bis locker gelagert. Die grobkörnigen Lagen sind komponenten- bis matrixgestützt und haben gerundete bis angerundete, seltener kantengerundete Klasten von 5-20 cm Durchmesser bis maximal einen Meter. Es dominieren Vulkanitkomponenten (90%), untergeordnet kommen Karbonate (10%), sehr selten Metamorphite und Sandsteine vor. Die Eigenheit dieser Einheit, die auch ihre Unterscheidung von den Schottern des Garda-Synthem und des Lisignago-Synthem erlaubt, ist das Vorkommen von verwitterten Klasten: Besonders die Dolomitkomponenten weisen eine bis zu 1 cm dicke entkarbonisierte Kruste auf. Die Matrix besteht aus mittelkörnigem Sand von braunrötlicher Farbe. Es treten auch mittel- und grobkörnige Sande mit paralleler Lamination bis Kreuzlamination auf. Die Schotter sind vorwiegend grob horizontal geschichtet und zeigen Dachziegellagerung.

Die Aufschlüsse am Zusammenfluss des Rio della Valle mit dem Rio del Molino zeigen vorwiegend Murablagerungen mit chaotischen oder grob geschichteten Bänken, die in der Regel schlecht sortiert sind und reichlich sandig-siltige Matrix aufweisen. In diesem Gebiet beträgt die Mächtigkeit über 50 m.

Die Gesamtmächtigkeit der Einheit wird auf über 50 m geschätzt. Die Untergrenze ist erosiv zum Felsuntergrund oder nicht aufgeschlossen; die Obergrenze hingegen ist diskordant zum Garda-Synthem, zum Lisignago-Synthem und zum Alpenen Postglazialen Synthem.

Auf Basis der stratigraphischen Verhältnisse, der Zementation, der Überkonsolidierung sowie der Verwitterung der Klasten wird die Einheit zeitlich ins Mittelpleistozän bis Oberpleistozän *p.p.* gestellt.

2.4. – RIO PESCARA-SYNTHEM (RPS)

Es handelt sich um vorwiegend alluviale, stark zementierte Ablagerungen, die in zwei begrenzten Bereichen entlang des Bacheinschnittes des Rio Pescara und am Ausgang des Valle di Brésimo bei Mostizzolo auftreten.

Auf der linken Seite des Rio Pescara ist der untere Abschnitt der aufgeschlossenen Abfolge durch gebankte, komponentengestützte und grob geschichtete Schotter mit sandig-kiesiger Matrix gekennzeichnet. Die Klasten bestehen vorwiegend aus metamorphen Gesteinen, Tonaliten, klastischen Sedimentgesteinen und Karbonaten, welche die im Einzugsgebiet auftretende permo-mesozoische Serie widerspiegeln; daneben findet sich noch ein geringer Anteil (5%) an Vulkaniten. Die Klasten zeigen generell einen guten Rundungsgrad, nur die Dolomitklasten sind teilweise weniger ausgearbeitet und weisen eine entkarbonisierte Kruste im mm-Bereich auf. Im oberen Abschnitt ist die Abfolge massiger ausgebildet mit Anzeichen einer Schrägschichtung (ca. 30° geneigt). Die Ablagerung ist durchgehend zementiert – es tritt sowohl Meniskuszement als auch isopacher Zement auf. Der Zementationsgrad schlägt sich unmittelbar in der Erosionsbeständigkeit nieder, wodurch eine typische abgestufte Morphologie mit auch untergraben Bänken entsteht.

Bei Mostizzolo (565 m) beobachtet man auch mittelkörnige Sande in dünnen Lagen oder welligen Linsen mit einem Steinanteil von bis zu 20% (Abb. 47). Die Zusammensetzung der Komponenten variiert von einer Bank zur anderen; im Allgemeinen sind zur einen Hälfte Tonalite und Metamorphite und zur anderen Hälfte Karbonate vorhanden. Das karbonatische Spektrum umfasst Scaglia Rossa und Gesteine der Graukalk-Gruppe. Rund 10-20% der Klasten sind gänzlich verwittert, darunter die Dolomite, die mitunter zu Grus zerfallen.

Bei Mostizzolo weist die Basis der Abfolge eine 2,5 m mächtige, massige Bank von gut sortierten Feinsanden auf, die verschiedengradig zementiert sind und ca. 2% Anteil an kantigen Karbonatklasten enthalten.

Kleinere Aufschlüsse finden sich auch in der Schlucht von S. Giustina, die aber aus darstellerischen Gründen nicht kartiert wurden.

Die Gesamtmächtigkeit der Einheit kann auf über 15 m geschätzt werden. Die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen; die Obergrenze zum Rio-Barnes-Synthem ist diskordant. Auf Basis der stratigraphischen Verhältnisse, der Zementation und der starken Verwitterung der Klasten wurde die Einheit in einen Zeitraum vom Unterpleistozän bis ins Mittelpleistozän gestellt.

2.5. - RIO BARNES-SYNTHEM (RBR)

Diese Einheit tritt im Nonstal von Mostizzolo, an der Gabelung von Val di Sole und Val di Brésimo, bis in die Schlucht von La Rocchetta auf. In der Umgebung des Lago di S. Giustina ist sie fast kontinuierlich zwischen 620 und 500 m bis unterhalb des maximalen Stauziels des Sees (520 m) aufgeschlossen. Südlich der Schlucht von S. Giustina kommt sie entlang der Einschnitte des T. Noce und der wichtigsten Seitenbäche vor.



Fig. 47 – Morphologisch hervorstechende, zementierte Schotter- und Sandbänke auf der rechten Seite des Rio Barnes, unterhalb der Straße Mostizzolo-Livo (Rio Pescara-Synthem).

Die bedeutendsten Aufschlüsse finden sich bei den Ortschaften Pozzolin, Sperdossi im SW von Revò und an einem Anschnitt für das neue Staubecken von Segno. Weitere wichtige Aufschlüsse treten südlich von Tuenno, entlang des T. Tresenica, auf.

Im Allgemeinen ist die Einheit tafelförmig aufgebaut, nur örtlich ist die Schichtung verformt (Salvanel auf der linken Seite des R. Pescara). Sie kann in zwei Bereiche unterteilt werden. Der untere Abschnitt zeigt komponentengestützte Schotter in dicken Bänken mit dünnen Einschaltungen von kiesigem Sand. Die Klasten sind vorwiegend angerundet mit einem maximalen Durchmesser von generell unter 30 cm. Die Matrix ist sandig. Die lithologische Zusammensetzung der Klasten variiert fortlaufend längs des Nonstals. Im Norden, nördlich des Lago di Santa Giustina, bestehen die Klasten vorwiegend aus Tonaliten (40-45%), Metamorphiten (40%), untergeordneten Karbonaten (5-10%) und Porphyren (5%). Weiter südlich (Umgebung von Taio und Mollaro) überwiegen karbonatische Klasten (bis 40%), gefolgt von Metamorphiten (30%) und untergeordnet porphyrischen (15%) und tonalitischen Komponenten (15%). Die Klasten weisen oft Auflastrisse auf und sind in der Regel stark verwittert; Tonalite und Metamorphite zeigen eine Verwitterungskruste von 4-5 mm und zerfallen in sandigen Grus. Die Porphyrkomponenten sind generell geringer verwittert und weisen nur manchmal einen Verwitterungsbelag von 1-2 mm auf. Den geringsten Verwitterungsgrad zeigen die karbonatischen Klasten, die jedoch von einer Entkarbonisierung an der Oberfläche (wenige mm) gekennzeichnet sind. Bei Bodenbildung zeigt die Matrix eine Färbung 7.5YR.

Im mittleren Abschnitt der Einheit nimmt die Korngröße ab und es überwiegt eine matrixgestützte Fazies aus mittel- bis feinkörnigen Schottern mit sandiger Matrix in Wechsellagerung mit sandigen bis siltigen Lagen. Allerdings kommen noch seltene komponentengestützte Schotterbänke vor.

Am Top der Ablagerung sind die Kieskomponenten gut in eine immer stärker dominierende Sandmatrix eingebettet. Die sandigen Lagen nehmen in Häufigkeit und Mächtigkeit zu, mitunter treten auch dünne bis mittelmächtige Silteinschaltungen auf (Abb. 48). Die Sedimente sind horizontal und gut geschichtet bzw. zeigen eine planparallele bis konkave Kreuzlamination. Letztere ist von zahlreichen Sedimentstrukturen gekennzeichnet (kletternde Rippeln, Barren).

Diese Faziestypen entsprechen einer fluviatilen oder fluvioglazialen Ebene mit hochenergetischer Sedimentation und vorwiegend lokalen Murschuttzuführungen. Die Sedimentation erfolgt dann mit zunehmend geringerer Energie und zeigt lokal glaziolakustrine Ablagerungsräume (Val Panarotta, am Ausgang des Val Pongaiola) und Eisrandbedingungen.

Im Einschnitt des T. Tresenica treten in vereinzelt Aufschlüssen alluviale Ablagerungen mit gerundeten, rein karbonatischen Klasten auf. Die Zusammensetzung entspricht einem Liefergebiet aus dem Val di Tovel in der Brenta-Gruppe. Die Klasten zeigen meist eine wenige mm mächtige Entkarbonisierung, auch Auflastrisse kommen häufig vor.



Abb. 48 – Oberer Abschnitt des Rio Barnes-Synthems: gut sortierte Schotterlage mit karbonatischen Klasten und dünnen sandigen Einschaltungen. Sperdossi, nördliches Ufer des Lago di S. Giustina.

Die Zementation variiert und betrifft vor allem offene Gefüge (open work), mancherorts (T. Tresenica-Einzugsgebiet) ist sie regelmäßiger ausgebildet.

Die Gesamtmächtigkeit des Synthems beträgt über 100 m.

Die Untergrenze ist erosiv zum Felsuntergrund oder zu Ablagerungen des Rio Pescara-Synthems (im Bereich von Mostizzolo). Die Obergrenze der Einheit ist erosiv zu glazialen Ablagerungen des Garda-Synthems (Abb. 49) oder zu den fluvioglazialen und glaziolakustrinen Ablagerungen des Mollaro-Subsynthems. Im Tal des T. Noce fällt diese Grenze fortlaufend von 620 m bei Castelaz am Nordufer des Lago di S. Giustina auf 540 m am Damm von S. Giustina und weiter bis auf 350 m bei Quetta ab. Die mittlere Neigung beträgt demnach 1,5%. In vielen Bereichen ist die Grenze schwer auszumachen, da ein allmählicher Übergang mit vergleichbaren Fazies erfolgt. Im Gebiet von Mostizzolo, an der Basis der Terrassen von Cis und Livo, ist die Obergrenze erosiv zu den Ablagerungen des Malè-Subsynthems, die hier an der Basis von einer Linse aus lakustrinen Sedimenten oder stark deformierten Eisrandsedimenten gekennzeichnet sind.

Auf Basis der stratigraphischen Verhältnisse, des Zementationsgrades und der Alteration der Klasten wurde die Einheit zeitlich ins Mittel- bis Oberpleistozän *p.p.* gestellt.



Abb. 49 – Erosive Grenze zwischen einer Ausschmelzmoräne des Unteren Nonstals (Val di Non, Anania, SGD; oben) und den fluvioglazialen Ablagerungen des Rio Barnes-Synthems (RBR) bei Segno.

2.6. – PENON-SYNTHEM (NON)

Im Etschtal befindet sich westlich von Unterrein/*Rain di Sopra* (Kurtatsch/*Cortaccia*) auf einer Höhe von ca. 800 m ein besonders interessanter Aufschluss im Bereich einer Straßenböschung einer neuen Forststraße (Abb. 50).

Hier kann man einen begrabenen und teilweise erodierten Bodenhorizont erkennen, der durch das Auftreten eines durchschnittlich 70 cm mächtigen Soliums gekennzeichnet ist. Die tonigen Horizonte zeigen eine variable Färbung von braun (7.5YR 4/4) bis rotbraun (5YR 4/4). Das schwach ausgebildete Gerüst besteht aus gerundeten Klasten. Das Spektrum umfasst Porphy, Metamorphite, Quarzite und seltene, stark verwitterte Dolomite. Das Ausgangsmaterial wurde als kolluviale Ablagerung interpretiert, die wiederum durch Erosion von Moränenmaterial und Murschutt entstand. Letzteren liegt dieser Horizont auch auf (Abb. 50).

Die Einheit besteht neben diesem Bodenhorizont aus:

a) matrixgestütztem Diamikt mit reichlich siltiger Matrix (ca. 85%) von braun-rötlicher Farbe, massig, überkonsolidiert, mit vorwiegend dolomitischen Komponenten und untergeordnet Metamorphiten und Porphy. Die Klasten sind mitunter glatt geschliffen bzw. gekritz. Die Ablagerung zeigt eine variable

Mächtigkeit zwischen 0,5 und 1-2 m und wurde als Grundmoräne angesprochen (d in Abb. 50);

b) komponentengestützte sandige Schotter mit zum Teil offenen Porenräumen, massig bis grob geschichtet (c in Abb. 50), generell in linsenförmigen Körpern und vergesellschaftet mit gemischtkörnigen Schottern oder mit massigem, komponenten- bis matrixgestütztem Diamikt. In allen Fällen zeigt das Kornspektrum nahezu ausschließlich kantengerundete Dolomitklasten und -blöcke von lokaler Herkunft. Die Ablagerungen sind teilweise überkonsolidiert und zeigen geringe Rissbildungen durch Auflastdruck auf den Klasten. Diese Sedimente wurden als Ablagerungen gemischter Herkunft eingestuft;

c) verschiedengradig zementierte Breccien mit unterschiedlich großen Komponenten und ähnlichen Eigenschaften wie b); die Zementation spiegelt ein vadoses Milieu wider und ist sowohl unregelmäßig als auch durchgehend ausgebildet. Dadurch bilden sich kleine subvertikale bis überhängende Steilstufen.

Aufgrund der geringen Mächtigkeit wurde die Grundmoräne kartographisch



Abb. 50 – Kontakt (a, rot im Foto) zwischen den Ablagerungen des Kaltern-Synthems (oben rechts) und des Penon-Synthems. a) Murablagerungen mit nahezu ausschließlich Dolomitklasten; a = primäre Diskontinuität zwischen den beiden Synthemen; b1, b2, b3, b4, b5 = begrabene Bodenhorizonte aus kolluvialen Bildungen durch Erosion der unterlagernden Ablagerungen (c, d); c) Murablagerungen mit Bodenbildung im obersten Abschnitt; d) Grundmoräne. Die im Horizont b1 auftretenden Kohlereste ergaben ein nicht kalibriertes Alter von 38.100 ± 600 Jahre BP (Aufschluss in der Örtlichkeit Hirschbett, oberhalb von Kurtatsch/Cortaccia).

nicht unterschieden. Der Boden am Top der Abfolge markiert eine Diskontinuität von regionaler Bedeutung, anhand welcher die Ablagerungen trotz ähnlicher Fazies auf zwei Syntheme aufgeteilt werden konnten. Die Grundmoräne kennzeichnet hierbei die Grenze auch dort, wo der begrabene Boden fehlt, da sie im oberen Abschnitt der Einheit auftritt. Das Penon-Synthem gilt demnach als Abfolge vorwiegend gemischter Ablagerungen, mit untergeordneten und meist nicht kartierbaren, glazialen und kolluvialen Bildungen unterhalb der vom begrabenen Bodenhorizont definierten Diskontinuität (α in Abb. 50).

Dem Penon-Synthem wurden vorläufig auch zwei kleinere Aufschlüsse aus zementierter Ausschmelzmoräne nördlich von Tramin und bei Laag (Neumarkt) zugeordnet. In beiden Fällen handelt es sich um matrixgestützte Diamikte mit gerundeten bzw. kantengerundeten Klasten mit vorwiegend dolomitischen und untergeordnet kristallinen Komponenten.

Die Untergrenze der Einheit wird vom Felsuntergrund gebildet oder ist nicht aufgeschlossen. Das Penon-Synthem wird diskordant von Ablagerungen gemischter Herkunft des Kaltern-Synthems überlagert (s. weiter unten).

Bei Kurtatsch zeigt das Synthem eine maximale Mächtigkeit von 60-70 m.

Die auftretenden Faziestypen und ihre Verteilung weisen auf einen Hangbereich mit Mur- und Wildbachtätigkeit hin, welcher in der Folge von einem Gletscher überfahren und mit Grundmoräne überdeckt wurde. Daraufhin erlaubte die zunehmende Hangstabilisierung eine Kolluviumbildung. Waldbewuchs und günstige Klimabedingungen ermöglichten eine längere Stabilität und die Entwicklung von Bodenhorizonten.

Die zeitliche Einordnung der Einheit wurde sowohl relativ als auch durch ^{14}C -Datierungen festgestellt. Im oberen Abschnitt des begrabenen Bodenhorizontes (b1 in Abb. 50) wurden Kohlereste entnommen und auf ein Alter von 38.100 ± 600 Jahren BP (UtC15240) datiert. Dies entspricht also dem Mindestalter der darunter liegenden Ablagerungen. Für die überlagernden Sedimente des Kaltern-Synthems stehen zahlreiche kompatible radiometrische Daten zur Verfügung (s. Kap. 2.7). Die Grundmoräne kann auf einen Gletschervorstoß im unteren Oberpleistozän oder auch im Mittelpleistozän zurückgeführt werden. Im Etsch-Einzugsgebiet konnten solch alte glazigene Ablagerungen letztthin im Sagbachtal (*Valle del Rio Sega*) im SW von Aberstückl (*Sonvigo*) im Sarntal ausgemacht werden (BARGOSI *et alii*, 2010). Dort wurden Kohlereste in einem begrabenen Bodenhorizont am Top einer lokalen Grundmoräne gefunden, die ein radiometrisches Alter von 56000 Jahren BP ergaben. Im Brixner Talkessel (*Bressanone*) ergab eine ^{14}C -Datierung an Holz aus glaziolakustrinen Sedimenten innerhalb einer fluvioglazialen Abfolge ein Alter von 64400 ± 1000 Jahren BP (FLIRI, 1978).

Auf Basis der beschriebenen Eigenschaften werden die Ablagerungen des Penon-Synthems dem Zeitraum ?Mittelpleistozän bis Oberpleistozän zugeordnet.

2.7. – KALTERN-SYNTHEM (CLD)

Dieses Synthem findet sich in der Literatur unter den Bezeichnungen „Etsch-Schotter“ (EBERS, 1972), „*Conglomerati di Caldaro*“ (CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973), „*Alluvioni antiche*“ (TRENER, 1933; AA.VV., 1957), „*Alluvioni interglaciali terrazzate*“ (VENZO G.A., 1962), „*Schuttkegelrudimente*“ und „*Schuttkegel mit Thalschottern*“ (PENCK & BRÜCKNER, 1909), „*alte Gehängebrekzie*“ (STACUL, 1980).

Das repräsentativste Aufschlussprofil liegt im Überetsch oberhalb der Weinstraße, knapp nördlich der Blattgrenze.

Die Ablagerungen treten auf beiden Seiten des Etschtals auf, vorwiegend aber bei Kurtatsch (*Cortaccia*), im E und SE von Neumarkt (*Egna*) und im Überetsch zwischen 215 und 430 m ü.d.M.; hier bilden sie die sedimentäre Talfüllung des südlichen Abschnittes des Paläo-Tals Eppan-Kaltern.

Das Kaltern-Synthem umfasst alluviale u./o. fluvioglaziale Bildungen, Ablagerungen gemischter Herkunft und Hangschutt.

Die *alluvialen u./o. fluvioglazialen Ablagerungen* bestehen aus grob geschichteten Schottern, sandigen Schottern mit teils offenem Porenraum bis hin zu komponentengestütztem Gefüge (Abb. 51). Sie enthalten untergeordnet Lagen oder Linsen von konkav kreuzgeschichteten Sanden. Die Klasten sind vorwiegend



Abb. 51 – Sandige Schotter; schwach zementiert, Klughammer (Campi, im Osten des Kalterer Sees/Lago di Caldaro); man erkennt, die für diese Ablagerungen (Kaltern-Synthem) typischen Auflaistrisse.

isometrisch oder geplättet und im Allgemeinen gut gerundet, nur örtlich kantengerundet. Die mittlere Korngröße schwankt zwischen 2 und 10 cm, die größten Komponenten erreichen generell nicht mehr als 40 cm im Durchmesser. Die graubraune Matrix besteht aus mittel- bis grobkörnigem Sand mit Feinkies. Örtlich ist sie sandig-siltig ausgebildet und zeigt eine braun-gelbliche Farbe.

Die lithologische Zusammensetzung variiert aufgrund von lokalen Einträgen. Im Überetsch und vor allem auf dessen linker Seite überwiegen metamorphe Komponenten (ca. 55%), vor allem Paragneise, gefolgt von Dolomiten (ca. 20%), Porphyry (ca. 20%) und anderen Gesteinen (Granitoide, Kalksteine etc.). Am Überetscher Westhang sind die drei hauptsächlichen Komponenten gleichmäßig verteilt. Auf der Terrasse von Pinzon (*Pinzano*, Neumarkt) treten zwischen 320 und 390 m sandige Schotter auf. Diese wurden bereits von VENZO (1962) kartiert, jedoch mit einer nicht nachvollziehbaren Verbreitung. Darüber folgt eine Grundmoräne des Garda-Synthems, die von einer mächtigen Kolluviumdecke überlagert wird. Die Sedimente sind durch reichlich Porphyry (ca. 60%) gefolgt von Dolomiten (ca. 30%) und Metamorphiten (5-8%) sowie anderen untergeordneten Lithotypen gekennzeichnet. Der sandige Anteil zeigt eine ausgeprägt braun-rötliche Färbung als Ausdruck der überwiegend porphyrischen Zusammensetzung.

Diese Lithofaziestypen weisen auf eine Sedimentation in hochenergetischen Fließgerinnen hin. Die Fließrichtungen zeigen Transport von Norden. Man kann die lokalen Anlieferungen durch die Unterschiede in der Zusammensetzung und die gerundete Form der Klasten ableiten. Noch deutlicher wird dies durch Einschaltungen von Mur- und untergeordnet Wildbachablagerungen belegt, die in zahlreichen Aufschlüssen am Westhang des Überetsch auftreten und an eine lokale Tätigkeit der Seitentäler gebunden sind.

Im Mezzolombardo tritt bei S. Pietro eine kleine Terrasse aus Konglomeraten auf, die 40 m über dem heutigen Talboden liegt. Sie besteht aus grob geschichteten Schottern und sandigen Schottern mit gerundeten bis angerundeten Klasten (Dolomite) aus vorwiegend Kalken, Metamorphiten und seltener Tonaliten und Vulkaniten. Insgesamt ist die lithologische Zusammensetzung ähnlich den heutigen Schottern des T. Noce. Die schon von PENCK & BRÜCKNER (1909, p. 925) beschriebenen Sedimente werden diskordant von Murablagerungen des Lisignago-Synthems überlagert.

Die *Ablagerungen gemischter Herkunft* aus Mur- und untergeordnet Wildbachprozessen bilden den zweiten Ablagerungstypus des Kaltern-Synthems (Abb. 52). Die häufigsten Fazies bestehen aus massivem, komponenten- und matrixgestütztem Diamikt mit untergeordneten Lagen oder Linsen aus massigen bis schwach geschichteten Schottern und sandigen Schottern. Die teilweise reichliche Matrix zeigt sandige, schwach tonige Silte von brauner bis rosaroter Farbe. Die Klasten zeigen generell einen geringen Rundungsgrad und bestehen aus lokalen Lithologien. Es überwiegen Dolomitkomponenten; im Bereich von Kurtatsch und in zahlreichen weiteren Gebieten des Überetsch stellen sie nahezu das gesamte Kornspektrum. Westlich von St. Josef am See (*S. Giuseppe al Lago*) sind auch Niveaus mit Wechselagerungen von porphyrischen und dolomitischen



Abb. 52 – Grob geschichtete und imbricate, sandige Schotter mit Einschaltungen von horizontal geschichteten Sanden (gemischte Ablagerungen, Kaltern-Synthem). Rechte Seite des Trudner Tals (Val Trodena) auf einer Höhe von ca. 740 m.

Klasten vorhanden. Diese Wechsellagerungen sind auf eine abwechselnd lokale und distale Anlieferung zurückzuführen.

Ähnliche Faziestypen können im unteren Abschnitt des Trudner Tals in Form von Resten des Paläofächers des Trudner Bachs und des Plenten Bachs (*Torrente Trodena - Rio di Casignano*) beobachtet werden. In diesem Bereich treten die aussagekräftigsten Aufschlüsse entlang der Forststraße Hinterkammerling im Osten von Mazzon (*Mazzone*) auf. Es handelt sich um grob geschichtete und imbricate Schotter mit Einschaltungen von horizontal geschichteten mittelkörnigen Sanden und untergeordnet einem massigen, komponenten- bis matrixgestützten Diamikt. Die Klasten weisen einen geringen Rundungsgrad auf und bestehen aus vorwiegend Porphyry und Dolomiten, welche typische Lithologien des Trudner Tals darstellen.

Die *Hangschuttablagerungen* bilden einen dritten Ablagerungstyp des Kaltern-Synthems. Das bedeutendste Aufschlussprofil liegt in der aufgelassenen Schottergrube oberhalb der Landesstraße 59, etwa 1 km südöstlich von Oberglén (*Glén superiore*, Montan). Es überwiegt eine Zusammensetzung aus Kies und Breccien mit Blöcken verschiedener Größe bis zu einigen Kubikmetern. Daneben findet sich ein komponenten- bis selten matrixgestützter Diamikt mit brauner, siltig-sandiger

Matrix. Die Kiese zeigen oft eine mehr oder weniger gut ausgebildete, bis zu 30-35° geneigte Kreuzschichtung und haben meist ein lockeres bis zum Teil offenes Gefüge. Die Klasten sind vorwiegend kantig und polyederförmig. Die auftretenden Lithologien deuten auf eine lokale Herkunft hin. Es überwiegen Dolomite, nur in einigen Bereichen (z.B. im SE der Trudener Linie) kommen Porphyrkomponenten vor.

Die Hangschuttablagerungen verzahnen mit den gemischten Ablagerungen, z.B. am Hügel westlich der Ortschaft St. Josef am See und auf der linken Seite des Plenten Baches.

Allen Ablagerungen des Synthems gemein ist eine generelle Überkonsolidierung und das Vorkommen von zerbrochenen Geröllen durch Eisauflast (Abb. 51 und 52, oben rechts).

Die Zementation kann diskontinuierlich und lokal auftreten, oder in den Ablagerungen mit lockerem oder zum Teil offenem Gefüge auch durchgehend sein und zu subvertikalen bis teils überhängenden Stufen von 2-8 m Höhe führen. Die alluvialen und fluvioglazialen Ablagerungen sind nur selten zementiert (z.B. bei Mezzolombardo, Örtlichkeit S. Pietro, wo eine ausgeprägte Zementation mit mikrokristallinem Zement und Meniskuszement aus Kalzit vorliegt). Demgegenüber sind die Sedimente gemischter Herkunft (Penon-Kurtatsch) öfters und die Hangschuttablagerungen regelmäßig zementiert.

Auch die Verwitterung ist unterschiedlich ausgeprägt. In den oberflächigen Ablagerungen tritt auf den Klasten ein Verwitterungsbelag auf. In den alluvialen Schottern von Kaltern sind die Klasten nur gering alteriert. Die Verwitterung interessiert vorwiegend Glimmerschiefer, mergelige Kalke und granitoiden Komponenten, die auch zu sandigem Grus zerfallen können.

Die Gesamtmächtigkeit der alluvialen und fluvioglazialen Ablagerungen im Bereich des Kalterer Sees kann auf über 200 m geschätzt werden. Für die Ablagerungen gemischter Herkunft kann eine vergleichbare maximale Mächtigkeit angenommen werden. Die Hangschuttablagerungen dürften um die 100 m mächtig sein.

Die Untergrenze der Einheit ist meist nicht aufgeschlossen oder wird vom Felsuntergrund gebildet. Einzig im Bereich von Penon (Kurtatsch) kann man eine diskordante Untergrenze zum Penon-Sythem erkennen (vgl. Kap. VI.2.6.). Die Obergrenze ist erosiv zum Garda-Sythem oder zum St. Pauls- bzw. Lissignago-Sythem und mitunter durch das Auftreten eines teilweise erhaltenen, braunen (Munsell Farbe 7,5 YR bis 5YR 4/4) ausgewaschenen Bodenhorizontes gekennzeichnet.

Lokal zeichnet diese Erosionsoberfläche die ursprünglichen Ablagerungen nach, die in verschiedenen Blattbereichen somit noch erkennbar sind. So kann man z.B. westlich der Kaltenburg (*Castel Freddo*, Kalterer See) den Paläofächer des Lahngrabens (*Valle della Lavina*) gut erkennen, der im distalen Bereich eine Höhe von 320-350 m erreichte. Einige Abschnitte des Paläofächers des Rastebachs (*Rio della Pausa*) sind im NW von Kuenburg (*Maso Castel Cuori*) auf vergleichbarer Höhe erhalten (siehe auch CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973, Abb. 7). Auch die beiden Geländerücken an den Flanken der Senke im Norden des

Kalterer Sees (Hügel im Norden des Weinmuseums und im Westen des Zwölferbühels/*Dosso Dodici*) bestehen aus den alluvialen Kalterer Schottern. Diese Geländeformen wurden angesichts der glazialen Ablagerungen (SGD) im oberen Abschnitt und der eigenartig länglichen Form, die speziell am östlichen Rücken an einen Moränenwall erinnert, verschiedenartig interpretiert (siehe CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973, Kap. III. und Kap. VI.3.1. für eine eingehende Behandlung).

Aufgrund der Aufschlusshöhen der Kalterer Schotter und der ursprünglich flachen Ablagerungsbasis, die teilweise auf beiden Seiten des Überetsch zu erkennen ist, kann man eine schwach terrassierte alluviale Ebene als Ablagerungsraum annehmen. Dabei dürfte eine heute nicht mehr erkennbare erste Terrassenstufe über 430 m liegen und eine weitere auf rund 400 m, die wahrscheinlich Richtung Süden absinkt und an die alten Fächer des Lahngrabens und des Rastenbachs sowie einigen Flachbereichen nördlich von Kreit/*Novale al Varco* anschließt. Das Auftreten einer Grundmoräne des Garda-Synthems fast bis an die Basis der Böschung, welche die Kalterer Schotter im Osten des Lavason Tals (*Val di Lavason*) nach Süden hin abschließt, deutet wahrscheinlich auf eine Erosionsphase vor dem LGM hin. Dieses Erosionsereignis schnitt die kiesigen Ablagerungen bis auf eine Höhe von 275 m (Feldhof/*Maso Feld*) ein. Dies würde für die Hypothese von EBERS (1972) einer prä-LGM terrassierten, fluviatil geprägten Landschaft sprechen.

Man kann nicht ausschließen, dass die Alluvionen zumindest teilweise einen fluvioglazialen Ursprung haben. Tatsächlich finden sich in den Schottern auch glazigen geschliffene Gerölle. Dies lässt mindestens eine Erosionsphase an präexistierenden glazialen Ablagerungen sowie geringen Transport vermuten (Zitat CASTIGLIONI & TREVISAN).

Die Anlieferung der Gerölle erfolgte für die Sedimente im Bereich von Pinzon sowohl vom nördlichen Überetsch, als auch vom Etschtal. Dies wurde anhand der ermittelten Paläofließrichtungen bestimmt. Eine mögliche Vermischung der beiden fluviatilen Ebenen müsste im Bereich von Kreit erfolgt sein, da der Sattel tiefer als die höchstgelegenen Ablagerungen liegt.

Im Trudner Tal sind die Ablagerungen des Paläofächers des Trudner Bachs und Plenten Bachs über 100 m mächtig. Die Terrasse beim Pezza-Hof (*Maso Pezza*, 895 m), knapp südlich von Mühlen (*Molini*), scheint den ursprünglichen Ablagerungsraum nachzuzeichnen. Auf Basis der Höhen der Terrassen von Pinzon und Mazon, die zwischen ca. 350 und 400 m ü.d.M. liegen, ist der Paläofächer wahrscheinlich auf höher gelegene Bereiche beschränkt und reichte nicht in die heutige Etschtalsole.

Bei Tramin kann man am Ausgang des Höllentals (*Val d'Inferno*) zwei längliche Rücken erkennen, von denen jener bei Kastelaz (*Castellaccio*) markanter ausgebildet ist. Es handelt sich um erhaltene Abschnitte des Paläofächers des Höllen Baches (*Rio Val d'Inferno*), der im mittleren Bereich mindestens 70 m über dem heutigen Fächer liegt (Abb. 53).

Die ursprüngliche Verbreitung der Schotter im Bereich des Etschtals und ihre Entstehung sind weiterhin unklar (KLEBELSBERG, 1926, 1935; CASTIGLIONI, 1929).



Abb. 53 – Übersichtsfoto des Etschtals vom nördlichen Rand der Hochebene von Graun (Corona) aufgenommen. Im Hintergrund erkennt man die linke Seite des Etschtals, dahinter links den Mitterberg (Monte di Mezzo) und den Kalterer See (Lago di Caldaro), in der Mitte die Talsohle der Etsch; im Vordergrund sieht man Tramin (Termeno) mit Kastelaz (Castellaccio) links des Kirchturms.

Der Erhaltungszustand der Schotter und der teilweise auftretenden ursprünglichen Böden zeigt, dass der Etschgletscher während des Hochglazials (LGM) das Tal nicht tief ausgeschürft hat.

Bisherige zeitliche Zuordnungen: Interstadial des Spätwürm (prä-Bühl) nach PENCK & BRÜCKNER (1909); letztes Interglazial nach KLEBELSBERG (1926, 1935).

Heute stehen zahlreiche radiometrische Alterbestimmungen aus verschiedenen typischen Aufschlüssen im Etschtal und Überetsch zur Verfügung (Tabelle 2). Datierungen an Hangschuttablagerungen (LTL2596A, LTL2695A, LTL2694A) und an Ablagerungen gemischter Herkunft (KIA20730, UtC15239) beziehen sich auf Kohlen aus Rendzina-Böden, die in verschiedenen stratigraphischen Niveaus innerhalb der Abfolge auftreten. Die Bodenhorizonte sind im Allgmemenen unter 10 cm mächtig und oft mit glimmerreichen, siltigen Sanden vergesellschaftet. Letztere wurden als kolluvial umgelagerter Löss interpretiert. Die jüngste Alterbestimmung datiert auf 29777 ± 300 Jahre BP und stammt aus Kohlen nahe dem Top der Einheit im Profilaufschluss südwestlich von Hofstatt (*Maso Andreis*, Kurtatsch). Eine indirekte Datierung an der Basis der Einheit in Bezug auf das Penon-Synthem wurde bereits weiter oben behandelt (Kap. VI.2.6.) und ergab ein Alter von 38100 ± 600 Jahre BP. Die Datierung von 41195 ± 850 Jahren

BP (LTL2694A) stammt von Kohlen aus einem Bodenhorizont innerhalb von Hangschuttablagerungen ca. 2 m unter dem (lokalen) Top der Ablagerungen des Paläofächers des Trudner-Plenten Baches im Trudner Tal. Bei Kastelaz wurden im Aushub für die Traminer Wasserleitung Kohlen aus 5 m Tiefe in einer siltigen Sandlinie analysiert, die ein Alter von > 40000 Jahren BP ergaben. Dadurch wird die zeitliche Einstufung des Höllental-Paläofächers in SCHOLZ *et alii* (2005) bestätigt. Die letzten beiden Daten belegen außerdem den diachronen Charakter der Untergrenze der Einheit.

Tabelle 2 – Ergebnisse der AMS ¹⁴C-Datierungen in verschiedenen Bereichen im Blatt „Mezzolombardo“. (*) Das Alter wurde mit Hilfe der Software OxCal Ver. 3.10 auf Basis von Atmosphärendaten kalibriert (Reimer *et alii*, 2004). (**) Das Alter wurde mit Hilfe der Software Calib 6.0.1 kalibriert (© 1986-2010 M. Stuiver and P.J. Reimer).

Anzahl Analysen n°	Örtlichkeit	Höhe (m u.d.M.)	Tiefe (m unter GOK)	Einheit	Fazies	Untersuchtes Material	14C-Alter in Jahren BP ±1 σ	Kalibriertes Alter ±2 σ (95,4%)
LTL2690A	Bohrung S2 Etschbrücke A22 bei Salurn	199.4	14.4	PTG	fluviatil/ Moorablagerung	Holz+Torf	1412 ± 50	540-690 AD (*)
LTL2689A	"	188.45	25.4	PTG	Moorablagerung	Holz	9063 ± 80	8550-7950 BC (*)
LTL2688A	"	165.35	48.5	PTG	fluviatil	Holz	10079 ± 80	10050-9350 BC (*)
LTL3442A	Kurtatsch, W von Hofstätt	522	3.8	PTG	begrabener Bodenhorizont	Kohlereste	3055 ± 40	1430-1210 BC (*)
LTL2594A	Kaltern „Sandgrube“	665.5	10.0	SGD ₆	begrabener Bodenhorizont	Kohlereste	12482 ± 150	13200-12100 BC (*)
LTL3441A	Kurtatsch, Entklar	332	2.0	SGD ₁₂	gemischte Ablagerungen	Kohlereste	10428 ± 65	10700-10100 BC (*)
LTL2693A	Tramin, Bannwald	455	0.8	SGD ₁₂	Hangschutt	Kohlereste	12238 ± 80	12650-11900 BC (*)
LTL2691A	Kurtatsch, Unterrein	714.8	0.5	CLD	Bodensedimente	Kohlereste	29777 ± 300	—
LTL2692A	St. Florian, NE Schottergrube	320	0.8	PTG	begrabener Bodenhorizont	Kohlereste	2978 ± 45	1380-1330 BC (5.7 %) (*) 1320-1050 BC (89.7 %) (*)
LTL2596A	Tramin, Höllental	666.2	1.1	CLD	Hangschutt	Kohlereste	33968 ± 400	—
LTL2589A	Kaltern, N vom Weinmuseum	380	0.3	CLD	relikter Boden	Kohlereste	34085 ± 350	—
UIC15239	Kurtatsch, N von Penon	764.6	2.5	CLD	begrabener Bodenhorizont	Kohlereste	36000 ± 400	—
UIC15240	Kurtatsch, N von Penon	795	1.4	CLD	begrabener Bodenhorizont	Kohlereste	38100 ± 600	—
LTL2694A	Neumarkt, S von Unterglen	545	2.0	CLD	Hangschutt	Kohlereste	41195 ± 850	—
LTL2695A	Kurtatsch, N von Penon	715	1.5	CLD	Hangschutt	Kohlereste	30700 ± 320	—
KIA20730	St. Josef am See	294.8	2.0	CLD	gemischte Ablagerungen	Kohlereste	36860+400/-380	—
LTL942A	Roverè della Luna	180	32.0	PTG	Moorablagerung	Pflanzenreste	9269 ± 90	8270-8290 BC

Anzahl Analysen n°	Örtlichkeit	Höhe (m ü.d.M.)	Tiefe (m unter GOK)	Einheit	Fazies	Untersuchtes Material	14C-Alter in Jahren BP $\pm 1 \sigma$	Kalibriertes Alter $\pm 2 \sigma$ (95,4%)
LTL943A	Roverè della Luna	132	80.0	PTG	Moorablagerung	Holz	10140 \pm 90	10150-9950 BC
UIC-14567	Taio-Tovare	448	2.0	PTG	Travertin	organisches Material diffus	9360 \pm 70	8810-8420 BC (94.0 %) 8380-8340 BC (1.4 %)
UIC-14544	Taio-Tovare	434	1.0	PTG	Travertin	organisches Material diffus	5170 \pm 60	4230-4200 BC (2.3%) 4170-4090 BC (4.9%) 4080-3790 BC (88.3%)
LTL2483A	Faver	476	4.0	PTG	Kolluvium	Kohlereste	1069 \pm 25	990-1020 AD
UIC-13363	Bohrung bei Spormaggiore	485.8	59.2	SGD	Glaziolakustrin	organisches Material diffus	27069 \pm 213	—
UIC-13364	*	482.3	62.7	SGD	Glaziolakustrin	organisches Material diffus	24983 \pm 164	—
UIC-13342	*	472	73.0	SGD	Glaziolakustrin	Holz	23000 \pm 140	—
UIC-13343	*	455.1	89.9	SGD	Glaziolakustrin	Kohlereste	24100 \pm 150	—
UIC-13365	*	451.4	93.6	SGD	begrabener Bodenhorizont	Kohlereste	39400 \pm 800	—
Ua-40382	Bohrung Etsch 1, SW Aurer Kegel	214.5	12.3	PTG	fluviatil/Fächer	Kohlereste	3827 \pm 72	2472-2042 BC (**)
LTL5199A	*	197.0	29.8	PTG	fluviatil	Pflanzenreste	9648 \pm 50	9250-8830 BC (*)
LTL5200A	*	192.15	34.7	PTG	fluviatil	Holz	9941 \pm 45	9660-9290 BC (*)
LTL5201A	Bohrung Etsch 5, gegenüber der Reitschule, Neumarkt	207.66	13.1	PTG	fluviatil	Holz	3809 \pm 45	2460-2130 BC (*)
LTL5202A	*	202.64	18.2	PTG	fluviatil	Holz	9411 \pm 55	8840-8540 BC (*)
LTL5203A	*	186.96	33.8	PTG	fluviatil	Pflanzenreste	10504 \pm 45	10760-10290 BC (*)
LTL5204A	Bohrung Etsch 13, St. Florian (Neumarkt)	201.1	15.9	PTG	fluviatil/Moorablagerungen	Torf	5500 \pm 45	4460-4260 BC (*)
LTL5205A	*	192.0	25.0	PTG	fluviatil	Holz	9828 \pm 50	9390-9220 BC (*)
LTL5206A	*	181.5	35.5	PTG	fluviatil	Holz	10036 \pm 50	9820-9340 BC (*)
LTL5211A	Bohrung B552, Laag (Neumarkt)	208.1	2.7	PTG	Top von gravitativen und Murablagerungen	Pflanzenreste	235 \pm 45	1610-1700 AD (35.6%) (*) 1720-1820 AD (34.2%) (*) 1510-1600 AD (14.3%) (*) 1910-1960 AD (11.3%) (*)
LTL5213A	*	194.9	15.9	PTG	fluviatil	Holz	11467 \pm 45	11470-11280 BC (*)
Ua-40383	Bohrung B553, Laag (Neumarkt)	197.8	15.2	PTG	fluviatil	Holz	1017 \pm 30	971-1046 AD (91.6%) (**) 1091-1121 AD (5.9%) (**) 1140-1148 AD (1.4%) (**) 904-912 AD (1.0%) (**)
Ua-40389	Tramin, Kastelaz	386	5	CLD	gemischte Ablagerungen	Kohlereste	> 40.000	—

Hinsichtlich der alluvialen Kalterer Schotter stehen derzeit drei ^{14}C -Datierungen zur Verfügung: Zwei liegen dabei außerhalb der Grenze der ^{14}C -Methode (> 48000 Jahren, AVANZINI *et alii*, 2007), eine Datierung (LTL2589A) ergab das Alter von 34.085 ± 350 Jahren. Dieses Alter bezieht sich auf Kohlen wenige Meter unterhalb der Obergrenze des Kaltern-Synthems südlich von Kaltern, knapp außerhalb des Kartenblattes.

Im Gebiet von Kaltern stimmen alle Datierungen mit der Zuordnung des Kaltern-Synthems zur Sauerstoff-Isotopenstufe 3 (*Marine Isotope Stage 3*) überein.

Auf Basis der stratigraphischen Verhältnisse und der verfügbaren radiometrischen Datierungen können auch die isolierten Reste von Hangschuttablagerungen und Ablagerungen gemischter Herkunft mit den alluvialen Schottern von Kaltern und Pinzno korreliert werden. Wie bereits erwähnt, ist das St.-Nikolaus-Synthem (im Blatt „Eppan“ eingeführt) nicht notwendig und die zugehörigen Ablagerungen werden dem Kaltern-Synthem zugeordnet. Das Kaltern-Synthem wird zeitlich ins Oberpleistozän gestellt. Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass einige Ablagerungen (*Mezzolombardo*, Örtlichkeit *S. Pietro*) eher ins Mittel- bis Oberpleistozän fallen.

3. – EINHEITEN DES LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTANDES („LAST GLACIAL MAXIMUM“)

Das Garda-Synthem umfasst alle Sedimente, die während des Gletschervorstoßes, des glazialen Hochstandes (LGM) und der Rückzugsphase der letzten großen regionalen Vereisung im gesamten Einzugsgebiet der Etsch abgelagert wurden (BINI *et alii*, 2004). Die verschiedenen Gletscherzungen vereinten sich im Bozner Talkessel und wälzten sich als einzige große Gletschermasse durch das Etschtal und das Überetsch südwärts. Transfluenzereignisse sind auch in Richtung des T. Noce-Einzugsgebietes dokumentiert. Hier floss der Hauptgletscher über das *Val di Sole* mit lokalen seitlichen Einträgen. Die mächtigen Eismassen füllten die Alpentäler und fast alle Gebirgskämme wurden darunter begraben und überfahren. Während des glazialen Hochstandes des LGM reichte der Etschgletscher bis auf knapp über 1800 m im Osten von Malga di Romeno (1773 m) hinauf, wo die höchstgelegenen Ablagerungen auftreten. Entlang der Mendelkette ragten der Roen (2116 m) und der kurze Kamm zwischen Cima Roccapiana (1873 m) und Monticello (1857 m) (Craunel in Abb. 54) als Nunataks hervor. Auf der anderen Seite, zwischen Etschtal und Cembratal, lag die Eisgrenze knapp oberhalb des Gipfels des Trudner Horns (*Monte Corno*, 1781 m ü.d.M.). Diese Rekonstruktion stimmt grundsätzlich mit jener von Penck (PENCK & BRÜCKNER, 1909) (Abb. 54) überein, während für die tiefer liegenden Gebiete die Arbeiten von KLEBELSBERG (1935), CASTIGLIONI *et alii* (1940) und von VAN HUSEN (1987) aufgegriffen werden.

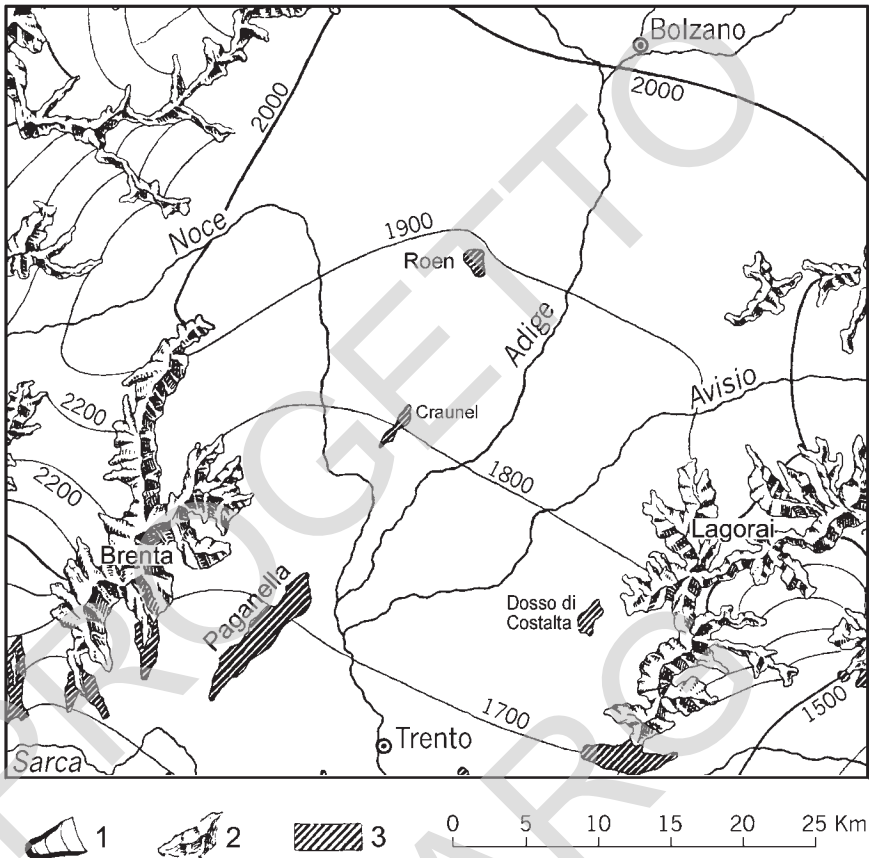


Abb. 54 - Rekonstruktion der erreichten Gletscherposition im Würm, nach PENCK & BRÜCKNER (1909, modifiziert). Legende: 1) Talgletscher im Würm (Höhenlinien der Gletscheroberfläche in 100 m Intervallen); 2) Wasserscheiden mit Schneebedeckung; 3) Gebirgskämme, die aus dem Gletscher herausragten.

Während der Rückzugsphase wird die Abnahme der Eismächtigkeit des Etschglaciers durch einige kurze Vorstöße unterbrochen, die durch deutlich erkennbare Moränenwälle zwischen Etschtal und Nonstal bzw. Cembratal belegt sind. Zwischen dem Etschtal und dem Nonstal wurden als erste Transfluenzereignisse jene im Süden des Battaillionskopfes (*Cima Battaglione*, 1600 m) und jene im Bereich der Halbweghütte (*Rifugio Mezzavia*, 1580 m ü.d.M.) unterbrochen. Hier kann man auch einen Transfluenzmoränenwall aus dem Etschtal beobachten. An der Wasserscheide zwischen dem Etschtal und dem Cembratal kann man solche Transfluenzmoränenwälle am Westhang des Halsecks (*Dosso del Colle*) zwischen 1580 und 1400 m beobachten, während weitere Formen am Kamm westlich von

Valcava, zwischen 1190 und 1250 m, eine Transfluenz vom Cembratal ins Valle di Pinè belegen.

Das undifferenzierte Garda-Synthem (SGD) umfasst alle Ablagerungen in Zusammenhang mit den Vorstoßphasen und dem glazialen Hochstand des Etschgletschers sowie mit den kurzen Vorstößen während der ersten Rückzugsphase, solange der Gletscher noch als Ganzes vorhanden war. Die Entwicklungsgeschichte nach dem Auflösen des Etschgletschers in untergeordnete Gletscherzungen ist in fünf Subsynthemen dargestellt. Drei davon treten im Nonstal bzw. im Val di Sole und zwei davon im Etschtal und Cembratal auf.

Im Etschtal und Cembratal wurden die Sedimente ab dem Ende der Transfluenzereignisse vom Cembratal in die obere Valsugana dem Lisignago-Subsynthem (SGD₁₂) zugeordnet (AVANZINI *et alii*, 2010). Im Nonstal umfasst das Cloz-Subsynthem (SGD₃) die Sedimente nach dem Ende der Transfluenz des Etschgletschers über den Gampenpass (*P.so delle Palade*, 1518 m ü.d.M.) und den Mendlepass (*P.so della Mendola*, 1363 m ü.d.M.) (Abb. 55).

Während dieser Phase wurde der Gletscher im Nonstal (Ghiacciaio Anaune) vom Gletscher des Val di Sole, von lokalen Gletschern (Val di Brésimo und Valle Rio Pescara) sowie von Gletschern aus den Seitentälern der Brenta-Gruppe (Val di Tovel, Val dello Sporeggio, etc.) beliefert. Die Subsynthemen von Malè (SGD₁) und Mollaro (SGD₁₄) werden zeitlich definiert mit dem Ausdünnen der Gletscher



Abb. 55 - Im Hintergrund der Mendlepass (*Passo della Mendola*) von Süden aus (Nonstal/Val di Non) gesehen. Hier fand während des Letzten Glazialen Hochstandes eine Transfluenz des Etschgletschers in Richtung Nonstal statt.

des Val di Sole an der Klause von Castelaz und dem Beginn des große Rückzugs mit Toteisbildung im oberen Nonstal. Zu diesem Zeitpunkt war die Transfluenz über den Andalo-Sattel (ca. 1000 m) bereits unterbrochen und der einzige Kontakt mit dem Etschgletscher erfolgt über die enge Schlucht von La Rocchetta.

Die Eisrandsedimente des Mollaro-Subsynthems zeigen die charakteristische Morphologie von Kame-Terrassen auf variablen Höhen zwischen rund 620 m (Pozzolin, Lago di S. Giustina) und 530 m (abgeschnittene Murschutfächer von Campodenno, Lover und Sporminore). Damit lag das Eisniveau in der Piana Rotaliana bei ca. 500 m, woraus folgt, dass die ersten Phasen der Subsynthema von Malè, Mollaro und Lisignago etwa gleichzeitig einsetzten; letzteres beginnt vermutlich etwas früher als das erste.

Die Entwicklung des Etschgletschers in der Rückzugsphase führte ab einem gewissen Punkt zu einer Trennung der Gletscherzunge im Überetsch von der Hauptzunge im Etschtal. Einige Moränenwälle und mächtige Ablagerungen an der Basis der Überetscher Hänge belegen diese Phase. Anhand dieses Entwicklungsstadiums wurden die spätglazialen Sedimente im Überetsch dem St.-Pauls-Subsynthem (SGD₆) zugeordnet und vom Lisignago-Subsynthem (SGD₁₂) getrennt.

3.1. – GARDA-SYNTHEM (SGD)

Das undifferenzierte Garda-Synthem umfasst vor allem glaziale Sedimente; andere Ablagerungen wie Eisrandsedimente treten nur untergeordnet auf.

Bedeutende Aufschlüsse von glazialen Ablagerungen treten westlich von Vogelmaier (C. *Porcari*, Kalterer See), östlich des Klosters von St. Florian (Neumarkt), bei Ponciach (rechte Seite des Cembratals, 1020 m ü.d.M.), entlang des Rio di S. Romedio, östlich von Romeno, auf der rechten Seite des Rio dei Ridi, unterhalb von Revò und bei Salvanel (linke Seite des Rio Pescara) auf. Diese Ablagerungen zeigen über weitere Bereiche große Kontinuität. Auf den Hochebenen von Fennberg (*Favogna*), Graun (*Corona*) und Cles-Termon treten sie verbreitet auf, während sie in den steileren Bereichen durch die Erosion oft nur mehr in Resten erhalten geblieben sind.

Die Grundmoräne besteht in der Regel aus einem überkonsolidierten, matrixgestützten und massigen Diamikt. Die reichlich vorhandene, siltig-sandige Matrix zeigt eine variable Färbung von braungrau (Überetsch), gelb (Val di Sole; rechte Seite des Nonstals), braun bis rotbraun (linke Seite des Nonstals) bis hin zu rosafarben (Kurtatsch), in Abhängigkeit des jeweils abgeschürften Felsuntergrundes. Der Diamikt weist verschieden große, kantengerundete, oft gekritzte, glatt geschliffene oder zerbrochene Klaster auf. Im Überetsch treten oft gerundete bis gut gerundete Klaster auf, andernorts überwiegen kantige und nur ansatzweise geschliffene Klaster. Die lithologische Zusammensetzung spiegelt den jeweiligen Herkunftsbereich wider. Im Überetsch entspricht der hohe Anteil an kristallinen Klaster (Paragneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, etc.) den

unterlagernden Kalterer Schottern. Im Bereich von Kurtatsch überwiegen deutlich die Dolomite. Im Nonstal treten vorwiegend karbonatische Lithotypen (60-90%) auf, in erster Linie Dolomite und untergeordnet Kalke, mergelige Kalke und Mergel, seltener exotische Gesteine wie Metamorphite (Gneise, Phyllite, Glimmerschiefer), Porphyry und Granitoide bzw. Tonalite. Letztere finden sich vermehrt (bis zu 10-15%) auf der rechten Talseite, die stärker vom Val di Sole-Gletscher beliefert wurde. Im Val di Sole selbst bestehen die Klaster vorwiegend aus Phylliten (40%) und Karbonaten (40%), untergeordnet treten Porphyry (15%) und Kreuzberg-Granitoide (5%) auf. Nach dem Ausgang des Val di Sole werden die exotischen Komponenten nach Süden hin immer seltener, während der Anteil der Karbonate stark zunimmt (90-95%). Im Cembratal überwiegen die porphyrischen Klaster (60-90%) gefolgt von Dolomiten (5-25%), seltener treten Granit, Basalt, Metamorphite und Kalke auf.

Im Allgemeinen erreicht die Grundmoräne eine Mächtigkeit von einigen Metern. Im Überetsch wird die maximale Mächtigkeit auf ca. 10-20 m geschätzt, im Nonstal kann sie auch größer sein (30-40 m).

Die Ausschmelzmoräne bildet einen mehr oder weniger konsolidierten, matrixgestützten massigen Diamikt. Die Matrix ist sandig-siltig und von brauner Farbe. Das Gefüge wird von kantengerundeten bis angerundeten Klaster und Blöcken von zumeist lokaler Herkunft gebildet. Seltener bestehen diese Moränen aus komponentengestütztem massigem Diamikt. Im Vergleich zur Grundmoräne zeigen Ausschmelzmoränen einen höheren Anteil an Klaster (30-40%) und eine grobkörnigere Matrix.

Als Moräne undifferenziert wurden vor allem jene Bereiche ausgehalten, wo gute Aufschlussbedingungen fehlen oder kleinräumig verschiedene Moränenarten wechseln. Es handelt sich um einen massigen Diamikt mit unterschiedlich großen Klaster von Kies- bis Blockgröße, oft kantengerundet und mitunter gekritzelt, in einer siltig-sandigen Matrix.

In zahlreichen Gebieten erkennt man bei guten Aufschlussbedingungen eine Überlagerung von Ausschmelzmoräne auf Grundmoräne. In einem Graben am Osthang des Klosters von St. Florian (Neumarkt) kann man auch die Ober- und Untergrenze des Garda-Synthems erkennen. Die stratigraphischen Verhältnisse zwischen den glazialen Ablagerungen verschiedener Herkunft konnten im Ausgrabung für den Bau der Schulsporthalle von Revò (Nonstal) beobachtet werden. Hier verzahnt der Diamikt mit reichlich siltig-toniger Matrix von rötlicher Farbe, typisch für die obere Anaunia (Nonstal), mit dem Diamikt des Val di Sole, der eine grau-grüne Matrix aufweist. Beide Körper werden durch einen erosiven Kontakt von den spätglazialen Ablagerungen des Malè-Subsynthems überlagert (vgl. Abb. 61).

Die Eisrandsedimente sind nicht stark verbreitet: die wichtigsten Aufschlüsse finden sich im Nonstal und im Cembratal.

Im Etschtal treten nordöstlich von Söll (*Sella*), an der Basis des Vulkanit-härtlings, auf dem die Ortschaft liegt, schräggeschichtete Ablagerungen mit einer großen Faziesvariation auf engstem Raum auf. Man findet einen massigen

matrixgestützten Diamikt, sandige Schotter, daneben Silte und laminierte Sande, wobei die feinkörnigen Sedimente in Form von Zwischenlagen oder gar unregelmäßigen Körpern vorkommen.

Im Cembratal bilden die Eisrandsedimente bei Valcava eine Terrasse auf einer Höhe von 900-930 m. Die Ablagerungen bestehen aus laminierten mittelkörnigen Sanden von brauner Farbe, die nach oben in dünn geschichtete Feinsande in Wechsellagerung mit Silten und tonigen Silten übergehen. Oberhalb von Grauno, am Ausgang des Rio dei Molini, bilden die Ablagerungen zahlreiche Terrassen zwischen 1000 und 1150 m. Obwohl der obere Abschnitt noch die ursprünglichen Ablagerungsformen beibehält und somit dem Letzten Glazialen Hochstand zugeschrieben wurde, könnte der untere Abschnitt auch vor dem LGM gebildet worden sein und wäre damit dem Nogarè-Supersynthem zuzuordnen. Immer im Cembratal treten auf der rechten Talseite, besonders oberhalb von Valda am Ausgang des kleinen Taleinschnitts bei Maso Greggion, fluvioglaziale Ablagerungen auf. Es handelt sich hierbei um grob geschichtete, sandige Schotter mit gerundeten, vorwiegend vulkanischen, untergeordnet karbonatischen und seltener kristallinen Klasten. Die mittlere Korngröße schwankt zwischen 5 und 15 cm. Bei Ponciach treten die Eisrandsedimente unterhalb der Moräne auf einer Höhe von 1020 m auf.

Glaziolakustrine Ablagerungen sind im Überetsch nördlich des Kalterer Weinmuseums (*Museo del Vino di Caldaro*) zwischen 350 und 380 m aufgeschlossen. Es handelt sich um massige bis schwach laminierte Silte von braun-grauer Farbe (2.5Y 5/2) mit dünnen Einschaltungen von leicht gradierten Sanden und seltenen bis häufigen Kieseinschlüssen und teilweise gekritzten Klasten. Örtlich gehen sie in einen Diamikt über, der mancherorts als Grundmoräne eingestuft werden kann. Man beobachtet auch reine Kiesniveaus. An Sedimentstrukturen finden sich Dropstones (Abb. 56), Flammen, linsenförmige oder chaotische Körper usw. Nicht kartierbare glaziolakustrine Ablagerungen treten in dünneren Lagen auch an anderen Orten des Etschtals auf. Der Ablagerungsraum dieser Sedimente erscheint klar, allerdings ist ihre zeitliche Einordnung innerhalb des letzten glazialen Ereignisses nicht eindeutig geklärt. Nach SCHOLZ *et alii* (2005) wurden diese Sedimente am Rand der Überetscher Gletscherzunge während des Gletscherrückzugs abgelagert. Es würde sich demnach um einen Kame-Komplex oder sogar um eine einzige Kame-Terrasse des Spätglazials handeln. Nach Meinung der Autoren hingegen sprechen die Kontinuität dieser Ablagerungen mit der über- und unterlagernden Grundmoräne und das Fehlen von bedeutenden Diskontinuitäten in der Abfolge sowie die morphologische Form dagegen. Es erscheint wahrscheinlicher, dass die Sedimente in einem subglazialen glaziolakustrinen Ablagerungsraum gebildet wurden, der sich auch in einer älteren Phase und nicht unbedingt im Spätglazial entwickeln konnte. Es sei betont, dass die Morphologie des Gebietes jenem weiter im Norden ähnelt, mit einer subglazialen Geländeformung und einer Drumlin-Morphologie (AVANZINI *et alii*, 2007, S. 121). Die geschätzte Mächtigkeit dieser Sedimente schwankt zwischen einem Meter und mehreren 10er Metern.

Die Klasten in den glazialen Ablagerungen zeigen einen variablen Verwitterungsgrad. Im Nonstal sind z.B. die tonalitischen Klasten generell zu Sand zerfal-



Abb. 56 – Dropstone in glaziolakustrinen Ablagerungen nördlich des Kalterer Weinmuseums (Museo del Vino di Caldaro, Garda-Synthem undiff.).

len, die metamorphen Klasten stark verwittert und brüchig, untergeordnet kommen aber auch gut erhaltene Klasten vor. Üblicherweise zeigen die karbonatischen Klasten eine Kruste im Bereich von unter einem Millimeter sowie einen Verwitterungsbelag auf den Bruchflächen. Der Verwitterungsgrad ist aber sehr unterschiedlich: Man findet stark verwitterte wie auch nahezu unverwitterte Karbonatkomponenten. Die Porphyrklasten sind üblicherweise wenig alteriert und weisen Oxidbeläge auf den Bruchflächen auf.

Die Landschaft der Hochebenen von Graun und Fennberg (Kurtatsch) weist noch die Spuren der ursprünglichen Morphologie nach dem Rückzug des Gletschers auf. Es handelt sich um eine typisch subglazial geprägte Landschaft mit Rundhöckern. Diese sind unregelmäßig und nur leicht von den glazialen Ablagerungen überdeckt und zeigen örtlich Gletscherschliffe und Schrammen. Eine ähnliche Morphologie kennzeichnet auch den Hügel von Castelfeder (*Castelvetere*, Auer), wo daneben aber auch jüngere Ablagerungen von postglazialen Prozessen auftreten.

Im unteren Nonstal ist die ausgedehnte Hochebene zwischen Cles und Termon durch eine kontinuierliche Bedeckung mit glazialen Ablagerungen und Eisrandsedimenten gekennzeichnet. Auf diesen Ablagerungen finden sich ausgedehnte Drumlinfelder mit einer N-S-Längsrichtung in Übereinstimmung mit der Fließrichtung des Gletschers. Die deutlichsten Formen sind der Doss de Pez und der Dosso di Maiano im Osten von Cles, der Doss di Loreddi im Osten von

Tuenno (drei parallel verlaufende und gerade Drumlins) und der Doss Luch im Osten von Cunevo (2-3 zusammengewachsene Drumlins) mit über einem Kilometer Länge bei einer Breite zwischen 150 und 300 m sowie einer Höhe von 40-50 m (Abb. 57). Alle Drumlins zeigen ein asymmetrisches Längsprofil mit einer steilen anstromigen Seite (Nord) und einer flacheren abstromigen Seite, die allmählich in die umliegende Ebene übergeht. Die Drumlinfelder beschränken sich auf die rechte Seite des Nonstals. Auf der gegenüberliegenden Seite kommen seltene vereinzelt Drumlins vor. Die Senken zwischen den Drumlins sind teilweise mit alluvialen Ablagerungen und Eisrandsedimenten des Mollaro-Synthems aufgefüllt.

Der Rückzug des Etschgletschers nach dem LGM wurde von einigen kurzen Vorstoßphasen unterbrochen, die durch eine Reihe von deutlich ausgebildeten Moränenwällen an den beiden Wasserscheiden zwischen Etschtal und Nonstal bzw. Cembratal belegt werden. Die Transfluenzen zwischen dem Etschtal und dem Nonstal, die als erste unterbrochen wurden, entsprachen jenen in den Sattelbereichen am Rücken zwischen dem Mendelpass und *Cima Roccapiana*, wie z.B. jene am Sattel auf 1596 m zwischen Battaillionskopf (*Cima Battaglione*) und Hirschkopf (*Corno del Cervo*) oder jene am Sattel bei der Halbweghütte (*Rifugio Mezzavia*, 1580 m ü.d.M.), wo ein Transfluenzmoränenwall aus dem Etschtal vorkommt. Entlang der Wasserscheide zwischen dem Etschtal und dem Cembratal kann man Transfluenzmoränenwälle auf dem Westhang des Halsecks (*Dosso del Colle*) zwi-



Abb. 57 – Übersichtsfoto von Castel Corona auf die Terrasse des unteren Nonstals (Val di Non): in der Mitte links erkennt man die komplexe Drumlinform des Doss Luch, dahinter den Roen (Monte Roen, 2116 m), in der Mitte und rechts den Kamm Treser Horn (Corno di Tres) - Roccapiana.

schen 1580 und 1400 m erkennen. Zahlreiche Moränenwälle zwischen 1190 und 1250 m am Kamm westlich von Valcava zeugen von einer Transfluenz vom Cembratal in Richtung Valle di Pinè.

Im Nonstal sind verschiedene kleinere Moränenwälle auf der Ebene südlich von Val di Verdes, auf einer Höhe zwischen 1250 und 1280 m, und bei Malga Spora Piccola im Val di Sporeggio zwischen 1300 und 1350 m zu erwähnen.

Im Etschtal kann man eine komplexe Serie von rechten Seitenmoränen auf der Ebene von Malga Mezzocorona zwischen 1000 und 1030 m erkennen. Weiter nördlich ist die ca. NW-SE-gerichtete Moräne bei der Cislun Alm (*Malga Cislun*) zu erwähnen, die als linke Seitenmoräne des Etschgletschers interpretiert wurde. Eine weitere kleine Moräne tritt nördlich von Graun (*Corona*) beim Klaberer (*Maso Clave*), auf einer Höhe von ca. 856 m auf.

Die Bedeutung des langen Moränenwalls gegenüber von Kaltern (z.T. außerhalb des Kartenblattes), westlich des Fuschgaleitales (*valle Fuscalai*), ist nicht restlos geklärt (siehe Kap. III). Dieser Wall wurde von Penck (PENCK & BRUCKNER, 1909) beschrieben und als linke Seitenmoräne der Gletscherzunge interpretiert, die sich im Spätglazial im Westen vom Mitterberg (*Monte di Mezzo*) vom Hauptgletscher abtrennte. Andere Autoren stuften sie als Mittelmoräne (EBERS, 1972) ein. Kürzlich wurde sie als Kame-Terrasse interpretiert (SCHOLZ *et alii*, 2005). Es fehlen eindeutige Aufschlüsse und bis keine klaren und präzisen Daten insbesondere zum Untergrund vorliegen, bleibt das Problem offen. Auf jeden Fall bestehen die oberflächigen Ablagerungen vorwiegend aus Grundmoräne, wodurch die Interpretation von KLEBELSBERG (1926), der den Wall für eine Erosionsform hält, als die wahrscheinlichste erachtet wird.

Weitere Daten zur Tiefenentwicklung der glazialen Ablagerungen stammen aus einer Kernbohrung im Nonstal im SE der Ortschaft Spormaggiore (545 m ü.d.M.). Die Bohrung (Abb. 58) wurde im Bereich der Massenbewegung auf der rechten Seite des T. Sporeggio abgeteuft und erreichte den Felsuntergrund in einer Tiefe von -94,5 m.

Die Faziesanalyse der Ablagerungen und die Stratigraphie ermöglichten zusammen mit 5 AMS ¹⁴C-Datierungen eine Interpretation der gesamten quartären Abfolge. Sie wurde in vier informelle Einheiten unterteilt und ist im Folgenden von unten nach oben beschrieben (Abb. 58):

Einheit 1 (94,6÷93,0 m ab GOK): massiger Diamikt, komponentengestützt (karbonatische Klasten). Am Top tritt ein begrabener Bodenhorizont mit Kohleresten und einem Alter von 39.400±800 Jahren BP (UtC-13365, aus -93,6 m Tiefe) auf.

Einheit 2 (93,0÷90,9 m ab GOK): Kiese und sandige Kiese.

Einheit 3 (90,9÷49,5 m ab GOK): Tone und siltige Tone mit Zwischenlagen aus Sanden und siltigen Sanden und untergeordneten Lagen von matrixgestütztem massigem Diamikt. Zwischen 82,5 und 72,5 m tritt eine Abfolge von Sanden, kiesigen Sanden und Schottern mit karbonatischen Klasten auf. In den tonigen Lagen beobachtet man häufige planparallele und konvolute Lamination, in einigen Fällen auch Rhythmite. Anderenorts bilden die Tone massige Horizonte mit Wechsellagerungen von cm bis dm mächtigen gradierten Lagen, sandig an der

Basis und nach oben tonig oder tonig-siltig. Zwei Altersbestimmungen mit der ^{14}C -Methode wurden an einem Holzstück aus -89,95 m Tiefe (UtC-13343, Alter 24.100 ± 150 Jahre BP) und an einem Kohlerest aus -73,00 m Tiefe (UtC-13345, Alter 23.000 ± 140 Jahre BP) durchgeführt, die eine hohe Sedimentationsrate von rund 15 m/ka ergaben. Ohne weitere Daten aus diesem Bereich ist dieser Wert nur ein Schätzwert, da sowohl die Kohlen, als auch das Holzstück älter als die Ablagerung selbst sein können.

Einheit 4 ($49,5 \pm 0,0$ m ab GOK): matrixgestützter massiger Diamikt (Matrix 85-90%, siltig-tonig). Die Klasten sind kantengerundet bis angerundet und bestehen vorwiegend aus Gesteinen der Graukalk-Gruppe (>80%) und untergeordnet der Scaglia Rossa, seltener findet man porphyrische und metamorphe Gerölle, meistens in eigenen Niveaus. Der Diamikt wechselt mit siltigen Tonen ähnlich der Matrix des Diamikts, die sich nur aufgrund des geringen Klastenanteils von rund 5% unterscheiden. Dünne Lagen von Sanden, Schottern und komponentengestütztem Diamikt sind ebenfalls zwischengeschaltet. Zwei AMS ^{14}C -Datierungen wurden auf organischer Substanz aus -59.2 m Tiefe (UtC-13363, Alter 27069 ± 213 Jahren BP) und aus -62.7 m Tiefe (UtC-13364, Alter 24983 ± 164 Jahren BP) durchgeführt und zeigten eine stratigraphische Inversion des Alters. Da eine Datierung an diffus auftretendem organischem Material Probleme bergen kann, ist es sehr wahrscheinlich, dass die Proben kontaminiert wurden; daher wurden diese Daten für die zeitliche Rekonstruktion nicht weiter berücksichtigt.

In Hinblick auf die Fazies und die Paläogeographie kann man die Einheit 1 als Ausschmelzmoräne oder möglicherweise auch als Murablagerung interpretieren. Einheit 2 hingegen zeigt Sedimente eines alluvialen/fluvioglazialen Ablagerungsraumes. Diese Sedimentabfolge ist von der unterlagernden durch einen begrabenen Bodenhorizont getrennt.

Die folgenden Einheiten 3 und 4 entsprechen einem lakustrinen Ablagerungsraum am Gletscherrand, der an den Vorstoß der Gletscherzunge gebunden war (anaglaziale Phase LGM). Der Gletscher erreichte in dieser Phase eine Höhe von 500-600 m, wodurch noch keine Transfluenz ins Etschtal über den Andalo-Sattel erfolgte, sondern er den Weg über La Rocchetta nahm. Der Gletscher stand im unteren Abschnitt des T. Sporeggio und fungierte als Barriere für die Entwicklung eines lakustrinen Beckens, das sich über ca. 2 km oberhalb der Ortschaft Spormaggiore erstreckte. In dieses Becken flossen die Wildbacheinträge des T. Sporeggio aus vorwiegend kalkigen Lithologien. Daneben führten episodische Gletschervorstöße zum Auftreten des Diamikts in der lakustrinen Abfolge. Anhand von ^{14}C -Analysen kann man die „LGM-Phase von Spormaggiore“ auf 24,1 und 23 ka BP (nicht kalibriertes Alter) datieren.

Die Untergrenze des Garda-Synthems ist im Allgemeinen erosiv zum Feluntergrund oder zu den älteren quartären Ablagerungen. Die lokale Erhaltung eines Bodenhorizontes am Top des Kaltern-Synthems (Abb. 59) deutet darauf hin, dass der Etschgletscher das vorherige Landschaftsbild nur oberflächlich umgestaltete und dieses im großen Maßstab erhalten geblieben ist.

Die Obergrenze zum Alpinen Postglazialen Synthem ist diskordant oder nicht

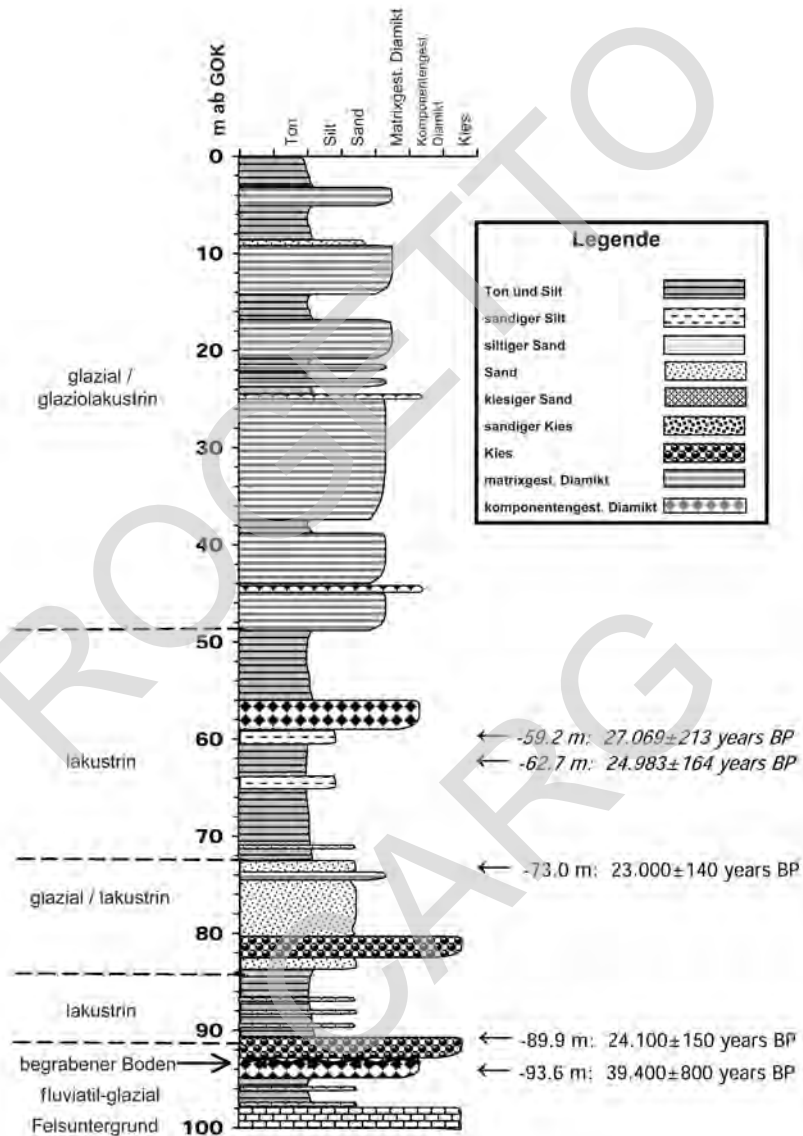


Abb. 58 – Schematische Schichtfolge in der Bohrung „Spormaggiore 4“ im SE von Spormaggiore (Nonstal/Val di Non). Die Bohrung durchörtert eine Abfolge von unterschiedlichen Ablagerungen, die dem LGM und älteren Ereignissen zugeordnet werden (siehe Text). Rechts sind die C-14-Datierungen wiedergegeben; die zwei kursiv ausgehaltenen Datensätze (-59.2 und -62.7 m) entsprechen Analysen an diffus auftretendem organischem Material und wurden nicht weiter berücksichtigt.



Abb. 59 – Oben: diskordante Grenze zwischen der Grundmoräne des Garda-Synthems (oben) und den Ablagerungen gemischter Herkunft des Kaltern-Synthems (unten); am Top der letzteren ist örtlich ein anodierter Bodenhorizont erhalten. Unten: Detail der vorherigen Abbildung (Taleinschnitt nördlich vom Vogelmaierhof (C. Porcari, Kalterer See/Lago di Caldaro).

bekannt (Etschtalsole). Am Top tritt, sofern nicht erodiert, ein Boden auf. In den niedrigen Talbereichen ist dieser generell unter einem Meter mächtig, jedoch mit gut differenzierten Bodenhorizonten. Der Horizont B zeigt eine Munsell Farbe 7.5YR für nicht lithochromatisch beeinflusste Böden. Die Ablagerungen sind nur selten zementiert und die Zementation ist dann nur unregelmäßig vorhanden. Die Morphologie der Ablagerungen des Garda-Synthems ist grundsätzlich gut erhalten.

Vielerorts liegen die Ablagerungen der Subsynthems des Garda-Synthems auf dessen undifferenzierten Sedimenten. Sofern erkennbar, erfolgte die Abgrenzung entlang einer Erosionsoberfläche ohne besondere Eigenschaften.

Das Garda-Synthem entspricht dem *Last Glacial Maximum* und wurde deshalb zeitlich dem Oberpleistozän *p.p.* zugeordnet.

3.2. – CLOZ-SUBSYNTHEM (SGD₃)

Das Cloz-Subsynthem wurde im Blatt „Eppan“ eingeführt (AVANZINI *et alii*, 2007). Es umfasst Sedimente, die nach dem Letzten Glazialen Hochstand abgelagert wurden bzw. nach dem Verschwinden der Transfluenzen des Etschgletschers über den Gampenpass (*Passo delle Palade*) und den Mendelpass (*Passo della Mendola*).

Da sich im oberen Nonstal keine lokalen Gletscher entwickelten, waren die Eismassen nach Ende dieser Transfluenzen vom Nachschub aus dem Val di Sole sowie dem Val di Bresimo und dem Tal des Rio Pescara unterhalb des M. Ozol (außerhalb des Blattbereiches) abhängig. Das lokale Basisniveau war an den Gletscher geknüpft und steuerte die Bildung von großen Murablagerungen in den linken Tälern des Nonstals (Valle Avena, Val di Verdes, Val Rodeza). Mit Abnahme des Gletscherniveaus wurden die Ablagerungen zunehmend wieder erodiert und speisten die Kame-Terrassen im mittleren Talbereich (Romeno, Malgolo, Romallo). Auf der rechten Seite des Nonstals hingegen dauerte der Gletscherfluss aus der Brenta-Gruppe an und es wurden weiterhin glaziale Sedimente abgelagert. Die verschiedenen Vorstöße dieser lokalen Gletscher führten zur Ablagerung verschiedener Seitenmoränen oberhalb von Mèchel (zwischen 950 und 1100 m), auf der Terrasse westlich des Dosso Corona (zwischen 1150 und 1200 m) und unterhalb von Malga Spora Piccola (zwischen 1050 und 1180 m). Nach dem Ausdünnen und Abschmelzen dieser Gletschereinträge aus den Seitentälern der Brenta-Gruppe und dem progressiven Rückzug des Nonstalgletschers erfolgte die Ablagerung von gemischten Sedimenten (Mur- und Lawinenablagerungen) und Eisrandsedimenten entlang des Übergangs zwischen Hang und Talsole.

Alluviale Ablagerungen und Eisrandsedimente

Die wichtigsten Aufschlüsse treten zwischen Amblar und Romeno und östlich von Romallo auf. Das repräsentativste Aufschlussprofil findet sich in der Schottergrube südlich der Kame-Terrasse entlang des Rio S. Romedio bei Nozari (920 m).

Die Ablagerungen bestehen aus mächtigen Schotterbänken in Wechsellage-

rung mit mitteldicken Schichtbänken von Sanden und Silten. Die örtlich gut sortierten Schotter zeigen ein komponentengestütztes Gefüge und sandige Matrix. Die Klasten sind durchschnittlich 1 bis 4 cm und maximal 15 cm groß und bestehen aus kantengerundeten Dolomiten (70%), Porphyr (10%), Metamorphiten (10%) und untergeordnet Granitoiden und Lithotypen der Formationen Scaglia Rossa und Werfen. Die Porphyr- und besonders die Granitoidklasten zeigen eine starke Verwitterung. Die gerundeten dolomitischen Klasten hingegen weisen einen dünnen entkarbonisierten Belag auf. Die Sedimente besitzen eine ausgeprägte Zementation mit vadosem Meniskuszement. Der untere Abschnitt der Ablagerung besteht aus einem komponentengestützten massigen Diamikt mit einer Matrix aus Grobsand und Feinkies. Die Klasten sind maximal 40 cm groß und zeigen eine analoge Zusammensetzung wie der obere Abschnitt. Die Abfolge ist ebenschichtig ausgebildet mit nach oben feiner werdenden Anteilen. Der unterste grobkörnige Teil ist undeutlich geschichtet und entspricht einer Murablagerung, während der Rest der Abfolge eine alluviale Ebene auf dem Gletscher darstellt. Die maximale Mächtigkeit der Sedimentabfolge erreicht rund 10 m.

Weitere Eisrandsedimente treten im unteren Nonstal, vorwiegend im Bereich zwischen 600 und 450 m, auf. Zwei Generationen von Kame-Terrassen wurden östlich von Taio und nördlich von Segno gebildet. Bei Nosino durchörterten unter-



Abb. 60 – Eisrandsedimente des Cloz-Subsynthems (SGD₃) aus Murablagerungen im Wechsel mit alluvialen und lakustrinen Sedimenten. Vigo d'Anania, rechte Seite des Rio Rinassico, auf 613 m ü.d.M.

halb des Castello di Thun einige Bohrungen eine Abfolge von Eisrandsedimenten aus sandigen Silten und Tonen mit einer Mächtigkeit zwischen 5,5 und 12,5 m. Im Osten von Vigo d'Anaunia (Abb. 60) treten auf einer Höhe von 580 m laminierte Sande und Silte von 1 bis 3 m Mächtigkeit auf, die durch Auflaststrukturen gekennzeichnet sind. Diese Ablagerungen zeigen eine geneigte Untergrenze zur Grundmoräne des Garda-Synthems und werden von Murablagerungen überdeckt.

Auf der rechten Seite des Nonstals sind die Ablagerungen östlich von Terres bei der Örtlichkeit Malovarza zu erwähnen. Hier erkennt man Abschiebungsstrukturen der kollabierenden Sedimente nach dem Abschmelzen der stützenden Gletschermassen. Weitere bedeutsame Ablagerungen kommen entlang der Straße nach Dosso Corona (Sopra Pietra, 950 m) vor.

Gemischte Ablagerungen (Wildbach-, Mur- und Lawinenablagerungen) und Murablagerungen

Sie treten im oberen Teil des Valle Avena und des Val di Verdes (oberes Nonstal) auf. Man kann sie gut in den Aufschlüssen bei Tuennetto, bei Toss, östlich von Vigo d'Anaunia in der Örtlichkeit Campodenno und knapp südlich davon bei Palù Longa beobachten.

Die Ablagerungen bestehen aus einem komponentengestützten massigen Diamikt mit fast ausschließlich dolomitischen Klasten. Die Matrix ist kiesig-sandig. Im Val d'Avena und im Val di Verdes bilden die Ablagerungen stark erodierte und terrassierte Fächer. Bei Molini di Verdes kann man ab einer Höhe von 1050 m insgesamt 3 Generationen von übereinander gelagerten Murschuttfächern ausmachen. Die Materialzufuhr erfolgte hier vorwiegend vom SW-Hang des Roen. Die Gesamtmächtigkeit der als gemischte Ablagerungen klassifizierten Sedimente dürfte in diesem Gebiet über 30-40 m erreichen.

Murablagerungen treten in zwei Erosionsbereichen auf der rechten Seite des Rio Rinassico zutage, wo sie mit erosiver Grenze in die glazialen Ablagerungen des Garda-Synthems eingeschlossen sind. Beim ersten Aufschluss handelt es sich um Schotter in 30-50 cm mächtigen Bänken mit unterschiedlich großen und verschieden sortierten Klasten; die Komponenten sind meist dolomitisch (70%), kalkig-mergelig (25%) und untergeordnet vulkanisch oder metamorph (5%). Im zweiten Aufschluss ist der Murkörper durch grobkörnige Abfolgen (kantengerundete dolomitische Kiese und Steine) gekennzeichnet. Dazwischen erkennt man ruhigere Sedimentationsphasen (matrixgestützte massige Sedimente mit siltig-sandiger Matrix, kantengerundeten dolomitischen Klasten und mitunter glazial gekritzten Geschieben) sowie Episoden mit Strömungstransport (fein- und mittelkörnige Sande im Wechsel mit laminierten siltigen Sanden).

Bei Tuennetto und Toss bestehen die Ablagerungen aus massigen Schottern mit locker gelagerten Schichten; die karbonatischen Klasten sind gerundet und meist gering verwittert. Morphologisch erkennt man stark umgeformte und tief eingeschnittene Fächerbereiche.

Die Gesamtmächtigkeit der Sedimente des Cloz-Subsynthems beträgt über 30-40 m.

Die Untergrenze ist erosiv zum Felsuntergrund oder diskordant zum Garda-Synthem undifferenziert; die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist diskordant zum Mollaro-Subsynthem und zum Alpenen Postglazialen Synthem.

Das Subsynthem wurde dem letzten Abschnitt im Oberpleistozän *p.p.* („Spätglazial“ *Auct.*) zugeordnet.

3.3. – MALÈ-SUBSYNTHEM (SGD₁)

Das Malè-Subsynthem wurde im angrenzenden Blatt „Malè“ (DAL PIAZ *et alii*, 2007) beschrieben. Es umfasst alle Ablagerungen während der letzten Vorstoßphasen der Gletscher des Val di Rabbi und des unteren Val di Sole sowie der Täler des Rio Pescara und des Rio Brésimo. Im Val di Sole entspricht das Malè-Subsynthem zwei in die Luft austreichenden Schuttfächern über der heutigen Talsohle des T. Noce (vgl. Blatt Nr. 42 „Malè“, DAL PIAZ *et alii*, 2007, S. 85-86). Im Blatt „Mezzolombardo“ wurde dieses Subsynthem definiert mit dem Beginn der starken Ausdünnung der Gletscher des Val di Sole im Bereich von Castelaz und der großen Rückzugphase im oberen Nonstal. Der Rückzugsphase folgt ein neuerlicher Vorstoß des Val di Sole-Gletschers, welcher den Ausgang des Valle Rio Pescara versperrte. Der so entstandene Eisrandsee im Unterlauf des Tals ist durch laminierte Silte auf einer Höhe von 690 m dokumentiert. In dieser Phase begann die Bildung der Schuttfächer der ersten Generation im Val di Sole. Gleichzeitig ereignete sich ein neuerlicher Vorstoß des Val di Brésimo-Gletschers, was sich in einer Lage von stark deformierten Eisrandsedimenten an der Basis der Terrasse von Livo äußert. In der Folge blieb die Gletscherfront des Val di Sole bei Mostizzolo stehen und verursachte die Bildung eines Eisrandsees im unteren Abschnitt des Val di Brésimo. Zeugen davon sind eine kontinuierliche Lage aus Silten an der Basis der Terrasse von Cis auf einer Höhe von ca. 600 m. Daruf erfolgte wiederum ein kurzer Gletschervorstoß, welcher die Terrassenbildung von Cis (660–680 m) bewirkte, die mit der zweiten Schuttfächer-Generation des Val di Sole und den Schuttfächern der Mollaro-Phase im unteren Nonstal korreliert werden kann.

Das Malè-Subsynthem umfasst glaziale, fluvioglaziale und glaziolakustrine Ablagerungen sowie Eisrandsedimente, die oberhalb des Rückens M. Ozol-Cagnò-Castelaz-M. di Cles abgelagert wurden. Dieser Rücken trennt das obere Nonstal von Val di Sole, Val di Brésimo und Valle Rio Pescara.

Glaziale Ablagerungen

Grundmoräne und Moräne undifferenziert sind westlich von Revò am Osthang des M. Ozol verbreitet vorhanden. Die bedeutendsten Aufschlüsse finden sich bei Revò im Aushub für die neue Sporthalle (Abb. 61), wo die Grundmoränen des oberen Nonstals und des Val di Sole (Garda-Synthem undiff.) miteinander verzahnen. Beide werden mit erosivem Kontakt durch eine weitere, lithologisch unterschiedlich zusammengesetzte Grundmoräne, überlagert. Es handelt sich

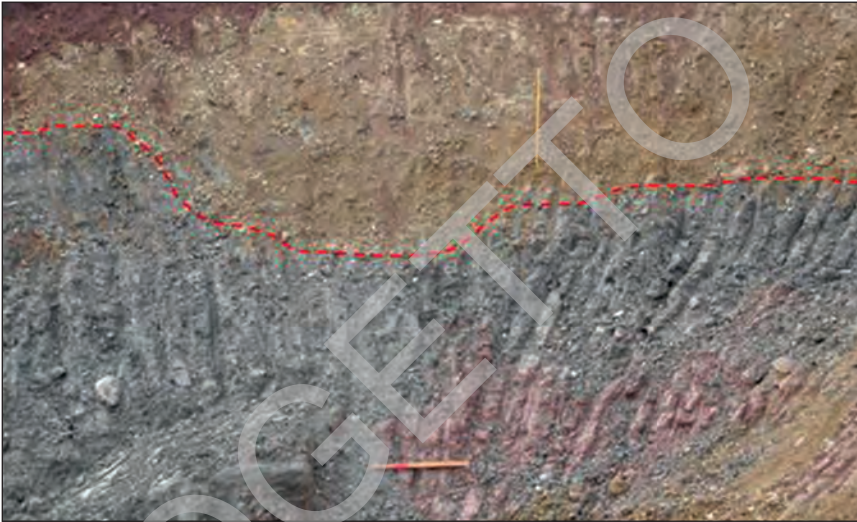


Abb. 61 – Aushub für den Bau der Schulsporthalle von Revò. Unten rechts erkennt man die Grundmoräne des oberen Nonstals (SGD) mit rötlicher Matrix, die mit der grauen Grundmoräne des Val di Sole (oben links) verzahnt. Darüber liegt mit deutlich erosiver Grenze (rot strichliert) die Grundmoräne des Malè-Subsynthems (SGD₁).

dabei um einen matrixgestützten massigen Diamikt mit siltig-sandiger Matrix von braun-gelblicher Farbe und mit ausgeprägten grauen Schlieren. Die Klaster bestehen vorwiegend aus karbonatischen Gesteinen, untergeordnet aus Porphyry, Tonaliten und Metamorphiten. Diese Grundmoräne belegt einen neuerlichen Vorstoß des Val di Sole-Gletschers und zeigt eine Mächtigkeit von 5-10 m.

Grundmoränen dieser Einheit treten am Ausgang des Valle Rio Pescara bei Salvanel auf und sind über 30 m mächtig. Es handelt sich um einen matrixgestützten massigen Diamikt mit rötlicher, siltig-sandiger Matrix. Die Klaster sind vorwiegend schwach kantengerundet und mitunter gekritzelt, es überwiegen karbonatische Komponenten (60%), untergeordnet kommen auch exotische Gesteine (25% Porphyry und 15% Metamorphite) vor, die wahrscheinlich aus dem Valle del Rio Pescara stammen. Weitere Aufschlüsse sind entlang der Straße Revò-Proveis zu beobachten.

Glaziolakustrine Ablagerungen

Sie treten am Ausgang des Valle del Rio Pescara und des Val di Brésimo in zwei unterschiedlich hoch gelegenen Bereichen auf.

Im Valle del Rio Pescara treten sie auf der linken Seite (Abb. 62) zwischen 685 und 695 m am nördlichen Blattrand auf. Es handelt sich um überkonsolidierte, siltige, schwach kiesige Sande von grau-gelblicher Farbe mit dünnen Einschaltungen von laminierten Silten. Die meist cm-großen Klaster bestehen vorwiegend aus Tonaliten und Karbonaten. Die maximale Mächtigkeit der Einheit er-



Abb. 62 – Glaziolakustrine Ablagerungen (Malè-Subsynthem) auf einer Höhe von 690 m bei der Ortschaft Salvanel (orographisch links des Rio Pescara): Detail der siltig-sandigen Fazies.

reicht 10 m. Sie endet plötzlich in Richtung Osten, kurz vor der Ortschaft Cagnò. Diese Einheit überlagert die Grundmoräne des Garda-Synthems; die Obergrenze ist erosiv zu den glazialen Ablagerungen des Malè-Subsynthems.

Am Ausgang des Val di Brésimo treten die glaziolakustrinen Ablagerungen auf der Straße von Mostizzolo nach Livo auf ca. 600 m Seehöhe auf. Es handelt sich um glimmerreiche Feinsande im Wechsel mit laminierten Tonen. Die Sedimente sind stark überkonsolidiert und weisen eine Mächtigkeit von ca. 10 m auf. Sie dünnen in Richtung Süden aus und verschwinden bei der Brücke von Mostizzolo. Sie überlagern diskordant die fluvioglazialen Ablagerungen des Rio Barnes-Subsynthems; die Obergrenze ist erosiv zur zweiten Sequenz der fluvioglazialen Ablagerungen des Malè-Subsynthems (s. weiter unten).

Wie bereits angesprochen, zeugen die zwei glaziolakustrinen Niveaus von der Verriegelung des Valle del Rio Pescara und später des Val di Brésimo durch den Val di Sole-Gletscher.

Fluvioglaziale Ablagerungen von Cis-Livo

Sie treten an den Terrassen von Cis und Livo (zwischen 600 und 750 m) und auf der Ebene von Cagnò (zwischen 620 und 680 m) auf. Die Terrassen von Cis und Livo bestehen aus zwei übereinander liegenden Sedimentabfolgen, die in zwei verschiedenen Phasen des Gletscherrückzuges nach dem LGM abgelagert wurden. Die ältere Abfolge stimmt mit der ersten Serie von Terrassen im Val di Sole bzw. der „Cles“-Phase im Nonstal (Mollaro-Subsynthem) überein. Sie tritt bei Cis oberhalb von 690 m und bei Livo (Scanna) oberhalb von 665 m auf. Die zweite Abfolge überlagert mit Onlap-Geometrie die erste und dünnt lateral aus. Sie bildet die Hauptterrasse von Cis. Hier ist die ursprüngliche Ablagerungsoberfläche zwischen 685 und 660 m noch gut erhalten. In der Terrasse von Livo (Scanna) kommt sie zwischen 665 und 640 m vor. Diese Formen stimmen mit der zweiten Generation der Schuttfächer im Val di Sole und, weiter talwärts, mit den alluvialen Ebenen der Eisrandsedimente von Pozzolin, Banco und Sanzeno (Mollaro-Subsynthem, „Mollaro“-Phase) überein.

Erste Sedimentabfolge

Die Basis der Abfolge besteht aus einer glaziolakustrinen Lage, die auf beiden Seiten des Valle del Rio Pescara auf 690 m auftritt. In einigen Bereichen fehlen diese ersten lakustrinen Sedimente. Die folgenden Schotter überlagern dann direkt jene des Rio Barnes-Synthems, was eine Unterscheidung sehr erschwert (Terrasse von Cis), oder aber unregelmäßig ausgebildete Eisrandsedimente (Terrasse von Livo unterhalb Varollo). Eine Baugrube bei Cis (710 m) erlaubte eine Abschätzung der Mächtigkeit dieser Abfolge auf über 30 m. Es handelt sich um massige bis grob geschichtete Schotter in Wechsellagerung mit mittel- bis grobkörnigen, kreuzgeschichteten Sanden (Abb. 63). Die Klaster sind im Durchschnitt 1-4 cm und maximal 20 cm groß und zeigen hauptsächlich (60-70% der Komponenten) einen geringen Rundungsgrad. Es überwiegen Karbonate. Daneben kommen noch kantengerundete bis angerundete kristalline Komponenten (Metamorphite und Tonalite) vor. Unter den exotischen Klaster treten auch Elemente des Zulkalkes und der Werfen-Formation auf. Nur ein geringer Anteil (20%) der Klaster ist verwittert. Auf der Terrasse von Livo zeigt diese Einheit auf einer Höhe von 720 m einen Übergang zu feinkörnigen, teilweise siltigen Sanden von gelblich-brauer Farbe; die Mächtigkeit liegt bei unter 10 m.

Zweite Sedimentabfolge

Sie tritt deutlich im unteren Abschnitt der Terrasse von Cis bei der Brücke von Mostizzolo auf. An der Basis der Abfolge (600 m Seehöhe) kommt eine Lage der oben beschriebenen glaziolakustrinen Sedimente vor. Darüber folgt eine Abfolge aus horizontal geschichteten, grobkörnigen Schottern von 40-50 m Mächtigkeit, die nach oben in mittel- bis feinkörnige Sande übergehen. Zusammensetzung und Korngröße sind ähnlich der ersten fluvioglazialen Abfolge. In einem Aushub in der Örtlichkeit Scanna wurden über 4 m glimmerreiche, mittel- bis feinkörnige Sande von grau-gelblicher Farbe, planparallel geschichtet und mit siltigen Ein-



Ab. 63 – Die fluvio-glaziale Abfolge des Malè-Subsynthems im oberen Abschnitt der Terrasse von Cis.

schaltungen, beobachtet. Die maximale Mächtigkeit dieses sandigen Körpers wurde auf 15-20 m geschätzt.

Eisrandsedimente

Eisrandsedimente des proglazialen Bereichs (*ice-contact proglacial zone*) sind an der Basis der ersten Abfolge fluvio-glazialer Ablagerungen von Cis-Livo zwischen 600 und 640 m aufgeschlossen; sie liegen somit über dem Top der Schotter des Rio Barnes-Synthems. Die Sedimente sind stark deformiert. Die bedeutendsten Aufschlüsse finden sich auf der linken Seite des Val di Brésimo entlang der Straße nach Livo zwischen 600 und 630 m sowie am Ausgang des Valle Rio Pescara im SW von Varollo und zwischen Scanna und Zurà (Abb. 64).

Im Aufschluss im Val di Brésimo treten zwei unterschiedliche Faziestypen auf: ein matrixgestützter massiger Diamikt (sandig-siltige Matrix von bis zu 60% Anteil) mit Klasten bis zu 40 cm Durchmesser, vorwiegend Metamorphite (bis zu 90%), Tonalite (max. 30%) und untergeordnet Dolomite (max. 15%). Die zweite Fazies besteht aus gut sortierten Sanden, teilweise kreuzgeschichtet, in Wechselagerung mit Schottern. Zusammensetzung und Verwitterung der Klasten in den Schottern sind ähnlich der vorher beschriebenen Fazies.

Der ganze Aufschluss zeigt eine Schrägschichtung (30° talwärts geneigt) und



Abb. 64 – Malè-Subsynthem (SGD₁) südlich von Scanna: Eisrandsedimente aus einem komponenten-gestützten massigen Diamikt, gefolgt von leicht schräg geschichteten Schottern.

eine starke Deformation mit disharmonischen Falten und glaziotektonischen Störungen als Beleg eines neuerlichen Vorstoßes des Val di Brésimo-Gletschers. Diese Interpretation wird auch durch die Geometrie des Sedimentkörpers bestätigt, der von ca. 50 m Mächtigkeit beim Aufschluss in Richtung oberes Val di Brésimo ausdünn.

Im zweiten Aufschluss im Valle del Rio Pescara zeigt die Abfolge unregelmäßige Linsen aus Diamikt, die den laminierten sandig-siltigen Sedimenten eingeschaltet sind. Daneben finden sich noch Einschaltungen von geschichteten, sandigen Schottern mit vorwiegend tonalitischen und metamorphen, untergeordnet dolomitischen Komponenten. Die Schotter sind zwischen 20° und 60° talwärts geneigt und durch disharmonische Falten stark verformt. Die Sedimente sind unregelmäßig zementiert mit vadosem Meniskuszement.

Die Gesamtmächtigkeit der Ablagerungen des Malè-Subsynthems beträgt fast 100 m. Die Untergrenze ist erosiv zum Felsuntergrund oder diskordant zum Rio Barnes-Synthem; die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist diskordant zum Alpenen Postglazialen Synthem.

Das Subsynthem wurde zeitlich ans Ende des Oberpleistozän („Spätglazial“ Auct.) gestellt.

3.4. – MOLLARO-SUBSYNTHEM (SGD₁₄)

Das Mollaro-Subsynthem wurde definiert mit dem Beginn der starken Ausdünnung der Gletscher des Val di Sole im Bereich von Castelaz und der großen Rückzugsphase im oberen Nonstal.

In der Anfangsphase („Cles“-Phase) erreichte der Gletscher im Bereich des Lago di S. Giustina eine Höhe von 620 m (Kame-Terrassen von Dres, oberer Abschnitt des Fächers von Sanzeno), während er im unteren Nonstal auf einer Höhe von 560–540 m ü.d.M. lag und vom Etschgletscher in der Schlucht von La Rocchetta gestützt wurde (Abb. 65). In dieser Phase wurde der Gletscher aus den Seitentälern der östlichen Brenta-Gruppe, insbesondere aus dem Tal des T. Sporeggio, gespeist. Zu dieser Phase gehören auch die großen Murschuttflächen von Sanzeno, Tuenno, Terres und Flavon am Ausgang des Val di Tovel, jene von Campodenno, Lover und Sporminore sowie kleine Eisrandebenen und -sedimente auf beiden Talseiten (Castel Bragher, Castel Thun, Cunevo, Termon).

Das folgende, schnelle Abschmelzen des Gletschers führte zur teilweisen Erosion der Eisrandsedimente in den höher gelegenen Bereichen und zur Bildung von Kame-Terrassen auf immer niedrigeren Höhen. Unter den verschiedenen Terrassenstufen des Nonstals hat jene der „Mollaro“-Phase die größte Ausdehnung und Kon-

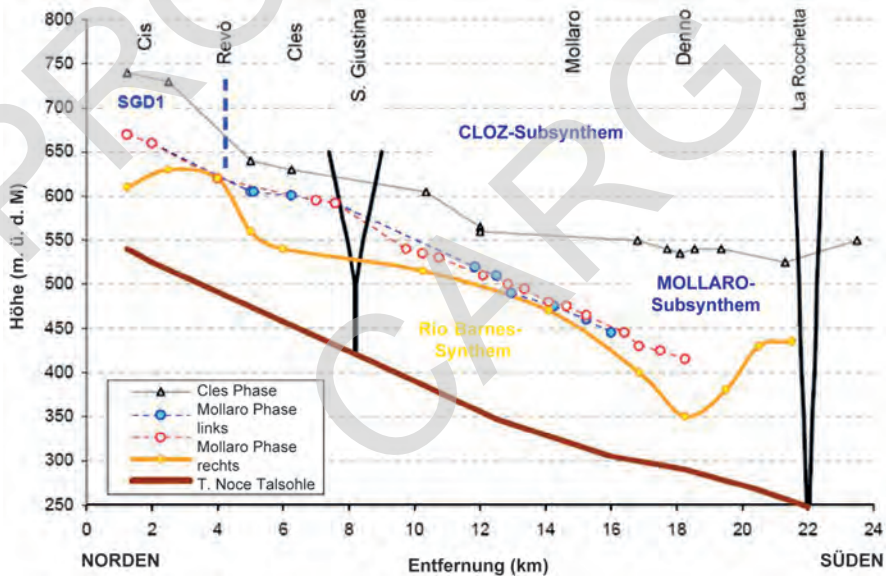


Abb. 65 – Schematisches Längsprofil des Nonstals (Val di Non) von Mostizzolo (Cis) bis La Rocchetta. Die graue Linie entspricht dem Top der Subsynthemen von Malè (SGD₁) und Mollaro (SGD₁₄); blau und rot kennzeichnen die Terrassen der Mollaro-Phase auf beiden Seiten des Tales, orange das Top des Rio Barnes-Synthems (RBR). In schwarz sind die Einschnitte von S. Giustina und La Rocchetta auf das Längsprofil projiziert. Ca. 27-fache vertikale Überhöhung.

tinuität. Diese Phase ist auf beiden Talseiten durch eine kontinuierliche Abfolge von fluvioglazialen/alluvialen und Murblagerungen auf den Eisrandebenen von Pozzolin (605 m), Banco (595 m) und Sanzeno (580 m) am Ostufer des Lago di S. Giustina gekennzeichnet. Diese Ebenen lassen sich mit gleichmäßiger Neigung von ca. 1,6% nach Tassullo (540 m), Campotassullo (530 m), Nanno (505 m), Taio (500 m), Portolo (485 m), Maso Cimana (480 m), Mollaro (zwischen 475 und 460 m), Denno (450 m) bis in das Gebiet von Quetta (415 m) verfolgen. Die größte Terrasse ist jene von Mollaro. Sie zeigt eine fast ebene, in Richtung N-S verlaufende Oberfläche von nahezu 2 km Länge und 600 bis 200 m Breite.

Das Mollaro-Subsynthem umfasst Eisrandsedimente, fluvioglaziale Ablagerungen und Murablagerungen (im Blatt „Trento“ 1:100.000, 2. Ausgabe allgemein als „*alluvioni interglaciali e brecce di falda cementate interglaciali*“, sprich interglaziale Alluvionen und interglaziale zementierte Hangbreccien bezeichnet), untergeordnet auch lakustrine Ablagerungen und Ablagerungen von Massenbewegungen.

Fluvioglaziale und alluviale Ablagerungen

Es handelt sich großteils um horizontal grob geschichtete oder planar kreuzgeschichtete Schotter mit Einschaltungen von kreuzgeschichteten Sanden in Form von Lagen und Linsen. In einigen Bereichen, wie nördlich von Portolo und auf der kleinen Terrasse von Corché, nördlich von Denno, überwiegen die Sande deutlich gegenüber den Schottern. Die Sedimente sind matrixgestützt mit mittel- bis grobkörnigem Sand, seltener ist das Gefüge komponentengestützt. Die durchschnittlich 10-15 cm, maximal 30 cm großen Klaster sind meist gerundet bis gut gerundet; sie haben geplättete, längliche und ovale Formen. In einigen Fällen treten an der Basis der Abfolge auch geschliffene, kantengerundete Gerölle auf, die von einer Umlagerung der unterlagernden Sedimente stammen. Die Zusammensetzung spiegelt jene der lokalen glazialen Ablagerungen wider. Es überwiegen karbonatische Klaster (40-50%), gefolgt von Metamorphiten (15-30%, Phyllite und Gneise), Porphyry (15-30%) und Tonaliten. An den Hängen des T. Tresenica treten fast ausschließlich karbonatische Klaster auf, der exotische Anteil liegt fast durchwegs unter 5%.

Die Klaster sind recht stark verwittert, oft zeigen die karbonatischen Gerölle eine 3-5 mm mächtige Verwitterungskruste, die Porphyryklaster hingegen einen 1-2 mm dünnen Verwitterungsbelag. Die Metamorphite sind sehr mürbe und verglügen mitunter zu Sand. Die starke Verwitterung am Top dieser Schotter ist untypisch für Sedimente des Garda-Synthems und ist eher mit Ablagerungen des unterlagernden Rio Barnes-Synthems vergleichbar.

Die Terrassen von Sanzenone-Castel Valer und die beiden direkt im Norden und Süden von Nanno bestehen aus Lagen von Silten und sandigen Silten im Wechsel mit dünnlagigen, matrix- bis komponentengestützten Schottern.

Die alluvialen Ablagerungen an der östlichen Terrassenkante von Mollaro (Valle Rio Panarotta) lagern bei ca. 25 m unterhalb der Terrassenkante auf Eisrandsedimenten (s. weiter unten).

Unterhalb der Terrasse von Mollaro kann man im Osten von Denno („Piano di Campagna“) zwischen 335 und 325 m, also wenige Zehnermeter oberhalb des heutigen Flussbettes des T. Noce, eine weitere Terrassenstufe erkennen. Die Ablagerungen sind hier im oberen Abschnitt vorwiegend sandig, weiter östlich hingegen überwiegend kiesig zusammengesetzt. Die Mächtigkeit wurde in einigen Bohrungen auf über 12 m erkundet. Während der Ablagerung dieser Sande und Kiese war das Nonstal bereits frei von Eis und der Etschgletscher fungierte als Barriere für einen Eisrandsee zwischen Moncovo und der Schlucht La Rocchetta.

Eine letzte Terrassenstufe auf 290 m tritt auf der linken Seite des Nonstals zwischen Moncovo und Castelletto auf. Sie geht wahrscheinlich mit der letzten Phase des Eisrandsees im unteren Nonstal einher (s. weiter unten).

Auf der rechten Seite des Nonstals treten von Termon bis nördlich von Tuenno fluviatile, lakustrine und Moorablagerungen auf, die zum Teil die Senken zwischen den Drumlinfeldern und dem Hang im Westen aufgefüllt haben. Es handelt sich um Wechsellagerungen von Feinsanden und organischen Silten mit torfigen Einschaltungen. In diese Senke flossen die Schmelzwässer, als der Gletscherstand auf ca. 600-550 m lag („Cles“-Phase). Auf diese Schmelzwässer ist wahrscheinlich die Eintiefung der Schlucht im Süden von Tuenno zurückzuführen.

Mit der Abnahme des Gletscherstandes und der einhergehenden Erosion der Ablagerungen auf den Hängen nahm die Energie der Schmelzwässer fortlaufend ab. Ab diesem Zeitpunkt dürfte die Ablagerung der feinkörnigen Sedimente beginnen, die östlich von Flavon, im Talschluss des Grabens des Rio Cisogn, aufgeschlossen sind. Durch den weiteren Rückzug des Gletschers wurde die Ebene schließlich von den Eisrandbächen verlassen und es bildeten sich abschnittsweise Moore. Heute zeigt diese Ebene eine Oberfläche mit einer leichten Gegenneigung, wodurch der T. Cisogn nach Norden abfließt und in den T. Tresenica mündet.

Auf der Terrasse von Tuenno versperrte der fortlaufende Aufbau der Murschuttfächer, auf denen das Dorf liegt, den freien Wasserabfluss in Richtung Süden und verursachte eine Umlenkung in Richtung Pavillo. In einer darauffolgenden Phase erreichten die Murgänge die Basis der glazialen Hügel und versperrten somit gänzlich den Wasserabfluss, wodurch sich in diesem Bereich Moore ausbildeten. Für den Bau von Sportanlagen wurde das Moor in jüngerer Zeit nahezu komplett bonifiziert, nur ein Biotop blieb erhalten (Biotop „Paludi di Tuenno“).

Gemischte Ablagerungen

Sie bestehen aus Schottern in sandiger Matrix, mit fast ausschließlich karbonatischer Zusammensetzung.

Sie treten im ganzen unteren Nonstal auf, hauptsächlich in zwei getrennten Niveaus. Das erste und wichtigste Niveau entspricht dem Beginn der „Cles“-Phase und befindet sich auf rund 550 m im unteren Nonstal. Auf der rechten Talseite gehören folgende Schuttfächer zu dieser Phase: Rallo, Tassullo, Sanzenone, Terres, Flavon, Cunevo, Termon, Campodenno, Lover, Segonzona, Sporminore und Sporminore sowie jene beidseitig des Tals von T. Sporeggio auf Höhe von Castel Belfort. Auf der linken Seite des Nonstals können die Schuttfächer dieses Niveaus

am Austritt des Rio di S. Romedio in den Lago di S. Giustina beobachtet werden. Daneben finden sich einige Fächerreste zwischen Taio und Dermulo und weitere, schlecht erhaltene zwischen Dardine und Toss.

Das zweite Niveau entspricht der „Mollaro“-Phase und kann zwischen Tuenetto und Segno, im Gebiet von Denno auf der nördlichen Seite der Terrasse von Piano di Campagna und am Ausgang der Bäche Pongaiola und Lovernatico beobachtet werden. Einige dieser Fächer verzahnen mit fluvioglazialen Ablagerungen.

Kleinere Murablagerungen treten auf den Hängen des Drumlins Doss Luch im NE des Staudammes von S. Giustina sowie knapp nördlich von Taio auf.

Eisrandsedimente

Als Eisrandsedimente wurden jene Ablagerungen interpretiert, die in kleinen Terrassen in den von Drumlins gebildeten Senken auf der rechten Seite des Nonstals aufgeschlossen sind. Zu erwähnen sind die Terrassen im Osten von Tuenno, östlich von Flavon bei Maso San Bartolomeo und allgemein auf der ganzen Ebene östlich der Ortschaften Flavon, Cunevo sowie Termon im Bereich von Maso Luzzana. Auf der rechten Talseite finden sich häufig kleine stark erodierte Fächerreste, vor allem orographisch links des Rio Panarotta westlich von Dardine. Eine etwas größere und auch seitlich ausgedehnte Terrasse liegt rund 1 km südlich von Toss auf 475 m. Die Ablagerungen bestehen aus Wechsellagerungen von laminierten Sanden und Silten, die oft deformiert sind. Lokal treten Linsen von Schottern, sandigen Schottern und matrixgestütztem Diamikt auf.

Am östlichen Abhang der Terrasse von Mollaro sind ca. 15 m mächtige Eisrandsedimente vorhanden, die von alluvialen Ablagerungen überlagert werden. Sie bestehen aus schwach sandigen Silten von braun-gelblicher Farbe, mit untergeordneten Einschaltungen von Schottern und sehr feinkörnigen Sandlinsen. Man findet auch dünne Lagen mit reichlich organischer Substanz, gefolgt von Lagen mit einer inversen Gradierung. Im Detail handelt es sich bei letzteren um rote fein laminierte tonige Silte an der Basis und braun-gelbliche sandige Silte im oberen Bereich. Einige Lagen der feinkörnigen Sande zeigen eine trogförmige Kreuzschichtung, die auf eine Fließrichtung von Norden nach Süden hinweist. Der Sedimentkörper wird von talwärts, d.h. nach E einfallenden Scherflächen zerlegt; einige Lagen sind stark deformiert und verfaltet.

Lakustrine Ablagerungen

Sie kommen bei den Ortschaften Moncovo und Ceramica di Ton in einem ca. 1 km langen Abschnitt zwischen ca. 320 und 290 m vor. Die Ablagerungen wurden für die Ziegelproduktion fast komplett abgetragen und sind heute nicht mehr aufgeschlossen. Entlang der Staatstraße Nr. 43 (Km 21,55) kann man noch Lagen von massigen Tonen, Silten und tonigen Silten brauner Farbe erkennen.

Ablagerungen von Massenbewegungen

Zu dieser Einheit gehören Ablagerungen von Massenbewegungen bei Terres und oberhalb von Cunevo. Bei Terres handelt es sich um einen Bergsturz, des-

sen Ablagerung eine Fläche von fast 1 km² bedeckt. Diese reichten am Hang westlich von Terres bis auf 800 m herab und stammten vom stark tektonisierten Bereich (Trento-Cles-Linie) darüber. Der distale Abschnitt der Ablagerung ist an der Geländekante im NW von Terres bei Marne und bei der Dorfkirche aufgeschlossen. Hier besteht der Bergsturz aus unterschiedlich großen Kiesen mit seltenen Blöcken. Die restlichen Bereiche der Ablagerung sind von Murablagerungen aus dem Val di Tovel bedeckt, wie in einem Aushub festgestellt wurde. Weitere Aufschlüsse finden sich nur abseits des Hauptsturzkörpers bei einigen Hügeln, auf denen die Kirche von Terres sowie ein Privathaus errichtet wurden. Diese stratigraphischen Verhältnisse ermöglichten eine Zuordnung zum Mollaro-Subsynthem, auch wenn der obere Abschnitt des Sturzkörpers auch in jüngerer Zeit (Holozän) abgelagert worden sein kann.

Weitere Massenbewegungen großen Ausmaßes treten oberhalb von Cunevo bei der Ortschaft Pianezza auf der Terrasse von Dosso Corona auf. Sie bestehen aus unterschiedlich großen, kantengerundeten Kiesen der Graukalk-Gruppe mit reichlich sandig-siltiger Matrix und sind stark aneroziert: Die ursprüngliche Morphologie wurde von großen, aktiven Murschuttfächern fast komplett überprägt.

Die Gesamtmächtigkeit der Ablagerungen des Mollaro-Subsynthems beträgt fast 100 m. Die Untergrenze ist erosiv zum Felsuntergrund oder diskordant zu den Schottern des Rio Barnes-Synthems; die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist diskordant zum Alpenen Postglazialen Synthem.

Das Subsynthem wurde zeitlich ans Ende des Oberpleistozän („Spätglazial“ *Auct.*) gestellt.

3.5. – LISIGNAGO-SUBSYNTHEM (SGD₁₂)

Das Lisignago-Subsynthem wurde im anliegenden Blatt „Trento“ (AVANZINI *et alii*, 2010a) eingeführt. Es umfasst die Sedimente ab dem Ende der Transfluenz vom Cembratal in die obere Valsugana beim Valle di Fornace. In dieser Phase lag der Etschgletscher im Bereich von Lavis auf ca. 600 m Seehöhe. In dieser anfänglichen Phase bildeten sich die alluvialen Terrassen der Hauptstufe im Cembratal, bei Segonzano (725 m), Faver (675 m), Cembra (655-665 m), Sevigiano (645 m), Lases (637 m), Albiano (635 m) bis nach Lisignago (630 m).

Mit dieser Phase werden auch die glazialen Ablagerungen und Eisrandsedimente unterhalb von 700 m im Gebiet zwischen Kurtatsch und Margreid, östlich von Neumarkt sowie bei Tramin korreliert.

Ablagerungen im Cembratal

Im Cembratal sind die Terrassen des Lisignago-Subsynthems nicht gut erkennbar. Die enge Talmorphologie mit den steilen Hängen erschwert die Erhaltung der entsprechenden Formen. Die seltenen Aufschlüsse sind dabei noch oftmals umgelagert. Aufschlussprofile finden sich in der Umgebung von Valda, wo Schotter und sandige Schotter, generell matrixgestützt, seltener komponenten-

tengestützt, auftreten. Die Klasten sind gerundet bis gut gerundet bei einer durchschnittlichen Korngröße zwischen 5 und 15 cm. Das Kornspektrum umfasst vorwiegend Vulkanite, seltener kristalline und dolomitische Komponenten. Letztere sind im Vergleich zum Nogarè-Supersynthem nicht verwittert. Die Matrix besteht aus mittel- bis grobkörnigen Sanden von grauer bis braun-rötlicher Farbe. Örtlich kommen Sandlinsen vor. Die Ablagerungen werden als terrassierte Alluvionen am Gletscherrand klassifiziert. Reste solcher erodierter Terrassen sind im Bereich von Valda (780 m), unterhalb von Grumes (800 m) und bei Piscine (850 m) aufgeschlossen. Terrassierte alluviale Ablagerungen, die in ihrer Höhe durch spätere Ruhephasen des Etschgletschers gesteuert wurden, finden sich unterhalb von Valda (580 m bzw. 600 m), bei Gresta (620 m bzw. 670 m), bei Molini Nogaredi (Maso Rio und Flimacion; 640 m) und bei Pianazzi (680 m).

Ablagerungen im Etschtal

Im Etschtal werden die Ablagerungen des Lisignago-Subsynthems durch unterschiedliche Sedimenttypen wie Eisrandsedimente, gemischte Ablagerungen, Hangschutt, alluviale Ablagerungen, Ablagerungen von Massenbewegungen und Ausschmelzmoräne dargestellt. Diese Ablagerungen wurden direkt oder indirekt durch den Etschgletscher gesteuert, der das Tal bis auf eine Höhe von ca. 600 m bei Lavis bzw. 700 m bei Tramin auffüllte.

Örtlich sind auch spätere Vorstoß- und Rückzugsphasen durch mehrere Generationen von Ablagerungen dokumentiert, die auf unterschiedliche Lagen des Erosionsniveaus zurückzuführen sind. Die entsprechenden Ablagerungen finden sich auf beiden Talseiten zwischen 700 m und der heutigen Talsohle.

Bedeutende Aufschlussprofile treten bei Entiklar (*Niclara*) und bei Unterrain (*Rain di sopra*) SW von Kurtatsch auf.

Eisrandsedimente bestehen vorwiegend aus einem matrixgestützten, seltener komponentengestützten Diamikt. Im Allgemeinen überwiegen Dolomitgerölle lokaler Herkunft mit einem geringen Rundungsgrad und polyedrischer Kornform. Die Matrix ist siltig, schwach sandig, von hellbrauner Farbe. Die Sedimente sind recht gut konsolidiert, was sich auch durch häufige Auflastrisse in den Klasten äußert.

Zwischen Kurtatsch und Margreid kann man anhand der Zusammensetzung und der Sedimentstrukturen zwei Faziestypen unterscheiden:

- a) Diamikt mit fast ausschließlich lokalen Klasten, mit ausgewaschenen Schotterlagen, komponentengestützt und zum Teil offenem Porenraum, mitunter mit eingeschalteten, schlecht sortierten Dolomitsanden. An Sedimentstrukturen tritt eine mehr oder weniger markante, talwärts geneigte Schrägschichtung auf. Örtlich kann man im oberen Abschnitt der Ablagerung noch die ursprüngliche Ablagerungsoberfläche erahnen, die jedoch stark umgeformt ist. Sie entspricht in etwa der Schichtneigung;
- b) Diamikt, der neben den lokalen Klasten noch gerundete exotische Komponenten (Porphy, Metamorphite, Quarzite, Granitoide, etc.) aufweist. Der Anteil der Exotika kann bis ca. 20% erreichen. Daneben kommen Einschaltungen

von siltigen Sanden und seltener schlecht sortierten Schottern vor. An Sedimentstrukturen beobachtet man übersteilte, chaotisch gelagerte Schichten (Abb. 66), mitunter Falten in Meterbereich oder Störungen mit kleinräumigem Versatz, die innerhalb der sandigen Linsen besonders gut sichtbar sind.

Der erste Faziestyp entspricht einer Materialanlieferung durch Murprozesse vom oberen Hangbereich. Der zweite Typ hingegen kann als Fließmoräne interpretiert werden, wobei das auf der Gletscheroberfläche angelieferte Material zusammen mit Toteismassen umgelagert wird. Im Falle der Materialzufuhr entlang von Taleinschnitten bildet sich ein steiler Eisrandfächer, der nach dem Rückzug des Gletschers als abgeschnittener Hängefächer über der heutigen Talsohle ausstreicht (*truncated fan* nach BOULTON & EYLES, 1979; „*fankame*“ nach SCHOLZ *et alii*, 2005). Im Bereich von Kurtatsch kann man Spuren der ursprünglichen Ablagerungsoberfläche an den Hügeln bei der Ortschaft Unterrain (*Rain di sopra*) erkennen. An anderen Stellen hingegen sind nur längliche Rücken auf beiden Talseiten als Reste der ursprünglichen Fächer (z.B. nördlich von Penon) erhalten geblieben. In einigen Fällen reicht die Materialzufuhr für eine ganze Terrassenebene, eine sogenannte Kame-Terrasse (z.B. bei Cadino Alto und im NE von Masagro). Die Überkonsolidierung der Ablagerung ist auf die Auflast des Gletschers zurückzuführen, der in einer Vorstoßphase die Sedimente örtlich überfuhr.



Abb. 66 – Massiger, matrixgestützter Diamikt mit Sand- und Schotterlinsen (Eisrandsedimente, Lisignago-Subsynthem); in der Mitte des Aufschlusses (2 m Höhe) kann man stark geneigte Schichten erkennen, die an einen Kollaps nach dem Abschmelzen von Toteismassen gebunden sind (Aufschluss im SE von Unterrain/Rain di sopra - Kurtatsch/Cortaccia).

Die Eisrandsedimente nördlich von Montan bestehen vorwiegend aus undeutlich geschichteten, sandigen Schottern mit vorwiegend porphyrischen Komponenten, gefolgt von Sandsteinen, Kalken und Dolomiten.

Am Ausgang des Trudner Tals und auf den Terrassen von Mazon und Pinzon (Abb. 67) tritt ein massig bis undeutlich schräg geschichteter, matrixgestützter Diamikt auf. Die Zusammensetzung entspricht hauptsächlich dem Einzugsgebiet des Trudner Baches (*T. Trodena*): Dolomite (55%), Porphyry (25%), Kalke, Sandsteine und Siltsteine. Die Beimischung exotischer Komponenten (Metamorphite, Quarzite, Granitoide, etc.) ist sehr gering (< 3%). Aus morphologischer Sicht bilden die Ablagerungen flache, breite Rücken, die in Richtung des Trudner Tals steiler werden und in Richtung Etschtal abgeschnitten sind. Südlich von Pinzon treten auf 390 m einige Moränenwälle auf, die ca. parallel zum Etschtal verlaufen. Diese Ablagerungen wurden als Ausschmelzmoräne und Moräne undifferenziert interpretiert und gehen auf die Umlagerung glazialer Sedimente im Trudner Einzugsgebiet (*paraglacial till*) zurück, wobei das Basisniveau vom Etschgletscher bestimmt wurde.

Kleinere Vorstöße des Etschgletschers sind in diesem Talabschnitt durch lokale Moränen und glaziotektonische Strukturen belegt. Die Untergrenze dieser Sedimente wird vom Felsuntergrund oder der Grundmoräne des Garda-Synthems dargestellt.

Eisrandsedimente aus Schottern und sandigen Schottern mit vorwiegend karbonatischen Klasten wurden auf einer Terrasse orographisch rechts des T. Noce am Ausgang der Schlucht von La Rocchetta zwischen 310 m und 340 m sowie bei Cadin Alto (550 m) kartiert. Im Talschluss des Val dei Molini oberhalb von Roverè della Luna wurde zwischen 700 und 550 m eine Abfolge aus dunklen Silten und tonigen Silten mit reichlich organischer Substanz und einigen Metern Mächtigkeit



Abb. 67 – Übersichtsfoto des Südtiroler Unterlandes (Bassa Atesina): im Vordergrund Neumarkt (Egna) am Unterlauf des Trudner Baches (Rio Trodena) mit den Terrassen von Mazon (Mazzone, links) und Pinzon (Pinzano, rechts); dahinter erkennt man von rechts nach links das Etschtal (Val d'Adige), den Mitterberg (Monte di Mezzo), das Überetsch (Oltradige) mit dem Kalterer See (Lago di Caldaro), die Dörfer Tramin (Termeno) und Kurtatsch (Cortaccia, links); im Hintergrund die Mendelkette (Catena della Mendola) mit dem Roen (M. Roen, 2116 m).

keit ebenfalls als Eisrandsediment interpretiert. Die Abfolge ist an der Stirn der Rutschmasse des Val dei Molini aufgeschlossen und wurde später durch mächtige Murablagerungen des Alpenen Postglazialen Synthems überdeckt.

Die *Ausschmelzmoränen* zwischen Margreid und Kurtatsch sind gekennzeichnet durch unterschiedlich große, kantengerundete und vorwiegend dolomitische Klasten, untergeordnet finden sich Porphy, Metamorphite usw.

Gemischte Ablagerungen und Murschuttablagerungen bestehen in der Regel aus einem massig bis undeutlich geschichteten, matrixgestützten Diamikt mit fast ausschließlich lokalen Klasten aus überwiegend Dolomit. In den Sedimenten bei Altenburg treten auch Sandsteine und Siltsteine der Werfen-Formation auf. In diesem Fall nimmt auch die Matrix eine typische braun-rosarote Färbung an. Die Ablagerungen lassen örtlich noch die Form eines Fächers erkennen, der im Achsenbereich stark eingeschnitten und an den Seiten umgeformt wurde. Ein schönes Beispiel hierfür ist im NW von Altenburg erhalten. Das Basisniveau der Fächer wurde durchwegs vom Etschgletscher bestimmt.

Murschuttablagerungen sind bei Mezzolombardo entlang der Straße zum Friedhof von S. Pietro über Schottern des Kaltern-Synthems aufgeschlossen. Es handelt sich um massige oder grob schräg geschichtete Breccien aus unterschiedlich großen Kiesen und Blöcken in einer sandigen Matrix. Die Klasten bestehen fast ausschließlich aus Gesteinen der Maiolica und der Scaglia Rossa.

Hangschuttablagerungen sind gekennzeichnet durch unterschiedlich große Kieskomponenten, örtlich mäßig sortiert, zeigen ein komponentengestütztes oder offenes Gefüge und sind schräg geschichtet. Die Klasten bestehen aus kantigen Dolomiten lokaler Herkunft. Die Zuordnung zum Lisignago-Subsynthem erfolgte anhand morphogenetischer Überlegungen, die eine Korrelation mit gemischten Ablagerungen oder anderen Sedimenten im selben Gebiet ermöglichten.

Oberhalb von Tramin kommt eine stark umgeformte Felsgleitmasse aus unterschiedlich großen Kiesen und Blöcken der Contrin-Formation vor. Diese Masse wird durch einen kleinen Rest Ausschmelzmoräne überlagert und am Rand von Hangschutt angelagert. In letzterem wurde organisches Material auf ein Alter von 12238 ± 80 Jahren BP (Probe LTL2693A) datiert. Diese Datierung stellt einen wichtigen zeitlichen Bezugspunkt dar, gilt aber aufgrund einer möglichen Kontamination durch die heutige Vegetation als Mindestalter.

Terrassierte Reste eines alluvialen Fächers finden sich im Norden von Montan auf beiden Seiten des entsprechenden Bachlaufs. Die aufgeschlossenen Sedimente bestehen aus massig bis grob geschichteten Schottern und Sanden mit gerundeten bis angerundeten Klasten aus überwiegend Porphy und Dolomiten, untergeordnet aus Sandsteinen, Metamorphiten etc. Diese Einheit wurde aufgrund von Überlegungen zum entsprechenden Basisniveau in das Lisignago-Subsynthem eingegliedert.

Die Zementation der Sedimente ist in der Regel schwach und betrifft vorwiegend Ablagerungen mit offenem Porenraum. Es handelt sich um vadosen Zement.

Die Gesamtmächtigkeit der Ablagerungen schwankt zwischen einigen Metern und rund hundert Metern.

Die Sedimente liegen direkt auf dem Felsuntergrund oder auf der Grundmoräne des Garda-Synthem, seltener sogar auf noch älteren Einheiten. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche dargestellt oder ist erosiv bzw. leicht erosiv zum Alpenen Postglazialen Synthem. Bei Kurtatsch sind die Ablagerungen des Alpenen Postglazialen Synthem erosiv eingeschnitten, sodass die älteren, spätglazialen Sedimente des Lisignago-Subsynthem sichtbar sind.

Das Lisignago-Subsynthem wurde ans Ende des Oberpleistozän („Spätglazial“ *Auct.*) gestellt.

3.6. – ST. PAULS-SUBSYNTHEM (SGD₆) (ÜBERETSCH)

Dieses Subsynthem wurde in der Literatur bereits als „*depositi glaciolacustri di Missiano-S. Paolo e di Novale al Varco*“ (CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973) oder „glaziale Schichtstörungen“ (STACUL, 1965) bezeichnet. Das repräsentativste Profil findet sich im SW des Kalterer Weinmuseums (*Museo del Vino di Caldaro*).

Das St.-Pauls-Subsynthem umfasst die Ablagerungen im Zusammenhang mit einer eigenen Gletscherzunge im Überetsch, die vom Hauptgletscher im Etschtal abgetrennt war.

Die Einheit ist im Überetsch aufgeschlossen und umfasst glazigene und nicht glazigene Ablagerungen.

Die *Ausschmelzmoränen* treten nur am rechten Hang auf. Es handelt sich um einen massigen matrixgestützten (ca. 65%) Diamikt. Die Klasten bestehen vorwiegend aus kantengerundeten bis angerundeten Dolomiten, gefolgt von Porphy, Metamorphiten, Quarziten, etc. Die Matrix ist sandig-siltig. Das Vorkommen von einigen kleinen Moränenwällen ist nicht gänzlich gesichert.

Die *glaziolakustrinen Sedimente* treten bei Kreit (*Novale al Varco*) und bei Klughammer auf. Jene bei Klughammer sind bereits in der Literatur bekannt (CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973) und bilden eine mehrere Meter mächtige Einschaltung in den Eisrandsedimenten. Die Sedimente bestehen aus sandig-tonigen Silten mit Einschaltungen von planparallel dünn geschichteten Sanden. Sie sind durch typische Auflast- und Injektionsstrukturen gekennzeichnet.

Die Abfolge bei Kreit wurde bereits in der Literatur ausführlich beschrieben. Die bedeutendsten Aufschlüsse treten an der Straße vom Stadlhof (*Maso Stadio*) zur Ruine Laimburg (*Castel Varco*) auf. Es handelt sich um feine bis sehr feine, teilweise siltige Sande, Silte sowie mittelkörnige Sande. Daneben finden sich noch seltene Diamikte in Lagen und Linsen sowie kiesige Sande in mitteldicken Lagen. Die Farbe ist hellbraun-gelblich. Die feinkörnigen Sedimente zeigen eine planparallele Lamination mit farblichen Abstufungen oder eine Kreuzschichtung mit asymmetrischen Rippeln. Es kommen auch Niveaus mit normaler Gradierung, Auflaststrukturen (Abb. 68), Pseudo-Knollen sowie Lagen aus grobkörnigen Geröllen mit angerundeten Intraklasten vor. Der grobkörnige Anteil besteht aus vereinzelt cm-großen Kieseinschlüssen, teilweise in Lagen konzentriert, aus vorwiegend Porphy und Metamorphiten. Es finden

sich auch 1-2 m³ große Blöcke, die dann allerdings ausschließlich aus Vulkaniten der angrenzenden Formationen bestehen.

Alle Sedimente sind deutlich überkonsolidiert und zeigen eine anormale Schichtlagerung, mit Falten im Zehnermeter Bereich und subhorizontalen bis leicht nach SE geneigten Achsen. In anderen Bereichen (am Kreiter Sattel) wurden auch Abschiebungen mit bis zu 0,5 m Versatz beobachtet.

Die glaziolakustrinen Ablagerungen von Kreit überlagern die Schotter des Kalttern-Synthems und den Diamikt des Garda-Synthems undifferenziert. Am Top gehen sie in Eisrandsedimente über (s. weiter unten). Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge kann auf rund 100 m geschätzt werden.

Anhand der durchgeführten Untersuchungen wurden die glaziolakustrinen Sedimente von Kreit als Ablagerungen eines glaziolakustrinen Eisrandmilieus interpretiert, wobei der Rand dieser Depression den heutigen Aufschlüssen entspricht. Die beobachteten Falten sind auf Glaziotektonik durch die Schubwirkung des Gletschers, der wahrscheinlich auch die Sedimente selbst überfahren hat, zurückzuführen.

Die eigentlichen *Eisrandsedimente* bestehen aus komponentengestützten, mäßig bis grob geschichteten sandigen Schottern, Schottern und Sanden sowie untergeordnet aus einem massigen Diamikt. Daneben erkennt man noch unterschiedlich gut geschichtete, fein- bis mittelkörnige Sande in m-mächtigen Lagen oder Linsen.



Abb. 68 – Planparallel geschichtete Silte und Sande mit normal gradierten Niveaus (in der Mitte), Auflaststrukturen (oben, neben der Münze) (glaziolakustrine Ablagerungen, St. Pauls-Subsynthem). Kreit (Novale al Varco).

Es kommen auch kollabierte und überkippte Schichten, komplexe Falten-systeme im Mehrmeterbereich sowie Abschiebungen mit geringem Versatz vor. Die Aufschlüsse von Klughammer, die bis in den Kalterer See reichen, konnten nicht in Bezug zu den Schottern des Kaltern-Synthem gestellt werden, weswegen man auf die Beschreibung von CASTIGLIONI & TREVISAN (1973, in Abb. 11) verweist.

Gemischte Ablagerungen (Mur- und Wildbachablagerungen) umfassen normal konsolidierte massive bis grob geschichtete Schotter sowie einen komponenten-bis matrixgestützten Diamikt. Die Klasten sind vorwiegend kantig und bestehen aus Dolomit, die Matrix ist siltig, schwach sandig und von rosaroter Farbe. Die wichtigsten Aufschlüsse stellen Reste eines zergliederten Eisrandfächers am Ausgang des Lahngrabens (*Valle della Lavina*) oberhalb von ca. 300 m dar. Der abgeschnittene Hängefächer überlagert die Grundmoräne des Garda-Synthems bzw. die Ablagerungen des älteren Lahngraben-Fächers (Kaltern-Synthem).

Die *fluvioglazialen Ablagerungen* bestehen aus grob geschichteten Schottern mit untergeordneten Einschaltungen von braun-grauen, mittelkörnigen Sanden. Sie bilden eine geringmächtige Sedimentbedeckung (unter 10 m, generell wenige Meter) oberhalb der erosiven Grenze zu den Ablagerungen des Kaltern-Synthems, örtlich auch oberhalb einer zwischengeschalteten, dünnen Grundmoräne des Garda-Synthems. Die Zusammensetzung der Klasten zeigt vorwiegend Metamorphite und untergeordnet Porphy, Dolomite und Granit, seltener kommen auch Kalke, Sandsteine und Marmore vor. Einige Gerölle sind gekritz. Sie unterscheiden sich von den unterlagernden Schottern des Kaltern-Synthems durch das Fehlen von Auflastrissen. Die Sedimente stellen eine proglaziale, fluvioglaziale Ebene dar. Das Schmelzwasser stammt vom Überetscher Gletscher, der sich zwar zurückgezogen hatte, dessen Front sich aber noch südlich des Eppaner Sattels (*Sella di Appiano*) befand. Die fortlaufende Eintiefung des Lavason Tals und des Grabens direkt westlich davon bewirkte eine Terrassierung der Sedimente. Hiervon finden sich noch Reste auf beiden Seiten des Überetsch, die ausgedehntesten beim Feldhof (*Maso Feld*, 298 m).

Die Ablagerungen des St. Pauls-Subsynthems wurden zeitlich ans Ende des Oberpleistozän („Spätglazial“ *Auct.*) gestellt.

4. – ALPINES POSTGLAZIALES SYNTHEM (PTG)

4.1. – ALLGEMEINER ÜBERBLICK

Das Alpine Postglaziale Synthem (PTG) umfasst sämtliche Ablagerungen nach der Hauptvergletscherung (LGM) und der späteren Rückzugsphasen gegen Ende des Oberpleistozäns. Diese Einheit entspricht in ihrer Definition der Postglazialen Einheit von BINI *et alii* (2004), hinsichtlich der Eigenschaften der diskontinuierlichen Grenzflächen hingegen dem Po-Synthem, das vorwiegend in den Blättern im Bereich der Poebene Anwendung findet. Die Untergrenze ist klar diachron ausgebildet, die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet.

Die Gesamtmächtigkeit der Ablagerungen kann örtlich bis zu 100 m betragen.

Diese Einheit umfasst zeitlich alle Sedimente zwischen dem Oberpleistozän und heute.

Die Ablagerungen werden nach dem entsprechenden Sedimentationsraum getrennt beschrieben.

4.2. – ALLUVIALE ABLAGERUNGEN UND GELÄNDEFORMEN DER TALSOHLE DES ETSCHTALS

Bezüglich der alluvialen Sedimente im Blatt „Mezzolombardo“ nimmt der Etschtalboden eine besondere Stellung ein, sowohl aufgrund seiner Ausdehnung als auch hinsichtlich seines Stellenwertes für die anthropogene Tätigkeit in der Vergangenheit und noch heute. Oberflächlich besteht diese Talebene aus Sedimenten einer Flussebene, Fächerablagerungen und Moorbildungen. Diese Ablagerungen wurden zusammen mit lakustrinen Bildungen auch im Untergrund des Tals erkundet. Die jüngere Geschichte ist zudem eng mit anthropogenen Eingriffen verknüpft; dies betrifft insbesondere die Regulierung und Begradigung bzw. Verbauung der Etsch und ihrer Seitenbäche, daneben ereigneten sich immer wieder und auch in den letzten Jahrzehnten lokale Dammbüche und Überschwemmungen.

Die Untersuchung der alluvialen Ebene kann auf eine Reihe von direkten Bohrerkundungen, Schürfen und Aushüben, detaillierten topographischen Vermessungen sowie historisches Kartenwerk zurückgreifen.

Wie auf der geologischen Karte zu erkennen ist, wurde der Etschlauf im Rahmen einer großangelegten Regulierung und Trockenlegung der Moore in vielen Abschnitten begradigt. Diese Etschregulierung begann bereits im 18. Jhd., erlebte ihren Höhepunkt jedoch erst gegen Ende des 19. Jahrhunderts in Folge der verheerenden Auswirkungen der Überschwemmungen im Jahre 1882 und in den darauffolgenden Jahren (WERTH, 2003). Der Flussverlauf in den historischen Karten entspricht dabei nicht den erhaltenen Geländeformen, speziell im Norden von Auer und unterhalb von Salurn (Abb. 69). Im Gebiet dazwischen stimmt der Etschverlauf einigermaßen mit dem heutigen überein.

Nördlich von Auer zeigte die Etsch einen kurvenreichen Verlauf mit einem breiten, verzweigten Flussbett, großen Flussinseln (*Mitterling*) und Auwäldern.

Bei Salurn (Abb. 69) floss die Etsch vor der Begradigung im Jahr 1882 nahe am Dorf vorbei, gefolgt von einer weiten Flussbiegung. Ein noch älterer Verlauf mit drei engen Mäandern ist weiter nördlich zu erkennen und bildet heute die Grenze zwischen den Autonomen Provinzen Bozen und Trient, die in früherer Zeit entlang der Etsch als morphologisches Element gezogen wurde. Dieser alte Flusslauf wurde gegen Ende des 17. Jhdts. bis Anfang des 18. Jhdts. aufgelassen, auf jeden Fall aber vor der Kartierung von General De Bohn (1752-1755), wo dieser Verlauf nicht mehr enthalten ist.

Generell erfuhr die Auffüllung der Etschtalsole keine bedeutenden Unterbrechungen vom Holozän bis heute. Typisch für diesen Talabschnitt ist das Fehlen von alluvialen Terrassen.

Die an der Oberfläche auftretenden Sedimente zeigen große Bandbreiten im Gefüge, was mit der breiteren Talsohle unterhalb von Auer und der geringen Längsneigung des Tals zusammenhängt. Auch die Moorentwicklung und der örtlich mäandrierende Etschverlauf lässt sich damit erklären.

Die proximale Flussebenen-Fazies besteht aus geschichteten, glimmerreichen Feinsanden, mitunter mit wenig mittelkörnigem Sand, von grauer oder braun-grauer Farbe. Die Etschsande weisen ein deutliches Übergewicht der Quarz-Glimmer-Komponenten gegenüber dem karbonatischen Anteil auf.

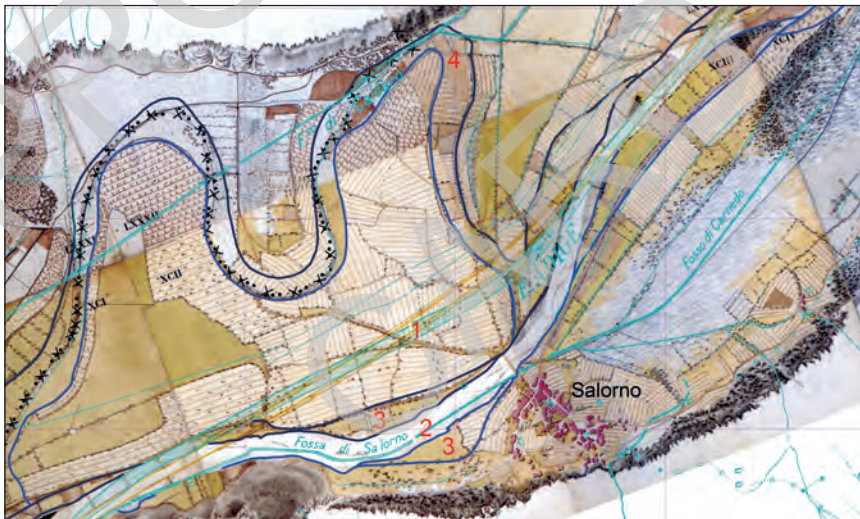


Abb. 69 – Auszug aus der Karte von Ignaz von Novak (1805), Etschverlauf bei Salurn (Salorno) mit überlagertem heutigem Verlauf. Die Spuren der Paläo-Flussläufe sind in blau dargestellt (in dunkelblau das rechte Flussufer). Legende: 1) heutiger Etschverlauf; 2) Flusslauf vor der Begradigung im Jahr 1882; 3) Verlauf nach der Karte von General De Bohn (1752-1755); 4) Paläo-Flusslauf, aktiv bis ca. 1700. Die Seitenlänge des Gitternetzes beträgt 1 km. (Das Original der Karte befindet sich im Landesarchiv Innsbruck).

In den distalen Flussebenen-Fazies und am Übergang zu den Moorablagerungen treten Feinsande, schwach siltig bis siltig, mit Einschaltungen von Silten auf. Daneben finden sich Silte und Sande, aber auch Silte mit torfigen Einschaltungen oder mit seltenen, nicht umgelagerten Pflanzenresten. In den Abschnitten nahe der distalen Fächerbereiche (z.B. dem Fächer von Tramin oder im Norden des Fächers von Auer) kann man oft Einschaltungen von braun-rötlichen, siltig-tonigen Sedimenten beobachten, die an diffusen Wasserabfluss der Fächer gebunden sind. Die Mächtigkeit der Sedimente der heutigen alluvialen Ebene schwankt zwischen 0,8 m und 3-4 m (z.B. zwischen Cadino und Masetto).

Die Flussufer-Fazies ist durch gut geschichtete, fein- bis mittelkörnige Sande, teilweise mit Einschaltungen von dünnen, normal gradierten Lagen, gekennzeichnet.

In den Überschwemmungsbereichen von inaktiven (natürlich oder künstlich bedingt) Fließbrinnen überwiegen mittel- bis grobkörnige, schwach kiesige bis kiesige Sande, die in einer geringen Tiefe (0,5-1,8 m) auf Schottern und Sanden liegen. Die Kiese sind durch Klasten bis zu 12 cm Durchmesser gekennzeichnet und bestehen vorwiegend aus Metamorphiten, Quarz, untergeordnet Kalken und Dolomiten sowie aus Gesteinen der Etschtaler Vulkanit-Gruppe.

In den Barrenkörpern treten häufig mittelkörnige Sande, mitunter mit grobkörnigen Sanden vermischt, auf. Diese findet man in der Ebene von Kurtinig an der Weinstraße (*Cortina all'Adige*), wo der historische Dorfkern auf einer großen Flussinsel (*Mitterling*) rund 2-3 m über der umliegenden Ebene liegt. In diesem Bereich sind Hofstätten bereits seit dem 14. Jhd. erwähnt, woraus folgt, dass dieses Gebiet zu jener Zeit bereits als stabil gegolten hat.

Im Bereich des Bahnhofs von Mezzocorona und der Autobahnausfahrt von S. Michele all'Adige verzahnen die Alluvionen mit den grobkörnigen Sedimenten des T. Noce-Fächers. In der in FUGANTI & DEFRANCESCO (1992) beschriebenen Bohrung S3 erreichen die Etschsedimente eine Mächtigkeit von 1,75 m. Es handelt sich um Silte und Sande, die eine Abfolge von Schottern des T. Noce überlagern. Im selben Artikel wird die mineralogische Zusammensetzung von zwei Proben der Etschsedimente mit überwiegendem Biotit (über 60%), Hornblende (10-15%), Karbonaten (< 10%), Klinopyroxen (3-5%) und Granat (4-8%) angegeben.

Durch die Geländekartierungen fanden sich Spuren eines Paläoflussbettes der Etsch auf der rechten Talseite zwischen Tramin und Kurtatsch. Es ist durch das Auftreten von mittelkörnigen Sanden, teils mit wenig Feinkies, in rund 1-1,2 m Tiefe ab GOK gekennzeichnet. An der Oberfläche erkennt man örtlich kleine und unregelmäßige Böschungen. Wahrscheinlich hatte die Etsch südlich von Gmund („al Monte“) einen kurvenreichen Verlauf und schwenkte über Innerhof (*Masi di Dentro*), Marienhof und Giovanelli-Hof nach Norden um, folgte dann in etwa der Weinstraße Richtung Süden bis zu den Spuren bei Tramin auf Höhe des Großen Kalterer Grabens (*Fosso Grande di Caldaro*). Ein Großteil des bekannten Moorgebietes im Süden davon dürfte an diesen Paläo-Etschverlauf gebunden sein. Im Süden von Margreid dürfte sich der Etschverlauf auf der rechten Talseite fortgesetzt haben, am Westrand des Mitterlings von Kurtinig vorbei. Weiter südlich

vereint sich das Paläoflussbett mit dem bekannten Verlauf im Norden von Salurn. Derzeit steht kein genaues Element für die Datierung dieser Paläoflussverlaufs zur Verfügung. Allgemeine Überlegungen über die Sedimentationsrate (AVANZINI *et alii*, 2007), das Auftreten von Oberflächenformen oder die geringe Tiefe der grobkörnigen Flussbettablagerungen deuten auf einen Zeitraum zwischen der Römerzeit und dem Hochmittelalter hin.

4.3. – DATEN AUS DEM UNTERGRUND DES ETSCHTALS

In den oberen 20-30 m der Etschtalsole stehen umfangreiche Daten zur Verfügung, wenn auch mit räumlich erheblichen Unterschieden. In größeren Tiefen kann man nur auf punktuelle Daten aus vereinzelt Brunnen- und Aufschlussbohrungen zurückgreifen.

Die Tiefe des Felsuntergrundes wurde nur indirekt erkundet. In einer von der AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE (1998) (= Nationale Kommission des Einzugsgebietes der Etsch) in Auftrag gegebenen Studie wurden reflexionsseismische Untersuchungen wenig südlich der Provinzgrenze bei Zento Vecchio (Mezzocorona) durchgeführt. Hierbei wurde der Felsuntergrund 250 bis 370 m unter der Geländeoberfläche (in etwa -35 bis -160 m unter dem Meeresspiegel) ausgemacht. Die Felsoberfläche zeigt ein asymmetrisches Querprofil und senkt sich von NW nach SE ab und erreicht an der SE-Seite wahrscheinlich eine Tiefe um die 400 m unter GOK. In derselben Studie wird die Felsoberfläche zwischen Salurn und Kurtatsch in einer vergleichbaren Tiefe angegeben, während sie weiter nördlich auf 450-375 m ab GOK absinkt und schließlich nördlich von Auer gar in 525 bis 450 m Tiefe anzutreffen wäre. Es fehlen entsprechende Tiefbohrungen zur Bestätigung und Eichung des seismischen Modells. Deshalb ist die berechnete Felstiefe fragwürdig, besonders angesichts der neueren seismischen Profile und Tiefbohrungen bei Trient (FELBER *et alii*, 2000) und Meran (*Merano*) (BARGOSSI *et alii*, 2010). Letztere zeigen beide eine maximale Tiefe des Felsuntergrundes in über 620 m ab GOK.

Unter den tieferen Bohrungen im Blattbereich ist eine Kernbohrung bei Roverè della Luna in Lomeri (212 m ü.d.M.) mit einer Tiefe von 80 m ab GOK zu erwähnen. Die Bohrung durchörtert anfangs die Fächerablagerungen von Roverè della Luna (0-24 m) aus bis zu 20 cm großen, kantengerundeten kalkigen und dolomitischen Klasten mit reichlich siltiger Matrix. Darunter folgen feinkörnige torfige Sedimente mit Einschaltungen von Sanden (Moorablagerungen) sowie zwischengeschaltete Überschwemmungsereignisse der Etsch (24-45 m). Der unterste Abschnitt (45-80 m) umfasst fein- bis mittelkörnige Sande mit reichlich Muskovit und Biotit sowie torfige Niveaus, was auf eine proximale Flussebene oder gar eine Überschwemmungsebene hinweist. Zwei ¹⁴C-Datierungen an Holzstücken in Torfhorizonten aus -32 m (LTL942A) und -80 m (LTL943A) Tiefe ergaben ein kalibriertes Alter von 10455±215 cal Jahren BP, bzw. 11700±400 cal Jahren BP. Daraus ergibt sich eine mittlere Sedimentationsrate für den Abschnitt zwischen

32 und 80 m von 38,6 m/1000 Jahren, für den obersten holozänen Abschnitt hingegen (0-32 m) eine Rate von 3,1 m/1000 Jahren.

Zwei weitere wertvolle Bohrungen wurden westlich von Salurn abgeteuft. Die erste quert eine Abfolge aus mittel- bis feinkörnigen Sanden mit untergeordneten Silteinschaltungen und dem Auftreten von Pflanzenresten bis in 57 m Tiefe. Darunter tritt eine monotone Abfolge aus Silten und grauen sandigen Silten auf, mit Ausnahme des Intervalls 70-80 m, wo noch mittel- bis feinkörnige Sande eines vorwiegend lakustrinen Milieus auftreten. Die zweite Bohrung rund 1 km weiter nördlich zeigt eine stärker gegliederte Abfolge mit Torfeinschaltungen (17,5-18,0 m und 23,2-25,2 m) und mittel- bis grobkörnigen Sanden (28-30 m), die eine Position im Nahbereich des damaligen Etsch-Flussbettes aufzeigen. Besonders interessant sind die Datierungen (Tab. 2, Proben LTL2688A, LTL2689A, LTL2690A) in dieser Bohrung, die einen Übergang Holozän-Pleistozän in einer Tiefe von 37-40 m ab GOK ergeben. Dadurch ergibt sich für die beschriebene lakustrine Abfolge ein spätglaziales Alter in Übereinstimmung mit den Erkenntnissen im Raum Trient (FELBER *et alii*, 2000).

Anhand der Altersbestimmungen in dieser und weiterer Bohrungen bei Neumarkt (Tab. 2, Bohrungen „Etsch 5“, „Etsch 13“) und Auer (Tab. 2, Bohrung „Etsch 1“) wurde eine mittlere Sedimentationsrate von 1,7 bis 3-3,5 m/1000 Jahren für die boreale und postboreale Entwicklung bestimmt. Die unterlagernde präboreale bis spätglaziale Abfolge zeigt hingegen eine deutlich höhere Sedimentationsrate von ca. 14 m bis über 50 m/1000 Jahren.

Die Sedimentationsraten für die holozäne Abfolge stimmen sehr gut mit jenen im Etschtal bei Bozen (AVANZINI *et alii*, 2007), Meran (BARGOSSO *et alii*, 2010) und Trient (AVANZINI *et alii*, 2010) errechneten überein. Die hohe Sedimentationsrate am Ende des Spätglaziales wurde auch von zwei AMS ¹⁴C-Datierungen aus der Tiefbohrung von Zambana Vecchia im angrenzenden Blatt „Trento“ (5 km südlich von Mezzolombardo) bestätigt: die kalibrierten Alter ergaben 14125±325 cal Jahre BP (-166 m) und 13675±225 cal Jahre BP (-217 m) (AVANZINI *et alii*, 2010).

4.4. – ALLUVIALE ABLAGERUNGEN UND GELÄNDEFORMEN DES T. NOCE IN DER PIANA ROTALIANA

Die *Piana Rotaliana* besteht bis an den Rand des heutigen Etschlaufes aus den rezenten Alluvionen des T. Noce-Fächers. An der Oberfläche überwiegen großteils feinkörnige Sedimente von variabler Mächtigkeit, welche die letzten Überschwemmungsereignisse des Flusses darstellen. In der geologischen Karte wurden zwei distale Bereiche beidseitig des heutigen Bachbettes ausgehalten. Sie bestehen aus Schottern und sandigen Schottern und unterscheiden sich von einem zentralen Bereich, der sich fächerartig in Richtung S. Michele all'Adige verbreitert und überwiegend aus Geröllen besteht. Die unter dem Mikroskop durchgeführte mineralogische Analyse an Proben der S11-Bohrung (FUGANTI & DEFRADESCO, 1992) ergab folgende Zusammensetzung: Karbonate (50% und 70%), Hornblende

(5-13%) und Granat (7-20%). In den grobkörnigen Sedimenten treten vorwiegend Dolomite und Metamorphite auf, seltener Kalke, Rhyolite und Tonalite. Die Fächermorphologie ist aufgrund der geringen Neigung von unter 1° kaum erkennbar.

Der Flusslauf des T. Noce wurde im Zeitraum von 1850 bis 1853 stark verändert. Der alte Bachlauf mündete knapp nördlich der Ortschaft Grumo in die Etsch, wie man auf der Karte von Novak (ca. 1805, in WERTH, 2003) erkennen kann. Das Schichtprofil einer Bohrung im Bereich von Molini, südlich von Mezzolombardo, zeigt eine Mächtigkeit der Fächerablagerungen von 36 m. Die groben Schotter überlagern alluviale Sande und Silte der Etsch, die mindestens bis in 60 m Tiefe reichen.

4.5. – ALLUVIALE ABLAGERUNGEN AUSSERHALB DER ETSCHTALSOHLE

Außerhalb der Etschtalsole bestehen die alluvialen Ablagerungen und Wildbachablagerungen aus grob und imbrikat geschichteten Schottern und sandigen Schottern mit kleinen Blöcken. Daneben finden sich sandige Barren. Der klastische Anteil zeigt angerundete bis gerundete Komponenten lokaler Herkunft. Oft sind die Ablagerungen sehr begrenzt und wurden deshalb nicht kartiert.

In der Talsole des T. Noce, oberhalb von La Rocchetta, finden sich terrassierte Alluvionen auf der rechten (vom Bahnhof Denno bis zum Maso Milano) sowie auf der linken (oberhalb der Einmündung des Rio Pongaiola) Seite des Baches.

4.6. – GEMISCHTE ABLAGERUNGEN (WILDBACH- u./o. MUR- u./o. LAWINENABLAGERUNGEN) UND MURABLAGERUNGEN, GEMISCHTE FÄCHER

Die gemischten Ablagerungen (Wildbach- u./o. Mur- und untergeordnet auch Lawinenablagerungen) treten verbreitet am Hangfuß und am Ausgang von Bacheinschnitten und Seitentälern, wo sie teilweise miteinander verschmelzen, auf. Die größten und mächtigsten Ablagerungen werden von den Hauptfächern in der Etschtalsole (gemischte Fächer) dargestellt. Die Mächtigkeit variiert dabei von wenigen Metern bis auf über hundert Meter (Wurzelbereich der großen Talbodenfächer, wie z.B. jener von Tramin). Die bedeutendsten Aufschlüsse finden sich bei St. Florian (*S. Floriano*, Neumarkt), bei Kurtatsch, bei Roveré della Luna und entlang des Osthangs des M. Ozol im NW von Revò. Der Aufbau der gesamten Sedimentabfolge ist durch mehrere Bohrprofile und Brunnenbohrungen bekannt.

Der Ursprung der Ablagerungen geht auf verschiedene Ablagerungsprozesse zurück, örtlich überwiegen einige Prozesse gegenüber anderen. Im Hochgebirge überwiegen die Murtätigkeit und Lawinen. Die größeren Ablagerungssysteme sind durch Wildbachtätigkeit gekennzeichnet.

Die Sedimente bestehen aus einem massigen, komponenten- bis matrixgestützten Diamikt mit untergeordneten Einschaltungen von grob geschichteten und imbrikaten, sandigen Schottern. Die Matrix besteht aus Silten und Sanden.

Der klastische Anteil zeigt kantengerundete Komponenten, deren lithologische Zusammensetzung das Einzugsgebiet widerspiegelt. So bestimmen Dolomite die Sedimente im Überetsch, bei Kurtatsch, am linken Hangfuß südlich von Neumarkt und am rechten Hangfuß zwischen Margreid und „La Rocchetta“. Auf der rechten Seite des Nonstals bestehen die gemischten Fächer vorwiegend aus Kalken (Graukalk-Gruppe) und untergeordnet Dolomiten (Sporminore) und Mergeln (Fächer zwischen Cles und Tuenno). Im Höllenbach-Fächer (*Rio Inferno*) und in den anderen Fächern südlich von Tramin treten auch terrigene und kalkig-terrigen Gesteine der mittleren und oberen Trias auf, wodurch die Matrix eine braun-rötliche Färbung annimmt. Im Auer-Fächer, im Cembratal und örtlich im Trudner Tal kommt ein bedeutender porphyrischer Anteil vor, auch in der feinkörnigen, braun-rötlichbraunen Matrix. Die Fächer in der Ebene zwischen Cles und Tuenno nähren sich aus der Umlagerung der oberhalb aufgeschlossenen Eisrandsedimente und Murablagerungen des Cloz-Subsynthems. Die Fächer auf der Terrasse von Sporminore stellen eine Besonderheit dar. Sie überlagern die Fächer des Mollaro-Subsynthems, wodurch im Apexbereich und in der Fächermitte Flachbereiche auftreten. Auf der Terrasse von Monte Corona im Westen von Cunevo, am Nordhang des Dosso della Tia (Monte Fausior) und bei Pianizza im Valle dei Molini nordwestlich von Roveré della Luna entwickeln sich die Murfächer aus älteren Bergstürzen, deren ursprüngliche Morphologie teilweise oder gänzlich verwischt wird.

Einige Fächer zeigen am Übergang zum Talboden Einschaltungen von sandigen bis siltig-tonigen Feinsedimenten mit normal gradierten Lagen aufgrund von diffusum Oberflächenabfluss. Nördlich des Auer-Fächers ist dieser Übergangsbereich ausgedehnt und durch die braun-rötliche Färbung der Ablagerungen an der Oberfläche und auch in den Bohrungen gut erkennbar. In einer Bohrung im SW von Auer, in ca. 270 m Entfernung vom distalen Fächerrand, wurde die Unterkante dieser feinkörnigen Fazies, die hier auf den Schwarzenbach (*Rio Nero*) zurückzuführen ist, in einer Tiefe von 13-15 m erbohrt. Diese Sedimente verzahnen mit Überschwemmungssanden der Etsch. Sie wurden auf das 2. Jahrtausend v. Chr. datiert (Tab. 2, Probe Ua-40382). Darunter folgen Rinnensedimente der Etsch (15-23 m) und schließlich Flussebenensedimente bis zum Bohrlochende (35 m).

Die Murablagerungen zeigen eine typische Morphologie mit einer Reihe von kleinen subparallelen bis unregelmäßigen Wällen und Furchen. Im unteren Fächerbereich treten auch Loben und verzweigte Rinnen auf, die durch das Auftreten von Schottern gekennzeichnet sind. Generell bestehen die Ablagerungen aus unterschiedlich großen, schlecht sortierten Kiesen oder aus einem massigen Diamikt. Untergeordnet können Linsen aus imbrakaten, sandigen Schottern auftreten, die in der Regel auf einen Oberflächenabfluss hindeuten. Die Mächtigkeit der Ablagerungen schwankt zwischen einigen Metern bis zu einigen Zehnermetern. Vielfach treten die Murschutfächer in Form von kleinen länglichen Loben, auch übereinander gestapelt, auf.

Die verschiedengradig umgeformten Ablagerungen finden sich mitunter einige Meter über der heutigen Talsohle und sind terrassiert. Solche Formen beobach-

tet man bei Kurtatsch, westlich und südlich des M. Ozol (Nonstal) und oberhalb von Ponte di Mostizzolo (Val di Sole). Für die Ablagerungen von Kurtatsch stehen zwei ^{14}C -Altersbestimmungen zur Verfügung. Südlich von Entiklar (*Niclara*, 332 m) ergaben Kohlereste in einer gemischten Ablagerung ein Alter von 10428 ± 65 Jahren BP (LTL3441A, s. Tab. 2), also älter als die Jüngere Dryas. Südlich von Hofstatt (*Maso Andreis*, Kurtatsch) entwickelt sich der mittlere Abschnitt des Breitbaches (*Rio Largo*) auf einer flachen Ebene, wo man mindestens drei Terrassenstufen erkennen kann. Die unterste liegt dabei 4 m über dem heutigen Bachbett. ^{14}C -Datierungen an Kohlenresten in einem Rendzina-Boden in 3,8 m Tiefe ab Terrassenoberkante ergaben ein kalibriertes Alter von 1430-1210 Jahren cal BC (LTL3442A, s. Tab. 2). Demnach erfolgte die Eintiefung im Terrassenkörper erst entsprechend später.

4.7. - MOORE UND TORFE, MOOR- UND SEEABLAGERUNGEN

Die Mooregebiete wurden größtenteils durch ein Netz von Entwässerungsgräben und -kanälen, mitunter auch durch Aufschüttungen bonifiziert. Die Moorablagerungen bestehen aus:

- braunem Torf, wenig humifiziert, mit einer filzigen Struktur aus einem engen Netz aus Wurzelresten und untergeordnet Kutikula von Moorpflanzen. Diese Bildungen treten verbreitet und vor allem nördlich von Margreid und zwischen Salurn und Carnedo auf;
- Torf mit Einschaltungen von Silten oder sandigen Silten bzw. umgekehrt (östlich von Kurtatsch und Tramin, südlich von Roveré della Luna);
- Torf mit sandigen Einschaltungen, Sande und Torfe, gering verbreitet (z.B. im Norden des Kalterer Sees);
- Silten, schwach torfigen und schwach sandigen Silten sowie Silten und Sanden, horizontal geschichtet, meist von dunkelgrauer Farbe bei seicht anstehendem Grundwasser (z.B. Traminer Möser /*Palù di Termeno* und Kalterer Möser/*Palù di Caldaro*, Wieser Möser und im Bereich östlich und südlich von Margreid). Terrigene Ablagerungen in moorigem Ambiente finden sich im Übergangsbereich von den Fächern in die Talsohle. Sie sind wie bereits erwähnt auf diffusen Wasserabfluss aus den nahen Fächern zurückzuführen.

Bohrprofile zeigen eine Mächtigkeit der Moorablagerungen von mehreren Metern bis zu 10,5 m nördlich von Salurn und bis zu ca. 15 m im Bereich von Roveré della Luna.

Durch die Auswertung der historischen Karten des ausgehenden 18. Jahrhunderts kann man zahlreiche Gebiete des Südtiroler Unterlandes als Mooregebiete klassifizieren. Neben der ausgedehnten Zone im Süden des Kalterer Sees, die sich bis nach Margreid erstreckte (Wieser Möser, Traminer Möser, Kalterer Möser, Penoner Möser/*Palù di Penone*), bestanden damals auch kleinere Mooregebiete, z.B. nördlich von Auer (Ochsenmoos/*Palù dei Buoi*-Aurer Moos/*Palù di Ora*), nördlich von Vill (*Villa*) (Viller Moos/*Paludi di Villa*), südlich von Neumakt

(Stiermoos/*Palù del Toro*), zwischen Laag (*Lagheti*) und Salurn direkt am linken Hang sowie im Süden von Roveré della Luna.

Die größten und bereits frühzeitig bekannten Mooregebiete liegen am Talrand in den Bereichen zwischen den Schuttfächern und somit im Schatten der Hauptsedimentation. Sie sind durch eine niedrige Sedimentationsrate und eine leichte morphologische Depression gekennzeichnet. Letzteres wurde durch topographische Messungen des Mikroreliefs bestätigt. Ein Mooregebiet von erheblicher Erstreckung findet sich zwischen Roveré della Luna und Mezzocorona mit einer in Talachse gemessenen Länge von 3,5 km und einer Breite zwischen 0,6 und 1 km.

Die Bonifizierung der Moore erlaubte eine deutliche Vergrößerung der Anbaufläche in der Talsohle. Von den ursprünglichen und noch erhaltenen Mooregebieten sticht jenes um den Kalterer See hervor. Es stellt heute ein Biotop von 241 ha Fläche mit verschiedenen Lebensräumen wie Erlen- und Weidenwäldern, Schilfbereichen, Feuchtwiesen und Teichen dar. Die Pflanzenwelt im Randbereich des Sees ist durch das Auftreten von *Cladjetum marisci*, *Caricetum elatae*, *Juncetum subnodosi*, *Schoenetum nigricantis*, *Molinia Caerulea*, *Typha angustifolia*, *Phragmites*, etc. (BALÁTOVÁ-TULÁCKOVÁ & VENANZONI, 1989) gekennzeichnet.

Der Kalterer See ist mit 2 km Länge und ca. 1 km Breite der größte Natursee in Südtirol. Dabei weist er nur eine Tiefe von 5-6 m auf. Der See füllt eine Senke des Überetscher Gletschers, der hier in den letzten Rückzugsphasen als ein Toteisrest zurückblieb. Die Position fernab des eigentlichen Etschtals mit entsprechend geringen Sedimentationsraten trugen zur Erhaltung dieser Depression maßgebend bei. Aus den historischen Daten geht ein vormals höherer Seespiegel hervor. Vor der Bonifizierung durch Von Zallinger (1774-1777) (MANFREDI, 1997) fehlte auch ein Abfluss. Die Bonifizierung der Moore im Süden des Sees erfolgte durch die Anlegung des Großen und des Kleinen Kalterer Abzuggrabens (*Fosso Grande-Fosso Piccolo di Caldaro*). Neben der Entwässerung eines großen Bereiches des Mooregebietes dienten die Abzugsgräben auch als Abflusskanal des Sees, wodurch dieser entsprechend schrumpfte. Letztlich beobachtet man einen gewissen Anstieg des Wasserspiegels, der im Vergleich zu den topographischen Militärkarten aus den 1970er Jahren recht ansehnlich ist.

Die Moor- und Seeablagerungen am Rand des Kalterer Sees bestehen aus hellgrauen bis hellbraunen Silten mit torfigen Einschaltungen und dem Vorkommen von kleinen Süßwassermuscheln.

Außerhalb der Etschtalsole treten kleine Moore oder Torfgebiete im Bereich von Castelfeder (*Castelvetere*), im Cembratal, z.B. beim Weißensee (*Lago Bianco*, Naturpark Trudner Horn/*Parco del M. Corno*), im Nonstal in den Senken zwischen den Drumlins oder in Eisrandsenken sowie bei Fennberg (*Favogna*), vorwiegend um den Fennberger See (*Lago di Favogna*) und beim Oberfennner Moor, auf. Die Sedimente bestehen aus Torf mit siltigen, teilweise tonig-siltigen Einschaltungen. Die Vegetation am Fennberger See ist durch *Nuphar lutea*, *Nymphaea alba*, *Scirpo-Phragmitetum*, *Carex elata*, *Molinietum caeruleae* gekennzeichnet. Die meisten dieser Feuchtgebiete stellen subglazial entstandene Senken dar, sowohl im Felsuntergrund (Senken zwischen Rundhöckern oder Drumlins),

als auch in kaum durchlässigen glazialen Ablagerungen. Nahezu alle Moore zeigen eine deutliche Tendenz zur Entwässerung, sowohl infolge von natürlicher Verlandung, als auch durch den Mensch (Trockenlegung oder Ableitung der Wasserquellen).

4.8. – ABLAGERUNGEN VON MASSENBEWEGUNGEN

Im Blatt „Mezzolombardo“ kommen in zahlreichen Gebieten verbreitet Ablagerungen von unterschiedlichen Massenbewegungen vor. Die Zusammensetzung ist entsprechend variabel und hängt von den jeweils betroffenen Gesteinen und dem Bewegungsmechanismus ab. Die meisten Ablagerungen bestehen aus unterschiedlich großen Kiesen und Blöcken mit lockerem bis komponentengestütztem Gefüge. Daneben finden sich auch komponentengestützte Diamikte mit sandig-siltiger Matrix in den Zwischenräumen. Die Klaster sind meist kantig und in vielen Fällen vorwiegend von dolomitischer Zusammensetzung, da vor allem diese Formationen sowie dolomithaltige quartäre Ablagerungen in die Massenbewegungsprozesse verwickelt sind.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist extrem variabel und kann von wenigen Metern bis zu rund hundert Metern reichen.

Im vorliegenden Kapitel wird auf einige besonders interessante Massenbewegungen eingegangen, die morphogenetisch und anhand von Datierungen für das Verständnis der quartären Entwicklung des Gebietes von Wichtigkeit sind. Für die Aspekte der angewandten Geologie wird auf das entsprechende Kapitel VIII.2. verwiesen.

Auf der rechten Seite des Etschtals sticht die Massenbewegung vom Locherer-Hof (*Maso del Buco*, Kurtatsch, s. auch Kapitel VIII.2) hervor. Mit fast 1,5 km² stellt sie die größte Ablagerung dieser Art im Blattbereich dar. Es handelt sich um eine komplexe Massenbewegung aus vorwiegend dolomitischen Kiesen und Blöcken mit sandig-siltiger Matrix derselben Zusammensetzung in den Zwischenräumen. Die Massenbewegung ist großteils noch aktiv, es finden sich aber auch inaktive Bereiche und längerfristig nicht mehr aktivierte Abschnitte. Ein Teil dieser großen Ablagerung wurde in der Vergangenheit fälschlicherweise als relikter Blockgletscher interpretiert (SCHOLZ *et alii*, 2005).

Zwischen Neumarkt und Gschnon (*Casignano*) beobachtet man am Fuß der Dolomitwände beim Gstoagerhof (*Maso Vescoli*) mehrere Sturzkörper. Einer davon, direkt oberhalb des Hofes, ist durch ausgeprägte Umlagerungsprozesse gekennzeichnet. An der Oberfläche finden sich hier einzelne, unterschiedlich große Dolomitblöcke, die aus der Ablagerung herausragen. Diese Elemente und das Auftreten eines Bodenhorizontes deuten auf ein relativ altes, wahrscheinlich früh- bis mittelholozänes Ereignis hin.

Von besonderem Interesse ist die Massenbewegung oberhalb von Laag (Neumarkt). Es handelt sich um unterschiedlich große Dolomitblöcke, die umgelagert und am Rand und Fuß durch Murablagerungen überdeckt sind (s. auch Kapitel

VIII.2). Der Bergsturz aus der Dolomitwand darüber reicht bis in die Talsohle. Bohrungen bei der St. Lorenz Kirche und am nahen linken Etschdamm trafen auf entsprechende, unterschiedlich große Dolomitblöcke in 4 bzw. 12 m Tiefe. Eine Bohrung am Talrand, im Osten der St. Lorenz Kirche, durchörterte Dolomitblöcke mit Sanden und Silten zwischen 2,8 und 13 m Tiefe. Dieses Niveau aus gravitativen Ablagerungen mit Murablagerungen am Top wird durch dünne Lagen von Torf und Silt überlagert. Letztere entsprechen Moor- und Seeablagerungen am Übergang zu einer Flussebene. Diese Interpretation würde auch den Ursprung des Ortsnamens „Laag“ erklären, der auf einen kleinen See in einer Depression oberhalb der Bergsturzablagerungen hindeuten könnte. Eine Altersbestimmung an Pflanzenresten aus 2,7 m Tiefe (208,1 m ü.d.M.), gerade oberhalb der gravitativen Ablagerung, ergab ein nicht kalibriertes Alter von 235 ± 45 Jahren BP (Tab. 2, Probe LTL5211A). Dies bestätigt das Vorkommen eines kleinen lakustrinen Beckens ab der zweiten Hälfte des letzten Jahrtausends. Die darunter folgende Ablagerung ist bis in 27 m Tiefe durch schwach siltige Sande der Etsch-Flussebene mit eingeschalteten dünnen Lagen von Dolomitmiesen (Murschutt) gekennzeichnet. Ein Holzstück aus 15,9 m Tiefe (2,9 m innerhalb der gravitativen Ablagerung) wurde auf 11467 ± 45 Jahren BP (Tab. 2, Probe LTL5213A) datiert. Dieser Wert stimmt mit dem Alter der Sedimente in der nahen Bohrung „Etsch 13“ (s. Tab. 2) nicht überein. Es dürfte sich also um eine umgelagerte Probe handeln. Weitere Holzreste einer Zwischenlage von Etschsedimenten innerhalb von Murablagerungen wurden aus einer Bohrung am Hangfuß entnommen. Eine Probe aus 15,2 m Tiefe (197,8 m ü.d.M) wurde auf 1148-904 Jahren cal n.Ch. (Tab. 2, Probe Ua-40383) datiert. Dies entspricht einem maximalen Alter für die überlagernden Murablagerungen und bestätigt deren relativ junges Alter in Übereinstimmung mit den Geländedaten.

Am Ausgang des Nonstals tritt im NW von Mezzolombardo die Massenbewegung des Dosso della Tia (Monte Fausior) auf. Es handelt sich um einen Bergsturz mit den Eigenschaften einer Steinlawine, die entlang der Landesstraße nach Fai della Paganella bis in die Talsohle der Piana Rotaliana aufgeschlossen ist. Das ursprüngliche Ablagerungsgebiet von über 1 km² ab dem Osthang des Dosso della Tia (800 m) wurde teilweise umgeformt und durch Murablagerungen überdeckt. Die Abbruchkante umfasst drei getrennte Hangabschnitte mit NW-SW-Richtung am Kamm nördlich des Dosso della Tia. Hier finden sich tiefe (20-30 m) und geöffnete, WSW-ENE-gerichtete Klüfte, also senkrecht zum Hang. Es handelt sich demnach nicht um Zerrspalten, sondern um Strukturen im Zusammenhang mit der nahegelegenen Trento-Cles-Linie. Die Ablagerung besteht aus einem massigen komponentengestützten Diamikt mit unterschiedlich großen Blöcken bis über 10 m Durchmesser. Die Blöcke bestehen meist aus Kalken, untergeordnet aus Dolomiten. Die gleiche Zusammensetzung findet man in der kiesig-sandigen Matrix. Sie sind nur örtlich zementiert. Die Ablagerung füllt eine Senke auf, wodurch die Gesamtmächtigkeit schwer zu beziffern ist und auf rund 30 m geschätzt wurde.

Zu den bedeutendsten Ablagerungen von Massenbewegungen zählen die komplexen Sturzkörper am Dosso Corona, westlich von Termon und Cunevo. Die Ab-

bruchkante streicht Richtung N-S und erstreckt sich über 2,5 km innerhalb der Monte Zugna-Formation. Man erkennt sie gut am Kamm des Dosso Corona. Die Ablagerung ist durch eine Reihe von N-S-gerichteten Erhebungen gekennzeichnet, die am Hangfuß über einige Zehnermeter eine Gegenneigung des Geländes bewirken. Die Ablagerung besteht aus kantengerundeten Kalkblöcken von Dezimeter bis zu mehreren Metern Größe. Die Matrix ist kiesig-sandig. Am Fuß der Massenbewegung wurde die Ablagerung umgelagert und durch Hangschutt und Murablagerungen auf einem nahezu durchgehenden Streifen von 300-500 m Länge bedeckt. Nördlich des Dosso Corona sind weitere Massenbewegungen am Marz della Fratta, oberhalb von Terres und am Hügel Corno (877 m, im NW von Terres) vorhanden; kleinere Formen finden sich noch im Westen von Tuenno und Mechel.

4.9. – HANGSCHUTTABLAGERUNGEN UND SCHUTTHALDEN, LOKAL BLOCKSCHUTT

Die bedeutendsten Aufschlussprofile finden sich im Etschtal im Bereich von aufgelassenen Steinbrüchen (z.B. bei Roveré della Luna).

Es handelt sich um Ablagerungen aus locker bis offen gelagerten Kiesen oder Kies-Block-Gemischen mit kantigen Klasten lokaler Herkunft und variablem Matrixanteil, je nach Verwitterungsanfälligkeit der Gesteine. Die Ablagerungen können sowohl massig ausgebildet sein als auch Schrägschichtung aufweisen. Letztere ist für die Hangschutthalden an der Basis von Felswänden kennzeichnend. Hier wirkt vor allem die Frostsprengung, speziell im Hochgebirge, wodurch sich der Hangschutt gravitativ parallel zum Hang abgelagert. Wenn die Materialzufuhr vorwiegend entlang von Rinnen erfolgt, bilden sich auch Fächerformen (Schuttkegel).

Die Mächtigkeit variiert von einigen Metern bis zu etwa hundert Meter.

Zu den typischen Aufschlussbereichen zählen die Abschnitte an der Basis der Felswände im Etschtal, im Überetsch, im Nonstal, an den Osthängen des Monte Fausior (Dosso della Tia). Im Nonstal treten sie auch in den stark eingetieften Seitentälern (Val Verdes, Val Rodeza, Val dei Pilastrì, Rio Pongaiola) auf. Im Gebiet der Etschtaler Vulkanit-Gruppe gehen Schutthalden auf diffuse Felssturzphänomene zurück, die durch die Zerklüftung des Gebirges hervorgerufen werden. Im Bereich von Porphy-Abbaugebieten können sie leicht mit den Halden verwechselt werden. Erwähnenswert ist das Vorkommen von Schuttanhäufungen in Verflachungen des Hanges durch selektive Erosion des Felsuntergrundes oder durch strukturelle Steuerung (z.B. bei den Überschiebungen im Westen von Margreid).

Die grobblockigen Hangschuttablagerungen sind durch große Mengen an metergroßen Blöcken gekennzeichnet; ein Großteil dieser Ablagerungen geht auf diffuse Felssturzphänomene zurück, die durch eine starke Zerklüftung des Gebirges hervorgerufen werden.

Abgesehen von aktiven Schutthalden weisen die Ablagerungen eine mehr oder weniger kontinuierliche Vegetationsbedeckung auf. Bei bereits seit geraumer Zeit ausbleibender Materialzufuhr kann man auch eine Bodenbildung beobachten.

An der Basis der linken Seite des Etschtals im Westen von Salurn (*Doss de*

la Forca) wurden im Zuge des Abtrages der Schutthalde mesolithische Siedlungsstätten freigelegt. ¹⁴C-Datierungen an archäologischen Funden ergaben ein Alter zwischen 9200 und 6500 Jahren cal v. Chr. (BAZZANELLA & WIERER, 2001). Auf der rechten Etschtalseite wurde bei La Rupe (*Mezzolombardo*) hingegen unter einer Schutthalde von ca. zehn Metern Mächtigkeit eine bronzezeitliche Siedlung aus einem Zeitraum zwischen 3500 und 1600 Jahren cal v. Chr. (BARTOLOMEI, 1974) gefunden.

4.10. - KOLLUVIUM

Kolluviale Ablagerungen bestehen aus massig bis vielfach undeutlich geschichteten, sandigen und tonigen Silten, mitunter siltigen Sanden mit variablem Kiesanteil. Oft wird die Schichtung durch eine Konzentration der gröberen Klasten (*stonelines*) undeutlich nachgezeichnet. Örtlich bestehen die Ablagerungen aus einem matrixgestützten massigen Diamikt. Die bedeutendsten Aufschlüsse wurden nördlich von Kurtatsch, südlich von Montan und im Nonstal kartiert.

Kolluviale Sedimente entstehen meist am Hangfuß am Übergang zum Talboden oder zu Terrassen. Hier erreichen sie die größte Mächtigkeit (3-6 m). Kolluvium entsteht vorwiegend im Bereich von terrigenklastischen Formationen (Gröden-Formation, Werfen-Formation, Ponte Pià-Formation, etc.) oder von quartären Ablagerungen (Diamikt, glaziolakustrine Sedimente und Eisrandsedimente), deren Verwitterungsprodukte reichlich feine Matrix aufweisen, die leicht ausgewaschen werden kann. Üblicherweise beobachtet man dieses Phänomen in den Gebieten mit einer ausgeprägten künstlichen Terrassenanlegung (z.B. im Nonstal).

4.11. – KÜNSTLICHE AUFSCHÜTTUNGEN

Künstliche Aufschüttungen finden sich vor allem in der Talsohle des Etschtals. Es handelt sich meist um Kiese vermischt mit Sanden und feinkörnigen Sedimenten, mitunter auch um Bauschutt. Sie dienen als Aufschüttungen für Lagerhallen oder andere Bauwerke (z.B. bei Salurn) oder bilden Straßen- und Eisenbahndämme. In anderen Fällen handelt es sich um großflächige Bonifizierungen in Mooregebieten durch Materialschüttung von Sanden und Kiesen (z.B. im Süden und SW des Kalterer Sees). Die Mächtigkeit beträgt in der Regel einige Meter. Größere und mächtigere (von einigen Metern bis wenigen Zehnermetern) Aufschüttungen finden sich in Form von Verfüllungen der zahlreichen aufgelassenen Steinbrüche zwischen Branzoll und Auer sowie im Cembratal. Diese Ablagerungen ähneln den natürlichen Schutthalden und bestehen aus locker bis offen gelagerten Kiesen und Blöcken, die als Abraum oder überschüssiges Material am Hang abgelagert wurden.

4.12. - SINTERKALK

Die wichtigsten Sinterkalkvorkommen (Travertin) finden sich meist in räumlich begrenzten Gebieten mit einer starken Wasserzirkulation, wie etwa Wasserfällen, diffusen Tropfwasservorkommen oder Quellen. Solche Ablagerungen finden sich vor allem im südlichen Abschnitt des Nonstals zwischen Taio und La Rocchetta, im Tal südwestlich des Kalterer Weinmuseums (*Museo del vino di Caldaro*), bei Pinzon, im Wurzelbereich des Fächers von Auer und beim Haus Mayr im Norden von Margreid, wo sie eine Kruste auf einer Felswand bilden. Bizarre Formen sind in der Schlucht von S. Giustina (wenig unterhalb der Einsiedelei) vorhanden. Die Mächtigkeit reicht von wenigen Metern bis zu rund zehn Metern.

Der Großteil der Ablagerungen besteht aus phytohermem Travertin in schichtförmigen Schleiern mit subvertikaler Lagerung, oder in tafeligen, undeutlich kreuzgeschichteten Körpern in Vergesellschaftung mit phytoklastischem Travertin. Die Entstehung dieser Karbonatkonkretionen wird begünstigt durch eine hohe CaCO_3 -Konzentration in den Wässern aus kalkig-dolomitischen Sedimenten und Lockergesteinen. Unter den bedeutendsten Ablagerungen finden sich jene entlang des T. Roggia, zwischen 430 und 460 m (Örtlichkeit Tovare bei Taio, Nonstal), die einst aufgrund ihrer großen Verbreitung bei immerhin über 3 m Mächtigkeit auch abgebaut wurden. Zwei Datierungen an organischem Anteil, an der Basis und am Top der Abfolge (UtC-14567 und UtC-14544), ergaben ein kalibriertes Alter von 10.565 ± 195 bzw. 5.930 ± 190 Jahren BP. Damit wurde die Ablagerung in einen Zeitraum vom Unter- bis ins Mittelholozän gestellt. Viele kleinere Travertin-Ablagerungen wurden aus darstellerischen Gründen nicht kartiert.

PROGETTO
CARGO

VII – STRUKTURELLER BAU

(L. Selli, M. Avanzini, C. Morelli & V. Picotti)

1. – EINLEITUNG

Das untersuchte Gebiet liegt im nordwestlichen Abschnitt der Gebirgskette, die im Neogen durch übereinander gestaffelte Überschiebungen entstanden ist (PROSSER & SELLI, 1991). Die auftretenden Hauptstörungen werden hierbei von den Mezzocorona-Kurtatsch- und Vigo di Ton-Tramin-Überschiebungen dargestellt. Sie gehören zum Deformationssystem mit NE-gerichtetem Trend zwischen Trient und Bozen (*Paganella - Zambana - Fai - Monte di Mezzocorona - Fennberg/Favogna - Roen*; CASTELLARIN & GATTO, 1981). Das System wird von N- bis NW-gerichteten Seitenverschiebungen, wie der Trento-Cles-Linie und der Mezzolombardo-Taio-Linie, in verschiedene Abschnitte unterteilt. Diese Linien erlaubten auch einen SE-Transport der tektonischen Einheiten zwischen der Nördlichen Judikarien-Linie und dem Etschtal. Im Osten des Etschtals wird dieses System von der Trudener Linie, einem bedeutenden tektonischen Element begrenzt. Es handelt sich um eine NE-SW-orientierte, steil nach SE einfallende Störung von regionaler Bedeutung, an der die Etschtaler Vulkanit-Gruppe auf die permo-triassische Sedimentabfolge im NW aufgeschoben wurde. Im regionalen Maßstab stellt sie eine Rücküberschiebung der südvergente Hauptüberschiebung der Valsugana-Linie dar (SELLI, 1998), entlang welcher das südalpine Grundgebirge über Sedimente des Miozäns geschoben wurde; die geschätzte Verkürzung beträgt dabei rund 15 km (Abb. 74).

Dieses Kapitel behandelt die wichtigsten tektonischen Aspekte nach den permischen Ereignissen, die bereits in Kap. IV.2. behandelt wurden: es umfasst das mitteltriassische Ereignis in Zusammenhang mit einer erneuten vulkanischen Aktivität, die norisch-liassische Rift-Tektonik, die zur Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans führte, die mittelkretazische Inversionstektonik infolge der Entwicklung der Südalpen zu einem Retro-arc-Vorlandbecken sowie schließlich die für den Blattbereich prägende, neogene Tektonik (neopaläozoisch).

2. - MITTELTRIASSISCHE TEKTONIK

Im Gebiet von Kurtatsch (*Cortaccia*) wird die anisische Plattformabfolge der Contrin-Formation jäh unterbrochen und von den Beckenablagerungen der Moena-Formation abgelöst. Dieses relativ kleine Becken wurde durch Störungen begrenzt, von denen einige noch heute mit einem NW-SE- und E-W-Verlauf zu erkennen sind. Die bedeutendste davon verläuft im Norden von Kurtatsch in E-W-Richtung. Obwohl sie von den späteren Ereignissen reaktiviert wurde, ist sie auf der Karte als synsedimentäre Störung ausgehalten. Die steil stehenden und instabilen Beckenränder lieferten dolomitisches Breccienmaterial in das Becken. Dieser Ablagerungsraum blieb auch noch gegen Ende des Oberanisien erhalten und führte zu den unterschiedlichen Fazies von Schlerndolomit und Buchenstein-Formation. Zwischen dem Oberanisien und dem Beginn des Ladinium nahm die Subsidenz in etwa um eine Größenordnung gegenüber davor und danach zu und führte zu einer deutlichen Vertiefung der Becken und einer ausgeprägten Aggradation der Plattformen.

Gegen Ende des Unterladinium ließ die Subsidenzrate wiederum nach und bewirkte einen starken Sedimenteintrag in Richtung der Becken bis zur kompletten Auffüllung derselben im Oberladinium.

3. - NORISCH-LIASSISCHE TEKTONIK

Die norisch-liassischen Ablagerungen im Blatt „Mezzolombardo“ bilden den westlichen Abschnitt der Venetischen Plattform, die in drei sedimentäre Großbereiche unterteilt wird. Diese werden von W-vergenten Abschiebungen getrennt und sind in Richtung Osten immer geringmächtiger und lückenhafter ausgebildet: i) Im Abschnitt östlich der Mezzolombardo-Taio-Linie fehlen nahezu gänzlich die Graukalk-Gruppe und der Zu-Kalk, der unterliegende Hauptdolomit samt rhätischem Intervall hat eine reduzierte Mächtigkeit von etwa 300 m (PROSSER & SELLI, 1991); ii) Der Bereich des Nonstals zwischen den tektonischen Linien Mezzolombardo-Taio und Trento-Cles ist durch stark reduzierte, syn-Rift-Ablagerungen bei La Rocchetta (Bohrung Coredo 1, bei Mollaro) gekennzeichnet iii) Die Brenta-Gruppe stellt ein Randgebiet der Venetischen Plattform mit stärkerer Subsidenz zwischen den Linien Trento-Cles und Ballino-Garda dar (CASTELLARIN, 1972); sie besteht aus Sedimenten einer Karbonatplattform mit mächtigen Abfolgen des Zu-Kalkes und der Graukalk-Gruppe. Weiter im Westen öffnete sich das Lombardische Becken.

3.1. – BEREICH PONTE DELLA ROCCHETTA – MONTE CORNELLO

Dieser Bereich liegt am Ausgang des T. Noce bei der Klause La Rocchetta und umfasst den linken Hangabschnitt, zwischen dem T. Noce, dem Torre di Visione und dem Monte Cornello. Das Gebiet ist durch einen sedimentären Gang, eine spektakuläre listrisch geformte Abschiebungsfläche und eine weitere, ebenfalls listrische Abschiebung, jedoch mit einem unterschiedlichen Alter, gekennzeichnet.

In der geologischen Karte und in Abb. 70 kann man beobachten, dass die Schichtflächen im ganzen Bereich nach NW-NNW einfallen und der Einfallswinkel fortlaufend von 30° bis zu 70° vom Cornello bis zum T. Noce zunimmt. Es handelt sich somit um eine alpidische Antiklinale mit einer Haupteinengung, die in etwa senkrecht zur Fallrichtung der Schichten einwirkt.

Um eine korrekte Interpretation der genannten Störungen und des Ganges durchzuführen, muss der ganze Bereich bis vor die alpidische Deformation abgewickelt werden.

Der sedimentäre Gang befindet sich 50 m oberhalb der Staatstraße Nr. 43 des Nonstals zwischen dem T. Noce und dem Torre di Visione, auf einer Höhe von 350 m. Er durchschlägt die Monte Zugna-Formation (FMZ) und wird, wie in Abb. 71 ersichtlich, von den Sedimenten des Loppio-Oolithkalkes (LOP) aufgefüllt und plombiert. Im oberen Abschnitt ist der Gang bis zu 30 m mächtig.

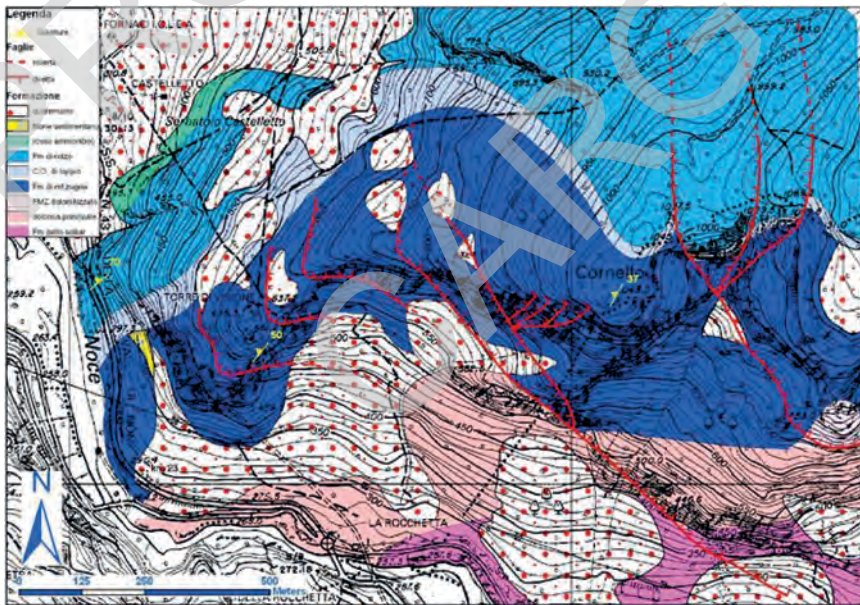


Abb. 70 – Vereinfachte geologische Karte des Bereiches Ponte della Rocchetta – Monte Cornello (abgeändert aus der geologischen Karte des Projekts CARG-PAT).



Abb. 71 – Sedimentärer Gang bei Ponte della Rocchetta, welcher durch Sedimente des Loppio-Oolithkalkes (LOP) verfüllt und plombiert ist.

tig und besteht aus einem kompakten, nicht geschichteten, weißlichen Gestein. Aufgrund der höheren Beständigkeit gegenüber der umgebenden Schichten der Monte Zugna-Kalke sticht der Gang im Gelände hervor. Man kann mindestens zwei Auffüllungsphasen unterscheiden. Aufgrund des steilen und unzugänglichen Geländes konnten die Beobachtungen aus der Ferne nicht im Detail vertieft werden. Es konnte auch nicht klar bestimmt werden, ob es sich um Breccien aus Loppio-Oolithkalkklasten oder um oolithische Sedimente derselben Formation, die später im Gang selbst verfestigt wurden, handelt. Die ursprüngliche Raumlage des Ganges entspricht natürlich nicht der heutigen (leicht nach ENE- geneigt), sondern kann durch die Abwicklung der Schichten grob mit einem NNE-SSW-Streichen angegeben werden.

Die auffälligste Struktur in diesem Bereich ist eine große Abschiebung, die mit 30-35° Neigung den Südhang des Cornello teilt (Abb. 72). Sie wurde erstmals von DOGLIONI & BOSELLINI (1987) erwähnt. Auf der Karte bewirkt sie einen Versatz von rund 250 m des Kontaktes Monte Zugna-Formation mit dem Hauptdolomit. In den Hangendschichten erkennt man den Ansatz einer antithetischen Flexur (roll over anticline). Das Foto aus Abb. 72 zeigt im Hangendblock eine zunehmende Verdickung der basalen Schichten der Monte Zugna-Formation in Richtung Störungsfläche. Die Störung ist heute in etwa N-S-gerichtet und fällt mit 30-35° nach E ein. Nach der Abwicklung der späteren Verformungen (und der Berücksichtigung eines gewissen Kippeffektes der Hangendantiklinale

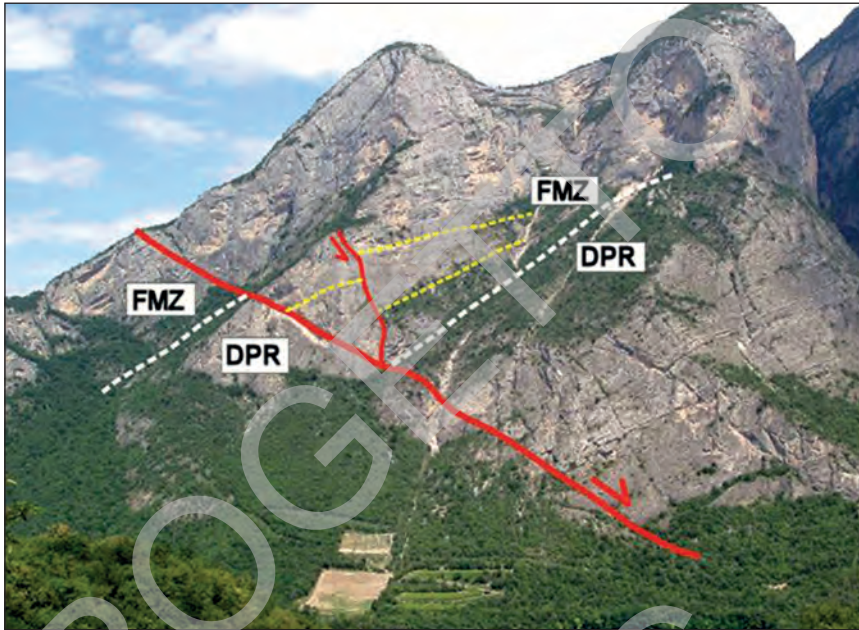


Abb. 72 – Abschiebung, nach unten vermutlich listrisch ausgebildet, am Südhang des Monte Cornello. Der Versatz betrifft auch den Kontakt FMZ/DPR (weiß strichliert) und bewirkt eine Verdickung der hangenden FMZ-Schichten in Richtung der Störungsfläche (gelb strichliert).

selbst) ergibt sich ca. eine NNE-Richtung bei einem Einfallen nach ESE mit 40-70°. Die Störung scheint den Loppio-Oolithkalk nicht zu beeinflussen. Aufgrund fehlender Aufschlüsse ist nicht geklärt, ob die Störung vom Oolithkalk oder direkt von der Monte Zugna-Formation versiegelt wurde.

Eine weitere listrische Abschiebung quert den Graben im Osten des Cornello und bewirkt, zusammen mit anderen antithetischen Abschiebungen, die Ansenkung des Keiles zwischen den genannten Störungen gegenüber den Bereichen im E und W.

Diese listrische Störung flacht nach unten an der Grenze Monte Zugna-Formation – Hauptdolomit (Abb. 73) aus. Sie quert die Monte Zugna-Formation und den Loppio-Oolithkalk in Richtung N-S. Insgesamt stellt der gesamte Abschnitt östlich der Hauptstörung eine Hangendantiklinale dar, die von kleinen, etwa gleichaltrigen Störungen weiter zerlegt wird.

Interpretation

Der rekonstruierte Verlauf des sedimentären Ganges und der großen Abschiebung am Südhang des Monte Cornello, die als große listrische Störung angesehen werden kann, stimmt mit der σ_3 -Ausrichtung ESE-WNW der liassischen Dehnungstektonik überein. Da beide Strukturen versiegelt und im Falle des Ganges

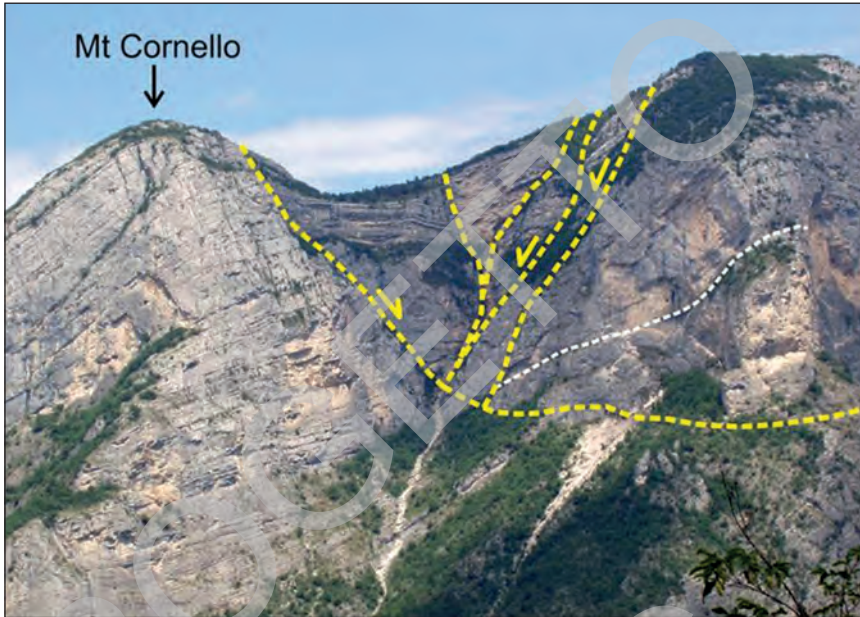


Abb. 73 – *Listrische Abschiebung mit antithetischen Störungen im Osten des Monte Cornello.*

vom Loppio-Oolithkalk auch aufgefüllt wurden, sollte die Aktivität mit dem unteren bis mittlern Sinemurium auslaufen. In Morphologie und Aktivität erinnert die listrische Störung z.T. an jene, die von ZAMPIERI (1995) erwähnt wurde; allerdings musste die Aktivität im vorliegenden Fall bereits im Hettangium einsetzen, da an der Basis der Monte Zugna-Formation eine Mächtigkeitszunahme zu erkennen ist. Man kann also von mehreren Extensionsphasen ausgehen, einer im Hettangium und einer oder mehrerer im unteren und mittleren Sinemurium.

Die ebenfalls listrische Störung am Cornello entspricht erneut der liassischen Dehnungstektonik. Da sie aber auch den Loppio-Oolithkalk betrifft und sich in der Monte Zugna-Formation fortsetzt, handelt es sich um eine spätere Phase, die mindestens bis ins Carixium (Unterpliensbachium) reichte.

4. - KRETAZISCHE KOMPRESSION

Ab dem Albium und im ganzen Cenomanium wurde das Gebiet im Blatt „Mezzolombardo“ durch eine leichte kompressive Tektonik beeinflusst, wobei einige Hauptstörungen reaktiviert wurden. Diese tektonische Inversion wurde zum ersten Mal von (PICOTTI *et alii*, 1998) im angrenzenden Blatt „Malè“ beschrieben. Die Trento-Cles-Linie, eine ehemals extensionale Trennlinie von Bereichen mit unterschiedlicher Subsidenz, wurde im Abschnitt des vorliegenden

Blattbereiches reaktiviert. Diese bewirkte zum Teil einen gegenläufigen Trend gegenüber der vorigen Subsidenz. Im Westen entwickelt sich die am stärksten abgesunkene Brenta-Gruppe zu einer submarinen Hochzone, wobei durch Strömungen nur eine lückenhafte oder überhaupt keine Sedimentation stattfindet. Im Osten der Linie bildet sich hingegen eine mächtige (bis 70 m) Abfolge der Scaglia Variegata Alpina aus. Diese ist gekennzeichnet durch einen geringen Wasseraustausch (sapropelische Fazies von Mollaro). Diese Verteilung der Becken und die Möglichkeit, dass sie durch Seitenverschiebungen getrennt sein könnten, wurden bereits von DOGLIONI & BOSELLINI (1987) angenommen. Durch die auf-schiebende Komponente an den Störungen bildeten sich auch Faltenstrukturen, die im Bereich der Brenta-Gruppe von der nachfolgenden, spätkretazischen Sedimentation plombiert wurden. Entlang der Trento-Cles-Linie kann dies aufgrund der neuerlichen neogenen Reaktivierung und des Abtrags des kretazischen Hangendblockes nicht festgestellt werden. Im Osten der Linie zwischen Cles und Revò überlagert in einem Bereich die Scaglia Rossa des Campaniums direkt den Hauptdolomit. Diese Zone stellt den Hangendbereich der Völlaner Linie dar, die sich weiter nördlich im Blatt „Eppan“ entwickelt und hier als Synklinale auftritt. Auch für diese tektonische Linie kann somit eine teilweise kretazische Inversion angenommen werden. Ab dem Turonium fehlen Hinweise einer kompressiven Tektonik, hingegen kann man vereinzelte Extensionsstrukturen beobachten (PICOTTI *et alii*, 1998). Das Becken im Osten der Trento-Cles-Linie wird nur langsam aufgefüllt und beeinflusst die Sedimentation im gesamten Verlauf des unteren Eozäns. Dies findet Ausdruck in der Verteilung der klastischen Turbidite der Val d'Agola-Formation (vgl. stratigraphische Übersicht auf der geologischen Karte).

5. - NEOGENE KOMPRESSION

5.1. – EINLEITUNG

Der strukturelle Hauptbau im Blatt „Mezzolombardo“ geht auf die postkollisionalen alpidischen Ereignisse ab dem oberen Oligozän – unteren Miozän zurück. Die älteren, präkollisionalen, eoalpidischen Phasen im Zuge der kretazischen Subduktion der ozeanischen Tethys-Kruste sind hier nicht so ausgeprägt vorhanden wie etwa in der Lombardei (prä-Adamello Strukturen in BRACK, 1985); ausgenommen ist allerdings die im vorigen Kapitel beschriebene Reaktivierung der Rift-Störungen.

Auch die sogenannten mesoalpidischen Kollisionsphasen im Eozän fehlen in diesem Bereich. Diese Phase ist generell durch eine Extension gekennzeichnet mit strukturellen Hochs und Tiefs bei gleichzeitig einsetzender magmatischer Aktivität, die sich in basischen Vulkanablagerungen (Laven und Hyaloklastite) mit Gängen und Explosionsbreccien äußert. Diese Produkte fehlen im vorliegenden Blattbereich, während sie weiter südlich bei Rovereto und in den Lessinischen Bergen verbreitet vorkommen. Auch die Platznahme des imposanten Adamello-

Presanella-Batholiths vor 40 bis 30 Ma, nicht weit entfernt im Westen des Blattes, fällt in diesen magmatischen Rahmen.

Die neogene Tektonik richtet sich stark nach den präexistierenden, permo-mesozoischen Strukturen des kontinentalen Tethys-Riftings. Das Blatt „Mezzolombardo“ stellt wie die gesamten Südalpen ein klassisches Beispiel von Inversions-tektonik dar. Die Kollision zwischen der adriatischen und der europäischen Platte im Miozän führte zur Reaktivierung der synsedimentären Dehnungsstörungen der permo-mesozoischen Riftphase. Ab dem Untermiozän entwickelt sich die Kompression über die Judikarien-Linie bis ins Innere der südalpinen Sedimentabfolge. Dabei wurden die bestehenden Störungsflächen kompressiv reaktiviert und immer mächtigere südalpine Krustenabschnitte in die Überschiebungstektonik miteinbezogen (PICOTTI *et alii*, 1995; PROSSER, 1998); dies betrifft auch das gegenständige Blatt. Diese Überschiebungsprozesse setzen sich bis heute in den Venetischen Voralpen, vor allem Richtung Osten (Venetien - Friaul), fort.

Die Judikarien-Linie stellt die Hauptstruktur der zentralen Ost- und Südalpen dar und verbindet als Segment des Periadriatischen Lineaments mit einem NNE-Verlauf die Pustertal-Linie mit der Tonale-Linie. Dieser stufenförmige Verlauf des Periadriatischen Lineaments bildete sich laut CASTELLARIN *et alii* (2006) während der kretazisch-eozänen, eo- bis mesoalpidischen Deformationsphasen mit Entwicklung der Lombardischen und Insubrischen Flyschbecken und der Flyschablagerungen in den Dolomiten; die Judikarien-Linie fungierte demnach als kinematische Transferzone zwischen den südalpinen (*Presolana*) und ostalpinen Überschiebungen.

Entlang der Nördlichen Judikarien-Linie sind die ostalpinen Einheiten steil auf das Südalpin aufgeschoben. Demnach stellt die Linie eine ESE-vergente Rampenüberschiebung dar, die sich während der frühen neopalpidischen Phase im Chattium-Burdigalium (PROSSER, 1990; 1998; 2000) entwickelte. Während der „Valsugana-Phase“ wurde die Linie als sinistral transpressive Störung mit Konvergenzachse in Richtung N340° reaktiviert.

Die Südliche Judikarien-Linie stellt eine ererbte permo-mesozoische Riftstruktur dar und besteht aus einer großen, schrägen Falte mit einem Kernbereich aus Grundgebirgseinheiten, die SE-vergent vertikal aufgerichtet wurde. Entlang dieser Linie dringen die judikarischen Überschiebungen in Richtung Brenta-Gruppe und den NW-Abschnitt des Gardaseebereiches vor.

Die transpressiven Strukturen des Judikarien-Störungssystems setzen sich ausgehend von der Nördlichen und Südlichen Judikarien-Linie fort und schieben die permo-mesozoischen Sedimentauflage in Richtung SE übereinander, wobei die norisch-liassischen Abschiebungen als schiefe Rampen mit sinistral transpressiver Kinematik reaktiviert werden. Diese tektonischen Ereignisse entwickeln sich während der neopalpidischen Phasen. Sie beginnen im unteren Miozän in den inneren Bereichen und setzen sich bis ins Mittel- und Obermiozän in die externen Bereiche bis ins Etschtal fort. Im Etschtal bildet sich eine Reihe von gestaffelten (*en-echelon*) Überschiebungen, die heute den rechten Hang des Etschtals im Blatt „Trento“ ausbilden. Alle Flächen zeigen eine sinistral transpressive Kinematik und enden

im Osten an der Trento-Cles-Linie. Diese Strukturen sind an einen Keil aus tiefen Grundgebirgseinheiten gebunden, der den Bereich der Brenta-Gruppe hebt und die Verdoppelungen von Molveno, Paganella, Terlago und Bondone (Profilschnitt C in PICOTTI *et alii*, 1995) verursacht. Immer im Zuge desselben Ereignisses bildeten sich jenseits der Transferzone Trento - Cles - Etschtal - Calisio die typischen, ENE-WSW-streichenden Valsugana-Strukturen. Im Blatt „Mezzolombardo“ treten nur die östlichen Ausläufer dieser Strukturen (Molveno, Mularo) auf.

5.2. – ZEITLICHE ZUORDNUNG DER TEKTONISCHEN EREIGNISSE

Die postkollisionale nealpine Konvergenz im Neogen kann in drei Haupttappen unterteilt werden, die jeweils durch verschiedene regionale Hauptspannungsrichtungen gekennzeichnet sind (CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1998):

Gompholit-(Nagelfluh-) oder Insubrisches Ereignis (Chattium-Burdigalium)

Es stellt das älteste Deformationsereignis im Südalpin dar und ist durch NW-SE-orientierte Einengungsstrukturen gekennzeichnet. Die regionale Hauptspannungsachse σ_1 war $N20^\circ$ bis $N30^\circ$ gerichtet, was mit dem dinarischen System im Oligozän in den Julischen Alpen und bis in die östlichen Dolomiten (DOGLIONI, 1987) übereinstimmt. Im Blatt „Mezzolombardo“ wird dieses Ereignis von den Überschiebungen von Mezzocorona dargestellt. Diese sind kinematisch an die Nördliche Judikarien-Linie gebunden. Sie bilden die innersten Strukturen der SE-vergente südalpinen Kette und können deshalb dieser Phase zugeordnet werden. Diese Strukturen zeigen, wie die Überschiebungen von Sabion und Cima Tosa im Blatt „Tione di Trento“, örtlich NW-SE- bis N-S-orientierte Konvergenzachsen (PICOTTI *et alii*, 1995, SELLI, 1998). Es ist möglich, dass die Judikarien-Linie in der Nähe dieser Strukturen eine Distorsion des regionalen Spannungsfeldes verursachte. Dies wird oft bei transversal zur Gebirgskette verlaufenden Elementen beobachtet. Das lokale Spannungsfeld nahe der Judikarien-Linie beeinflusste demnach die Überschiebungen. Kleinere Strukturen mit geringer lateraler Kontinuität, wie die Synklinale der Madrut (*La Madrutta*), die Überschiebung am Laukus Bach (*Rio Lauco*) bei Mühlen (*Molini*) auf der linken Seite des Etschtals sowie einige S-vergente Aufschiebungen in der Etschtaler Vulkanit-Gruppe reaktivierten die Paläoränder der Caldera. In dieser Phase erfolgte wahrscheinlich auch die Reaktivierung der Calisio-Linie als Aufschiebung (CASTELLARIN *et alii*, 1988) (Blatt „Trento“).

Valsugana-Ereignis (Serravallium-Tortonium)

Im Laufe dieses Ereignisses entwickelten sich ENE-WSW- und E-W-verlaufende Kompressionsstrukturen (Falten und Überschiebungen) mit Achse σ_1 der Paläo-Hauptspannung in Richtung $N340^\circ$ bis $N350^\circ$. Die entsprechenden Strukturen finden sich im gesamten zentralen und östlichen Südalpin und natürlich auch im vorliegenden Blattbereich im Osten der Trento-Cles-Linie, welche das

Valsugana- vom Judikarien-Störungssystem trennt und die strukturellen Achsen von ENE nach NNE umlenkt.

Der linke Hang des Etschtals entspricht dem Hangenden der S-vergenten Valsugana-Überschiebung (SELLI, 1998). Entlang dieser Überschiebung überfährt das Grundgebirge mitsamt der Sedimentauflage die miozänen Ablagerungen im Bereich von Borgo Valsugana (Blatt „Borgo Valsugana“) (Abb. 74). Die Trudener Linie (T in Abb. 74) geht auch auf diese Phase zurück und bildet hierbei eine N-vergente Rücküberschiebung, die den Hangendblock der Valsugana-Linie segmentiert. Die in dieser Phase reaktivierte Calisio-Linie (Blatt „Trento“) stellt als dextrale Seitenverschiebung die seitliche Rampe der Valsugana-Linie dar (SELLI & VITALE, 1991).

Adriatisches oder Schio-Vicenza-Ereignis (Messinium–Plio-Pleistozän)

Dieses Ereignis bildet oder reaktiviert NW-SE-verlaufende, sinistrale Seitenverschiebungen parallel zur Schio-Vicenza-Linie. Die Hauptspannungsachse σ_1 variiert zwischen N130° und N150°. Im Rahmen dieser Deformationsphase bildete sich ein System von kinematischen Transferzonen, die den westlichen Teil der Südalpen, wo die tektonische Aktivität im oberen Tortonium endet, vom mittleren und östlichen Teil der Südalpen mit heute noch andauernder Aktivität trennt. Im Laufe dieses Ereignisses bildeten sich die Strukturen der Venetischen Voralpen (die Bassano-Valdobbiadene-Linie und die Antiklinale des Montello). Im vorliegenden Blatt können dieser Phase sinistrale Reaktivierungen von NW-SE-orientierten, vormals dextralen Seitenverschiebungen (Valsugana-Ereignis) zugeordnet werden. Beispiele hierfür sind die Redebus-Linie und die Ruffrè-Linie. Auch die Überschiebungen von Mezzocorona und die Trento-Cles-Linie sowie die Auer-Überschiebung zeigen eine leichte Reaktivierung in Verbindung mit dieser Phase.

5.3. – ÜBERBLICK DER NEOGENEN STRUKTUREN IM BLATT

Der Blattbereich „Mezzolombardo“ stellt einen homogenen Abschnitt der zentralen und östlichen Südalpen dar. Ein Großteil des Blattes liegt im Osten der Trento-Cles-Linie, die das Valsugana-Störungssystem im Osten vom Judikarien-Störungssystem im Westen trennt und in diesem Abschnitt die wichtigste Übergangszone darstellt. Auch sie wurde als ursprünglich permo-mesozoische Riftstruktur alpidisch reaktiviert.

Regional gesehen, entwickelten sich zwischen der Judikarien-Linie und der Venetischen Ebene drei N50° bis zu N70° streichende Hauptstrukturen der Südalpenkette, die durch ebenso viele Grundgebirgskeile dargestellt werden. Diese überschieben die permo-mesozoischen Sedimentabfolgen (Abb. 74). Es handelt sich um drei SE-vergente Überschiebungssysteme (die Überschiebungen von Mezzocorona, die Valsugana-Linie und die Pedemontana-Struktur der Voralpen bzw. die Bassano-Linie), die im Westen durch die Störungen Trento-Cles – Mezzolombardo-Taio – Calisio – Schio-Vicenza begrenzt werden. In Richtung SE

nimmt das Alter der Überschiebungen ab und es werden zunehmend tiefere Bereiche der oberen Kruste mit einbezogen (SELLI, 1998). Der gesamte Bereich der östlichen Südalpen kann als Valsugana-System definiert werden, da diese Überschiebung die bedeutendste und prägendste Struktur darstellt.

Das vorliegende Blatt umfasst den nördlichen Teil dieses Abschnitts mit den Überschiebungen von Mezzocorona, der Fai della Paganella-Linie weiter im SW, die von der Mezzolombardo-Taio-Linie versetzt wird sowie der Trudener Linie im Hangenden der Valsugana-Überschiebung.

Die Umlenkung von den ENE-streichenden Valsugana-Strukturen zum NNE-streichenden Judikarien-Störungssystem ("*Giunzione di Trento*" in GATTO & SEMENZA, 1969) erfolgt allmählich zwischen der Mezzolombardo-Taio-Linie und der Trento-Cles-Linie, die zusammen das wichtigste Transfersystem der mittleren Südalpen darstellen. Die Fai-della-Paganella-Linie fungiert in dieser Hinsicht als Verbindungsstück (*trait d'union*) zwischen den zwei Linien.

Das untersuchte Gebiet kann aber nicht nur anhand der strukturellen Eigenschaften unterschieden werden, sondern auch hinsichtlich der verschiedenen Gesteinsabfolgen, die unter den tektonischen Spannungen dieses südalpinen Abschnitts auch unterschiedlich reagieren. Der geologische Bau als Ausdruck der permo-mesozoischen Riftphase ist von grundlegender Bedeutung für den heutigen strukturellen Bau. In Hinblick auf das rheologische Verhalten der Gesteine kann das Blatt grundsätzlich in zwei Abschnitte unterteilt werden, die sich in der stratigraphischen und strukturellen Entwicklung voneinander unterscheiden. Der südöstliche und nordöstliche Blattbereich wird von den vulkanischen Abfolgen der Etschtaler Vulkanit-Gruppe (GA) dominiert, vorwiegend (und insbesondere im Süden) von den abschließenden Ablagerungen des magmatischen Zyklus (Auer-Formation). Sie stellen einen starren und spröden Körper dar, mit überwiegend steil stehenden Seitenverschiebungen und Aufschiebungen, die ein regelmäßiges Kluftnetzwerk ausbilden und vielfach auf die permische Riftphase zurückgehen. Die dextralen Seitenverschiebungen sind NW-SE orientiert, die sinistralen Seitenverschiebungen und Aufschiebungen streichen hingegen NE-SW und N-S. Das Gesamtbild der Strukturen weist auf eine Konvergenz mit Achse NNW-SSE hin.

Die GA-Platte zeigt im Osten der Trudener Linie ein generelles Einfallen nach W-NW mit Neigungen von durchschnittlich 10°. Dies entspricht auch der Tatsache, dass dieses Gebiet den Hangendblock der Valsugana-Überschiebung bildet und dem Verlauf der tiefer gelegenen Rampe folgt. Dies wird auch weiter im Osten in der Lagorai-Kette (*Catena dei Lagorai*), beobachtet (Blatt "Borgo Valsugana").

Der zweite Abschnitt im Blatt (Etschtal, Nonstal) umfasst die mesozoischen Sedimentabfolgen, deren struktureller Aufbau durch die mesozoische, synsedimentäre Tektonik bzw. die norisch-liassische Riftphase stark beeinflusst wurde. Im Bereich östlich der Mezzolombardo-Taio-Linie tritt eine reduzierte Abfolge von anisich-norischen Plattformen (Contrin-Formation, Schlerndolomit und Hauptdolomit) mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 1000 m auf. Sie stellt das strukturelle Hoch von Trient dar. Dieser Bereich erstreckt sich über die ganzen westlichen Dolomiten und ist durch einen relativ geringmächtigen (300-400 m)

Hauptdolomit sowie das Fehlen der Graukalk-Gruppe gekennzeichnet. Diese treten hingegen weit verbreitet in den angrenzenden Gebieten (Südliches Judikarien-System, Brenta-Gruppe und östliche Dolomiten im Osten des T. Cordevole) auf.

Rheologisch gesehen, liegt der steife Kern der Karbonatplattformen (mitteltriassische Dolomite, Hauptdolomit und Graukalke) mit steilstehenden Störungen (Rampen) zwischen zwei plastischeren Abschnitten, wo die Abscherung entlang der Schichtgrenzen stattfindet. An der Basis treten die terrigen-karbonatischen Sedimente des Zeitraums Oberperm-Mitteltrias (Grödner Sandstein, Belleroophon-Formation, Werfen-Formation, Unterer Sarldolomit, Giovo-Formation) auf, im Hangenden hingegen die dünnen, pelagischen, meist karbonatischen Formationen des Zeitraums Mitteljura-Eozän (Rosso Ammonitico, Maiolica, Scaglia Variegata Alpina, Scaglia Rossa und Ponte Pià-Formation).

5.4. – HAUPTSTRUKTUREN WESTLICH DES ETSCHTALS

Trento-Cles-Linie

Diese Störung wurde bereits als „*faglia di Zambana-Cavedago*“ von GATTO & SEMENZA (1969) beschrieben. Zusammen mit den Überschiebungen von Mezzocorona-Mendel und der Trudener Linie stellt sie die Hauptstruktur im Blattbereich dar. Im Laufe ihrer langen Geschichte weist sie mindestens drei unterschiedliche Bewegungsrichtungen auf: W-vergente Abschiebung im Mesozoikum, transpressive Störung in der Kreide und Transferstörung im Mittel- bis Obermiozän, wobei eine mögliche Reaktivierung während der Schio-Vicenza-Phase nicht ausgeschlossen werden kann.

Es handelt sich um eine steil stehende, ca. N-S-streichende und W-fallende Störung am westlichen Blattrand. Sie quert die rechte Seite des Nonstals bis in die Gegend von Cles und vereint sich schließlich mit der Nördlichen Judikarien-Linie (Blatt „Eppan“). Es handelt sich um eine klassische Transferzone – die wichtigste in diesem Abschnitt der Südalpen. Sie steuert den Übergang der Judikarien-Überschiebungen im Westen (Paganella- und Molveno-Überschiebung) zum Valsugana-System im Osten (Fai della Paganella- und Mezzocorona-Überschiebung). Letztere erfahren an dieser Linie eine Umlenkung von ENE nach NNE („*Giunzione di Trento*“ in GATTO & SEMENZA, 1969). So fanden an dieser Struktur sowohl dextrale als auch sinistrale Bewegungen statt, je nach Kinematik der Überschiebungen zu beiden Seiten der Linie. Der vorwiegenden Kinematik folgend wurde sie in der geologischen Karte mit sinistralen Sinn dargestellt. Weiter südlich (Blatt „Trento“) quert sie das Etschtal und fiedert unserer Meinung nach in zwei Segmente auf: das erste geht in die Calisio-Linie über, das zweite setzt sich mit einem N-S-Verlauf entlang des Etschals fort.

Bei der Trento-Cles-Linie handelt sich nicht um eine einzelne Störungsfläche, sondern um ein Bündel von subvertikalen Störungsflächen mit zwischengeschalteten, N-S-gelängten tektonischen Schuppen aus jurassisch-kretazischen und mitunter auch norischen Sedimentabfolgen. Die zahlreichen Störungen führen

in Summe zu einer Hebung des westlichen Abschnittes. So wird z.B. im Osten des Lago di S. Giustina die Rotzo-Formation über die Scaglia Rossa geschoben. Letztere steht gleichzeitig in tektonischem Kontakt mit der Ponte Pià-Formation mit einer zwischengeschalteten Linse aus Hauptdolomit und Rotzo-Formation. Bei Sporminore überlagert der Hauptdolomit tektonisch den Rosso Ammonitico mit einem Vertikalversatz von über 300 m; daneben wird die Monte Zugna-Formation entlang flacher Scherflächen über die Ponte Pià-Formation (S. Pancrazio) geschoben. In diesem Bereich zeigen Falten mit NNW-SSE-streichender Achse eine dextrale Kinematik der Störung an, wohingegen im Gebiet von Terres NNE-SSW-orientierte Achsen auf einen sinistralen Schersinn hinweisen.

Mezzolombardo-Taio-Linie

Es handelt sich um einen Schwarm aus Seitenverschiebungen, die zumindest teilweise ältere Abschiebungen reaktivieren. Die Linie quert mit etwa N-S-Richtung das gesamte Blatt. Im Detail besteht sie aus N-S- und NW-SE-streichenden Segmenten, die als seitliche Transferzone für die Überschiebungen von Mezzocorona fungierten. Am Rio Pongaiola treten Scherzonen mit S-C-Gefügen innerhalb der Scaglia Rossa auf. Eine Analyse des Schersinns ergab eine ältere dextrale Kinematik, in Übereinstimmung mit der Aktivierung der Überschiebungen von Mezzocorona, gefolgt von einer jüngeren, sinistralen Bewegung im Zusammenhang mit der Valsugana-Phase u./o. der Schio-Vicenza-Phase.

Die Überschiebungen von Mezzocorona

Im mittleren Blattbereich treten orographisch rechts der Etsch zahlreiche Überschiebungen auf, die in der Literatur als Mezzocorona-Mendel-Überschiebungen (VAN HILTEN, 1960; PROSSER & SELLI, 1991;) oder Fennberg-Linie (GATTO & SEMENZA, 1969) bezeichnet wurden.

Sie sind dank der Erosion durch die Etsch verbreitet aufgeschlossen. Am Ausgang des Nonstals sind sie zudem senkrecht angeschnitten und stellen somit ein natürliches Querprofil am Westhang dar (Abb. 75). Dieser dreidimensionale Aufschluss zeigt eine perfekte Rampenfalte (*fault-bend folding* Geometrie), wodurch die Kinematik dieser Strukturen besonders gut analysiert werden kann.

Es handelt sich um zwei übereinander liegende, ENE-WSW bis NNE-SSW verlaufende Überschiebungen: die vorgelagerte Mezzocorona-Margreid-Überschiebung sowie die Vigo di Ton-Tramin-Überschiebung. Sie sind durch zwei Transferzonen, die dextrale Mezzolombardo-Taio-Linie im Westen und durch die sinistrale Ruffrè-Linie (siehe Blatt „Eppan“) im Osten, begrenzt. Diese beiden Linien zeigen im Laufe ihrer miozänen Entwicklung sowohl dextrale, als auch sinistrale Bewegungen.

Weiter nördlich nimmt der Versatz ab und die Strukturen setzen sich nicht über die Ruffrè-Linie hinaus fort. In Richtung SW hingegen gehen sie in die Paganella-Überschiebungen über. Als Transferzonen fungieren hier die ca. N-S-streichenden Mezzolombardo-Taio- und Trento-Cles-Linien, die zeitlich gesehen auch kinematisch unterschiedliche Entwicklungen zulassen.

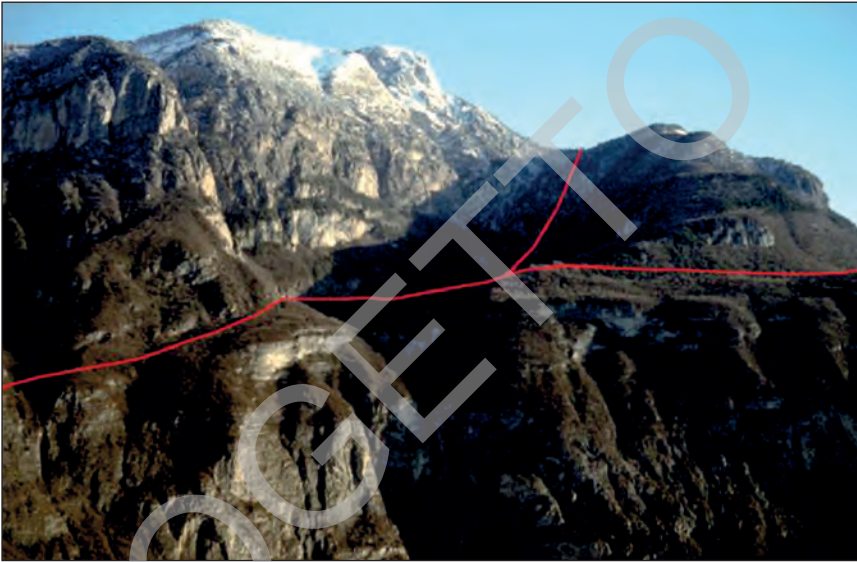


Fig. 75 – Natürliches Aufschlussprofil einer der Mezzocorona-Überschiebungen im Norden des gleichnamigen Dorfes. Man erkennt die Rampen-Antiklinale und die tektonische Schuppe an ihrer Front.

Diese Überschiebungen von Mezzocorona stellen die übereinandergeschachtelte Stirnzone einer tiefen Struktur (vgl. Blatt „Eppan“) dar, an der das Grundgebirge mit den überlagernden permischen Vulkaniten und der gesamten triassisch-kretazischen Sedimentabfolge über die Werfen-Formation fährt; die Abscherung findet dabei entlang von Schichtgrenzen statt (Flachbahn). Diese Struktur reicht bis ins Etschtal (Abb. 74 und Profile am Rand der geologischen Karte). Es handelt sich um eine verborgene Rampe, die sich an der Oberfläche durch die große, mit der Völlaner Linie vergesellschaftete Antiklinale im oberen Nonstal äußert, welche die gesamte Sedimentabfolge bis ins Eozän mit einbezieht.

In Richtung SE zeigen die Überschiebungen von Mezzocorona einen stufenförmigen Verlauf, in Abgängigkeit der verschiedenen Lithologien der Abfolge bzw. der wechselnd kompetenten und plastischen Gesteine. Diese Geometrien entwickeln sich in der übereinandergeschachtelten Stirnzone Richtung Etschtal, wo im Rampenbereich deutliche Verdoppelungen zu erkennen sind (Pontalt, Craunel, Treser Horn/*Corno di Tres*).

Die Contrin-Formation, die Schlern-Formation und der Hauptdolomit (kompetente Einheit in der Mitte mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 1000 m) stellen insbesondere die Rampenzonen dar, an denen die Überschiebung 30° bis 50° steil sind. Hier finden sich oftmals ausgedehnte Bereiche mit Breccien und Kataklastiten.

Die Abscherungen entwickeln sich hingegen hauptsächlich entlang von Schichtflächen in der Werfen-Formation, im Unteren Sarldolomit, im Voltago-Konglomerat, in der Giovo-Formation (untere plastische Einheit) und örtlich in

den Val-Vela-Kalken. Über diese Abscherhorizonte (untere Flachbahn) verbindet sich die Hauptüberschiebung mit den Überschiebungen im Etschtal. Daneben gibt es noch eine schwächer ausgeprägte obere Flachbahn am plastischen Top der Abfolge bzw. in den mitteljurasischen bis kretazisch-eozänen Beckensedimenten (Rosso Ammonitico, Maiolica, Scaglia Variegata Alpina, Scaglia Rossa). Schichtgebundene Abscherungen treten auch an der Basis der Schlern-Formation zwischen Roverè della Luna und Kurtinig (*Cortina s.s.d.Vino*) auf.

Entlang der Straße nach Fennberg (*Favogna*) kann man unter dem Treser Horn ein bedeutendes Ausschlussprofil der Flachbahn-Strukturen am Top der oberen Überschiebung beobachten (Abb. 76). Entlang der Überschiebung von Vigo di Ton-Tramin überfährt die Schlern-Formation eine Duplexstruktur im Hauptdolomit, der seinerseits den Rosso Ammonitico, die rosarote Maiolica und Scaglia Variegata Alpina (obere plastische Einheit) überschiebt. In diesen letzten Einheiten entwickelt sich eine ausgeprägte Deformation mit Scherzonen, an denen S-C-Gefüge, synthetische und antithetische Riedelflächen sowie flache inverse P- und P'-Flächen auftreten (Abb. 77). Der Hauptdolomit zeigt breite Kataklysezonen und bildet eine Rampenantiklinale, an deren Front die Maiolica verschuppt und aufgestapelt wurde; hier bildeten sich steil stehende, konjugierte Scherbänder und subvertikale Kluftscharen. In etwas Abstand von der Überschiebungsfrent entwickelten sich hingegen asymmetrische, geschlossene bis isoklinale Falten.

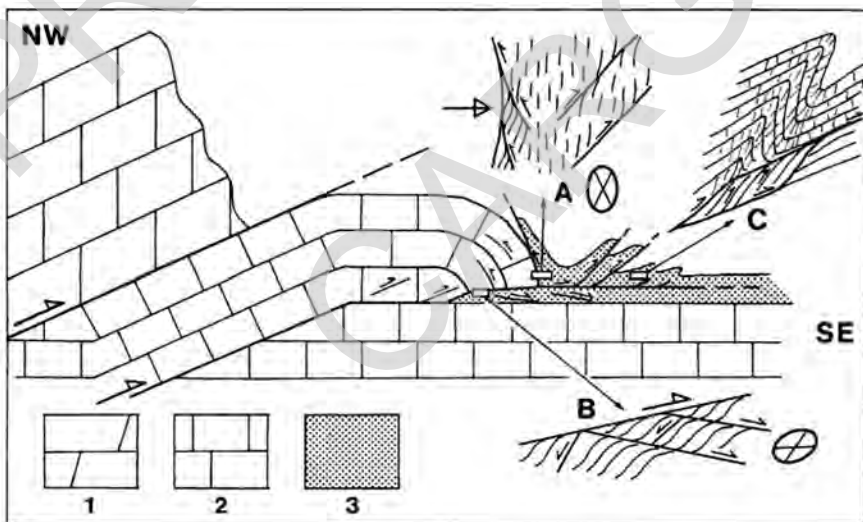


Fig. 76 – Strukturelle Eigenschaften der Mezzocorona-Überschiebung (aus PROSSER & SELLI, 1991). B = S-C-Gefüge der Abb. 77. 1) Schlern-Formation, 2) Hauptdolomit, 3) obere, plastische Einheiten (ARV, MAI und VAA).

Ähnliche tektonische Schuppen treten im Hauptdolomit auch an der Überschiebung von Mezzocorona-Margreid im Bereich von Craunel, immer und mit denselben Geometrien, sowie am Monte di Mezzocorona im Dolomit der Schlern-Formation auf. In diesem Fall wurde der Val Vela-Kalk an der Überschiebungsfrent tektonisch aufgeschoben.

Die zwei Hauptüberschiebungen entwickelten sich in normaler Sequenz. Nach Entstehung der tiefen Rampe im Nahbereich der Nördlichen Judikarien-Linie, entwickelte sich zuerst die Überschiebung von Vigo di Ton-Tramin und später jene von Mezzocorona-Margreid. In der Tat erscheint die ältere, obere Struktur bei Cima d'Arza deutlich gekippt und gehoben, wobei die Flachbahn heute mit 40° geneigt ist. Diese Verkippung ist auf die Rampenbildung der späteren, tieferen Struktur zurückzuführen.

Die Analyse der mesoskopischen Strukturen (Störungen, Faltenachsen, Drucklösungsfoliation, S-C-Gefüge) an den Überschiebungen weist auf eine ca. $N330^\circ$ streichende und SE-vergente tektonische Bewegungsrichtung hin, was der Hauptspannungsachse (σ_1) im Zuge der Überschiebungen entspricht. Man erkennt auch spätere out-of-sequence-Reaktivierungen, die der adriatische Phase mit ESE-gerichteter Hauptspannung zuzurechnen sind. Diese Strukturen können auch an Hauptstörungsflächen (Roen) auftreten.

Die unterschiedlichen Richtungen der Überschiebungen können demnach als frontale Rampen (ENE-orientierte Abschnitte) und schiefe Rampen mit sinistral transpressiver Kinematik (NNE-orientiert) interpretiert werden.

Entlang bilanzierter Profilschnitte wurde die gesamte Verkürzung auf 4 bis 6 km geschätzt (PROSSER & SELLI, 1991); diese Werte wurden im Blatt „Mezzolombardo“ bestätigt.



Fig. 77 – S-C-Gefüge an der Mezzocorona-Überschiebung.

Fai Della Paganella-Linie

Im Osten der Trento-Cles-Linie, die hier als sinistrale Transferstörung fungiert, tritt eine Struktur (Fai-Linie) mit denselben Eigenschaften des Störungssystems der Paganella (Blatt „Trento“) auf. Allerdings wird sie hier nur durch eine einzige, steil stehende Störungsfläche mit Flachbahn am Top dargestellt. Sie verdoppelt die gesamte mesozoische Abfolge, wobei der Hauptdolomit über die Ponte Pià-Formation geschoben wird.

Eine weitere subhorizontale Abscherung entwickelt sich auf mittlerer Höhe der Felswand auf der rechten Seite des Etschtals, am Kontakt zwischen Schlern-Formation und Hauptdolomit. Hier treten örtlich ladinische Beckenablagerungen (Val Vela-Kalk) und die Travenanzes-Formation auf, die auch im Straßentunnel von Mezzolombardo angetroffen wurden.

In diesem Fall erfolgt keine klare Umlenkung der Judikarien-Achsen, die sich im Osten der Trento-Cles-Linie fortzusetzen scheinen. Eine deutliche Umlenkung erfolgt erst an der Mezzolombardo-Taio-Linie, wo die östlich folgenden Überschiebungen von Mezzocorona-Mendel nach dem Valsugana-System ausgerichtet sind.

5.5. – HAUPTSTRUKTUREN ÖSTLICH DES ETSCHTALS

Hier treten die ca. ENE-WSW-streichenden (zwischen N50° und N90°) Strukturen in Zusammenhang mit der Valsugana-Überschiebung auf. Im vorliegenden Blattbereich ist dies die Trudener Linie (Abb. 74).

Die Valsugana-Überschiebung ist die größte S-vergente Struktur im östlichen Südalpin. Sie erstreckt sich über mehr als 100 km und weist eine Verkürzung zwischen 15 und 20 km auf. Im Blatt „Mezzolombardo“ ist sie nicht aufgeschlossen. Sie tritt erst weiter südöstlich nach der Lagorai-Kette (Blatt „Borgo Valsugana“) zutage. Im vorliegenden Blatt finden sich jedoch im Hangenden die Abfolgen aus den unterpermischen Vulkaniten. Im Gebiet zwischen der Calisio-Linie, der Valsugana und dem Etschtal erstreckt sich die Trudener Linie, eine steil stehende N-vergente Rücküberschiebung, die diesen Abschnitt des Hangenden der Valsugana-Überschiebung gliedert. Sie stellt wahrscheinlich wie die ähnlichen Störungen der Fersina-Linie und Pinè-Linie (Blatt „Trento“) eine neogene Reaktivierung/Inversion der unterpermischen Abschiebungen des Etschtaler Vulkanizyklus dar.

Trudener Linie

Die Trudener Linie verläuft SW-NE und fällt mit 50-70° nach SE ein (VENZO, 1957). Man kann sie über 30 km von Faedo (SW) bis zum Lavazejoch (*Passo di Lavazè*, NE) verfolgen. Insgesamt zeigt sie eine NW-vergente Aufschiebungskinematik mit einer untergeordneten sinistralen Komponente. Im zentralen Gebiet zwischen Geiersberg (*Monte Alto*) und Madrut (*La Madrutta*) weist sie einen maximalen Versatz von über 1000 m auf. Dabei werden die Ignimbrite der Auer-Formation auf die Contrin-Formation und den Hauptdolomit aufgescho-

ben. Der Versatz nimmt in Richtung SW und NE fortlaufend ab (Abb. 78 und 79a). Die Linie stellt die nordwestlichste der Rücküberschiebungen in den permischen Vulkaniten im Hangenden der Valsugana-Überschiebung dar. Das Hangende der Trudener Linie besteht ausschließlich aus Gesteinen der Etschtaler Vulkanit-Gruppe (fast ausschließlich aus der Auer-Formation), die im Trudner Horn (*Monte Corno*, 1817 m) und im Schwarzhorn (*Corno Nero*, 2439 m) knapp östlich der Blattgrenze gipfeln. Im Nahbereich der Störungsfläche sind die vulkanischen Gesteine lokal kataklastisch zerlegt und teils zu Sand zerfallen. Die Kataklastezonen erreichen Mächtigkeiten von bis zu einigen Zehnermetern (Abb. 79b). Obwohl die Linie als Ganzes im Gelände fast durchwegs gut erkennbar ist, konnte keine eigentliche Störungsfläche direkt eingemessen werden; erst in einer gewissen Entfernung von der Hauptstörung konnten Schersinnkriterien erkannt werden. Darunter finden sich steil stehende Flächen (Fallrichtung/Einfallwinkel 155/85) mit sinistraler Bewegung, nach N110 bis N120 einfallende Flächen mit transpressiver Kinematik sowie weniger stark geneigte Flächen (130/55 bis 150/45) mit einer Aufschubungskomponente.

Im Liegenden der Trudener Linie wurde die Sedimentabfolge vertikal verstellt, am Kontakt ist sie in der Regel sogar überkippt. Dies kann sehr gut von S. Michele all'Adige aus mit Blick Richtung Geiersberg (*Monte Alto*) im Norden (siehe auch Profil BB' in der geologischen Karte) beobachtet werden. Dadurch bildet sich in der ganzen Sedimentabfolge im Liegenden der Trudener Linie eine



Abb. 78 – Übersichtsfoto auf die Ostflanke des Etschtals zwischen Neumarkt und Salurn. Die rote Linie zeigt den Verlauf der Trudener Linie, entlang derer die permischen Vulkanite die permo-mesozoischen Sedimentabfolgen überschieben.



Abb. 79 – Trudener Linie: oben Übersichtsfoto auf den Südhang der Madrut (La Madrutta); unten kataklastische Gesteine der Auer-Formation im Bereich der Hauptstörung.

asymmetrische, NE-SW-gstreichende Synklinale aus, die subparallel zur Linie verläuft. Immer im Liegenden der Linie treten kleine tektonischen Schuppen auf, die von der Sedimentabfolge abgesichert wurden. Dabei handelt es sich um die ganze Abfolge zwischen der Contrin-Formation und der Bellerophon-Formation. Die duktileren Einheiten (Werfen-Formation und Bellerophon-Formation) werden dabei im mikro- bis mesoskopischen Maßstab verfaultet. Die bedeutendsten Schuppen finden sich am Südrand (D.so Mazzalon) und bei Kerschbaum (*Cereseto*), orographisch rechts des Laukus Baches (*Rio Lauco*). In beiden Fällen überschiebt der südöstliche Schenkel der verfaulteten Sedimentabfolge (Contrin-Formation – Giovo-Formation – Voltago-Konglomerat – Werfen-Formation) über eine steil stehende Störungsfläche (110/60) die Schlern-Formation und z.T. auch den vertikal aufgestellten Hauptdolomit.

An Nordrand des Blattes (Gschnon/*Casignano*) schwenkt die Trudener Linie graduell nach ENE um und zeigt eine deutlich flacherer (40°) Überschiebungsfläche. Im Liegendbereich sind hier zahlreiche untergeordnete Überschiebungen mit der Bildung von tektonischen Schuppen vorhanden, in denen die Abfolgen des Grödner Sandsteins und der Werfen-Formation stark verfaultet sind (siehe auch Profil DD' in der geologischen Karte).

Auer-Überschiebung

Direkt im Süden von Auer (*Ora*) tritt auf der linken Seite des Etschtals eine bedeutende Überschiebung in der permischen Vulkanitabfolge auf. Im Bacheinschnitt zwischen St. Daniel (*S. Daniele*) und Castelfeder (*Castelvetere*) ist eine Überschiebungsfläche aufgeschlossen, an der die Ignimbrite der Gries-Formation und nach oben folgende Einheiten über die Auer-Formation geschoben wurden. Der tektonische Kontakt zwischen den zwei Ignimbrittypen ist im Osten des neuen Umfahrungstunnels deutlich aufgeschlossen (Abb. 80). Die Störungsfläche fällt mit 60° nach N110 ein und zeigt Strömungen einer vertikalen (*dip-slip*) Bewegung. Sie wird auch durch ein 1 m mächtiges Kataklyseband mit Kaolinisierung unterstrichen. Die im Liegenden aufgeschlossene Auer-Formation weist bis in einen Abstand von mehreren hundert Metern noch zahlreiche kleine kompressive Scherflächen subparallel zur Hauptüberschiebung auf. Die vulkanoklastischen Abfolgen (Tregiovo-Formation) im Hangendblock der Überschiebung treten in der Schlucht des Schwarzenbachs (*Rio Nero*) auf und zeigen eine schön ausgebildete Antiklinale, deren Achse parallel zur Überschiebung verläuft und nach Süden abtaucht (Abb. 81).

Die vulkanischen Abfolgen im Liegenden stimmen nicht mit jenen im Hangenden der Überschiebung überein. Speziell die Hangendserie (*IGR, TVG, ORA₁*) spiegelt eine typische Abfolge Caldera-externer Bereiche bzw. einer strukturellen Hochzone wider. Die Gesteine im Liegenden (*ORA*) hingegen sind klassische innere Caldera-Ablagerungen (vgl. stratigraphische Übersicht auf der geologischen Karte). Aus diesem Grund dürften die beiden Abfolgen im Perm von einem abgesenkten Calderarand getrennt gewesen sein, der durch die alpidische Tektonik abgesichert und verdeckt wurde (siehe Profil DD' auf der geologische Karte).



Fig. 80 – Die Auer-Überschiebung am Straßenanschnitt der neuen Umfahrungsstraße von Auer (Ora). Man erkennt das Auftreten von weiteren Störungsflächen mit verschiedenem Einfallen in der Gries-Formation. Das Bild oben zeigt ein Detail der Hauptstörungsfläche.

Weiter südlich kann die Überschiebung bis nach Montan (*Montagna*) verfolgt werden, wo das Perdonig-Member die Grödner Sandsteine überschiebt. Die weitere Fortsetzung kann nur erahnt werden: Wahrscheinlich folgt eine Flachbahn bis mindestens nach Pinzon (*Pinzano*) innerhalb der stärker geschichteten Formationen (Grödner Sandstein – Bellerophon-Formation) und verursacht eine Verdopplung der Abfolge (siehe Profil DD' auf der Karte). Die Deformation könnte sich teilweise auch über die steil stehende, NW-SE-verlaufende transpressive Störung am SW-Hang des Cislun (*M. Cislun*) in stratigraphisch höhere Niveaus verlagern.

In Richtung Norden wird die Fortsetzung dieser Überschiebung von der alluvialen Talfüllung des Etschtals verdeckt. Die in der tektonischen Übersicht vorgeschlagene Hypothese stellt die Auer-Überschiebung in Verbindung mit der deutlich erkennbaren Aufschiebung am Südrand des Mitterberges (*Monte di Mezzo*). Auch in diesem Bereich überschieben die Gries- und Tregiovo-Formation die Auer-Formation entlang einer mit 50° nach N40 einfallenden, von Strömungen mit vertikaler Bewegung (*Pitch* 110°) gekennzeichneten Scherfläche. Diese Interpretation verlangt zwar ein Umbiegen der Überschiebungsfläche, aber weiter im Norden zeigt die Störungsfläche erneut die ursprüngliche Raumlage und verläuft an der Basis der Westflanke des Mitterberges, bis sie von der



Fig. 81 – Antiklinale in den vulkanoklastischen Sedimenten (Sandsteine und Konglomerate) der Tre-giovo-Formation im Hangenden der Auer-Überschiebung. Man erkennt das Auftreten von Rücküber-schiebungsflächen auf der linken Seite. Südwand der Schwarzenbachschlucht (Rio Nero).

NW-SE-streichenden Störung am Sattel im Osten des Kalterer Sees (Stadlhof/ Maso Stadio) abgeschnitten wird. Das Vorhandensein einer Überschiebungsfläche würde das Vorkommen auf gleicher Höhe von stratigraphisch tieferen Vulkanitabfolgen am Mitterberg (Hangendscholle) im Vergleich zum Überetscher Hang (Liegendscholle) bei Altenburg (*Castelvecchio*) erklären.

Nach dieser Hypothese würde es sich bei der Auer-Überschiebung um eine bedeutende zusammenhängende Überschiebung handeln, die der Trudener Linie vorgesetzt ist und entsprechend tiefere strukturelle Niveaus betrifft. Anzeichen hierfür finden sich auch weiter südlich am Blattrand, wo im Straßentunnel von Mezzolombardo die Abfolge Schlern-Dolomit und Val Vela-Kalk steil (50-60°) nach Norden einfällt und tektonisch diskordant vom Hauptdolomit überlagert wird.

Steilstehende NW-SE- und NNW-SSE-verlaufende Störungen

Die linke Etschtalseite wird ähnlich wie die rechte von zahlreichen subvertikalen, vorwiegend NW-SE bis NNW-SSE streichenden Störungen durchzogen. Es handelt sich meist um dextrale oder sinistrale Seitenverschiebungen. Trotz der recht ansehnlichen Erstreckung verursachen sie keinen bedeutenden Versatz der Abfolgen. Die Trudener Linie wird von einigen dieser steilen untergeordneten Störungen gequert, in den meisten Fällen werden sie aber von ihr abgeschnitten, woraus folgt, dass die Trudener Linie jünger als diese Blattverschiebungen ist bzw. reaktiviert wurde. Nur in wenigen Fällen versetzen diese steil stehenden Blattverschiebungen die Trudener Linie um einige zehner Meter.

Die auffälligste Störung ist die Obervill-Trudener Horn-Linie. Es handelt sich um eine NW-SE-orientierte, steil stehende sinistrale Seitenverschiebung, deren Nordostseite um rund 150 m abgesenkt erscheint. Dieser Versatz entspricht ungefähr der Mächtigkeit der Contrin-Formation und kann an den Felswänden oberhalb des Kuckuckshofs (*Maso del Cucco*) gut eingesehen werden. In Richtung Norden (*Mazon/Mazzon*) nimmt der Versatz wahrscheinlich auf wenige Zehnermeter oder auch weniger ab. Hier betrifft die Linie die basalen Abschnitte der Werfen-Formation und die Bellerophon-Formation. In Richtung SE versetzt sie die Trudener Linie und setzt sich in deren vulkanischen Hangendabfolge fort. Da die Obervill-Trudener Horn-Linie im Bereich eines deutlichen Knicks der Trudener Linie auftritt, dürfte sie für selbige auch die Funktion einer bedeutenden kinematischen Transferzone erfüllen.

Unter den zahlreichen Störungen in der Auer-Formation des Cembratals ist die Störung entlang des Rio dei Pezzi aufgrund der großen Erstreckung zu erwähnen. Sie setzt sich auf der linken Seite des T. Avisio am Rivo di Gaggio fort und versetzt mehrere NNE-SSW-streichende Störungen mit scheinbar sinistraler Kinematik. Eine weitere bedeutende Störung findet sich knapp nördlich davon, entlang des Rio della Valle, um sich dann im unteren Abschnitt des Rio di Brusago und schließlich im Rio de Molin fortzusetzen. Noch weiter nördlich wurde eine Störung im Rio Rivato kartiert.

Die ebenfalls bedeutende Redebus-Linie verläuft entlang des Rio Faorin (Ponciach). Sie erstreckt sich bis zur Trudener Linie und reicht mit einem kleinen Versatz bis in das Etschtal. Diese Linie zeigt eine erhebliche Kontinuität und entwickelt sich vor allem im angrenzenden Blatt „Trento“. Die Kinematik ist nicht klar ersichtlich, es überwiegen dextrale Bewegungen mit sinistraler Reaktivierung.

Im nordöstlichen Blattbereich fällt eine NW-SE-orientierte, mit 70-80° nach Norden einfallende Störung ins Auge. Sie zeigt eine erhebliche laterale Erstreckung von den Osthängen des Etschtals (Weiler Tapfer/*Case Tapfer*) über den Kreiter Sattel (Stadlhof/*Maso Stadio*) bis an den Überetscher Westhang jenseits des Kalterer Sees, knapp nördlich von Barleit (*Maso Parleider*). Sie endet schließlich wenig außerhalb der nördlichen Blattgrenze (siehe Blatt „Eppan“). Es handelt sich um eine dextrale Seitenverschiebung, deren Versatz an der Basis des Grödner Sandsteins auf ca. 800 m geschätzt wurde. In den unterlagernden Vulkanitabfolgen erscheint der Versatz noch größer, da Intra-Caldera-Ablagerungen im Norden mit Ablagerungen außerhalb der Caldera bzw. auf strukturellen Hochzonen im Süden nebeneinander gestellt werden. Es handelt sich auch in diesem Fall um eine Reaktivierung eines ehemaligen permischen Calderarandes (siehe Abb. 15).

VIII - TECHNISCHE UND ANGEWANDTE GEOLOGIE

1. – SEISMIZITÄT UND SEISMOTEKTONIK

(A. Viganò, mit Beiträgen von C. Carraro, L. Froner und O. Groaz)

1.1. - HISTORISCHE SEISMIZITÄT UND GEMESSENE EREIGNISSE

Die in der Literatur verfügbaren Unterlagen zur historischen (nicht direkt gemessenen) Seismizität im Raum Trentino-Südtirol und den umgebenden Gebieten (zentrale Ostalpen) zeigen eine ungleichmäßige Verteilung zwischen dem inneren Alpenraum und den Voralpen/Ebenen. In Abb. 82 sind die Ereignisse aus dem *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani* (Arbeitsgruppe CPTI 2004, 2008) und die angesprochene Verteilung dargestellt. Die bedeutendsten seismischen Ereignisse dieser Gebiete sind in Folge aufgelistet (I_0 ist die Intensität im Hypozentrum nach der Mercalli-Cancani-Sieberg-Skala, MCS):

- 3. Januar 1117, Umgebung von Verona, $I_0 = 9.5$
- 25. Dezember 1222, südlicher Bereich der Provinz Brescia, $I_0 = 8.5$
- 25. Februar 1695, Umgebung von Asolo, $I_0 = 9.5$
- 12. Mai 1802, Oglío-Tal, $I_0 = 8.0$
- 7. Juni 1891, Valle d' Illasi, $I_0 = 8.5$
- 30. Oktober 1901, Salò, $I_0 = 8.0$

Das Erdbeben von Verona stellt das bedeutendste dokumentierte Ereignis im gesamten norditalienischen Raum dar (GUIDOBONI *et alii*, 2005).

Das Gebiet im Blatt „Mezzolombardo“ blieb in historischer Zeit (rote Symbole in Abb. 82) praktisch verschont. Einzig bei einer Ausgrabung einer römischen Villa in Neumarkt (*Egna*) wurde in den Mauern ein Versatz festgestellt. Nach Meinung einiger Autoren handelt es sich um eine oberflächige, koseismische Verwerfung (GALADINI & GALLI, 1997 und folgenden Arbeiten). In der Fachwelt wird

diese Interpretation jedoch nicht gänzlich akzeptiert. Eine oberflächige, koseismische Verwerfung würde für dieses Gebiet ein erhebliches seismisches Potential bedeuten. Das Erdbeben vor rund 1800 Jahren müsste eine Magnitude von ca. $> 5,5$ aufgewiesen haben (vgl. WELLS & COPPERSMITH, 1994). Ein solches Potential ist allerdings aus historischen Daten und jüngeren Messungen nicht abzuleiten. Allerdings kann eine mögliche seismische Aktivität mit längeren Rückkehrzeiten gegenüber unserem historischen und messtechnisch erfassten Beobachtungszeitraum (also über 1800 Jahre) nicht ausgeschlossen werden.

Das seismographische Netz der Autonomen Provinz Trient (P.A.T.) ist auf Provinzgebiet seit dem Jahr 1981 in Betrieb. Derzeit besteht es aus sieben kurz- und langperiodischen Seismometern mit 1 oder 3 Komponenten.

Seit 2006 verfügt auch die Autonome Provinz Bozen über ein eigenes seismisches Überwachungsnetz, das in Echtzeit mit den Überwachungsstationen des Österreichischen Erdbebendienstes (ZAMG: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik), des Nationalen Instituts OGS (*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale*) und des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED) verbunden ist. Mit diesem System wurde ein überregionales Netz zur seismischen Überwachung des gesamten zentralen Ostalpenraumes geschaffen. Die Daten werden von den einzelnen operativen Zentralen in Wien, Bozen, Udine und Zürich mit dem einheitlichen Programm „Antelope“ aufgezeichnet und ausgewertet.

Die Abb. 83 zeigt die Verteilung der seismischen Ereignisse, die durch das Messnetz P.A.T. im Zeitraum zwischen 1. Januar 1994 und 31. Dezember 2007 erfasst und anhand der Abklingmagnitude (M_D ; REBEZ & RENNER, 1991) klassifiziert wurden. Die Datenbank wurde von allen Ereignissen bereinigt, die nicht auf eine natürliche Seismizität zurückzuführen sind. Dabei handelt es sich vor allem um Sprengerschütterungen in den Porphyrbriichen in den Tälern im Norden von Trient. Der Katalog umfasst vollständig alle seismischen Ereignisse. Die Lokalisierung wird horizontal und vertikal mit einer Toleranz von 68% der Konfidenzgrenze angegeben. Nach dem Kriterium des Lokalisierungs-codes (Lokalisierungsprogramm Hypoellipse; LAHR, 1999) liegt die Genauigkeit in horizontaler Erstreckung innerhalb von 4 km (SEH) und in vertikaler innerhalb von 10 km (SEZ).

Man erkennt deutlich eine verstärkte seismische Aktivität entlang des Judikarien-Störungssystems. In Richtung Süden folgen die Ereignisse mit einer gewissen Kontinuität den begrabenen Strukturen in der Poebene. Zahlreiche seismische und mikroseismische Ereignisse treten im südlichen Trentino am Zusammentreffen der vorwiegend NNE-SSW-streichenden judikarischen Strukturen mit den vorwiegend NW-SE-gerichteten Strukturen des Schio-Vicenza-Störungssystems auf. Dieser Bereich ist hinsichtlich Geodynamik und Seismotektonik von besonderem Interesse. Weiter im Osten ist die seismische Aktivität meist an den äußeren kompressiven Strukturen der Alpenkette lokalisiert. Das gesamte nördliche Trentino ist wie der Großteil der inneren Alpenkette durch eine gering verbreitete Seismizität mit niedriger Intensität ($M_D < 3$) gekennzeichnet.

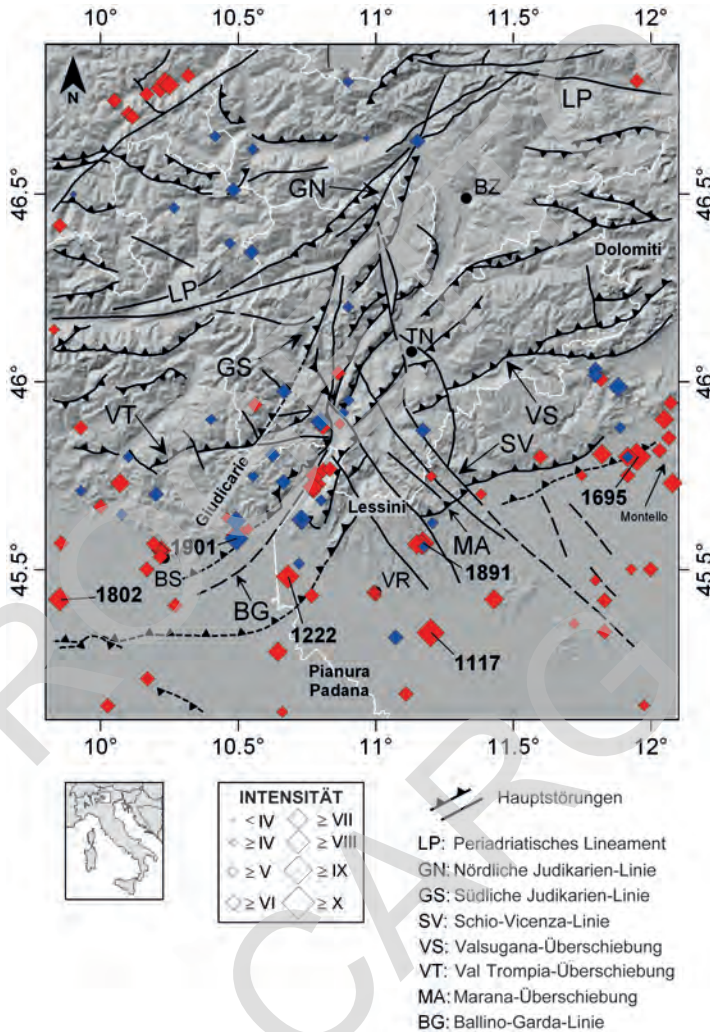


Abb. 82 – Verteilung der nicht messtechnisch erfassten seismischen Ereignisse im Bereich der zentralen Ostalpen. Die Größe der Symbole stellt die Intensitätsklasse im Epizentrum dar. Die Daten stammen aus dem *Catálogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI)* und beziehen sich auf den Zeitraum 217 v.Chr. – 1900 (rote Symbole; CPTI, 2004) bzw. auf den Zeitraum 1901–2006 (blaue Symbole; CPTI, 2008). Die angeführten Zahlen entsprechen den Jahreszahlen der bedeutendsten Ereignisse.

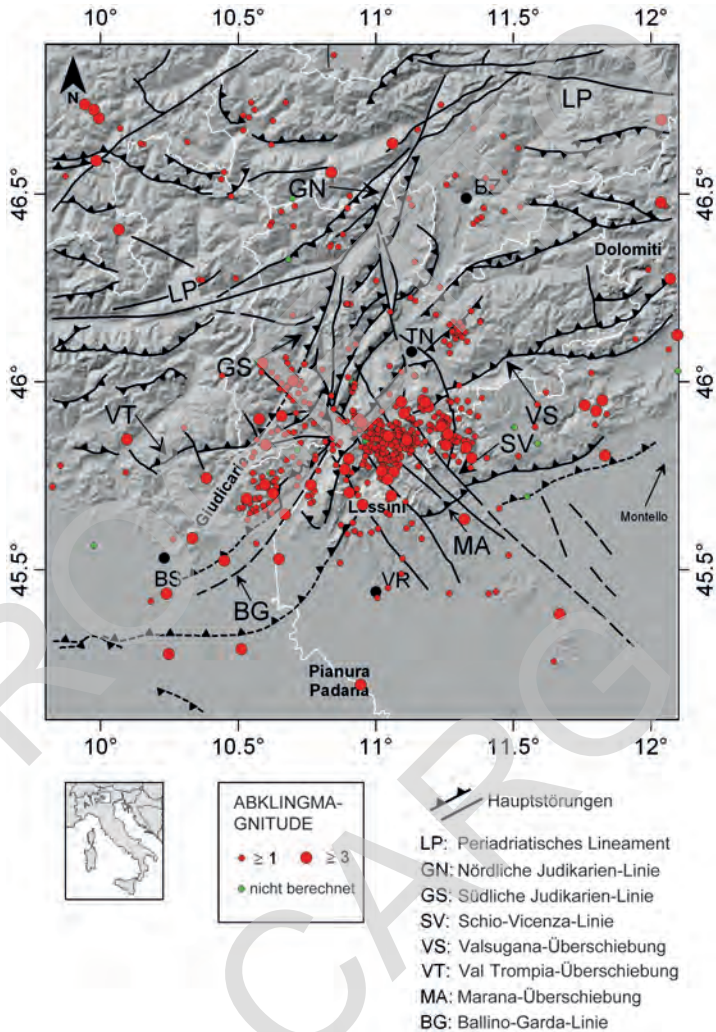


Abb. 83 - Verteilung der gemessenen seismischen Ereignisse im Bereich der zentralen Ostalpen. Die Größe der Symbole stellt die Klassen der Abklingmagnitude (M_D) dar. Die Daten stammen aus dem *Catalogo della Rete Sismometrica della Provincia Autonoma di Trento* und beziehen sich auf den Zeitraum 1994-2007. Die Datenbank umfasst sämtliche seismischen Ereignisse mit Fehlern in der horizontalen Lokalisierung (SEH) von < 4 km und in der Ermittlung der Tiefe (SEZ) von < 10 km.

1.2. – SEISMOTEKTONIK

Jüngere wissenschaftliche Studien befassen sich mit dem aktuellen Zustand von Spannungen und Verformungen (VIGANÒ *et alii*, 2008) und den entsprechenden seismotektonischen Eigenschaften (CARULLI & SLEJKO, 2009) in den zentralen Ostalpen. Außerdem wurde im Rahmen der jüngsten nationalen Klassifizierung des seismischen Risikos (MELETTI *et alii*, 2008) auch das seismogenetische Potential bezüglich der komplexen Strukturen des Judikarien- und des Schio-Vicenza-Störungssystems berücksichtigt.

Zwei Herdflächenlösungen wurden im Blattbereich „Mezzolombardo“ anhand der Erstausschlagsrichtungen (Polaritäten) der P-Wellen berechnet. Diese wurden mit dem strukturellen Bau auf der geologischen Karte (tektonische Übersicht) und in Kapitel VII verglichen. Die entsprechenden seismischen Ereignisse wurden vorher nochmals eigens lokalisiert. Hierbei und bei der Ermittlung der Herdflächenlösungen wurde der Ablauf nach VIGANÒ *et alii* (2008) angewandt; weitere Details finden sich darin. Die Eckdaten sind in Tabelle 3 nochmals zusammengestellt.

Tabelle 3 – Lokalisierungsparameter, Abklingsmagnitude (M_D) und Spannungsfeld (Klassifizierung nach ZOBACK, 1992) der untersuchten Herdflächenlösungen (vgl. Abb. 84).

ID	Datum [dd/mm/yy]	Zeit [hh:mm]	Lat [°]	Long [°]	Tiefe [km]	M_D	Anzahl der	
							Polaritäten der P-Wellen	Spannungsfeld
1	25/12/1992	03:43	46.37	11.15	17.1	2.9	15	U
2	16/08/1996	19.59	46.25	11.26	14.2	3.0	22	TF

Die zwei Herdflächenlösungen (Abb. 84) beziehen sich auf seismische Ereignisse mit vergleichbarer Tiefe des Hypozentrums und der Magnitude. Sie entsprechen zwei gänzlich unterschiedlichen Strukturbereichen, wie in der tektonischen Übersicht ersichtlich ist. In einem Fall überwiegen die Judikarien-Strukturen (NNE-SSW-streichend), das zweite Beispiel steht hingegen im Einflussbereich des Schio-Vicenza-Störungssystems (NW-SE-Verlauf). Die beiden berechneten Herdflächenlösungen erscheinen demnach, und nicht zuletzt auch aufgrund von mehreren Unsicherheiten in der Berechnung, sehr unterschiedlich. Das Ereignis #1 zeigt eine bedeutende vertikale (*dip-slip*) Komponente (NNE-SSW-streichende vertikale Fläche) oder eine rein dextrale Seitenverschiebung (ESE-WNW-orientierte Fläche) (Spannungsregime U, *unknown* - nicht bekannt; ZOBACK, 1992). Das Ereignis #2 hingegen ist kompressiv mit einer leichten Seitenverschiebungskomponente (Spannungsregime TF, *thrust fault* - Überschiebungsfläche; ZOBACK, 1992). Es sei betont, dass mit nur zwei verfügbaren Lösungen in dieser Tiefe und aufgrund der niedrigen Magnitude keine direkte Korrelation mit den einzelnen

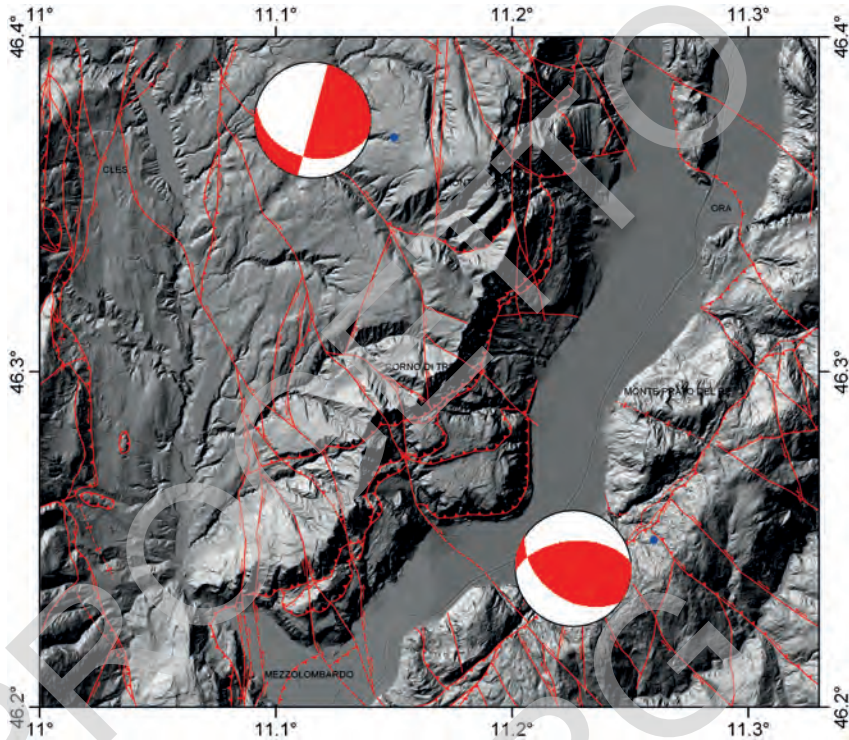


Abb. 84 – Herdflächenlösungen von neu lokalisierten seismischen Ereignissen im Blatt „Mezzolombardo“ (vgl. Tab. 3). Siehe Text für weitere Erklärungen.

geologischen Strukturen an der Oberfläche möglich ist. Daneben ist mit Hilfe von stratigraphischen und geometrischen Beobachtungen eine Projektion der Strukturen in die Tiefe nur für einige hundert Meter bei guter Näherung möglich.

1.3. – GESETZLICHE RAHMENBEDINGUNGEN

Auf Basis der O.P.C.M. Nr. 3274 vom 28 März 2003 wurde das gesamte Gebiet der Autonomen Provinz Trient in seismischer Hinsicht klassifiziert und den seismischen Zonen 3 (südliches Trentino) und 4 (nördliches Trentino) zugeordnet. Der Kessel von Trient liegt am Übergang dieser beiden Zonen.

Der Beschluss der Landesregierung Trient Nr. 2813 vom 28 Oktober 2003 übernimmt die „Norme di attuazione della Variante al PUP 2000 - Approvazione della Carta di Sintesi Geologica“, mit einer leichten Anpassung der Zonengrenzen auf Basis der gewonnenen Daten aus dem seismographischen Landesnetz. Die Liste der jeweiligen seismischen Zone kann Gemeinde für Gemeinde im

entsprechenden Absatz der „*Norme di Attuazione della Variante al PUP*“ eingesehen werden. Diese Bestimmungen sehen in der seismischen Zone 4 eine vereinfachte erdbebensichere Planung laut geltenden technischen Normen vor. Infrastrukturen, öffentliche und strategisch wichtige Bauwerke laut Definition der Landesregierung müssen den Planungsanforderungen einer seismischen Zone 3 gerecht werden. In der seismischen Zone 3 werden hingegen die geltenden nationalen Bestimmungen angewandt.

Mit dem folgenden Beschluss der Landesregierung Nr. 2929 vom 6 November 2003 wurde das „*Documento tecnico relativo agli adempimenti di competenza della Provincia Autonoma di Trento*“ übernommen, welches im Detail die Gebäudekategorie und die Infrastrukturen von strategischem Interesse in Hinblick auf die Einsturzgefährdung definiert. Im selben Dokument werden die Art und Weise der technischen Prüfungen und das zeitliche Programm für die Überprüfung der bereits bestehenden Landesbauten festgelegt.

Mit Dekret des Landeshauptmanns Nr. 33 vom 21. Juli 2009 „*Bestimmungen über erdbebensicheres Bauen*“, wurde das gesamte Gebiet der Autonomen Provinz Bozen in die Zone 4 im Sinne des O.P.C.M. Nr. 3274 eingestuft. Das Dekret passt die erdbebensichere Planung an die neuen staatlichen Bestimmungen laut technischen Normen im Sinne des M.D. vom 14. Januar 2008 an. Außerdem wurden die Kriterien zur Bestimmung der Gebäudekategorie bzw. der strategischen Wichtigkeit von Infrastrukturen und Bauwerken in Hinblick auf die Einsturzgefährdung festgelegt.

2. – MASSENBEWEGUNGEN UND HANGSTABILITÄT

(P. Campedel, M. Cucato mit Beiträgen von C. Strada und A. Borsato)

Die Massenbewegungen im vorliegenden Blattgebiet können sowohl in der räumlichen Verteilung als auch im Bewegungsmechanismus mit den verschiedenen lithologisch-strukturellen und morphologischen Bedingungen in Verbindung gebracht werden.

Laut dem Katalog der Massenbewegungen (*Inventario dei Fenomeni Franosi, IFFI*) kommen Sturz- und Kippereignisse am häufigsten (ca. 60%), schnelle Fließphänomene (Muren) relativ selten vor.

Die Sturzphänomene und mitunter auch Felskippen betreffen vorwiegend hohe und steile, oft vertikal ausgebildete Felswände aus kompaktem, jedoch zerklüftetem Gestein. Je nach Orientierung und Erstreckung der Trennflächen beeinflusst das Kluftnetzwerk maßgeblich die Gebirgsstabilität. Diese Art von Massenbewegungen tritt fast ausschließlich in den kompakten Gesteinen der mesozoischen Karbonate und der permischen Etschtaler Vulkanite auf. Eine ausgesprochen hohe Konzentration solcher Ereignisse wurde am Osthang des Mitterbergs (*Monte di Mezzo*), an dessen Westhang südlich des Kalterer Sees, aber auch auf der linken Seite des Etschtals südlich von Branzoll im Bereich der meisten Porphybrüche dokumentiert. Hier sind die steilen Felswände der Auer-Formation

und der Gries-Formation durch eine ausgeprägte subvertikale Klüftung gekennzeichnet. Daneben werden durch senkrecht dazu verlaufende, tektonisch bedingte Kluftsysteme einzelne Kluftkörper isoliert. Konzentrierte wie auch diffuse Stein-schlagphänomene treten im Etschtal auch an den dolomitischen Felswänden im N und NW von Kurtatsch, im Süden von Margreid bis nach *Mezzocorona* sowie auf der rechten Talseite bei Salurn bis nach *Cadino* auf. Daneben sind noch zahlreiche Ereignisse aus anderen Orten bekannt.

Große Bergsturm-massen sind oberhalb der Ortschaften Laag (*Lagheti*) und St. Florian (*S. Floriano*, Neumarkt) vorhanden. Es handelt sich um eine Ablagerung aus unterschiedlich großen Dolomitblöcken, teils umgelagert und teilweise von Hangschutt überdeckt. Das Ereignis geht wahrscheinlich auf Sturz- und Kipp-mechanismen zurück. Betroffen sind stark zerklüftete und aufgelockerte Fels-bereiche an der Oberfläche der Hauptdolomit-Wand, die bis über 1000 m ü.d.M. hinaufreicht. An der Basis des Ablösebereiches ist die Travenanzes-Formation aufgeschlossen, aber auch die oberen Abschnitte der unterlagernden Schlern-Formation wurden mit einbezogen. Dieser Bergsturz wird derzeit aus morpho-logischer Hinsicht untersucht, um die auslösenden Mechanismen und die weitere Entwicklung besser verstehen zu können. Insbesondere wird eine potentielle Be-wegung des ganzen Hangbereiches untersucht. Derzeit geht die größte Gefähr-dung von einem möglichen Stein- und Blocks-chlag (große, isolierte und labile Felsvolumina) aus.

Im Südtiroler Unterland kann man an den ausgedehnten Dolomitwänden auf beiden Talseiten zumeist drei Haupttrennflächensysteme erkennen. Das bedeu-tendste System verläuft oftmals parallel zur Talachse. Diese Eigenschaft zusam-men mit der stratigraphischen Abfolge aus kompetenten und weniger kompe-tenten Gesteinen (Contrin-Formation über der Giovo-Formation, Hauptdolomit über der Travenanzes-Formation) begünstigen die lokale Entwicklung von Kipp-phänomenen (z.B. an den Felswänden oberhalb von Kurtatsch und Margreid) und manchmal auch von lateralem Driften. Zerrspalten wurden in verschiedenen Bereichen an der Oberkante der dolomitischen Felswände beobachtet. Die bedeu-tendsten treten kurz oberhalb von Salurn und bei Margreid auf. Einige davon wer-den seit einigen Jahren durch Präzisionsmessungen überwacht und zeigen keine signifikanten Bewegungen.

Eine Besonderheit hinsichtlich morphologischer Bedeutung und Entwick-lungsmechanismus ist die Massenbewegung im Süden des Weilers „In der Wies“ (*Maso Bruciato*, Kurtatsch). Es handelt sich um große Dolomitblöcke und Fel-stürme von bis zu über 200.000 m³ mit N-S- bis NW-SE-verlaufenden, aktiven Zerrspalten. Die Richtung stimmt mit einem bedeutenden Störungs- und Bruch-system überein, das morphologisch am gesamten Hang zwischen der oberen Felswand und dem Hangfuß bei Margreid ersichtlich ist. Dazu gesellt sich ein ca. senkrecht verlaufender Trennflächenschwarm, der in der oberen Felswand zu erkennen ist. Der Bewegungsmechanismus ist durch das Auftreten von großen Felstürmen gekennzeichnet, die von der Felswand durch die genannten Trennflä-chen losgelöst und für wenige Zehnermeter talwärts abgeschoben sind (Abb. 85,



Abb. 85 – Übersichtsfoto auf die große Massenbewegung durch laterales Driften (in der Mitte) bei der Örtlichkeit „In der Wies“ (Maso Bruciato, Kurtatsch/Cortaccia).

rechts). Diese Türme stellen leicht abgesenkte Blöcke einer komplexen Massenbewegung durch laterales Driften (Block-Driften, *lateral spreading*) dar. Daneben treten noch Sturz- und Kippereignisse auf. Die Gleitfläche der großen Blöcke liegt wahrscheinlich in der Travenanzes-Formation oder noch tiefer.

Rotationsrutschungen können sich sowohl in quartären Ablagerungen als auch im Festgesteinsuntergrund entwickeln bzw. komplexe Phänomene ausbilden. Eine große Felsgleitung betrifft den NW-Hang des Cislun. Die Bewegung entsteht vorwiegend durch eine Rotationsgleitung und involviert Gesteine der Contrin-Formation, Breccien des Kaltern-Synthems und Schutthalden des Alpen Postglazialen Synthems. Die Gleitmasse ist von zahlreichen Anbruchnischen und unterschiedlich großen Rissen gekennzeichnet. Die Gleitprozesse beziehen wahrscheinlich auch das Top der unterlagernden Buchenstein-Formation mit ein, die in diesem Bereich jedoch nicht aufgeschlossen ist.

In den quartären Ablagerungen werden rotationale Rutschungen oftmals von langsamen oder schnellen Fließphänomenen begleitet. Diese Prozesse treten vermehrt an Hängen mit unverfestigten bis halbverfestigten Ablagerungen auf. Auslöser hierfür ist vorwiegend eine Durchtränkung mit Oberflächenwasser oder eine verstärkte Infiltration mit entsprechender Verringerung der geotechnischen Festigkeit dieser Lockergesteine. In diesem Sinn kann eine landwirtschaftliche Bebauung die Hangstabilität, die sich ohnehin schon in einem natürlichen Grenz-

gleichgewicht befindet, negativ beeinflussen. Dies ist vor allem der Fall, wenn der natürliche Oberflächenabfluss verändert oder der Hangfuß angeschnitten wird.

Unter solchen Voraussetzungen können mehrere diffuse, kleine und seichte Rutschungen auftreten, wobei fast ausschließlich quartäre Ablagerungen oder die oberste Verwitterungsschwarte der präquartären Formationen betroffen sind. Besonders häufig treten sie im Zusammenhang mit ausgesprochen heftigen Niederschlägen auf.

Als Beispiele hierfür dient die Rutschung beim Locherer-Hof (*Maso del Buco*) im Norden von Graun/*Corona* (Kurtatsch). Sie ist mit einer Fläche von fast 1,5 km² die weitaus größte Massenbewegung im Blattbereich. Es handelt sich um eine komplexe Form von Rotationsrutschungen und Fließmechanismen. Sie betrifft einen rund 700 m breiten, relativ flachen Hangbereich zwischen zwei Felswänden. Der Rutschkörper besteht aus mehreren übereinanderliegenden Rotationsrutschungen, die talwärts in ein langsames Schuttfließen übergehen. Daneben erkennt man eine unruhige Morphologie mit kleinen Böschungen, *en-échelon*-Rissen, kleinen Senken usw. Die Aktivität der Massenbewegung äußert sich in Form von frischen Anbrüchen, offenen Zerrspalten, steilen Böschungen, geneigten Bäumen, Schäden an der Straße sowie konzentrierten Quellaustritten mit feuchtigkeitsliebender Vegetation. Die Rutschmasse besteht aus dolomitischen Kiesen und Blöcken in einer untergeordneten sandig-siltigen Matrix. Im Ursprung werden Schutthalde, auch grobblockig, und untergeordnet zwischengeschaltete glaziale Ablagerungen (Grundmoräne) sowie kataklastische Dolomitformationen angenommen. Die Massenbewegung liegt in einem Bereich von Überschiebungsflächen in der Contrin- und Buchenstein-Formation. Letztere findet sich vereinzelt in der Rutschung in Form von stark zerklüfteten und zerlegten Felskörpern. Es handelt sich um blättrig ablösende, siltige und bituminöse Kalke. Es wird angenommen, dass eine komplex gegliederte Gleitfläche die Buchenstein-Formation sowie Grundmoränenreste des Garda-Synthems und den unterlagernden, kataklastischen und teilweise wassergesättigten Dolomituntergrund, der am Nordrand der Massenbewegung ausbeißt, mit einbezieht.

Auf dem gegenüberliegenden Hang des Etschtals sind die aktiven Massenbewegungen auf der rechten Seite des Trudner Tals zu erwähnen. Es handelt sich vorwiegend um Rotationsrutschungen in den Ablagerungen des Kaltern-Synthems und des Garda-Synthems. Eine wichtige Rolle spielt hierbei die Erosion am Hangfuß durch den Trudner Bach.

Auf der rechten Seite des Etschtals tritt bei Pianizza im Val dei Molini oberhalb von Roverè della Luna eine interessante Massenbewegung auf. Das Gesamtvolumen wird auf etwa 20.000.000 m³ geschätzt. Die Bewegung betrifft eine mächtige Abfolge von dolomitischen Murablagerungen am Fuß der östlichen Felswände von Cima Roccapiana. Die Gleitfläche wurde in einer Tiefe von ca. 100 m erbohrt und entspricht einer durchgehenden tonigen Lage von geringer Mächtigkeit (Eisrandsedimente des Lisignago-Subsynthem). Die in den Bohrungen festgestellte schwache Neigung der Gleitfläche deutet auf eine Translationsrutschung als Hauptmechanismus hin. Nur der Stirnbereich der Ablagerung, zum Teil vom

Bach angeschnitten, zeigt rotationale Deformationen im Mehrmeterbereich, die auch die Hauptrutschung im November 2000 verursachten.

Das Nonstal ist hingegen durch flache Formen gekennzeichnet, es fehlen steile Felswände und ausgedehnte quartären Bedeckungen. Daher treten Rutschungen vor allem in quartären Ablagerungen auf; mitunter reichen sie auch in den obersten verwitterten Bereich des präquartären Untergrundes.

Eine große Rutschung tritt unterhalb von Revò auf. Es handelt sich um eine vorwiegend planare Translationsrutschung mit untergeordneten rotationalen Gleitflächen, die in erster Linie glaziale Ablagerungen des Garda-Synthems betrifft. Die Gleitfläche folgt der Untergrenze dieser Ablagerungen, in einer Tiefe zwischen 34 und 20 m, am Übergang zum verwitterten Top der unterlagernden Ponte Pià-Formation.

Eine weitere Rutschung von großer Bedeutung betrifft das Dorf Campodeno. Diese Massenbewegung kann in zwei Hauptbereiche untergliedert werden, nämlich einer Rutschung auf der Nordseite und einer auf der Südseite des schmalen Rückens unterhalb der Landesstraße Nr. 67. Die zwei Rutschbereiche zeigen einen vergleichbaren geologischen Bau und dieselben Bewegungsmechanismen. Es handelt sich um locker gelagerte Murablagerungen (Cloz-Subsynthem) mit unterschiedlich großen und polymikten Klasten über glazialen Ablagerungen (Garda-Synthem) mit reichlich tonig-siltiger Matrix. Die Bewegung erfolgt durch Rotation entlang von nur schwach gekrümmten Gleitflächen am Top der glazialen Ablagerungen. Die Bewegungsrate beträgt einige mm/Jahr.

Im Nonstal sind auch mehrere Rutschungen in den quartären lakustrinen Ablagerungen, die früher zu Industriezwecken abgebaut wurden, bekannt. Diese Massenbewegungen können ebenfalls eine beträchtliche Größe erreichen.

Typisch hierfür und historisch relevant ist die Massenbewegung von Ton (unteres Nonstal), die im Jahr 1974 abging und mit einem Volumen von ca. 320.000 m³ auch die Staatstraße S.S. Nr. 43 auf einem Abschnitt von 250 m verlegte (LARGAIOLLI *et alii*, 1975). Die Rutschmasse besteht vorwiegend aus Seesedimenten des Mollaro-Subsynthems, die hier auf der Grundmoräne des Garda-Synthems liegen. Die nahezu ebene Gleitfläche lag in einer Tiefe von 5-6 m ab GOK.

Die Umlagerung von Hangschutt durch Murprozesse ist ein weit verbreitetes Phänomen im ganzen mittleren und östlichen Blattbereich, besonders dort, wo die Schuttablagerungen in steilen Seitengräben stattfinden. Diese Prozesse werden von einem steilen Gelände mit schneller Erosion begünstigt. Dabei können sowohl quartäre Ablagerungen, als auch stark zerklüftete und kataklastische Gebirgsbereiche betroffen sein. Zwei typische Bereiche finden sich bei Kurtatsch und zwischen Laag und St. Florian (Neumarkt). Hier ereigneten sich auch in der jüngeren Vergangenheit (siehe Kapitel VIII.3.) erneut Murgänge. Im Herbst 2002 beschädigten bzw. verlegten Muren das Straßennetz zwischen Cagnò und Livo sowie zwischen Livo und Mostizzolo.

3. – ÜBERSCHWEMMUNGSEREIGNISSE

(P. Macconi)

Das Südtiroler Unterland und die *Piana Rotaliana* wurden nicht nur in morphologischer Hinsicht, sondern auch in ihrer sozialen und wirtschaftlichen Entwicklung von der Etsch geprägt. Die jüngere Geschichte steht in engem Zusammenhang mit den Überschwemmungen und der schrittweisen Bonifizierung der Moorbereiche, die wie bereits in Kap. VI.4.2. angesprochen, vorwiegend gegen Ende des 19. Jahrhunderts erfolgte.

Die ersten historischen Überschwemmungsdaten im Etschtal gehen auf das Jahr 585 n.Chr. zurück, als Paolo Diacono die große Überschwemmung der Etsch in Verona beschrieb. Im Laufe der Jahrhunderte wiederholten sich die Überschwemmungsereignisse im Talboden und bildeten mitunter regelrecht großflächige, wenn auch temporäre, stehende Gewässer (1041, 1494, 1520, 1567, 1771, 1776, 1780, 1789). Dadurch wurde die Durchfahrt natürlich erheblich erschwert. Die verheerende Überschwemmung im Jahr 1757 gab den Anstoß zu einer großangelegten Verbauung und Regulierung des Flussbettes in der Talsohle. Im Verlauf des 19. Jahrhunderts erfolgte die Umsetzung der ersten Maßnahmen (6 Begradigungen von Etschschleifen zwischen 1817 und 1826). Dazwischen wurde das Gebiet immer wieder von Überschwemmungen heimgesucht, auch aufgrund der unzureichenden Stärke der eben fertiggestellten Dämme, aber vorwiegend aufgrund der besonderen Witterungsbedingungen am Ende der sogenannten „Kleinen Eiszeit“. Besonders schwerwiegend war die Überschwemmung im Jahre 1868, als die Talsohle zwischen Meran (*Merano*) und Calliano komplett unter Wasser lag und 13 Dammbüche zwischen Auer (*Ora*) und Kurtinig (*Cortina*) verzeichnet wurden. 1882 ereignete sich das wahrscheinlich schlimmste Ereignis der jüngeren Südtiroler Geschichte.

In einigen besonders tragischen Jahren (1747, 1843, 1851, 1855, 1888) ereigneten sich sogar mehrere Überschwemmungen im Jahresverlauf.

Das 20. Jahrhundert kann in Hinblick auf Überschwemmungsereignisse in zwei Perioden unterteilt werden. Von 1901 bis 1928 war das Südtiroler Unterland weiterhin von einer Reihe von Überschwemmungen betroffen. Danach folgte eine relativ ruhige Phase bis ins Jahr 1960. Mitte September dieses Jahres trat die Etsch vor allem im Gebiet zwischen Meran und Lana über die Ufer, mit kleineren Überschwemmungen im Bereich von Pfatten (*Vadena*) und einem Wasserrückstau im Bereich der Abzugsgräben von Auer.

Noch schlimmer war die Lage im Jahr 1965 mit Überschwemmungen im Bereich von Pfatten und Auer und einer kompletten Überflutung des Abschnittes zwischen Salurn (*Salorno*) und Mezzocorona. Als ebenfalls verheerend erwies sich das Jahr 1966 mit zwei großen Ereignissen, wobei das zweite Anfang November in ganz Mittel- und Norditalien Schäden verursachte.

Im Südtiroler Unterland fand die letzte große Überschwemmung der Etsch zwischen dem 17. und 19. Juli 1981 statt. Der Fluss trat bei Laag (*Lagheti*) über die Ufer und überflutete vor allem die Gegend von Salurn. Der Wasserstand er-

reichte 4-5 m in den tiefer gelegenen Dorfbereichen und bis zu 6 m in einigen Obstanlagen. Neben den unmittelbaren Auswirkungen führte das Andauern dieses Zustandes über eine ganze Woche zu weiteren Schäden. Die Lokalisierung des Dammbrechens zeigte eine Unterspülung des unzureichend resistenten Dammes im Kreuzungsbereich mit dem alten Flussbett.

Die Etsch mit ihren ausgedehnten Sumpfbereichen und der ständigen Überschwemmungsgefahr begünstigte die Entstehung der Siedlungen auf den fruchtbaren Fächern der Seitentäler, wodurch die Bewohner allerdings auch Mur- und Übersarungsereignissen ausgeliefert waren.

Von Norden ausgehend findet sich auf der linken Seite der Schwarzenbach (*Rio Nero*) bei Auer (Auerbach, Einzugsgebiet von 55 km²). Die Transportkapazität dieses Bachs wird bei der Kirche St. Peter (*S. Pietro*) an der Brenner-Staatstrasse deutlich. Der Boden des Kirchenschiffs liegt hier rund 5 m unter der aktuellen Geländeoberkante, d.h. der Schuttfächeroberfläche. Historisch bekannte Überschwemmungen ereigneten sich in den Jahren 1644, 1732, 1821, 1882 und 1926. Im Jahr 1957 beschränkten sich die Schäden auf die Örtlichkeit Hohen (*Olmi*). Seit nunmehr einigen Jahren und infolge umfangreicher Wasserschutzbauten tritt der Bach auch bei Hochwasser (wie z.B. in den Jahren 2000 und 2003) nicht mehr über die Ufer.

Bei Neumarkt mündet der Trudner Bach (*Rio Trodena*) in die Etsch. Das Einzugsgebiet von 22,3 km² birgt ein erhebliches Murpotential. Das historisch bekannte, schlimmste Ereignis geht auf das Jahr 1767 zurück. Der Bach trat auf der orographisch linken Seite des Fächers über die Ufer und forderte neben riesigen Materialschäden auch 17 Menschenleben. Dank der imposanten Verbauungsmaßnahmen konnte der Bach lange zurück gehalten werden, bis er im Jahr 1921 erneut orographisch links ausbrach und die Weinberge von Gries komplett mit Schutt bedeckte. Seither ist das Dorf Neumarkt (*Egna*) von größeren Schäden verschont geblieben.

Südlich von Neumarkt finden sich auf der linken Etschtalseite der Aalbach (*Rio di Val dell'Anguilla*), Laukus Bach (*Rio di Lauco*) und Titschen Bach (*Rio Tigia*) mit relativ kleinen Einzugsgebieten (zwischen 5,8 und 9,2 km²). Auch weisen die Einzugsgebiete eine höhere Stabilität auf, wodurch historisch nur für den Laukus Bach ein Ereignis aus dem Jahr 1891 bekannt ist.

Der Hang zwischen dem Etschtal und dem Nonstal weist steile Hänge mit diffusen Erosionsphänomenen auf. Vom Mendelkamm fließen zahlreiche kleine Bäche talwärts, wie zum Beispiel der Altenburger Bach (*Rio di Castelvechio*, Einzugsgebiet von 6,3 km²) und der Pfusserlahn Bach (*Rio Pozzo*, Einzugsgebiet von 8,6 km²). Sie weisen einen stark schwankenden Abfluss auf und sind im Bereich der Dorfgebiete und der landwirtschaftlichen Flächen in der Regel verbaut.

Das Dorf Tramin (*Termeno*) war 1986 von einem der schlimmsten Ereignisse in den letzten Jahrzehnten in Südtirol betroffen. In der Nacht vom 23. auf den 24. Juni wälzte sich nach einem heftigen Gewitter ein Schuttstrom den Höllental Bach (*Rio Inferno*, Einzugsgebiet von 6,5 km²) talwärts, der mehrere Brücken mitriss und schließlich über die Ufer trat und die Kellereigenossenschaft, die

Sportanlagen sowie verschiedene Gebäude und weite Weinberge überschwemmte. Auch die Infrastrukturen nahmen großen Schaden; glücklicherweise wurde niemand verletzt.

Eine Verklauung des Bachbettes stellte hierbei den Auslöser dar und führte zur folgenden Mobilisierung von gut 400.000 m³ Material. Daneben ist noch ein Ereignis aus dem Jahr 1820 bekannt.

Oberhalb von Kurtatsch (*Cortaccia*) ist der Hang des Roen von zahlreichen Gräben mit Einzugsgebieten zwischen 2,5 und 6 km² zerfurcht. Die wichtigsten sind der Entklarerbach (*Rio Niclara*), der Penonbach (*Rio di Penone*), der Breitbach (*Rio Largo*) und der Kurtatscherbach (*Rio di Cortaccia*). Die Gefährlichkeit dieser Bäche ist zum Teil an die Verwitterungsanfälligkeit des Felsuntergrundes gebunden, die zu einer kontinuierlichen Materialzufuhr in die Bachbette führt. Die Kanalisierungen und Bachquerungen in den Dorf- und Landgebieten erweisen sich bei Starkniederschlägen oftmals als unzureichend. In der Tat werden immer noch zahlreiche Ereignisse registriert. Das schlimmste davon ereignete sich 2001 mit der Mobilisierung von ca. 2100 m³ Material, wodurch riesige Schäden an Gebäuden und am Straßennetz entstanden. Auch die Straße nach Fennberg (*Favogna*) wurde durch derartige Ereignisse mehrmals unterbrochen (2003, 2004, 2008).

Der Fenner Bach (*Rivo Favogna*, Einzugsgebiet von 5,6 km²) quert unterhalb einer engen und steilen Schlucht das Dorf Margreid (*Magré*). Historisch dokumentierte Ereignisse betreffen die Jahre 1854, als einige Mühlen zerstört wurden: kleinere Straßenschäden ereigneten sich zwischen 1952 und 2003 im oberen Einzugsbereich.

4. - HYDROGEOLOGIE

(G. Bazzoli, M. Cucato, A. Borsato, L. Keim, E. Santuliana)

Die Hauptaquifere im Blattbereich können wie folgt klassifiziert werden:

(a) *Porengrundwasserleiter*. Die Durchlässigkeit ist an den Porenraum der quartären Sedimente, wie kiesige Ablagerungen im Talboden oder auf Schwemmfächern, gravitative und zum Teil glazigene Bildungen, gebunden. Grobkörnige Alluvionen und gravitative Ablagerungen mit offenem Gefüge weisen generell eine hohe Durchlässigkeit auf. Glazigene Bildungen, Seesedimente und Moorablagerungen sowie generell alle feinkörnigen Ablagerungen bilden hingegen gering bis sehr gering durchlässige Körper. In den glazigenen Ablagerungen können mäßig ergebige Aquifere in Ausschmelzmoränen und Eisrandsedimenten vorhanden sein.

(b) *Kluftgrundwasserleiter*. In diesem Fall entsteht die Durchlässigkeit erst sekundär durch Klüfte und Verkarstung im Festgesteinsuntergrund, der im Blattbereich verschiedene Gesteine vom Perm bis zum Eozän umfasst. Auf Basis der Durchlässigkeit kann der Felsuntergrund grob wie folgt unterteilt werden:

- Als Grundwasserhemmer gelten die stratigraphisch jüngeren Abfolgen der Ponte Pià-Formation, der Val d'Agola-Formation, der Scaglia Rossa und der Scaglia Variegata Alpina. Die Mergel, mergeligen Kalke und tonigen Zwischenlagen verleihen diesen Formationen eine niedrige bis keine Durchlässigkeit; dies gilt auch im Falle einer ausgeprägten Zerklüftung;
- Der Hauptaquifer entwickelt sich in den mitteltriassischen bis kretazischen Abfolgen zwischen der Contrin-Formation und der Maiolica. Der Aquifer ist durch eine potentiell hohe Durchlässigkeit durch Zerklüftung und Verkarstung gekennzeichnet. Insbesondere der Hauptdolomit und die Gesteine der Graukalk-Gruppe gelten hierbei als wichtigste Speichergesteine. Intervalle von Grundwasserstauern bzw. Grundwasserhemmern (Aquiclude-/Aquitard) werden von nahezu undurchlässigen Lagen oder Formationen gebildet (mergelige und tonige Einschaltungen der Rotzo-Formation, Travenanzes-Formation, Val-Vela-Kalk, Buchenstein-Formation, Moena-Formation);
- Ein regionaler Grundwasserstauer (Aquiclude) wird von den vorwiegend terrigenen, permischen und triassischen Formationen zwischen der Giovo-Formation am Top und Bellerophon-Formation an der Basis dargestellt. Grundwasserhemmende (Aquitard) Abschnitte mit niedriger Durchlässigkeit können entlang von Klufnetzwerken lokale Wasserzirkulationen und manchmal gespannte Grundwasserkörper aufweisen;
- Ein permischer Aquitard-Komplex umfasst die Gröden-Formation und die Gesteine der Etschtaler Vulkanit-Gruppe, die eine niedrige Durchlässigkeit durch Zerklüftung aufweisen.

Die Verteilung der verschiedenen hydrogeologischen Einheiten im Gelände schlägt sich in der wirksamen Infiltration bzw. dem Wasserabfluss nieder. Im Bereich der kalkig-dolomitischen Gebirgsbereiche auf der rechten Seite des Etschals erfolgt eine stärkere Infiltration als auf der östlichen Talseite.

Die Grundwassersituation im Blattbereich „Mezzolombardo“ wird aber nicht nur von der Durchlässigkeit der verschiedenen Gesteine, sondern auch von den Hauptstörungen und dem lokalen Vorfluter gesteuert. Der Hauptvorfluter entspricht der Etsch im Talboden. Sie entwässert auch schlussendlich das Bergwasser der beiden Talflanken. Die Schwankungen des Etschpegels beeinflussen auch stark den Grundwasserspiegel in der Talsohle und das piezometrische Niveau in den angrenzenden Schuttfächern.

Etschtal

Die Fels-Aquifere auf beiden Seiten des Etschals stehen in engem Zusammenhang mit den tektonischen Strukturen. Im Fall der Trudener Linie liegen die wichtigsten Trinkwasserquellen zwischen Salurn und Gschnon (*Casignano*) im Hangenden der mit 60°-70° nach SE einfallenden Störung. Die Trudener Linie fungiert als hydrogeologische Barriere und führt zum Überlauf der Wässer aus den permischen Vulkaniten (Überlaufquellen). Dies erfolgt vor allem im Bereich der spröden und zerklüfteten Gesteine der Auer- und Gries-Formation im Hangenden der Trudener Linie, die mit Mergeln und anderen, gering durchlässigen

terrigen Intervallen der Werfen-Formation im Liegenden in Kontakt stehen. Parallel zur Störungsfläche kann das Gebirge in Richtung NE-SW einen gut durchlässigen Aquifer ausbilden. In den 1950er Jahren wurde beim Stollenvortrieb des Wasserkraftwerkes *Stramentizzo* (TN) – St. Florian (*S. Floriano*, Neumarkt, BZ) die Trudener Linie fast senkrecht durchquert (VENZO, 1957b). An der tektonischen Grenze zwischen den vulkanischen Gesteinen und den bituminösen Kalken der Buchenstein-Formation wurde so gut wie kein Wasser angetroffen, in den Ignimbriten am Top der Störung hingegen wurden Wasserzutritte von bis zu einigen Zehnerlitern pro Sekunde verzeichnet. Infolge der Wasserzutritte im Stollen versiegten zahlreiche Quellen in der Umgebung.

Zwischen Mezzocorona und Roverè della Luna treten am Fuß der dolomitischen Hänge auf der rechten Talseite zahlreiche Quellen mit großer Schüttung auf. Am bekanntesten ist die Boioni-Quelle mit einer recht konstanten Schüttmenge von 40 l/s (FUGANTI & DEFRANCESCO, 1995).

Auf den linken Etschtalflanken überwiegen im Aufschluss Aquitarde und Aquiclude, die Wasserzirkulation spielt sich vorwiegend im seichten, aufgelockerten und zerklüfteten Felsuntergrund und in den quartären Bedeckungen ab. Die Verteilung der Quellen wird durch Durchlässigkeitsbarrieren und die Topographie, untergeordnet durch das Trennflächengefüge, gesteuert. Die Contrin- und Schlern-Formation stellen wichtige Aquifere dar. Sie sind voneinander getrennt durch dünne tonige Einschaltungen („*Pietra Verde*“) oder durch dolomitisierte Kalke mit Einschaltungen von bituminösen Kalken, Siltsteinen und Tonsteinen (Buchenstein-Formation und Moena-Formation), die eine undurchlässige Grenze darstellen oder zumindest die Wasserdurchlässigkeit stark mindern. In den dolomitischen Aquiferen führen Störungen, tiefe Zerrgräben und Karstphänomene oftmals zu einer ausgeprägten Wasserzirkulation. Beim Vortrieb des oben erwähnten Kraftwerkstollens wurde in einer Störungszone der Schlern-Formation im Bereich Madrut (*La Madrutta*) - Königswiese (*M. Prato del Re*) ein enormer Wasserzutritt von schätzungsweise 1500 l/s angetroffen (VENZO, 1957b). Das Wasser floss über den aufgefahrenen Tunnelabschnitt bis zum linken Hang des Aaltals (*Val dell'Anguilla*, bei St. Florian) und wurde in den Aalbach (*Rio dell'Anguilla*) eingeleitet. Dieser Wasseraustritt („Der Wunderbach von St. Florian“ nach KLEBELSBERG, 1954) versiegte nach ca. einem Monat, da sich das Wasser vermutlich einen neuen Abfluss unterhalb der Tunnelsohle schuf (VENZO, 1957b).

Nonstal

Das Blatt „Mezzolombardo“ umfasst den größten Teil des vom T. Noce durchflossenen Tals. Es handelt sich dabei um eine große asymmetrische Synklinale, die von imposanten triassischen und jurassischen Karbonatmassiven mit einer hohen Durchlässigkeit durch Verkarstung und Zerklüftung umgeben ist. Im Kernbereich treten kretazische bis tertiäre, kalkig-mergelige Formationen mit mittlerer bis niedriger Durchlässigkeit auf. Aufgrund dieser lithologisch-strukturellen Eigenschaften bildet das Tal einen bedeutenden Aquifer und eine wichtige Abflussrichtung des Grundwassers. Im mittleren Talabschnitt ist die

Grundwasserzirkulation auch an ausgedehnte quartäre Ablagerungen gebunden.

Das Flussbett des T. Noce bildet gemeinsam mit dem Stausee von S. Giustina einen untergeordneten Vorfluter zur Etsch. Der Wasserabfluss aus den Felsflanken in Richtung Talachse wird von kretazisch-tertiären Stauern entlang der Trento-Cles-Linie versperrt. Der Abfluss erfolgt vorwiegend entlang der Störung, wo auch die zwei wichtigsten Quellen im gesamten Blattbereich austreten. Es handelt sich um die Acquisanta-Quelle bei Maurina und die Busoni-Quellen bei Lover, die zusammen den Großteil des Trinkwasserbedarfs des unteren Nonstals und der Piana Rotaliana decken.

Die Acquisanta-Quelle besteht aus 5 aneinander gereihten Austritten entlang der Trento-Cles-Linie, wo die Rotzo-Formation die Mergel der Ponte Pià-Formation überschiebt (FUGANTI, 1969).

Der Hauptaustritt (477 m ü.d.M.) stellt eine relativ junge Karstquelle dar. Durch das erosive Absenken des Basisniveaus im Quartär senkten sich auch die Karstphänomene entsprechend ab und erreichten schließlich das heutige Niveau. Die Schüttung der Quelle schwankt zwischen mindestens 45 l/s im Winter bis zu Maximalwerten von über 4000 l/s (durchschnittlich 700 l/s). Sie unterliegt zyklischen Schwankungen mit Perioden von 3 bis 12 Stunden in Übereinstimmung mit den Grundwasserschwankungen im nahegelegenen Bus de la Spia (BORSATO 2004, BORSATO *et alii*, 2007a). Im Oktober 2003 wurde mittels Tracer eine hydrogeologische Verbindung zwischen dem Kar von Malga Spora (1800 m) im oberen Valle del T. Sporeggio und der Acquisanta-Quelle festgestellt.

Die Busoni-Quellen umfassen drei Austritte zwischen 674 und 600 m Höhe, die den T. Lovernatico speisen. Die Schüttung der Quellen variiert zwischen mindestens 100 l/s bis zu Maximalwerten von über 5000 l/s (durchschnittlich 650 l/s). Die Quellen von Acquisanta und Busoni gehören beide demselben hydrologischen System der östlichen Brenta-Gruppe an. Mit Hilfe hydrogeologischer Untersuchungen und Tracer-Versuchen konnte festgestellt werden, dass dieses System auch das obere Val di Tovel mit einbezieht (BORSATO & FERRETTI, 2006, FERRETTI & BORSATO, 2006).

Auf dem linken Hang des oberen Nonstals sind die Quellen des Rio Verdes und der Roggia di Taio zu erwähnen. Jüngere Abbauarbeiten des Hauptdolomit zwischen Taio und Mollaro zeigten eine bedeutende Wasserzirkulation auf. Aufsteigende hypothermale Wasservorkommen (24°C) wurden im Eisenbahntunnel Trento-Malè bei der Örtlichkeit La Rochetta festgestellt.

Aquifer der alluvialen Etschtalsole

Die alluvialen Ablagerungen der Etschtalsole beherbergen die größten Wasserressourcen im Blatt „Mezzolombardo“. Das entsprechende Grundwasservorkommen wird in erster Linie für Bewässerungszwecke und untergeordnet industriell oder zur Trinkwasserversorgung genutzt.

Der Aquifer besteht aus den Etschalluvionen, die lateral mit den Fächerablagerungen der wichtigsten Seitentäler verzahnen, allen voran der Fächer des T. Noce. Nicht zu vernachlässigen ist auch die Verzahnung mit den Hangschutthalde auf

beiden Talseiten, da es sich bei diesen um sehr durchlässige Ablagerungen mit einer erheblichen Längserstreckung handelt. Vermutlich setzt sich die Verzahnung auch in die Tiefe fort und bildet einen wichtigen Wasserweg zur Speisung und zum Wasseraustausch mit dem Talsohlen-Aquifer.

Die Etschalluvionen bestehen aus unterschiedlichen, räumlich begrenzten Lagen und Körpern von unterschiedlicher Korngröße, die miteinander verzahnen.

Das hydrogeologische System der Etschtalsole kann von oben nach unten schematisch wie folgt untergliedert werden (AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE, 1998):

- oberflächennaher, ungespannter Aquifer in den Seitenfächern, bestehend aus Kiesen, Kiesen und Sanden, teilweise siltig. Die Mächtigkeit dieses Aquifers reicht von rund 10 m in den distalen Bereichen bis auf über 40 m in den oberen Fächerbereichen. Die Tiefe des Grundwasserspiegels beträgt im Mittel rund 20 m im oberen Fächerbereich (z.B. 22 m im Fächer von Auer) und nähert sich in den distalen Bereichen bis auf unter 2 m unter GOK;
- eine Reihe von Aquiferen in mehreren Grundwasserstockwerken im Bereich der Etschtalsole, bestehend aus einem mäßig mächtigen, ungespannten Aquifer sowie mehreren gespannten Aquiferen, die untereinander und mit den Fächer-Aquiferen in hydraulischer Verbindung stehen.

Der seicht liegende, freie Aquifer befindet sich in Kiesen und Sanden der Etschtalsole und zeigt eine variable Mächtigkeit zwischen 20 und 30 m (Abb. 86). In weiten Talbereichen, wo im obersten Abschnitt feinkörnige, torfig-siltige Sedimente auftreten, ist die Mächtigkeit des Aquifers noch geringer oder fehlt gänzlich. In diesem Fall kann der unterlagernde Aquifer auch einen halbgespannten Charakter annehmen. Die mittlere Tiefe des Grundwasserspiegels reicht von ca. 4-5 m bis auf < 0,6 m in den trockengelegten Mooregebieten. Eine Auswertung der Grundwasseroberfläche zeigt zwischen Kurtatsch (*Cortaccia*) und Kurtinig (*Cortina*) einen Hauptabfluss entlang der Achse zwischen dem Großen Kalterer Abzugsgraben (*Fosso Grande di Caldaro*) und dem Kleinen Kalterer Abzugsgraben (*Fosso Piccolo di Caldaro*). Weiter südlich ist die Abflussrichtung leicht zu rechten Talseite verschoben und nähert sich erst im Bereich von Roveré della Luna wieder dem Flussbett der Etsch an. Eine deutliche Beeinflussung der Grundwassergleichen beobachtet man am Fächer des T. Noce mit NW-SE-gerichteter Abflussachse entlang des Paläo-Flussbetts des T. Noce. Hydro-geochemische Untersuchungen erlaubten eine Unterscheidung der Wässer des T. Noce-Aquifers von denen der Etschtalsole: das Verhältnis Kalzium/Sulfide ist in den T. Noce-Wässern deutlich höher.

Die gespannten Grundwasserkörper unterscheiden sich je nach Zusammensetzung in hydraulischer Leitfähigkeit und Transmissivität. Der gespannte Charakter nimmt mit der Tiefe zu. Der Tiefenbereich dieser Grundwasserstockwerke liegt bei Salurn bei rund 70-75 m, zwischen Masetto und Mezzocorona bei ca. 55-65 m. Weiter nördlich stehen nur unvollständige Daten zur Verfügung, die auf vergleichbare Werte schließen lassen. Die gespannten Aquifere sind nur lokal artesisch, wie z.B. im N und NE von Margreid. Nördlich von Salurn treten vermehrt

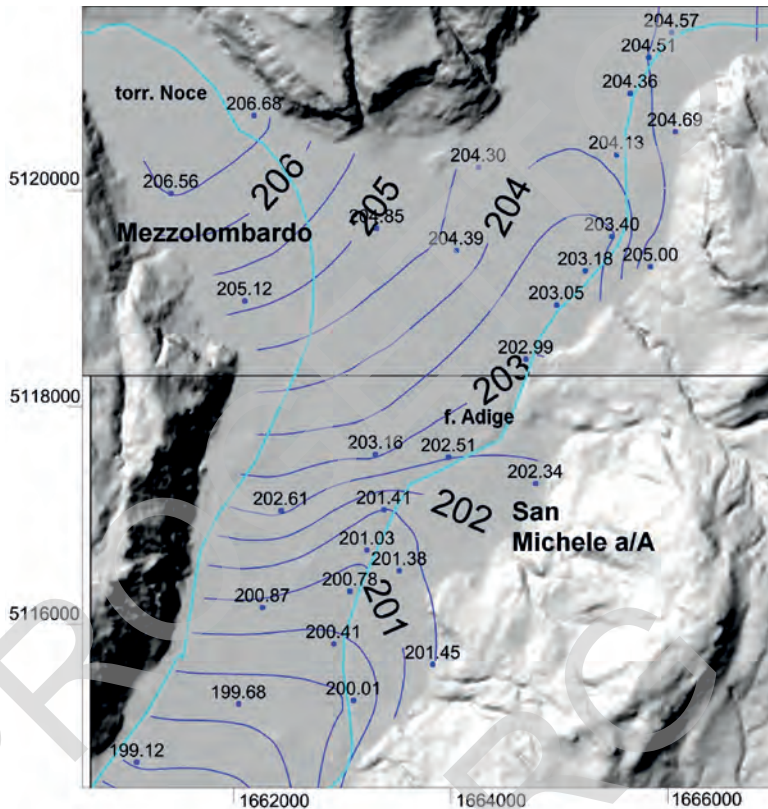


Abb. 86 – Grundwassergleichkarte des ungespannten Aquifers der Etschtalsole, Stand: Oktober 2008. Abstand der Linien: 0,5 m.

arthesische Grundwasserkörper an beiden Talrändern auf. Ein Grund hierfür ist wahrscheinlich die Grundwassereinspeisung aus den Hangbereichen.

- Ein tiefliegender, regional ausgebildeter Aquitard (Grundwasserhemmer) wird von einer mächtigen Serie feinkörniger Sedimente, vorwiegend siltig-tonige und siltig-sandige Ablagerungen, gebildet. Die Tiefenerstreckung ist durch Tiefbrunnen und geophysikalische Untersuchungen recht gut bekannt. Im Bereich von Salurn liegt dieser Aquitard in einer Tiefe von ca. 70 m, in Richtung Mezzocorona steigt diese Fläche auf etwa 60 m unter GOK an.
- Der Festgesteinsuntergrund stellt in regionalem Maßstab die wasserundurchlässige Untergrenze dar.

Im Bereich der ehemaligen Sumpfbereiche (vor der Bonifizierung im 19. Jh.) zwischen Salurn und Mezzocorona herrscht im obersten Abschnitt des Talsohlen-Aquifers ein reduzierendes Milieu. Das Vorhandensein von reichlich organischer Substanz (Torf) bewirkt eine Lösung von Eisen, Mangan, und Arsen aus

den Hydroxidbelägen der Klasten der Etschsedimente, wodurch eine Nutzung dieser Wässer für den menschlichen Gebrauch nur eingeschränkt möglich ist (BAZZOLI *et alii*, 2008; FUGANTI *et alii*, 2005). Ähnliche Bedingungen können auch weiter nördlich in den bonifizierten Sumpfbereichen mit mächtigen organischen Ablagerungen beobachtet werden. In anderen Bereichen der Talsohle sind hingegen die tieferen Niveaus der Grundwasserstockwerke durch reduzierende Bedingungen gekennzeichnet.

Überetsch

Das Überetsch ist durch eine sehr mächtige alluviale Sedimentdecke (> 150 m) aus den Kalterer Schottern gekennzeichnet. Diese verzahnen auf der rechten Seite mit den gemischten Fächern. Die Ablagerungen sind auf beiden Talseiten terrassiert und durch die postglaziale Erosion oftmals abgeschnitten. Das nahezu Nichtvorhandensein von Quellen, die beträchtliche Terrassierung und das Auftreten von ausgedehnten, gering durchlässigen glazialen Ablagerungen (Grundmoräne des Garda-Synthems) deuten auf eine mächtige ungesättigte Zone und einen relativ tief gelegenen, ungespannten Aquifer in hydraulischem Gleichgewicht mit der Etschtalsole hin. Örtlich können sich in den siltreichen Zwischenlagen der Schotter der Murschuttflächen zeitweise schwebende Grundwasserkörper bilden.

Im mittleren Bereich des Überetsch, auf Höhe des Lavason Tals, tritt ein ungespannter Aquifer in den Schottern und Sanden der postglazialen Sedimente in meist über 5 m Tiefe auf.

Der Kalterer See wird vom Grundwasser aus dem Lavason Tal, aber auch von unterirdischem Zufluss von beiden Talseiten gespeist. Der See ist umgeben von ausgedehnten Moorgebieten mit Torfbildung und einem sehr seichten Wasserspiegel (<0,7 m ab GOK). Direkt im Süden des Kalterer Sees besteht der Untergrund aus feinkörnigen Sedimenten mit Torfeinschaltungen. Erst ab einer Tiefe von 40 m bzw. 35-30 m rund 1,5 km weiter südlich treten Schotter und Sande mit einem bedeutenden arthesischen Grundwasservorkommen auf, welches über zahlreiche Brunnen für die Bewässerung genutzt wird; das piezometrische Druckniveau schwankt dabei zwischen +0,5 und +3,5 m über GOK. Noch weiter südlich ist die stratigraphische Abfolge stärker gegliedert und ähnelt im hydrogeologischen Aufbau dem Etschtal.

5. – BODENSCHÄTZE UND IHRE NUTZUNG

(M. Cucato, P. Ferretti & G. Zampedri)

Auf nationaler Ebene wird die Erkundung und der Betrieb von Gruben und Minen durch ein *Regio Decreto* (Königliches Dekret) aus dem Jahre 1927 (R.D. n. 1443 vom 29. Juli 1927 „*Norme di carattere legislativo per disciplinare la ricerca e la coltivazione delle miniere del Regno*“) geregelt, teilweise abgeändert durch das Gesetz Nr. 1360 vom 07.11.1941 und durch das D.P.R. Nr. 128 vom 09.04.1959 „*Norme di polizia delle miniere e delle cave*“.

Gemäß den gesetzlichen Bestimmungen erfolgt die Unterscheidung zwischen Gruben und Bergbau nicht anhand des Abbausystems, d.h. Obertage- oder Untertageabbau, sondern auf Basis des gewonnenen Materials. Materialien *erster Klasse* werden im Bergbau gewonnen, jene *zweiter Klasse* in Gruben. Die Bezeichnung Grube (Schottergrube, Steinbruch) oder Bergbau (Mine) wird im vorliegenden Text gemäß der erwähnten Gesetzgebung, sprich nach Klassifizierung des gewonnenen Materials, verwendet.

Es sei erwähnt, dass laut D.P.R. 616/77 die administrative Verwaltung von Gruben und Torfstichen den Regionen übertragen wurde. In der Region Trentino-Südtirol wird diese Übertragung anhand der Durchführungsbestimmungen im D.P.R. Nr. 1017 vom 31.07.1978 geregelt. In der Autonomen Provinz Bozen wird diese Materie zusätzlich durch das Landesgesetz Nr. 7 vom 19. Mai 2003 „Bestimmungen über Steinbrüche, Gruben und Torfstiche“ geregelt.

Generell ist zu betonen, dass im Blattbereich keine rege Abbautätigkeit herrscht und diese vor allem Betonzuschlagsstoffe betrifft.

Dekor- und Bausteine

Im Blatt „Mezzolombardo“ wurden solche Materialien aus den verschiedenen Karbonatformationen des Mesozoikums und des Tertiärs sowie aus permischen Vulkaniten der Etschtaler Vulkanit-Gruppe gewonnen.

Heute ist der Abbau fast komplett eingestellt. Historische Daten und entsprechende Archiveinträge zeugen noch von dieser Tätigkeit. Daneben finden sich im Gelände entsprechende morphologische Formen von aufgelassenen Steinbrüchen oder alten Deponiekörpern aus unverwertetem Material, die vielfach von Vegetation überwuchert sind.

In der Provinz Bozen finden sich im Blattbereich noch aktive Porphyrbüche der Etschtaler Vulkanit-Gruppe, während diese Tätigkeit im Trentiner Abschnitt gänzlich eingestellt wurde.

Die Porphyrbüche auf Südtiroler Gebiet liegen vor allem auf dem linken Hang des Etschtals südlich von Branzoll (*Bronzolo*), wo mehrere Steinbrüche auf verschiedenen Höhen im mittleren Hangbereich einsehbar sind. Allerdings wurden auch hier einige bereits aufgelassen. Die Abbautätigkeit ist auf die Ignimbrite der Auer-Formation beschränkt, vorwiegend innerhalb ausgeprägt zerklüfteter Gebirgsabschnitte mit senkrecht aufeinander stehenden Trennflächen. Dadurch wird eine leichte Gewinnung von Würfeln und verschiedenen großen Platten ermöglicht. Der Abbau erfolgt Obertage durch stufenartig angelegten Abbaufrenten. Der Ausbruch erfolgt mechanisch und mit Hilfe von Auflockerungssprengungen. Das abgebaute Material wird vor Ort sortiert und direkt im Steinbruch oder in der Nähe davon verarbeitet und für den Transport vorbereitet. Die Produktpalette umfasst Pflastersteine und -platten, Randsteine, Bordsteine für Gehwege und andere Produkte für spezielle Anwendungen im Bau. Mitunter wird der Abraum und das überschüssige Material entsprechend aufgearbeitet und als Betonzuschlagsstoff verwendet.

In der Provinz Trient erfolgte die Porphyrgewinnung in den Gemeinden Ca-

priana (Örtlichkeit „Bus de la Vecia“ und „Val de le Laste“, knapp östlich der Blattgrenze), Grumes (Steinbruch „Posmar“) und Sover (Steinbruch „Maric-Lastoni“). Die Steinbrüche befinden sich auf der rechten Seite des Cembratals an der Grenze zum heute noch aktiven Abbaugebietes des Trentiner Porphyrs.

Die Gewinnung von Karbonatblöcken zur Herstellung von Dekor- und Bausteinen begann in der Provinz Trient an mehreren Stellen in den 1970er Jahren. Allerdings waren die in der Folge abgebauten Mengen recht gering. In Folge werden die wichtigsten Abbaugebiete nach der betroffenen Gesteinsformation aufgelistet:

Contrin-Formation: Gemeinde Livo (Örtlichkeit „Ponte Scanna“)

Hauptdolomit: Gemeinde Coredò (Steinbruch „Pozze“) und Cagnò (Steinbruch „Ponte San Gallo“);

Graukalk-Gruppe: Gemeinde Spormaggiore (Steinbrüche „M.te Corno“ und „Al Rampin“) und Tres;

Rosso Ammonitico: Gemeinde Spormaggiore (Steinbruch „Nisclai“) und Tres (Steinbruch „Brociai“);

Scaglia Rossa: Gemeinde Spormaggiore (Steinbruch „Nisclai“) und Cles;

Scaglia Variegata Alpina: Gemeinde Vervò (Steinbruch „Carlui“).

Materialien für die Industrie

Im Blatt „Mezzolombardo“ finden sich Lagerstätten von mergeligen Kalken und Tonen, die vorwiegend dem Zeitabschnitt Kreide-Paläogen und dem Quartär zuzuordnen sind. Sie wurden in der Vergangenheit für die Herstellung von Zement und in der Ziegelindustrie verwendet.

Die aktiven Steinbrüche für tonige Mergel kommen lediglich in der Provinz Trient, in der Gemeinde Campodenno (Steinbrüche „Rio Belasio“ und „Tusana Bassa“) vor. Hier wird die Ponte Pià-Formation abgebaut und in der Ziegelindustrie verwendet.

Die Gewinnung von mergeligen Kalken für die Herstellung von Zement erfolgt vor allem in den Steinbrüchen „Bouzen“ (Vervò – TN) und „Pozze Longhe“ (Coredò – TN). In diesem Fall werden die Scaglia Rossa und die Val d’Agola-Formation abgebaut.

In Taio (TN), oberhalb der Örtlichkeit Tuennetto, wurde eine Prospektion zum Untertagebau am Top des Hauptdolomits durchgeführt. Das gewonnene Material sollte für die Produktion von speziellen Zementmischungen und Mörteln dienen. Demnach erstreckt sich die sogenannte Abbauzone „Rio Maggiore“ unterirdisch über ca. 12 ha. Die Nutzung beschränkte sich allerdings bis heute auf die Erkundungstollen, die rund 3 km um die eigentliche Lagerstätte herum reichen.

Lockergesteine als Zuschlagstoffe (Sand, Kies und Gerölle), Torf

Die Gewinnung von Zuschlagstoffen für den Bausektor, aber auch als Straßenunterbau, erfolgt vorwiegend in Gruben, die den Hangschutt am Hangfuß abbauen. Die meisten Gruben finden sich auf der rechten Seite des Etschtals, nördlich von Mezzocorona bis zur Provinzgrenze. Der Abbau wird natürlich vom Verlauf

der Felslinie beeinflusst, außerdem erfolgt er nur bis auf Niveau des Talbodens. Auf der gegenüberliegenden Seite wurden in der Grube „Doss della Forca“ westlich von Salurn neben dem Hangschutt auch noch Kiese und siltig-sandige Kiese eines kleinen Mur- und Wildbachfächers genutzt.

Der Abbau von Murablagerungen erfolgt in der Grube *San Floriano s.r.l.*, im Norden von St. Florian (Gemeinde Neumarkt/*Egna*), die teilweise bereits renaturiert wurde, sowie in der Grube *Ziegelstadel* westlich der Sportanlage von Kaltern, wo auch gemischte Ablagerungen und die unterlagernden glazialen Ablagerungen des Garda-Synthems genutzt werden.

In der Etschtalsole wurden in den 1980er Jahren einige kleine Gruben für Zuschlagstoffe nördlich des Margreider Bahnhofs betrieben. Der Abbau betraf vor allem Kiese und Sande eines Paläo-Flussbettes der Etsch, in der Nähe der Gemeindegrenze Margreid-Neumarkt.

Im Osten des Kalterer Sees wurde bis 1990 eine Grube für Zuschlagstoffe beim Kreit-Hof betrieben, wobei die hier auftretenden Schotter und Sande des Kaltern-Synthems gewonnen wurden. Auf der anderen Seite des Sees findet sich nördlich des Kalterer Weinmuseums, an der Blattgrenze, eine weitere kleine Grube, die nur teilweise renaturiert wurde. Hier wurden allerdings nicht nur die Kalterer Schotter, sondern auch die überlagernden glazialen und glaziolakustrinen Ablagerungen des Garda-Synthems abgebaut.

Der einzige Torfstich im Blattbereich liegt in der Etschtalsole, im NE von Salurn, in einem großen bonifizierten Moorgebiet mit reichlich Torfvorkommen. Der Abbau begann 2001 und erfolgt nach abgesteckten Losen, die mittels Schaufelbagger unter Wasser ausgehoben und in der Folge mit grobem Material verfüllt werden. Die so bonifizierten Torfbereiche werden danach wieder landwirtschaftlich genutzt. Das gewonnene Material wird aufbereitet und getrocknet und dann für die Blumen- und Pflanzenaufzucht verwendet.

Bergbau

Derzeit herrscht im Blattbereich keine aktive Bergbautätigkeit. Zwei Stollen aus dem vorigen Jahrhundert sollten aber erwähnt werden. Der erste entspricht der Mine Dosseni in der Gemeinde Roveré della Luna, am rechten Hangfuß des Etschtals. Die Mine Dosseni wurde schon ab den 1960er Jahren Obertage betrieben. Betroffen waren die Dolomitwände der Schlern-Formation, die aufgrund der Reinheit des Dolomits zur Magnesiumgewinnung abgebaut wurden. In der produktivsten Phase wurden über 90.000 m³ Dolomit pro Jahr abgebaut.

Die zweite Bergbaustätte betrifft den Stollen von San Romedio auf der linken Seite des Nonstals nahe Tuennetto, wo für einige Jahrzehnte des vorigen Jahrhunderts die „Ichthyol-Schiefer“ oder „bituminösen Schiefer von Mollaro“ (FUGANTI, 1961) in der Scaglia Variegata Alpina abgebaut wurden. Es handelt sich um laminierte Mergel, deren Farbe je nach Bitumenanteil von grau bis schwarz variiert. Daneben sind große Pyrit-Knollen (bis zu 1 kg) enthalten. Chemische Analysen zum Urangehalt ergaben eine mittlere U₃O₈-Konzentration von 0.01% sowie bedeutende Anteile an Pb, Cu, As, P und V. Nach GIANNOTTI (1968) liegt

der Urangehalt in den bituminösen Schiefen von Mollaro bei rund 100 ppm. Eine folglich geschätzte Gesamtmenge von ca. 45 Tonnen reicht allerdings nicht für eine wirtschaftlich nutzbare Uranlagerstätte aus. Im Bergbau von San Romedio erfolgte der Untertagebau in Kammern mit entsprechenden Stützpfählern; derzeit sind die Stollen nicht zugänglich.

6. – DER NEUE TUNNEL DER STRASSENVERBINDUNG TRENTO NORD – ROCCHETTA (M. Zambotto)

Die neue Straßenverbindung Trento Nord - Rocchetta umfasste unter anderem den Fräsvortrieb eines Erkundungsstollens sowie zwei Hauptröhren im Sprengvortrieb am rechten Hangfuß des Etschtals bei Mezzolombardo, zwischen den Örtlichkeiten La Rupe im Süden und La Rocchetta im Norden. Die Arbeiten begannen am 12.04.2006, die Freigabe für den Verkehr in der ersten Tunnelröhre erfolgte am 20.10.2008. Die Eröffnung der zweiten Röhre erfolgte schließlich im Frühjahr 2009. Die Länge des bergmännischen Tunnelabschnittes beträgt 3696 m für die Tunnelröhre Nord und 3737 m für die Tunnelröhre Süd.

Der Tunnelquerschnitt beträgt jeweils ca. 150 m². Daneben wurden mehrere Pannenbuchten mit aufgeweitetem Querschnitt vorgesehen. Die durchörterte stratigraphische Abfolge umfasst ausschließlich mittel- bis obertriassische Karbonatplattform-Formationen mit lokalen dolomitischen und mergelig-bituminösen Einschaltungen einer evaporitischen Lagunenfazies. Ausgehend von der Schlern-Formation (Ladinium) wurden in Folge mergelige und bituminöse Dolomite, laminiert und dünn geschichtet, mit eingeschalteten grauen Tonsteinen (Oberladinium), dann die Dolomite der Raibl-Gruppe (Travenanzes-Formation; Oberladinium-Karnium) und schließlich der Hauptdolomit (Norium-Rhätium *p.p.*) aufgefahren (Abb. 87).

In struktureller Hinsicht quert der Tunnel ein regional bedeutendes Störungssystem. Es handelt sich um sub-parallel ausgerichtete, N-S- bis NNW-SSE-streichende, transpressive Störungen, die manchmal in echte SE-vergente Überschiebungen übergehen. Dieser tektonische Bau ist an eine Krustenverkürzung aufgrund NW-SE-orientierter Kompression gebunden. In der Folge bildete sich eine Reihe von Rücken und aufgeschobenen Blöcken von länglicher Form. Die entsprechenden Rampen fallen nach Westen ein mit variabler Neigung von 15-20° im Inneren des Bergmassivs (Monte Fausior) bis zu 45-50° an der Etschtalflanke. Dieser strukturelle Bau war in den geologischen Oberflächenaufnahmen nicht klar ersichtlich, konnte aber beim Vortrieb aufgrund der stratigraphischen Abfolge und der tektonischen Gegebenheiten rekonstruiert werden.

Nach einigen hundert Metern in der Schlern-Formation wurden im Südvortrieb evaporitisch-bituminöse, tonig-dolomitische Schichten angetroffen. Diese wurden entlang einer Überschiebungsfäche durch die Kompression gequetscht, abgeschert und verfaltet (Abb. 88). Entlang der Überschiebungsfäche werden

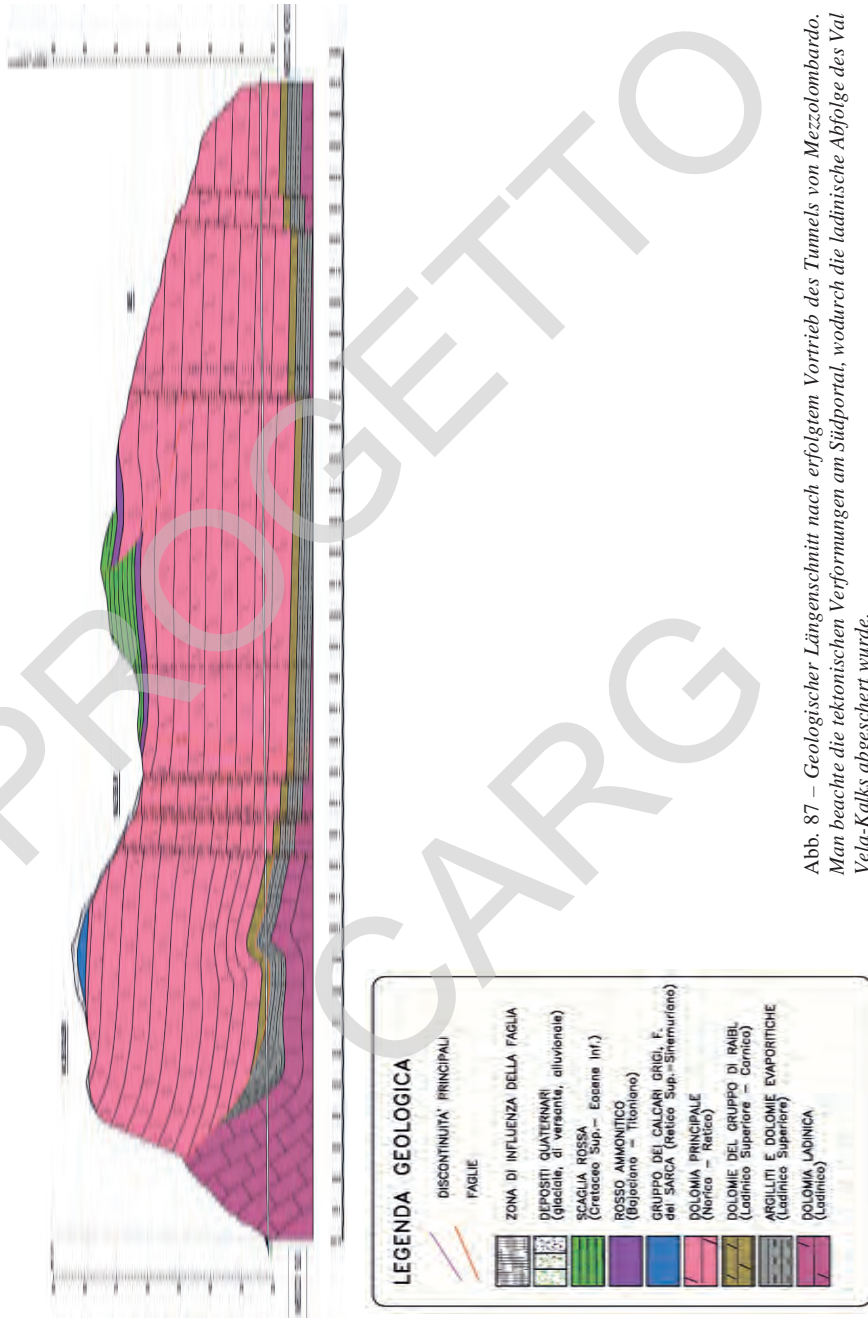


Abb. 87 – Geologischer Längenschnitt nach erfolgtem Vortrieb des Tunnels von Mezzolombardo. Man beachte die tektonischen Verformungen am Südportal, wodurch die ladinische Abfolge des Val Vela-Kalks abgesehert wurde.



Abb. 88 – Starke Deformation im Val Vela-Kalk im Tunnel von Mezzolombardo (siehe Abb. 87 zur genauen Lage).

die karnische Travenanzes-Formation und der norische Hauptdolomit über die älteren, ladinischen Einheiten geschoben. Im Bereich von Mezzolombardo kann man im Gelände keinen Aufschluss von solchen evaporitischen Einheiten mit plastischem Verhalten finden. Sie bilden jedoch den hauptsächlichen Scherhorizont zwischen den kompakteren Einheiten im Hangenden und im Liegenden. Im Tunnelvortrieb führte der hohe Tongehalt (vorwiegend Smektit) dieser Einheit zu drückenden Gebirgsverhältnissen, wodurch besondere Stützmaßnahmen (bewehrtes Sohlgewölbe, Bewehrung und Verstärkung der First- und Ulmenbereiche, radiale Ankerungen, etc.) ergriffen werden mussten.

Bezüglich der geomechanischen Gebirgseigenschaften wurde eine Verteilung nach BIENIAWSKI (1989) wie folgt im Erkundungsstollen dokumentiert.

Geomechanische Gebirgsklassen (Bieniawski 1989)

Klasse I	1,14 %
Klasse II	65,27 %
Klasse III	20,17 %
Klasse IV	13,42 %
Klasse V	0%

Aus hydrogeologischer Sicht wurden im Vortrieb einige subvertikale Störungszonen angetroffen, die im ersten Moment riesige Wasserzutritte in der Größenordnung von 120-150 l/s verursachten. Diese Zutritte nahmen in Folge progressiv ab und stabilisierten sich bei deutlich geringeren stationären Schüttungswerten. Die zahlreichen konzentrierten und diffusen Wasserzutritte in beiden Tunneln wurden kontinuierlich überwacht und in einem Sammelschacht am Südportal gemessen: die gesamte Wassermenge schwankt zwischen Mindestwerten von 50-60 l/s und Maximalwerten von 80-90 l/s.

PROGETTO
CARGO

IX – SUMMARY

(a cura di V. Picotti)

The mountain landscape of the Sheet 43 – Mezzolombardo – of the 1:50.000 Geologic Map of Italy, is dominated by the valleys of the river Adige and its affluent, the torrent Noce. These valleys were carved most probably during the dramatic Mediterranean base-level fall at the end of the Miocene, also known as Messinian sea-level drop, or salinity crisis. The occurrence of such a deep valley (Adige), whose bedrock lies several hundreds of meters below the sea-level, controlled the subsequent evolution that included alternating fluvial and valley glacier conditions, modulated by the Pleistocene climatic oscillations, but always forced into the same drainage.

This evolution brought to strong variation in the main erosional processes, and, most important, in the local base-level, given the growth of valley glacier at elevation of around 1800 m during the climax of the glacial periods. Presently, most of the surficial deposits belong to the Last Glacial Maximum (LGM) and are grouped into a synthem (SGD), that includes the sedimentary cycles related to the deglaciation during the Tardiglacial.

These latter form several subsynthem, depending on the local base-level, therefore changing in the different tributaries of the main valley. All the deposits subsequent to the glacial conditions are grouped into the Postglacial Alpine Synthem, that includes deposits associated to all the different processes acting on the landscape. Its base is strongly diachronous, following the retreat of the glaciers up to upper reaches of the valleys.

The pre-LGM cycles are more and more patchy with increasing age, and outcrop as erosional remnants, whereas the deposits are more and more compacted and cemented. These are described with various hierarchic ranks, from Super-synthem to Formations, depending on the possibility to correlate them with other neighbouring maps and on the facies characters of the units.

The main valley cut the bedrock roughly controlled by the main structural grain that is now exposed on the hillslopes and easy to survey. The main structures formed prior or during the main erosional phase, i.e. during the Miocene. In this map, the clearest structure is an anastomosing system of SE-verging thrusts, stretching on the right slope of the Adige around Mezzolombardo up to Cortaccia/Kurtatsch. The Trento – Cles Line is a N-trending fault system running across the whole western side of the map: it is an important transfer zone, reactivating a previous Mesozoic fault system in a transpressional way, mostly left-lateral. The Trodena fault, at the left slope of the Adige valley, is a NE-trending high-angle fault displaying a reverse to left-lateral movement.

The present-day seismicity in this area is low, and there are few evidences of fault activity at the surface, if we except a case near Egna/Neumarkt, where a 1800 yr old roman villa was found struck by an earthquake that possibly cut the edifice. We could not find any other evidence for such an important seismogenic surface structure, therefore, more work is needed to fully document a possible high magnitude seismogenic source in the area.

The geological history documented by the rocks outcropping in the area of the map is very long and complex, spanning from Permian to the Paleogene across all the events that brought the Adriatic plate from the end of the Variscan orogeny into rifting and subsequent collision with Eurasia.

The Lower Permian Athesian Volcanic Group (Gruppo Vulcanico Atesino) represents a very large (some thousand km²) and very thick (almost 3 km) post-collisional volcano-tectonic basin (caldera), developed at the expense of the previous Variscan belt. Various kind of volcanic and volcanoclastic products occur, basically acid ignimbrites. After a period of non-deposition, a new sedimentary cycle was heralded by the Upper Permian continental red sandstones (Val Gardena Sandstone). These deposits encroached the continent toward the west and were followed by transitional to marine sediments (Bellerophon Fm), here representing its westernmost tip, and finally by the shallow-marine Werfen Fm (uppermost Permian to Lower Triassic), characterized by very low platform carbonate productivity, and basically influenced by terrigenous input. The Middle Triassic displays alternating terrigenous to carbonate deposition in a shallow marine to transitional environment (Lower Serla, Voltago Conglomerate, Giovo Fms), more and more influenced by the extensional tectonics. Toward the end of the Anisian, however, and the beginning of Ladinian, a strong pulse in subsidence shut down the terrigenous input and allowed for the deposition of thick platform carbonates (Contrin and Sciliar Fms), interspersed by intraplatform basins (Moena and Buchenstein Fms). The Late Ladinian and Carnian are time of decreased subsidence and rapid infilling of the residual spaces, including a short episode of basic volcanism.

The paleoenvironment was then dominated by continental arid conditions and the poor subsidence did not create accommodation, until the end of Carnian, when a new sedimentary cycle begun, again heralded by red continental to transitional deposits (Travenanzes Fm). This is the beginning of a new cycle that eventually

brought to the opening of the Jurassic Alpine Tethys, with break-up located to the west of the Southern Alps. The study area was affected by the activity of some rift-related faults, the most important of them is a N-S system, the Trento-Cles line, located to the west of the sheet, that separates a subsiding block (the Brenta Group) with more than 2 km of Norian to Liassic deposits from a more stable area to the east, where, during the same time span, the succession does not reach 400 m, and it is completely lacking the Rhaetian and Lias. Several smaller N- to NW trending faults are visible in the map, especially near the junction of the Noce with the Adige river.

The Dolomia Principale represents the most diffuse carbonate platform of Norian age, but it includes some meters of Rhaetian to the east of the Trento-Cles line. It is followed to the west of this line, by the Rhaetian Zu Limestone, and the Calcari Grigi group, more and more thin toward the north and east, pinching against the more stable Adige and western Dolomites area. After the Late Pliensbachian demise of the Calcari Grigi platform, open-shelf crinoid-rich sand waves occurred west of the Trento-Cles line (Encrinite del Peller). The subsequent hiatus, encompassing the upper Aalenian and lower Bajocian, is commonly interpreted as the break-up unconformity. The following unit is a reduced and condensed interval of deep-sea red nodular limestones, rich of ammonoids, the Rosso Ammonitico Veronese, encompassing a long time interval: late Bajocian to early Tithonian.

The subsequent depositional evolution witnesses the deepening of the whole passive margin: the area east of the Trento-Cles, however, represented a structural high, winnowed by currents. The upper Tithonian to lower Aptian Maiolica, a nannoplankton-rich lime mudstone, is here very reduced in thickness. The sharp lithological change that heralds the overlying unit, the Scaglia Variegata Alpina, represents the local expression of the well-known Oceanic Anoxic Event, a period of alternating productivity of the surface waters of the oceans and deposition of black shales, interbedded with more oxidized white and red (lime) mudstones. The passive margin turned into a retroforeland of the Alps at that time, and the possible early collision of continents toward the north was able to transmit compressional stresses to the study area, with partial inversion of the previous fault systems, such as the Trento-Cles. Its western limb was then uplifted, separating a sector of non-deposition (the Brenta Group), from a perched basin overlying the previous high on the eastern limb. From that event on, the sector as a whole was part of the retroforeland basin, basically forming a ramp succession, still influenced by the previous bathymetry, but smoothing it. The Scaglia Rossa and Ponte Pià Fms represent these units, whereas the deepest portion could receive the distal turbiditic lobes of the Alpine Flysch, the Val d'Agola Fm.

PROGETTO
CARGO

X – LEGEND TO THE GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

UNITS GROUPED FROM DIFFERENT CATCHMENTS

Postglaciale Alpino Synthem (PTG)

Gravels, sands, silt, with planar or cross bedding (alluvial deposits). Muds and peat, locally sandy layers, with planar bedding (swamp and lacustrine deposits). Clast and/or matrix-supported diamicton, massive or interbedded with poorly sorted gravels and sands (debris-flow deposits, mixed origin deposits: debris-flow and/or stream flows and/or avalanche). Unsorted boulders and gravels, clast and/or matrix-supported diamicton (gravity-driven deposits). Angular gravels with local provenance (slope deposits), locally with large blocks and boulders (large blocks slope deposits). Colluvial deposits. Travertines. Anthropogenic deposits. Discontinuous or absent cements. Upper boundary is topographic surface. Maximum thickness: 100 m.

Upper Pleistocene p.p. – Holocene

Garda Synthem (SGD)

Massive diamicton, supported by a silty-sandy matrix, overconsolidated (lodgement till). Matrix and/or clast supported massive diamicton, (ablation till, undifferentiated till). Diamicton, sands, gravels, locally clinostatified, and massive to laminated silt and mud (ice-contact deposits, glaciolacustrine deposits). Massive or roughly bedded gravels with sandy interbeds (fluvioglacial deposits). Usually lacking cements.

Erosive lower boundary; upper boundary coinciding with the topographic surface or unconformable covered by SGD₁, SGD₃, SGD₆, SGD₁₂, PTG. Maximum thickness >90 m.

Upper Pleistocene p.p.

Forte Casara Group undifferentiated (FC)

Clinostratified gravels and breccias with open to partially open framework and angular to sub-angular clasts (slope and debris-flow deposits). Cementation patchy from weak to pervasive. Karstified fractures and weathered clasts locally occur.

Lower boundary over pre-Quaternary bedrock or RBR, upper boundary unconformably covered by SGD, SGD₁₄ or PTG, with erosional margins toward the lower hillslope, along strike and locally toward the upper hillslope. Thickness up to more than 100m.

Lower Pleistocene – Upper Pleistocene p.p.

T. NOCE SUB-CATCHMENT**Garda Synthem - Mollaro Subsynthem (SGD₁₄)**

Gravels, sandy gravels and massive to crudely horizontal bedded or planar cross-bedded sands (fluvioglacial and alluvial deposits). Alternating laminated sands and silt with lenses of gravel, sandy gravels and matrix-supported diamicton, often deformed and folded (ice-contact deposits). Clay and mud (lacustrine deposits). Open-framework or subangular clast-supported gravels (alluvial to debris-flow deposits). Eterometric gravels with boulder (landslide deposits).

Lower boundary over RBR, upper boundary unconformable with PTG. Maximum thickness about 100 m.

Upper Pleistocene p.p.

Garda Synthem - Malè Subsynthem (SGD₁)

Silty-sandy matrix supported massive diamicton, overconsolidated (lodgement till). Clast or matrix supported massive diamicton (ablation till and undifferentiated till). Overconsolidated sands and silty sands interbedded with laminated mud (glaciolacustrine deposits). Massive to crudely bedded gravels interbedded with cross-bedded sands (fluvioglacial deposits). Silty-sandy matrix supported massive diamicton, sands, locally cross-bedded, interbedded with gravel layers; locally glaciotectonic deformations (ice-contact deposits). Patchy or absent cements.

Erosional lower boundary with RBR or SGD; unconformable upper boundary with PTG. Maximum thickness around 100m

Upper Pleistocene p.p.

Garda Synthem - Cloz Subsynthem (SGD₃)

Gravels, sandy gravels and sands, massive to roughly bedded (fluvioglacial and/or alluvial deposits). Clinostratified gravels, sands and laminated mud (ice-contact deposits). Massive diamicton, open-framework gravels or clast-supported subangular, prevailing carbonatic gravels (debris flow or mixed origin deposits). Weak to absent cementation.

Lower boundary with SGD or RBR; unconformable upper boundary with SGD₁₄ or PTG.

Upper Pleistocene p.p.

Nogarè Supersynthem – Rio Barnes Synthem (RBR)

Gravels, sandy gravels and sands, massive to well bedded with thin sandy interbeds (fluvioglacial and/or alluvial deposits) Clinostratified gravels, sands and laminated mud (ice-contact and glaciolacustrine deposits), locally interbedded with open-framework clast-supported subangular gravels (debris-flow deposits). Cementation from patchy to pervasive.

Lower boundary with RPS; unconformable upper boundary with SGD, SGD₃ or SGD₁₄. Thickness >100 m.

Middle Pleistocene - Upper Pleistocene p.p.

Nogarè Supersynthem – Rio Pescara Synthem (RPS)

Gravels, sandy gravels and sands, massive to roughly bedded (alluvial deposits). Strong and pervasive cementation.

Lower boundary not outcropping, unconformable upper boundary with RBR. Maximum thickness >15 m.

Lower Pleistocene – Middle Pleistocene

ADIGE CATCHMENT AND AVISIO SUB-CATCHMENT**Garda Synthem – San Paolo Subsynthem (SGD₆)**

Crudely bedded, imbricated gravels, with rounded clasts prevailingly metamorphic (fluvioglacial deposits). Sandy gravels, massive diamicton and sands (ice-contact deposits). Sands and silt with dropstones, horizontally bedded or clinostratified, locally folded and faulted (glaciolacustrine deposits). Matrix-supported diamicton, massive (ablation till). Matrix- and clast-supported diamicton, roughly bedded gravels with subangular clasts, of prevailing local provenance (mixed origin deposits).

Lower boundary with CLD or SGD indifferiated; upper boundary coinciding with the topographic surface or unconformable with PTG. Maximum thickness around 100m.

Upper Pleistocene p.p.

Garda Synthem - Lisignano Subsynthem (SGD₁₂)

Gravels, sandy gravels and sands, massive to roughly bedded (fluvioglacial and/or alluvial deposits). Gravels, sandy gravels and bedded sands, laminated muds, massive matrix-supported diamicton (ice-contact deposits). Massive to crudely bedded gravels, matrix-supported diamicton (mixed origin and debris-flow deposits). Massive clast- and/or matrix-supported diamicton (ablation till and undifferentiated till). Boulders, blocks and eterometric gravels (gravity-driven deposits). Angular gravels with local provenance (slope deposits). Weak to absent cementation.

Lower boundary with SGD or NG; unconformable upper boundary with PTG. Maximum thickness around 100 m.

Upper Pleistocene p.p.

Caldaro Synthem (CLD)

Gravels, sandy gravels and sands, roughly bedded, locally lenticular intervals of concave cross-bedded sands, overconsolidated and seldom cemented (fluvioglacial and alluvial deposits). Gravels and breccias, roughly bedded, locally massive, with open- to partially open-framework, with eeterometric dolomitic clasts of local provenance (slope deposits, locally with blocks and boulders). Clast-supported diamicton, locally matrix-supported, with dolomitic clasts of local provenance (mixed origin deposits). Absent to pervasive cementation. Erosional lower boundary with bedrock, with NON or not outcropping, unconformable upper boundary with SGD, SGD₆, SGD₁₂ or PTG. Maximum thickness at least 150 – 200m.
Middle Pleistocene(?) – Upper Pleistocene

Penone Synthem (NON)

Eeterometric gravels, locally with boulders, usually clast-supported; massive to roughly bedded breccias with patchy cements (mixed origin deposits). Massive cemented matrix-supported diamicton (ablation till). Commonly overconsolidated deposits.
Erosional lower boundary with the bedrock or not outcropping, erosional unconformable upper boundary with CLD. Maximum thickness around 70 m.
Middle Pleistocene(?) – Upper Pleistocene

Nogarè Supersynthem indifferenziated (NG)

Horizontal- or cross-bedded gravels with rounded to subangular clasts and sandy interbeds (alluvial deposits). Gravels and breccias, open-framework or supported by subangular clasts (debris flow, mixed origin deposits). Patchy to pervasive cementation; weak to strong weathering.
Erosional lower boundary with bedrock, unconformable upper boundary with SGD, SGD₁₂ or PTG. Thickness >50 m.
Middle Pleistocene – Upper Pleistocene p.p.

Faedo Formation (FAD)

Bedded breccias supported by siltstone and dolostone clasts, with reddish silty-sandy matrix and local interbeds (debris-flow deposits).
Lower boundary not outcropping, unconformable upper boundary with SGD or PTG. Thickness > 60 m.
Lower Pleistocene(?) – Middle Pleistocene

PERMO-CENOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION**Ponte Pià Formation (FPP)**

Well-bedded cherty lime mudstone, light grey with bluish marly interbeds and prevailing marls in the upper part.
Lower boundary gradual over VAG₃ or VAG₂ or SAA. Thickness 70m
Middle – Upper Eocene

Val d'Agola Formation (VAG)

Prevailing terrigenous succession, subdivided into three members, the upper two of them have been recognized in this Map. Eteropic with SAA and FPP.

Sarca di Campiglio Member (VAG₃)

Calcareous marls grey and black, with interbeds of thin dark lime mudstones and of carbonatic turbidites rich of quartz and biotitic clasts.

Lower boundary gradual over SAA. Thickness 0-20 m

Middle Eocene

Coste di Grual Member (VAG₂)

Well-bedded (5-30 cm) reddish lime mudstones (locally with marly interbeds) of Scaglia Rossa facies with „Globotruncana“.

Lower boundary gradual over SAA. Thickness 0-50 m

Campanian – Maastrichtian

Scaglia Rossa (SAA)

Well bedded (5-15 cm) reddish lime mudstones, cherty in the lower part, with marly interbeds and marls, with planktonic foraminifers and locally *Inoceramus*. At the top, cleavage-rich plurimetric unit („bancone maastrichtiano“ Auct.), locally topped by hard-ground.

Lower boundary gradual or unconformable over VAA. Thickness 70-200 m.

Upper Cretaceous – Paleocene

Scaglia Variegata Alpina (VAA)

Well bedded (5-15 cm) dark grey, pink and whitish lime mudstones with radiolarians and foraminifers, usually bioturbated by *Chondrites*, locally chert-rich. Dark, locally bituminous cleavage-rich marls.

Lower boundary sharp transitional over MAI or unconformable over ARV. Thickness 20 – 70 m.

Aptian - Cenomanian

Maiolica (MAI)

Well bedded pink and whitish lime mudstones, porcelain- looking.

Lower boundary rapid gradual over ARV. Thickness 0-20 m.

Upper Tithonian - Upper Barremian

Rosso Ammonitico Veronese (ARV)

The Formation consists of three unmapped intervals:

At the base, whitish, pinkish and greenish lime mudstones – wackestones with pelagic pelecypods (*Bositra*) and protoglobigerinids, roughly bedded and nodular, locally pervasively dolomitized. In the middle interval, not always present, well-bedded reddish lime mudstones very rich of ribbon chert interbeds, with local white cineritic layers. In the upper part red nodular lime mud- to wackestones with moulds of ammonites.

Lower boundary sharp, disconformable with DPR, RTZ or EPE. Thickness 5 – 50 m.

Upper Bajocian – Lower Tithonian

Encrinite del Peller (EPE)

Yellowish crinoidal lime wacke-packstones, thick-bedded or cross-bedded, locally grading to yellowish and reddish crinoidal grain-rudstones („encrinite“). Lower boundary sharp, disconformable over RTZ. Thickness 0-40 m
Toarcian – Lower Bajocian

Calcarei Grigi Group (CG)

It includes four carbonate platform formations, renamed after the previous members known from literature as part of Calcarei Grigi di Noriglio.

Rotzo Formation (RTZ)

Light grey to brownish bioclastic limestones, arranged in metric to decametric sequences. The upper part is characterized by thick-shelled pelecypods banks (Lithiotis, Cochlearites, Lithioperna and Gervilleioperna). Lower boundary sharp over LOP and locally over FMZ. Thickness 80 – 120 m
Sinemurian – Pliensbachian

Tovel Member (RTZ₁)

Oolitic and oolitic-bioclastic limestones roughly bedded with sponge and corals. Lower boundary rapid gradual over RTZ. Thickness 150 – 170.
Sinemurian – Pliensbachian

Loppio oolitic limestone (LOP)

Coarse oolitic-intraclastic, whitish to light grey limestones, rarely cross-laminated, medium to thick bedded. Lower boundary sharp over FMZ. Thickness 35 – 40 m
Sinemurian p.p.

Monte Zugna Formation (FMZ)

Light grey to whitish bioturbated lime mud- wackestones, with reddish to green pelitic interbeds, grading to the top to stromatolitic limestones and dark nodular lime mudstones. Lower boundary sharp over ZUU, gradual and poorly defined within a dolomitic interval over DPR, sharp over a paleosol topping DPR. Thickness 100 – 250 m
Hettangian – Sinemurian

Zu limestone (ZUU)

It includes three members, two of them of different paleoenvironment, are outcropping in this map, west of the Trento – Cles line: a lower carbonate ramp and an upper peritidal.

Tremalzo Member (ZUU₃)

Dark grey bioturbated lime and dolomitic mudstones, with megalodontids, light-grey stromatolitic limestones with shrinkage structures and flat-pebble breccias. Medium to thick bedding. Lower boundary gradual over ZUU₁. Thickness 120 m.
Rhaetian

Groste Member (ZUU₁)

Dark grey bioturbated lime mudstones, interbedded marls and black shales, graded biocalcarenites with molluscs and brachiopods. Locally, patches of corals.

Lower boundary sharp concordant over DPR. Thickness 40 – 50 m
Norian(?) – Rhaetian

Dolomia Principale (DPR)

Yellowish and dark-brownish dolostones, locally bituminous, thin to medium bedded with wavy joints and milimetric yellowish marly interbeds at the base. The middle to upper part consists of cyclically („Loferites“) arranged whitish dolostones, rich in algae, bivalvs and stromatolitic laminae.

Lower boundary sharp over TVZ. Thickness 300 – 400, up to 1000 in the northwestern corner, west of the Trento-Cles, where the base is not outcropping.

Upper Carnian – Rhaetian

Travenanzes Formation (ex Raibl Formation Auct.) (TVZ)

Afanitic light-grey and yellowish dolostones, medium bedded with thin greenish marly interbeds. In the lower part, locally conglomerates occur with rounded calcareous, rarely siliceous, clasts in dolomitic matrix.

Lower boundary sharp over VVL (observed only in tunnel), VAB and SCI. Thickness 0 – 50 m
Carnian p.p.

Basaltic volcanics (VAB)

Black-greenish andesitic – basaltic lavas, locally weathered and often fractured, with a limited areal extent of some meters of thickness. They are topping SCI, as strata-bound subvolcanic bodies within CTR and as small dykes within WER.

Lower boundary unconformable over SCI. Thickness 0-150 m
Upper Ladinian

Val Vela Limestones (VVL)

Thinly bedded and strongly laminated, light-grey to light brown and yellowish limestones, with thin yellow-orange interbeds more frequent in the upper part of the unit. Locally, dark laminated and bituminous and evaporitic dolostones and anhydrites with black pelites.

Lower boundary rapid gradual over SCI. Thickness 0-30 m
Upper Ladinian

Buchenstein Formation (BHL) (Livinallongo Formation Auct.)

The unit is arranged into two tongues eteropic to SCI. Grey dolostones alternating with dark dolomitic limestones, thin horizons of weathered volcanoclastics, grey cherty laminated limestones mudstones and shales, purple limestones and dolostones, green volcanoclastic beds. Meter to decameter thick breccia bodies with dolomitic clasts interfingering with the basinal sediments.

Lower boundary sharp over Contrin. Lateral boundary with SCI.

Thickness 0 – 80 m

Upper Anisian p.p. – Lower Ladinian

Sciliar Formation (SCI)

The unit consists of light-grey to white dolostones, arranged in thick beds topped by grey-greenish thin dolarenites (intertidal). One can find gastropods, ammonoids, pelecypods and Dasycladacean algae. Toward the top, intertidal facies dominate, with stromatolitic dolostones. The **slope facies (SCI_a)** consists of thick, amalgamated and poorly bedded banks of structureless white dolostones, often rich of vugs with fragments of shells (bivalves, gastropods, algae, ammonoids). Lateral transition with mega-breccia bodies.

Lower boundary gradual over CTR. Laterally eteropic with BHL. Thickness 300-500 m

Upper Anisian – Lower Ladinian.

Moena Formation (MNA)

Dark-grey to black laminated dolomicrites and dark-grey nodular dolostones with thin pelitic interbeds and cm-thick layers of light brown claystones (smectites, weathered cinerites).

Lower and lateral boundary over CTR. Thickness 0-30 m.

Upper Anisian (Illirian)

Contrin Formation (CTR)

Light subtidal dolostones with calcareous algae, arranged in thick beds topped by dolarenitic to stromatolitic thin intertidal beds. Toward the top, cm-thick red and greenish clay interbeds (weathered cinerites). Near Montagna, some ten m of dark dolostones occur. Near Cortaccia, clear eteropic characters with the Moena Fm.

Lower boundary sharp over GIV, gradual eteropic over MNA. Thickness 150 – 200 m.

Upper Anisian (Illirian p.p.)

Giovo Formation (GIV)

Eterolithic succession including carbonates and terrigenous clastic deposits with various grain size. It is subdivided into three member, two of them occurring in the Map and grouped for graphical reasons.

Middle – Upper Anisian (Pelsonian – Illirian p.p.)

The upper part consists of dark-grey to hazelnut-grey bioturbated dolostones and silty limestones, grey subtidal dolostones, silty grey-yellowish interbeds and thin white – light brown smectitic horizons (Monte Ozol Mb). At the top 5 – 10 m thick interval of poorly bedded interval locally with conglomeratic lenses with subangular dolomitic clasts or pockets of reddened laminated dolosiltites.

The lower part consists of red and dark-grey siltites and marls rich in plant debris, followed by alternating grey-yellowish mottled and nodular limestones and silty sandstones (Cortaccia Mb).

Lower boundary disconformable over VTG. Thickness 20 – 35 m.

Voltago Conglomerate (VTG)

Medium – coarse grained conglomerates, with prevailing dolomitic rounded clasts (0.2 – 15 cm coarse), with sandy-silty white-pinkish matrix, red and yellow medium – fine grained sandstones, red laminated micaceous siltites.

Lower boundary erosional over SLI. Thickness 35 – 40 m.

Middle Anisian (Pelsonian p.p.)

Lower Serla Dolostone (SLI)

Yellowish dolostones, with stromatolites, tepees and red to greenish clay interbeds. Lower boundary concordant over WER₉. Thickness 25 – 50 m
Upper Olenekian – Lower Anisian

Werfen Formation (WER)

The Formation consists on a complex succession of carbonate, terrigenous and mixed varicoloured sediments, subdivided into lower rank units. The total thickness is around 300 m.

Uppermost Permian – Lower Triassic

Val Badia, Cencenighe and San Lucano Members (WER_{7,9})

At the base, alternating yellow-reddish oolitic – bioclastic and thin sandstone intervals. At the top, yellow-purple evaporitic horizons with lenses of white-pinkish gypsum, alternating with red arenaceous siltstones.

Lower boundary rapid gradual over WER₈. Thickness 40 – 50 m.

(San Lucano Member)

Reddish arenaceous dolostones and oolitic-bioclastic dolostones, medium to thick bedded, often nodular, alternating with minor red arenaceous siltstones.

Lower boundary rapid transitional over WER₇. Thickness 10 – 20 m (Cencenighe Member)

Alternating grey-yellowish silty limestones with silty marly interbeds, yellow to pink calcarenites and dolostones and varicoloured siltites and dolosiltites.

Lower boundary rapid transitional over WER₆. Thickness 40 – 55 m. (Val Badia Member)

Gastropod Oolite and Campil Members (WER₅₋₆)

Red thin sandstones and micaceous siltites in cm-thick beds with load-casts. Lower boundary transitional over WER₅. Thickness 30 – 40 m. (Campil Member)

Silty limestones, calcareous siltites and arenaceous limestones grading to the top to oolitic-bioclastic calcarenites with shells of pelecypods and small gastropods. The colour grades from yellowish at the base to red at the top.

Lower boundary transitional rapid over WER₄. Thickness 10 – 25 m. (Gastropod Oolite Member)

Andraz and Siusi Members (WER₃₋₄)

Alternating yellowish marly and silty limestones, locally bioturbated, grey-yellowish siltites and grey-greenish to reddish oolitic-bioclastic calcarenites. Fossiliferous horizons with *Claraia*. The topmost part consists of an evaporitic interval, 10-20 m thick (yellow-reddish dolosiltites and varicoloured siltites).

Lower boundary sharp over WER₃, characterized by a 1,5-2 m thick bank of red oolitic-bioclastic lime grainstone. Thickness 40-55 m (Siusi Member).

Evaporitic dolostones, vuggy yellow-reddish dolosiltites and varicoloured siltites.

Lower boundary gradual rapid over WER₂. Spessore 10 15 m. (Andraz Member)

Tesero and Mazzin Members (WER₁₋₂)

Grey-yellowish limestones and dolomitic limestones, and centimetrically laminated marls.

Lower boundary rapid gradual over WER₁. Thickness: 20 – 25 (Mazzin Members).

Grey-brown coarse-grained oolitic dolostones, in tabular beds 20 – 100 cm thick, with even to undulated bed joints.

Lower boundary sharp over BEL. Thickness: 10 m (Tesero Members).

Bellerophon Formation (BEL)

Grey-yellowish silty dolostones and silty limestones, in nodular beds alternating with grey sand- and siltstones and marls with organic-rich horizons, arranged as thin interbeds or decimetric package.

Lower boundary gradual conformable over GAR. Thickness 0 – 25 m.

Upper Permian p.p.

Val Gardena Sandstones (GAR)

Red, grey and white sandstones, in beds of variable thickness from few decimeters to some meters, alternating with red and grey siltites, marly siltites and marls. Within the arenaceous layers, charcoal of plant debris usually occur.

Lower boundary erosional and unconformable over ORA. Thickness 50-70 m.

Upper Permian p.p.

PERMIAN MAGMATISM

ATHESIAN VOLCANIC GROUP (GA)

Ora Formation (ORA)

Rhyolitic welded lapilli-tuffs, from grey-pinkish to orange coloured, with sharp and regular subvertical fracture cleavage. The skeletal part consists of abundant crystals (1 – 4 mm) of sanidine, plagioclase, quartz and biotite in a fluidal felsitic matrix (Ignimbrites). Frequent juvenile porphyric inclusions. Lower boundary sharp conformable or unconformable over IGR and LAN. Thickness up to 1000 m.
Lower Permian p.p.

Predonico Member (ORA₁)

Red rhyolitic lapilli-tuffs and tuffs, characterized by smaller and less packed crystals and increased fiamme and red juvenile inclusions. At the base, rare occurrence of intervals of grey-black **vitrophiress (ORA_{1a})**, with vitreous groundmass, perlitic fracturing and eutaxitic texture. Lower boundary sharp unconformable over TGV or gradual over ORA. Thickness up to 250 m.
Lower Permian p.p.

Tregiovo Formation (TGV)

Well-bedded volcanoclastic sedimentary deposits, with two main lithofacies. Thickness up to 150 m.

Conglomeratic facies (TGV_a): Clast- or matrix-supported conglomerates, with cm to dm thick volcanic clasts and massive aspect (debris flow). Local interbedding of laminated arenites.

Arenitic facies (TGV_c): Medium-coarse arenites, medium to thick bedded, structureless or cross bedded. Usually the colour is red. Locally isolated dm thick volcanic clasts.

Lower boundary sharp and erosional over IGR and LAN.
Lower Permian p.p.

Andriano Formation (LAN)

Compact rhyolitic lavas, orange-red to purple-red, with evident even to undulated lava-flow structure, 5 to 20 cm thick; porphyric texture with idiomorph (2 – 5 mm) sanidine, plagioclase and quartz phenocrystals. Locally, blocky facies occur.

Lower boundary sharp, unconformable over IGR. Thickness up to 250 m.
Lower Permian p.p.

Gries Formation (IGR)

Rhyolitic welded lapilli-tuff, dark purple-red, massive to strongly oriented. The rock consists of mm-sized crystals of sanidine, pink plagioclase, quartz and biotite in a fluidal felsitic groundmass (ignimbrites). Frequently, iso-oriented porphyric juvenile inclusions. **Volcaniclastic breccias (IGR_a)**, structureless or roughly bedded occur, locally, at the top. They consist of subangular to rounded blocks and decimetric clasts in a microgranular matrix. Clasts and matrix exclusively consist of fragments of the Gries Fm.

Lower boundary sharp unconformable over IGG. Thickness up to 300 m
Lower Permian p.p.

Gargazzone Formation (IGG)

Black-grey rhyodacitic welded lapilli-tuff, very homogenous and coherent. The rock is affected by a regular (1 – 30 cm) subvertical fracture cleavage. The skeletal part displays a number of 1 – 2 mm sized crystals of plagioclase, quartz, biotite and pyroxene in a fluidal felsitic groundmass (ignimbrites). Fiamme and frequent porphyric juvenile inclusions occur.

Lower boundary not exposed. Thickness minimum 150 – 200 m.
Lower Permian p.p.

LITERATURVERZEICHNIS

- AA.VV. (1957) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 10, Bolzano*. Magistr. Acque, Venezia.
- AA.VV. (1929) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 22, Trento*, 1^a ed. Magistr. Acque, Venezia.
- AA.VV. (1968a) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 21, Trento*, 2^a ed. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- AA.VV. (1968b) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 36, Schio*, 2^a ed. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- AA.VV. (1992) - *Carta Geologica d'Italia, 1:50.000, Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni serie III, **1** pp. IX+203.
- AA.VV. (2007) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 026 "Appiano"*. Servizio Geologico d'Italia - APAT.
- AA.VV. (2010a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 060 "Trento"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA.
- AA.VV. (2010b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 013 "Merano"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA.
- ANDREATTA C. (1950) - *Notizie sulla costituzione del complesso effusivo permiano del Trentino-Alto Adige*. Rend. Soc. Min. It. VI.
- ANDREATTA C. (1959) - *Nuove osservazioni sulla serie basale della zona meridionale del sistema vulcanico atesino*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis. Mat. e Nat., **26**: 172-178.
- AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE (1998) - *Studio degli acquiferi montani, da Resia a Domegliara, e degli acquiferi di Pianura. Seconda fase, Rapporto sulle indagini geofisiche; Sezioni idrogeologiche; Superficie del substrato roccioso alla scala 1:200.000*. Relazione inedita, a cura di r.t.i. Hydrodata S.p.A. & BETA Studio S.r.l.
- AVANZINI M., BARGOSSÌ G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER G. & SAPELZA A. (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 026 "Appiano"*. Servizio Geologico d'Italia - APAT, 184 pp.
- AVANZINI M., BARGOSSÌ G.M., BORSATO A., SELLI L., BALBONI M., BAZZOLI G., CAMPEDEL P., DEMOZZI M., GROAZ O., FERRETTI P., MORETTI A., PASSAMANI S., PICCIN G., PIFFER G., PIUBELLI D., SANTACATTARINA M., SPANÒ M., TOMASONI R., VALLONE R., VARRONE D., VIGANÒ A., ZAMPEDRI G. & ZANDONAI F. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 060 "Trento"*. Servizio Geologico d'Italia - APAT, 244 pp.
- AVANZINI M., PETTI F.M., BERNARDI M. & TOMASONI R. (2010a) - *Crocodile-like footprints from the Upper Triassic (Carnian) of the Italian Southern Alps*. In: MILAN et alii (Eds.): «*Crocodile tracks and traces*». New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin. (in press)
- BAIRD D. (1957) - *Triassic reptile footprint faunules from Milford, New Jersey*. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, **117**: 449-520.
- BALÁTOVÁ-TULÁČKOVÁ & VENANZONI R. (1989) - *Sumpf- und Feuchtrasengesellschaften in der Verlandungszone des Kalterer Sees (Lago di Caldaro), der Montiggler (Monticolo) Seen und in der Etsch (Adige) Aue, Oberitalien*. *Folia Geobotanica et Phytotaxonomica*, **24**: 253-295.
- BARBIERI G. & GRANDESSO P. (a cura di) (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 082 "Asiago"*. Servizio Geologico d'Italia - S.EL.CA. s.r.l., 136 pp., Firenze.
- BARBUJANI C., BOSELLINI A. & SARTI M. (1986) - *L'Oolite di San Vigilio nel Monte Baldo (Giurassico, Prealpi Venete)*. *Ann. Univ. Ferrara*, sez. IX, **9** (2): 19-47.
- BARGOSSÌ G.M., BONDI M., LANDINI F. & MORTEN L. (1981) - *Il plutone di Monte Croce (Alto Adige, Nord Italia)*. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, **38** (1): 155-162.

- BARGOSSO G.M., AVANZINI M., MAIR V., MORELLI C., NERI C. & SAPELZA A. (1999b) - *The Monte Luco volcanic sequence (Bolzano-Trento area)*. In: G. CASSINIS (Eds.): «*Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites*» - Field Trip Guidebook, 25-26, Pavia.
- BARGOSSO G.M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MORELLI C., MORETTI A., POLI S., ZANCHETTA S., ZANCHI A., AMBROSI C., CORTINI P., CROTTINI A., MACCONI P., MAIR V., MAROCCHI M., MONTRESOR L., TOFFOLON G. & TUMIATI S. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 013 "Merano"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, 320 pp., System-Cart, Roma.
- BARGOSSO G.M. & D'AMICO C. (1988) - *Significance of the volcanic rocks of Monte Luco (Trentino - Alto Adige, Northern Italy) in the Permian volcanism of the Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, **31**: 131-157.
- BARGOSSO G.M., D'AMICO C. & SCIPIONI P. (1983) - *Posizione degli Strati di Tregiovo nella successione vulcanica atesina del Trentino - Alto Adige*. Rend. Soc. Geol. It., **5** (1982): 31-137.
- BARGOSSO G.M., DI BATTISTINI G. & MONTANINI A. (1993) - *The andesitic ignimbrites from the Lower Permian volcanic sequence in the Val di Cavè and Val di Fregio area (Trento, N Italy)*. Miner. Petrogr. Acta, **36**: 1-17.
- BARGOSSO G.M., MAIR V., MAROCCHI M., MORELLI C., MORETTI A. & PICCIN G. (2007) - *A mega volcano-tectonic collapse between Bolzano and Trento during the Lower Permian*. MinPet 2007 Abstracts. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 34.
- BARGOSSO G.M., MAIR V., MORELLI C., & SAPELZA A. (1999a) - *The Athesian Volcanic District (Bolzano-Trento area): a general outline*. In: G. CASSINIS (Eds): «*Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites*» - Field Trip Guidebook: 21-24, Pavia.
- BARGOSSO G.M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1996) - *Petrografia delle magmatiti permiane*. In: A. BOSELLINI, C. NERI & M. STEFANI (a cura di): «*Geologia delle Dolomiti. Introduzione Geologica. Guida alla Escursione Generale*», pp. 12-18.. 78ª Riunione Estiva della SGI, San Cassiano (BZ), 16-18 settembre 1996.
- BARGOSSO G. M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C. A. (1998) - *Guida all'escursione sul Distretto Vulcanico Atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 23-41.
- BARTH S. & MOHR B.A.R. (1994) - *Palynostratigraphically determined age of the Tregiovo sedimentary complex in relation to radiometric emplacement ages of the Atesina volcanic complex (Permian, Southern Alps, N Italy)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **192**: 273-292.
- BARTH S., OBERLI F., MEIER M., BLATTNER P., BARGOSSO G.M. & DI BATTISTINI G. (1993) - *The evolution of a calc-alkaline basic to silicic magma system: Geochemical and Rb-Sr, Sm-Nb, and ¹⁸O/¹⁶O isotopic evidence from the Late Hercynian Atesina-Cima d'Asta volcano-plutonic complex, northern Italy*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **57**: 4285-4300.
- BARTOLOMEI G. (1974) - *I talus detritici e la stabilizzazione del versante destro della valle dell'Adige nella zona di Trento*. St. Trent. Sci. Nat., n.s., **51**(2A): 213-228, Trento.
- BARTOLOMEI G., CORSI M., DAL CIN R., D'AMICO C., GATTO G.O., GATTO P., NARDIN M., ROSSI M., SACERDOTI M. & SEMENZA E. (1969) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 2ª ed., foglio 21 Trento*. Servizio Geologico d'Italia, 79 pp.
- BASSETTI M. (2002) - *La Mansio di Endidae. Aspetti geomorfologici e stratigrafici di un sito di età romano-imperiale a Egna/Neumarkt*. In: DAL RI L. E DI STEFANO S. (a cura di): «*Archeologia Romana in Alto Adige. Studi e Contributi*». Cap. 13, pp. 272-299. Beni Culturali in Alto Adige. Studi e ricerche. Vol. **1**. Folio Editore, Bolzano/Vienna.

- BASSETTI M. & BORSATO A. (2007) - *Evoluzione geomorfologica e vegetazionale della bassa valle dell'Adige dall'ultimo massimo glaciale: sintesi delle conoscenze e riferimenti ad aree limitrofe*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **82**: 31-42.
- BAZZANELLA M. & WIERER U. (2001) - *Die mesolitische Fundstelle am Galgenbühel in Salurn Sudtirol*. Der Schlern, **75**(2): 116-128.
- BAZZOLI G., MORTEANI G. & FUGANTI A. (2008) - *L'arsenico nelle rocce e nelle acque sotterranee del Trentino centrale. Indagini sulle cause e valutazioni tecnico economiche per la scelta degli impianti di riduzione dell'arsenico nell'acqua potabile della città di Trento*. Acque Sotterranee, **113**: 11-19.
- BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. (1971) - *Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Prager und Olinger Dolomiten, Südtirol)*. Festband Geologisches Institut 300-Jahr-Feier Universität Innsbruck: 9-103, Innsbruck.
- BERNARDI M., PETTI F.M. e AVANZINI M. (2010) - *A webbed archosaur footprint from the Upper Triassic (Carnian) of The Italian Southern Alps*. In: MILAN et al. (eds.): «*Crocodile tracks and traces*». New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin. (in press)
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. In: S. CLOETINGH, W. SASSI, F. HORVATH & C. PUIGDEFABREGAS (Eds.): «*Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution*». Sedimentary Geology, **86**: 55-76.
- BIENIAWSKI Z.T. (1989) - *Engineering Rock Mass Classification*. J. Wiley and Sons, New York. 251 pp.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.B. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario, *Italian Journal of Quaternary Sciences*, **17** (1): 75-82.
- BITTNER A. (1881) - *Über die geologische Aufnahmen in Judikarien un Val Sabbia*. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst., **31** (3): 219-370.
- BITTNER A. (1883) - *Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia*. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst., **33**: 405-443.
- BLAAS J. (1892) - *Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen bei Meran und Bozen*. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, Wien, 217-222.
- BORSATO A. (1997) - *Late-Glacial to Holocene biogenic moonmilk and calcareous tufa deposits from caves in Trentino (NE-Italy): environment of precipitation and paleoclimatic significance*. Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences, **9** (2): 473-480.
- BORSATO A. (2004) - *Monitoraggio idrologico del sistema Bus de la Spia - sorgente Acquasanta (Gruppo di Brenta): primi risultati*. Atti XII^o Conv. Reg. di Spel. Trent.-A. Adige, Selva di Grigno, 2002. Quaderni della Biblioteca della Montagna, **7**: 33-42.
- BORSATO A. (2007) - *Gli acquiferi carsici delle Dolomiti di Brenta: risorse idriche e funzionamento idrogeologico*. Mem. Ist. Ital. di Speleologia, S. II, **19**: 49-56.
- BORSATO A. & FERRETTI P. (2006) - *Monitoraggio idrometrico del Lago di Tovel e del suo bacino*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol., **81** (Suppl. 2): 205-223.
- BORSATO A., FRISIA S., MIORANDI R., VAN DER BORG K., SPÖTL C. & CORRADINI F. (2007a) - *Ricostruzioni climatico-ambientali per l'Olocene da tufo calcareo e latte di monte in grotte del Trentino*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **82** (2005): 239-259.
- BORSATO A., FRISIA S. & VAN DER BORG K. (2007b) - *Present-day and Holocene groundwater fluctuations in Bus de la Spia – Acquasanta karst system and their impact on the formation of hypogean calcareous tufa*. In: RIBEIRO, L., CHAMBEL, A. & CONDESSO DE MELO, M.T. (Eds.): «*Proceedings XXXV Congress International Association of Hydrogeologists – Groundwater and Ecosystem*», Lisbon 2007: 7 pp.

- BORSATO A., MIORANDI R., FRISIA S. & CORRADINI F. (2007c) - *Idrochimica delle acque ipogee in Trentino: specie, variabilità stagionale, gradiente altitudinale e implicazioni per gli studi climatico-ambientali da speleotemi*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **82**: 123-150.
- BORSATO A., QUINIF Y., BINI A. & DUBLYANSKY Y., (2005) - *Open-system alpine speleothems: implications for U-series dating and paleoclimate reconstructions*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **80** (2003): 71-83.
- BORSATO A. & TOMASONI R. (2008). - *Studio stratigrafico, sedimentologico, petrografico e mineralogico di depositi conglomeratici e loro interpretazione genetica mediante datazioni U/Th in spettrometria di massa con metodo MC-ICP-MS dei diversi eventi di cementazione*. Report tecnico. Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento: 42 pp.
- BOUTLON G.S. & EYLES N., (1997) - *Sedimentation by valley glacier; a model and genetic classification*. In: SCHLÜCHTER CH. (Ed.): «*Moraines and varves: Origin, genesis, classification*». Proceedings of an INQUA symposium, Balkema, 11-23.
- BOSELLINI A. (1967) - *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 133-169.
- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C. (1971) - *I Calcari Grigi di Rotzo (Giurassico Inferiore, Altopiano d'Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nell'evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete*. Ann. Univ. Ferrara, sez. IX, **5**: 1-61.
- BOSELLINI A., BROGLIO LORIGA C. & BUSETTO C., (1978) - *I bacini cretacei del Trentino*. Riv. It. Paleont. Strat., **84** (4): 897-946.
- BOSELLINI A. & HARDIE L. A. (1988) - *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Mem. Soc. Geol. It., **30** (1985): 245-266.
- BRANDNER R. (1991) - *Geological Setting and Stratigraphy of the Schlern-Rosengarten Buildup and Seiser Alm Basin*. In: BRANDNER R., FLÜGEL E., KOCH R. & YOSE L.A. (Eds): «*The Northern Margin of the Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform*». Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion A, Ortisei (Italy), 61 pp.
- BRANDNER R. & MOSTLER H. (1982) - *Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung*. Jahrestagung Österr. Geol. Gesell., Seis am Schlern, Südtirol 1982. Exursionführer: 80-97.
- BROGLIO LORIGA C., GOCZAN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., ORAVECZ SCHEFFER A., POSENATO R., SZABO I. & TOTH MAKK A. (1990) - *The Lower Triassic sequence of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation*. Mem. Sc. Geol., **42**: 41-103.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. (1983) - *La Formazione di Werfen nelle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **88** (1982): 501-598.
- BRONDI A., FUGANTI A., LUNZ L., MITTEMPEGHER M., MURARA G., NARDIN M., NASCIMBEN P., PERNA G., ROSSI D., SCUDELER BACCELLE L., SOMMAVILLA E. & ZIRPOLI G. (1976) - *Commento al foglio geologico 027: Bolzano 1:50.000*. Studi Trent. Sci. Nat., **53**: 107-218.
- BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C. A. & SABATINI G. (1970) - *Le Vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del Complesso effusivo atesino*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **77**: 157-200.
- BRONDI A., MITTEMPEGHER M., MURARA G., NARDIN M., PERNA G., ROSSI D., SOMMAVILLA E. & NASCIMBEN P. (1972) - *Carta Geologica d'Italia. Foglio 027: Bolzano, scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CALLEGARI P. (1932) - *Ricerche sull'idrografia dell'Alta Anaunia*. Atti Accad. Scient. Ven.-Trentino-Istria, **22**: 57-78, PADOVA.
- CARULLI G.B. & SLEJKO D. (2009) - *Seismotectonic characteristics of the Italian central Alps and implications for the seismic hazard*. Italian Journal of Geosciences, **128** (1), 201-215.

- CASSINIS G. & CASTELLARIN A. (1981) - *Foglio 35 Riva*. In: A. CASTELLARIN (Ed.): «*Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*», Pubbl. 441, Prog. Final. Geodinamica (S.P.5) CNR, Tecnoprint, Bologna, 124-134.
- CASSINIS G., CASTELLARIN A., PELOSO G.F., SARTORI R. & VERCESI P.L. (1982) - *Il settore della Linea delle Giudicarie Sud: evoluzione tettonica permo-triassica ed assetto strutturale attuale*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (Eds): «*Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*», Guide Geol. Reg., S.G.I., 125-130.
- CASSINIS G. & DOUBINGER J. (1991) - *On the geological time of the typical Collio and Tregiovo continental beds in the Southalpine Permian (Italy) and some additional observations*. Atti Ticin. Sc. Terra, 34: 1-20.
- CASSINIS G. & DOUBINGER J. (1992) - *Artinskian to Ufimian palynomorph assemblages from the central Southern Alps, Italy, and their regional stratigraphic implications*. Contribution to Eurasian Geology: Permian Congress Papers - Part 1 (1991): 9-18.
- CASSINIS G. & NERI C. (1990) - *Collio and Tregiovo Permian continental basins (Southern Alps, Italy): a general comparison*. Atti Ticin. Sc. Terra, 33 (b.): 11-15.
- CASSINIS G. & NERI C. (1992) - *Sedimentary and paleotectonic evolution of some Permian continental basins in the central Southern Alps, Italy*. Continental Permian in Europe. Cuadernos Geologia Iberica, 16: 145-176.
- CASTELLARIN A. (1962) - *Serie stratigrafiche paleogeniche dei dintorni di Rovereto*. Mem. Soc. Geol. It., 3: 169-183.
- CASTELLARIN A. (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysh sud-alpino cretacico*. Boll. Soc. Geol. It., 95: 501-511.
- CASTELLARIN A. (1982a) - *Lineamenti ancestrali Sudalpini*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (curatori): «*Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*», Guide Geol. Reg., S. G. I., 41-55.
- CASTELLARIN A. (1982b) - *Tettonica sinsedimentaria e associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico Sudalpino)*. In CASTELLARIN & VAI (Eds): «*Guida alla geologia del Sudalpino Centro-Orientale*». Guide Geol. Reg., S.G.I., 67-77.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-alpine evolution of the Southern-Eastern Alps*. Journal of Geodynamics, 30: 251-274.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, 6 (1): 62-94.
- CASTELLARIN A., CORSI M., DE VECCHI G.O., LARGAIOLLI T., MOZZI G., PICCOLI G., SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1968) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 36 Schio*. pp. 94, Grafica Editoriale Cartotecnica, Roma.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., PICOTTI V., SELLI L., CANTELLI L., MARTIN S., MONTRESOR L., RIGATTI G., PROSSER G., BOLLETTINARI G., PELLEGRINI G.B., CARTON A. & NARDIN M. (2005) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 059 Tione di Trento*. Provincia Autonoma di Trento. L.A.C., Firenze.
- CASTELLARIN A. & FERRARI A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattoforma Veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol., 38: 11-212.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R. (1988) - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, 30: 287-310.
- CASTELLARIN A., GAITTO G.O. & SEMENZA E. (1981) - *Foglio 10 Bolzano*. In: A. CASTELLARIN (Ed.): «*Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*», Pubbl. n. 441 Prog. Final. geodinamica (S.P. 5), CNR, 155-160.

- CASTELLARIN A., PICCIONI S., PROSSER G., SANGUINETTI E., SARTORI R. & SELLI L. (1993) - *Mesozoic continental rifting and neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwestern Brenta Dolomites)*. Mem. Soc. Geol. Ital., **49**: 125-144.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V. (1990) - *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin*. Eclogae geol. Helv., **83** (3): 683-700.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1980) - *Struttura e significato della Linea delle Giudicarie Sud*. Rend. Soc. Geol. It., **2**: 29-32.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1985) - *Il sistema tettonico delle Giudicarie, della Val Trompia e del sottosuolo dell'alta Pianura Lombarda*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 31-37, 2 ff.
- CASTIGLIONI B. (1929) - *Recensione a: R. v. KLEBELSBERG, Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Studi Trentini di Sc. Nat., **9**: 115-117.
- CASTIGLIONI B. (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria. Carta delle Alpi nel Glaciale (scala 1:200.000)*. In: DAINELLI G. (a cura di): «Atlante Fisico-Economico d'Italia», Tav. 3. Consociazione Turistica Italiana, Milano.
- CASTIGLIONI G.B. & TREVISAN L. (1973) - *La sella di Appiano-Caldaro presso Bolzano nel Quaternario*. Mem. Ist. Geol. e Mineral. Univ. Padova, **29**: 1-34, Padova.
- COLTORTI M. (1985) - *La stratigrafia ed il contesto ambientale del sito archeologico di San Floriano presso Laghetti di Egna*. In: «Scavi nella conca di Bolzano e nella Bassa Atesina 1976-1985», Catalogo della mostra, Bolzano, 205-208.
- COLTORTI M. (1991) - *L'evoluzione geomorfologica del paesaggio*. In: CAVADA E. (a cura di): «Archeologia a Mezzacorona. Documenti per la storia del popolamento rustico di età romana nell'area atesina». Centro di Studi rotaliani Mezzacorona, pp. 23-36, Bolzano.
- COLTORTI M. & DAL RI L. (1985) - *The human impact on the landscape: some examples from the Adige valley*. In: MALONE C. & STODDART S. (Eds.): «Papers in Italian Archaeology IV». Part I: *The Human Landscape*. B.A.R. International Series, **243**: 105-134.
- CONTI M.A., MARIOTTI N., NICOSIA U. & PITTAU P. (1997) - *Succession of selected bioevents in the continental Permian of the Southern Alps (Italy): improvements in intrabasinal and interregional correlations*. In: DICKINS J.M., ZUNYI YANG, HHONGFU YIN, LUCAS S.G. & ACHARYYA S.J. (Eds): «Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific events and their global correlation». Cambridge Univ. Press, 51-65.
- CUCATO M., DE ZANCHE V., MIETTO P. & SANTINI L. (1987) - *La successione stratigrafica anisica dei monti Marzola e Vigolana nei pressi di Trento*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **64**: 65-76, Trento.
- DAL PIAZ G.B. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. Atti Acc. Sc. Ven. Trentino-Istriana, **3**: 17, 3-7.
- DAL PIAZ G.V., CASTELLARIN A., MARTIN S., SELLI L., CARTON A., PELLEGRINI G., CASOLARI E., DAMINATO F., MONTRESOR L., PICOTTI V., PROSSER G., SANTULIANA E. & CANTELLI L., 2007 - *Foglio 042 Malè. Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Provincia Autonoma di Trento e APAT, SystemCart, Roma, pp. 143.
- D'AMICO C. (1986) - *Volcanic sequence in Trentino-Alto Adige*. In: Italian IGCP 203 Group (Ed.): «Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the south-Alpine segment of the western Tethys». Field Guide-book, 16-22 pp.
- D'AMICO C. & GHEZZO (1963) - *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. Miner. Petrogr. Acta, **9**: 279-360.
- D'AMICO C., NARDIN M. & SACERDOTI M. (1969) - *Vulcaniti atesine*. In: BARTOLOMEI G., CORSI M., DAL CIN R., D'AMICO C., GATTO G.O., GATTO P., NARDIN M., ROSSI D., SACERDOTI M. & SEMENZA E. (1969): «Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 21 Trento», Serv. Geol. d'Italia, pp. 80, Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (NA).

- DE ZANCHE V., FRANZIN A., GIANOLLA P., MIETTO P. & SIORPAES C. (1992) - *The Piz da Peres section (Valdaora, Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. *Eclogae geologicae Helveticae*, **85**(1): 127-143.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SIORPAES C. & VAIL P. R. (1993) - *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. *Mem. Sci. Geol.*, **45**: 1-27.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1986) - *Stratigrafia delle Zwischenbildungen (Triassico medio) nei dintorni di Trento*. *Mem. Sci. Geol.*, **38**: 479-488.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1988) - *Il Gruppo di Raibl in Valsugana e nei dintorni di Trento*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **30** (1985): 293-299.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1989) - *Il Triassico della Valsugana*. *Mem. Sci. Geol.*, **41**: 163-189.
- DI BATTISTINI G., BARGOSSO G.M., SPOTTI G. & TOSCANI L. (1988) - *Andesites of the Late Herynian volcanic sequence in Trentino-Alto Adige (Northern Italy)*. *Rend. Soc. Ital. Petrol.*, **43**: 1087-1100.
- DI BATTISTINI G., GALLO F., GIAMMETTI F. & VERNIA L. (1989) - *Permian andesites from Val d'Isarco and Val di Funes volcanic sequence (Bolzano, northern Italy)*. *Miner. Petrogr. Acta*, **32**: 123-137.
- DI STEFANO S. (2002) - *La struttura romana di Egna-Kahn. Scavo e studio di una stazione stradale lungo la via Claudia Augusta*. In: DAL RI L. & DI STEFANO S. (a cura di): «*Archeologia Romana in Alto Adige. Studi e Contributi*». Cap. 11, pp. 158-259. Beni Culturali in Alto Adige. Studi e ricerche. Vol. 1. Folio Editore, Bolzano/Vienna.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. *Geol. Rundschau*, **76**: 735-754.
- EBERS E. (1972) - *Das Quartär des Überetsch*. *Der Schlern*, **46** (3): 111-119, Bolzano.
- FABIANI R. (1915) - *Il Paleogene veneto*. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, **3**: 1-336.
- FABIANI R. (1919) - *Sul Terziario dell'alta Val di Non (Trentino)*. *Atti Acc. Scient. Veneto-Tridentino-Istriana*, s. 3, **10**: 117-123.
- FABIANI R. (1922) - *Il Terziario del Trentino*. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, **6**: 1-60.
- FABIANI R. (1924) - *Cenni preliminari sulla geotettonica dei massicci montuosi del roen e della Paganella (Alpi Tridentine)*. *Bollettino Soc. Geol. It.*, **43** (2): 200-204.
- FABIANI R. (1930) - *Sviluppo e caratteri del Terziario del Trentino*. *Atti 19° Riunione Soc. It. Progr. Sc.*, **2**: 119-150.
- FARABEGOLI E., PISA G. & OTT E. (1977) - *Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 659-703.
- FAVILLI F., EGLI M., SARTORI G., CHERUBINI P., BRANDOVA D. & HAEBERLI W. (2009a) - *Application of relative and absolute dating techniques in the Alpine environment*. *St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, **85** (2009): 93-108.
- FAVILLI F., EGLI M., BRANDOVA D., IVY-OCHS S., KUBIK, P., CHERUBINI P., MIRABELLA A., SARTORI G., GIACCAI D. & HAEBERLI W. (2009b) - *Combined use of relative and absolute dating techniques for detecting signals of Alpine landscape evolution during the late Pleistocene and early Holocene*. *Geomorphology*, **112** (1-2): 48-66.
- FELBER M., VERONESE L., COCCO S., FREI W., NARDIN M., OPPIZZI P., SANTULIANA E. & VIOLANTI D., (2000) - *Indagini sismiche geognostiche nelle valli del Trentino meridionale (Val d'Adige, Valsugana, Valle del Sarca, Valle del Chiese)*. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, **75**: 3-52.
- FELS H. (1982) - *Die Sedimentologische Entwicklung der Permabfolge im Westlichen Südtirol (N-Italien)*. *Geol. Inst. Univ. Köln Sonderveröffentlichungen*, **42**: 1-145.
- FERRARI A. (1982) - *Note stratigrafiche sull'area veneto-trentina (dal Triassico superiore al Cretacico)*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (Eds.): «*Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*». *Guide Geol. Reg.*, S.G.I., pp. 59-66, Bologna.
- FERRETTI P. & BORSATO A. (2006) - *Studio idrogeologico della Valle e del Lago di Tovel*. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol.*, **81** (Suppl. 2): 189-203.

- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.U. (1984) - *Pyroclastic Rocks*. 472 pp., Springer Verlag.
- FLIRI F. (1978) - *Die Stellung der Bändertonvorkommens von Schabs (Südtirol) in der alpinen Würm-chronologie*. Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol., **14**: 115-118.
- FLIRI F. (1988) - *An outline of the Middle and Main Würm chronology of the Eastern Alps*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **11**: 117-118.
- FLIRI F. (1989) - *Die Schottergrube von Albeis bei Brixen, eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Chronologie der Würmvereisung in Südtirol*. Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol., **24**: 137-142.
- FUGANTI A. (1961) - *Ricerche geologiche e giacimentologiche sugli "scisti bituminosi uraniferi" di Mollaro (Val di Non-Trentino)*. Studi Trent. Sc. Nat., Anno 38, n. 1, Trento.
- FUGANTI A. (1964) - *Le "pulsazioni tettoniche" turoniane nel Trentino occidentale (Alpi orientali)*. Studi Trent. Sc. Nat., **41**(2): 138-158.
- FUGANTI A. (1969) - *Le sorgenti dell'Acqua Santa (Val di Non, Trento)*. Studi Trent. Sci. Nat., Sez. A, **46** (2): 432-444.
- FUGANTI A., BAZZOLI G. & MORTEANI G. (1998) - *The quaternary evolution of the Adige valley near the city of Trento (N Italy) as deduced from wells and radiocarbon dating. Preliminary results*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **73** (1996): 93-97.
- FUGANTI A. & DEFRADESCO F. (1992) - *Le rocce da vino della piana rotaliana*. Centro di studi rotaliani, Mezzacorona, 97 pp.
- FUGANTI A. & DEFRADESCO F. (1995) - *Confronti fra le rocce e le acque sotterranee di sette sistemi carsici dei dintorni di Trento*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **72**: 93-115.
- FUGANTI A., MORTEANI G., BAZZOLI G., COCCO S., SANTULIANA E. & VISINTAINER M. (2005) - *L'arsenico nelle rocce, nelle acque superficiali e nelle acque sotterranee della Valle dell'Adige fra Mezzolombardo e Mattarello presso Roverè della Luna (Trento)*. Atti Acc. Rov. Agiati, a.225, **5**: 59-94, Rovereto.
- FUGANTI A. & MOSNA S. (1963) - *Il Cretaceo nel Trentino Centrale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **4**: 81-116.
- FUGANTI A. & MOSNA S. (1966) - *Studio stratigrafico, sedimentologico, micropaleontologico delle facies giurassiche del Trentino occidentale*. Studi Trent. Sc. Nat., sez. A, **43**: 25-105.
- GALADINI F. & GALLI P. (1999) - *Paleoseismology related to the displaced Roman archaeological remains at Egna (Adige valley, northern Italy)*. Tectonophysics, **308**: 171-191.
- GALADINI F., GALLI P., BASSETTI M. & DI STEFANO S. (1997) - *The displaced roman building of Egna (Adige Valley), northern Italy*. In: Atti del convegno: *Tettonica quaternaria del territorio italiano. Conoscenze, problemi, applicazioni*. Parma 1997, Il Quaternario, **10**(2): 407-410.
- GALLI P. & GALADINI F. (2001) - *Surface faulting of archaeological relics. A review of case histories from the Dead Sea to the Alps*. Tectonophysics, **335**: 291-312.
- GALLI P. & GALADINI F. (2002) - *Analisi paleosismologiche nel sito di Egna: tracce di un terremoto distruttivo*. In: DAL RI L. & DI STEFANO S. (a cura di): «*Archeologia Romana in Alto Adige. Studi e Contributi*». Cap. 14, pp. 300-317. Beni Culturali in Alto Adige. Studi e ricerche. Vol. **1**. Folio Editore, Bolzano/Vienna.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998) - *Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution*. In : DE GRACIANSKY *et al.* (Eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Spec. Publ., **60**: 719-747.
- GIANNOTTI G.P., MITTEMPERGER M., NASCIMBEN P. (1968) - *Valutazione delle potenzialità uranifere dei principali depositi italiani di lignite*. Comitato Nazionale Energia Nucleare, Roma. Notiziario del C.N.E.N., anno XIV, **12**: 39-48
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Vers. 2004 (CPTI04), INGV, Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>).

- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2008) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Vers. 2008 (CPTI08), INGV, Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI08/>).
- GUIDOBONI E., COMASTRI A., BOSCHI E. (2005). *The exceptional earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*. Journal of Geophysical Research, **110**, B12309 1029/2005JB003683.
- GÜMBEL C.W. (1873) - *Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. I, Das Mendel und Schlerngebirge*. Sitzungsber. Akad. d. Wiss., 13-88.
- HADITSCH J.G. & MOSTLER H. (1974) - *Mineralizationen im Perm der Ostalpen. Forschungsergebnisse im Ost- und Südalpinen Perm*. Carinthia II, **164/84**: 63-71.
- HERITSCH H. (1915) - *Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpine-dinarischen Grenze (Ostalpen)*. Handb. d. Regional. Geologie, **2**, Heidelberg, 153 pp.
- KLAU W. & MOSTLER H. (1983) - *Zn-Pb mineralizations in Middle Permian of Tregiovo (Province of Bozen/Trient, Italy)*. In: H. J. SCHNEIDER (Ed.): «*Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe*». Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 70-80.
- KLEBELSBERG VON. R. (1926) - *Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Zeitschr. f. Gletscherkunde, **14**: 226-285.
- KLEBERSBERG VON, R. (1935) - *Geologie von Tirol*. Bornträger, Berlin, 872 pp.
- KLEBELSBERG VON R. (1954) - *Der „Wunderbach“ von St. Florian*. Der Schlern, **28** (3): 99-101.
- LAHR J.C. (1999) - *HYPOELLIPSE: a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern (Y2K compliant version)*. U.S.G.S. Open File Report 99-23. 116 pp.
- LARGAIOLLI T. (1992) - *La frana del Palom (Trento), analisi geomeccanica*. St. Trent. di Sc. Nat., Acta Geol., **67** (1990): 117-124.
- LARGAIOLLI T., MURARA G. NARDIN M. & SPAGNA V. (1975) - *Studio geotecnico della frana al km 20 della SS n.43 della Val di Non (Trentino)*. St. Trent. di Sc. Nat., **51** (1975).
- LAUBSCHER H.P. (1971) - *Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys*. Geol. Rundsch., **60**: 813-833.
- LAUBSCHER H.P. (1974) - *The tectonics of subduction in the alpine system*. Mem. Soc. Geol.It., **13** (Suppl. 2): 275-282.
- LAUBSCHER H.P. (1988) - *Material balance in Alpine orogeny*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1313-1328.
- LAUBSCHER H.P. (1990) - *The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3-D material balance considerations and regional consequences*. Tectonophysics, **176**: 103-121.
- LEHNER B.L. (1993) - *Liassic and Cretaceous Palynomorphs of the Northwestern Trentino: stratigraphic units with siliceous and organic rich beds*. Mem. Sc. Geol., **45**: 79-97.
- LE MAITRE R.W. (1989) - *A classification of Igneous Rocks and Glossary of terms*. Blackwell Scientific Publ., 193 pp.
- LEONARDI P. (1967) - *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. Ed. Manfredini, Rovereto
- LEONARDI P. & ROSSI D. (1959) - *I porfidi permiani della conca di Cavalese nelle Dolomiti occidentali*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., **22** (1): 1-55.
- LEPSIUS R. (1878) - *Das westliche Südtirol*. W. Hertz, Berlin. 372 pp.
- LOSS G. (1877) - *L'Anaunia: saggio di geologia delle Alpi tridentine*. 323 pp. Trento.
- LUCIANI V. (1989) - *Stratigrafia sequenziale del Terziario nella catena del Monte Baldo (Province di Verona e Trento)*. Mem. Sc. Geol., **41**: 263-351.
- LUCIANI V. (1988) - *La dorsale paleogenica M. Baldo – M. Bondone (Trentino Meridionale): significato paleogeografico e paleotettonico*. Riv. It. Paleont. Strat., **93** (4): 507-520.
- MANFREDI K. (1997) - *La bonifica dei terreni rivieraschi dell'Adige*. In: GRITSCH H. (red.): «*Egna. Alto Adige-Südtirol*». Verein für die Ortspflege, Neumarkt, pp. 543-559. Athesia, Bolzano.

- MAROCCHI M., BARGOSSO G.M., KLÖZLI U., MAIR V. & MORELLI C. (2005) - *Zircon geochronology, geochemistry and a new stratigraphic Systematic of the lower Permian Athesian Volcanic Group (AG), Southern Alps (Italy)*. Epitome Geitalia 2005, FIST, p. 130.
- MAROCCHI M., MORELLI C., MAIR V., KLÖTZLI U. & BARGOSSO G.M. (2008) - *Evolution of large silicic magma systems: new U/Pb zircon data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps, Italy)*. Journal of Geology, **116**: 480-498.
- MARTIRE L. (1989) - *Analisi biostratigrafica e sedimentologica del Rosso Ammonitico Veronese dell'Altopiano di Asiago (Vi)*. Ph. D. Thesis, Torino.
- MASETTI D., CLAPS M., GIACOMETTI A., LODI P. & PIGNATTI P. (1998) - *I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias Inferiore e Medio, Prealpi Venete)*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**: 139-183.
- MASSARI F. & NERI C. (1997) - *The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian succession of Dolomites and Carnia (Italy)*. Sedimentary Geology, **110**: 181-221.
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C. (1994) - *Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy)*. Mem. Sci. Geol., **46**: 119-243, Padova.
- MELETTI C., GALADINI F., VALENSISE G., STUCCHI M., BASILI R., BARBA S., VANNUCCI G., BOSCHI E., (2008). - *A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory*. Tectonophysics, **450** (1-4), 85-108.
- MIORANDI R. & BORSATO A. (2007) - *Ambiente di formazione di tufo calcareo e latte di monte in grotte del Trentino con particolare riferimento al Gruppo di Brenta e Paganella*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **82**: 225-237.
- MITTEMPERGER M. (1958) - *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. C.N.R.N. St. e Ric. Div. Geomin., **1**(1): 61-146.
- MITTEMPERGER M. (1962) - *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **69** (2): 1-41.
- MORELLI C., BARGOSSO G.M., MAIR V., MAROCCHI M. & MORETTI A. (2007) - *The lower Permian volcanics along the Etsch valley from Meran to Auer (Bozen)*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 195-218.
- MORELLI C., BARGOSSO G.M., MAROCCHI M., PICCIN G., MORETTI A. & MAIR V. (2010) - *The Athesian volcanics: a spectacular example of caldera complex*. 85° Congresso SGI, Pisa, Rend. Online, **11**: 286-287.
- MOSTLER H. (1965) - *Bemerkungen zur Genese der sedimentären Blei-Zinkvererzung im Sudalpinen Perm*. Archiv. für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **3**: 55-70.
- MOSTLER H. (1966) - *Sedimentäre Blei-Zink Vererzung in den Mittelpermischen „Schichten von Tre-giovo“ (Nonsberg, Nord-Italien)*. Mineralium Deposita, **2**: 89-103.
- MOSTLER H. (1986) - *Der Nordabschnitt der Bozner Porphyryplatte (Exkursion F am 4. und 5. April 1986*. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **68**: 105-117.
- MUTTONI G., NICORA A., BRACK P. & V. KENT D. (2004) - *Integrated Anisian-Ladinian boundary chronology*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology **208**, pp. 85-102.
- NERI C., GIANOLLA P. & AVANZINI M. (2005) - *Raibl beds (Upper Triassic): A case-history about the use of traditional lithostratigraphic names from central-eastern southern Alps*: Geitalia 2005: V Forum Italiano di Scienze della Terra: Spoleto 21-23 Settembre 2005, W02-31. 10.1474/Epitome. 01.0031- **1**: 9.
- OGNIBEN L. (1986) - *Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geologica, **63**: 1-165.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*. V. III - Leipzig, 1909.
- PIA J. (1925) - *Die Gliederung der Alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen*. Anzeig. Ak.Wiss. Wien. Math.-nat. Kl., **62**, pp. 214.

- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. pp. 248, Selbstverlag, Wien.
- PICHLER H. (1959) - *Neue ergebnisse zur Gliederung der unterpermischen Eruptivfolgeder Bozener Porphy-Platte*. Geol. Rundschau, **48**: 112-131.
- PICOTTI V., CASOLARI E., & CASTELLARIN A. (1998) - *Mesozoic basin evolution of the central South-Alpine (Giudicarie): from Norian-Liassic rifting to Mid-Late Cretaceous foreland transpression (partial basin inversion)*. In: MARTIN S., GODARD G. & RANALLI G. - Evolution of the deep crust in the central and eastern Alps. Field excursion guide. 96-99, Soc. Coop. Tipografica, Padova.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A. (1995) - *Structures and kinematics of the Giudicarie-Val Trompia fold and thrust belt (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **47**: 95-109.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. n. **414**: 1-11.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1979) - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **18** (1978): 63-92.
- PREMOLI SILVA I. & LUTERBACHER H.P. (1966) - *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **72**: 1183-1266.
- PROSSER G. (1998a) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy)*. Tectonics, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (1990) - *Evoluzione e significato delle strutture tettoniche appartenenti alla Linea delle Giudicarie Nord*. Tesi di Dottorato, Università di Padova.
- PROSSER G. & SELLI L. (1991) - *Thrust of the Mezzocorona-Mendola Pass area (Southern Alps, Italy): structural analysis and kinematic reconstruction*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 805-821.
- RATHORE J.S. (1980) - *Evidence for sinistral movements along the Judicarian line drawn from a study of magnetic fabrics in the regions of Mt. Croce and Asten (South Tyrol)*. Geol. Rundschau, **69**(3): 678-694.
- RAVAZZI C. (2007) - *Il Tardoglaciale: suddivisione stratigrafica, evoluzione sedimentaria e vegetazionale nelle Alpi e in Pianura Padana*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **82**: 17-29.
- REBEZ A. & RENNER G. (1991) - *Duration magnitude for the Northeastern Italy seismometric network*. Boll. Geofis. Teor. Appl. **33**, 177-186.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERTSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP*. Radiocarbon, **46**: 1029-58.
- REMY W. & REMY R. (1978) - *Die Flora des Perms im Trompia-Tal und die Grenze Saxon/Thuring in den Alpen*. Argomenta Palaeobot., Münster, **5**: 57-90.
- RICHTHOFEN F. VON (1874) - *Über Mendola- und Schlern Dolomite*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., **26**: 225-256.
- ROGHI G. (1997) - *Indagini palinologiche nella sezione della Val Gola (Trento)*. St. Trent. di Sc. Nat., Acta Geol., **71**: 91-105.
- ROGHI G. (2004) - *Palynological investigations in the Carnian of Cave del Predil area (once Raibl, Julian Alps)*. Review of Paleobotany and Palynology, **132**: 1-35.
- ROSSI D. (1969) - *Formazione di Werfen*. In: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. II "M. Marmolada"*, Serv. Geol. Ital., 9-10.
- ROTTURA S., BARGOSSO G.M., CAGGIANELLI A., DEL MORO A., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1998) - *Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy*. Lithos, **45**: 329-348.

- SALOMON W. (1901) - *Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzb. k. Preuss Akad. Wiss., **1**: 170-185.
- SALOMON W. (1905) - *Die Alpino-dinarische Grenze*. Verh. K.K. geol. R.-A., **16**: 241-343.
- SARTI C. (1993) - *Il Kimmeridgiano delle Prealpi Veneto-Trentine: fauna e biostratigrafia*. Mem. Museo Civ. St. Nat. Verona, sez. Sci. Terra, num. 5.
- SAURO U. (1976) - *Cenni morfologici sulla Val di Non. Aspetti geografici del Trentino - Alto Adige occidentale*. 34ª escursione geografica interuniversitaria 1974. Istituto Geografia Università di Padova, pp. 113-125.
- SCHOLZ H., BESTLE K.-H. & WILLERICH S. (2005) - *Quartärgeologische untersuchungen im Überetsch*. Geo.Alp, **2**: 1-23, Innsbruck.
- SCHUBERT R.J. (1900) - *Über Oligocän Bildungen aus dem Südlichen Tirol*. Verh. K.K. geol. Reichs- andst.: 370-372.
- SELLI L. (1998) - *Il Lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE-Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 503-541.
- SELLI L., BARGOSSO G.M., DI BATTISTINI G., MORDENTI A., TRANNE C.A. & STEFANI A. (1996) - *Le vulcaniti permiane a nord della Linea del Calisio: evoluzione strutturale del margine SW del distretto vulcanico atesino (Trento, Italia)*. Miner. Petrogr. Acta, **39**: 169-196.
- SELVERSTONE J. (1988) - *Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window*. Tectonics, **7**: 87-105.
- SEMEZA E. (1974) - *La fase giudicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area Italo-Dinarica*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 187-226.
- SPITZ A. (1920) - *Die Nonsberg Störungsbündel*. Jb. Geol. Reichsanst., **49**: 205-220.
- STACUL P. (1965) - *Glaziale Schichtstörungen im Interglazial bei der Ruine Laimburg (Unterland)*. Der Schlern, **39** (11): 445-448, Bolzano.
- STACUL P. (1980) - *Eine alte Gehängebrekzie am Mendelhang oberhalb von St. Nikolaus bei Kaltern*. Der Schlern, **54** (6): 289-291, Bolzano.
- STACUL P. (1991) - *Costituzione geologica del territorio*. In: TENGLER G. (a cura di): «Vadena. Paesaggio e Storia» Comitato per la realizzazione di una monografia su Vadena. Athesia, Bolzano.
- TERZAN P., BETTI G. & BORSATO A. (2004) - *La Grotta della Rocchetta (N° 354 VT) e il Boi del Rico (N° 376 VT)*. Atti XII° Conv. Reg. di Spel. Trent.-A. Adige, Selva di Grigno, 2002. Quaderni della Biblioteca della Montagna, **7**: 155-164.
- THALHEIMER M. & BERGER A. (1998) - *Karte del landwirtschaftlich genutzten Böden der Überetsch*. Versuchszentrum Laimburg 1998, 178 pp., inedito, Vadena (Bolzano).
- TRENER G.B. (1904) - *Über die Gliederung der Quarz-porphyrtafel im Lagorai-gebirge*. Studi Trent. Sci. Nat., **34** (2): 417-590.
- TRENER G.B. (1933) - *Note Illustrative della carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Trento*. Uff. Idrogr. R. Mag. Acque Venezia, sez. Geologia, pp. 84 + 1 tav. di profili, Soc. Coop. Tip., Padova.
- TRENER G.B. (1952) - *L'origine geologica e l'idrografia dei laghi di Caldonazzo e di Levico*. In: "I Laghi di Caldonazzo e di Levico", **1**: 31-43. Ricerche limnologiche dei Centro di Studi per la Geografia Fisica e dei Centro Studi Alpini dei CNR, Bologna.
- TRENER G.B. (1957) - *Geologia delle regioni circostanti al Massiccio granitico di Cima d'asta*. Stud. Trent. di Sci. Nat., **34**: 487-508, Trento.
- TREVISAN L. (1937) - *Il motivo tettonico della regione montuosa tra l'Adige e la Linea delle Giudicarie e il suo significato*. Boll. Soc. Geol. It., **58**: 34-42.
- TREVISAN L. (1938) - *Il fascio di fratture tra l'Adige e la Linea delle Giudicarie e i suoi rapporti con il massiccio intrusivo dell'Adamello*. Studi Trent. Sc. Nat., **19**(2): 177-188.

- TREVISAN L. (1941) - *La struttura geologica dei dintorni di Trento*. St. Trent. di Sc. Nat., Anno XXII, n. 3, pp. 127-148.
- VACEK M. (1894) - *Über die geologischen Verhältnisse des Nonsberges*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst, p. 431, Wien.
- VACEK M. (1895) - *Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst, pp. 467-483, Wien.
- VACEK M. (1896) - *Über die geologischen Verhältnisse des obersten Valsugana*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst, pp. 459-473, Wien.
- VACEK M. (1898) - *Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der BrentaGruppe*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst, pp. 200- 215, Wien.
- VACEK M. (1899) - *Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Rovereto*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst, p. 184, Wien.
- VACEK M. (1903a) - *Exkursion durch Eischbucht (Mendola, Trient, Rovereto, Riva)*. Führer für die Exkursionen in Österreich. IX International Geol. Kongr., **7**: 1-49.
- VACEK M. (1903b) - *Geologische Spezialkarte SW. - Gruppe nr. 79, 1/75.000, Cles*. Verh. k. u. k. Geol. Reichsanst, Wien.
- VACEK M. (1911a) - *Erläuterun en zur Geologischen Karte der Österr.-ungarischen Monarchie. SW-Gruppe Nr. 88 Trient*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst, 104 pp., Wien.
- VACEK M. (1911b) - *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr.-ungarischen Monarchie. SW-Gruppe Nr. 96 Rovereto und Riva*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst, pp. 100, Wien.
- VACEK M. & HAMMER W. (1911) - *Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichischen Monarchie. Blatt: Cles 1:75.000*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst, **79**: 1-104.
- VAN BEMMELEN R. W. (1966) - *The structural evolution of the Southern Alps*. Geol. Mijnbouw, **45**: 405-444.
- VAN HUSEN D. (1987) - *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, 24 pp., 1 carta a scala 1:500.000.
- VARDABASSO S. (1930) - *Rapporti fra attività magmatica e vicende tettoniche nella provincia petrografica di Predazzo (Trentino)*. Intern. Geol. Congr., Compte Rendu of the XV session, **2**: 49-64, Pretoria; St. Trent. Sci. Nat., **11** (3): 253-272, Trento.
- VECCHIA O. (1957) - *Significato del fascio tettonico Giudicario Atesino. Dal Benaco a Merano: un problema geologico*. Boll. Soc. Geol. It., **76**(1): 81-135.
- VENTURINI C. (2000) - *La successione Permo-Anisica*. In: CARULLI G.B. (Ed.): «Guida alle escursioni, 80ª riunione estiva Soc. Geol. It.», 14-18, Trieste.
- VENZO G.A. (1957a) - *Il Trias e la "Linea di Trodena" sul versante orientale della Val d'Adige tra Egna e Salorno (A. Adige)*. Giorn. Geol. **26**, 73-80.
- VENZO G.A. (1957b) - *Ricerche geologiche relative all'impianto idroelettrico di S. Floriano d'Egna (Bolzano)*. L'Energia Elettrica, **4**, 34, 19 pp., Milano.
- VENZO G.A. (1960) - *Fenomeni franosi nel Trentino. Frane, scoscendimenti, lame e cedimenti del terreno lungo le strade statali, provinciali e da classificare*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident., **13**: 34-39 e 89-102, Trento.
- VENZO G.A. (1961) - *La struttura geologica dell'Altipiano di Lavarone e dei dintorni di Vigolo Vattaro (Trentino)*. Studi Trent. Sc. Nat., **38**: 133-140, Trento.
- VENZO G.A. (1962) - *Geologia della regione dalla confluenza Val di Cembra - Val d'Adige all'altipiano di Lavazè, (Trentino-Alto Adige)*. Stratigrafia, petrografia, sedimentologia, paleogeografia, tettonica e geomorfologia. Mem. Museo di Storia Naturale della Venezia Tridentina, **A**, 25-26, **14** (1): 7-228, 1 carta geol. con profili a scala 1:50.000.
- VENZO G.A. & FUGANTI A. (1961) - *Geologia dei dintorni di Faedo (Trentino)*. Studi Trent. Sc. Nat., **36** (1): 3-18.

- VENZO S. (1934) - *Il Neogene del Trentino, del Veronese occidentale e del Bresciano*. Mem. Mus. St. Nat. Venezia Tridentina, **2**: 11-207.
- VENZO S. (1940) - *Studio tettonico del Trentino meridionale tra Borgo Valsugana e M. Coppolo*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **14**: 5-86, 1 carta geol. alla scala 1:25.000, Padova.
- VENZO S. (1943) - *Studi geomorfologici sul Trentino centrale con particolare riguardo alla Val d'Adige nella Regione di Trento. Nota preventiva*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **82**: 1-17, Milano.
- VENZO S. (1944) - *Studio geomorfologico sull'Altipiano di Lavarone e sull'alta Valsugana (Trentino) Raffronti colla bassa Valsugana e la Val d'Adige*. Atti della Soc. It. di Sc. Nat., vol. LXXXII: 183-256, 6 Tavv., Milano.
- VIGANÒ A., BRESSAN G., RANALLI G. & MARTIN S. (2008) - *Focal mechanism inversion in the Giudicarie-Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insights on tectonic stress and strain*. Tectonophysics, **460**, 106–115, doi:10.1016/j.tecto.2008.07.008.
- VIOLA G., MANCKTELOW N.S. & SEWARD D. (2001) - *Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: new structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps)*. Tectonics, **20**: 999-1020.
- VISONÀ D., FIORETTI A.M., POLI M.E., ZANFERRARI A. & FANNING M. (2007) - *U-Pb SHRIMP zircon dating of andesite from the Dolomite area (NE Italy): Geochronological evidence for the early onset of Permian Volcanism in the eastern part of the southern Alps*. Swiss. J. Geosci. **100**: 313-324.
- WELLS D. & COPPERSMITH K. (1994) - *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement*. Bull. Seismol. Soc. Am., **84**: 974-1002.
- WERTH K. (2003) - *Die Geschichte der Etsch zwischen Meran und S. Michele. Flussregulierung, Trockenlegung der Möser, Hochwasser*. Tappeiner AG Verlag, Lana (BZ), 344 pp.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1977) - *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology, **20**: 325-343.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy)*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **65**: 394-421.
- WOLFF F.V. (1905) - *Berichte über die Ergebnisse der petrographisch-geologischen Untersuchungen des Quarzporphyrs in der Umgebung von Bozen*. S.-B. Akad. Wiss. Berlin, phys. math. Kl., **50**: 1043-1055.
- WOLFF F.V. (1908) - *Beiträge zur Petrographie und geologie des „Bozener Quarzporphyrs“*. I°. Die Gliederung und petrograph. Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgegend vom Bozen (Südtirol). Neues Jb. Miner. Geol., **27**: 72-156.
- WOPFNER H., GRIESECKE S., KOCH J & FELS H. (1983) - *New aspects on Metal Deposits of the Groeden Sandstone (South Tyrol, Italy)*. In: H. J. SCHNEIDER (Ed): «Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe» Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 70-80.
- ZOBACK, M.L., (1992) - *First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project*. J. Geophys. Res. **97**, 11703–11728.

PROGETTO
CARGO

Die Arbeitsgruppe, die die Kartierung und Ausarbeitung der geologischen Karte und ihrer Erläuterungen dieses Blattes betreut hat, möchte die Ergebnisse dieser Zusammenarbeit dem lieben Freund und Kollegen Lorenz Keim widmen.

Lorenz ist am 4. Februar 2012 bei einem tragischen Bergunfall von uns gegangen. Seine Familie und wir alle sind erschüttert von seinem frühzeitigen Tod. Dieses geologische Blatt ist auch sein Werk: Er hat das technische Sekretariat für den Bozner Teil geleitet und uns alle mit kritischem Blick angespornt, sodass das kartographische Endprodukt und unsere geologische Sensibilität ständig verbessert wurden. Seine Kompetenz und sein Enthusiasmus, seine wissenschaftliche Sorgfalt und seine freundliche Art waren durch den ständigen Austausch zur Erstellung dieser Karte für uns alle sehr konstruktiv und ein Gewinn. Seine Beiträge zu den Karbonatplattformen und der Stratigraphie des Dolomitengebietes waren für die italienische Wissenschaft sehr wichtig, da sie von den Schulen in Innsbruck und Amsterdam inspiriert waren, wo Lorenz seine Studien absolviert hatte. Dieses geologische Blatt ist ihm gewidmet, damit wir, wenn wir es demnächst öffnen und lesen, uns an ihn und seine großen menschlichen Qualitäten, sein Lächeln, seine gute Laune und seine direkte und scharfsichtige Kommunikation mit uns allen erinnern.