

Führer zur geologischen Exkursion in die Südtiroler Dolomiten.

Von Maria M. Ogilvie-Gordon.

Der Nordhang des Langkofels.

Das als Ausgangspunkt der Exkursionen gewählte Dorf St. Christina liegt in einer Höhe von 1427 m im Grödental (Val Gardena). Die Eisenbahnlinie setzt sich talauf nach SO noch bis zur Ortschaft Plan (1620 m) am Fuß des Grödner Jochs weiter fort. Das Tal ist hier in die ältere Trias und auf eine kurze Strecke in den permischen Bellerophonkalk eingeschnitten.

Ein bewaldetes und begrüntes Hügelland erhebt sich südlich des Tals gegen die hohe Dolomitwand des Langkofels zu. Dasselbe vertritt den Südflügel der Grödner Antikline und besteht aus Werfener Schichten, unterer, alpinem Muschelkalk, Mendola-Dolomit und Buchensteiner Kalk, in welche mehrere Lagergänge eingeschaltet sind und in den höheren Lagen mit dunklen Tuffen, Tuffkalkkonglomeraten und Mandelsteinlaven wechsellagern.

Die ganze Schichtenmasse zeigt Faltungen in WNW—OSO-Richtung. Zwei auffallende Kniebiegungen treten hervor, die von Längsbrüchen zerschnitten sind.

Am Westhang des Hügellandes stehen diese Brüche vertikal und verlaufen W—O. Gegen O zu ändern sich ihre Ausstriche in NW—SO-Richtung. Zugleich nehmen die Brüche eine steile Neigung gegen SW an, während die Schichten der Südschollen im allgemeinen nach N und NO gedrängt und überschoben sind. Diese ungleichmäßigen Schlepplungszonen weisen auf spätere Deformation der ursprünglichen Falten hin.

Der südlichste Teil dieses Hügellandes wird vom hervorragenden Felsrücken des Ciamp da Pinoi (2263) gebildet, der aus Mandelsteinlava besteht. Am Südhang folgen konkordant darauf die Wengener Schiefer mit *Dacnella Lomelli*, und darauf an einer Stelle die Cassianer Mergel. Das Vorkommen dieser Schichten ist gleich südlich von den Mendola-Dolomit-Felsen des Piz de Sella (2248 m) abgeschnitten. Letztere sind nach S auf die Wengener und Cassianer Schichten überschoben. Das Hangende des Mendola-Dolomits sind zum Teil Buchensteiner Tuffe und Kalke, zum Teil Andesitlava, der von Wengener Schichten überlagert wird.

Zwischen Piz de Sella und Ciamp da Pinoi entspringt der Ampezzanbach, der nach W durch einen tiefen Kessel („Lampicaner Kessel“) verläuft, dann nach N umbiegt und in den Grödenbach mündet.

Der Lampicaner Kessel fällt also mit dem Faziesübergang zusammen, indem er zwischen der Eruptivfazies des Ciamp da Pinoi und der Dolomitfazies des Langkofels liegt. Der Kessel ist gänzlich verschüttet. Das anstehende Gestein im S ist erst am Fuß der Langkofel Steilwand und in einzelnen Felsrunsen gleich daneben sichtbar.

Letztere bestehen aus Mendola-Dolomit, der nach oben von einem steil S-geneigten Bruch getroffen wird. Im östlichen Teil der Steilwand stehen entweder stark gefalteter, dunkler Dolomitschiefer und bituminöse Schiefer der nächstjüngeren Schichten oder typischer „Schlern-Dolomit“ südlich des Bruches an.

Diese Störung ist nach W unterbrochen.

Im allertiefsten Teil der Steilwand zeigen sich aber an zwei Stellen gute Aufschlüsse von südlich geneigten Schubflächen. Das vollkommenste Profil gewinnt man an der zweiten Stelle.

Der Mendola-Dolomit ist unterhalb der Schubflächen ganz mylonitisiert und bildet eine steile Kniebiegung gegen N. Darüber sind stark gefaltete, überschobene Werfener Schichten und darauf eine Reihenfolge von unterem alpinen Muschelkalk, dann von gebanktem Dolomit, Breccienkalk, bituminösem Kalk und Kalkschiefer des oberen alpinen Muschelkaltes. Diese Reihenfolge ist von zwei wenig geneigten, unbedeutenden Schubflächen zerschnitten. Darüber folgt eine dünne Entwicklung von knolligem Dolomit mit Einlagerungen und Flecken von „Pietra verde“ des Buchensteiner Alters, durch welche eine sehr flache, wellige Schubebene verläuft. Der Ausschnitt der Schubfläche ist meistens haarfein, und die Kontaktzone teils in pulverigen Mylonit, teils in ein marmorartiges Gestein umgewandelt. Der überschobene Fels besteht aus dem typischen Schlerndolomit der Steilwand (vergl. Abb. 1).

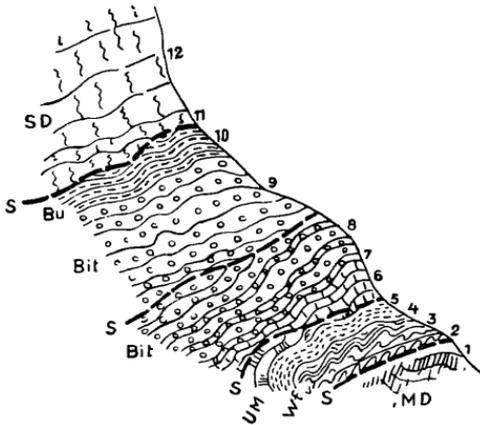


Abb. 1. Langkofel-N-Wand.

Maßstab zirka 40 m von Horizont I bis Horizont II.

S = Schubflächen, Wf = Werfener Schichten, UM = Unterer Muschelkalk, MD = Mendoladolomit, Bit = Bituminöse Kalke und Mergelkalke (Diplopore annulatissima-Zone), Bu = Buchensteiner Dolomit, SD = Schlerndolomit.

Diese Schubfläche kann auf weitere Strecken am Fuß der Nord-Steilwand des Langkofls verfolgt werden; sie ist aber öfters von vertikalen Schrägbrüchen in NW—SO-Richtung durchschnitten und seitlich verschoben. Am Westhang des Plattkofls geht die flache Störungszone in zwei steil O geneigte Schubflächen im Schlerndolomit über.

Wenn auch die Exkursion nicht so weit führt, genügen schon die Aufschlüsse oberhalb des Lampicaner Kessels für den Nachweis, daß hier wie an den Abhängen gegen das Grödentale, eine Aufsattelung der älteren Trias, später noch von mehreren komplizierten Schleppungen getroffen worden ist. Hier sind nun damit große, gleitende Bewegungen der massigen Entwicklung des hangenden Schlerndolomits in Verbindung zu bringen, der sich mit flacheren oder steileren Abspaltungen verschuppt hat.

Beim Übergang vom Lampicaner Kessel südlich zwischen Langkofl und Piz de Sella zum Sella-Haus, geben sowohl die Felse von Sa Cöul wie die NO-Ecke und der Osthang des Langkofls gute Einblicke in die Art und Weise des Fazieswechsels von Schlerndolomit mit den Cipit-Kalken und Cassianer Mergeln östlich vom Langkofl. Das breite Wieseniand des Sellajochs besteht beim Sella-Haus aus typischen Cassianer Schichten mit allgemeinem NO-

Einfallen. Südlich davon lagern konkordant darunter die Wengener Pflanzentuffe, die den begründeten Nordhang des Rodellaberges bilden.

Rodellagipfel und Südhang.

Der Rodellaberg bietet für den Geologen stratigraphisch und tektonisch ein großes Interesse als isoliertes Vorkommen von Marmolatakalk, der den Gipfelkamm (2486 m) bildet. Dieser Kalk ist als eine jüngere Schichtenmasse von oberem Buchensteiner Alter, samt lokalen Resten von darunter liegenden Buchensteiner Knollenkalken mit Andesit-Einschaltungen, auf unteren Muschelkalk und untere Trias überschoben. Die Schubfläche streicht O—W. Östlich vom Gipfelkamm liegen die Wengener Pflanzentuffe an der Schubfläche direkt auf unterer Trias. Westlich des Gipfels liegen Keile von Wengener und obere Buchensteiner Eruptivtuffe, sowie von einem auffallenden Mylonit von Marmolatakalk flach überschoben auf den stark gefalteten, unteren Muschelkalk und Werfener Schichten.

Diese Schubfläche zieht gegen W in NW-Richtung schräg zur O—W-Streichung der überschobenen Wengener Schiefer durch. Sie tritt bei Rafreider in die hangenden Cipitkalke und Cassianer Mergel ein, die nach N in den Schlerndolomit der Südsteilwand des Plattkofls auskeilen. Die Schubfläche setzt sich nach NW in den Schlerndolomit des Plattkofls weiter fort. So kommt es, daß diese Störungszone im Südhang des Langkofl- und Plattkofl-massivs oberhalb Rafreider und Fassa-Joch, die schon oben erwähnten steilen Schubflächen im Schlerndolomit am Westhang des Plattkofls trifft.

An dieser Schubfläche sind überall jüngere Horizonte der Trias auf ältere überschoben worden. Sie bildet die höchste Schubfläche des Rodellabergs, und zugleich die Südgrenze der Langkofl- und Plattkofl-Schubmasse.

Gleich westlich des Rodellagipfels, beim Abstieg vom Forzellaübergang nach Campitello, kommen hellgraue Kalke an der Basis der Schubmasse vor, die mit Algenresten von *Diplopora annulatissima* wie an der Basis der Langkofl-Nordwand erfüllt sind.

Beim alten Steig gleich in der Nähe sieht man die überschobene Masse und deren Unterlage miteinander verfault. Ein wenig weiter westlich sind diese Faltungen beim Pozzatesbach steiler. Lokale Verschiebungen sind auch vorhanden. Dem Pozzates-Bacheinschnitt liegt ein kleiner Rest von steil auferichtetem Werfener Kalkschiefer auf einer hervorragenden Felskuppe von Mendola-Dolomit, in welchen ein Lagergang eingeschaltet ist. Der Dolomit ist selbst auf Werfener Schichten flach überschoben.

Im Bacheinschnitt sind diese liegenden Werfener Schichten bei etwa 2020 m oberhalb „Strentures“ auf Agitandesit und Tuffe überschoben. Es gibt also hier zwei hohe Schubkeile von überschobenen Werfener Schichten.

Der Südhang des Rodella-Gipfelkamms liegt nun östlich des Pozzates-Bacheinschnitts, und hier sind die Werfener Schubschollen viel mächtiger und fast auf dem ganzen Hang verbreitet. Bei „Gabbia“ (2160 m) kommen darauf mehrere Schubreste von unterem Muschelkalk und Mendoladolomit vor.

Bei „So Rodella“ und „Sora Sass“ zieht sich mitten darin eine Wand aus Mendola-Dolomit und unterem Muschelkalk, unterhalb der höchsten Überschiebung der Werfener Schichten durch. An einigen Stellen dieser Wand ist eine Kniebiegung nach S erkennbar, während die überschobenen Werfener Schichten im wesentlichen den Oberschenkel vertreten.

Weiter unten, bei etwa 1960 m, trifft der Abstieg nach Campitello die tieferliegende „Strentures“-Schubfläche, wo der Weg unterhalb „Ren“, plötzlich aus den Werfener Schichten in unteren Muschelkalk kommt.

Dieser liegt wieder auf Werfener Schichten, die hier den ganzen unteren Teil des Abhanges bilden. Dieser Zug ist in der Nähe des Tales wieder auf mylonitisierten Mendola-Dolomit überschoben (vergl. Abb. 2).

Diese Schubflächen im Südhang der Rodella haben offenbar eine schon vorhandene Faltenreihe durchschnitten. In ihrer westlichen Fortsetzung oberhalb des Durontales weisen diese Falten ein ursprüngliches N 80° W-Streichen auf. Im Rodellahang ist das Streichen mehr nach NW—SO-gedreht, und das

Einfallen, bzw. nach NO gerichtet. Das Deformationssystem im Rodellahang deutet also auf eine lokale, starke Zusammenpressung der älteren Falten nach SW hin.

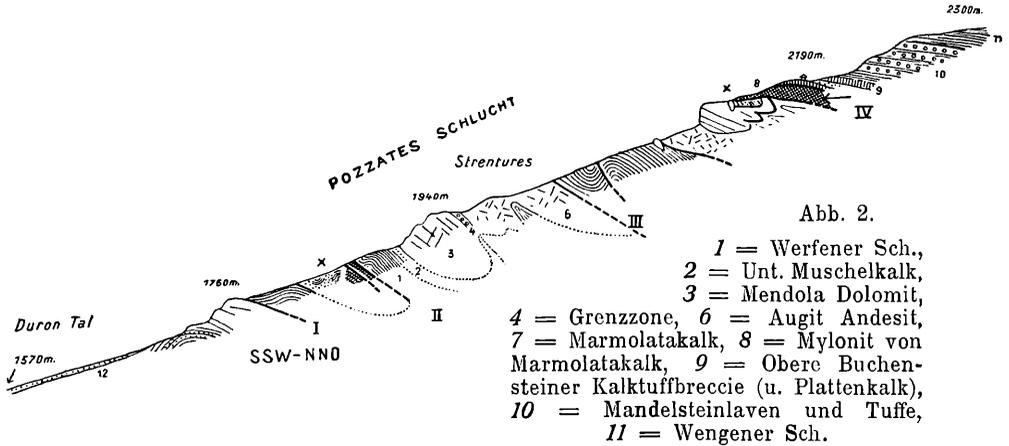


Abb. 2.

Die höhere Schubmasse des Gipfelkammes gehört dagegen tektonisch zur Langkofl- und Plattkofl-Schubmasse. Sowohl die steilere Stellung der Schubflächen am Plattkofl im westlichen Teil dieser Masse wie die Anhäufung der Schubkeile nach W läßt schließen (1), daß der Schub nach W gerichtet war (2), daß infolge der Zunahme des Widerstandes am Stirnrand die Spannungen durch seitliche Bewegungen gegen NW, SW, N und S, im Sinne von Abb. 3, ihre Auslösung fanden.

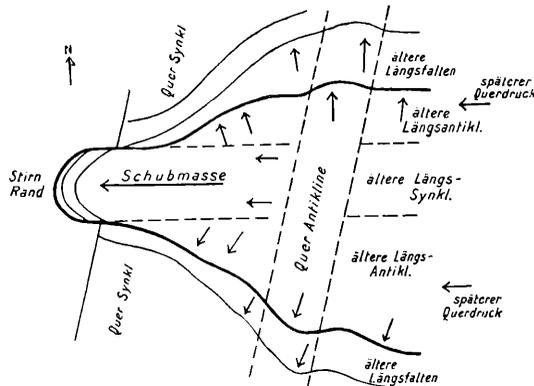


Abb. 3. (Schematisch).

Deformation eines älteren Faltenystems (infolge von späterem Querdruck) durch die Ausbildung einer nach W gerichteten Überschiebung mit seitlicher Verschiebung sowohl der Schubmasse hinter dem Stirnrand wie des Faltengebirgs N und S davon. ↓ = Lokale Druckresultante.

Die Faltenreihe der Rodella hat wegen des Querdrucks auch ähnliche Ausweichungen nach SW gemacht, während die Faltenreihen am Nordhang des Langkoflgebirges nach N, bzw. NW und NO verschoben worden sind.

Fassatal.

Das Fassatal südlich von Campitello (1421 m) ist das Hauptgebiet der Eruptivgesteine in den westlichen Dolomiten. Diese bilden östlich des Tales das breite Massiv des Buffaure-Gebirges mit Sass da Saliceng (2582 m) als höchsten Gipfel. Westlich des Tales bilden die Werfener Schichten, der untere Muschelkalk und der Mendola-Dolomit den Hauptteil der steilen Abhänge des Mt. Dona-Gebirges gegen das Fassatal. Die obere Terrasse und der Gipfelkamm des Ponsins (2356 m) besteht aus der gleichen Reihenfolge der Eruptivgesteine wie am Buffaure (Abb. 4). Das basale Eruptivgestein und einige höhere Lagen enthalten mehr weniger Fragmente von Buchensteiner Kalken und älteren Triashorizonten. Zum größten Teil sind die Buchensteiner Kalke, die zu Beginn der submarinen Eruptionen den Meeresboden bildeten, aufgebrochen und mit den Tuffen und Laven in fragmentierten Zustand eingebettet worden. Die obersten Horizonte des Buchensteiner Alters kommen in beiden Gebirgen zuweilen in Wechsellagerung mit Tuffen und Laven vor.

Auf den Kammhöhen sind in den beiden Gebirgen noch mächtige Tuffe vorhanden, mit denen mehrere Lager von Wengener Pflanzenschiefer und Daonella-Lommel-Kalkschiefer wechsellagern. Es gibt hier keine jüngeren Schichten und kein Vorkommen von typischen Versteinerungen des Cassianer Alters. Dagegen gehen in der Fortsetzung des Fassa-Tuffgebietes nach NO in die Cima di Rossi die Pachycardien-Tuffe und Cassianer Kalke nach O in fossilere Tuffbreccien und Konglomerate über, die sich im Belvedere-Zug nach O fortsetzen.

Es ist also anzunehmen, daß die vulkanische Tätigkeit, die hier in der oberen Buchensteiner Zeit ihre erste Phase hatte, periodisch während der Wengener und Cassianer Zeit fort dauerte. Mojsisovics hat die Hauptmasse der Eruptivgesteine ins Wengener Alter gestellt. In der Tat aber kommen die „Daonella-Lommel“-Schiefer erst in den Kammhöhen des Buffaure- und Mt. Dona-Gebirges vor.

Die Eruptivfolge läßt sich in eine Reihe von Hauptgruppen oder „Zonen“ gliedern:

1. Eine liegende Gruppe von groben oder feineren Eruptivbreccien und Tuffen, die öfters mit zertrümmerten Lagen von Sedimentärkalken und größeren Schollen darin begleitet und von vielen Gängen infiltriert sind.
2. Gruppe der früher als „Augitporphyrit“ bezeichneten Laven, die meistens feldspatreiche Andesite sind. Lagergänge dieses Gesteins sind häufig.
3. Gruppe der Palagonittuffe und feineren Tuffkalkbreccien. Diese sind im Westhang vom Buffauremassiv besonders reichlich.
4. Gruppe der Mandelsteinlaven (Melaphyre), die weit verbreitet sind.
5. Eruptivgesteine der Wengenergruppe, im Fassa als schwarze, grobe Tuffbreccien und Tuffe mit dünnen, augitreichen Andesitlaven in Wechsellagerung. Meistens ist die Grundmasse stark eisenhaltig und führt Olivin.
6. Jüngere Gänge und Lagergänge.

Während nun diese Reihenfolge auf beiden Seiten des Tales bestätigt werden kann, lohnt es am meisten, dieselbe am Westhang von Buffaure zu studieren. Gelegentlich sieht man auch an diesem Hang in mehreren Stellen, so zum Beispiel auf beiden Seiten der Drio le Palle-Schlucht, eine Schubfläche, steil nach O oder OSO geneigt, auf welche mit einer hohen Auffaltung der Mendolakalk und die Eruptivbreccien westlich auf die Tuffe überschoben worden sind. Diese Schubfläche hat ihren Ausstrich in NO—SW-Richtung. Im SW-Hang gegenüber Perra am Fassatal gibt es mehrere steilgeneigte Schub- und Schlepplungszonen.

Am Mt. Dona-Abhang gegen das Fassatal verläuft ungefähr in mittlerer Höhe eine flach geneigte Schubfläche, deren Ausstrich auch NO—SW ist. Diese ist nach NW geneigt. An mehreren Stellen (zum Beispiel auf dem „Cerpei“-Weg) liegen Werfener Schichten auf Mendola-Dolomit. Eine parallele Schubfläche kommt höher oben im Mendola-Dolomit vor. Der Weg von Campestrin nach Val Dona geht über die Cerpei-Schubfläche, aber die höhere ist hier von einem späteren NO—SW-Bruch („Fosca“-Bruch) abgeschnitten.

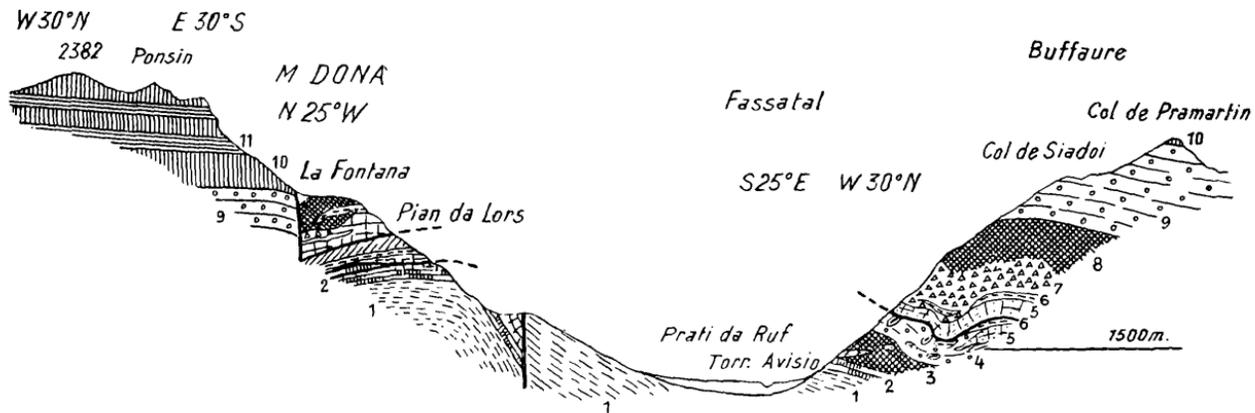


Abb. 4. Profil durch das Fassa-Tal zwischen Fontanazza und Campestrin.
 1 = Werfener Sch., 2 = Unt. Muschelkalk, 3 = Andesit, 4 = Tuffe mit Einschlüssen, 5 = Mendolakalk, 6 = Buchensteinerkalk, 7 = Tuffbreccien und Andesite, 8 = Andesite, 9 = Palagonittuffe, 10 = Mandelsteinlaven, 11 = Wengener Schiefer.

Von Val Dona kann man den Südkamm des Hochplateaus erreichen und im S das Transgredieren der Tuffe auf dem Schlerndolomit von Duronpaß und Mantello besichtigen.

Vom Fassatal ins Ennebergtal.

Eine lange Autofahrt führt vom Fassatal über das Pordoi-Joch nach Arabba ins Livinalongo (Buchenstein-) Tal, von dort über Campolungo-Joch nach Corvara, dann das Ennebergtal herunter bis nach Bruneck im Pustertal. Eine Übersicht über einige Hauptzüge der Geologie kann bei dieser Fahrt gewonnen werden.

Pordoi-Joch.

Im N liegt das breite, schöne Sella-Massiv, meistens aus Schlern und Dachsteindolomit aufgebaut. Im W liegt das besuchte Gebiet der Rodella und das Hauptgebiet der Eruptivgesteine im Fassatal. Im O sieht man den tiefen Einschnitt des Cordevole-Tales, wo der Bach nach O bis zum Pieve (Buchenstein) fließt. Auf beiden Seiten setzen sich die Eruptivgesteine nach O fort. Der Kamm von Sass di Capello und Belvedere im O, der hier die Täler der Cordevole- und Fedaja-Bäche trennt, besteht aus einer mächtigen Entwicklung von Tuffen und Tuffkonglomeraten. Südlich des Fedaja-Tals erhebt sich der Marmolatakalk der riesigen Marmolatakette. Nördlich des Cordevole-Tals streicht die Tuffazies des Col di Lana durch, und geht nördlich davon in die typischen Wengener Schiefer und Cassianer Kalke und Mergel des klassischen Gebiets von Prelonje und Stuores über.

Campolungo-Joch.

Die Fahrt über das Campolungo-Joch bietet eine Gelegenheit, den gestörten Osthang des Sella-Massivs zu sehen, sowie die Grenze der Cassianer Schichten und des Schlerndolomits.

Corvara.

Diese Ortschaft liegt am Südflügel der Grözlner-Joch-Antikline, wo eine Hauptquelle des Ennebergfels entspringt. Dem Tal nach O folgend, sieht man südlich einen hohen Kamm aus Werfener- und Muschelkalk, Mendola- und Buchensteiner Schichten bestehen, während im N, von einem O—W-Bruch getrennt, Wengener und Cassianer Schichten am Osthang des Gardenzazza-Gebirges, bis zu Tal herab anstehen. Der Bruch überquert das Tal, so daß unterhalb Stern die Wengener Schichten beide Talseiten aufbauen. Dann biegt die Straße nach N um, wo sich unterhalb St. Cassian die Quellen von Stuores und Valparola im Süden mit dem Corvara-Bach von W vereinigen. Der „Gader“-Bach fließt dann N durchs Abteital (Enneberg), das hier als Erosionstal in den Wengener Schichten eingeschnitten ist.

Pedrares.

Unterhalb Pedrares schneidet der Gaderbach durch ältere Schichtgruppen. Es sind Tuffe und Laven auf Buchensteiner Kalken liegend, die mit Tuffgängen und Eruptivbreccien infiltriert sind.

Diese Gruppen sind in zwei liegende Falten gelegt, die nach S überkippt sind. Es folgt bei Costisella in sehr gestörter Lage die ältere Schichtfolge der Trias, die hier als die Fortsetzung der Villnöser Antikline nach O aufgeschlossen sind. Sie haben auch eine Überkipfung nach S erlitten. Der Mendolahorizont zeigt sich hier nur als dünne Kalkfazies.

Es folgt nun eine stark gefaltete Serie von fossilreichen unteren Trias- und Bellerophonkalken bis zur Brücke von Pederoa, wo ein O—W Bruch durchzieht und die Wengener Schiefer, Eruptivtuffe und Buchensteiner Kalk im N absenkt.

Der Kamm des Tals zwischen Costisella und Pederoa weist das Vorhandensein von NNO--SSW Brüchen auf, die steil östlich geneigt sind. Dadurch kommt eine Wiederholung der Schichtfolge gegen O zustande. Die hohe Gebirgskette im O besteht aus Dachsteindolomit.

Pederoa-Picolein.

Die Schichtfolge von Buchensteiner zu Werfener Schichten folgt talab mit SO-Einfallen bis zur Ortschaft Palestrong, wo ein W—O-, bzw. WSW—ONO-Bruch das Tal überquert. Dieser Bruch ist steil nach S geneigt, und die Südscholle ist nördlich überschoben. Die östliche Fortsetzung führt über den Rittberg ins St. Vigiler Gebirge hinein.

Im Ennebergtal wiederholen sich N des Bruchs die Werfener Schichten, sind dann oberhalb Preromang von Bellerophonkalk mit S-Einfallen gefolgt. Oberhalb Piccolein kommen die stark gefalteten, gipsführenden Bellerophon-schichten zutage.

Bald darunter stehen die Grödner Sandsteine an, die mit mehreren Diskordanzen auf den kristallinen Schiefen und Quarzphylliten liegen. Letztere bilden das Tal von Piccolein nach N.

Östlich und westlich vom Ennebergtal erheben sich in der Pederoa—Piccoleingegend hohe Berge aus Schlerndolomit. Man sieht im W den Peitlerkoff und im O den Piz da Pieres.

Die Grenze zwischen den Perm- und Triasgesteinen und dem kristallinen Gebirge, die hier WSW—ONO verläuft, ist überall eine tektonische Grenze. Die Sedimentärgesteine zeigen hier starke Schieferung im horizontalen Sinne, sowie überkippte Faltungen und Schubbewegungen nach W.

Wichtigste Literatur:

E. v. Mojsisovics: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.

W. Penck: Die Melaphyerausbrüche von Buffaure. Mitteilungen der Wiener Geologischen Gesellschaft, 1912, S. 20.

H. P. Cornelius und M. Cornelius-Furlani: Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). Neues Jahrbuch für Min., 1926.

M. M. Ogilvie-Gordon: Das Gröden-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1927, Bd. 24.
