

Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore.

Von L. van Houten, Delft.

(Mit einer geologischen Karte, 9 Tafeln und 10 Textfiguren.)
(Aus dem Geologischen Institut der Technischen Hochschule zu Delft.)

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Entstehung in erster Linie einer Anregung von Herrn Professor Dr. H. A. Brouwer, der mich, gelegentlich einer rein touristisch geplanten Ferienreise in die Dolomiten, aufforderte, mich einmal näher mit der Geologie meines Reisegebietes zu befassen. In diesem und einem späteren Jahre bereiste ich an der Hand der glänzenden Synthese Mojsisovics' (1) die klassischen Gebiete der Seiser Alpe und von St. Cassian, von Monzoni und Predazzo, und lernte etwas kennen von den vielen interessanten Problemen, die in den Südalpen noch der Lösung harren. Dabei wuchs der Wunsch in mir, durch eine eingehendere Kartierung ein wenig dazu beitragen zu können, und als ich später Assistent von Herrn Professor Dr. G. A. F. Molengraaff wurde, gab dieser mir bereitwilligst Gelegenheit, diesen Plan auszuführen. Professor Molengraaff ist mir auch später bei der Ausarbeitung meiner Ergebnisse zur Seite gestanden.

Schwieriger war die Auswahl der in Betracht kommenden Gebiete, aber ich war so glücklich, in Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg nicht nur einen guten Berater zu finden, sondern auch einen Mentor, der mir mit seiner großen Erfahrung und weitgehenden Kenntnis der Dolomiten immer aufs liebenswürdigste beigestanden und mich bei meiner Arbeit unterstützt hat.

Ihnen allen bin ich zu größtem Dank verpflichtet.

Auch der kgl. Italienischen Regierung danke ich sehr für die Mitwirkung, die mir ihrerseits und durch ihre Behörden zuteil geworden ist.

Das kartierte Gebiet, das der Kürze halber unter dem Namen Pelmo-Gebiet zusammengefaßt wurde, erwies sich geologisch in jeder Beziehung als ein recht dankbares. Es schließt im O und W an die schon von Dal Piaz (2, 3) und Nöth (4) bearbeiteten Gebiete an und im N an das neue Aufnahmungsgebiet der Frau Dr. Ogilvie Gordon. Nur gegen S waren mir keine Schranken gestellt, und bloß die ziemlich knapp bemessene Zeit und die Notwendigkeit, der Karte nicht zu große Ausdehnung zu geben, haben mich gezwungen, an einer ziemlich willkürlichen Stelle die Südgrenze zu ziehen. Sicher wäre es aber eine höchst lohnende Arbeit, eine weitere Kartierung gegen S bis zur Val-Sugana-Überschiebung vorzunehmen; das Gelände sieht vielverheißend aus, es

ist vorzüglich aufgeschlossen und wird wegen der Nähe der großen Überschiebung zweifelsohne von größtem Interesse sein.

Die Aufnahme erfolgte in den beiden Sommermonaten der Jahre 1928 bis 1929. 1928 wurde die Arbeit immer von dem denkbar schönsten Wetter begünstigt; 1929 jedoch haben schwere Gewitter und Regen mir manchen Tag verdorben; während oder kurz nach solchem Unwetter in dem durchnäßten, mit dichtem Gestrüpp bewachsenen Tuffgebiet zu arbeiten, war kein Vergnügen, manchmal geradezu unmöglich.

Als topographische Kartenunterlage wurde die italienische Karte (tavoleta) 1:25.000 benutzt, u. zw. die Blätter Selva di Cadore, Monte Pelmo, Antelao, Cencenighe, Forno di Zoldo und Cibiana. Von großem Nutzen war mir auch die neue Karte der östlichen Dolomiten, vom Touring Club Italiano im Maßstab 1:50.000 herausgegeben. Diese Karte ist sehr schön ausgeführt; besonders die Geländedarstellung ist gelungen, oft besser als auf der Karte 1:25.000.

Dr. Nöths Cordevole-Arbeit war mir im Sommer 1928 noch nicht zugänglich, eine Rücksprache mit Dr. Nöth, der damals im Pamir weilte, nicht möglich, so kam es, daß ich eine kleine Ecke des schon von ihm kartierten Gebietes mit in die Kartierung einbezog, wie auf untenstehender Skizze (Fig. 1) angegeben ist. Wegen der größeren Übersichtlichkeit und der besseren Abrundung habe ich das Stück doch in meine Karte aufgenommen, wenn auch unsere Ergebnisse fast genau dieselben sind.

Einleitung.

1. Kurzer Überblick über die geologische Erforschung des Gebietes.

Der erste Geologe, der auf einer Dolomitenreise auch das Pelmo-Gebiet besuchte, war Fuchs (5). Bei Dont im Oberen Zoldotal, allerdings gerade außer Bereich unserer Karte, fand er im Muschelkalk Cephalopoden, die Hauer (6) beschrieben hat. Fuchs folgten 1841 Klipstein (7), 1844 Trinker (8). Ihre Arbeiten wurden schon bei Nöth (4) erwähnt, ich brauche deshalb nicht näher darauf einzugehen. In den folgenden Jahren wurde von Trinker und Guernieri der Grund zu einer topographischen Karte (9) gelegt und 1849 auch die „Geognostische Karte von Tirol“ veröffentlicht.

Im Jahre 1860 kam das große Werk von Richthofen (10) heraus, das zwar nur den äußersten Nordwestzipfel unseres Gebietes berührt, aber Ausgangspunkt ist für die folgenden, eingehenderen Schilderungen von Loretz (11, 12) und Mojsisovics (1). Nachdem 1871 Kurtz (15) eine topographische Beschreibung der östlichen Dolomiten gegeben hatte, erschien 1874 die bedeutende Publikation von Loretz, der eine in den Jahren 1872 und 1873 aufgenommene geologische Karte im Maßstab 1:144.000 beigegeben ist. Loretz versucht, in unserem Gebiet die für die untere germanische Trias in Deutschland festgestellte Einteilung anzuwenden, behält aber im übrigen die von Richthofen eingeführte Nomenklatur bei. Ich werde fortan Gelegenheit nehmen, im Text auf das Werk von Loretz zurückzukommen.

Schon in den nächstfolgenden Jahren wurde das Gebiet aufs neue bearbeitet, u. zw. von Mojsisovics. Seine Ergebnisse veröffentlichte er 1879 in seiner großen und reich ausgestatteten Monographie (1), mit Beifügung einer Karte 1 : 75.000. Besonders die Stellung des Cernerariffs hat Mojsisovics richtig erkannt; auch unterscheidet er zwischen Wengener und Cassianer Dolomit; der Gegensatz zwischen beiden ist ja im Florentinatal recht gut ausgeprägt. Übrigens hebt er hervor, daß seine Karte für das Gebiet zwischen Boite und Cordevole nur ziemlich schematisch ist und daß eine genauere Aufnahme sicher lohnend wäre.

Im Jahre 1883 erschien eine geologische Karte der Provinz Belluno von Taramelli (16), mit Text. Weiter sind kurze Notizen von Taramelli (17), Hoernes (18), Böhm (19), Haas (20), Mariani (21) und Dal Piaz (2, 3) über das Vorkommen von Lias am Antelao zu erwähnen. Von großer Bedeutung, wenn auch nur teilweise sich direkt auf unser Gebiet beziehend, sind die Arbeiten von Klebelsberg (22, 23, 24) und Nöth's Beschreibung des angrenzenden Cordevolegebietes (4), auf welche Arbeit ich im Text besondere Rücksicht nehmen werde.

Schließlich sind noch die kurzen geologischen Aufsätze von De Toni und Castiglioni im italienischen Führer durch die östlichen Dolomiten von Berti (25) zu erwähnen und die Notizen von Klebelsberg im Hochtourist (Bd. VII, Dolomiten, 1929.)

2. Topographischer Überblick.

(Vgl. Fig. 1.)

Das Pelmo-Gebiet bildet weder orographisch noch tektonisch eine geschlossene Einheit. Es wurde nach dem Wahrzeichen des Gebietes, dem Monte Pelmo (3169 *m*) benannt, dessen unglaublich kühne und doch so fein gezeichnete Felswände sich senkrecht in schwindelnde Höhe erheben. In majestätischer Isoliertheit, wie ein Matterhorn ohne Rivalen, beherrscht er Tag und Nacht jeden Winkel des ausgedehnten Gebietes. Das erste Morgenlicht wird von seinem stolzen Haupt gefangen und wenn abends Täler und Berge schon längst in Dämmerung gehüllt sind, leuchten seine Zinnen noch im letzten Golde. Am allermeisten kommt die unvergleichliche Schönheit dieses Berges aber erst in der Nacht zu ihrem Recht, wenn an dem unheimlich dunklen Gebirgskörper die verschneiten Felsbänder im Mondschein wie Silber schimmern. Wenn sich das eigentliche Gebiet des Monte Pelmo auch nur auf den Gebirgskamm zwischen Cordevole-, Boite- und Zoldotal beschränkt, so ist er wegen seiner zentralen und dominierenden Lage doch dazu geeignet, dem ganzen kartierten Gebiet seinen Namen zu verleihen.

Weil es kein einheitliches Gebiet ist und seine Grenzen bedingt wurden durch die Arbeiten von Frau Ogilvie Gordon, Dal Piaz und Nöth, konnte die Begrenzung keine natürliche sein. Nur im O fällt sie mit einer solchen zusammen, denn dort wird sie von der Wasserscheide zwischen Boite und Piave gebildet, einem der großartigsten Gebirgskämme in den gesamten Dolomiten, gekrönt von mächtigen Gipfeln wie Sorapiß (3205 *m*) und Antelao (3261 *m*). Vom Antelaoipfel zieht sich dann die Grenze ins Boitetal hinab, das in der Nähe von

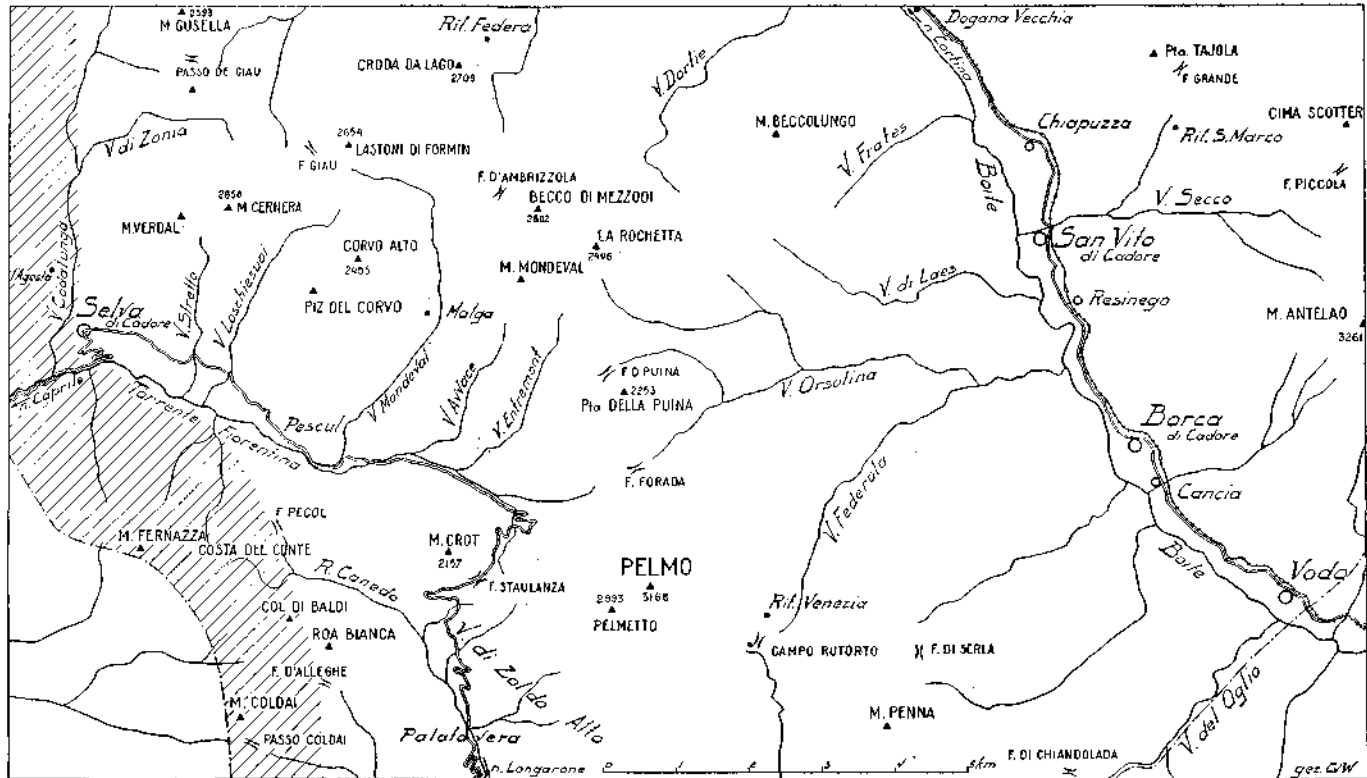


Fig. 1. Übersichtskarte des Pelmo-Gebietes. ———. Grenze des kartierten Gebietes, soweit sie innerhalb des Randes der Skizze verläuft.
 Schraffierung: Das auch schon von Nöthli bearbeitete Gebiet.



Fiorentinatal mit dem Monte Pelmo.

Die sanft geböschten Talhänge werden ganz von steilstehenden Tuffen und Tuffsandsteinen der ladinischen Stufe aufgebaut, die großenteils mit Diluvium und Gehängschutt bedeckt sind. Von der Kirche zieht sich zu der Häusergruppe im Vordergrund eine ziemlich deutlich markierte Moräne des ehemaligen Gletschers aus dem Codalungatal herab.

Die Häusergruppen hinter der Kirche werden z. T. von Muren bedroht. Links im Hintergrund sieht man die Abrißstelle des großen Bergsturzes von Santa Fosca, dessen Trümmerrmassen bis an den Fiorentinabach hinabgehen.

Die Wand links oben besteht aus Werfener Schichten, Muschelkalk und Mendoladolomit, die auf die jüngere Tuffformation geschoben sind (Antelaolinie).

Der Monte Pelmo wird von Dachsteinkalk, Räl und Lias aufgebaut. Die verschnittenen Felsbänder der gutgestuften, dickbankigen Liaskalke zeichnen sich rechts in dem Pelmetto deutlich vom Dachsteinkalk ab. In der Mitte liegt der 15 ha große Val d'Arciagletscher, fast ganz mit Bergsturzmaterial bedeckt.

Vor dem Pelmo erhebt sich noch der Monte Grot, der aus Schlermdolomit besteht.

Vodo gequert wird, und durch die Valle dell'Oglio wurde sie weiter gezogen. Eine OW streichende Linie durch die Forcella di Chiandolado und Mareson-Pecol bildet den Abschluß gegen S.

Im N verhält sich die Sache anders. Im Einvernehmen mit Mrs. Ogilvie Gordon, die eben das Falzaregogebiet kartierte, wurde die Nordgrenze bestimmt durch den Parallelkreis, der durch den Giaupaß geht, während im W der Meridian $0^{\circ} 26' W$ von Rom (Monte Mario) die Grenze bildet, mit der Abänderung, daß sie südlich des Fiorentinatalen am westlichen Abhang des Davagnin-Fernazza-Massivs entlang verläuft.

Schon beim ersten Anblick der Karte läßt das Gebiet sich in drei Teile zerlegen: das Flußgebiet des Cordevole (zur Hauptsache des Torrente Fiorentina), die Valle di Zoldo Alto und das Boitetal, die sich, jedes für sich, auch wieder zergliedern lassen. Es wäre wohl besser, das Zoldogebiet mit dem Fiorentinagebiet zusammenzunehmen, denn landschaftlich ist der Gegensatz dieser beiden zu dem öden und wüsten Schuttgelände des Boitetales sehr groß.

Kaum ein Tal in den Dolomiten wird reizendere Szenerien aufweisen können als Val Fiorentina, über dessen sanft geböschten, mit frischgrünen Matten und dunklen Wäldern bedeckten unteren Hängen die schlanken, bizarren Türme der Cerneragruppe einerseits, der wuchtige, unnahbare Felsklotz des Pelmo andererseits aufragen. In diesem Gebiete ist die Cerneragruppe eine Einheit an und für sich. Die Südstürze sind außerordentlich schroff, und die Gruppe wird hier nur von einem, in seinen oberen Partien schluchtartigen Tälchen zergliedert, Val di Loschiesuoi, welches die Gruppe in die Cerneragruppe in engerem Sinne und die Corvogruppe teilt. Übrigens ist die Gruppe, die in der Cima di Loschiesuoi (2673 m) und im Monte Cenera (2657 m) gipfelt, wenig zugänglich. An seinem Westfuß entlang verläuft Val Codalunga, von wo zwei sehr steile Schluchten ins Innere der Gruppe hineinführen, im N Val Zonia. Hier ist die Abdachung, der Pian di Possoliva bedeutend flacher; es ist noch die ursprüngliche Riffböschung.

Wie oben erwähnt wurde, endet die Cerneramasse über dem Fiorentinatal mit einer mächtigen Denudationssteilwand. Unter dem Dolomit, und von ihm gegen Erosion geschützt, kommen die weicheren Schichten der unteren Trias, darunter die Tuffformation zutage, nur spärlich von kleinen Wasserrinnen, die außerdem stets wasserarm, häufig sogar trocken sind, durchfurcht. Wegen dieser geringen Wasserführung kann die rückwärtige Erosion im nördlichen Talgehänge keinen gleichen Schritt halten mit der Erosion des Haupttales, wo der immer wasserreiche, vom kleinen Val-d'Arcia-Gletscher gespeiste Fiorentinabach in die weichen, leicht verwitternden Tuffe sehr schnell einschneidet. Das nördliche Gehänge wird dadurch verhältnismäßig zu steil und Murbildung in dem dazu an sich schon sehr geeigneten Gestein wesentlich befördert.

Wegen ihrer Unfruchtbarkeit und geringen Zugänglichkeit ist die Cerneragruppe wirtschaftlich ohne Bedeutung.

Ein ganz anderes Gepräge hat die Landschaft zwischen der Cerneragruppe und dem Monte Pelmo. Hier herrschen weiche Formen vor. Die Gipfel übersteigen kaum die 2000 m und kulminieren in Monte

Mondeval (2283 *m*) und Punta della Puina (2253 *m*). Die ganze Oberfläche wird hier von den schwarzen, fruchtbaren Tuffen gebildet. Diese sind, wenigstens in den unteren Partien und an den Steilhängen, mit üppigen Waldungen und Almen bedeckt; in den vielen tief eingeschnittenen Tälchen sind sie jedoch ausgezeichnet aufgeschlossen. Die ganze Gegend ist ziemlich reich an Quellen und die Bewässerung ist auch in trockenen Sommern leidlich beständig und ergiebig, von Schwankungen nach kurzem, schwerem Regenfall abgesehen.

Infolge der leichten Verwitterbarkeit und der niedrigen Erosion-basis (= das übertiefte Haupttal) sind alle Bachläufe sehr tief eingefurcht, und die Talhänge steil geneigt. Dabei macht das Erosionsbild einen durchaus unfertigen Eindruck. Das Land hat noch viel von seinem ehemaligen Hochebenencharakter bewahrt. Die Rücken zwischen den Quertälern sind breit und rund und noch nicht oder kaum angeschnitten. Die Sammeltrichter der Wildbäche sind verhältnismäßig klein. Letztere haben sich nur rückwärts, noch nicht seitwärts, eingeschnitten und verästelt. Die Erosion befindet sich hier offenbar im Jugendstadium.

Für die Almwirtschaft sind die Verhältnisse in dieser Gegend sehr günstig.

Südlich des Fiorentinatalles dehnt sich bis zum Fuße der Civetta die „Waldgegend“ aus, die, obgleich tektonisch weit mehr gestört, sehr dem Gebiet der Seiser Alpe ähnelt. Wenn man, etwa von der Costa del Conte, die sanft gewellte, mit Heustadln und Alphütten übersäte, in ihrer Mitte an einigen Stellen sumpfige Hochfläche überschaut, ist diese Ähnlichkeit sogar sehr groß. Man könnte sich auf dem Pitzberg oberhalb St. Ulrich im Gröden wäuen, im Herzen Südtirols. Wie dort der Puflatsch, so erhebt sich hier zur Rechten der Monte Fernazza mit seinen dunklen Augitporphyrituffen, freilich wegen des Nordfallens der Schichten mit weit geringerer Neigung gegen das Fiorentinatal, und hinter ihm könnte es von der Forcella d'Alleghe nach Seis statt nach Alleghe hinuntergehen. Dahinter erheben sich Wände und Türme der Civettagruppe, ein ungeheures Felsenmeer wie der Rosengarten, wenn auch viel gewaltiger. Im doppelgipfligen Monte Coldai finden die Schlernzacken ein allerdings nur landschaftliches, nicht geologisches, Äquivalent. Zur Linken schließlich erhebt sich, gigantisch und massiv wie der Langkofl, der Monte Pelmo. In diese unvergleichlich großartige Umräumung eingefäßt liegt die liebliche, grüne Landschaft der hier ziemlich flach geschichteten Tuffe und der etwas härteren Tuffkonglomerate. Das Gebiet ist abwechselnd mit dünnem, am nördlichen Abfall gegen das Fiorentinatal sehr dichtem Wald, Krummholz und Wiesen bedeckt. Letztere bilden die Sommerweiden für das obere Zoldo- und einen Teil des Cordevoletales, und im Hochsommer findet man hier einen regen Almbetrieb.

Die Wasserrinnen sind in diesem Gebiet nicht sehr tief eingeschnitten. So reich bewässert wie die Hügellandschaft zwischen Cernerä und Pelmo ist die Gegend, die größtenteils zum Flußgebiet des Zoldotales gehört, nicht; jedoch ist auch in trockenen Sommern der Wasserreichtum der Quellen genügend groß. Die Erhebungen sind mäßig und außer der Fernazzaspitze erreicht kein Gipfel 2000 *m*.

Im Zentrum der „Waldgegend“ liegt der Höhenzug der Roa Bianca (1958 *m*) und des Col di Baldi (1920 *m*), die aus den härteren, widerstandsfähigeren Tuffkonglomeraten aufgebaut sind.

Eine vollkommen andere Landschaft zeigt uns das Boitetal. Es ist tief und breit, zeigt einige mehr oder weniger gut ausgeprägte Terrassen und wird auf beiden Seiten von mächtigen Gipfeln überragt, alle etwa 3000 *m* hoch und aus Dachsteindolomit, Rhät und Lias bestehend. Schuttkegel von kolossalen Dimensionen, die in den Dolomiten vergeblich ihresgleichen suchen, füllen fast die ganze Talsohle aus und überdecken hoch hinan die Bergflanken. Auch Schottermassen und sonstige diluviale Ablagerungen haben große Verbreitung und verhindern eine klare Einsicht in den geologischen Aufbau des Gebietes. Diese Gegend, besonders die östliche Hälfte, ist sehr unfruchtbar; die Schutthalden sind gar nicht oder nur von schütterem Wald und Latschen bewachsen, und besonders der breite Talkessel des Ru Secco zwischen Croda Marcora, Cima Belpra und Antelao ist kahle Wüste, wo man tagsüber von dem hellen Dolomidetritus fast geblendet wird und wo eine geradezu unerträgliche Hitze herrscht. Wie eine Oase erscheint uns dann inmitten dieser Einöde das liebliche, blumenbedeckte und ehrwürdige Zirben tragende, kleine Plateau der tonigen Raibler Schichten beim Rifugio San Marco.

Auf der westlichen Talseite sind die Schutt- und Bergsturzmassen unterhalb der Rochetta und auch die Hänge der Sentinella mit außerordentlich dichtem und wenig gepflegtem Wald bedeckt; man möchte fast „Urwald“ sagen. Zwischen der Sentinella und dem Orsofinatal liegt dann die Fortsetzung derselben Tufflandschaft, die schon im Fiorentinaal beschrieben wurde. Südlicher, am Fuße des Monte Pelmo, wird die Struktur wieder von großen Schutt- und Geröllmassen, vielerorts mit „Urwald“ bewachsen, verborgen. Einige weite Lichtungen in diesem Walde wären für Almenbetrieb prädestiniert, doch werden sie nicht dazu benutzt und sind nur im Hochsommer während der Heumahd kurze Zeit besiedelt. Außer der Tabia Senes in nur 1220 *m* Meereshöhe im Tuffgebiet waren alle Almhütten unbewohnt. Alles Vieh bleibt in der Tal- und Waldhut; erst auf der Südostseite des Pelmo, schon im Zoldo, trifft man auf den Serla- und Rutortowiesen wieder größere Herden, die im Hochsommer ständig oben sind.

Das Zoldogebiet wurde nur in seinen nördlichen Partien besucht. Landschaftlich hat es viel Ähnlichkeit mit dem Fassatal. Die Talhänge werden von den dunklen Tuffen gebildet.

Die Täler sind hiemit kurz beschrieben. Auf Einzelheiten werde ich später zurückkommen. Nur das Zentrum des Gebietes, die Pelmogruppe in engerem Sinne, wurde noch nicht erwähnt. Fast ungegliedert, nur von der Fissura zerteilt, erhebt sich der mächtige Berg in ununterbrochener Wandflucht von 1200 *m* Höhe aus dem flachen, schuttbedeckten, leicht schüsselförmigen Plateau der Raibler Schichten. Die zwei einzigen Gletscher des kartierten Gebietes werden von ihm getragen. In tiefen, beschatteten, wenig exponierten Felskaren liegen der kleine Pelmogletscher und der etwas größere Val-d'Arcia-Gletscher eingebettet, die letzten kümmerlichen Reste der einstigen großen Vereisung, die das ganze Gebiet bedeckt hat.

Schließlich möchte ich noch eine kurze Bemerkung über Bevölkerung und Besiedelung machen. Die Bevölkerung ist ladinisch, aber schon ziemlich stark italienisiert, und der Siedlungstypus ist rein italienisch, d. h. vorwiegend geschlossen. Keine Häusergruppe liegt höher als 1400 *m*, und auch die Almhütten befinden sich in weit niedrigeren Regionen als es sonst in den Alpen üblich ist, u. zw. in Höhen von 1500—1800 *m*, im Boitetal schon 1200 *m*. Von den Einwohnern wird fast nur Landwirtschaft, hauptsächlich Viehzucht betrieben. Ein großer Teil der Rinder bleibt ständig in der Talhut; nur im Fiortina und oberen Zoldo wird der größte Teil im Sommer auf den Almen geweidet, wo der Betrieb konzentrierter ist, als mir bisher aus anderen Teilen der Alpen bekannt war: d. h. die Zahl der Sennereien ist geringer, doch sind diese größer und teilweise auch moderner eingerichtet.

A. Stratigraphie.

Außer den Bellerophonschichten und den Quartärablagerungen wirkt nur Mesozoikum, u. zw. Schichtglieder aus Trias, Rhät und Lias, am Aufbau unseres Gebietes mit. Die altpaläozoische, kristalline Unterlage, die Quarzphyllite, weiter die permischen Quarzporphyre und der Grödener Sandstein sind hier noch nicht aufgeschlossen und oberjurassische und kretazeische Bildungen treten erst südlich der Val-Sugana-Spalte auf.

In der Tabelle S. 154 sind die auf der Karte ausgeschiedenen Einheiten und ihr stratigraphischer Zusammenhang angegeben.

I. Perm.

Bellerophonschichten.

Die Bellerophonschichten, das älteste in unserem Gebiet aufgeschlossene Glied der permisch-mesozoischen Schichtfolge, beschränken sich auf das untere Fiortinatal, wo sie an der Basis einer Schubfläche vorkommen (Fig. 2). Aus diesem Grunde ist die Serie nicht mehr vollständig ungestört vorhanden und man kann deshalb über ihre totale Mächtigkeit nichts Genaueres angeben. Offenbar fehlen die untersten Partien, sind nur die obersten und ein Teil der mittleren Abteilungen aufgeschlossen. Hauptsächlich haben wir es mit dunklen, gut geschichteten, mehr oder weniger bituminösen, häufig weißgeäderten Kalken zu tun, die bisweilen mit einigen dünnen, dunklen Mergellagen alternieren. Mit den Kalken in Wechsellagerung kommen auch noch dunkelgraue Dolomite vor und Rauhdecken. Letztere sind entweder hell und kleinzellig oder schmutzig dunkelgrau und — in diesem Fall — kavernöser, wie auch Nöth beschreibt. Die Rauhdecken deuten auf ausgelaugten Gips, und man könnte vielleicht auch reine Gipslagen erwarten, die ja sonst in den Bellerophonschichten sehr allgemein sind. Jedoch haben sowohl Nöth früher wie ich jetzt vergeblich in dem schönen Aufschluß zwischen l'Agosta und Costalta nach Gips gesucht. Einheimische aber haben mir manches schöne Stück gezeigt, das nach ihrer Angabe von l'Agosta herkommen sollte, und auch Mojsisovics berichtet über Vorkommen von Gips an der Basis der Bellerophonschichten am Ausgang des Codalungatales.

Bestimmbare Versteinerungen fand ich keine, bloß einige undeutliche Gastropoden (vielleicht Bellerophoniten) und gleichfalls undeutliche pectenartige Reste, alle bei l'Agosta. Aus diesem Aufschluß, der Abrißstelle eines kleinen Bergsturzes, muß ich noch eine oolithische Kalkbank erwähnen.

In den Bellerophonschichten findet man hier und dort kleine Mengen Eisenerz, meist Spärosiderite. Im Walde hinter dem Gehöft Troi trifft man noch auf den verzimmerten Eingang eines nicht mehr zugänglichen Knappenloches, das schon seit langem verlassen war. Auch in andern Formationen findet man in der Gegend von Colle Santa Lucia Erze: z. B. in den Buchensteiner Schichten und im Mendoladolomit von In Som le Crepe (Markasit); in den Augitporphyrittuffen bei Colle (Eisenerz) und im Mendoladolomit an der Straße von Caprile nach Rucava (Bleierz). Die meisten der genannten Erze wurden zur Zeit der tertiären Vererzung der Ostalpen gebildet. Leider konnte ich in der

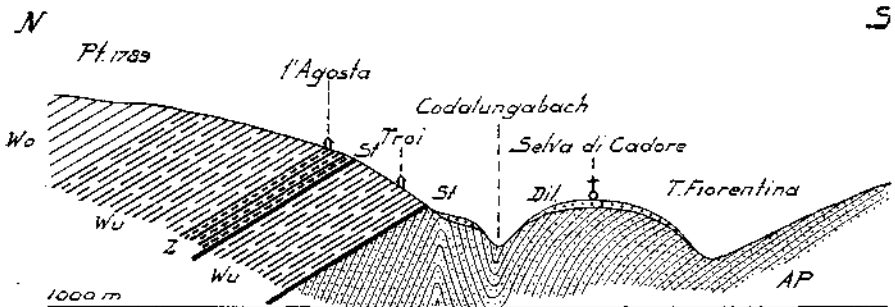


Fig. 2. Profil. Punkt 1789. — l'Agosta — Selva di Cadore.

Z Bellerophonschichten.	AP Augitporphyrittuff
Wu Seiser Schichten	Dil Diluvium
Wo Campiller Schichten	St Störungslinien
} Werfener Schichten	

Beziehung von dem Spärosideritvorkommen von Troi nichts bestimmen, weil das Loch gesperrt war. Vielleicht sind die Spärosiderite der Bellerophonschichten doch syngenetisch.

Die lithologische Ausbildung der Bellerophonschichten deutet auf ein ganz seichtes, warmes Meer hin, dessen Spiegel kleinen Schwankungen unterworfen war.¹⁾ Gleichmäßig trat eine geringe Vertiefung ein, mit zunehmender Kalksedimentation. Terrigenes Material fehlt oder tritt ganz hinter chemische Sedimente zurück. Ähnliche Verhältnisse, jedoch mit wachsender Zufuhr von klastischem Material, herrschen auch noch während des Werféniens und Anisiens. Ununterbrochen setzt die Sedimentation in die untere Trias hinein fort, und der Übergang ist ein kaum merklicher. Die dunkelbraunen Kalke der Grenzschichten werden heller, die braune Farbe geht in eine graue über, der Bitumengehalt verschwindet. Chemischer Niederschlag läßt immer mehr nach. Bald stellen sich glimmerige Zwischenlagen ein und Mergel,

¹⁾ Wiederholte Gipsausscheidung.

Tonschiefer und Kalksandsteine. Dann ist man aber auch schon inmitten des Werfener Komplexes, und hat man schon längst *Pseudomonotis Clarai* Emmr. oder *Pleuromya fassaënsis* Wissm. gefunden. Obgleich ich erstere im Codalungatal schon sehr tief in den Werfener Schichten antraf, läßt sich doch für einzelne Bänke sehr schwer bestimmen, ob sie noch zum Perm oder schon zur Trias gehören.

Anfänglich glaubte ich, auch in Val Stretta Bellerophonschichten gefunden zu haben, und zwar an der Basis der untersten Schuppe. Es ist nicht ausgeschlossen, daß es sich um einen mitgeschleppten Block handelt, aber aus Prof. Nr. 2 geht deutlich hervor, daß man mit größerer Wahrscheinlichkeit annehmen darf, das Gestein gehöre den Seiser Schichten an. Es ist ein schwarzgrauer, bituminöser Dolomit, hier und dort weißgeädert, und ihm folgen dunkle, braungraue, kalkige Schichten, die man in ähnlicher Ausbildung auch in den Seiser Schichten des Codalungatales antreffen kann.

Im Gelände treten die Bellerophonschichten gar nicht hervor.

Die Bellerophonschichten sind in ihren unteren Teilen in der unmittelbaren Nähe von Überschiebungsflächen oft stark zerbrochen und von vielen kleinen Rutschharnischen durchsetzt.

Loretz, der zuerst in unserem Gebiet kartiert hat, hat die Bellerophonschichten irrthümlicherweise dem Röth gleichgestellt. Freilich hat er selber keine Versteinerungen gefunden. Er beruft sich aber auf einen Fund von *Myophoria costata* Zenk, den Gumbel in der Bozner Gegend in einem Gestein gemacht hat, das der Beschreibung nach den Bellerophonschichten des Ampezzaner Gebietes ähnlich sein sollte. Auch v. Richthofen hat die Bellerophonschichten der Trias zugerechnet. v. Mojsisovics aber hat sie schon auf Grund der von ihm gefundenen Mollusken, die Stache (26) beschrieben hat, als Zechstein erkannt. Er hebt hervor, daß die Fauna zwar auch mesozoische Anklänge hat, daß aber paläozoische Kennzeichen überwiegen.

II. Trias.

1. Skytische Stufe (Werfénien).

Werfener Schichten. $\left\{ \begin{array}{l} a) \text{ Seiser Schichten.} \\ b) \text{ Campiller Schichten.} \end{array} \right.$

Die unterste Stufe der Trias beschränkt sich zwar auch nur auf die Cerneragruppe, jedoch haben die Werfener Schichten dort eine ziemlich große Verbreitung. Sie bilden die Unterlage des Cernerariffs und sind im nördlichen Gehänge des Fiorentinatales und im Codalungatal unter der Dolomitsteilwand dieser Gruppe an vielen Stellen in großer Mächtigkeit aufgeschlossen. Ihre Entwicklung ist fast genau dieselbe wie sonst überall in den Dolomiten.

Loretz (12) hat die Werfener Schichten unseres Gebietes mit den Gesteinen der anisischen Stufe und den Buchensteiner Schichten unter der Bezeichnung „Alpiner Muschelkalk“ zusammengefaßt. Er begründet dies erstens auf der schon vermeldeten, unrichtigen Identifizierung der Bellerophonschichten mit dem Röth, zweitens auf einigen Versteinerungen,

die die obersten Werfener Schichten mit dem germanischen Muschelkalk gemein haben, z. B. *Terebratula vulgaris* Schloth., einige Arten *Pecten* und *Gervillia*; weiter *Rhizocorallium* sp., *Myophoria costata* Zenk und *Lingula tenuissima* Bronn, die jedoch auch schon im Röth der germanischen Trias gefunden werden.

Loretz hat seine Gruppe des alpinen Muschelkalks nun wieder in drei Stufen eingeteilt. Die unterste oder „erste Stufe“ umfaßt unsere ganze untere Trias bis zum Mendoladolomit und also auch die Werfener Schichten. Später hat v. Mojsisovics aus der „ersten Stufe von Loretz“ die Werfener Schichten und den Unteren Muschelkalk einzeln ausgeschieden.

Wie schon erwähnt wurde, ist die Grenze zwischen Bellerophon-schichten und Werfener Schichten gar nicht scharf; der Übergang vollzieht sich durch Wechsellagerung. Aber schon bald stellen sich dann in Codalunga Lagen mit *Pseudomonotis Clarae* Emmer ein, die also sicher dem Werfener angehören, und terrigenes Material nimmt überhand.

Schärfer ist die obere Grenze, die von dem Richthofenschen Konglomerat gebildet wird, das jedoch im Val Zonia fehlt, oder nur dürftig entwickelt ist. Aufgeschlossen fand ich es dort überhaupt nicht; im Bachbett fehlten auch seine Gerölle, während alle übrigen Schichtglieder der Trias dort ausgiebig vertreten waren: nur am Steiglein, das zum Col Torond hinaufführt, fand ich halbwegs zwei Bruchstücke, aber kein anstehendes Gestein. An anderen Stellen, z. B. im Val Stretta, ist das Richthofensche Konglomerat in normaler Ausbildung vorhanden.

Diese Hangendgrenze liegt etwas tiefer als die Grenze zwischen der ersten und zweiten Stufe des alpinen Muschelkalks im Sinne Loretz, aber bedeutend höher als die Grenze, die Mojsisovics (1) zwischen die skytische Stufe und den Unteren Muschelkalk gelegt hat. Als besonders kennzeichnend für die Werfener Schichten hebt Mojsisovics das Fehlen von Korallen, Echinodermen und Brachiopoden (außer *Lingula*) hervor. Freilich fehlen überall in unserem Gebiete Korallen und Echinodermen in den Schichten unterhalb des Richthofenschen Konglomerats, aber am Ausgang des Val Zonia befindet sich inmitten der hier überaus fossilreichen oberen Werfener Schichten die schon von alters her berühmte Fundstätte von Brachiopoden, seinerzeit bereits von Stur beschrieben, der von dieser Stelle *Rynchonella tetractis* Lor., *Waldheimia angusta* Schl., *Terebratula vulgaris* Schl. u. a. vermeldet.¹⁾ Die Brachiopodenlagen liegen dort aber zweifellos in einem Komplex von bunten Werfener Schichten, die stellenweise überfüllt sind mit Versteinerungen. Am häufigsten kommen *Holopella gracilior* Schaur. (im Gastropodenoolith), *Naticella costata* Münster. und *Turbo rectocostatus* Hau. vor, in etwas höheren Lagen *Myophoria laevigata* Alb. Bedeutend höher, jedoch noch unter dem Richthofenschen Konglomerat, habe ich auch ein nicht weiter bestimmbares, sehr schlecht erhaltenes Exemplar von *Tirolites* gefunden.

Kurz unterhalb des Gastropodenooliths, freilich noch über der von Mojsisovics (1) auf S. 253 genannten Dolomitbank, befinden sich Lagen mit *Lingula tenuissima* Bronn. und eine wellenkalkähnliche Kalkbank

1) Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1865, p. 246.

mit *Rhizocorallium* sp.; die sogenannten „Wurstelbänke“ wurden hier auch angetroffen.

Die genannten Fossilien, die teils in denselben, teils in etwas jüngeren Lagen vorkommen als die Brachiopoden, beweisen uns eindeutig, daß wir es hier noch nicht mit der anisischen Stufe zu tun haben, und diese Ansicht wird von der lithologischen Ausbildung dieser Schichten noch wesentlich gestützt.

Der Fossilreichtum der unteren Val Zonia ermöglicht uns noch eine weitere Untereinteilung der Werfener Schichten in die Seiser und Campiller Schichten. Diese Teilung, seinerzeit von v. Richthofen (10) auf lithologischer Grundlage vorgeschlagen, wurde später für unser Gebiet von Loretz (12) wieder verworfen, und Mojsisovics schließt sich ihm an. Beide meinen, mit einigem Recht, daß die vertikale Verteilung der Fossilien eine gewisse Gesetzmäßigkeit zwar nicht ganz verkennen läßt, daß aber die Versteinerungen vielmehr eine bestimmte Fazies vertreten. Es werden zwar viele Arten gefunden, aber die einzelnen Bänke, obgleich individuenreich, sind gewöhnlich arm an Arten. Meistens treten in einer Bank nur Exemplare ein und derselben Gattung auf. Die Namen Seiser und Campiller Schichten deuten nach Mojsisovics mehr einen Faziesunterschied als einen zeitlichen Unterschied an.

Doch läßt sich diese Trennung in die Seiser und Campiller Schichten auch chronologisch in der Cerneragruppe recht gut durchführen. Es scheint, daß sich doch einige Fossilien nur auf die oberen, andere nur auf die unteren Partien beschränken, auch wieder einige auf die mittleren. Die Gastropoden z. B. sind bezeichnend für die oberen, die Campiller Schichten, und, wie mir vorkommt, auch die Bänke mit *Myophoria laevigata* Alb., *M. laevigata* var. *elongata* Phil., und *M. ovata* Goldf. und die Cephalopoden. Die Lagen mit *Holopella gracilior* Schaur. treten auf der Grenze beider Gruppen auf, so auch die Lagen mit *Lingula tenuissima* Bronn, und *Rhizocorallium* sp., die man vielleicht schon den Seiser Schichten einreihen kann, wozu die schon genannte Dolomitbank dann auch gehören sollte. Hingegen scheinen *Pseudomonotis Clarai* Emmer. und besonders *Pseudomonotis aurita* Hau., wie auch Wittenburg (27) hervorhebt, fast nur in den Seiser Schichten vorzukommen.

Die Campiller Schichten haben mit der germanischen Trias *Terebratula vulgaris* Schloth., *Myophoria laevigata* Alb., und einige Arten *Pecten* und *Gervillia* gemein. Chronologisch würde das ungefähr dem deutschen Muschelkalk entsprechen, und zwar dem Wellenkalk, denn *Encrinurus liliiformis* Schl. und *Ceratites* fehlen noch in den Campiller Schichten und treten erst nach dem Richthofensehen Konglomerat auf.

Weiter findet man in den untersten Campiller Schichten *Rhizocorallium* sp., *Myophoria costata* Zenk. und *Lingula tenuissima* Bronn. (letztere nur etwa auf der Grenze), die man auch in den oberen Seiser Schichten antrifft. In bestem Einklange hiemit kommen die drei letztgenannten Versteinerungen in Deutschland sowohl im Röth wie im Wellenkalk vor. Die Seiser Lagen wären also, wenn auch grundverschieden in Fazies, synchron mit dem germanischen Buntsandstein, die Campiller Schichten mit dem Unteren Wellenkalk und erst der alpine Muschelkalk würde dem germanischen Oberen Muschelkalk entsprechen.

Auch lithologisch ist die Zweiteilung in Seiser und Campiller Schichten in unserem Gebiete recht gut ausgeprägt.

Der Komplex der Seiser Schichten ist vorwiegend grau gefärbt; in den Campiller Schichten hingegen herrscht Rot vor. Auf diesen Unterschied der Farben kann man sich bei der Trennung der beiden Horizonte jedoch nicht immer ganz verlassen, weil einzelne Bänke der Seiser Gruppe auch rote Farben haben, und umgekehrt in den Campiller Schichten auch viele graue Lagen auftreten. In großen Zügen aber ist dieser Gegensatz auffallend genug.

Die Seiser Schichten beginnen mit dunkelgrauen, gutgeschichteten Kalken. Bald wird dem kalkigen Sediment terrigenes Material beigemischt. Der Tongehalt wird größer, glimmerreiche Zwischenlagen stellen sich ein. Einige sind rot und überfüllt mit schönen, großen Abdrücken von *Anodontophora fassaensis* Wissm. Reine Kalke treten immer mehr in den Hintergrund; Mergel, Mergelkalke, Kalksandsteine und sandige Mergel wechseln miteinander ab. In den Seiser Schichten sind Versteinerungen selten.

In den obersten Teilen der Seiser Schichten trifft man dann auf einmal auf eine helle, dolomitische Kalkbank, etwa 10—15 m mächtig, undeutlich geschichtet. Die Bank steht an der Stelle an, wo der Codalungabach und der Bach aus dem Zoniatal zusammenfließen. Schon Mojsisovics (S. 253) hat diese Bank erwähnt und sie dem Muschelkalk zugerechnet. Jedoch wurde oben auseinandergesetzt, daß die Bank noch von dem ganzen fossilreichen Campiller Komplex überlagert wird und ungefähr die Obergrenze der Seiser Schichten bildet. Einige Meter oberhalb folgen erst die *Lingula* führenden Lagen und der Gastropodenoolith der unteren Campiller Schichten.

Es ist ein heller, schmutzig-weißer, etwas gelblicher, dolomitischer Kalkstein und nach Mojsisovics soll diese Bank eine Andeutung sein für die schon jetzt in unserem Gebiete angefangene Riffbildung, also weit früher als sonst überall in den Dolomiten. Das muß ich freilich bezweifeln; das Gestein unterscheidet sich doch noch einigermaßen vom Schlerndolomit, der grobkörniger, fester und mehr kristallinisch ist. Auch ist der Schlerndolomit durchweg mehr porös-kavernös und drusiger.¹⁾

Nach dieser dolomitischen Bank kamen die Campiller Schichten zur Ablagerung. Obgleich im großen ganzen die Verhältnisse dieselben bleiben wie während der Ablagerung der Seiser Schichten, so treten doch in den unteren Partien die sandig-glimmerigen Schiefer sehr in den Vordergrund. Die vorherrschende Farbe ist rot bis violettrot; einige Lagen sind auch grünlich (diese Bänke trifft man auch am Wege von den Tabiai Forcella nach Lagusello an).

¹⁾ Auch an einer anderen Stelle, an der Abrißstelle des Bergsturzes von Santa Fosca, findet man eine helle, weiße dolomitische Bank aufgeschlossen, die inmitten der weicheren Schichten auskeilt, ob aber stratigraphisch oder tektonisch, ist fraglich. Ersteres ist zwar recht gut möglich, aber Bewegung hat sicher auch stattgefunden. Es läßt sich hier eine sehr geringe Diskordanz wahrnehmen, der harte Dolomit ist ziemlich zertrümmert und ich wäre deshalb geneigt, anzunehmen, die Bank sei erst später in dieser stark durchbewegten Zone zwischen die leicht gestauchten Schiefer eingedrungen (Photographie 12).

Diese tonigen und schiefrigen Gesteine wechsellagern mit rötlichen Kalken und Mergeln und mit graulichen, gelb anwitternden, zart flimmernden Glimmerkalken. Nach oben nehmen die Kalke wieder zu (unreine, plattige, braune Kalke), die rote Farbe tritt etwas zurück. Jedoch wiederholen sich die Verhältnisse, die während der ältesten Campiller Zeit geherrscht haben, auf der Grenze mit dem Muschelkalk noch einmal; in den obersten Campiller Schichten und im Unteren Muschelkalk kehren die roten, sandig-schiefrigen Gesteine und die zartflimmernden Glimmerkalke nochmals zurück.

Die Mächtigkeit der Werfener Schichten läßt sich in unserem Gebiet schwerlich ganz scharf bestimmen, ist jedoch mit 200—250 m nicht zu hoch veranschlagt. Während ihrer Ablagerung haben überall in unserem Gebiete die gleichen Verhältnisse geherrscht; Faziesdifferenzierung setzte erst später ein. Doch läßt sich eine leichte Zunahme der kalkigen Ausbildung gegen O nicht verkennen.

Im Gelände treten die Werfener Schichten, von der Dolomitplatte der Cerneragruppe gegen Erosion geschützt und meistens mit Wald und Wiesen bedeckt, nicht besonders hervor. Die Hänge sind mäßig steil, die Bäche tief eingerissen.

Im Florentinal sind die Werfener Schichten tektonisch verdoppelt. In der Nähe der Schubfläche sind die Gesteine manchmal stark zerbrochen und von Rutschharnischen durchsetzt.

Folgende Fossilien wurden gefunden:

Pseudomonotis (Claraia) Clarai Hau., Codalungatal, S. S.

Pseudomonotis (Claraia) aurita Hau., Codalungatal, S. S.

Pseudomonotis venetiana Hau., Val Stretta, S. S.

Anodontophora canalensis Catullo, unter der Costa Salere, S. S.

Anodontophora elongata Schloth., unter der Costa Salere, S. S.

Anodontophora fassaensis Wissm., Codalungatal S. S.

Rhizocorallium sp., Ausgang Val Zonia, Grenze S. S. — C. S.

Lingula tenuissima Bronn., Val Zonia, C. S.

Pecten microtis Wittenburg, Val Zonia, C. S.

Holopella gracilior Schaur., Val Zonia, C. S.

Turbo rectecostatus Hau., Val Zonia, C. S.

Naticella costata Münst., Val Zonia, C. S.

Terebratula vulgaris Schloth., Val Zonia, C. S.

Macrodon solitarius Bittner,¹⁾ Val Stretta, ob. C. S. (vielleicht schon Muschelkalk?).

Myophoria laevigata Alb., Val Zonia, ob. C. S.

Myophoria laevigata var. *elongata* Phil., Val Zonia, ob. C. S.

Myophoria ovata Goldf., Val Zonia, ob. C. S. auch S. S.

Anodontophora sp., Col Torond, ob. C. S.

Tirolites sp., Val Zonia, ob. C. S.

Es wäre sicher höchst lohnend, die Fundstätte vom Val Zonia einer genaueren Durchsuchung zu unterwerfen. Leider fehlte mir dazu die Zeit.

¹⁾ Nach Ogilvie (28) soll diese Art im Unteren Muschelkalk vorkommen.

2. Anisische Stufe.

In der anisischen Stufe unterscheiden wir von unten nach oben:

- a) Muschelkalkkonglomerat,
- b) Muschelkalk,
- c) Mendoladolomit.

Die untere Grenze der anisischen Stufe läßt sich im Felde gewöhnlich leicht festlegen, wenigstens wenn das Richthofensche Konglomerat gut entwickelt ist, das allerdings hier und dort fehlt. Auch die Obergrenze des Mendoladolomits ist, falls dieser Dolomit von Buchensteiner Schichten überlagert wird und nicht kontinuierlich in den Schlerndolomit übergeht, recht scharf. Hier liegt aber eine Komplikation vor. Statt von Plattenkalken des Oberen Muschelkalks und der Unteren Buchensteiner Schichten wird das auf unserer Karte als Mendoladolomit ausgeschiedene Gestein nur von den Mittleren und Oberen Buchensteiner Schichten überlagert und ist also teilweise, vielleicht sogar größtenteils, mit den Unteren Buchensteiner Schichten gleichaltrig und an ihrer Stelle zur Ablagerung gekommen.

Nach unten reicht der Dolomit bis tief in den Muschelkalk hinein; ob aber zwischen dem Dolomit und dem Richthofenschen Konglomerat nur Unterer Muschelkalk vorhanden ist oder vielleicht auch noch ein Streifen Oberer Muschelkalk, ließ sich nicht mit Sicherheit bestimmen; letzteres ist aber nicht unmöglich. Auf eine weitere Teilung des Muschelkalks in Unteren und Oberen Muschelkalk wurde deshalb verzichtet. Immerhin ist man berechtigt zu sagen, daß unser Muschelkalk im großen ganzen dem Unteren Muschelkalk im gewöhnlichen Sinne (Klebensberg, Ogilvie) entspricht.

Auch während der anisischen Zeit ist es hier noch nicht zu Faziesdifferenzierung gekommen. Der Mendoladolomit ist zwar die erste Riffbildung, die Fazies bleibt in horizontaler Erstreckung jedoch überall dieselbe. Seitliche Grenzen sind dem Riffwachstum damals noch nicht gestellt worden. Der Mendoladolomit bildet das Fundament, die basale Platte, auf der sowohl die heteropischen wie die isopischen Sedimente der ladinischen Stufe abgelagert wurden. Nur an einer Stelle, am äußersten Südostende des Cernerariffs, läßt sich das Auskeilen des Mendoladolomits zwischen Muschelkalk und Buchensteiner Schichten zugunsten der Unteren Buchensteiner Schichten wahrnehmen.

Die Gesteine der anisischen Stufe haben auf unserer Karte etwas größere Verbreitung als die Werfener Schichten, sind aber doch nur auf zwei kleine Gebirgsgruppen, den Monte Cernera und den Monte Fernazza, beschränkt.

a) Richthofensches Konglomerat.

Das Richthofensche Konglomerat ist in unserem Gebiet nur in geringer Mächtigkeit vorhanden und scheint an mancher Stelle zu fehlen. In dem Falle läßt sich die Hangendgrenze der Werfener Schichten schwer festlegen, zumal die unteren Lagen des Muschelkalks in ihrem Aussehen den Campiller Schichten sehr ähnlich sind. Es wiederholt sich die rote, sandig-glimmerige Fazies und bloß die weinrote Farbe wäre

der violettroten Schattierung der oberen Campiller Schichten gewissermaßen als Unterschied gegenüberzustellen.

Die Mächtigkeit läßt sich nicht genau angeben, ist ja auch schwankend; sie wird aber kaum 1 m übersteigen und im Höchsthalle doch nur wenige Meter betragen.

Die Bestandteile des Konglomerats sind im allgemeinen deutlich gerollt. Durchschnittlich sind die Gerölle 1—5 cm groß und im Val Stretta gewöhnlich härter als das Bindemittel, das dort gelblicher und graulicher Mergel ist. Alle Schichtglieder der skytischen Stufe sind im Konglomerat vertreten, auch die roten, und deshalb macht es einen ziemlich bunten Eindruck.

Die gut abgerundeten Gerölle zeigen weder Zertrümmerung noch irgendeine andere Spur von Dynamometamorphose. Die echte Konglomeratnatur ist völlig deutlich ausgeprägt und eine Deutung als tektonisches Konglomerat muß hier entschieden in Abrede gestellt werden.

Das Richthofensche Konglomerat fehlt an der Straße nach Caprile sowie stellenweise im Val Codalunga und Val Zonia.

b) Der Muschelkalk.

Über dem Richthofenschen Konglomerat folgt, wie schon erwähnt wurde, eine Reihe von bunten Mergeln, die mit roten Kalksandsteinen und ziemlich dunklen, zart flimmernden Glimmerkalken abwechseln. Die Gesteine haben oft eine braune oder gelbe Verwitterungsrinde. Nach oben hin wird die Entwicklung dann vorwiegend kalkig. Zuerst kommen bisweilen noch Myophorienbänke vor, später sind die Kalke im allgemeinen fossilarm. Teilweise sind die Kalke grau, jedoch tritt auch eine hellere, dolomitische Bank auf, im Val di Loschiesuoi aufgeschlossen.

Gleich unter dem Mendoladolomit von In Som le Crepe, an der Giaustraße hier und dort aus dem Schutt auftauchend, liegen plattige Kalke, darunter eine gelbe, bröcklige dolomitische Schicht und dann rote, tonige Lagen. Die Plattenkalke, zusammen etwa $\frac{1}{2}$ —1 m mächtig, sind auch an der Straße von Selva nach Caprile unter dem Mendoladolomit des rechten Bachufers aufgeschlossen und könnten vielleicht schon zum Oberen Muschelkalk gehören. Im Val di Loschiesuoi habe ich sie nicht gefunden. Jedoch scheint mir, daß sich die Ausbildung des Muschelkalks in östlicher Richtung überhaupt ein wenig verändert; sie ist dort etwas einförmiger und weniger reich gliedert als im Val Zonia.

Kurz unter dem Dolomit ist in den Südhängen der Cerner- und Corvogruppe und im Val di Loschiesuoi ein ziemlich mächtiges Paket von grauen Kalken, etwa 30 m mächtig und fossilarm, aufgeschlossen, welches als eine breite, etwas vorspringende graue Bank die grünen Hänge durchzieht. Aus einiger Entfernung betrachtet (z. B. von Selva aus, von wo es unter dem Piz del Corvo recht gut wahrzunehmen ist), scheint das Paket nicht nur sehr gut, sondern sogar ziemlich fein geschichtet zu sein, aber in unmittelbarer Nähe zeigt sich die Schichtung weniger gut ausgeprägt, wenn sie auch nicht ganz verschwindet. Vielleicht sind die grauen, geschichteten Kalkbänke, die man am Col Torond

im Codalungatal kurz unter dem Mendoladolomit findet, ihre Fortsetzung. Hier sind jedoch einige Bänke überaus fossilreich, besonders Crinoiden (*Encrinurus liliiiformis* Schloth. und *Dadocrinus gracilis* Buch.) treten fast gesteinsbildend auf, daneben *Physoporella pauciforata* Gumb. Auch fand ich einige leider sehr schlecht erhaltene Gastropoden. Man ist geneigt, sich zu fragen, ob diese Bank nicht identisch sein könnte mit dem von Mojsisovics (1) beschriebenen grauen Crinoidenkalk von Ruaz im oberen Buchenstein. Leider konnte ich an dieser Stelle keine Ammoniten finden.

Vielleicht wäre es besser, diese Kalke schon dem Mendoladolomit zuzurechnen.

Physoporella pauciforata Gumb. ist übrigens in unserem Gebiet selten, was seinerzeit schon von Loretz (12) festgestellt wurde. Außer in einigen Geröllen im Bachbett des Codalungatales konnte ich weder in Handstücken noch in Dünnschliffen Physoporellen finden.

Im Gelände tritt der Muschelkalk genau so wenig hervor wie die Werfener Schichten. Nur unter dem schützenden Dach der Dolomitplatte des Cernerariffs sind die Hänge vielleicht etwas steiler geneigt. Der Muschelkalk ist auch mit ziemlich üppiger Vegetation bedeckt; das Konglomerat ist gewöhnlich sehr schlecht aufgeschlossen.

c) Mendoladolomit.

Über dem „Muschelkalk“ bildet in ähnlicher Entwicklung wie in der Schlern-Rosengarten-Gruppe der Mendoladolomit im Fiorentinatal die Sockelplatte der ladinischen Schichtgruppe. Der Übergang von Muschelkalk zu Mendoladolomit vollzieht sich ziemlich rasch, wenn auch nicht ganz unvermittelt, und recht scharf ist die Obergrenze mit den dünn geschichteten Buchensteiner Schichten. In der Cerneragruppe jedoch baut sich aus dem Mendoladolomit kontinuierlich der Schlerndolomit des isolierten Cernerariffs auf. Ununterbrochen und stetig war dort das Riftwachstum bis tief in die ladinische Zeit hinein.

Der Mendoladolomit ist ein hell anwitterndes, massiges, im allgemeinen ziemlich weißes bis gelbliches Gestein. Es ist grobgebankt, aber fast immer ist die Schichtung nur sehr schwach angedeutet — z. B. unter der Hütte von In Som le Crepe — und meistens ist es strukturlos, besonders in den oberen Partien. Häufig kommen unbestimmbare drusige Hohlräume im Gestein vor, aber organische Reste und Strukturen sind selten. Die Entwicklung ist, besonders in der Cerneragruppe, entschieden dolomitisch und grobkristallinisch, doch treten auch feinkristalline Partien vereinzelt auf.

Vom gleichfalls ungeschichteten Schlerndolomit ist der Mendoladolomit schwer zu unterscheiden. Dort, wo der Schlerndolomit dem Mendoladolomit unmittelbar aufsitzt, ist kaum etwas von einer Grenze zu spüren. Bisweilen ist eine nur wenig ausgeprägte Fuge zwischen beiden wahrzunehmen, die in den Südwänden der Cerneragruppe stellenweise zu einem leichten Hervortreten der untersten Wandpartien Veranlassung gibt. Ein schmales, rasenbedecktes Felsband gibt in solchen Fällen die Scheidung zwischen Mendola- und Schlerndolomit an.

Wie schon Loretz hervorhebt, ist die Farbe des Mendoladolomits in der Cerneragruppe und auch am Monte Fernazza — obgleich dort nicht in dem Maße — heller als in den benachbarten Ampezzaner und Buchensteiner Gebieten. Es ist ein typisches Riffgestein.

Die Mächtigkeit, schätzungsweise etwa 50 m, ist Schwankungen unterworfen. Es scheint mir, daß der Mendoladolomit des Monte Fernazza nach S hin anschwillt auf Kosten der Unteren Buchensteiner Schichten. Gleichfalls wird der Dolomit von In Som le Crepe in östlicher Richtung immer mächtiger und bildet dort schließlich eine unzertrennbare Einheit mit dem Schlerndolomit des Cernerariffs.

Wie schon gesagt, bildet der Mendoladolomit eine zusammenhängende Platte. Nur an einer Stelle, am Südostende des Cernerariffs, zwischen Vallazza und Mondeval, keilt auch der Mendoladolomit, ebenso wie höher oben der Schlerndolomit, aus, u. zw. zwischen Muschelkalk und Unteren Buchensteiner Schichten, die sich dort mit scharfem Winkel an die Riffböschung des Mendoladolomits anlagern.

Wie die übrigen Schichtglieder der ladinischen Stufe beschränkt sich auch der Mendoladolomit nur auf das Florentinatal, auf Cerneragruppe und Monte Fernazza.

Nach Loretz sollen auch die Dolomite und Kalke des Becco di Cuzze westlich von Vodo seinem Muschelkalk der zweiten Stufe, also unserem Mendoladolomit entsprechen. Diese Annahme beruht aber auf einem Irrtum, die betreffenden Gesteine sind erst auf der Grenze der ladinischen und karnischen Perioden zur Ablagerung gekommen.

Im Gelände bildet der Mendoladolomit Steilwände. Bei In Som le Crepe und zwischen Rucava und Caprile (wo das Steiglein von Colle Santa Lucia in die Straße Caprile—Andraz einmündet) ist der Mendoladolomit erzführend; bei In Som le Crepe Markasit, bei Rucava Galenit mit ein wenig Sflerit (letzterer Fundort liegt schon außer Bereich unserer Karte). Offenbar sind die Erze epigenetisch und höchstwahrscheinlich jungtertiär. Die Bleierze von Rucava stehen in engem Zusammenhang mit der großen Störung, die dort verläuft.

3. Ladinische Stufe.

Die Verhältnisse, die während der Ablagerungsperiode des Mendoladolomits für die Riffbildung offenbar recht günstig waren, ändern sich wieder am Anfang der ladinischen Zeit. Als neues Element treten die vulkanischen Bildungen auf, und mit dem Einsetzen der Eruptionen werden dem Riffwachstum aufs neue Schranken gestellt. Das große Riff des Mendoladolomits, bisher eine einheitliche Platte bildend, wird in einige kleine, isolierte Riffe (Cernerera, Crot) aufgelöst, die immer mehr zurückgedrängt werden. Der Vulkanismus dauert fort bis in die karnische Zeit hinein und ist Ursache für die Faziesdifferenzierung, welche die ladinische Stufe charakterisiert. Recht verschieden sind die Gesteine, die während des „Ladmiens“ gebildet wurden. Das Schema auf S. 154 gibt die Untereinteilung dieser Periode und das gegenseitige Verhältnis der betreffenden Sedimente wieder.

a) Buchensteiner Schichten.

Die Buchensteiner Schichten bilden eine deutlich ausgeprägte lithologische Einheit; nur über die Zugehörigkeit einiger der allerobersten Lagen könnte man im Zweifel sein. Infolge des Mangels an Versteinerungen war es nicht möglich, eine weitere Einteilung in Trinodosus- und Reitzschichten zu machen, wie von Horn (29) angegeben wurde, und die Zweiteilung in Untere und Obere Buchensteiner Schichten ist deshalb ziemlich willkürlich. In den Unteren Buchensteiner Schichten herrschen Knollenkalke vor, während in den Oberen Pietra Verde, daneben Kiesel- und Plattenkalke, sehr in den Vordergrund treten.

Die Untergrenze der Buchensteiner Schichten ist nicht überall dieselbe, weil die Mendoladolomitbildung mehr oder weniger spät aufhört. Unter der Hütte in Som le Crepe ist der Mendoladolomit schon mächtiger als etwas weiter westlich (schon außerhalb unserer Karte) unter dem Monte Poré. Auch am Monte Fernazza nimmt die Mächtigkeit in südlicher Richtung zu (hier hat wohl ein Zusammenhang mit der Civettagruppe bestanden). Nur in dem schluchtartigen Vallazzatal oberhalb Pescul — wo Mendola- und Schlerndolomit gänzlich auskeilen — sind wohl die tiefsten Lagen entblößt. Zuunterst sind dunkle Plattenkalke, wechsellagernd mit schwarzen Mergeln, ziemlich bituminös und dünngeschichtet; das Ganze bildet ein wenig mächtiges Paket. Weil aber in Vallazza die Buchensteiner Schichten aufs intensivste gefaltet sind und außerdem an der Riffböschung auskeilen, kann ich über die Mächtigkeit derselben keine zuverlässigen Daten geben.¹⁾

Dann folgen die Knollenkalke. Ihre Farbe wechselt von grau bis dunkelgrau, stellenweise sogar schwarz, vielfach aber auch heller grünlichgrau (in den kieselreichen Lagen). Die Knollenkalke sind sehr gut geschichtet, die einzelnen Lagen sind durchschnittlich 3—10 cm mächtig. Die Hornsteinknollen sind in den tieferen Horizonten kleiner als in den höheren. Mit den Knollenkalcken wechsellagern oft kieselreiche, etwas mergelige, dunkelgraue Kalke, wie auch harte, ganz verkieselte Kalke und Hornsteine, die gewöhnlich eine helle, gelblichgrüne bis grüne Farbe haben und häufig ein gebändertes Aussehen zeigen. Bei den Bänderkalcken wechseln 1—3 mm dünne Streifen mit ganz schwarzen, bituminösen Bändern oder die Bänderkalke sind gelblichgrün und bläulichgrün gestreift. Nicht immer sind die Streifen geradlinig; häufig auch begegnet man schlierigen Strukturen, als ob bei der Fällung des Kieselsäuregels Entmischung stattgefunden hätte oder als ob die Kieselsäure später erst infiltriert worden wäre. Im allgemeinen darf man sagen, daß die kieselreicheren Lagen auch die hellere Farbe haben.

Inmitten der Knollenkalke stellen sich schon dann und wann dünne Zwischenlagen von Pietra Verde ein, während auch die Kalke und Hornsteine fast nie ganz tufffrei sind.

Auch Plattenkalke nehmen in den oberen Partien schon wesentlich am Aufbau teil. Doch treten diese erst recht in den Oberen Buchen-

¹⁾ Auch werden die Buchensteiner Schichten hier noch von der Antelaco-Verschiebung angeschnitten, was die Verhältnisse noch komplizierter macht.

steiner Schichten auf, wo aber besonders die Pietra Verde sehr in den Vordergrund tritt und zu großer Mächtigkeit entwickelt ist.

Die Abwechslung von harten und weicheren Lagen verursacht eine außerordentliche Faltbarkeit der unteren Buchensteiner Schichten (Photographien Nr. 1, 2 und 3). Diese Kleinfaltung und auch die unstete Obergrenze des Mendoladolomits erschwert die Bestimmung ihrer Mächtigkeit sehr. In Übereinstimmung mit Nöth's Beobachtungen darf man sie auf 30—50 m taxieren.

Die Oberen Buchensteiner Schichten werden in unserem Gebiet hauptsächlich durch das massenhafte Auftreten von Pietra Verde, daneben auch von Hornsteinen und Plattenkalken gekennzeichnet. Die Pietra Verde, gelblichgrün bis bläulichgrün gefärbt, läßt ihren Tuffcharakter im allgemeinen nur unter dem Mikroskop erkennen. Doch kommt auch, z. B. oberhalb der Hütte In Som le Crepe am Codalungabach vorzüglich aufgeschlossen, ein hellgrüner Tuff vor, dessen Einsprenglinge (Augit, Plagioklas) schon makroskopisch zu erkennen sind. Dieser Tuff ist grober gebankt als die übrige Pietra Verde.

Die Pietra Verde ist ein sehr feinkörniges, kieselsäurereiches Gestein, das leicht verwittert. Von den dunklen Mineralien sind gewöhnlich nur noch die Zersetzungsprodukte Chlorit, Kalkspat, bisweilen etwas Serpentin und Erz vorhanden. Doch sieht man stellenweise noch frische Augitpartikelchen (Diopsid) oder sogar noch kristallographisch gut ausgebildete Einsprenglinge (z. B. in dem obengenannten Tuff). Auch Biotitschüppchen sind hier und dort gut erhalten. Jedoch sind die dunklen Mineralien im allgemeinen schon sehr weit umgewandelt und schwer erkenntlich. Den Feldspäten gegenüber sind sie in der Minderheit; manchmal fehlen sie überhaupt.

Als Hauptbestandteil liegen in der kryptokristallinen, kieseligen Grundmasse die gut ausgebildeten, scharf umgrenzten Feldspatkristalle. Labradorit ist am meisten vertreten.

Als Fremdlinge sind abgerundete Quarzkörner zu erwähnen.

Es bestehen nun verschiedene Übergänge von den Tuffen zu den Hornsteinen und Kieselkalken. Die submarinen Eruptionen gaben offenbar zu reichlicher SiO_2 -Ausscheidung Veranlassung. Obgleich man, wie auch Horn (29) hervorhebt, im allgemeinen annehmen darf, daß die Kieselknollen der Knollenkalke primärer Bestandteil dieser Kalke sind, gibt es doch auch Anzeichen, daß an anderen Stellen die Kieselsäure erst nachträglich imprägniert worden ist. Umgekehrt findet man auch Hornsteine, die fein mit Kalzit infiltriert sind, und sogar Radiolarien, deren Inneres von einem Kalkspatkristall ausgefüllt worden ist.

Wie schon erwähnt wurde, habe ich in den Buchensteiner Schichten gar keine Versteinerungen gefunden, außer einer *Posidonomya Wegensis* Wissm. am Monte Fernazza und einem unbestimmbaren Fragment einer *Daonella* aus dem Codalungatal; es war aber in beiden Fällen fraglich, ob diese Lagen noch zu den Buchensteiner Schichten gerechnet werden sollten.

Die Dünnschliffe jedoch zeigen Organismen in Fülle, darunter an erster Stelle unzählige Radiolarien, sowohl in den Hornsteinen wie in den Knollenkalken, ein einziges Mal auch im Tuff, weiter auch Spongien-

nadeln. Die meisten Radiolarien sind sehr schlecht erhalten und unkenntlich, aber doch gibt es manches Exemplar, das an der Hand der Rüst'schen Monographie (30) zu bestimmen ist. Es sind fast ausschließlich Spumellarien vorhanden, u. zw. hauptsächlich die Gattung *Cenosphaera*; daneben auch die Gattungen *Porodiscus*, *Zonodiscus*, *Trochodiscus*, *Cenellipsus* und *Cenodiscus*. Bestimmt wurden die Arten *Cenosphaera asturana*, *Cenosphaera bakonyana*, *Porodiscus parvulus*, *Porodiscus paronae*. Andere Arten hatten die größte Ähnlichkeit mit *Cenosphaera ingens*, *Cenosphaera rossica*, *Zonodiscus macrozona*, *Trochodiscus serrula* und *Cenellipsus perovalis*, die Rüst aus karbonischen Ablagerungen beschreibt, ohne weiter dabei anzugeben, ob diese Arten sich nur auf das Karbon beschränken oder auch noch in anderen Formationen vorkommen können.

Die Menge der Radiolarien ist in den Handstücken verschieden und kann sich lagenweise (häufig sind solche Lagen bituminös) bis auf 30% des Gesteinvolumens¹⁾ steigern. In diesem Falle kann die Frage aufgeworfen werden, ob diese Radiolarite als echte Tiefseeablagerungen zu betrachten sind. Horn (29) glaubt ja für das Gebiet zwischen Auronzo und Agordo für die Buchensteiner Zeit eine beträchtliche Senkung annehmen zu müssen. Später werde ich bei der Besprechung des Fazieswechsels näher auf diese Frage eingehen; ich möchte jetzt nur bemerken, daß der Mendoladolomit, der die Knollenkalke unmittelbar unterlagert, sicher nicht in größerer Meerestiefe als 200 m abgesetzt wurde, daß die Knollenkalke gegen Mendola- und Schlerndolomit auskeilen (ganz nahe an der Riffböschung wurden schon Radiolarite gefunden), und daß die Pietra Verde von pflanzenführenden Augitporphyrituffen überlagert wird.

Interessant ist in dieser Hinsicht die Beobachtung, die in einem der Schiffe gemacht wurde, wo Durchschnitte von kleinen Molluskenschalen, ein Korallenrest und Radiolarien zusammen vorkommen.

Vereinzelt, aber sehr selten, wurden auch Foraminiferen beobachtet.

Die Oberen Buchensteiner Schichten, insbesondere die Pietra Verde, erreichen östlich des Cernerariffs bedeutend größere Mächtigkeit als in benachbarten Gebieten; genau angeben läßt sich die Mächtigkeit nicht.

Die Buchensteiner Schichten werden in unserem Gebiete auf der West- und Ostseite des Cernerariffs gefunden, wo sie oberhalb In Som le Crepe, im Vallazzatal und auf beiden Seiten des Val Mondeval vorzüglich aufgeschlossen sind; an letztgenannter Fundstätte nur die Oberen Buchensteiner Schichten.²⁾ Bei In Som le Crepe fehlt ein sehr großer Teil der Unteren Buchensteiner Schichten.

Weiter findet man die Buchensteiner Schichten am allerschönsten aufgeschlossen an der Straße Selva—Caprile, wo sie zwischen den resistenten „dominant layers“ des Mendoladolomits und den dickbankigen Augitporphyrituffen in die zierlichsten Fältelungen gelegt sind (Photographien 1, 2 und 3).

¹⁾ richtiger: der Schliffoberfläche.

²⁾ Bei Punkt 1978 zwischen Val Mondeval und Val Avace werden auch diese Schichten von der Antelao-Linie angeschnitten und kommen weiter östlich nicht mehr vor.

Die Buchensteiner Schichten bilden im Gelände im allgemeinen Steilstufen. Die Gesteine sind meistens schon aus einiger Entfernung leicht zu erkennen; jedoch zeigen einige Steilwände — u. a. oberhalb der Malga Mondeval — dunkle Verwitterungsfarben, besonders nach regnerischem Wetter. An solchen Stellen wäre aus einiger Distanz eine Verwechslung mit den Wengener Tuffen nicht ausgeschlossen. Tatsächlich hat Mojsisovics an dieser Stelle die Buchensteiner Schichten übersehen.

b) Gruppe der Tuffe, Tuffsandsteine und Tuffkonglomerate.

Die vulkanischen Erscheinungen, eingesetzt während der Buchensteiner Zeit, dauern nicht nur mit unverminderter Heftigkeit bis in die karnische Zeit hinein fort, sondern erreichen in der Wengener Periode ihr Maximum. Sie haben das in unserem Gebiet am meisten verbreitete Gestein geliefert, das mit seiner dunklen Farbe und seinen weichen Verwitterungsformen — in schroffem Gegensatz zu dem hellen und steilwandigen Dolomit — der Landschaft ihr eigenartiges Gepräge verleiht.

Die sehr dunkle Farbe und die übereinstimmende mineralogische Zusammensetzung (Hauptbestandteile sind fast immer Augit und Plagioklas) lassen uns diese viele hundert Meter mächtige Gesteinsserie schon auf den ersten Blick als eine unzertheilbare Einheit betrachten, obgleich die einzelnen Schichtglieder in großer Mannigfaltigkeit entwickelt sind. Es wechseln Laven, Tuffe, Tuffsandsteine, Agglomerate, Mergel, Plattenkalke, lettige Lagen, Konglomerate, Breccien, unreine gelbliche Kalke und Tonschiefer in bunter Reihenfolge miteinander; freilich sind die Tuffe, Tuffsandsteine und Tuffkonglomerate Hauptsache. Sie alle auf unserer Karte auszuscheiden wäre natürlich eine Unmöglichkeit, zumal die Schichtausbildung eine unstete ist und einzelne Schichtglieder nur beschränkte horizontale Ausdehnung haben.

Weil die Tuffe außerdem sehr fossilarm sind — außer in den allerhöchsten Lagen — kann eine Untereinteilung nur annähernd gegeben werden; und sie gibt dann aber nur die großen Züge des Unterschieds an. In dieser Weise lassen sich noch recht gut vier Gruppen unterscheiden, nämlich ältere Wengener Tuffe, jüngere Wengener Tuffe und Tuffsandsteine, Tuffkonglomerate und Cassianer Tuffsandsteine, darunter die Pachycardientuffe. Freilich vollzieht sich der Übergang von der einen zur anderen Gruppe durch Wechsellagerung, und eine scharfe Grenze gibt es selten (nur zwischen der ersten und zweiten Gruppe gelingt es oft, eine schärfere Grenze zu geben). Jedoch als Ganzes betrachtet, heben sich die vier Gruppen durch genügend charakteristische Merkmale voneinander ab.

Besondere Schwierigkeiten ergeben sich aber an den Stellen, wo nachträgliche Bodenbewegungen tiefere Tuffkomplexe in das Bereich jüngerer Tuffe gebracht haben, u. zw. speziell dort, wo die dritte Gruppe — die Gruppe der Tuffkonglomerate — fehlt, was in der Nordhälfte unseres Gebietes der Fall ist. Die obersten jüngeren Wengener Tuffsandsteine sind nicht zu unterscheiden von den Cassianer Tuffsandsteinen (nur Versteinerungen oder Einlagerungen von Cassianer Schichten können uns einwandfreien Aufschluß geben, und beide sind recht selten).

Deshalb bin ich genötigt gewesen, an vielen Stellen der Karte auf die genauere Einteilung zu verzichten und sämtliche Tuffe unter einer Farbe zusammenzufassen.

Aus demselben Grunde war es sehr schwer, in nur aus Tuff bestehendem Gelände Verschiebungen zu finden und weiter zu verfolgen.

Cornelius-Furlani (31, 32) unterscheiden nebst Laven die Explosiv- und Sedimentärtuffe; in unserem Gebiete haben wir es fast ausschließlich mit letzteren zu tun. Als Explosivtuff könnte man das Agglomerat auffassen, von dem weiter unten die Rede sein wird. Die Einschlüsse sind viel weniger grob als in den Explosivtuffen der von Cornelius-Furlani bearbeiteten Marmolatagruppe, vielleicht wegen der größeren Entfernung des Eruptionszentrums. Laven scheinen zu fehlen; es ist aber immerhin nicht unmöglich, daß zwischen den untersten, ungeschichteten, dunklen und dichten Augitporphyrituffen, die an der Straße zwischen Selva und Caprile anstehen, auch Laven vertreten sind.

Wie oben schon angeführt wurde, entstammen die Tuffe einem Augit-Plagioklasmagma. Ihre Hauptbestandteile sind Augit und Plagioklas — und deren Zersetzungsprodukte —, die in zahlreichen größeren und kleineren Kristallen wirr durcheinander liegen. Einige Augite zeigen sehr schöne Kristallformen, aber meistens kann man besser von Kristallfragmenten reden, denn die Kristalle sind oft stark zerbrochen und hatten offenbar viel durch den Transport zu leiden. So sind auch die zahlreichen Quarz xenolithen recht gut abgerundet. Als weiterer Bestandteil sind Biotitschüppchen zu erwähnen, die allerdings untergeordnet vorkommen. Akzessorisch sind Erz und Apatit, höchst selten Titanit. Und schließlich gibt es in geringerem oder größerem Maße Verunreinigungen. Es sind unzählige Übergänge vorhanden zu normalen marinen Sedimenten — mit denen die Tuffe ja auch wechsellagern —, die fast nie ganz tufffrei werden. Auch in den Cipitkalken findet man hier und dort noch Plagioklasleistchen.

b/1. Wengener Tuffe.

α) Ältere Eruptionen.

Es sind im allgemeinen sehr massive und dichte Gesteine von dunkler oder schwarzer Farbe, ungeschichtet oder grob gebankt (ein bis mehrere Meter mächtig). In den Tuffen zwischen Selva und Caprile und auch zwischen Rifugio In Som le Crepe und Giaupaß fehlen mergelige und schiefrige Zwischenlagen fast ganz, sind aber nicht selten in der Nähe von Mareson im Oberen Zoldo (hier auch kieselige Kalke) zu finden; auch Plattenkalke gibt es dort. In der oberen Hälfte, besonders in den allerobersten Lagen, wird die Schichtung dünner, Tuffsandsteine schalten sich ein und pflanzenführende Schiefer. Den Abschluß bildet ein sehr mächtiges Agglomerat, das überall in unserem Gebiet gleichmäßig entwickelt ist. Es besteht aus erbsen- bis faustgroßen, selten kopfgroßen Geröllen von hellen und grauen Kalken und Dolomit mit tuffigem Bindemittel. Die eingeschlossenen Kalke, aus den Gruppen der Buchensteiner Schichten, Mendoladolomit und Marmolatakalk(?) herstammend, sind häufig abgerundet, aber auch sehr oft scharfkantig und gebrochen; kleine, abgesprengte Kalksplitter liegen rings um die größeren Einschlüsse im

Tuff. Nie zeigen die Kalkgerölle irgendeine Umwandlung; organische Strukturen, wenn vorhanden, sind erhalten geblieben.

Kalke und tuffiges Material nehmen in gleicher Menge am Aufbau der Agglomerate teil.

Es ist dieses Agglomerat, 5—10 m mächtig, das sich als Explosions-tuff im Sinne Cornelius-Furlani deuten läßt. Nur ein größerer Einschluß ist mir bekannt, nämlich am Col dai Dof, wo ein unregelmäßiger Dolomitblock von 3 bis 5 m Durchmesser an der Basis des Agglomerats liegt (Photographie 4).

Aus verschiedenen Gründen habe ich dieses Agglomerat als Grenze zwischen den beiden Wengener Eruptivgruppen angenommen.¹⁾ Erstens wird es überall in gleichbleibender Entwicklung angetroffen; zweitens ist die Beschaffenheit der Tuffe unterhalb und oberhalb des Agglomerats wesentlich verschieden; drittens läßt es sich auch paläontologisch belegen. Freilich wurden schon überall in den das Agglomerat beiderseits begrenzenden Tuffen Einschlüsse von *Daonella Lommeli* Wissm. und *Posidonomya Wengensis* Wissm. führenden Pflanzenschiefer gefunden. Aber auf der Forcella Vallazza in der Corvogruppe ist eine überaus reiche Fundstätte, und hier gelang es mir, kleine Ammoniten aus der Zone des *Protrachyceras Archelaus* Laube zu finden, u. zw. *Trachyceras Rächthofeni* Mojs. und *Trachyceras Doleriticum* Mojs.; weiter auch unbestimmbare, schlecht erhaltene Formen.²⁾ Diese Fundstätte liegt nur wenige Meter unter dem Agglomerat.

Gleichzeitig beweisen diese Versteinerungen uns eindeutig, daß auch die unterste Tuffgruppe wenigstens größtenteils der Wengener Periode angehört.

Die dünnplattigen, hellgrauen, sehr feinkörnigen Kalkmergel von dieser Stelle hatten größte Ähnlichkeit mit den Pflanzenschiefern aus dem berühmten Fundort hinter Corvara.

An der Straße Selva—Caprile liegen in diesem älteren Tuffkomplex Einschlüsse von Buchensteiner Schichten und vielleicht von Marmolata-kalk. Der 10—20 m mächtige Schichtkomplex, der diese Einlagerungen enthält, ist den Tufflagen konkordant eingeschaltet. Mir scheint aber eine Deutung als stratigraphische Einlagerung doch zu einfach und unwahrscheinlich. Nicht nur liegt allerhand Material von sehr verschiedener Größe in einem wirren Durcheinander — Knollenkalke, Kieselkalke, Bänderkalke, Dolomit —, es ist auch sehr stark gebrochen, und zwischen den großen Blöcken liegen ineinandergeknäuelte und fremdverschlungene Partien von Plattenkalken (Photographie 5). Tuff trifft man nur sporadisch an. Der allgemeine Eindruck ist der starker Durchbewegung; es ist eine Art Riesenbreccie. Auch das Kleingefüge zeigt Bewegung: es gibt deformierte (allerdings nicht stark) Radiolarien und gebrochene und gegeneinander verschobene Muschelfragmente. Nach Nöth (4) sollen diese Einlagerungen auf größerer Erstreckung vorkommen, und eine tektonische Deutung wäre deshalb schwierig; mir scheint es aber, daß man dieser Erklärung wenigstens für diese Stelle, in diesem sowieso schon stark gestörtem Gebiet, kaum aus dem Weg gehen kann.

1) Auch Penck (33) hat diese Scheidung angenommen.

2) Loretz erwähnt aus dieser Lokalität noch *Ammonites Jarbas* Mü.

Mit Explosivtuffen haben wir es in diesem Falle nicht zu tun; es fehlt jede Ähnlichkeit.

Die Gesteine dieser Gruppe sind härter als die leicht verwitterbaren Tuffsandsteine, auch ihre Farbe ist dunkler. Übergänge zu Cipitkalken kommen in dieser Gruppe noch nicht vor. Hier und dort trifft man größere Dolomithlöcke im Tuff eingeschlossen an; es sind wahrscheinlich kleinere, isolierte Einzelstücke, deren Wachstum schon bald von neuen Eruptionen erstickt wurde. Auch zeigen die Tuffe gewöhnlich noch keine bestimmten Absonderungsformen, wie z. B. die Kugeltuffe der zweiten Gruppe; nur an wenigen Stellen ausnahmsweise schwache Andeutung von radialstrahliger Absonderung, viel weniger schön aber als am Oberende der Pufelser Schlucht auf der Seiser Alpe.

Die Mächtigkeit der älteren Tuffe wird zwischen 200—300 m schwanken.

β) Die jüngeren Wengener Eruptionen.

Die Tuffe werden jetzt dünngeschichteter, die einzelnen Lagen wechseln von einigen Zentimetern bis 1 m, immer mehr Tuffsandsteine und auch mergelige Lagen stellen sich ein. Die Farbe wird öfters heller grau, ist oft auch bräunlich. Prachtvolle kugelförmige und konzentrisch-schalige Absonderungen sind sehr allgemein („Kugelbasalte“ von Colle Santa Lucia und von Selva, Photographie 6). Kohlenschmitzen und besser erhaltene, obgleich fast stets unbestimmbare Pflanzenreste sind sehr häufig zu finden. Nach oben gehen diese Gesteine in tuffige Mergel, dann in gelbe, unreine Cipitkalk¹⁾ über, die die ersten Cassianer Versteinerungen führen. Fehlen diese Zwischenlagen von Cassianer Schichten, so ist die Begrenzung nach oben recht schwer, wenn nicht ganz unmöglich. In solchen Fällen sind die Tuffsandsteine beider Gruppen auf der Karte mit derselben Farbe, ohne weitere Signatur, angegeben.

Die Täler sind in den Tuffen tief eingeschnitten, die Talhänge steil; die Gipfformen jedoch sind weich und gerundet. Durch ihre sehr leichte Verwitterbarkeit und große Fruchtbarkeit tragen die Tuffe schöne Wälder und üppige Almböden. Nur eine Gefahr bringen die Tuffe mit, sie befördern Murbildung sehr, besonders dort, wo die Gehänge verhältnismäßig zu steil geneigt sind. Und wo „Dipslope“ vorherrscht — z. B. an der Straße Selva—Caprile am linken Bachufer, wo die Schichten außerdem von der Straße unterhöhlt sind — ist die Lage geradezu kritisch (Fig. 3). Nach jedem schweren Regenfall kommen dort große Stücke vom Berg herunter und täglich ist dort eine Katastrophe zu erwarten. Es ist nur ein Glück, daß das Florentinatal zwischen Caprile und der Säge unterhalb Selva unbewohnt ist.

Verbreitung: Die älteren Tuffe kommen vor im Höhenzug vom Monte Fernazza bis zum Crot und nördlich von der Antelaolinie. Hier konnte ich das Agglomerat verfolgen bis zur Wasserscheide mit dem Boitetal und weiter östlich auch wieder an der Sentinella. Mir scheint, daß das Tuffpaket nach O weniger mächtig wird (man entfernt sich ja auch vom Eruptionszentrum).

¹⁾ Hier wird der Name Cipitkalk noch in der alten Bedeutung gebraucht. Auf S. 180 wird aber vorgeschlagen, diesen Namen nur für die isolierten Riffblöcke zu behalten.

In der Nähe von Zoldo wurde der untere Tuffkomplex auch wieder angetroffen.

Die Oberen Wengener Tuffe haben viel größere Verbreitung, sowohl im Fiorentinatal wie im Boitetal und in Zoldo. Ihre Mächtigkeit ist ungefähr dieselbe wie die der älteren Tuffe. Die Oberen Wengener und die Cassianer Tuffsandsteine sind in den zwei ersten Tälern, wie schon erwähnt wurde, nicht immer rein auszuscheiden, weil die dazwischenliegenden Tuffkonglomerate fehlen.

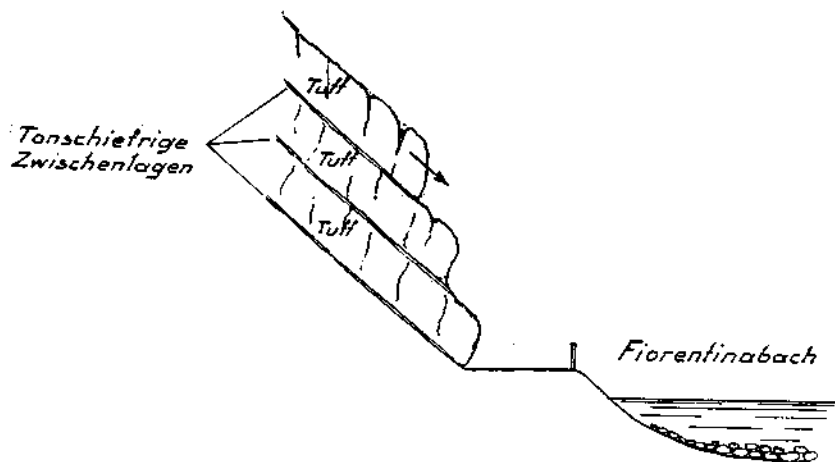


Fig. 3. Murbildung in den älteren Augitporphyrituffen an der Straße Selva—Caprile.

b/2. Cassianer Tuffe.

α) Tuffkonglomerate.

Diese Gruppe hat im S unseres Gebietes, im oberen Zoldo, große Verbreitung, sie wurde auch in der Valle dell'Oglio angetroffen. Nöth (4) widmet ihr eine ausführliche Beschreibung, der ich nur beistimmen kann. Auch ihre stratigraphische Stellung wurde von Nöth eingehend behandelt. Ich brauche deshalb nicht näher auf die Altersbestimmung einzugehen, die außerdem im Terrain selbst schon ohne weiteres klar war, werden doch die Konglomerate im oberen Zoldo in normalem stratigraphischem Verband zwischen den oberen Wengener Tuffen und den Pachycardientuffen angetroffen und sind ihnen außerdem doch mergelige und tonige Cassianer Schichten eingelagert (am R. Canedo). Zwischen Konglomeraten und Pachycardientuffen sind auch noch stellenweise Girvanellenkalke eingeschaltet, die nach brieflicher Mitteilung von Herrn Professor Dr. Julius Pia höchstwahrscheinlich auch Cassianer Alters sind. Übrigens sind die Grenzen dieser Gruppe nur wenig scharf zu fixieren. Wie Nöth bereits angeführt hat, wechsellagern zuerst feine Konglomeratlagen mit Tuffsandsteinen, die allmählich zurücktreten. Die Konglomerate bestehen fast ausschließlich aus Eruptivmaterial von verschiedener Größe und die Fragmente sind entweder eckig oder mehr oder weniger abgerundet. Irgendeine regionale oder vertikale

Sortierung nach der Korngröße konnte ich nirgends feststellen. Es wäre nur zu bemerken, daß die Gerölle in den oberen Lagen des Col di Baldi größer sind und daß das Gestein viel grober geschichtet ist (1—3 m). An der Staulanzastraße zwischen Pecol und den Palafaverawiesen ist auch manchmal sedimentäres Material mit eingeschlossen (durchschnittlich sind die Körner etwa 2—3 cm groß); auch am Wege zum Col Marin sind solche Einschlüsse zu beobachten. Es sind wieder hellere Kalkbröckchen und graue Buchensteiner Kalkfragmente.

Die Mächtigkeit dieser Gruppe ist wahrscheinlich weniger hoch als bei Nöth angegeben, mir scheinen 200 m schon nicht zu niedrig.

Im Gelände zeigen die Tuffkonglomerate sich weniger weich als die Tuffsandsteine. Manchmal bilden sie fast vertikale Wände, wie am Col di Baldi, an der Roa Bianca und im nördlichen Gehänge des Zoldotales.

β) Die Cassianer Tuffsandsteine (z. T. Pachycardientuffe).

Von echten Tuffen kann man, wie bei den Oberen Wengener Tuffen, in dieser Gruppe nicht mehr reden; nur von regenerierten Tuffen. Reine organogene marine Zwischenlagen (Girvanellenkalke, Korallenkalke, Echinodermengesteine usw.) treten immer häufiger auf. Der Übergang zu solchen Gesteinen vollzieht sich immer sehr gleichmäßig. Im Tuff nimmt toniges, mergeliges oder kalkiges Material allmählich zu, bis man Schiefertone, gelbe Kalkmergel und zuletzt reine Kalke hat. Neue Tuffsedimentation setzt dann fast immer wieder unvermittelt, ohne Übergang ein. Durch Zwischenlagerung von tonigen und mergeligen Cassianer Schichten gehen diese Cassianer Tuffsandsteine in den überlagernden Cassianer Dolomit über, der offenbar einmal als große einheitliche, wenn auch ungleich mächtige Platte das ganze Gebiet bedeckt hat. Nirgends in dem ganzen Gebiet wird der Tuff direkt von Raibler Schichten überlagert; immer gibt es noch mehrere hundert Meter Cassianer Dolomit zwischen beiden.

Doch ist die vulkanische Tätigkeit mit der Ablagerung der untersten Cassianer Dolomittlagen noch nicht zum Abschluß gelangt. Inmitten des Cassianer Dolomitkomplexes begegnet man im Boitetal an vielen Stellen nur örtlich verbreiteten, nicht sehr mächtigen Tuffschichten, die bald auskeilen, u. zw. in verschiedenen Höhen des Dolomits. Sehr instruktiv ist der Aufschluß an dem Saunweg, der von der Ponte della Cancia zur Tabia Ciauta hinaufführt. Aus den obersten Tuffsandsteinen gelangt man in ein zirka 30 m mächtiges, geschichtetes Kalk- und Dolomitpaket. Mit scharfem Übergang setzt wieder Tuff ein (einige Meter). Allmählich aber nimmt die kalkige Sedimentation wieder die Überhand. Zuerst kommen Tuffsandsteine in 20 cm mächtigen Lagen, zusammen kaum 1 m; dann folgen unreine, tuffhaltige Kalkbänke ($2 \times 7\frac{1}{2}$ cm) und schließlich, noch mit ziemlich scharfem Übergang, wieder reine Kalk- und Dolomitbänke (Fig. 4). Ein ähnliches Profil nimmt man auch auf dem Pian di Madier, etwa 75 m unterhalb der Raibler Schichten wahr, wo sich zuerst noch tonige Schichten zwischen die Kalkmergel fügen, und gleichfalls in der Steilwand unter dem Rifugio San Marco (Fig. 5). Der Übergang ist hier gleichmäßiger.

Diese allerhöchste Tuffschicht — vielleicht gibt es mehrere in verschiedenen Höhen — führt in großer Menge prachtvolle Exemplare von *Myophoria Kefersteini* Mstr. nebst *Pachycardia Rugosa* Hau. und anderen Versteinerungen. Die obersten Tuffe fallen überhaupt in die

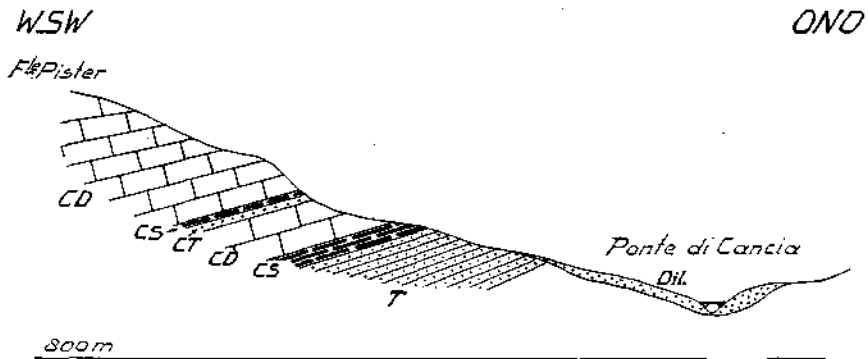


Fig. 4. Profil Fle Pister—Ponte di Cancia. Maßstab 1:12.500.

C = Cassianer. D = Dolomit. S = Schichten. T = Tuff.

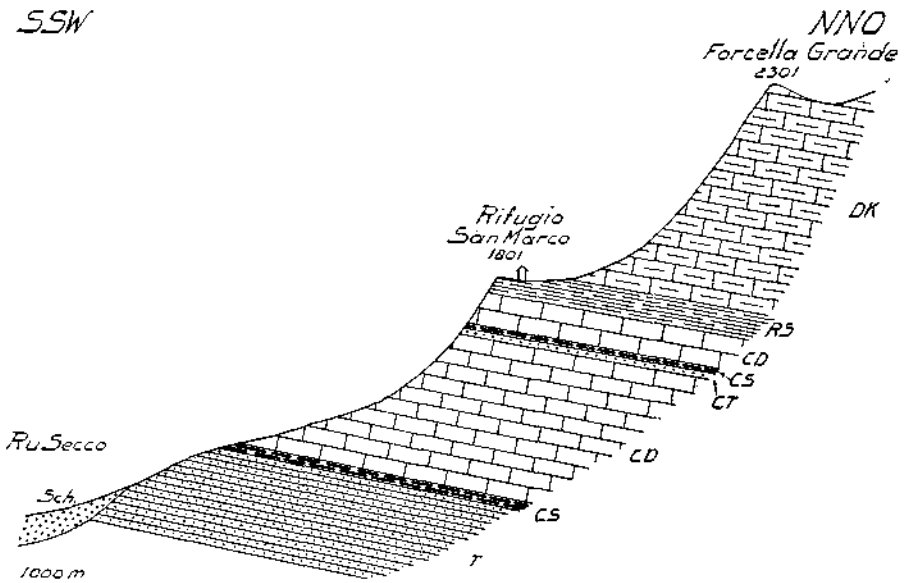


Fig. 5. Profil Ru Secco—Rif. S. Marco—Forc. Grande.

DK = Dachsteinkalk. CD = Cassianer Dolomit. CS = Cassianer Schichten. RS = Raibler Schichten. CT = Cassianer Tuffsandsteine. Sch = Schluff.

karnische Zeit. Doch kann man diese Schicht, die an verschiedenen Stellen im Bosco Pocol die Oberfläche bildet, noch nicht zu den Raibler Schichten rechnen (wie Mojsisovics bei der Croda Rotta auf seiner Karte getan hat). Erstens sind bisher noch keine bedeutenden Tuff-

eruptionen aus der Raibler Zeit bekannt und außerdem wird diese Schicht noch von etwa 75 m hellem Kalk und Dolomit von den hier sehr bunten, tonigen und mergeligen Raibler Lagen, die im Boitegebiet eine sehr eigentümliche, farbenreiche Entwicklung zeigen, getrennt. Es wäre ganz verfehlt, dieses Kalkpaket auch noch den Raibler Schichten zurechnen zu wollen, die damit auch eine sehr unwahrscheinliche Mächtigkeit erlangen würden.

Die Verbreitung dieser Gesteine ist eine etwas größere als die des Cassianer Dolomits, in dessen Basis diese Tuffsandsteine ihren Aufschluß haben. Fossilreiche Pachycardientuffe findet man u. a. oberhalb Palafavera zwischen Rug dei Termen und Rug Bianco in etwa 1800 m Meereshöhe. Im Gelände treten die Cassianer Tuffsandsteine genau so auf wie die älteren Tuffsandsteine.

c) Gruppe der kalkigen und dolomitischen Gesteine.

c/1. Riff-Fazies.

α) Schlerndolomit.

β) Cassianer Dolomit.

Ursprünglich hat schon Mojsisovics (1) beide Gesteine unter dem Namen Wengener und Cassianer Dolomit voneinander geschieden. In manchem Teil der Dolomiten aber läßt sich diese Scheidung schwer durchführen. Ununterbrochen, ohne sichtbare Fuge, in gleichbleibender Fazies ist dort der Cassianer Dolomit dem Wengener Dolomit angewachsen. Deshalb hat man später, wie früher schon Richthofen (10), beide Gesteine zu einer Gruppe unter dem Namen Schlerndolomit vereinigt. Ich muß aber für unser Gebiet die alte Zweiteilung handhaben, denn der Unterschied in Struktur und Fazies zwischen beiden Gesteinsgruppen ist so groß, daß er auch einem nur oberflächlichen Beschauer schon gleich ins Auge fällt.

α) Der Schlerndolomit ist von den beiden das ältere Gestein. Der Dolomit ist inselweise in isolierte Riffe aufgelöst: Cernerariff, Crotriff und Civettariff. Freilich ist es sehr gut möglich, daß zwischen den beiden Erstgenannten einmal ein Zusammenhang bestanden hat, wie z. B. von Loretz (12) auch angenommen wird.

Nach oben hin werden Cernerariff und Crotriff von der Tufffazies immer mehr zurückgedrängt und schließlich wurde das Riffwachstum ganz erstickt. Tufflagen scheiden hier den älteren vom jüngeren Dolomit. Die entsprechenden Tufflagen gehören noch gerade der jüngeren Wengener Tuffgruppe an.

Hingegen sind in der Civettagruppe beide Gesteinsarten miteinander verwachsen, d. h. der Cassianer Dolomit ist hier dem Schlerndolomit direkt aufgelagert. Die Verhältnisse sind hier aber nicht mehr so einfach, weil die Civettagruppe, die schon in nächster Nähe der Val Sugana-Überschiebung liegt, tektonisch sehr stark gestört ist. Der Dolomit ist hier von Gleitflächen und größeren Störungen förmlich durchsetzt, die das stratigraphische Bild in nicht geringem Maße verschleiern.

Der Schlerndolomit zeigt uns die normale, allgemein bekannte Ausbildung. Es ist ein strukturloses, massiges, kristallinisches, etwas zucker-körniges Gestein. Die Farbe ist hell, manchmal ganz weiß, häufig auch mit leicht rötlichen, gelblichen oder graulichen Schattierungen. Das Gestein verwittert vorzugsweise zu prallen Wänden und Felstürmen, welche die gleiche helle Farbe zeigen. Diese Verwitterungsform wird von den vielen Klüften und Diaklasen, die den Schlerndolomit durchsetzen, befördert.

Im Innern der Riffe ist das Gestein ein reiner Dolomit. Mit dem Vorschreiten der Dolomitisierung sind alle organischen Strukturen obliteriert worden. Nur in den peripheren Teilen des Riffs findet man bisweilen schlecht erhaltene Fossilien; darunter sind Korallen, Kalkalgen, Chemnitzien und andere Gastropoden, Lamellibranchiaten usw. hervorzuheben. In einem losen Block in Val Zonia, der wohl von der Außenseite des Riffes stammte, fand ich eine Breccie von Dolomit und Echinodermen.

Im allgemeinen ist die Dolomitisierung an der Außenseite weniger intensiv und dort sind deshalb organische Reste auch weniger selten. Oft ist auch der Übergang zu den heteropischen Bildungen ziemlich gleichmäßig. Zuerst geht der Dolomit in ein mehr kalkiges, noch tuffreies Gestein über, in dem schon vereinzelt Feldspatleistchen auftreten. Makroskopisch sind gewöhnlich keine organischen Strukturen zu beobachten; mikroskopisch aber sieht man, daß das Gestein stark zertrümmert ist und allerlei gebrochene organische Fragmente enthält. Jetzt nimmt nach der Außenseite tuffiges Material immer mehr zu, die Kalke bekommen eine graue Farbe und schließlich ist man wieder im Tuff. Die Zone der „Grenzfazies“ ist im Mittel etwa 0.5—1.5 m mächtig und ist auch häufig an den später zu besprechenden Cipitkalkblöcken zu beobachten (Phot. 7). Im allgemeinen aber ist die Faziesgrenze doch ziemlich scharf.

In der Nähe der Riffböschung liegen an vielen Stellen im Schlerndolomit Kieselkonkretionen. Diese sind kugel- bis röhrenförmig, $\frac{1}{2}$ bis 1 cm im Durchmesser und bestehen aus kristallinischem Quarz. Der Dolomit ist in ihrer Nähe aber nicht im geringsten umgewandelt. Besonders zeigt sich dies am Westhang des Monte Crót, wo die heteropische Grenze durch die Anlage des sich in vielen Serpentinaen schlängelnden Kriegsteigleins recht gut entblößt ist. Dort sieht man im Gestein viele solcher Konkretionen, die alle aus dem etwas weicheren Dolomit herausgewittert sind. Auch die Zwischenbildungen trifft man hier an.

Weiter zeigt der sonst ungeschichtete Dolomit in der Nähe der Riffböschung eine gewisse grobe Bankung. Übrigens ist die Gesteinsbeschaffenheit meistens drusig, porös-kavernös. Manchmal gibt es auch größere Höhlen im Dolomit, z. B. östlich der Forcella di Loschiesuoi, in der Westwand der Costa della Role.

Rasenbedeckte Felsbänder in den unteren südlichen Wandpartien des Monte Verdal und Monte Cernerä deuten auf mögliche Anwesenheit von heteropischen Einlagerungen im Riff. Übrigens ist die Cernerägruppe in großer Einförmigkeit aus Dolomit aufgebaut.

Von der Faziesdifferenzierung wird später noch eingehender die Rede sein. Bemerken wir jetzt nur noch, daß in der Cernerägruppe die Riffböschung einen Winkel von etwa 20° mit den heteropischen Bildungen macht. Auf den ersten Blick würde man glauben, an der nördlichen

Riffböschung auch Übergußschichtung wahrzunehmen; dies ist jedoch eine optische Täuschung, die nur bei ungünstiger Beleuchtung auftritt und von beginnender Verkarstung hervorgerufen wird. Bei genauerem Zuschauen sieht man, z. B. am Grat, der sich von der Cima di Loschiesuoi zum Col Piombino herabzieht, daß die Schichtungen der heteropischen und isopischen Bildungen das gleiche Nordfallen haben. Die Riffböschung bildet dort eine gewellte, etwas wulstige Oberfläche.¹⁾ (Phot. 10 und 11.)

β) Der Cassianer Dolomit. Als Unterlage der großen Dachsteinkalkmassive erhebt sich aus den oberen Tuffen und Tuffsandsteinen der Cassianer Periode die Cassianer Dolomitplatte, die mit diesen Gesteinen durch Faziesübergang verbunden ist. Es ist dies ein ausgezeichnet geschichtetes, wenn auch grobgebanktes Gestein. Der Name Dolomit ist nicht ganz zutreffend, insoweit, daß nur etwa die Hälfte des viele hundert Meter mächtigen Gesteinskomplexes aus Dolomitbänken besteht; dazwischen liegen viele Übergänge von dolomitischen zu rein kalkigen Gesteinen, bisweilen sogar mit Mergelkalken und dünnen tonigen Lagen abwechselnd. Die verschieden stark dolomitisierten Kalkvarietäten haben zwar meistens helle Farben, sind aber auch häufig graulicher oder bläulich gefärbt; immerhin bleibt der Gesamteindruck der eines hellen, etwas ins Rötliche und Gelbliche ziehenden Gesteinskomplexes.

Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke wechselt von 10 cm bis zu mehreren Metern. Auch aus der Ferne ist die Schichtung immer recht gut zu erkennen, so z. B. an den Lastoni di Formin und an der Rochetta, wie auch an der Croda Rotta, dem Becco di Cuzze und an vielen anderen Stellen.

In den oberen, meistens rein dolomitischen Partien des Cassianer Dolomitkomplexes stellen sich zuweilen schon intensiv rot gefärbte Lagen zwischen den hellen Bänken ein (z. B. westlich von Val Dortie und oberhalb Acquabona; auch an der Croda Rotta); letztere nehmen jedoch bald wieder die Überhand. Die einzelnen Schichten haben hier Mächtigkeiten, die von einem bis mehreren Metern schwanken. Häufig sind sie durch sehr fein bis papierdünn geschichtete grüne und graue Lettenlagen (1—10 cm) voneinander geschieden. Der Übergang zu den bunten Raibler Schichten ist übrigens ziemlich scharf.

In dem ganzen Cassianer Dolomitkomplex zeigen die rein dolomitischen Bänke genau dieselben Strukturen wie der Schlerndolomit und enthalten selten Organismen. Hingegen sind die mehr kalkigen Lagen örtlich manchmal überfüllt mit Versteinerungen. Darunter treten an erster Stelle Kalkalgen und Gastropoden (meistens Turmschnecken), daneben auch Lamelli-branchiaten massenhaft auf. Besonders das Gebiet des Bosco Pocol wäre ein überaus lohnendes Terrain für einen Paläontologen. Leider fehlte mir die Gelegenheit, viel Zeit auf das Sammeln derselben zu verwenden; auch würde die Ausarbeitung sehr viel Zeit in Anspruch nehmen. Immerhin kann ich hier schon einige Arten nennen, die sich freilich nicht nur auf den Cassianer Dolomit beschränken, sondern auch noch in den Cassianer Schichten gefunden werden:

¹⁾ Auch an der sehr schön aufgeschlossenen östlichen Riffböschung hinter Col Maor ist von Übergußschichtung nichts zu spüren. (Phot. 9.)

Coelostylina similis Mstr.

Cheilotoma Blumi Mstr.

Chemnitzia sp.

Raphistomella radians Wissm.

Cassianella decussata Mstr.

Durchschnitte von *Nucula*-, *Gonodon*- u. a. Muschelschalen.

Montlivaltia sp.

Calamophyllia sp.

Cidaris atata Äg., unter anderem Echinodermenfragmente.

Girvanella sp.

Pycnostroma sp.

Codiacea sp.

Offenbar entspricht unser Cassianer Dolomit grobenteils dem Gestein, das Nöth auf seiner Karte unter dem Namen „kalkige Entwicklung des Schlerndolomitniveaus“ ausgeschieden hat. Im Pelmo-Gebiet ist dieses Gestein aber viel mehr verbreitet als im Cordevoie-Gebiet, auch ist die Entwicklung, wie schon hervorgehoben wurde, weit mehr dolomitisch. Es ist überall vorhanden unter Raibler Schichten und Dachsteinkalk und hat aller Wahrscheinlichkeit nach einmal über den Tuffen eine zusammenhängende Platte gebildet. Mit der Ablagerung des Cassianer Dolomits ging die Zeit der Faziesdifferenzierung zu Ende. Freilich ist die Differenzierung jetzt schon fast erloschen, wenn auch noch nicht vollständig. Erstens setzte die Cassianer Dolomitbildung nicht überall zu gleicher Zeit, und deshalb in verschiedenen hohem Niveau ein. Die Dolomitplatte hat deshalb eine sehr unstete Mächtigkeit, die an der Rochetta z. B. wohl das Zweifache beträgt als an der Cima Colstantiol.¹⁾ Zweitens treten zwischen dem Dolomit und Kalk dann und wann wieder heteropische Einlagerungen auf, die nur beschränkte örtliche Verbreitung haben. In den obersten Teilen jedoch verschwinden diese ganz. Mit dem Aufhören der vulkanischen Tätigkeit sind auch wieder die Schranken weggefallen, die zu Anfang der Buchensteiner Zeit dem Riffwachstum gestellt wurden.

Die Mächtigkeit des Cassianer Dolomits wäre im Mittel auf etwa 300—400 m zu veranschlagen. Der Schlerndolomit hat sicher größere Mächtigkeit, die aber nicht genau bekannt ist, weil in der Cerneragruppe die Denudation schon viel weggenommen hat, in der Civettagruppe hingegen tektonische Komplikationen vorliegen. In der Cerneragruppe beträgt die Mächtigkeit sicher 600 m, in der nördlichen Civettagruppe ist der Schlerndolomit sogar noch weit mächtiger entwickelt; die geschichtete, teils kalkige Fazies des Cassianer Dolomits tritt hier, der ungeschichteten, rein dolomitischen Fazies gegenüber, sehr zurück.

Im Gelände bildet auch der Cassianer Dolomit Steilwände, die unter dem Dachsteinkalk oft balkonartig hervorspringen. Er bildet aber nur wenige Gipfel, wie z. B. Gusella, Lastoni di Formin, Rochetta, Monte Penna, Becco di Cuzze. Diese betreffenden Gipfel zeigen fast immer mehr oder weniger Plateaucharakter.

¹⁾ Überhaupt ist die Cassianer Dolomitplatte nördlich der Antelao-Linie viel mächtiger als südlich derselben.

7) Marmolatakalk und Cipitkalk.

Ob Marmolatakalk in unserem Gebiet vorkommt, ist unsicher. Das kalkige, helle bis graue Gestein der Costa del Conte, das viele Korallen enthält (daneben auch Gastropoden), hat große Ähnlichkeit mit dem Marmolatakalk. Jedoch ist es den jüngeren Wengener Tuffen aufgelagert, und vielleicht schalten sich die Cassianer Schichten, die tiefer unten am Codebach anstehen, zwischen ihm und den Tuffen ein. Ja, es ist sogar nicht unmöglich, daß die kalkigen Cassianer Schichten, die nördlich Pescul in ziemlich abweichender Fazies aufgeschlossen sind, seine Fortsetzung bilden, was aber höchst unsicher ist.

So lange man die Obergrenze des Marmolatakalks noch nicht genügend stratigraphisch festgelegt hat, ist es schwer, über die Zugehörigkeit des Costa del Conte-Kalkes zum Marmolatakalk eine Entscheidung zu treffen. Freilich hat Salomon (34) nachgewiesen, daß die Fauna des Marmolatakalkes schon viele Cassianer Anklänge zeigt. Außerdem wird der Marmolatakalk in der Marmolatagruppe und im Cordevolegebiet sowohl von Wengener wie von Cassianer Tuffen und Tuffsandsteinen überlagert, die an der Riffböschung mit scharfem, ziemlich großem Winkel abstoßen, wie von Salomon (34), Ogilvie (28), Nöth (4) wiederholt betont wird. Auch sind mir gelegentlich einer Exkursion in der Marmolatagruppe bei einer Traversierung von der Marmolatascharte zum Passo Ombretta grüne, tuffige Einlagerungen im Kalk der Südwand aufgefallen, wovon ich allerdings nicht mit Sicherheit bestimmen konnte, ob diese Einschlüsse der Pietra Verde oder dem Augitporphyrittuff entsprechen. Immerhin beweisen sie, daß hier Tuffazies und Kalkfazies fast gleichzeitig gebildet wurden und wenigstens kein bedeutender Altersunterschied zwischen beiden existiert. Es scheint mir deshalb gar nicht weit verfehlt, den Marmolatakalk als kalkige Fazies des Schlerndolomits zu betrachten. Und wo die Kalke der Costa del Conte sich gerade noch im Niveau des Schlerndolomits befinden, durfte man sie mit einem gewissen Recht für Marmolatakalk ansehen.¹⁾

In diesem Falle würde man den Namen Cipitkalk nur beibehalten für die isolierten Kalk- und Dolomitblöcke, die im Tuff liegen, besonders in den Wengener Tuffen. Ursprünglich wurden ja auch nur diese mit dem Namen Cipitkalk bezeichnet. Im Val Zonia gibt es viele solcher Einschlüsse im Tuff, meistens durch „Grenzfazies“ in den Tuff übergehend (Phot. 7 und 8). Einzelne Blöcke erreichen eine Mächtigkeit von 10 m. Ihre Breite ist verschieden. Auch sind manchmal die horizontalen Dimensionen weit größer als die vertikalen. Die Cipitkalke sind dem Tuff konkordant eingelagert und keilen oft mit wachsender Entfernung vom Cernerariff aus. Ob je ein Zusammenhang mit dem Riff bestanden hat — also eine Verzahnung zwischen Riffazies und Tuffazies — läßt sich jetzt schwer noch bestimmen, denn leider ist das Val Zonia an der Riffböschung entlang eingeschnitten; für einige der Blöcke wäre es jedoch nicht unwahrscheinlich, zumal auch die Blöcke nur in der Nähe

¹⁾ Nöth nimmt freilich ein noch jüngeres Alter an, was mir aber nach den Lagerungsverhältnissen recht zweifelhaft vorkommt.

der Riffe vorkommen. Die Auffassung, daß es vom Riff abgerollte Blöcke sein sollten, scheint mir hier nicht zutreffend; sie sind höchstwahrscheinlich autochton.

Aus Obenstehendem geht schon klar hervor, daß auch eine Deutung, sie als Auswürflinge zu betrachten, ganz ausgeschlossen ist. Dazu fehlen auch die vielen kleineren und kleinsten fremden Einschlüsse, welche sonst die Eruptivtuffe charakterisieren.

Fast immer bestehen die Blöcke größtenteils aus echtem Dolomit. Man trifft sie nur in der Umgebung des Cernerariffs, in der Nähe des Monte Crot, und am Monte Fernazza (bei der Tabiai Stessa und am Col Davagnin). Hier und im Kalk der Costa del Conte haben die Italiener in diesen festen Gesteinen ihre ziemlich geräumigen Unterstände gebaut; ihre Schützengraben hingegen sind in den weicheeren Tuffen angelegt worden.

In den Cassianer Tuffsandsteinen kommen solche isolierte Blöcke nicht mehr vor. Freilich gibt es dort auch noch kalkige Einschaltungen im Tuff; diese sind aber gut geschichtet, viel mächtiger und haben viel größere horizontale Ausdehnung. Auch sind sie nicht dolomitisch. Den Hauptanteil an ihrem Aufbau nehmen Kalkalgen (*Girvanella*, *Pycnostroma*) und Echinodermen. Sie wurden unter dem Namen *Girvanellenkalke* auf unserer Karte als Cassianer Schichten ausgeschieden.

Eine Sonderstellung nimmt der Dolomit der Roa Bianca ein. Dieses Gestein, das sehr verworfen ist, liegt inmitten der Cassianer Tuffkonglomerate. Es ist sehr stark zertrümmert und grusig, in hohem Grade dolomitisiert; alle organischen Strukturen sind vollkommen obliteriert worden. Es sieht dem Schlerndolomit am meisten ähnlich, ist auch gar nicht geschichtet. Vielleicht ist es eine Zunge des Civettariffs, denn in der Civettagruppe reicht der Schlerndolomit ja bis in den Bereich der Cassianer Schichten und Tuffe hinein, weit höher als in der Cerneragruppe. Die tektonischen Verhältnisse sind jedoch auf der Nordseite der Civettagruppe sehr kompliziert (später wird davon noch eingehender die Rede sein), und nachweisen läßt sich diese Behauptung, daß es eine Zunge des Civettariffs sei, nicht.

c/2. Cassianer Schichten.

Echte Cassianer Schichten kommen auch schon als Zwischenlagen im Cassianer Dolomitkomplex vor. Aber nur dort, wo sie größere Oberflächen einnehmen oder wo sie selbständig im Tuff auftreten, sind sie auf der Karte einzeln ausgeschieden worden. Ihre Verbreitung ist also eine bedeutend größere, als aus der Karte hervorgeht.

Wir unterscheiden:

- a) Tonige und mergelige Fazies.
- b) Kalkige Fazies (besonders *Girvanellenkalke*).

Die Cassianer Schichten sind in unserem Gebiet in großer Mannigfaltigkeit entwickelt. Ohne scharfe Grenze gehen die Tuffsandsteine in die schon beschriebenen, tonigen, dünngeschichteten, noch tuffhaltigen Gesteine über. Später stellen sich unreine, gelbliche oder dunkle Kalkmergel ein. Häufig trifft man auch eine Abwechslung von weichen, tonigschieferigen und mergeligen Lagen mit dünnen Kalkschichten an

(letztere etwa 10 cm dick), die außerordentlich faltbar sind. Ein schönes Beispiel bieten die Cassianer Schichten beim Elektrizitätswerk von Pescul am Ausgang des Val Pisandro, wo die außerdem von mächtigen Tuffen überschobenen Cassianer Schichten sehr stark zusammengepreßt und verfaltet wurden. Dabei ist der Zusammenhang der mehr resistenten Kalklagen oftmals zerrissen (Fig. 6).

Es kommen übrigens noch unzählige Übergänge von mehr oder weniger harten und dunklen Kalken zu weicheren Mergeln in der Gruppe der Cassianer Schichten vor. Aus der Umgebung von Pescul sind harte, bläuliche Echinodermengesteine mit hellbrauner Verwitterungsrinde zu erwähnen. In diesen und anderen Kalken treten Girvanellen und Pycnostromen massenhaft, bisweilen sogar gesteinsbildend auf. Deshalb

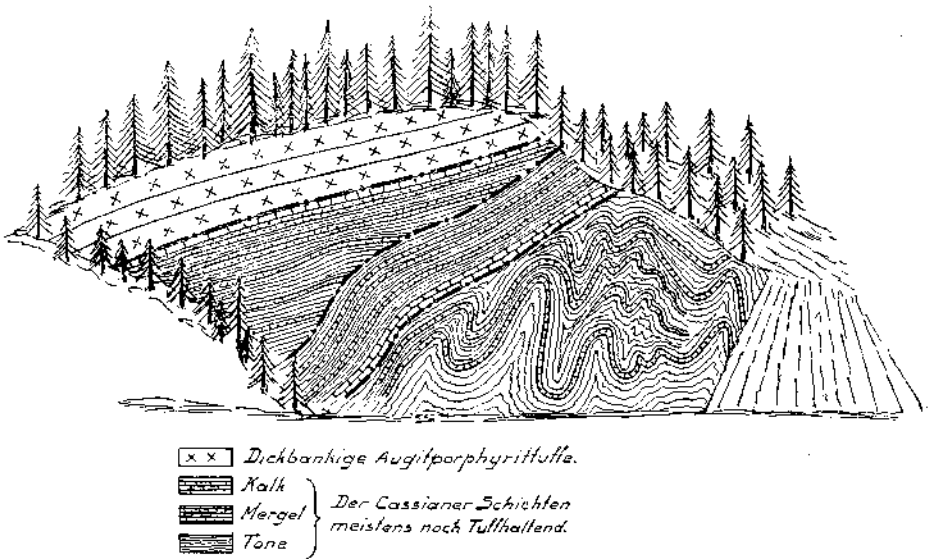


Fig. 6. Detailprofil der Störungen in den Cassianer Schichten beim Elektrizitätswerk von Pescul am Rio Cordon (nach einer Photographie).

sind diese Gesteine einzeln auf der Karte ausgeschieden. Sehr oft haben diese Girvanellenkalke eine hellbräunliche Farbe. Sie sind gut geschichtet (10—20 cm) und durchschnittlich 10—20 m mächtig. Nebst Kalkalgen und Echinodermen (meistens stark zerbrochene Cidarisstacheln) treten Korallen und Gastropoden auf. Sehr schöne Korallen findet man in den senkrecht gestellten Felsen gleich hinter l'Andria am Ausgang des Val Stretta.

Ein Verzeichnis der in den Cassianer Schichten gefundenen Versteinerungen wurde auf S. 179 gegeben. Die tonigen Schichten enthalten selten Fossilien, die mergeligen und kalkigen hingegen um so mehr; leider sind sie fast immer sehr stark zerbrochen und nur dürftig erhalten. Aus dem Val Stretta wäre noch ein Fragment eines Trachyceras zu erwähnen.

Häufig findet man auch Kalke mit Großoolithstrukturen. Es sind sehr oft gerade diese Gesteine, die mit *Pycnostroma* überfüllt sind, z. B. an der zweiten Kehre der Staulanzastraße oberhalb der Palafaverawiesen.

Die Cassianer Schichten sind in unserem Gebiet weit verbreitet. Überall, wo man Cassianer Tuffsandsteine findet, treten auch Einlagerungen von Cassianer Schichten auf. Kaum ein anderes Gestein eignet sich so gut zu Murbildung wie die weiche, tonige Fazies und Mergel, z. B. am Orsolinabach in der Nähe der Laghetti Polentaia. Doch sind diese Muren im allgemeinen zu klein, um sie alle auf der Karte eintragen zu können. Selbstverständlich hat die Landschaft, wo Cassianer Schichten die Oberfläche bilden, nur weiche Formen.

4. Karnische Stufe.

Raibler Schichten.

Wie schon einmal erwähnt wurde, ist mit der Ablagerung des Cassianer Dolomits die Zeit der Faziesdifferenzierung abgeschlossen. Die beiden großen Faziesgebiete der Riffe und der vulkanischen Gesteine, die während der ganzen ladinischen Periode nebeneinander bestanden hatten, existieren in der karnischen Zeit nicht mehr, und die Raibler Lagen trennen als ein durchziehendes, einheitliches Schichtenpaket überall den Cassianer Dolomit vom Dachsteinkalk.

Immerhin ist auch ihre Entwicklung noch mannigfaltig genug, und aus der Ferne macht die wechselnde Folge von hellroten, weißen, grünen, gelben, braunen und grauen Lagen einen recht bunten und lebhaften Eindruck. Besonders gilt dies für die zentralen und östlichen Teile unseres Gebietes. Im W scheint die Ausbildung weniger farbenreich zu sein.

Die Fazies der Raibler Schichten ist in der Hauptsache eine tonige und mergelige. Doch nehmen auch dolomitische Bänke noch wesentlich am Aufbau teil. Im Vergleich mit den Raibler Schichten des Schlernplateaus und von Valparola ist der Raibler Komplex recht fossilarm. Nur ausnahmsweise trifft man auf Lagen (meistens braungelbe Mergel), die Versteinerungen, vorwiegend *Myophorien*, in größerer Menge enthalten (z. B. auf dem Campo Rutorto am Südostfuß des Monte Pelmo).

Die Raibler Schichten bilden fast immer eine vorspringende, schuttbedeckte Terrasse, welche den Cassianer Dolomit als Unterlage hat. Auf diesem Plateau erheben sich aus einem mächtigen Schuttmantel, der ihren ganzen Fuß und damit auch die direkte Auflagerung auf die Raibler Schichten verhüllt, die gewaltigen Wände des Dachsteinkalkes. Wegen dieser großen Schutt- und Bergsturzanhäufungen sind die Raibler Lagen nur dürftig erschlossen. Nur an sehr wenigen Stellen findet man vollständige Profile entblößt. Sehr gute Aufschlüsse liegen unter dem Pelmetto, zwischen dem Südsporn dieses Berges und der Fissura; noch schönere aber gibt es auf der Ostseite des Boitetales, bei Acquabona (gerade außer Bereich der Karte) und beim Rifugio San

Marco unter der Forcella Grande. Folgendes Profil wurde im Boitetal aufgenommen, von denen die einzelnen Schichtglieder nie größere Mächtigkeit als 3 m erreichen.

Hangendes: Heller, weißer Dolomit des Dachsteinkalkes.

Dick geschichtete, hellgraue, unreine Dolomitbänke	> 1 m
Graue, tonig-mergelige Lagen mit unebenen Schichtflächen	< 1 m
1 cm dick geschichtete, grünliche Kalkmergel	< 50 cm
Äußerst fein geschichtete, rote, tonige Mergel	< 25 cm
1—3 cm dick geschichteter, hellroter, mergeliger Kalk	< 1 m
5—10 cm dick geschichteter, grauer, unreiner Dolomit	> 1 m
Fleischroter Kalkmergel	< 50 cm
Tiefdunkelrote, knollige, eisenreiche Tone	< 25 cm
5 cm dick geschichteter, dichter, grauer Dolomit	> 1 m
Hellrosa, toniger Mergel	< 50 cm
Dichter, grauer Kalkmergel	> 1 m
Heller, zuckerkörniger, drusiger Dolomit	> 1 m
Dunkelrote, sehr eisenreiche Kalke	< 25 cm
10 cm dick geschichteter, hellweißer, zuckerkörniger, grobkörniger Dolomit	> 1 m
Graue, dichte, sandige Dolomitbank	< 1 m
Grünlichgrauer, hell anwitternder Mergel	< 1/2 m
Roter, knolliger, mergeliger Kalk mit Bohnerz	< 1/2 m
1 cm dick geschichtete, grünliche, tuffhaltige Mergel	< 25 cm
5 cm dick geschichtete, rote, dolomitische Kalkbank	< 1 m
Sehr fein geschichtete, grüne, lettige Lagen	± 15 cm
3—4 cm dick geschichteter, dichter, grauer Mergelkalk mit unebener Schichtenoberfläche	< 1 m
Dunkelgrüne, tuffige Tonschiefer	< 25 cm
Rote, tonreiche Mergel	< 25 cm
2 cm dick geschichtete, dichte, graue Dolomitbank	> 1 m
Fein geschichtete, rote, eisenreiche lettige Lagen	± 10 cm
1/2—2 cm dick geschichtete, grüne und rote, mergelige Kalke	± 1/2 m
20—30 cm dick geschichteter, heller Dolomit, leicht eisenhaltig	> 1 m
Dünn, aber schlecht geschichtete, rote, eisenreiche, tonige Mergel	< 1/2 m
1 cm dick geschichteter, grauer, mergeliger Kalk	> 1 m
5—10 cm dick geschichteter, roter Dolomit mit splitterigem Bruch	> 1 m
10—20 cm dick geschichteter, hellrosa Mergel	> 1 m
Gesamtmächtigkeit etwa	40 m

Liegendes: Cassianer Dolomit.

Die betreffenden Mächtigkeiten wurden nur annähernd schätzungsweise bestimmt. Auch ist die Mächtigkeit der einzelnen Schichten sowie des gesamten Paketes schwankend. Einige Lagen streichen nicht regelmäßig durch, sondern keilen schon in geringer Entfernung aus. Deshalb wird man an verschiedenen Stellen auch verschiedene Profile aufnehmen können. Am Antelao z. B. ist die Entwicklung der Raibler Schichten viel weniger farbenreich und bedeutend kalkiger; jedoch

fehlen auch dort die roten Lagen nicht ganz. Auf dem Campo Rutorto haben braune Farben die Überhand, aber in nächster Nähe, bei der Fissura, und auch oberhalb des Pian di Madier hat man schon wieder die bunte Abwechslung von tonigen, kalkigen und mergeligen Gesteinen.¹⁾

Sehr geringmächtig, aber auch schlecht aufgeschlossen, sind offenbar die Raibler Schichten der Forcella Forada; festes Gestein findet man dort überhaupt nicht, nur in einem schmalen Strich zwischen Cassianer Dolomit und Dachsteinkalk tiefrote erdige Verwitterungsprodukte. Beim Rifugio Coldai hingegen treten die roten Farben wieder zurück, ebenfalls bei der Croda da Lago. An diesen beiden Stellen findet man vorwiegend gelbliche und braune mergelige Gesteine. An letztgenannter Lokalität findet man auch feine, helle oolithische Bänke.

Die Raibler Schichten verwittern sehr leicht und bilden dann rote und schmutzig-braungelbe Verwitterungsböden, die meistens sehr fruchtbar sind. Die Oase des Rifugio San Marco wurde ja schon auf S. 153 erwähnt.

Wie überall in Südtirol sind die Raibler Schichten sehr wasserundurchlässig. Sie sind deshalb nicht nur ein Quellenniveau, sondern spielen auch eine wichtige Rolle in der Reliefbildung. Wo Raibler Schichten zutage kommen, treten die Dachsteinkalkwände fast immer durch Unterwaschung zurück.

5. Norische Stufe, Rhät und Lias.

Alle Hochgipfel unseres Gebietes, wie Monte Pelmo, Antelao, Civetta,²⁾ Croda Marcora²⁾ und Sorapiss,²⁾ vielleicht auch Cima Belptra, bestehen aus Gesteinen dieser drei Gruppen. Früher wurden diese Gesteine alle unter einem Namen, Dachsteinkalk, zusammengefaßt, was uns bei der großen Ähnlichkeit und Fossilarmut gar nicht zu wundern braucht. Freilich hat man schon bald Zweifel gehegt, ob es recht sei, die ganze, weit mehr als 1000 m mächtige Gesteinsserie des Dachsteinkalkes nur zur norischen Stufe, also zur obersten Trias zu rechnen. Untersuchungen von Hoernes (18), Taramelli (17), Böhm (19), Haas (20), Mariani (21) u. a., im benachbarten Val Otén, im Val di Rin und am Antelao unternommen, lieferten immer mehr Anhaltspunkte für die Anwesenheit von Rhät und Lias in unserer Gegend, und schließlich hat G. Dal Piaz (3) die endgültigen Beweise für das Vorkommen von Liaskalken am Antelao gebracht.

Ähnliche Untersuchungen wurden von Kober (35) und in neuerer Zeit von Klebelsberg (23) in anderen Teilen der östlichen Dolomiten vorgenommen und alle führten zu demselben Ergebnis: jurassische Ablagerungen haben in den östlichen Dolomiten weit größere Verbreitung, als man anfänglich geglaubt hat. Freilich war es nicht überall

¹⁾ Es ist eine eigentümliche Erscheinung, vielleicht aber nur Zufall, daß die roten Farben in frischen, steilwändigen Brüchen vorherrschen, die gelbbraunen Farben hingegen da, wo eine größere Oberfläche von Raibler Schichten gebildet wird.

²⁾ Diese Gipfel liegen allerdings gerade außerhalb der Karte. Sie beherrschen aber das Landschaftsbild in hohem Maße und ihr Unterbau nimmt noch einen großen Teil der Randgebiete unserer Karte ein.

möglich, die liassischen Horizonte auch paläontologisch zu belegen; auch dann aber waren Anweisungen in Fülle vorhanden, um das jurassische Alter der betreffenden Gesteine als sichergestellt betrachten zu dürfen.

Für den Pelmo hat seinerzeit Mojsisovics, allerdings nur höchst vorsichtig, die Vermutung ausgesprochen, daß in den Gipfelregionen vielleicht Liaskalke vertreten seien. Neuerdings hat Klebelsberg (23) Ähnliches behauptet, als er zwecks glazialgeologischer Untersuchungen die Ampezzaner Gegend besuchte. Aus der Ferne glaubte auch er auf Grund von morphologischen Analogien mit den Bergen von Enneberg und der Fanisalpe zu der Annahme berechtigt zu sein, daß Rhät und Lias wesentlich am Aufbau unseres Berges beitragen.

Schon bei der Begehung des Geländes an seinem Nordfuß, besonders im Becken des Val d'Arciagletschers, fielen mir im Bergsturz- sowie im Moränenmaterial allerlei rötlich, gelblich, auch fleischrot gefärbte, manchmal auch fein geschichtete Kalkblöcke auf, die offenbar nicht mehr aus der Dachsteindolomitregion herkommen konnten. Sie kamen mir in vieler Hinsicht identisch vor mit den Gesteinen, die Klebelsberg (23) vom Heiligkreuzkofl beschreibt. Und bei der Besteigung war die Ähnlichkeit mit den dortigen Verhältnissen geradezu treffend. Fast wörtlich war Klebelsbergs Beschreibung des Heiligkreuzkofels auch für unseren Berg angebracht. Wenn ich auch freilich nicht den direkten paläontologischen Nachweis bringen kann, so sind doch die lithologischen Gründe zwingend genug, um jeden Zweifel über das Vorkommen von jurassischen Gesteinen am Monte Pelmo aufzuheben.

a) Dachsteindolomit.

Die gewöhnliche Anstiegroute auf den Berg — von der Hütte (Rifugio Venezia) auf dem Campo Rutorto zuerst über das bekannte Felsband der Ostwand, weiter durch das große Schuttkar und über schroffes Gelände führend, wieder von einer steileren Wandstufe gefolgt, zuletzt über den kleinen, fast spaltenlosen Pelmogletscher und den Südwestgrat schenkt uns, vorzügliche Einblicke in seinen Bau. Die Schichten sind fast sählig gelagert, mit geringer Neigung gegen das Innere des Berges einfallend; auch läßt sich eine vollkommene Konkordanz wahrnehmen. Die erste Wegstrecke geht über Dachsteindolomit, der etwa in 2000 m Höhe die Raibler Schichten überlagert. Dachstein-„Kalk“ wäre hier eine ganz unrichtige Bezeichnung,¹⁾ denn das Gestein ist der reinste Dolomit, den man sich denken kann: grobkristallinisch, zuckerkörnig, nur nicht drusig. Im frischen Handstück ist die Farbe makellos weiß, die Steilwände sind jedoch immer graulichweiß, bisweilen leicht gelblich oder rötlich angewittert. Das Gestein ist ausgezeichnet geschichtet, und die feine Linierung der Felsen verleiht dem imposanten Gebirgskörper noch einen erhöhten Reiz. Die einzelnen Lagen sind durchschnittlich ein bis mehrere Dezimeter mächtig.

¹⁾ Die Italiener nennen diese Gesteinsgruppe *Dolomia principale*. Der Vergleich mit dem „Hauptdolomit“ der Nördlichen Kalkalpen oder des Drauzuges wäre aber lithologisch unzutreffend.

Der Dachsteindolomit ist außerordentlich fossilarm. Als einziges Fossil fand ich nur Megalodonten; in der großen Moräne bei der Malga Fiorentina fanden sich viele Exemplare mit Durchmesser bis zu 12 *cm*. Sonst deuten nur kleine, konische Löcher auf ausgewitterte organische Reste hin (vielleicht Korallen).

Nach einer guten Stunde hat man das Felsband zu Ende gequert. Rechts öffnet sich jetzt das große Schuttkar. Der Oberbau des Berges wird sichtbar, und deutlich läßt sich hier erkennen, daß die Wände von zwei verschiedenen Gesteinsarten aufgebaut werden. Zu unterst sind es die schrofigen, gesimsförmig hervortretenden Felsen des Dachsteindolomits, die oben mit terrassenartigen Absätzen enden. Dann folgen die viel dickbankigeren (einige Meter), glatten, prallen Wände der Jurakalke mit lebhafteren gelben und rostigen Farben anwitternd und durch recht scharfe Schichtfugen ausgezeichnet. Die Grenze ¹⁾ liegt in etwa 2600—2700 *m* Meereshöhe.

b) Rhät.

Bis dorthin ändert der Dachsteindolomit kaum sein Aussehen. Die obersten Lagen haben nur eine graueren Farbe. Die ihm dann zuerst folgenden Gesteine weisen auf eine Regression hin. Es kommen dünn-schiefrige ($\frac{1}{2}$ —1 *cm*), mergelige Lagen, die mit tonigen und kalkigen Lagen abwechseln. Ihre Farbe ist durchweg blaß, freilich stellen sich auch fleischrote Schichten ein und stellenweise findet man auch Bohnerz. Diese Gesteine, obgleich geringmächtiger und weniger bunt, erinnern an die Raibler Schichten. Sie kehren örtlich höher nochmals zurück. Auch rötliche Zellenkalke treten auf. Anstehend habe ich sie freilich nicht gefunden, aber Bruchstücke findet man allenthalben auf den schuttbedeckten Felsbändern.

Das bedeutendste Gestein aus dieser Regressions- und Aufarbeitungszone ist jedoch das Konglomerat oder, besser, die Breccie, aus Dachsteindolomitbrocken und Geröllen eines in unserem Gebiet gänzlich unbekanntes, sehr dunklen Kalkes bestehend; nebenbei spielen auch graue Kalke und grüne Mergelstückchen eine weniger bedeutende Rolle. Alles wird von einem feinen, grünlichen, mergeligen Bindemittel verkittet; häufig aber ist dieses Bindemittel auch ein sehr feiner, weißer Kalk. Die Dachsteindolomitgerölle sind eckig, scharfkantig, selten gerollt und von verschiedener Größe (1—10 *cm*). Die viel kleineren Bröckchen des dunklen bis schwarzen Kalkes hingegen haben alle ungefähr gleiche Durchmesser (0·2—2 *cm*) und sind auch viel mehr abgerundet. Vielleicht sind sie über eine größere Strecke transportiert worden.

Bisweilen treten in der Breccie Partien auf, die nur aus kleinen, besser gerollten Dachsteindolomitgeröllen bestehen, mit rötlichem und gelblichem Bindemittel.

¹⁾ Die Höhenzahlen kann ich nur annähernd angeben, denn wegen eines aufkommenden Gewitters fiel mein Barometer unaufhaltsam und gab auf dem Gipfel sogar mehr als 300 *m* zu viel an. Es kam in der Tat ein ungeheures Gewitter, das fürchterlichste eines überaus gewitterreichen Sommers. Es hat in unserer Gegend, besonders aber im Abtei- und im Pustertal, große Verheerungen angerichtet. Glücklicherweise waren wir dann aber schon in San Vito zurück.

Mit Klebelsberg (23) dürfen wir annehmen, daß wir es hier mit den rhätischen Grenzschichten zu tun haben¹⁾.

c) Lias.

Die jetzt folgenden Gesteine zeigen vorwiegend kalkige Entwicklung. Sie haben im frischen Bruch entweder ganz weiße oder mattgelbe, zartrote und fleischrote Farben. Die weiße Farbe ist jedoch, besonders in den oberen Partien, weniger vertreten. Wie schon einmal hervorgehoben wurde, ist das Gestein viel massiger, die Felswände sind steiler und glatter und die schmalen Felsbänder weniger schuttbedeckt. Dies rührt allerdings von der größeren Höhe und Steilheit her und wird wohl nicht dadurch verursacht, daß das Gestein sich weniger zu Schuttbildung eignet; am Nordfuß des Pelmo und auf dem Val d'Arciagletscher findet man Liasgerölle in genügender Zahl.

Es folgen jetzt zuerst wieder helle, fast weiße Gesteine. Unter ihnen ist aus 2700 *m* Meereshöhe noch eine Bank zu erwähnen, die aus einer Abwechslung von 1 *cm* dünnen Lagen eines hellgrauen Kalkes mit ganz weißen, sehr dünnen (2 *mm*) Kalkschichten besteht. In anderen Lagen treten stellenweise undeutliche Reste von Crinoidenstielgliedern auf; manchmal haben diese Kalke rötliche Farben. Überhaupt kriegt die Farbe jetzt einen leichten Stich ins Rote; jedoch trifft man in 2800 *m* Höhe noch auf ein geringmächtiges, schneeweißes, feinkörniges Kalkgestein in der sonst sehr monotonen, dickgebankten (ein bis mehrere Meter) Serie. Die fleischrote Farbe wird jetzt immer mehr matt rötlichgelb, und es treten fossilreiche Lagen auf. Besonders schön sind diese mitten im Pelmo-Gletscher aufgeschlossen, in etwa 2300 *m* Höhe. Die glattgeschliffenen Felsen zeigen zahllose Durchschnitte von Terebrateln und Gastropoden, die übrigens nicht weiter bestimmbar sind.

Wir haben jetzt also das vergletscherte Kar betreten. Die Umrahmung des Pelmo-Gletschers zeigt in der äußeren Erscheinung eine erstaunliche Ähnlichkeit mit der Landschaft bei der Bamberger Hütte an der Boespitze. Wäre der Ostgrat des Pelmo weniger gezackt, man könnte sich fast dorthin versetzt glauben. Übrigens sind hier die tektonischen Verhältnisse viel einfacher; eine höhere Dachsteinkalkschuppe, wie sie dort von verschiedenen Untersuchern festgestellt wurde, Furlani (3), Ogilvie, Gordon (38), Reithofer (39), ist hier nicht vorhanden, wie sich auch schon von weitem erkennen läßt.

Am Gipfelgrat tritt die fleischrote Farbe wieder in den Vordergrund, daneben aber auch hellrosa Schattierungen. Die Bankung bleibt immer sehr grob, ein bis mehrere Meter. Es treten bei 3100 *m* wieder rote, hellgesprenkelte Kalke auf, die spärlich bessere Crinoidenreste enthalten. Etwas höher findet man eine Abwechslung in sehr dünnen Lagen (0.5—1 *mm*) von dichten, fleischroten mit weißen Kalken. Das Gipfelgestein ist ein blaßroter Kalk.

Liassische Gesteine kommen nun auch am Antelao vor. Dort enthalten sie zweifellos liassische Versteinerungen, wie bereits von Dal

¹⁾ Ein ähnliches, etwas bunteres, brecciöses Gestein fand ich im vergangenen Sommer im Bereich des Rhäts an der Schwarzen Wandspitze im Pflerscher Felsenkar (Tribulaungruppe), allerdings nur im Schutt.

Piaz in 1911 nachgewiesen wurde. Die Gesteinsfolge läßt sich bei diesem Berg besser auf der anderen Seite im Val Oten studieren, weil seine Westseite schwer zugänglich ist.¹⁾ An seinem Westfuß befanden sich aber ähnliche Gesteine im Schutt wie am Pelmo.

Die Cima Belptra besuchte ich nicht. Morphologisch glaubt man schon aus der Ferne das Vorkommen von Lias annehmen zu dürfen; sonst wäre ja auch die Mächtigkeit des Dachsteinkalks viel zu groß.

Die übrigen Gipfel oberhalb 2500 *m* werden in unserem Gebiet alle aus Dachsteinkalk aufgebaut; das wären also alle Gipfel im Kamm von Sorapiss zum Antelao, dann die niedrigeren Vorgipfel der Pelmo-Gruppe (auch ein sehr kleiner Denudationsrelikt auf dem Col del Fer) und weiter die Zacken der Croda da Lago und die vielen prachtvollen Felstürme der Civettagruppe. Im Hauptgipfel der Civetta stellte Klebeisberg, wie auch zu erwarten war, die Anwesenheit von Lias fest.

Der Dachsteinkalk hat eine Mächtigkeit von etwa 600—700 *m*. Er bildet noch kühnere Felsgipfel als der Schlierndolomit, daneben aber auch phantastische, äußerst schlanke Felstürme.

III. Quartär.

1. Diluvium.

Diluvialer Schutt kommt in unserem Gebiet in großen Mengen vor, aber fast immer schon mehr oder weniger verwaschen und mit rezentem Schutt (Gehänge- und Bergsturzsutt, Muren) vermischt. Es war manchmal recht schwer, zwischen der Bezeichnung Gehängeschutt und Moränenschutt zu wählen, zumal auch Vegetationsbedeckung eine klare Einsicht oft verhinderte. Dies trifft besonders im Gebiet des Bosco Pocol zu. An vielen Stellen aber ist die Anwesenheit des betreffenden Materials, wenigstens eines großen Teiles, kaum anders als durch Glazialtransport zu erklären. Wenn das Material dazu noch bunt vermischt war (was aber im Boitetal weniger der Fall ist als im Fiorentinatal) und gekritzte Geschiebe vorkamen, wurde es auf der Karte mit dem Namen Diluvium bezeichnet. Ein erschwerender Umstand ist aber die leichte Verwitterbarkeit der Dolomit- und besonders der Porphyrböcke; Gletscherschliffe und Polierung gehen schon bald wieder verloren. Umgekehrt aber können in Muren rezent gekritzte Gerölle vorkommen, die allerdings weniger poliert und gerundet sind als die eiszeitlichen, welche viel weiteren Glazialtransport erfahren haben.

Außer diesem morphologisch undefinierten Schutt sind in einigen Tälern, besonders in den westlichen Teilen unseres Gebietes, noch besser ausgeprägte Moränenformen erhalten geblieben, die auf der Karte mit einer eigenen Signatur angegeben wurden. Im O dagegen haben Gehängeschutt- und Bergsturzmassen manches wieder verwischt.

Beginnen wir nun unsere Besprechung mit dem Fiorentinatal. Auf der Terrasse, auf der Selva di Cadore gebaut ist, liegt in 1350 *m* Höhe, gleich unterhalb der Piazza, ein moränenartiger Wall. Der Wall zieht

¹⁾ Man bleibt auf der gewöhnlichen Anstiegroute von N. dem „Dipslope“ zufolge, fast immer in denselben Lagen.

sich von der Kirche bis zu der Villa Solator herab, ist leicht gebogen und befindet sich auf der dem Codalungabach zugewandten Seite der Terrasse. Auf ihm steht die unterste Häusergruppe von Selva. Auf dem Titelbild ist er recht gut zu sehen. Leider ist er nur mangelhaft aufgeschlossen, doch läßt sich trotzdem noch feststellen, daß das Material bunt gemischt und die Grundmasse lehmig ist. Auch findet man noch kleine, polierte und geschliffene, abgerundete Kalkgeschiebe. Offenbar haben wir hier eine Endmoräne (vielleicht Seitenmoräne?) des Codalungatales vor uns. Auf der gegenüberliegenden Talseite finden wir in entsprechender Höhe schwache Spuren einer zweiten Moräne. Da Klebelsbergs Untersuchungen betreffs der glazialen Rückzugsstadien in Südtirol alle zu dem Ergebnis führten, daß die Moränen des Bühlstadiums in Höhen von etwa 1200 bis 1400 *m* liegen, dürften wir es hier also mit einer Bühlmoräne zu tun haben.

Steigen wir aufwärts im Codalungatal, so treffen wir in 1500—1600 *m* Höhe auf einen schönen Endmoränenwall, der, wie auch schon Nöth beschrieben hat, aus mittelgroßen, gut gerundeten und geschliffenen Geröllen von Tuff und Dolomit in lehmiger Grundmasse besteht. Diese Endmoräne entspricht wahrscheinlich dem Gschnitzstadium, obgleich in den meisten Tälern mit südlicher Exposition die Gschnitzmoränen um 200—300 *m* höher liegen. Es flossen hier aber die Gletscher aus Val Zonia und vom Nuvolau zusammen. Von diesen beiden kann sicher der erstgenannte Gletscher ganz gut im Gschnitzstadium bis hier heruntergereicht haben, denn er hatte sein Sammelbecken im tiefliegenden, beschatteten Kar der Pian di Possoliva (Phot. 10) (2200—2400 *m*) und dazu Nordexposition.

Weitere Moränen finden wir in diesen Tälern nicht mehr; bloß Moränenschutt am Giapfaß.

Im Val Zonia ist die Oberfläche der Felsen, besonders der Nordböschung der Cerneragruppe — obgleich jetzt schon leicht verkarstet — deutlich vom Eis bearbeitet.

Verfolgen wir nun unseren Weg aufwärts ins Fiorentinatal. Es ist hier eine zwar nicht sehr schöne, aber doch ziemlich deutliche Terrasse auf der nördlichen Talseite in 1300—1400 *m* Höhe zu erkennen, die ihr Gegenstück am südlichen Gehänge beim Weiler Fiorentina findet. Die Terrasse ist auch mit Moränenschutt bedeckt, der besonders dort, wo Muren abgehen, gut aufgeschlossen ist. Das schlammige Material, das aber bei der Murbewegung aufs neue durchgearbeitet und mit Gehängeschutt sowie mit Tuffmaterial der Unterlage vermischt wurde, enthält viele ausgezeichnet gekritzte und polierte kleine Gerölle. Aber von Moränen kann man hier eigentlich schwerlich reden; es dürften vielmehr Schotter sein.

Oberhalb Marin und Costa rückt die nunmehr ebene Talsohle in das Niveau der Terrassen hinauf. Das wellige Gelände im Talgrunde rührt hier vom Bergsturz von Santa Fosca her, der nacheiszeitlich ist. Das Bergsturzmateriale besteht auch aus einer bunten Mischung von verschiedenen Gesteinsarten, das feine Material ist sehr lehmig und es läßt sich deshalb schwer feststellen, ob eine kleine moränenartige Schuttauheftung am Ausgang des Val Loschiesuoi bei Toffol wirklich eine Moräne darstellt, oder ob es noch Bergsturzmateriale ist.

Eine große Moräne findet sich aber wieder einen Kilometer hinter Pescul, an der Stelle, wo der Rio Cordon sich mit dem Fiorentinabach vereinigt, in 1450 *m* Höhe. Das breite, hügelige Gelände füllt von N her die ganze Talsohle aus und drängt den Fiorentinabach in großem Bogen auf die südliche Talhälfte zurück, wo er kaum Platz hat. Auch auf dem rechten Ufer des Rio Cordon liegt noch Moränenmaterial. Nach Klebelsberg, mit dem ich diese Stelle besuchte, sollte es die Stirn- moräne eines Gletschers aus dem Val Mondeval sein. Doch scheint mir auch reichlich Schutt aus der Pelmogruppe in engerem Sinn vorhanden zu sein. Das Material ist im allgemeinen grober als im Codalungatal, auch liegen dabei viele große Blöcke Dachsteinkalk und Liaskalke herum. Schon die Größe dieser leicht zerfallenden Gerölle widerspricht einem so weiten Transport, wie es der von der Forminplatte her sein würde.

Im Val Mondeval selbst fand ich keine Endmoränenformen mehr. Aber die gut ausgeprägte, sanft abfallende Terrasse, welche dieses Tal auf der rechten Seite in einer Höhe von 1500 bis 1700 *m* begleitet, ist mit Moränenschutt bedeckt. Nördlich von Pescul liegt auf dieser Terrasse in 1600 *m* Höhe ein ziemlich gut erhaltener, moränenartiger Wall, der eine Seitenmoräne sein könnte. Das Material ist bunt vermischt, viel weniger grob als bei Pescul und hat eine feine, allerdings wenig lehmige Grundmasse.

Hinter der Pesculer Moräne, die nach ihrer Höhe (1450 *m*) vielleicht auch dem Bühlstadium entspricht, ist der Talgrund ganz flach und breit und mit feinen, gleichmäßig großen Alluvialschottern ausgefüllt. Vielleicht ist hier auch noch ein kleiner Stausee gewesen. Verfolgt man das Tal weiter aufwärts, dann fällt einem der große, bogenförmige, großenteils schon bewachsene Wall auf, auf dem die Malga Fiorentina (1766 *m*) gebaut ist. Er lehnt sich östlich der Malga Durona (1917 *m*) an den Nordbau des Pelmo an und umschließt in einem großen, nordwärts schauenden, sich gegen W öffnenden Bogen das tiefe, vergletscherte Kar des Val d'Arcia. Grobes Haufwerk von Dachsteinkalktrümmern nimmt in Menge an seinem Aufbau teil und nur selten sind die Blöcke geschrämt und abgeschliffen. An solchen polierten Flächen fallen häufig schöne Megalodontdurchschnitte auf. Dieser Wall wäre wohl als Bergsturmoräne aufzufassen.

Weitere Moränen findet man im Fiorentinatal und seinen Nebentälern nicht. Nur sind vielleicht Schuttanhäufungen auf der obersten Talstufe des Val Mondeval in 2100 *m* Höhe, unter der Forcella d'Ambrizzola noch als Moränenreste eines letzten Rückzugstadiums (Daun) anzusehen.

Im Zoldotal spielen Vegetationsbedeckungen eine große Rolle. Südlich des Monte Crot ist das Gelände (etwa 1600 *m*) mit mächtigem Moränenschutt bedeckt; es sind hier noch viele polierte und gekritzte Geschiebe zu finden, aber gar keine morphologisch bestimmbaren Formen. Auch ist die Landschaft wegen der Bewachsung weniger übersichtlich.

Weiter südlich, bei der Casera Palafavera,¹⁾ sind wieder deutliche Vereisungsreste vorhanden. Das Tal erweitert sich, und die breite, flache,

¹⁾ Auf S. 176 war von den Palafaverawiesen die Rede. Diese erstrecken sich aber bis zum Col Marin and Col di Dof; für die Talweitung wäre der Name Pian di Palui eigentlich richtiger.

sumpfige Talsohle (1530 *m*) ist mit feinen, alluvialen Schottern ausgefüllt. Die auf der rechten Seite (Punkt 1601) anstehenden Felsen des Tuffkonglomerats sind vom Eis geglättet und gerundet. Die Talweitung wird von einem großen, bogenförmigen, breiten Wall abgeschlossen, hinter welchem das Tal eine Steilstufe bildet. Große Blöcke von Dachsteinkalk, Augitporphyrit, Schlerndolomit und Cassianer Dolomit nebst fein zerriebenem Material dieser Gesteinsarten bauen den Wall auf. Von der linken Talseite zieht sich die Moräne bis hoch am rechten Gehänge hinan; auf ihr sind die untersten Serpentinien des Saumweges zur Forcella d'Alleghe angelegt. Offenbar hat dieser Wall einst das Becken vom Pian di Palui abgeschlossen und dort einen See aufgestaut.

Südlich des Monte Pelmo dehnt sich auf der Nordseite des Zoldotales in 1850—1950 *m* Höhe eine sehr breite, hügelige, fast ganz unter Moränen- und Bergsturzschutt bedeckte Terrasse aus. Dort liegen an einigen Stellen moränenartige Wälle, die vielleicht Seitenmoränen sein könnten, worüber ich aber nicht ganz sicher war. Deshalb habe ich sie nicht auf der Karte eingetragen.

Weniger klar als im Zoldo- und Fiorentinatal sind die Verhältnisse im Boitetal. Klebelsberg (23) berichtet von einer Stadialmoräne aus der Bülzeit, die in der Nähe von Acquabona liegt. Zu dieser Zeit war das Haupttal in unserem Gebiet, also schon von Eis verlassen. In der Osthälfte des Tales ist übrigens alles von den gewaltigen Schutthalde bedeckt. Im Tal des Ru Secco sind morphologisch kennbare Moränen nicht mehr erhalten. Freilich sind diese Schuttkegel für einen großen Teil wahrscheinlich auch diluvial, aber auch das läßt sich selten mit Sicherheit feststellen.

Die Talsohle selbst ist mit diluvialen und rezenten Schottern ausgefüllt. Erstere bilden eine von den großen, jungen Schutthalde bedeckte Terrasse, in der die Boita sich wieder eingeschnitten hat.

Auf der westlichen Talseite sind in höherem Niveau noch mehrere Terrassen zu erkennen, u. a. die Terrasse von Serdes und Villanova in 1000 *m* Höhe, die Terrasse der Casera Geralba, der Tabia Senes und der Umgebung der aus ihr aufragenden Col Muzilai in 1100 bis 1200 *m* Meereshöhe. Das ganze Gebiet der Tabia Ciauta und des Bosco Pocol bildet weiter eine flach abfallende, sehr breite, mit groberem und feinerem Schutt bedeckte, terrassenartige Platte in einer mittleren Höhe von 1300 bis 1450 *m*. Aber in dem gesamten Gebiet konnte ich keine gut bestimmbareren Moränenformen finden; vielleicht jedoch wäre es einem besser glazialgeologisch geschulten Auge möglich.

Auf der Karte wurde Gehängeschutt im Tal bei der Tabia Reguites eingetragen. Wahrscheinlich ist der gemischte Teil dieser Schuttmasse, die auch schon ganz unter Pflanzenwuchs verborgen ist, auch diluvial.

Auf der Federa-Alpe, beim Rifugio Croda da Lago, hat Moränenschutt wahrscheinlich größere Verbreitung, als auf der Karte angegeben ist. Das Val Dortie habe ich wegen Zeitmangels überhaupt nicht besucht. Es war aus der Ferne schon ohne weiteres deutlich, daß die dort anstehenden Gesteine nur zum Cassianer Dolomit gehören können.

Weder im Boitetal noch im Zoldo- und im Fiorentinatal habe ich im Diluvium fremde Gerölle gefunden. Freilich stammen viele der Kalk-

und Tuffgerölle des Boitetales aus der Ampezzaner Gegend, aber Gerölle von Gesteinen, die in unserem Gebiete nicht vorkommen, wurden nirgends angetroffen.

2. Alluvium.

Als alluviale Ablagerungen treffen wir in unserem Gebiet Gehängeschutt, Bergstürze, Muren, Flußalluvionen und Gletscher an. Erstere zwei sind nicht immer scharf auseinanderzuhalten, ist doch jeder Steinschlag an und für sich ein kleiner Bergsturz, und stürzen doch tagaus, tagein von den ungeheuren Dachsteinkalkwänden haushohe Blöcke herunter. So ist auch nach der Größe des Materials kein Unterschied zu machen. Deshalb wurden Bergstürze nur dort angegeben, wo deutlich erkennbare Abrißstellen und Sturzbahnen angetroffen wurden.

Der größte Bergsturz war der von Borca und Resenigo, der in geschichtlicher Zeit abgegangen ist und ausgedehnte Kulturböden bedeckt hat.¹⁾

Kaum weniger groß war der Bergsturz von Santa Fosca, der von der Südwestwand des Piz del Corvo abgegangen ist. Dieser Bergsturz soll vorgeschichtlich sein — im Tal konnte ich bei der Bevölkerung wenigstens nichts darüber erfahren —, ist aber jedenfalls nacheiszeitlich. Er hat eine große Wunde in der Bergflanke zurückgelassen (Titelbild und Photographie 12), und oben an der Abrißstelle ist ein prachtvoller Rutschspiegel noch z. T. erhalten.

Viel kleiner war der Bergsturz, der oberhalb Selva hinter Vidot liegt. Schließlich findet man noch eine sehr deutliche Abrißstelle (Photographie 17) in der Nähe von Troi. Es ist die so oft erwähnte Fundstätte der Bellerophonschichten. Die Sturzbahn, obgleich schmal, ist gut ausgeprägt und sehr steil. Die Masse, die dort herunterkam, war nur klein.

Unter Steilwänden der Rochetta und des Beccolungo liegen gewaltige Trümmerhaufen von Cassianer Dolomit, die dort die Grenze zwischen Cassianer Tuffsandsteinen und Dolomit ganz verdecken. Sie füllen nicht nur das Tal des Rio Aussel aus, sondern greifen über auf das Tal der Torrente Frates. Hier sieht man, wie sie die Oberfläche der Cassianer Tuffe diskordant bedecken, und man darf deshalb auch mit aller Wahrscheinlichkeit annehmen, daß man es mit einem Bergsturz zu tun hat.

Mürbildung kommt in unserem Gebiet ziemlich wenig vor, außer im Florentinatal unterhalb Pescul. Schon bei dieser Ortschaft bilden die Cassianer Schichten des südlichen Gehänges kleine Muren. Viel gefährlicher aber ist diese Seite des Tales zwischen Selva und Caprile. Die massigen Tuffbänke werden von dünnen, tonigen Schieferlagen, die eine vorzügliche Gleitfläche bilden, voneinander getrennt und sind außerdem gegen den Bach hin geneigt; Bach und Straßenbau haben überdies noch die Schichtköpfe unterhöhlt. Dazu kommt noch, daß wir uns hier in einer tektonisch stark durchbewegten Zone befinden, die Tuffe deshalb stark gebrochen sind und eine Art rohe Klüftung zeigen. Nach jedem starken Regenwetter kommen hier große Stücke des Berges herunter.²⁾

¹⁾ Literatur über diesen Bergsturz findet man bei Catallo (40) und Marinello (41). Erstere Arbeit war nicht mehr erhältlich, die zweite Arbeit habe ich vergebens beim C. A. I. angefragt; deshalb kann ich leider nichts Näheres über diesen großen Bergsturz mitteilen.

²⁾ Wegtafeln warnen die Vorbeigänger an einigen Stellen vor der gefährlichen Strecke.

Fast ebenso ungünstig ist die Lage an der nördlichen Berglehne, obgleich die Schichten dort bergwärts fallen. Das wenig feste Gestein verwittert aber sehr leicht, und zusammen mit dem Diluvialschutt bildet seine Oberkruste nach schwerem Regenfall eine wasserdurchtränkte, schlammig-tonige Masse. Außerdem hat der Florentinabach sich hier verhältnismäßig zu tief eingeschnitten; das Gehänge ist zu steil geworden, und schon kleine Ursachen können das Gleichgewicht zerstören und die Masse ins Rutschen bringen. Ein solcher Umstand war der heiße, trockene Sommer von 1928, auf den ein sehr nasser Herbst folgte. Auf der Berglehne oberhalb Selva liegt eine alte Mur, die schon vor etwa 70 Jahren heruntergekommen ist, halbwegs auf dem Hang aber zum Stillstand kam und dort bis jetzt festgehalten wurde. Augenscheinlich war die Mur wieder fest mit dem Gelände verwachsen, denn es waren keine Risse mehr zu sehen, und alles war mit Vegetation bedeckt. Die Lärchen standen vollkommen geradeauf. In dieser Masse hat sich nach dem Herbstregen von 1928 zwischen Zardin und Zambelli nun wieder eine lange Spalte geöffnet. Von Bewegung war aber in 1929 noch nichts zu spüren,¹⁾ und mir scheint die Gefahr für Selva vorläufig noch unbedeutend.

Mehr bedroht ist die Lage der Häusergruppen *Rova* und *Zanol*. Hier ist die neue Autostraße nach *Longarone* zu tief in das Gelände, das auch schon vermurt war, eingegraben, und hier ist in 1928 an zwei Stellen ordentliche Bewegung eingetreten. Einige Wohnungen mußten inzwischen schon geräumt werden. Oben im Walde bilden sich nun noch immer mehr Spalten (Photographie 16). Im vergangenen Sommer baute man an der Straße Stützmauern und sorgte für bessere Wasserabfuhr; es bleibt aber immerhin fraglich, ob man jetzt noch imstande sein wird, die gelösten Massen aufzuhalten.

Die Alluvialschotter wurden schon beim Diluvium behandelt.

Gletscher gibt es nur zwei in unserem Gebiet; beide am Monte Pelmo. Im großen Schuttkar liegt dort zwischen 2850 und 3000 *m* ein kleiner Hängegletscher mit Südexposition. Die Oberfläche ist 13 *ha*. In niederschlagsreicheren Sommern ist der Gletscher immer spaltenlos; in 1928 aber war das Eis ganz ausgeapert, und besonders auf der Westseite des Gletschers war eine Anzahl kleiner Spalten entstanden.¹⁾

Etwas größer (15 *ha*) ist der Val d'Arciagletscher im N, ein Kar-gletscher in 2200—2400 *m* Höhe, der seine Zufuhr nur den Lawinen aus der Pelmonordwand und aus dem steilen Eiscouloir der Fissura verdankt. In seinen oberen Teilen hat dieser Gletscher einige Spalten; übrigens ist vom Eis wenig zu sehen, weil der Gletscher tief unter Schutt begraben liegt. Seine Endmoräne bildet eine gewaltige Schutthalde, die bis tief ins Florentinatal hinabreicht.

Gehängeschutt findet man schließlich allenthalben. Besonders die großen Kalk- und Dolomitwände tragen großartige Schuttkegel, die im Text schon sehr oft erwähnt wurden. Daher komme ich jetzt nicht wieder darauf zurück.

¹⁾ Deshalb wurde diese Mur auch nicht auf der Karte angegeben.

Fundstätten von Versteinerungen.

Bevor ich noch einige **Schlußbemerkungen** über die Faziesverteilung mache, möchte ich hier erst noch ein **kurzes Verzeichnis** der wichtigsten Fundstätten von Versteinerungen (V) und der instruktivsten Aufschlüsse geben.

Bellerophonschichten: bei Troi.

Werfener Schichten: Ausgang des Val Zonia (V).

Richthofensche Konglomerat: Val Stretta.

Muscheikalk: Ausgang des Val Zonia (V).

Mendoladolomit: Codalunga.

Buchensteiner Schichten: Straße Selva-Capriole, Vallazza (mit Radiolarien).

Pietra Verde: Insom le Crepe, Malga Mondeval Inferiore.

Schlerndolomit: Cerneragruppe.

Cassianer Dolomit: Zwischen Villanova und Croda Rotta (V), Crepe di Serla und Col della Manze (V).

Ältere Tuffe: Straße Selva-Capriole.

Jüngere Tuffe: Corvo Alto.

Wengener Schichten: Forcella Vallazza (V).

Tuffkonglomerate: Col di Baldi.

Cassianer Tuffsandsteine: südöstlich Rug dei Termen (V), Val d'Entremont (V) [Pflanzen], Bosco Pocol (V). (Von der Brücke über den Fedarolabach führen drei Steiglein durch den Bosco Pocol hinauf bis in die Nähe des Pian di Madier. Am östlichsten Steig findet man sehr fossilreiche Tuffsandsteine.)

Cassianer Schichten: Mergelfazies: Val Stretta (V).

Cassianer Schichten, Givranelafazies: Staulanzastraße (V) (oberhalb Palafavera).

Marmolata-, bzw. Cipitkalk: Costa del Conte (V), bei der Forcella Tofol.

Cipitkalkblöcke: Col di Giatè Val Zonia.

Raibler Schichten: Rifugio San Marco, Campo Rutorto (V).

Dachsteinkalk: Pelmo, Fiorentinaoräne (V).

Lias: Pelmogletscher (V), Antelao, besonders Val Oten (V).

Kurzer Überblick der Sedimentationsbedingungen und der Faziesverteilung im Pelmo-Gebiet während der Triaszeit.

Im vorangegangenen stratigraphischen Teil wurden die Faziesdifferenzierung und die Sedimentationsbedingungen schon beiläufig erwähnt; um aber eine klare Einsicht in die Verhältnisse, die während der Triaszeit und besonders zur Zeit der ladinischen Stufe in unserem Gebiete herrschten, zu bekommen, wird es gut sein, noch einmal eine zusammenfassende Übersicht zu geben. Dabei können einige Fragen noch eingehender behandelt und vielleicht neue im Zusammenhang erörtert werden.

Die ältesten Gesteine, die auf der Karte angegeben wurden, sind die oberpermischen Bellerophonschichten, die nur eine örtlich sehr beschränkte

Verbreitung haben, was aber nur eine tektonische Ursache hat. Ihre Fazies deutet auf ein flaches, warmes Meer hin, wo ruhige Sedimentationsbedingungen herrschten. Terrigenes Material fehlt oder tritt ganz hinter chemischen Sedimenten zurück. Gegen das Ende der Permzeit ist vielleicht eine sehr geringe Vertiefung eingetreten, aber der Flachseecharakter bleibt auch während der Werfener Zeit bewahrt. Der Übergang von Bellerophonschichten zu Werfener Schichten ist ein unmerklicher und läßt sich nur stratigraphisch nachweisen.

Doch treten jetzt kleine Änderungen ein. Obgleich offenbar mehr Bedingungen offenen Meeres herrschten, tritt besonders gegen die obere Werfener Zeit hin klastisches Material immer mehr in den Vordergrund. Wahrscheinlich hängt dies mit gesteigerter Denudation auf dem nahen Festlande zusammen, die ihre Ursache wohl in einer langsamen Hebung desselben findet. Diese Periode wird abgeschlossen mit der Bildung des Richthofenschen Konglomerats, zweifellos ein Transgressionskonglomerat, das aber vollkommen konkordant die Campiller Schichten überlagert. Auch in unserem Gebiet ist die Anwesenheit von zahlreichen Geröllen aus den Seiser Schichten¹⁾ im Konglomerat schwer verständlich, aber die geringe Verbreitung, die das Konglomerat in dieser Gegend hat, macht die Beantwortung dieser Frage unmöglich. Doch haben wir auch hier, wie Nöth für das benachbarte Cordevole-Gebiet festgestellt hat, gar keine tektonischen Anhaltspunkte, um eine so tiefgehende Aufarbeitung der Werfener Schichten erklären zu können und die u. a. von Klebelsberg erörterte Annahme, die Gerölle stammten aus entfernten Aufarbeitungsgebieten, dürfte wohl zutreffend sein. Oder könnten es vielleicht die Relikte sein von allerersten, jetzt verschwundenen Campiller Schichten, die nach einer kurzen Regression am Ende der Werfener Zeit vom transgredierenden Meer aufgearbeitet wurden?

Immerhin, nach Ablagerung des Konglomerats, herrschen wieder dieselben Flachwasserbedingungen, und der untere Muschelkalk zeigt ähnliche Fazies wie die Campiller Lagen.

Bis jetzt haben in dem ganzen Gebiet dieselben Verhältnisse bestanden; nur könnte das Meer im O etwas tiefer gewesen sein, wenigstens scheint dort die kalkige Entwicklung etwas zuzunehmen. Diese Einförmigkeit der Fazies in horizontaler Erstreckung bleibt auch noch während der Ablagerung der Mendoladolomitplatte bestehen, bis auf eine Ausnahme am südöstlichen Ende des Cernerariffs, die vielleicht eine andere Ursache hat, wie wir später sehen werden. Auch der Mendoladolomit ist eine Flachwasserbildung, jedoch die eines offenen Meeres, wo das Wachstum der Kalkalgen und anderer riffbauender Organismen nicht von terrigenem Detritus erstickt wurde. Offenbar hat die Küste sich mit Fortschreiten der Transgression entfernt. Das Meer scheint zu jener Zeit wohl etwas tiefer gewesen zu sein, allerdings nicht mehr als 200 m.

Mit dem Eintreten der vulkanischen Fazies ändert sich nun das Bild mit einem Schlage. Obgleich Ogilvie die Schlammfazies der alleruntersten Buchensteiner Schichten noch zur anisischen Stufe rechnet, wäre es vielleicht besser, die anisische Periode mit dem Einsetzen der Fazies-

1) Wenigstens den Seiser Schichten sehr ähnliche Gerölle.

differenzierung als abgeschlossen zu betrachten (in unserem Gebiete wurden außerdem die Lagen mit *Diplopora annulatissima* nicht gefunden).

In dem gesamten Gebiet der Dolomiten existieren von nun ab bis zur Ablagerung der Raibler Schichten zwei Faziesbereiche nebeneinander, die Mojsisovics seinerzeit schon ausführlich unter den Namen „heteropische“ und „isopische“ (oder Riff-) Fazies beschrieben hat. Freilich hat er diese Namen nicht ganz richtig angewandt; ist doch die Rifffazies der vulkanischen Fazies gegenüber auch heteropisch. Andererseits ist auch der Name „vulkanische Fazies“ nicht ganz richtig, weil auch verschiedene nichtvulkanische Gesteine an ihrem Aufbau teilnehmen.

Neuerdings hat Hummel (36) die Namen „Becken- und Schwellenfazies“ vorgeschlagen. Diese Namen scheinen mir aber weniger glücklich gewählt, weil sie von einer Voraussetzung ausgehen, die in manchem Teil der Dolomiten noch nicht nachgewiesen oder wenigstens recht fraglich ist.

Als erstes Glied der nichttrichalen Fazies treten bekanntlich die Buchensteiner Schichten auf: allererst in schlammiger Fazies entwickelt, später als Knollenkalke, Kieselkalke, Pietra Verde, Radiolarienhornsteine usw.

Die Buchensteiner Schichten liegen konkordant auf dem Mendoladolomit und gehen seitlich in den Schlerndolomit über, der an ihnen auskeilt. Die heteropische Grenze scheint scharf zu sein, und dieser Eindruck wird noch verstärkt, weil die Buchensteiner Schichten an der Riffböschung oft intensiv verfault und gestaucht sind. Außerdem haben auf der Grenze der beiden sehr verschieden resistenten Gesteine kleine Bewegungen stattgefunden.

Besonders die Hornsteine bilden eine sehr interessante Erscheinung. Sie kommen nicht nur als Kieselknollen in den Knollenkalken vor, sondern auch als selbständige Lagen in Verbindung mit der vulkanischen, gleichfalls stark verkieselten Pietra Verde. Sowohl die Kieselknollen wie die Hornsteinlagen enthalten beide Radiolarien in einer kryptokristallinen Grundmasse von Quarz und Chalcedon. Die Radiolarien sind in sehr verschiedenen Mengen vorhanden. Es gibt Lagen, die ganz frei von Radiolarien sind; in anderen sind nur wenige Individuen eingestreut, wieder andere hingegen sind damit überfüllt; es sind echte Radiolarienhornsteine. Die Radiolarien sind nicht sehr gut erhalten. Ihr Erhaltungsgrad ist aber stets derselbe. Es gibt in den Schliffen keine Übergänge von sehr gut erhaltenen zu fast unkenntlichen Radiolarien. Deshalb darf auch nicht angenommen werden, daß alle Kieselsäure organischer Natur sei und daß die organischen Strukturen später durch Änderungen im Gestein verloren gegangen seien. Im Gegenteil wird die Kieselsäure größtenteils anorganischer Natur sein und nach der Definition Steinmann's (42) sind diese Hornsteine keine echten Radiolarite. Mit den „Oozes“, z. B. von Timor oder der Danaufornation aus Borneo, haben diese Gesteine nur geringe Ähnlichkeit.

Dennoch möchte man die radiolarienreichen Hornsteine, die außerdem keine anderen Organismen enthalten,¹⁾ auf den ersten Blick für

¹⁾ Bis auf eine Ausnahme, S. 32.

Tiefseeablagerungen halten. Dies wäre aber nur mit einer großen Bodensenkung zu erklären.

Eine solche nimmt Horn (29) tatsächlich für das Gebiet zwischen Cordevole- und Anseital an, wegen der großen Verbreitung der Hornsteine und Pietra Verde; vielleicht ein Irrtum, denn er fügt hinzu, daß aus diesem Gebiet gar keine durchgehenden Riffbildungen aus der ladinischen Stufe bekannt seien. Offenbar hat er weder das Cernerariff, dessen Wachstum ununterbrochen von der anisichen Zeit bis in die Cassianer Zeit hinein fortgedauert hat, noch das Civetta-Alto di Pelsariff gekannt. In der Civettagrube reicht die Riffazies sogar vom Mendoladolomit bis zu den Raibler Schichten. Freilich könnte man dann sowohl für das Cernerariff wie für das Civettariff eine Schwelle annehmen, allein sind Anzeichen einer solchen in unserem Gebiet gar nicht vorhanden. Hätten einmal solche Höhenunterschiede wirklich bestanden, so sollten die in der Cassianer Zeit schon wieder ausgeglichen sein, was sich aber auch schwer erklären läßt.

Außerdem wechseln im Buchensteiner Schichtenkomplex die Hornsteine mit Lagen, die wieder Shelfcharakter zeigen, wie Horn ja auch selbst erwähnt.

So ist kaum eine andere Annahme möglich, als daß die Radiolarienhornsteine auch in einem enttiefen Meer entstanden sind und ihre Bildung auf besondere Ursachen zurückzuführen ist.

Recht interessant sind nun in dieser Hinsicht die Beschreibungen, die Dewey und Flett, Davis, Lawson, Carstens u. a. von ähnlichen Radiolarienhornsteinen geben, gleichfalls an basische Eruptiva verknüpft und mit ausgesprochen neritischen Ablagerungen in Wechsellagerung vorkommend. Dewey und Flett (43) beschreiben die devonischen Radiolariengesteine von Cornwall, zusammen mit „pillowlavas“ auftretend,¹⁾ Lawson (45) und Davis (44) die obercretaceischen und tertiären Hornsteine der Franciscan- und Montereyserien, die zusammen mit „Ellipsoidbasalts“ vorkommen.²⁾ Carstens schließlich hat ähnliche Radiolariengesteine in der neritischen Bymarkformation (Silur) der Trondhjem Mulde entdeckt, die in enger Verbindung mit Grünsteinen stehen (47).

Alle obengenannten Untersucher kommen zu demselben Ergebnis: der Vulkanismus sei verantwortlich für die Entstehung der Hornsteine. Es sind nun nach ihnen zwei Möglichkeiten vorhanden: entweder haben kiesel-saure Exhalationen oder sogar Quellen³⁾ das Meerwasser mit Kieselsäure angereichert („The igneous rocks exhaled vapours or solutions of magmatic origin, rich in dissolved silicates of soda and other bases“. Flett) und schließlich wurde die Kieselsäure in kolloidaler Form niedergeschlagen; oder es ist die Kieselsäure von den dunklen Mineralien abzuleiten, die bei ihrer Zersetzung in Berührung mit Meerwasser

¹⁾ Kissenlaven.

²⁾ Ein ähnliches Gestein wie unsere „Kugelbasalte“. Die Kissenlaven haben hiemit auch Ähnlichkeit.

³⁾ Russell (48), Watson und Sandford (49) beschreiben rezente submarine Kieselsäurequellen von bedeutenden Dimensionen. Sie behaupten, daß solche Quellen wahrscheinlich noch viel mehr verbreitet sind, und wahrscheinlich auch in den Meeren früherer geologischen Perioden eine Rolle gespielt haben.

kolloidales SiO_2 geliefert haben. In beiden Fällen wurden nicht nur sehr günstige Lebensbedingungen für die Radiolarien geschaffen¹⁾ — zu gleicher Zeit aber auch sehr ungünstige für andere Organismen —, sondern auch ebenso günstige Bedingungen für ihre Erhaltung. Außerdem ist, nach Davis (44), die kolloidale Kieselsäure imstande, die unterliegenden, noch nicht verfestigten, jüngsten Meeressedimente in hohem Grade zu imprägnieren. Bei solchem Prozeß könnte nach ihm sogar auch der Radiolariengehalt dieser Gesteine durch diese Zufuhr gesteigert werden. Damit wären die Kieselknollen der Knollenkalke mit ihrem Radiolariengehalt erklärt.

Die Beschreibung, die Davis von den „Franciscan radiolarian-cherts“ gibt, könnte auf die Buchensteiner Schichten angewandt werden, die Ähnlichkeit ist sehr groß, auch nach ihrer äußeren Erscheinung, wie aus den dem Text beigelegten Photographien hervorgeht.

Also haben wahrscheinlich sowohl die Exhalationen als die Zersetzung der dunklen Mineralien die Kieselsäure geliefert. Bekanntlich sind in der Pietra Verde fast keine dunklen Mineralien mehr vorhanden und in den Augitporphyrituffen sind diese auch in hohem Maße auseinandergefallen. Vielleicht haben die bei dieser Zersetzung freigewordenen Mg-Verbindungen beim Dolomitierungsprozeß noch eine Rolle gespielt.

Auch in den älteren Augitporphyrituffen findet man stellenweise noch Radiolarien und es scheint mir sehr gut möglich, daß die verrieselten Zwischenlagen, die man bisweilen in der Tuffgruppe antrifft (z. B. an der Straße Mareson—Palafavera oberhalb Pecol), auch in größerer Menge Radiolarien enthalten werden.

Zur Buchensteiner Zeit brauchen wir also noch nicht die Existenz von größeren Meerestiefen neben den Riffen anzunehmen. Auch Hummel (36), der doch für die nächstfolgende Periode den Schwellen und Becken eine bedeutende Rolle zuschreibt, betont dies.

Als Riffazies der Buchensteiner Zeit und der nachfolgenden Wengener Periode treffen wir den Schlerndolomit an. Wie wir schon gesehen haben, ist das Vorkommen von Marmolatakalk im Pelmogebiet fraglich und jedenfalls von geringer Bedeutung. Auf der Basalplatte des Mendoladolomits wuchsen nun am Anfang der ladinischen Zeit mehrere isolierte Riffe, die viele hundert Meter mächtig wurden: es sind die Riffe des Monte Cerera, des Monte Crot und der Civetta. Das Riffwachstum dauerte während der ganzen Buchensteiner und Wengener Periode fort, in der Civettagruppe sogar ununterbrochen

¹⁾ Flett sagt, Johnstone (46) zitierend: „Recent researches on the plankton of the northern seas have proved that the modern organisms which form siliceous tests are dependent on the supply of silica in the water which they inhabit. At certain seasons a large increase in the amount of dissolved silica takes place, and this is followed almost immediately by the rapid proliferation of the diatoms etc. that inhabit the water.“

Flett glaubt, daß diese Regel auch für die Radiolariengesteine gilt, besonders für diejenigen, die in Verbindung mit Kissenlaven auftreten.

bis zu den Raibler Schichten. Über die nördliche Ausdehnung des letztgenannten großen Riffes, dessen äußerste Spitze allerdings nur unsere Karte berührt, kann ich keine zuverlässigen Daten geben. Das Riff endet mit einer Denudationssteilwand an der Cima Coldai und mehrere Störungen scheiden es vom Monte Fernazza. Der Mendoladolomit des letztgenannten Berges scheint aber gegen Süden anzuschwellen, es ist deshalb recht gut möglich, daß wir es hier noch mit einem nördlichen Ausläufer des Civettariffs zu tun haben. Auf der Ostseite wird die Civettagruppe von einer Querverwerfung begrenzt.

Am Cernerariff hingegen kennt man auf drei Seiten mäßig steil geneigte ($15\text{--}30^\circ$), defensive Riffböschungen, die uns zeigen, daß es nur ein kleines Riff war, das mit der Zeit immer mehr zurückgedrängt wurde. Wie weit es sich nach S erstreckt hat, ist unsicher; weit kann es aber nicht gewesen sein. Der Umfang wird kaum das Doppelte erreicht haben, und sicher hat nie eine Verbindung mit dem Civettariff bestanden, denn der Costa del Conte-Rücken schiebt sich dazwischen. Freilich liegt zwischen Monte Cernerera und Costa del Conte auch die Antelao-Linie; das Cernerariff gehört zur nördlichen, oberen, die Costa del Conte zur südlichen Schuppe, der Abstand zwischen beiden war also sicher einmal größer. Aber doch nicht sehr viel, denn die horizontale Verfrachtung an der Antelaoschubfläche war zwar bedeutend, aber doch nicht außerordentlich groß — die vertikale Bewegungskomponente war fast gleich groß wie die horizontale — und sicher war sie ganz anderer Größenordnung als die Deckenverfrachtungen in den Zentralalpen.

Auch die Riffe von Crot und Civetta haben nicht zusammengehangen. Der Crot kehrt ja der Civetta seine Riffböschung zu. Ob einmal zwischen Crot und Cernerera Zusammenhang bestanden hat, läßt sich wegen der komplizierten tektonischen Verhältnisse jetzt nicht mehr nachweisen.

Bezüglich ihrer Fauna haben die Riffe in unserem Gebiet keine neuen Gesichtspunkte geliefert. Organische Reste fehlen meistens oder waren fast völlig obliteriert. Kalkalgen spielen offenbar eine weit größere Rolle als Korallen, weiter sind Echinodermen und Gastropoden zu erwähnen. In den kalkigen Zwischenlagen der Cassianer Schichten sind Girvanellen, Pycnostromen, Codiaceen¹⁾ und Korallen am meisten vertreten. Letztere bilden oft größere zusammenhängende Stöcke; jedoch findet man auch Einzelkorallen (Val Stretta).

¹⁾ Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. Pia, der so freundlich war, meine Schiffe durchzusehen. In seinem Schreiben betont Prof. Pia zuerst, daß der Unterschied zwischen *Girvanella* und *Pycnostroma*, die beiden häufig in den Cassianer Schichten vorkommen, aber keine Leitfossilien sind, wahrscheinlich oft nur ein solcher der Erhaltung ist. Weiter erwähnt er das Vorkommen von Oolithen anorganischer Entstehung in den Gesteinsproben der Forcella Staulanca.

Betreffend den Codiaceen schreibt Prof. J. Pia folgendes: „In mehreren Schriffen fielen mir Schnitte auf, die höchstwahrscheinlich von einer stark abgerollten, wirklichen Codiacee (also nicht einem *Sphaerocodium*) herrühren. Bestimmen lassen sich diese Reste allerdings nicht, einesteils, weil es so kleine Bruchstücke sind und andernteils, weil man von den triadischen Codiaceen noch nichts weiß. Aber faziell ist das Vorkommen nicht uninteressant. Ich fand sowohl in den mit Tofol (Ausgang des Val Stretta) als in den mit Forcella Staulanca bezeichneten Stücken solche Reste.“

Die Anlagerung hingegen, das gegenseitige Verhältnis zwischen Rifffazies und heteropischen Fazies, ließ sich an vielen Stellen in recht interessanten und instruktiven Aufschlüssen studieren. Es wurde dabei versucht, besonders zwei Fragen zu beantworten:

1. inwiefern die Anlagerung eine primär-stratigraphische oder eine sekundär-tektonische war und

2. ob wirklich solche Tiefenunterschiede in Becken- und Schwellenfazies bestanden haben, wie neuerdings Hummel wieder betont hat, und ob das Zeitintervall zwischen der Bildung der Riffe und der Ablagerung der Tuffe so groß war, wie der genannte Forscher meint.

Befassen wir uns nun zunächst mit der ersten Frage. An drei Stellen wurden Riffböschungen mit einer primären stratigraphischen Anlagerung festgestellt.¹⁾ An diesen Stellen sind auch während der tertiären Orogenese keine Bewegungen eingetreten, obgleich in den Dolomiten die Bewegungen, die zur Druckentlastung führten, gerade die Grenzflächen dieser zwei sehr ungleichen Gesteinsarten bevorzugten. Eine solche Bewegung hat tatsächlich an der östlichen Riffböschung der Cerneragruppe stattgefunden, wo die Corvo Alto-Masse etwas an sie herangeschoben ist. Die Bewegung war hier aber nur gering, und jetzt noch ist es klar, daß auch hier die Anlagerung eine primäre war. (Wohl nirgends in den Südtiroler Dolomiten ist übrigens das Auskeilen des Dolomites so prachtvoll wahrzunehmen als in der Corvogrube. Die Aussicht auf diese Berge vom Monte Crot oder vom bewaldeten Rücken zwischen Val Pisandro und Val d'Avvace wirkt mehr als überzeugend.)

Die Riffböschungen bilden im allgemeinen mäßig steil geneigte, unebene, wellige Oberflächen, die einen Winkel von 15—30° mit den Tuffen bilden. Am Monte Crot ist dieser Winkel noch kleiner. Gerade hier ist es recht deutlich, wie die Tuffe den Dolomit wie einen Mantel umlagern. Am Crot bildete die Riffböschung auch eine kleine Bucht, in welche die Tuffe hineindringen (Fig. 7).

An einigen Stellen ist in der Nähe der Riffböschung die ursprüngliche Schichtung der Riffe bewahrt geblieben; sie zeigt dasselbe Fallen wie die anlagernden Tuffschichten. Wo aber nachträgliche Bewegungen stattfanden, ist das Fallen nicht immer dasselbe; auch sind die Tuffe dann oft gestaucht und gefaltet, besonders die Pietra Verde (Vallazza).

Die Faziesgrenze ist meistens ziemlich scharf, aber häufig treten auch die schon beschriebenen (S. 177) Grenzbildungen auf.²⁾ Diese Grenzbildungen sowie auch die Kieselkonkretionen lassen sich recht gut am Crot wahrnehmen.

Schließlich sind die Cipitkalkblöcke zu erwähnen. Diese befinden sich nur in der Nähe der Riffe; einige könnten vielleicht von den Riffen abgestürzt sein; die meisten sind aber wohl an Ort und Stelle gewachsen. Vielleicht sind die Blöcke an einige bestimmte Niveaus gebunden; mit Sicherheit feststellen ließ sich dies jedoch nicht. Verschiedene Blöcke

1) Cenera Nord- und Ostseite; Crot Westseite.

2) Obgleich viel weniger allgemein, als man vielleicht nach der Beschreibung auf S. 177 glauben möchte.

sind isoliert. Im Val Zonia gibt es aber auch nach N auskeilende Kalkbänke, die vielleicht einmal mit dem Riff zusammengehangen haben. Jetzt trennt sie aber das Tal vom Riff.

Betrachten wir nun die Tuffazies, so sehen wir zuerst, daß zu Anfang der Wengener Zeit die Eruptionen in unserem Gebiet ihren Höhenpunkt erreicht haben. Die Tuffbänke sind sehr mächtig und dicht, die nicht-vulkanischen Zwischenlagen nur gering mächtig. Doch deuten diese Lagen auf kurzfristige Interruptionen der vulkanischen Vorgänge hin. In den Tuffen sind Kohlenschmitze und unkenntliche Pflanzenreste allgemein, sonst sind Versteinerungen sehr selten.

Diese Eruptionsphase wird mit der Bildung des Agglomerats abgeschlossen. Die Tuffe werden jetzt feinschichtiger, nehmen mehr den Charakter von Tuffsandsteinen an und Zwischenlagen kommen häufiger vor.

Sowohl die Natur der Zwischenlagen als auch die in den Tuffen eingeschlossenen Pflanzenreste deuten auf ziemlich geringe Meerestiefe hin, sonst könnten sich ja auch die Cipitkalkblöcke nicht in diesen Tuffen bilden. In dieser Zeit weicht das Riff immer mehr zurück, wenigstens am Monte Crot und am Monte Cenera.

Es scheint mir, daß der ganze Tuffkomplex gegen O nicht unbedeutend geringmächtiger wird, was uns auch gar nicht zu wundern braucht, weil man sich immer mehr vom Eruptionszentrum entfernt.

Gegen das Ende der Wengener Zeit hin hatten das Cenerariff und auch das Crotriff nur noch geringen Umfang. Das Riffwachstum hört nun bald ganz auf und die Gruppe der Cassianer Tuffsandsteine, wie auch im S die der Tuffkonglomerate, breitet sich über das ganze Gebiet aus; nur das Civettariff erhebt sich noch. Der Komplex der Tuffsandsteine ist aber noch viel weniger homogen wie zuvor und es stellen sich jedesmal sedimentäre, nicht vulkanische Zwischenlagen ein, die oft organogener Natur sind und die sich allmählich aus den Tuffsandsteinen entwickeln. Sie zeigen alle einen Shelfcharakter. Nirgends in dem ganzen Gebiet läßt sich für diese Zeit eine größere Meerestiefe feststellen. Die nur mäßig gut gerollten Tuffkonglomerate deuten auf Land in benachbarten Regionen, das vielleicht im W zu suchen ist, denn im O, im Val Oglio, sind die Konglomerate nur geringmächtig und wechsellagern mit gewöhnlichen Tuffsandsteinlagen; auch scheinen die Gerölle dort kleiner zu sein.

Auf dem Boden dieses gleichmäßig tiefen Meeres breitet sich nun beim Aufhören der vulkanischen Tätigkeit überall die mächtige Platte des Cassianer Dolomits aus. Alle Faziesdifferenzierung, also auch eine etwaige Verteilung des Meeresgrundes in Becken und Schwellen, ist zu dieser Zeit zu Ende. Offenbar hat der Vulkanismus im N früher nachgelassen als im S: die Dolomitplatte ist dort wenigstens viel mächtiger, das Tuffpaket hingegen weniger dick. Im N fehlen auch die Tuffkonglomerate. Man wäre geneigt, sich zu fragen, ob die Tuffkonglomerate dann nicht gerade aus diesem Gebiet herkommen könnten? Dies ist jedoch nicht der Fall. Es besteht dort ein gleichmäßiger Übergang zwischen Tuff und Cassianer Dolomit, es sind gar keine Anzeichen irgend einer Regression vorhanden und außerdem stammt das Material der Tuffkonglomerate sicher nicht aus den nördlichen Tuffsandsteinen.

Bald breitet die Dolomitplatte sich auch über die südlichen Teile des Pelmogebietes aus. In der Civetta-Gruppe wird der Schlerndolomit teilweise noch von geschichtetem, rötlichem Cassianer Dolomit bedeckt. Aus der Ferne gesehen, scheint es eine Art Anlagerung zu sein. Dies ist aber nicht so; die Lagerung der beiden Gesteine ist tektonisch sehr verstellt und wahrscheinlich ist ihre Grenzfläche auch eine Störungsfläche.

Zur Zeit des Cassianer Dolomits wurde nur zweimal eine dünne Tuffschicht abgelagert; sonst sind die vulkanischen Erscheinungen erloschen. Vielleicht steht damit im Zusammenhang, daß der Cassianer Dolomit viel weniger stark dolomitisiert ist als der Schlerndolomit.

Ein großer Teil des Cassianer Dolomits gehört schon der karnischen Stufe an. Es würde vielleicht richtiger sein, statt der drei Namen: Schlerndolomit, Marmolatakalk und Cassianer Dolomit, nur eine Bezeichnung zu nehmen; sind doch weder Marmolatakalk noch Cassianer Dolomit paläontologisch genau zu identifizieren und sind diese beiden wahrscheinlich nur die kalkigen, weniger stark dolomitisierten Repräsentanten des Schlerndolomits.

Dem Cassianer Dolomit folgt nun noch die Verlandungsperiode der Raibler Zeit, dann tritt wieder eine neue Senkung ein und in großer Einförmigkeit wird der Dachsteinkalk abgelagert.

Es besteht also wirklich eine primäre stratigraphische Anlagerung. Jetzt brauchen wir noch auf die letzte Frage einzugehen: „Inwiefern hat je in dem Triasmeer unseres Gebietes eine Verteilung in Becken und Schwellen bestanden und wie groß sind die Altersunterschiede zwischen Riffazies und Tuffazies?“ In einer 1928 erschienenen Publikation meint Hummel, daß die Altersunterschiede beträchtlicher sind als bisher allgemein angenommen wurde. Die Gleichzeitigkeit von Riffazies und Tuffazies stellt er ganz in Abrede. Dabei schreibt er den Schwellen und Becken eine sehr große Rolle zu. Letztere wurden durch tektonische Ursachen gebildet und veranlaßten die Isolierung der auf den Schwellen wachsenden Riffe. Hummel glaubt nun, daß während der ganzen Periode der Schlerndolomitbildung, des Riffwachstums also, in den Becken fast gar kein Sediment zur Ablagerung kam.¹⁾ Es entstanden somit Höhenunterschiede von vielen hundert Metern. Diese Riffbildungsperiode wurde von einer vulkanischen Periode abgewechselt, während welcher der Höhenunterschied vermindert wurde und die Riffe nicht weiter emporwuchsen. Jedoch soll der Höhenunterschied immerhin noch beträchtlich geblieben sein. Im ganzen unterscheidet Hummel drei solcher Zyklen.

Es scheint mir, daß dieses Schema sich für das Pelmogebiet schwer anwenden läßt. Es ist selbstverständlich, daß ein gewisser Höhenunterschied zwischen Riffoberfläche und Meeresgrund bestanden hat, aber nicht in einem solchen Ausmaß, als von Hummel betont wird. Auch ist es wahrscheinlich, daß Perioden von Riffwachstum und vulkanischer Tätigkeit intermittierten, allerdings nur mit kurzem Intervall. Wenigstens

¹⁾ Hier wird offenbar wieder die Parallele mit dem Pazifik gezogen. Es scheint mir aber verfehlt, Sedimentationsbedingungen eines ausgesprochen ozeanischen Gebietes mit denen des zwar offenen, aber nicht sehr tiefen Dolomitenmeeres zu vergleichen.

verliefen die vulkanischen Ausbrüche diskontinuierlich, wie von den Zwischenlagen angezeigt wird. Die Fazies dieser Zwischenlagen ist eine Shelffazies, jedenfalls die eines nicht sehr tiefen Meeres. Besonders in den höheren Teilen¹⁾ des Tuffkomplexes werden wiederholt organogene Zwischenlagen (mit Kalkalgen, Korallen und Echinodermen), die nur in untiefen Wasser entstanden sein können, abgelagert. Also waren die Becken damals nicht so tief, als man nach Hummel glauben sollte. Auch als die Cipitkalkblöcke in den Tuffen gebildet wurden, kann der Höhenunterschied zwischen Riff und Becken nicht sehr groß gewesen sein. Neue Eruptionen haben dann das Wachstum dieser Cipitkalkstöcke wieder erstickt, doch bisweilen treten diese in einem höheren Niveau wieder auf.

Umgekehrt sind auch stellenweise Tuffeinlagerungen im Dolomit bekannt. Es hat also sicher eine gewisse Gleichzeitigkeit zwischen den Ablagerungen in beiden Faziesbereichen bestanden. Freilich nicht in dem Sinne, daß heteropische Schichten und reziphale Gesteine, die jetzt in gleicher Höhe nebeneinander liegen, auch gleichzeitig entstanden sein sollen und also auch gleich alt sind. In dem Falle ist die Rifffazies immer etwas älter. Schon die Bildung der „Grenzfazies“ setzt die Existenz einer Riffböschung voraus. Der Höhenunterschied zwischen beiden Faziesbereichen hat aber nur den in Shelfgebieten herrschenden Verhältnissen entsprochen. Und wenn auch die Sedimentation im Tuffgebiet diskontinuierlich verlief und periodisch die Tiefe des Meeres etwas größer war, so haben die Eruptionen diesen Unterschied unaufhörlich diminuiert und innerhalb der obengenannten Schranken gehalten.

Es bestehen also wirklich Altersunterschiede zwischen Tuff und Dolomit. Sie sind aber gegenüber der ganzen ladinischen Periode, der Periode der Faziesdifferenzierung, von einer viel kleineren Größenordnung als diese und mit Recht darf man deshalb sagen, daß Rifffazies und Tufffazies ungefähr gleichzeitig gebildet wurden.

Es wäre, wenigstens in unserem Gebiet, auch schwer verständlich, warum sich diese tektonisch verursachten Vorgänge ungleicher Senkung, wie sie von Hummel angenommen werden, nur während einem Teil der ladinischen Periode abspielen sollten und warum man sowohl in den gleich vorangegangenen Zeiten (Mendoladolomit) wie in den nächstfolgenden (Ablagerung der gleichförmigen, kontinuierlich verlaufenden, mächtigen Platte des Cassianer Dolomits) nichts davon spürt. Es herrschte im Gegenteil sowohl während der anisischen als auch der oberladinischen Periode in dem ganzen Gebiet eine gleichmäßige Senkung, die sich nach einer kurzfristigen Interruption während der Raibler Zeit bis tief in den Jura fortgesetzt hat.

Die untenstehende Kartenskizze (Fig. 9) gibt uns eine Übersicht von der Ausdehnung der Riffe während der oberen Wengener Zeit. Zur besseren Orientierung sind die wichtigsten Überschiebungen, die eine weitere Rekonstruktion unmöglich machen, auch angegeben.

¹⁾ Aber auch in den tieferen Lagen.

B. Tektonik.

Die tektonischen Verhältnisse unseres Gebietes sind kaum weniger vom Fazieswechsel abhängig als die Landschaftsformen. Die Tektonik hat sich so gut wie möglich an die Abwechslung — sowohl in horizontalem als in vertikalem Sinne — von leicht faltbaren mit sehr widerstandsfähigen Gesteinen angepaßt, und es ist dabei eine ziemlich unregelmäßige Struktur ins Leben gerufen worden. Nur wenige tektonische Linien streichen über größeren Abstand durch. Die Auflösung der Riffkalke in große, isolierte Stöcke hat die Spannungen oft abgelenkt und seitliche Bewegungen bewirkt, außer der allgemeinen Südbewegung; ja, es haben an einigen Stellen auch Nordbewegungen stattgefunden. Mit Recht spricht Klebelsberg (24, S 67) von selektiver Tektonik.

Die Verfolgung der Verschiebungen war oft sehr schwierig, hauptsächlich dort, wo große Schutt- und Vegetationsbedeckungen eine klare Einsicht in die Struktur verhinderten. Dies gilt besonders für das Boitetal. Es ist sehr wahrscheinlich, daß z. B. das Gebiet des Bosco Pocol und der Serla-Cuzzeplatte von einigen allerdings nicht sehr großen Störungen durchsetzt wird, die mangels von Aufschlüssen nicht festzustellen waren.

Auch in dem manchmal nur dürftig erschlossenen Tuffgebiet kann man oft die Dislokationen nur über kurze Strecken verfolgen. Dazu zeigen diese der Deformation wenig resistenten Gesteine viele Knicke und Zerreibungen von untergeordneter Bedeutung, die man unmöglich alle kartieren kann. Besonders im Gebiet zwischen Punta Giallinai und Tabia Senes war es schwer, die Verhältnisse auf der Karte klar zur Darstellung zu bringen. Die dortigen Tuffsandsteine zeigen ziemlich unvermittelte Änderungen im Streichen und Fallen, dazu auch noch leichte Faltung; aber es gelang mir nicht, die vermutlich vorhandenen Brüche aufzufinden.

In dem sehr monotonen Tuffkomplex ist außerdem die Sprungweite einer Dislokation schwer zu bestimmen. Immerhin lassen sich in unserem Gebiete folgende vier tektonische Einheiten unterscheiden (vgl. Fig. 7), die wenigstens in der Westhälfte gut ausgeprägt sind:

- I. Die Cenera-Rochettaschubmasse.
- II. Die Fernazzaschubmasse.
- III. Die Civettaschubmasse.
- IV. Das zwischen Fernazza und Civetta liegende basale Gebirge.

Die Civettaschubmasse nimmt nur den äußersten südwestlichen Winkel unserer Karte ein. Wie auch Nöth schon angeführt hat, fehlen in ihr die Tuffbildungen völlig. An ihrer Ostseite wird die Civettaschubmasse von einer N—S verlaufenden Querverwerfung begrenzt (Prof. 8). Die Bewegung dieser Schubmasse war nordwärts gerichtet.

Das basale Gebirge ist gekennzeichnet durch das Vorkommen der Tuffkonglomerate, die in den beiden erstgenannten Schubmassen (I und II) fehlen. Faziell unterscheiden diese Schubmassen sich auch noch dadurch vom basalen Gebirge, daß in ihnen die Cassianer Dolomitbildung früher einsetzt.

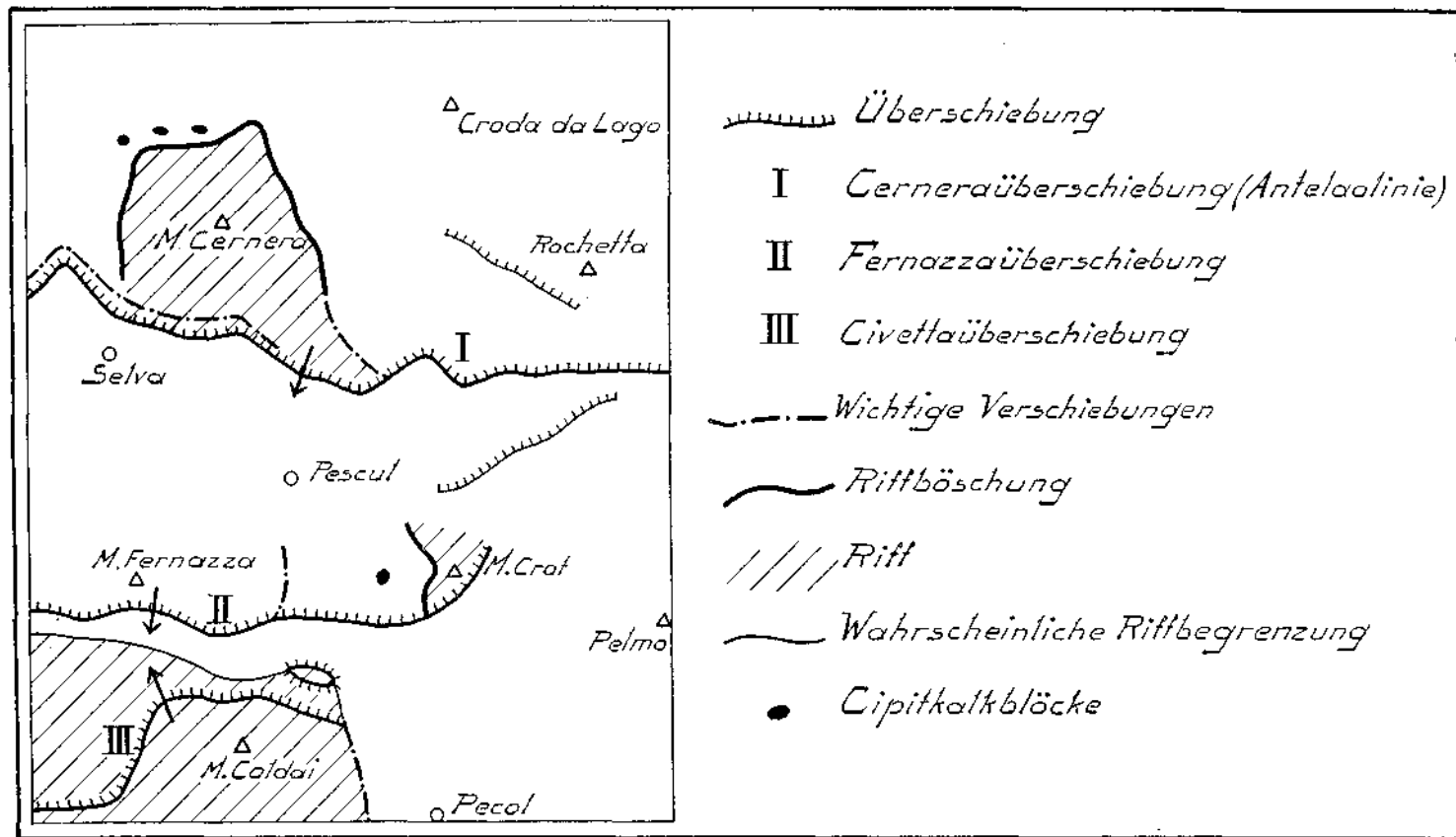


Fig. 7. Die Riffe während der Oberen Wengener Zeit in der Westhälfte des Pelmogebietes. Die wichtigsten Überschiebungen. (Die Pfeile geben ihre Bewegungsrichtung an.)

In seiner Cordevolearbeit hat Nöth die Cernera-Rochettaschubmasse und die Fernazzaschubmasse unter dem Namen Poréschubmasse zusammengefaßt. Die Cernera-Rochettaschubmasse wird von ihm nur als eine Teilschuppe dieser größeren Einheit betrachtet. Faziell gehören beide Schubmassen tatsächlich zusammen. Verfolgt man aber die Costaltaüberschiebung weiter nach O, so nimmt sie immer an Bedeutung zu und entwickelt sich bald zu der wichtigsten tektonischen Leitlinie unseres Gebietes. Es zeigt sich, daß sie die unmittelbare Fortsetzung der Antelaolinie ist und daß sie sich fast Schritt für Schritt von Troi bis zur Forcella Piccola verfolgen läßt.

Ich glaube deshalb berechtigt zu sein, die beiden Schubmassen zu trennen und die Cernera-Rochettaschubmasse als eine selbständige Einheit aufzufassen, zumal sie auch den bedeutendsten Horizontaltransport erfahren hat.¹⁾

I. Die Cernera-Rochetta-Schubmasse.

Diese Schubmasse, welche den nördlichen Abschnitt unserer Karte einnimmt, bildet die größte Überschiebung des Pelmo-Gebietes, wie schon erwähnt mit der bedeutendsten horizontalen Bewegungskomponente. Sie ist das einzige tektonische Element, das regelmäßig ohne Unterbrechung durch das ganze Gebiet hindurchstreicht. Im Vergleich mit den anderen tektonischen Einheiten zeigt sie auch weitaus den einfachsten Bau. Sie bildet eine flache, 20—30° nordwärts abfallende, WNW—OSO streichende Platte, an deren Aufbau alle Schichtenglieder von den Bellerophonschichten an aufwärts teilnehmen. Im Boitetal lenkt das Streichen et was mehr in die O—W-Richtung ein, bildet aber immer noch einen scharfen Winkel mit dem Streichen der Überschiebungsfäche (der Costalta-Antelaolinie),¹⁾ das gerade O—W verläuft. Demzufolge sind an der Basis unserer Schubmasse im W die ältesten Lagen, die Bellerophonschichten, angeschnitten; im O hingegen, an der Forcella Piccola, die Raibler Schichten.

Die Schubfläche ist an vielen Stellen gut aufgeschlossen und läßt sich recht gut verfolgen. Im W liegt aber eine Komplikation vor; da sind an der Basis der Cernerashubmasse die Werfener Schichten tektonisch verdoppelt (Fig. 2 und Prof. 2). In einem schmalen Streifen ziehen sie an der Basis der Überschiebung ostwärts bis Santa Fosca und keilen allmählich aus. Der südwärts vordringende Dolomitkeil an der Abrißstelle des Bergsturzes oberhalb Santa Fosca gehört wahrscheinlich dem hier ziemlich zerfetzten Ende dieser übrigens wenig bedeutenden Schubmasse an.

Im allgemeinen fällt die Schubfläche mäßig steil (30—40°) nordwärts ein. Die Tufformation der Fernazzaschuppe (II) ist sehr steil an-

¹⁾ Es wäre deshalb wohl besser, den Namen Poréschubmasse ganz fallen zu lassen. Nöth bezieht diesen Namen auf beide Schubmassen zusammen, der Monte Poré selbst aber liegt in der oberen Schubmasse.

²⁾ Der Name Costaltaüberschiebung stammt von Nöth, der den Zusammenhang mit der Antelaolinie noch nicht kannte. Von nun ab werde ich einfachheitshalber nur den letzten Namen benutzen.

gefahren und stellenweise sogar überkippt (Fig. 2 und 8, Prof. 6 und 7). Diese Erscheinung sowie die obengenannte Komplikation zeigen uns deutlich, daß die Bewegung südwärts gerichtet war, im Florentinatal vielleicht südwärts, wie auch schon von Nöth für das Cordevolegebiet festgestellt wurde. Die horizontale Bewegung war dabei recht bedeutend, ohne aber ein auch nur entfernt ähnliches Ausmaß zu erreichen wie bei den Deckenüberschiebungen der Alpen.

Verfolgen wir die Überschiebungsfläche von der Westhälfte unseres Gebietes ostwärts, so finden wir sie zuerst vorzüglich aufgeschlossen in der schon so oft erwähnten Abrißstelle eines Bergsturzes bei Troi. Mit flachem Nordfallen sind hier die helleren Gesteine der unteren Trias den steilgestellten, schwarzen Tuffen aufgeschoben (Fig. 2). In der unmittelbaren Nähe der Schubfläche, die hier etwa 40° Nordfallen hat, sind die Bellerophon- und Werfener Schichten stark gebrochen und von kleinen Rutschharnischen durchsetzt, die schon im voraus darauf aufmerksam machen, daß man sich nahe an der Überschiebung befindet. Die Bellerophonschichten keilen bald aus, und von nun ab liegen Werfener Schichten an der Basis der Schubmasse. Zwischen Santa Fosca und Pescul werden sukzessiv auch diese, der Muschelkalk und der Mendoladolomit von der Schubfläche durchschnitten, und dann erscheinen während kurzer Zeit die Buchensteiner Schichten an der Basis (Fig. 8). Von hier ab macht sich dann aber die Faziesdifferenzierung geltend. Der schwerer deformierbare Schlerndolomit des Cernerariffes hat bis hierher der Cerner-Rochetta-Schubmasse eine gewisse Steifheit verliehen; er war sozusagen das Rückgrat der Schubmasse. Jetzt aber keilt das Cernerariff aus, und es sind die leicht faltbaren Buchensteiner Schichten und nachher die gleichfalls wenig widerstandsfähigen Tuffe, welche als Unterlage der Schubmasse I den Tuffsandsteinen der Fernazzaschubmasse (II) aufgeschoben sind. Die strenge Gesetzmäßigkeit, die bisher Bau und Bewegungsrichtung beherrscht hatte, erlischt. Zwischen den ungleich resistenteren Gesteinen hat sich die bis jetzt einheitliche Hauptbewegung aufgelöst in Differentialbewegungen geringerer Ordnung, teilweise sogar mit seitlicher Bewegungsrichtung, und die Hauptstörungsfläche verliert sich in einigen Störungen kleineren Ausmaßes und in Zonen der Aufsattelung (Prof. 7).

Die östliche Riffböschung des Cernerariffes war also gewissermaßen prädestiniert, solche Schrägverschiebungen aufzunehmen. Diese Riffböschung bildet einen schiefen Winkel mit der Bewegungsrichtung und wird außerdem von der Schubfläche angeschnitten (Fig. 7). Unter der Wucht der vorwärtsdringenden Formin-Rochetta-Masse sind die Buchensteiner Schichten und die unteren Tuffe an der Riffböschung herangeschoben, gestaut und teilweise intensiv gefaltet. Und zwar war diese Bewegung entlang den südlichen Teilen der Riffböschung größer; nördlich der Forcella Vallazza wird sie gleich Null. Es hat also eine Art Drehung stattgefunden.¹⁾ Freilich war die Sprunghöhe dieser Schrägverschiebung nicht sehr groß, und das schöne Bild des Riff-

¹⁾ Das in der Cernerariffschubmasse übliche N 130 O Streichen ändert sich demzufolge in den Buchensteiner Schichten örtlich bis N 350 O.

kalkes, stratigraphisch zwischen den heteropischen Sedimenten auseinander, wird nur unbedeutend dadurch beeinträchtigt (Profilserie 1d und e).

Diese Bewegung, an und für sich zwar nicht bedeutend, hat aber doch höchstwahrscheinlich Veranlassung gegeben zur Bildung einer zweiten Dislokation, die zwischen der Rochettamasse und der Kuppel des Monte Mondeval verläuft. Im Gelände wird dieser Bruch wohl durch die geradlinig verlaufende Steilwand der Formin-Rochettaplatte markiert. Auch hier setzte die Bewegung im NW ein — in der Forcella Giau ist noch gar nichts von ihr zu spüren — und wurde im O bedeutender, scheint aber in der Nähe des Col Ruobles wieder ausgelöscht zu sein.

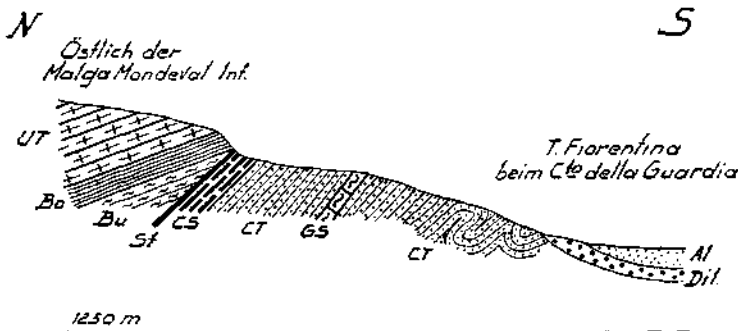


Fig. 8. Profil am T. Avvace entlang.

Bu = Knollenkalk der Unteren Buchensteiner Schichten. *Bo* = Plattenkalk und Pietra Verde der Oberen Buchensteiner Schichten. *UT* = Ältere Tuffe. *CT* = Cassianer Tuffe. *CS* = Cassianer Schichten, Mergelfazies. *GS* = Cassianer Schichten, Girvanellafazies. *Dil* = Diluvium. *Al* = Alluvium. *St* = Störungslinien.

Befassen wir uns jetzt wieder mit der Hauptstörung, der Costalta-Antelao-Linie, die wir beim Ausgang des Vallazzatälchens verlassen haben. Buchensteiner Schichten liegen hier noch an der Basis der Schubmasse I und haben Cassianer Schichten und Tuffe der Fernazzaschubmasse überfahren. Besonders die kieseligen Lagen zeigen hier eine ziemlich deutliche, vertikale Druckschieferung. Recht gut sind die Verhältnisse im Höhenrücken östlich der Malga Mondeval Inferiore zu studieren (Fig. 8). Die Überschiebungsfäche steht mittelsteil. Die Buchensteiner Schichten, die sich durch ihre grüne Farbe sehr gut von den dunklen Tuffen abheben, haben geringeres Fallen als letztere; außerdem streichen die Tuffe der Fernazzaschubmasse O—W, die Gesteine der Cernerarochetta-Schubmasse hingegen WNW—OSO. Von nun ab aber scheiden auch die Buchensteiner Schichten aus, und die Tuffe der beiden Schubmassen kommen in unmittelbare Berührung. Die steife Unterlage der Schubmasse I ist somit verschwunden. Es sind in diesem Teil nur wenig Aufschlüsse vorhanden, die Gesteine sind fast fossilieer und einander sehr ähnlich. Es würde deshalb recht schwer sein, die Verschiebung weiter zu verfolgen, bestünde dieser Unterschied im Streichen nicht.

Auch schaltet sich bald ein Paket Cassianer Schichten ein. Es zeigt sich, daß die Überschiebungsfläche, die im Val Entremont sehr gut aufgeschlossen ist, sich immer mehr saiger stellt, die Horizontalbewegung immer geringer wird. Letzteres wird wohl kompensiert und auch verursacht durch die Bewegung an der oben erwähnten zweiten Schubfläche (zwischen Formin—Rochettaplatte und dem Monte Mondeval). Außerdem haben die Tuffe der nördlichen Schubmasse selbst einen großen Teil der Bewegung aufgenommen, indem sie sehr stark gefaltet sind, besonders in der Nähe der Überschiebungsfläche; auch sind sie zu zwei allerdings ziemlich flachen Sätteln aufgewölbt (Prof. 7; die mittlere der drei Störungen stellt die Antelaolinie dar).

Der Monte Mondeval liegt auf einer N—S verlaufenden, später zu erörternden Kulmination, die wohl auch die Entstehung der Mondevalverschiebung mitverursacht hat. Der Monte Crof liegt vermutlich auch auf dieser Kulmination. Östlich von ihr biegt das Streichen der Rochettaschubmasse mehr in die O-W-Richtung ein. Die Cassianer Schichten keilen wieder aus. Da hier auch die Aufschlüsse schlechter und weniger zahlreich werden, ist es recht schwer, den weiteren Verlauf der Antelaolinie genau festzulegen. Nur stellenweise gelingt dies, z. B. nördlich der Tabia Faou. Ihre ungefähre Lage angeben kann man jedoch immerhin, denn der Unterschied zwischen den älteren Tuffen an der Basis der oberen Schubmasse (I) und den überfahrenen jüngeren Tuffen ist, global genommen, zu groß, um übersehen zu werden. Auch in der Topographie sind die härteren älteren Tuffe leicht kenntlich; sie bilden mehr Steilwände, u. a. den Höhenzug der Sentinella; die jüngeren Tuffe hingegen bilden ein viel flacheres Gelände. Schließlich können uns die Lagerungsverhältnisse auch Aufschluß geben. In der Rochettaschubmasse herrscht wieder die einfache Struktur und die große Kontinuität im Streichen vor. Die überfahrenen jüngeren Tuffe sind aber stark gestaucht und zeigen, besonders im Gebiet der Tabia Senes, sprungweise Änderungen des Streichens. Wenn man also auch nicht mehr auf den Ausbiß der Überschiebungsfläche „die Hand legen“ kann, so kann man doch ihren ungefähren Verlauf mit ziemlich großer Sicherheit konstruieren.

Es muß hier noch bemerkt werden, daß die Grenze zwischen älteren und jüngeren Wengener Tuffen der Rochettaschubmasse sowie zwischen letzteren und den Cassianer Tuffsandsteinen vielleicht etwas tiefer liegt, als auf der Karte angegeben wurde.

Die Antelaolinie erreicht dann in der Nähe von Chiapuzza das Boitetal und ist von nun ab unter Schottern und Schuttkegeln begraben. Erst bei Baita della Zoppa kehrt sie wieder an die Oberfläche zurück. An der Basis der Schubmasse I liegt jetzt Cassianer Dolomit, zuletzt Raibler Schichten, die an die Liaskalke des Antelao herangeschoben sind. Die Überschiebungsfläche, die im Gebiet der Sentinella wieder weniger steil stand, steht hier fast saiger. Da Mojsisovics und Dal Piaz schon gute Profile der Forcella Piccola gegeben haben, kann ich im übrigen auf ihre Arbeiten verweisen.

Hiemit ist die Cerner-Rochetta-Schubmasse beschrieben. Weitere Brüche von bedeutender Größe wurden nicht festgestellt. Eine kleine,

senkrechte Verwerfung mit starker Zertrümmerung, aber wahrscheinlich mit geringer Bewegung, wurde im oberen Codalungatal angetroffen. Sie ist im Gelände durch eine schluchtartige Bachrinne angedeutet. Auch Querstörungen wurden nicht gefunden, es müßte denn eine durch das Val di Loschiesuoi und ihre nördliche Fortsetzung, das Schneekar im oberen Ende des Val Cenera nördlich der Forcella di Loschiesuoi, verlaufen. Es sind aber fast keine Anzeichen dafür vorhanden. Nur der eigentümliche geradlinige Verlauf der betreffenden Täler und die tief eingeschnittene Scharte weisen auf die Möglichkeit einer solchen Störung hin.

Für einen Transversalbruch durch das Codalungatal sind überhaupt keine Anzeichen vorhanden.

II. Die Fernazza-Schubmasse.

Diese Schubmasse, der von der Cernerashubmasse überfahrene Vorderteil¹⁾ der „Monte Poré-Schubmasse“ Nöths, ist weit mehr zerstückelt. Ihr fehlt ja die versteifende Dolomitplatte, die dort die Kontinuität im Streichen veranlaßt. Bloß im W spielt der Mendoladolomit noch einigermaßen eine solche Rolle; freilich sind dort am Monte Fernazza die Verhältnisse durch Querverwerfungen auch sehr kompliziert, aber die Überschiebungsfäche ist doch noch gut ausgeprägt. Wo aber die Tuffe des basalen Gebirges von den Tuffen der Schubmasse II angefahren sind, ergeben sich die gleichen Schwierigkeiten wie an der Antelaolinie, und es ist nicht leicht, den weiteren Verlauf der Störungslinie genau festzulegen. Außerdem ist das ganze Tuffgebiet zwischen der Antelaolinie und der Fernazzalinie sehr stark zusammengeschoben und in Scherben gelegt. Viele kleinere Überschiebungen (z. B. Fig. 6) und Brüche lassen sich wegen Vegetations- und Schuttbedeckungen nur über kurze Strecken verfolgen, andere lassen sich überhaupt nur vermuten. Im großen und ganzen herrscht jedoch nördlich des Fiorentinales noch O-W-Streichen, im S hingegen, wo u. a. das Crotriff an den Pelmo herangeschoben ist, tun sich an einigen Stellen sprungweise Änderungen des Streichens hervor.

Nöth (4) hat die Verhältnisse am Monte Fernazza schon eingehend geschildert. Das Sedimentpaket der unteren Trias ist hier in mäßig steiler Lagerung den steilgestellten Gesteinen der Alleghemulde und des diese Mulde auf der Nordseite begleitenden Sattels aufgeschoben. Mehr gegen das Cordevoletal hin sind es die Werfener Schichten des Sattelkernes, die angefahren wurden; im Bereich unserer Karte jedoch sind es nur noch die Tuffkonglomerate. Hier steht die Schubfläche auch schon bedeutend steiler als im W.

Abgesehen von den jüngsten Querstörungen, die nachträglich den Fernazzasüdrand getroffen haben, scheint mir dieser Westteil der Schubmasse übrigens ziemlich einfach gebaut. Er bildet eine regelmäßig nordfallende Platte, auf den ersten Blick anscheinend überhaupt nicht

¹⁾ Das Wort „Stirn“ wäre hier wohl weniger am Platze, weil es zu sehr mit Deckenverschiebungen assoziiert ist.

gestört. Dies ist jedoch nicht ganz der Fall. Die Nähe der Val Sugana-Überschiebung und besonders der nordwärts vorgedrungenen Civetta-schubmasse macht sich hier schon ordentlich fühlbar. Die verschiedenen Schichtenglieder sind in hohem Maße zusammengestaut, zwischen den einzelnen Lagen haben noch bedeutende Differentialbewegungen stattgefunden. Ein schönes Beispiel bilden die Buchensteiner Schichten im Aufschluß an der Straße Selva—Caprile. Der 45° nordfallende Mendoladolomit des Liegenden und die Tuffe im Dach sind nicht gefaltet, jedoch sehr zusammengepreßt und wohl verschieden stark bewegt worden. Zwischen diesen „dominant layers“ sind die Buchensteiner Schichten mitgeschleppt und in die zierlichsten, z. T. geradezu phantastischen „dragfolds“ gelegt. Infolgedessen sind sie weiter nach S augenscheinlich in der Mächtigkeit zurückgeblieben und teilweise vielleicht verwalzt. Offenbar haben hier also die Grenzflächen zwischen Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten einerseits, zwischen letzteren und Augitporphyrituffen andererseits bedeutende Detailbewegungen aufgenommen, ohne daß man diese Flächen als Störungen anzusehen braucht.

Einen Bewegungshorizont größeren Stils trifft man aber etwas höher im Tuffpaket an, wo wir an der Landstraße die schon S. 171 erwähnten tektonischen Einlagerungen von Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk als eine Art riesige Breccie aufgeschlossen finden (Phot. 5).¹⁾

Die Richtung dieser Detailbewegungen war eine südliche, was sich ja auch erwarten läßt, nachdem schon Nöth festgestellt hat, daß die Bewegungen entlang der Fernazzaschubfläche auch in südlicher Richtung stattgefunden haben. Aus der Aufbiegung der Schichten des basalen Gebirges und aus nach S mitgeschleppten stark verkneteten Werfener Lagen geht dies deutlich hervor.

Den weiteren Verlauf der Fernazzalinie nach O zu verfolgen, ist nun schwierig, denn üppige Almwiesen verhindern fast jede Einsicht. Die Überschiebungsfäche bildet hier die Grenze zwischen den dickbankigen, festen Cassianer Tuffkonglomeraten und den weicheren, dünn-schichtigen Wengener Tuffen und Tuffsandsteinen. Letztere bilden das Quellgebiet des Rio Canedo, nördlich des breiten Sattels zwischen Monte Fernazza und Col di Baldi. In kleinen Bachrissen findet man hier bisweilen noch dürftige Aufschlüsse, die uns jedoch noch genügend Anhaltspunkte geben, den weiteren Verlauf der Überschiebung bis in die Nähe der Vescovado-Alpe mit Zuverlässigkeit festzulegen. Von hier ab sind aber mächtige Schuttbedeckung und dichtes Gestrüpp ein großes Hindernis. Es ist aber ziemlich klar, daß die Schubfläche durch das Canedotal noch für eine Strecke weiterstreicht, denn am südlichen Talgehänge stehen die Cassianer Tuffkonglomerate in fast söhlicher Lagerung an,²⁾ während an der nördlichen Berglehne die Wengener Tuffe steil gegen W einfallen. Ohne Annahme einer bedeutenden Dislokation sind die so sehr verschiedenen Lagerungsverhältnisse nicht zu erklären.

Über größere Distanz, bis in die unmittelbare Nähe der Staulanza-Alpe, entzieht sich die Schubfläche nun weiter unseren Blicken. Sie

¹⁾ Man achte für die Beurteilung der Größenverhältnisse auf den geologischen Hammer in der untersten Kurve der Schlinge.

²⁾ Es herrscht nur sehr schwaches Nordostfallen.

verläßt hier offenbar das Tal des R. Canedo, der mehr nach S abbiegt. Die Cassianer Schichten des basalen Gebirges, an verschiedenen Stellen des orographisch linken Bachufers aufgeschlossen, sind stark zusammengestaut, gefaltet und von vielen kleinen Verwerfungen durchsetzt. Dies deutet wohl sicher darauf hin, daß wir uns noch nicht sehr weit von der Fernazzalinie entfernt haben. Es scheint mir wahrscheinlich, daß letztere am Südfuß des Monte Crot entlang verläuft und durch die Forcella Staulanza weiter zu verfolgen wäre. Hier aber, am Monte Crot, sind die Verhältnisse recht kompliziert; schon Loretz und Mojsisovics interpretieren sie verschieden. Mojsisovics glaubt im Monte Crot die Fortsetzung der Cassianer Dolomitplatte der Pelmobasis sehen zu dürfen. Loretz hingegen glaubt, es mit einer Fortsetzung des Cernerariffs zu tun zu haben. Obgleich letztere Annahme höchst unsicher ist und sich wohl nie begründen lassen wird, hat Loretz das verschiedene Alter des Crot-dolomits und der Cassianer Dolomitplatte schon richtig erkannt. Letzteres Gestein überlagert die Pachycardientuffe. Es ist sehr gut geschichtet, nur schwach dolomitisiert und führt oberladinische, bzw. unterkarnische Versteinerungen. Das Gestein des Monte Crot hingegen ist ungeschichtet, in hohem Grade dolomitisiert und versteinungslos, es ist typischer Schlerndolomit.

Außerdem ist es durch Faziesübergang (Zwischenbildungen) mit den Wengener Tuffen auf seiner Westseite, wo auch noch die Riffböschung erhalten blieb, verbunden. Der Crot-dolomit gehört also der Wengener, u. zw. großenteils der unteren Wengener Stufe an. Es muß demnach eine bedeutende Dislokation zwischen Crot und Pelmo vorhanden sein; damit wäre auch die eigentümliche Einsenkung der Forcella Staulanza, die uns sonst ganz unverständlich wäre, leicht erklärt.

Der Ausbiß dieser Dislokation läßt sich nun tatsächlich im Terrain auffinden. Der Staulanzabach, der sich bei der untersten Straßenkehre mit dem Fiorentinabach vereinigt, fließt in seinem Unterlauf (es ist allerdings nur ein unbedeutendes Bächlein) am Nordostsporn des Monte Crot entlang, wo er sich zu einer tiefen, schluchtartigen Rinne eingeschnitten hat, genau auf der Grenze der Tuffe und des Dolomits. Diese Gesteine zeigen sehr verschiedene Lagerungsverhältnisse. Die Crot-masse fällt gegen W ein; die Tuffe hingegen, die sehr steil aufgebogen sind, gehören zur Pelmo-Unterlage und haben sehr steiles südöstliches Fallen. Offenbar ist hier der Monte Crot an den Pelmo herangeschoben, und obgleich ich den Einfallswinkel der Verschiebung nicht messen konnte, ist es doch sehr wahrscheinlich, daß die Schubfläche steil unter den Crot einschneidet. Beide Gesteine sind übrigens tektonisch stark beansprucht; besonders der Dolomit ist in hohem Grade zertrümmert und kristallinisch geworden.

Der Monte Crot ist von einem mächtigen Schuttmantel umgeben, der der Beobachtung die südliche Fortsetzung der Verschiebung leider entzieht. Diese scheint aber stets an der Nordwestseite der Staulanzstraße zu bleiben. Die gestörten Cassianer Tuffsandsteine, die bei der Casera Staulanza an der oberen Straßenschleife anstehen, gehören hier offenbar schon zum überfahrenen basalen Gebirge und liegen nur knapp unter der Überschiebungsfläche.

Bevor wir die Störung nun unter der Moränenlandschaft des oberen Fiorentinates weiter nach N verfolgen, ist es notwendig, nochmals zur Costa del Conte zurückzukehren. Aus den Lagerungsverhältnissen an der Ostseite dieser Kalkscholle geht deutlich hervor, daß durch die Forcella Pecol ein ziemlich steilstehender Bruch verlaufen muß, der ungefähr in der N-S-Richtung streicht. Er zweigt offenbar von der Fernazzalinie ab, aber leider verschwindet auch dieser Bruch im Fiorentinatal unter Bergsturzmaterial und Vegetationsbedeckung. Im Walde ist aber wenigstens die Störungszone an dürligen Aufschlüssen noch bis in die Nähe von Pescul zu verfolgen. Die Schichten der Tuffsandsteine sind in dieser Zone sehr verstellt und ändern ihr Streichen auf Schritt und Tritt, sind außerdem auch noch stark gebrochen.

Im Fiorentinatal selbst verliert sich diese Störung selbstverständlich ganz, es ist aber nicht unmöglich, daß sie in O-W-Richtung einschwenkt. Man kann hier nur feststellen, daß Nord- und Südseite des Tales sehr verschieden gebaut sind, sowohl was Streichen und Fallen als auch was die anstehenden Gesteine anbelangt. Im S sind das die älteren Wengener Tuffe mit ihrem N-S-Streichen und ihrem westlichen Fallen. Auf der anderen Talseite hingegen stehen O—W streichende junge Tuffsandsteine an, die meistens gegen N einfallen.

Man wird hier kaum fehlgehen, wenn man annimmt, daß durch das Fiorentinatal ein bedeutender Bruch zieht, der an Größe der Fernazzaverschiebung kaum nachstehen dürfte. Man wird in dieser Behauptung sogar noch bestärkt durch die außerordentliche Faltung, welche die Tuffsandsteine, die das nördliche Gebirge aufbauen, nur in der Nähe des Fiorentinates zeigen. Diese Erscheinung intensiver Faltung der Tuffschichten nimmt man in der Tuffgegend unseres Gebietes immer nur in unmittelbarer Nachbarschaft der größeren Dislokationen wahr.

Recht instruktiv ist es, diese starke Zusammenpressung der jüngeren Tuffsandsteine im nördlichen Gehänge des Val di Bagni zu beobachten, wo die am Ausgang des Val d'Entremont erschlossenen Tufflagen in enge, teilweise überkippte Falten gelegt sind. Am Ausgang des Val d'Avvace kann man die gleiche Beobachtung machen. Sehr intensive Faltungen zeigen die von dickbankigen Tuffen überschobenen Cassianer Lagen in der Nähe des Pesculler Elektrizitätswerks, und es ist recht interessant, zu sehen, wie dort die harten, mergelig-kalkigen Lagen gebrochen sind, die weichen, tonigen Lagen jedoch eine vollkommene Plastizität zeigen.

Überhaupt kann man sagen, daß das Fiorentinatal und Val di Bagni auf ihrer Nordseite von einer Sattelzone begleitet sind, abgesehen von den Kleinfaltungen.

Feststellen läßt sich obengenannte Überschiebung erst in der Nähe der Malga Fiorentina, im Val di Bagni, wo sie gegen die Antelaolinie konvergiert. Hier scheint es aber wieder die eigentliche Fernazzalinie, also die Fortsetzung der Staulanzaverschiebung, zu sein, denn das Gebirge auf ihrer Südseite hat das für das Pelmo-Gebiet bezeichnende NO-SW-Streichen, wie an der Forcella Staulanza. Die Tuffsandsteine südlich der Verschiebung, obgleich an der Verschiebung entlang zu einem flachen Sattel aufgewölbt, gehören denn auch sicher zur Pelmo-Unterlage und schießen unter diesen Berg ein.

Der Costa del Conte-Crot-Rücken wird also auf beiden Seiten von Dislokationen begleitet. Ob sich nun aber die Verschiebung des Fiorentinales mit der Staulanzaverschiebung zu dem einen Bruch im Val di Bagni schart oder wie sonst die Beziehungen zwischen den beiden Störungen sind, bleibt eine ungelöste Frage.

Überhaupt scheinen wir uns hier in einer Scharungszone zu befinden. Die Val di Bagni-Verschiebung nähert sich immer mehr der Antelaolinie und verliert sich jenseits der Wasserscheide in der Aufsattelungszone, die hier entstanden ist zwischen der südwärts bewegten Cerner-Rochetta-Schubmasse und dem nordwärts herangeschobenen Pelmo-Gebirge, das man zum basalen Gebirge rechnen darf. Die Fernazzaschubmasse besteht östlich der Wasserscheide nicht mehr als selbständige Einheit, nur die Antelaolinie behauptet sich dort noch als tektonische Leitlinie.

III. Die Civetta-Schubmasse.

Diese Schubmasse liegt zwar fast ganz außerhalb unseres Gebietes; sie muß aber vollständigkeithalber erwähnt werden, auch weil sie gestaltend gewirkt hat auf das ihr nördlich vorgelagerte basale Tuffgebirge.

Nöth hat in seiner Cordevoarbeit die Überschiebungsfläche schon beschrieben. Er konnte sie bis zur Forcella d'Alleghe verfolgen und die Bewegungsrichtung bestimmen. Es zeigt sich, daß die Civetta-schubmasse aus SO herangeschoben ist. Hier, in diesem kompliziert gebauten und zerstückelten Gebiet¹⁾ in der unmittelbaren Nähe der großen Val Sugana-Überschiebung, braucht uns eine solche rückläufige Bewegung nicht sehr zu verwundern; in kleinerem Maßstab treffen wir sie auch in der Pelmo-Gruppe an.

Einen kleinen, ihr im N vorgelagerten Erosionsrest der Civetta-schubmasse bildet vielleicht der Dolomitzug der Roa Bianca (Profilserie Fig. 9). Hier sind jedoch die Verhältnisse viel weniger einfach, als von Nöth in 4, Fig. 19, S. 196, angegeben wurde. Freilich, wenn man von W her zur Forcella d'Alleghe hinansteigt, bekommt man genau denselben Eindruck, wie er in Nöths Profil zur Darstellung kam: eine isolierte Klippe von Schlerndolomit auf Cassianer Tuffkonglomeraten. Man braucht aber nur wenige Schritte weiter östlich zu gehen, also außerhalb Nöths Arbeitsgebiet, um einzusehen, daß die Verhältnisse doch bedeutend verwickelter sind, als man anfänglich geglaubt hat, und recht deutlich wird uns dies, wenn wir uns dem Roa Bianca-Höhenzug von N her nahen. Scharf kontrastieren hier die zwei fast senkrecht gelagerten, nicht zusammenhängenden, hellweißen Dolomitklötze mit den schwarzen, viel weniger steilstehenden Tuffkonglomeraten, die hinter dem Dolomit den Höhenzug aufbauen (Fig. 9 a).

Gehen wir nun vom Roa Bianca-Gipfel aus. Hier liegt die Dolomitkappe noch fast söhlig, mit nur schwachem Nordfallen auf den Tuffkonglomeraten, aber schon bald legt sich der Dolomit um, die Neigung wird immer steiler und das Gestein taucht nordwärts unter flach gelagerte Tuffkonglomerate ein, während es jetzt auch die Tuffkonglomerate,

¹⁾ Der Nordwestrand der Civettagruppe ist zwar einfach gebaut, aber in ihrem Inneren ist die Gruppe von Störungen durchsetzt.

welche den Roa Bianca-Palafavera-Höhenzug bilden, diskordant überlagert. Diese Diskordanzen werden immer ausgesprochener. Noch etwas

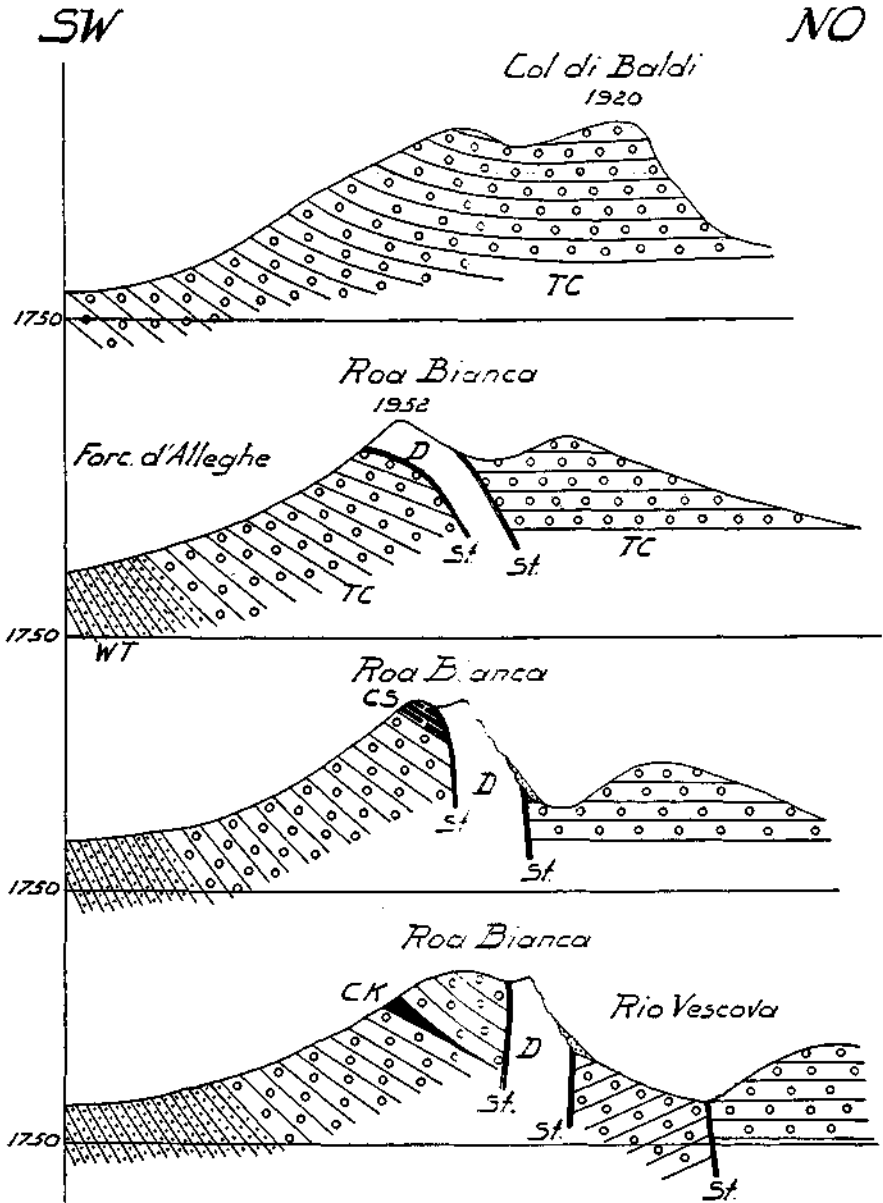


Fig. 9. Profilsreihe durch die Roa Bianca-Kette.

weiter östlich steht die Dolomitplatte fast vertikal. Es muß hier auf beiden Seiten des Dolomits eine Störung verlaufen; von diesen Bewegungen zeugt auch die intensive Zertrümmerung des Gesteins. Übrigens zeigt der stark kristallinische Dolomit keine Spur von Schichtung.

Von nun ab hat die Erosion die Dolomitplatte für kurze Distanz schon entfernt, und man bekommt eine gute Einsicht in die Lagerungsverhältnisse der Tuffe. Recht gut sind die Gesteinsgrenzen hier zu studieren. An verschiedenen Stellen habe ich den ganzen Nordhang an diesen Grenzen entlang durchstiegen, und es stellte sich heraus, daß beim zweiten Dolomitklotz die Grenze sogar ein wenig bergwärts fällt, also leicht überkippt ist. Dann aber endet der Dolomit bald; eine weitere Fortsetzung läßt sich nicht finden, vielleicht keilt er hier aus. Der Höhenzug besteht weiter nur aus Tuffkonglomeraten, bisweilen mit Tuffsandsteinschichten abwechselnd und stellenweise mit mehr kalkigen Lagen alternierend. Allmählich biegt das Streichen mehr in das der

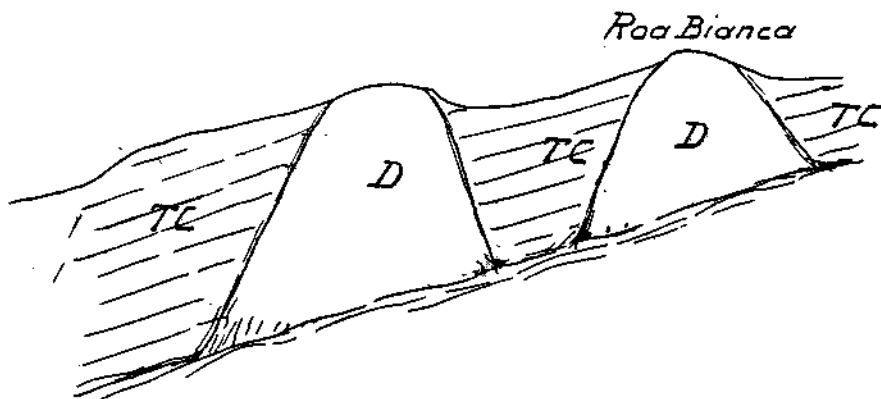


Fig. 9a. Ansicht von Norden (schematisiert).

WT = Wengener Tuffsandsteine. TC = Tuffkonglomerate. D = Dolomit. CK = Cipitkalk, CS = Cassianer Schichten. St = Störung.

Pelmo-Gruppe ein und offenbar gehören auch diese Tuffkonglomerate dem basalen Gebirge an.

Manches in dem Roa Bianca-Vorkommen ist rätselhaft. Vielleicht sind die Verhältnisse am besten dadurch zu erklären, daß zuerst die Civettaschubmasse auf das basale Gebirge geschoben ist. Fast zu gleicher Zeit hat aus dem N der Druck der Fernazza-Cernera-Schubmassen gewirkt. Das basale Gebirge wurde stark zusammengepreßt — was südlich des Monte Fernazza gut zu sehen ist — und verworfen und ist schließlich teilweise an die Civettafront herangeschoben. Dies ist wohl auch an der Ostseite der Civettagruppe der Fall gewesen, wo eine N—S verlaufende Verwerfung das Dolomitgebirge vom Tuffgebirge trennt (Prof. 8).

Deshalb ist wohl auch die Überschiebungsfäche von der Forcella d'Alleghe ab nicht mehr zu verfolgen, weil hier weitere Komplikationen eintreten. Vom W ab bis in die Nähe der Forcella ist die Schubfläche recht gut ausgeprägt (Nöth). Aber von hier ab weisen die Lagerungsverhältnisse mehr auf Anlagerung als auf Überlagerung der Tuffe durch den Dolomit. Stellenweise kann man sich sogar fragen, ob nicht engere Beziehungen zwischen beiden bestanden haben müssen. Auf dem Südhang der Roa Bianca liegen einige große Dolomitblöcke, die vielleicht

aus dem Tuff herausgewitterte Cipitkalkblöcke sind. Leider läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen, ob die Blöcke autochthon sind oder erst später dorthin gelangten. Auch trifft man dort im Tuff auf Einlagerungen von Cipitkalklagen. Alle diese Einlagerungen findet man gewöhnlich nur in der Nähe von Faziesgrenzen.

Es ist schwer, die Verhältnisse richtig zu deuten. Zweifellos haben aber auch östlich der Forcella d'Alleghe Bewegungen stattgefunden. Das ganze Gebirge, von der Roa Bianca an bis zum Torre Coldai, war bedeutenden Dislokationen unterworfen,¹⁾ und eine endgültige Lösung der stattgefundenen Bewegungen kann uns erst eine Kartierung der Civettagruppe bringen.²⁾

IV. Das basale Gebirge.

Das basale Gebirge bildet im W nur einen schmalen, stark zusammengeschobenen Streifen zwischen den vorher erwähnten Schubmassen I und II; es wird aber nach O immer breiter und nimmt schließlich fast den ganzen Ostteil unserer Karte ein.

Das ganze Gebiet, besonders die Osthälfte, ist ziemlich regelmäßig gebaut. Freilich, wo Tuffe vorherrschen und größere Oberflächen einnehmen, kommen viele kleinere Zerreibungen und Sprünge vor, und der Bau scheint bisweilen etwas regellos; dort aber, wo ausgedehnte Platten von Cassianer Dolomit und Dachsteinkalk ihren versteifenden Einfluß geltend machen, ist das Gebirge einfach gebaut. In großen Zügen ist das Streichen denn auch ein ostwestliches, aber es sind Abweichungen vorhanden. Ursache dafür ist der O-W-Druck, der in unserer Gegend wie auch in benachbarten Gebieten der Dolomiten geherrscht hat. Freilich waren seine Äußerungen viel weniger kräftig als die des N-S-Zusammenschubes und vielleicht auch weniger stark als im Cordevolegebiet, aber dennoch hat er Veranlassung gegeben zur Bildung von zwei langgestreckten, N—S verlaufenden, allerdings ziemlich flachen Kulminationen. Die westliche wurde schon erwähnt; es liegen auf ihr der Monte Crot und der Monte Mondeval. Beim letztgenannten Berg hat diese Antiklinale die Bildung der Verschiebung zwischen Monte Mondeval und Rochetta mit verursacht.

Die östliche Kulmination verläuft zwischen dem Monte Pelmo und dem Boitetal. Sie endet nördlich der C^o Giallainai, welche ihre Entstehung wahrscheinlich dieser Kulmination verdankt. Nach S ist die Antiklinale durch das Gebiet von La Ciauta bis zur Forcella della Fontanella (zwischen Monte Penna und Crepe di Serla) zu verfolgen. Die Cassianer Schichten des Sattelkernes sind in dieser Scharte jetzt gerade noch aufgeschlossen (Prof. 4).

1) Außer von Verwerfungen ist der Dolomit der nördlichen Civettagruppe von Gleitflächen untergeordneter Größenordnung förmlich durchsetzt und dadurch zu viel größerer Mächtigkeit zusammengepreßt, als er sie ursprünglich hatte.

2) Durch die Eröffnung des Rifugio Mario Vazzoler oberhalb Listolade ist die Civettagruppe jetzt touristisch sehr gut erschlossen und eine Kartierung deshalb viel bequemer durchzuführen.

Zwischen diesen beiden Kulminationen liegt in zentraler Lage der Monte Pelmo. Auf ihrer Nordseite wird die Pelmogruppe von der die großen Überschiebungen begleitenden und in sie übergehenden Aufsattelungszone (Taf. XIV, Prof. 6) begrenzt; und weil im S ein geringes Nordfallen herrscht, erhebt der mächtige Berg sich aus einem flachen, schüsselförmig gebauten Plateau. Auf allen Seiten fallen die Schichten gegen das Berginnere ein. Trotz dieser scheinbar ruhigen Lagerung sind die Dachsteinkalkwände von vielen Verschiebungen und Gleitflächen durchsetzt; einige davon sind auf Karte und Profilen zur Darstellung gebracht. Zweifellos verläuft z. B. ein Transversalbruch durch die *Fissura* (Prof. 4); die vertikale Sprunghöhe scheint allerdings nur gering gewesen zu sein. Der Pelmetto wird weiter von verschiedenen, schräg südwärts einfallenden, kleinen Schubflächen durchsetzt. Eine ist in der Nordwand sehr deutlich ausgeprägt und hat dort eine breite, bergwärts fallende Terrasse gebildet (Prof. 4).

Die bedeutendste Verschiebung streicht jedoch durch die *Forcella di Val d'Arcia* und *Val Tiera* (Prof. 6). An ihr entlang ist die Hauptmasse des Monte Pelmo nordwärts geschoben. Auch diese Verschiebung ist in der Topographie sehr gut markiert; sowohl von *San Vito di Cadore* als auch von *Selva* aus gesehen, fällt sie sofort ins Auge, und schon *Loretz* hat ihre Anwesenheit festgestellt.

Die Wände des Monte Pelmo selbst sind übrigens weniger von Verschiebungen durchzogen als die des Pelmetto.

Das Gebiet zwischen Monte Pelmo und dem *Zoldotal* und auch die Südhälfte der östlichen Antiklinale sind sehr regelmäßig gebaut. Gleichmäßig senkt sich ihr Ostflügel (die *Serla-Cuzze-Platte*) ins *Boitetäl* hinab. Aus dem Relief möchte man auf einen Bruch durch *Val di Cuzze* schließen, der am *Palu di Serla* einsetzt. Es gibt dort aber in dem mächtigen Kalkkomplex keine *Leithorizonte*, an denen man diese Störung mit Sicherheit bestimmen könnte. Sonst aber ist das ganze Gebiet kaum gestört, und auch durch *Val della Fontanella* verläuft keine Verschiebung, wie man anfänglich annehmen möchte (die Prof. 4 und 5 geben die dortigen Verhältnisse sehr deutlich wieder). Erst in *Val d'Oglio* scheinen in den Tuffen wieder Unregelmäßigkeiten aufzutreten, die ihre Ursache weiter im S haben. Man befindet sich hier nämlich schon in der Nähe der *Val Sugana-Störungszone*. Eine Kartierung des anschließenden, stark verworfenen Gebietes wäre sicher recht interessant.

Nördlich von *La Ciauta* läßt sich zwar in großen Zügen der weitere Verlauf der Antiklinale, die kleine Kulminationen (*C^e Giallinaí*) und Depressionen aufweist, verfolgen; jedoch findet man über große Distanzen keine Aufschlüsse mehr. Es ist nicht auszuschließen, daß im Gelände zwischen *R. Fedarola* und *R. Orsolina* Störungen verlaufen;¹⁾ feststellen läßt sich aber nichts, und von prinzipieller Bedeutung werden sie kaum sein. Bis zum *C^e Giallinaí* sind wir dann wieder in ungestörtem Gebiet. Aber in der Nähe der *Tabia Senes*, wo unsere Antiklinale ihr Ende findet, müssen in den Tuffen wieder einige wenig bedeutende Verwerfungen vorhanden sein, die sich übrigens wegen großen Mangels an Aufschlüssen, wie schon früher erwähnt wurde, nicht ermitteln lassen.

¹⁾ Z. B. die Fortsetzung der *Tierastörung*.

Hiemit sind wir im Boitetal angelangt. Das Gebirge auf seiner Ostseite zeigt einen außerordentlich regelmäßigen und einfachen Bau; außerdem ist es sehr gut aufgeschlossen. Jede Störung wäre hier sicher leicht zu finden. Es ließ sich aber nur eine am Nordwestsporn des Antelao finden, in der Nähe der Antelaolinie. Auf ihrer Nordseite sind die Kalkschichten in einige kleine Falten gelegt (Fig. 10).

Auffallend sind die verschiedenen Lagerungsverhältnisse, die auf beiden Seiten des Boitetales herrschen. Es muß durch das Boitetal eine bedeutende Querstörung verlaufen. Besonders in der Nähe von Borea und Vodo wird dies sehr deutlich. Am Westufer steht der Cassianer Dolomit nur wenig oberhalb der Talsohle an, am östlichen Gehänge hingegen erst viele hundert Meter über dem Tal; außerdem sind Streichen und Fallen auf beiden Talseiten verschieden.

Im Boitetal hat besonders der Dachsteindolomit große Verbreitung; daneben aber auch Liaskalke. Bekanntlich sind in einigen nördlichen Teilen der Dolomiten, besonders an der Boéspitze und zwischen Enneberg und Ampezzo, die jüngsten Gesteine noch von kleineren Dachsteindolomitschuppen überfahren, oder es sind dadurch in den Gipfelregionen Faltungen verursacht (die sogenannten Gipfelfaltungen und -überschiebungen). Im Pelmogebiet wurde keine Spur von solchen Deformationen gefunden, was bei der wenig gestörten Lagerung des basalen Gebirges auch gar nicht zu verwundern ist.

Ich möchte noch einmal resumieren: vier große tektonische Einheiten bauen unser Gebiet auf. Es sind die Civettaschubmasse, die aus dem S her stammt, das basale Gebirge und die zwei großen, vom N her bewegten Schubmassen. Die erstgenannte Schubmasse dürfte wohl als eine Art Rückfaltung an der Val Sugana-Linie entlang betrachtet werden, wenigstens wenn dieser Teil der Dinariden selbst nicht als eine Rückfaltung betrachtet werden muß. Zeugen die Civettaschubmasse wie auch die Dislokationen am Monte Pelmo von dieser primären Nordbewegung?

Sonst hat der Druck aber zweifellos aus dem N gewirkt und war südwärts gerichtet. Daneben herrschte aber auch ein schwacher Druck in der Ostwestrichtung, der die beiden Antiklinalzonen gebildet hat. Diese dürften, wenigstens in erster Anlage, schon zur Zeit der Bildung der großen Überschiebungen vorhanden gewesen sein, sind aber später wohl noch akzentuiert worden (Bildung der Mondevalverschiebung).

Aus den Verhältnissen östlich der Forcella d'Alleghe geht hervor, daß die Bewegung der Civettaschubmasse mehr in westlicher als in nördlicher Richtung stattgefunden hat. Die Bewegung war also senkrecht zur Val Sugana-Linie.

Auch die Bewegungsrichtung der nördlichen Schubmassen hatte eine westliche Komponente. In Übereinstimmung mit dem Verlauf der Val Sugana-Linie, die schon hier in hohem Maße gestaltend auf die Struktur des Gebirges gewirkt hat, werden die tektonischen Elemente in östlicher Richtung stets mehr zusammengedrängt, und auch die großen Dislokationen scharen sich gegen O.

Immer stärker wird der Einfluß dieser tektonischen Leitlinie im S merkbar. Die angrenzenden, südlichen Gebietsteile, die schon außerhalb

der Karte fallen, zeigen sich gegen S immer mehr gestört und verschuppt. Vielleicht könnten auch die seitlichen Bewegungen teilweise von der Val Sugana-Linie abzuleiten sein.

Übrigens hat auch das Selektionsprinzip die Struktur in hohem Grade beeinflußt. Die Riffkalkmassen sind steif und rigide; sie sind deshalb nicht bruchlos zu deformieren, können nur brechen. Eine vollkommene Faltpbarkeit zeigen hingegen die Buchensteiner Schichten, oft auch Werfener Schichten und Tuffsandsteine. Es mußten demnach

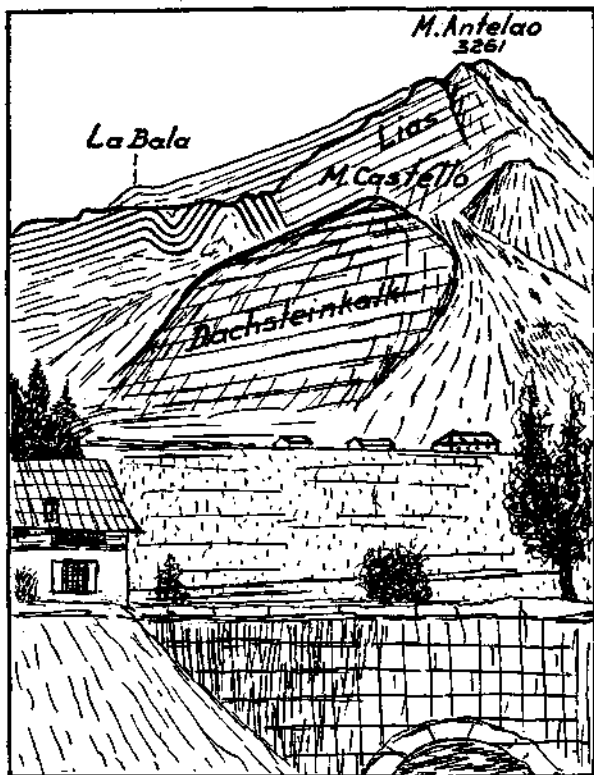


Fig. 10. Faltungen am Antelao-NW-Sporn vom Boiteufer bei San Vito gesehen.

auch zwischen den einzelnen Formationen an den Gesteinsgrenzen entlang Differentialbewegungen stattfinden, und weil die festen Elemente, die Riffkalkmassen, keine Kontinuität besitzen, mußte es zu ungleichmäßigen Horizontalbewegungen kommen.

Das genaue Alter der großen Überschiebungen war nicht festzustellen, denn jüngere als mitteljurassische Gesteine fehlen in unserem Gebiet.

Für bedeutende, differentielle, epirogenetische Bewegungen zur Zeit der mittleren Trias wurden in unserem Gebiet keine Anhaltspunkte gefunden. Sicher war die Senkung bis zum Anfang des „Ladiniens“ langsam und über das ganze Gebiet gleichmäßig; gleichfalls war sie das vom Anfang der karnischen Stufe ab.

Immer wurde bei der Kartierung in diesem Gebiet, wo das Dachsteindolomitgebirge zu solcher Entwicklung gekommen ist, die Frage, betreffend Kobers hochdinarischer Decke, berücksichtigt. Ich zitiere Kober selbst (50, S. 219): „Sind diese Teile der Dinariden wirklich nur Erosionsgebirge? Ich glaube vielmehr, daß die Serie Schlerndolomit-Raibler Schichten-Dachsteinkalk der Serie mit den Wengener und Cassianer Schichten aufgeschoben ist, daß zwischen beiden anomale Kontakte vorhanden sind. Man kann zur Zeit keinen direkten Beweis führen. Ich kann nur darauf hinweisen, daß an mehreren Stellen sich zwischen den beiden Faziesgebieten Werfener Schiefer einstellen, daß mir bei meinen Arbeiten in diesen Gegenden immer der Gegensatz der beiden Serien sehr auffällig war.“ . . . „Nach unseren Vorstellungen wären die Dachsteinkalkgebirge der Boite, Rienz und Gader Deckschollenreste der hochdinarischen Decke, die von N her über die unterdinarische Decke hinweggeschoben ist. Dabei sind die höheren Glieder der unterdinarischen Decke vom Dachsteinkalk an losgelöst und nach S vorgestaut worden. Wäre das basale Gebirge ganz vorhanden, so wäre es von der Art — unserer Vorstellung nach — etwa wie das Etschbuchtgebirge.“ So weit Kober.

Ja, da ist gerade in der Nordhälfte unseres Gebietes der Zusammenhang zwischen Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteinkalk einerseits, Wengener und Cassianer Schichten andererseits klar und einfach. Unzertrennbar ist der Schlerndolomit des Cernerariffs mit dem Mendoladolomit verwachsen. Auf allen Seiten wird das Riff von den Wengener und Cassianer Schichten umgeben; es ist mit diesen Gesteinen durch Faziesübergang verbunden und offenbar gleichzeitig gebildet worden. Schließlich wird der Schlerndolomit ganz von den Tuffsandsteinen überlagert. Allmählich, vollkommen konkordant und wieder durch Faziesübergang und Wechsellagerung miteinander verbunden, entwickelt sich aus den Tuffsandsteinen der Cassianer Dolomit, und gerade hier ist der stratigraphische Zusammenhang nur zu deutlich. Es ist keine Spur von einer Überschiebungsfäche zwischen beiden Gesteinen vorhanden, es ist überhaupt oft wegen dieser Zwischenbildungen schwierig, die Grenze scharf zu fixieren; ein normaler Kontakt ist hier vorhanden.

In unserem Gebiet bilden die untere Trias, der Schlerndolomit mit den heteropischen Ablagerungen, der Cassianer Dolomit, die Raibler Schichten und das Dachsteindolomitgebirge eine zusammenhängende, lückenlose, stratigraphische Einheit. Sie reden zu uns von einem offenen, obgleich nicht sehr tiefen, warmen Meere, in welchem fortwährende Sedimentation stattfand¹⁾ und worin die genannten Formationen in der gegebenen, normalen Reihenfolge abgelagert wurden. Keines von diesen Gesteinen ist erst nachträglich durch große Deckenverschiebungen aus fremden Regionen herangeführt. Überhaupt erreichen die Horizontalbewegungen in unserem Gebiete nie solche Dimensionen, wie sie die Deckenschübe der Alpen kennzeichnen.

¹⁾ Abgesehen von kurzen Unterbrechungen während der Raibler Zeit.

C. Vererzung.

Nun ist noch kurz eine Erscheinung zu erwähnen, die aufs engste mit den tertiären Bodenbewegungen zusammenhängt: die Vererzung. Freilich, zur Bildung von ökonomisch wichtigen Erzlagerstätten ist es im Pelmo-Gebiet nicht gekommen, aber in der Volkswirtschaft dieser Gegend haben die kleinen Vorkommen immer noch eine bescheidene Rolle gespielt, jahrhundertlang wurden die Erze aus Codalunga und dem Fiorentinatal über Falzarego nach Valparola geschafft oder auch im Ofen von Caprile verhüttet. Es sind Bleierze und Eisenerze vorhanden, und alle kommen nur im Fiorentinatal vor, welche Gegend am meisten gestört ist.

Die Erze kommen in den Bellerophonschichten, im Mendoladolomit und im Schlerndolomit vor. Die Erze der Bellerophonschichten sind Sphärosiderite, und sie sind höchstwahrscheinlich syngenetisch. Die anderen Erze sind alle epigenetisch.

In erster Linie ist das kleine Vorkommen von In Som le Crepe zu erwähnen. In Taschen im Mendoladolomit finden wir hier Markasit. Das Erz bildet zusammenhängende Nester im Gestein oder auch ein feines Netzwerk von sich verästelnden Spalten und Haarspalten. Es ist offenbar später eingedrungen und hat das Nebengestein langsam verdrängt. Unterhalb der Hütte ist es in einer kleinen Grotte sehr gut aufgeschlossen. Das Erz verwittert außerordentlich schnell, es wird dabei in großen Mengen Eisenvitriol gebildet, dazu auch Schwefel. Das verwitterte Erz fällt sehr leicht auseinander. Das Dach der Höhle ist mit einem feinen gelben Anschlag von Schwefel bedeckt. Das Erz wurde auf Valparola verhüttet.

Recht interessant ist das Bleierzvorkommen an der Straße Caprile—Rucava in der Nähe der Abzweigung vom Saumweg nach Colle Santa Lucia. Freilich fällt diese Lagerstätte schon außer den Bereich unserer Karte, vollständigkeithalber möchte ich sie aber auch erwähnen. Das Erz kommt wieder im Mendoladolomit vor, der tektonisch reduziert und stark zerbrochen ist. An winzigen Spältchen sind die Erzlösungen zugeführt und haben den Dolomit langsam zersetzt. Es ist wieder ein metasomatischer Vorgang gewesen. Zuerst wurde ein wenig Sphalerit gebildet. Diese Zinkblende ist sehr eisenarm und honiggelb gefärbt. Die Sphaleritkristalle wurden vielleicht noch im letzten Stadium der Bewegung gebildet, sie sind wenigstens noch teilweise leicht deformiert und gebrochen. Vollkommen posttektonisch sind aber die Galenitkristalle, welche den Hauptbestandteil des Erzes bilden. Sie sind sehr schön ausgebildet und zeigen ausgezeichnete Spaltbarkeit. Die Galenitkristalle sind nicht im geringsten gebrochen. Hier und dort hat der Bleiglanz auch die Zinkblende angegriffen und den Spaltflächen entlang verdrängt und zersetzt. Sehr untergeordnet kommt Pyrit vor.

Das Erz wäre vorzüglich zu verarbeiten. Leider ist die Quantität nicht groß genug. Es wurde schon manchmal an diesen Stellen geschürft.

Schließlich ist aus dem Schlerndolomit des Monte Crof noch Pyrit zu erwähnen. Das Gestein ist von vielen kleinen Würfeln durchsetzt, die in Begleitung von Siderit und Ankerit vorkommen. Das Vorkommen ist unbedeutend.

D. Formenschatz, Talbildung.

Wir sind am Ende unserer Beschreibung des Pelmo-Gebietes. Dieselben Gesetze, die überall in den Dolomiten die Bildung der Gesteine und die Entstehung des Gebirges bestimmten, haben auch hier gewirkt, und wir haben gesehen, daß sowohl die innere Struktur wie auch die Landschaftsformen vom Selektionsprinzip beherrscht werden. Steigen wir noch einmal ins Gebirge hinauf und werfen noch einen Blick auf den Formenschatz und die Geschichte der Talbildung, die schon am Anfang kurz erwähnt wurden.

Es gibt im Pelmo-Gebiete hauptsächlich nur drei felsbildende Gesteinsarten; das sind der Schlerndolomit, der Cassianer Dolomit und der Dachsteindolomit inklusive Jura. Sie bilden alle pralle Wandformen und oft schlanke Türme und Zacken. Es ist eigentümlich, daß letztere in unserem Gebiete viel mehr im Schlerndolomit als im Dachsteindolomit entstanden sind. Der Dachsteindolomit bildet aber viel gewaltigere, massivere Gipfel und Gebirgskörper.¹⁾

Auch der wenig mächtige Mendoladolomit eignet sich sehr zu Steilwandbildung.

Wie schon erwähnt wurde, trägt das Tuffgebirge keine bedeutenden Gipfel. Kein Gipfel übersteigt hier 2500 m. Im Tuffgebirge wurden auch ausgedehnte Höhenzonen der Verflachung gebildet, wie sie Klebelsberg auch aus anderen Dolomitengegenden beschreibt. Auch bei uns liegt eine solche Zone in einer Höhe von 1800 bis 2000 m. Das Hochland zwischen Corvo Alto und Monte Pelmo gehört zu dieser Verflachungszone; weiter die Hochebene rings um den Pelmo herum, das weite Plateau der Wasserscheide zwischen Cordovole- und Zoldotal und die Almwiesen im Nuvolau-Giau-Gebiet. Schließlich trägt auch der Cassianer Dolomit in der Nähe der ehemaligen Reichenberger Hütte auf der Federa alpe eine solche Hochfläche. Wenig deutlich ausgeprägte, niedrigere Verflachungsniveaus liegen im Boitetal, z. B. in einer Höhe von 1200 bis 1400 m zwischen Serdes und der Sentinella.

Die eiszeitliche Vergletscherung hat nur geringen Einfluß auf die Talformen ausgeübt. Das Florentinatal ist in der Nähe von Pescul etwas übertieft. Anlagen von Terrassen im Florentinatal sowie im Boitetal wurden früher schon erwähnt. Vom Eis bearbeitete Felsoberflächen zeigt uns eigentlich nur noch deutlich der Pian di Possoliva in der Cerneragruppe.

Selbstverständlich wurde der Verlauf der Täler von Tektonik und Fazieswechsel vorbedingt. Wie schon bemerkt wurde, verläuft durch das Boitetal, das sich übrigens unseren Beobachtungen weiter entzieht, wahrscheinlich ein Transversalbruch. Das breite, tiefe Tal des Ru Secco ist an der Antelaolinie entlang eingeschnitten. Vielleicht hat eine Störung auch die Bildung der Val di Cuzze verursacht.

Die übrigen rechtsseitigen Nebentäler des Boitetales verfolgen nur die talwärts geneigte Abdachung der Cassianer Dolomitplatte, im Tuffgebiete hingegen das herrschende Streichen. Vielleicht, daß in Val di Busella die Antelaolinie prädestinierend auf die Talbildung gewirkt hat.

¹⁾ Außer der Croda da Lago.

Im Oberen Zoldo wurde die Entstehung sämtlicher Pässe durch Verschiebungen bedingt: die Forcella d'Alleghe, die Forcella Pecol und die Forcella Staulanza; auch einige Bachläufe, wie der Rio Canedo, Rio di Coldai u. a. Ihr Unterlauf ist aber dem Streichen der südlichen Pelmo-Unterlage parallel.

Der Ausbiß der großen Überschiebungszone kennzeichnet den Verlauf des Fiorentinatal wie auch der Val di Bagni. Einige Pässe an der Wasserscheide gegen das Boitetal verdanken Brüchen ihre Entstehung: u. a. Forcella di Val d'Arcia, Forcella della Puina, Forcella Roan.

Die Entstehung der Valle Mondeval ist schwer zu erklären. Die Valle di Loschiesuoi dürfte, wie schon gesagt, durch eine Querverwerfung entstanden sein. Die übrigen Täler sind alle auf Faziesgrenzen eingeschnitten; das Vallazatälchen, Val Cenera, Val die Zonia und schließlich das Codalungatal, das in erster Anlage wohl von der jetzt großenteils verschwundenen, westlichen Cernerariffböschung herrührt.¹⁾

Damit sind wir wieder an unserem Ausgangspunkt, Selva di Cadore, angelangt. Unsere Streifzüge sind zu Ende. Von der hochgelegenen Kirche von Colle Santa Lucia schweift unser Blick noch einmal über die herrliche Landschaft. Rechts in der Tiefe sehen wir den blaugrün schimmernden See von Alleghe, von der gewaltigsten Felswand der Dolomiten, der Civettanordwestwand, überragt. In der Mitte, über dem reizenden grünen Fiorentinatal, grüßt der erhabene Gipfel des Monte Pelmo zu uns herüber; und endlich, zur Linken, sind es die schlanken Zinnen der Cerneragruppe, die unser Auge fesseln. Sie bringen uns den Namen Mojsisovics', der so eng mit dieser Gruppe verbunden ist, ins Gedächtnis, und voller Ehrerbietung gedenken wir beim Abschied noch einmal des größten aller Dolomitenforscher, dessen geistvolle Schöpfung auch den Untersuchern von heute noch nach fünfzig Jahren zur Richtschnur dient.

Literaturverzeichnis.

1. Mojsisovics v. Mojsvar. „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien“ (mit einer geologischen Karte). Wien, 1879, Alfred Hölder.
2. Dal Piaz G. „Il lias nella provincia di Belluno.“ *Atti Ist. Veneto sc. lett. ed arti*, vol. LVIII.
3. Dal Piaz G. „Geologia dell'Antelao.“ *Boll. d. R. Comit. Geol. d'Italia*, vol. XLII, 1911, fasc. 3.
4. Nöth L. „Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Valazza und Cencenighe“ (mit einer geologischen Karte). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Bd. 79, Wien, 1929.
5. Fuchs W. „Untersuchungen in den Venezianer Alpen.“ Solothurn, 1840.
6. Hauer F., v. „Über die von Bergrat W. Fuchs in den Venetianer Alpen gesammelten Fossilien.“ *Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, Bd. 2, Wien, 1851.
7. Klipstein A., v. „Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen.“ Gießen, 1843.
8. Bericht über die 7. Generalversammlung des Geognostisch-Montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck, 1845.
9. Giuseppe Trinker und Angelo Guernieri. „Misurazione delle altezze nella provincia di Belluno e nel territorio confinante la medesima.“ *Collezione ipso-metrica*.

¹⁾ Auf Fig. 7 wurde die dicke schwarze Linie, welche die Riffböschung darstellt, etwas zu weit nach S fortgezogen.

10. Richthofen F., v. „Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alp.“ Gotha, 1860.
11. Loretz H. „Geognostische Beobachtungen in der alpinen Trias der Gegend von Niederdorf, Sexten und Cortina in Süd-Tirol.“ nebst Berichtigungen und Ergänzungen. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., 1873, S. 271—291, 337—357, 612—626, 854—860.
12. Loretz H. „Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo.“ Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. XXVI, 1874.
13. Catullo A. T. Saggio di Zoologia fossile. Padova, 1827, pp. 130—144.
14. Catullo A. T. Prodomo di Geognosia Paleozoica delle Alpi Venete. Padova, 1847.
15. Kurtz, Dr. „Die Dolomitgruppen von Enneberg, Sexten, Schluderbach, Ampezzo und Buchenstein.“ Gera, 1871.
16. Taramelli T. „Note illustrative alla Carta Geologica della provincia di Belluno.“ Milano, 1883.
17. Taramelli T. „Monografia stratig. e paleontol. del Lias nelle prov. Venete.“ App. Atti R. Ist. veneto, Venezia, 1880. — „Geologia delle provincie Venete.“ Memorie R. Accademia Lincei.
18. Hoernes R. „Versteinerungen aus dem Dachsteinkalk der Marmarole und des Antelao vom Val di Rin bei Auronzo und Val di Otten bei Pieve di Cadore.“ Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1876.
19. Böhm G. „Über das Rhät (?) am Antelao.“ Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. XLIV, Berlin, 1892.
20. Haas H. „Beiträge zur Kenntnis der liasischen Brachiopodenfauna von Südtirol und Venetien.“ Kiel, 1884.
21. Mariani E. „Su alcuni fossili del Monte Antelao nel Cadore.“ Rendiconti del R. Istituto Lombardo Serie II, Vol. XXXVIII, Milano, 1905.
22. Klebelsberg R., v. „Neuere geologische Untersuchungen, die Südtiroler Dolomiten betreffend“ (Sammelreferat). Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Bd. 4, Wien, 1911.
23. Klebelsberg R., „Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten.“ Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79, Berlin, 1927.
24. Klebelsberg R., „Südtiroler Dolomiten.“ Sammlung geologischer Führer, Bd. 33, Gebr. Borntraeger, Berlin, 1928.
25. Berti Antonio. „Le Dolomiti Orientali.“ Fratelli Treves Editori, Milano, 1928.
26. Stache G. „Fauna der Bellerophonkalke Südtirols.“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1877 und 1878.
27. Wittenburg P., v. „Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Süd-Tirols.“ Geol. Pal. Abhandlungen XII, 1908. — Weitere Publikationen von Wittenburg, die Werfener Schichten betreffend, sind: „Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Werfener Schichten Süd-Tirols, mit besonderer Berücksichtigung der Schichten von Wladivostok.“ C. F. M. 1908. — „Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten.“ Neues Jahrbuch 1908, I.
28. Gordon M. M. Ogilvie. „Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten.“ Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bd. 24, Hefte 1 und 2, Wien, 1927.
29. Horn M. „Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen.“ Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur, Breslau, 1914.
30. Rüst, Dr. „Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und der paläozoischen Schichten.“ Paläontographica 1892, Bd. 38.
31. Cornelius H. P. und M. Cornelius-Furlani. „Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Süd-Tirol).“ C. f. M. 1924.
32. Cornelius H. P. und M. Cornelius-Furlani. „Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Süd-Tirol).“ Neues Jahrbuch, Abt. B. B. 56, 1926.
33. Penck W. „Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo.“ Neues Jahrbuch, B. B. 32, 1911.
34. Salomon W. „Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata.“ Paläontographica, Bd. 42, 1895.
35. Kober L. „Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita.“ M. G. G. Wien, 1908.
36. Hummel K. „Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten.“ Geologische Rundschau, Bd. XIX, Heft 3, 1928.

37. Furlan M. „Zur Tektonik der Sellagruppe.“ M. G. G. Wien, 1909, Bd. 2.
38. Gordon M. M. Ogilvie. „Die Überschiebung am Gipfel des Sellamassivs in Südtirol.“ Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1908.
39. Reithofer O. „Geologie der Sellagruppe“ (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1928.
40. Catullo O. „Mem. sopra le ruine accadute nel commune di Borca nel Cadorino.“ Belluno, 1814.
41. Marinello. „L'Antelao.“ Boll. C. A. I., 1878.
42. Steinmann G. „Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung.“ Geologische Rundschau, Bd. XVI, Heft 6, 1925.
43. Dewey H. and J. S. Flett. „On some British Pillow-lavas and the rocks associated with them.“ Geol. Mag., V. 8, 1911, pag. 241—248.
44. Davis E. F. „The Radiolarian Cherts of the Franciscan Group.“ Bull. Dep. Geol., Univ. Cal., 11, 1918.
45. Lawson A. C. „The Geology of the San Francisco Peninsula.“ 15th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv. 1893—1894, pp. 401—476, 1895.
46. Johnstone J. „Conditions of Life in the Sea.“ 1908, p. 237.
47. Carstens C. W. „Der Unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet mit besonderer Berücksichtigung der in ihm auftretenden Kiesvorkommen.“ Norsk geologisk tidsskrift, Bd. VII, h. 3—4, 1922.
48. Russell U. S. Geol. Surv., 8th Ann. Rept., pt. 1, p. 287, 1886—1887.
49. Watson and Sandford. U. S. Geol. Surv., Water Supply Paper 319, p. 208, 1913.
50. Kober L. „Bau und Entstehung der Alpen.“ Berlin, Gebr. Borntraeger, 1923.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	147
Einleitung	148
1. Kurzer Überblick über die geologische Erforschung des Gebietes	148
2. Topographischer Überblick	149
A. Stratigraphie	155
I. Perm, Bellerophonschichten	155
II. Trias	157
1. Skytische Stufe (Werfenien)	157
a) Seiser Schichten	157
b) Campiller Schichten	157
2. Anisische Stufe	162
a) Richthofensches Konglomerat	162
b) Muschelkalk	163
c) Mendoladolomit	164
3. Ladinische Stufe	165
a) Buchensteiner Schichten	166
b) Gruppe der Tuffe, Tuffsandsteine und Tuffkonglomerate	169
b/1. Wengener Tuffe	170
α Ältere Eruptionen	170
β Jüngere Eruptionen	172
b/2. Cassianer Tuffe	173
α Tuffkonglomerate	173
β Cassianer Tuffsandsteine	174
c) Gruppe der Kalk- und Dolomitgesteine	176
c/1. Riffazies	176
α Schlerndolomit	176
β Cassianer Dolomit	178
γ Marmolatakalk und Cipitkalk	180
c/2. Cassianer Schichten	181
4. Karnische Stufe	183
Raibler Schichten	183
5. Norische Stufe, Rät und Lias	185
a) Dachsteinkalk	186
b) Rät	187
c) Lias	188
III. Quartär	189
1. Diluvium	189
2. Alluvium	193
Verzeichnis der Fundstätten von Versteinerungen	195
Kurzer Überblick der Sedimentationsbedingungen und der Faziesverteilung im Pelmogebiet während der Triaszeit	195

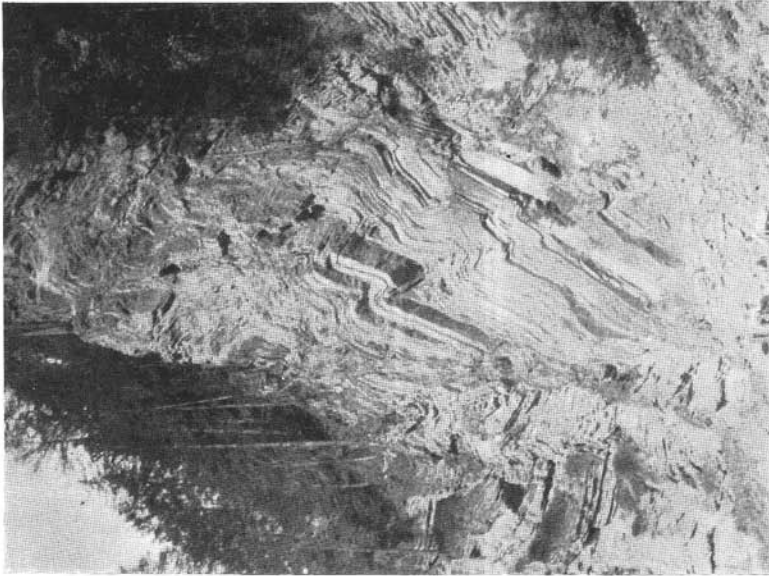
	Seite
B. Tektonik	205
I. Cenera-Rochetta-Schubmasse	207
II. Fernazza-Schubmasse	211
III. Civetta-Schubmasse	215
IV. Das basale Gebirge	218
C. Vererzung	223
D. Bemerkungen zum Formenschatz und zur Ge- schichte der Talbildung	224
Literaturverzeichnis	225

Erklärung zu Tafel VI

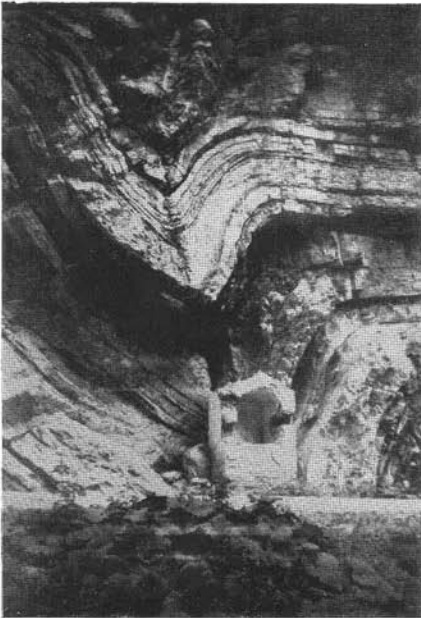
Phot. 1. Gefaltete Buchensteiner Schichten.
Straße Selva—Caprile.

Phot. 2. Buchensteiner Schichten.
Straße Selva—Caprile.

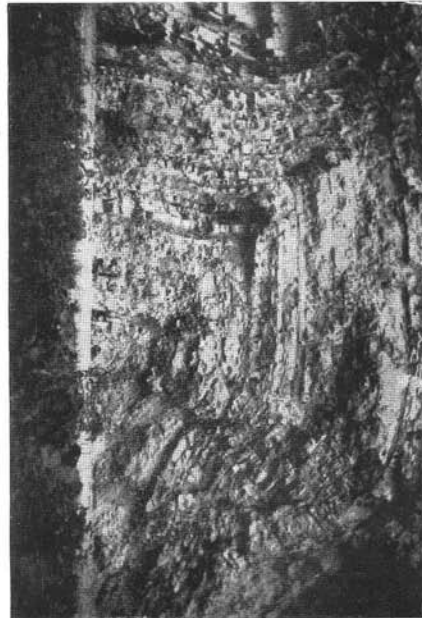
Phot. 3. Buchensteiner Schichten. Kofferfalte.
Straße Selva—Caprile.



Phot. 1.



Phot. 2.



Phot. 3.

Erklärung zu Tafel VII

Phot. 4. Dolomitblock im Tuff.

Col dai Dof.

Vordergrund: Ältere Wengener Tuffe.

Hintergrund: Tuffagglomerat.

Phot. 5. Durcheinandergemetete, fremde Einlagerungen im Augitporphyrittuff.

Straße Selva—Caprile.

Die „Schlinge“ besteht aus Buchensteiner Schichten, die groberen Blöcke sind Marmolatakalk, Augitporphyrit und andere Gesteine.



Phot. 4.



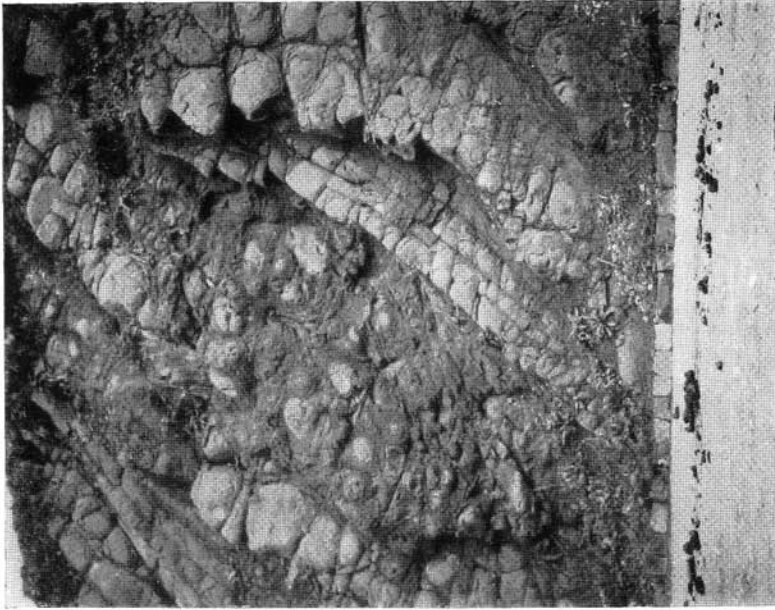
Phot. 5.

Erklärung zu Tafel VIII

Phot. 6. Kugeltuffe bei Selva di Cadore in der Nähe der Kirche an der Straße nach Colle Santa Lucia.

Phot. 7. Heteropische Grenze zwischen Cipitkalkblock und Tuff.
Rechts oben Cipitkalk, links massiger Augitporphyrittuff.
Die Kluft in der Mitte ist ausgewittert aus dem grauen Übergangskalk („Grenzfazies“).

Phot. 8. Derselbe Block aus einiger Entfernung.
Col di Giaté, Val Zonia.



Phot. 6.



Phot. 7.



Phot. 8.

Erklärung zu Tafel IX

- Phot. 9. Riffböschung des Cernerariffs hinter Col Maor.
Das Bild wurde vom Piz del Corvo aus aufgenommen.
Links Schlerndolomit, rechts Wengener Tuffe. Die Scharte rechts ist die Forcella di Giau.
- Phot. 10. Nördliche Riffböschung der Cerneragruppe.
Links Augitporphyrituffe der Punta Zonia, rechts ungeschichteter Schlerndolomit.
In der Mitte Val Zonia. Oberhalb der Scharte Col Piombino die Cassianer Dolomitplatte der Creppa di Formin.
- Phot. 11. Heteropische Grenze am Col Piombino.
Links die dunklen Wengener Augitporphyrituffe; rechte Hälfte des Bildes Schlerndolomit der Cerneragruppe, hier mit schwach angedeuteter Schichtung. Im Hintergrund die Creppa di Formin (Cassianer Dolomit).
Zwischen ihm und den dunklen Tuffen sieht man im Vordergrund noch einen hellen Streifen von Schlerndolomit.

WT = Wengener Tuffe
SD = Schlerndolomit
CD = Cassianer Dolomit

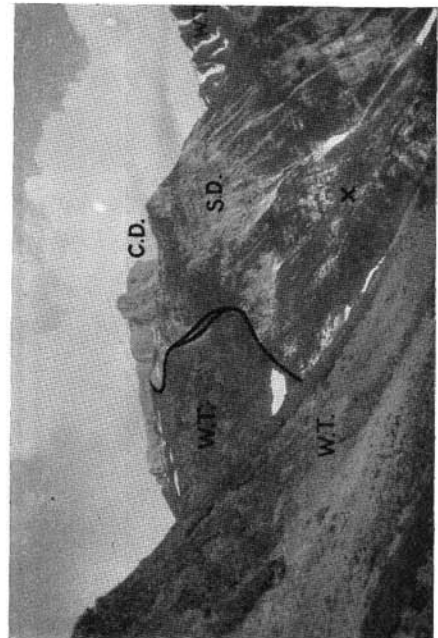
× Von dieser Stelle wurde Phot. 13 genommen.



Phot. 9.



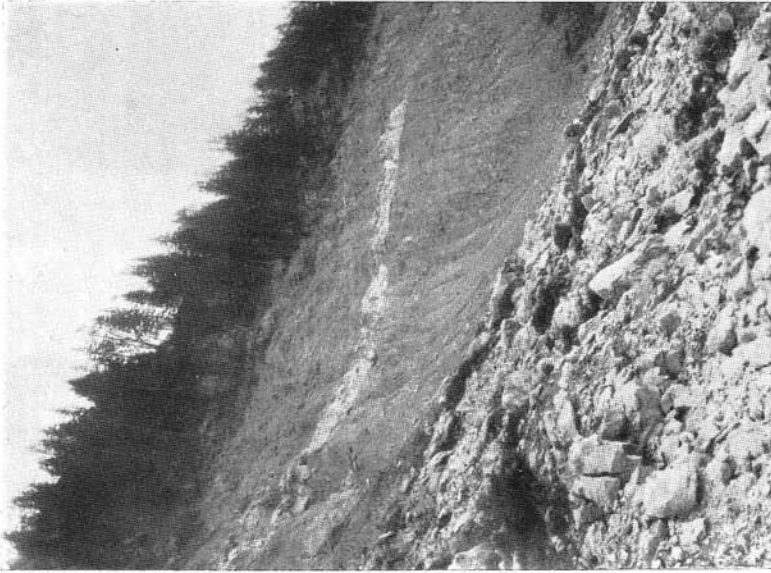
Phot. 10.



Phot. 11.

Erklärung zu Tafel X

- Phot. 12. Auskeilende Kalkbank.
Abrißstelle des Bergsturzes von Santa Fosca. Im Vordergrund Bergsturztümmer.
- Phot. 13. Nordseite des Val Zonia bei der Punta di Zonia. Wir stehen auf Schlerndolomit (Vordergrund rechts) des Cernerastocks, der mit flachem Winkel unter die Augitporphyrituffe einschießt. In der Mitte liegt ein kleiner Dolomitblock in diesen Tuffen; etwas höher aber eine viel größere Cipitkalkscholle, die sich auch noch weiter westlich fortsetzt. Der kleine Block könnte vielleicht vom Riff abgerollt sein, ist wenigstens wahrscheinlich nicht autochthon.
- Phot. 14. Konkordant in den Tuffen eingelagerter Dolomitkeil in Val Zonia. Die Lärchen im Vordergrund täuschen über die Größenverhältnisse. Wir befinden uns in der Nähe der Cernerariffböschung an der Nordseite des Val Zonia unter dem Col di Giatè.



Phot. 12.



Phot. 13.



Phot. 14.

Erklärung zu Tafel XI

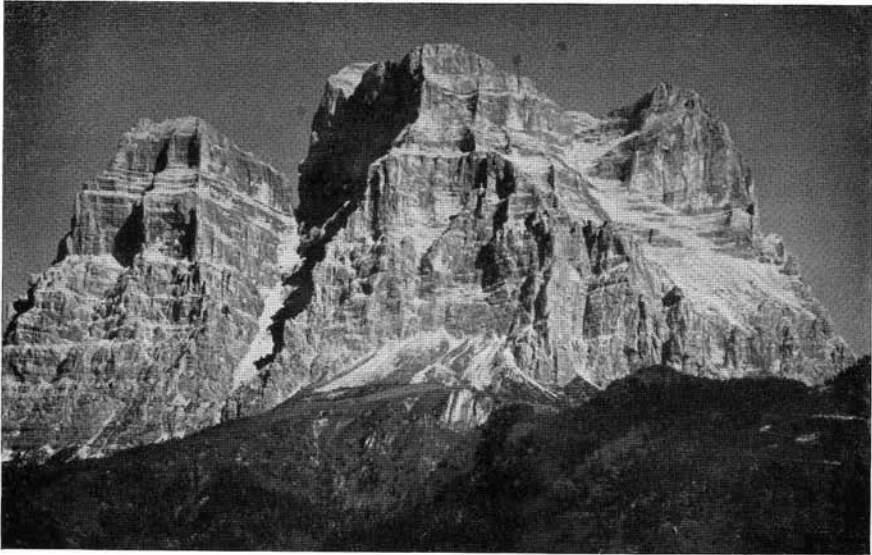
Phot. 15. **Monte Pelmo aus dem Oberen Zoldo.**

Deutlich heben sich die glatten, dickbankigen, prallen Wände der Liaskalke morphologisch von dem rauhen, dünngeschichteten Dachsteinkalk ab.

Ein gefärbtes Bild würde die Gegensätze noch akzentuieren.

In der Mitte des Bildes am Fuß des Monte Pelmo Raibler Schichten, Cassianer Dolomit, rechts im Vordergrund Cassianer Tuffsandsteine und Tuffkonglomerate.

Phot. 16*a*. Oberrand der großen Mur, die Zanol bedroht.



Phot. 15.



Phot. 16 a.

Erklärung zu Tafel XII

Phot. 16 *b*. Sich öffnende neue „Randkluft“ der großen Mur oberhalb Zanol bei Selva di Cadore.

Diese Stelle liegt bedeutend höher als der oberste Riß von Abb. 16 *a*.

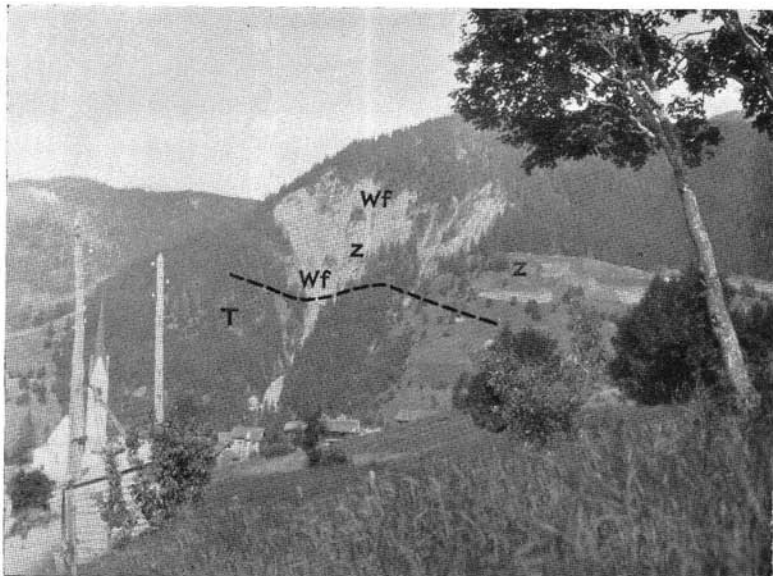
Phot. 17. Ausbiß der Antelaolinie bei Selva di Cadore.

Die schwarzen, fast saiger stehenden Tuffe und Tuffsandsteine (*T*) sind von hellen, ziemlich flachliegenden Werfener (*Wf*) und Bellerophon (*Z*) Schichten überschoben.

Am Gipfel links oben liegt ein Cipitkalkkeil (hell) inmitten der Tuffe.



Phot. 16b.



Phot. 17.

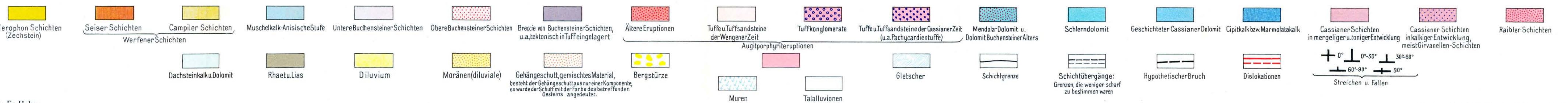
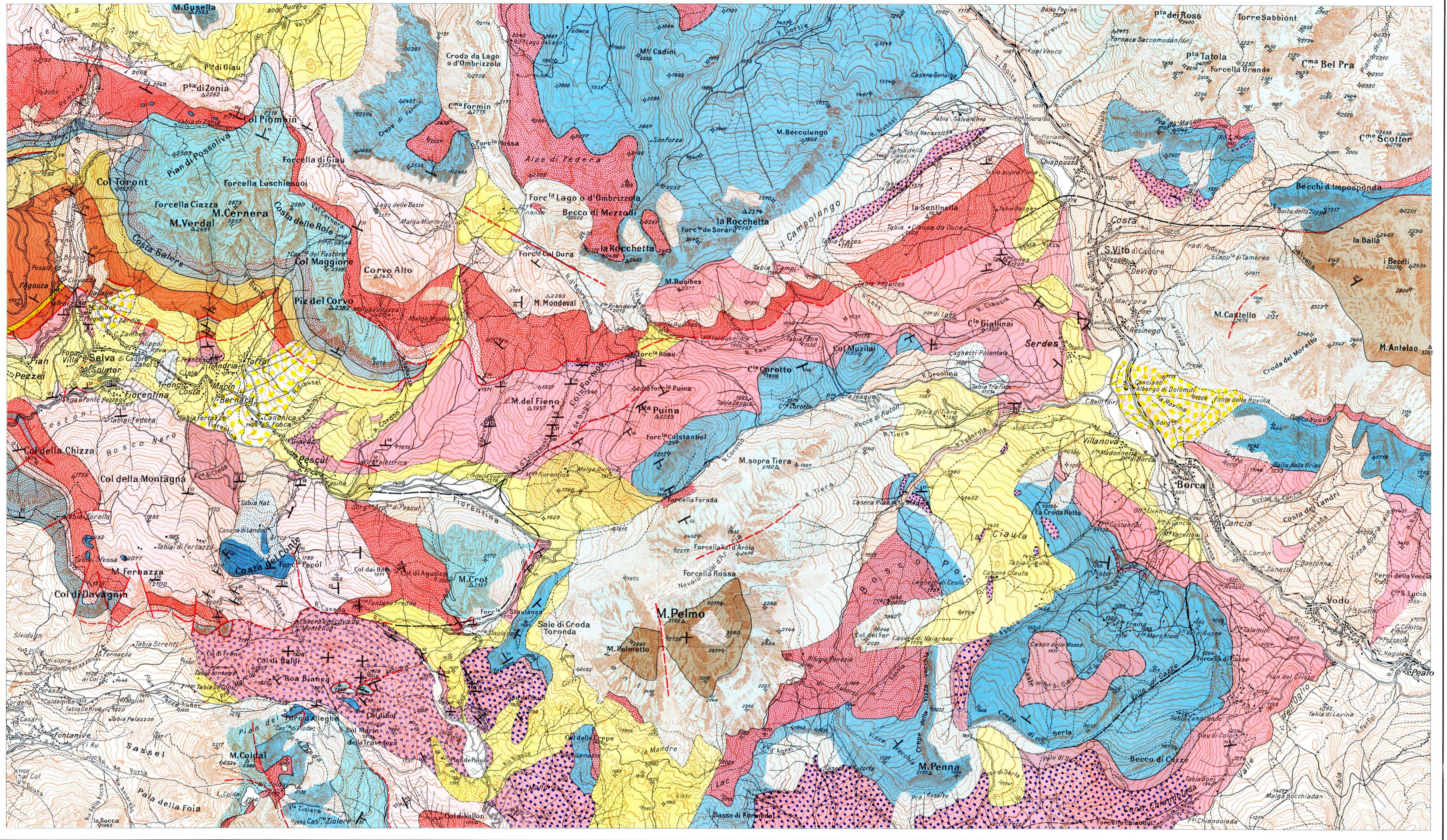
Geologische Karte des Pelmo-Gebietes.

Aufgenommen von L. van Houten 1928 - 1929.

1:25.000.

L. van Houten: Pelmo-Gebiet.

Tafel XIII.



Gezeichnet: Fr. Huber.

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 80. Band, 1930.

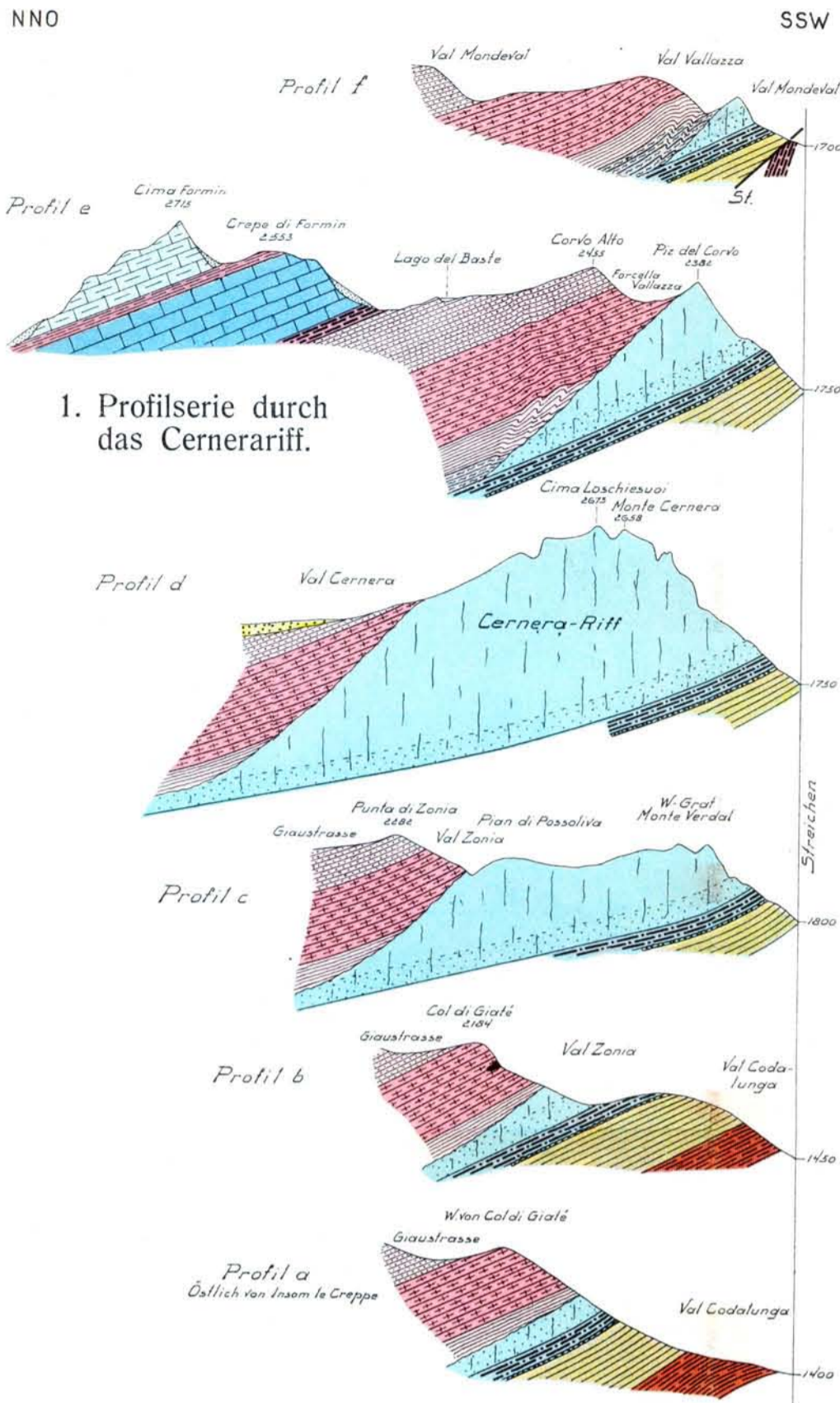
Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt A. G., Wien.

Druckfehler in der Karte des Pelmo-Gebietes.

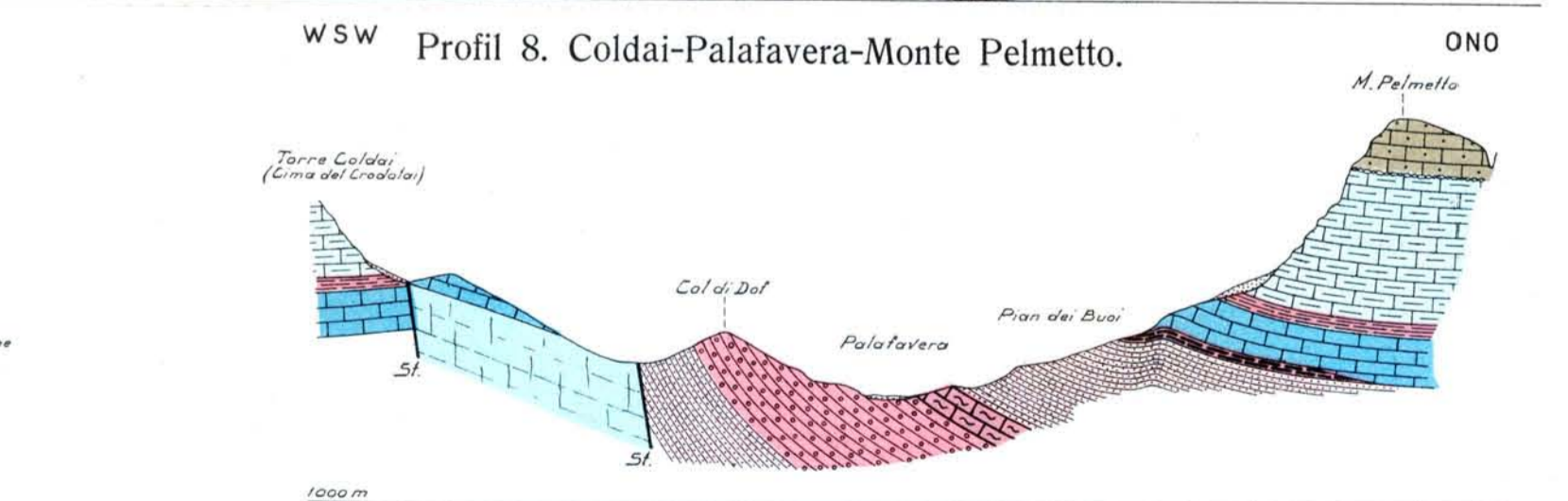
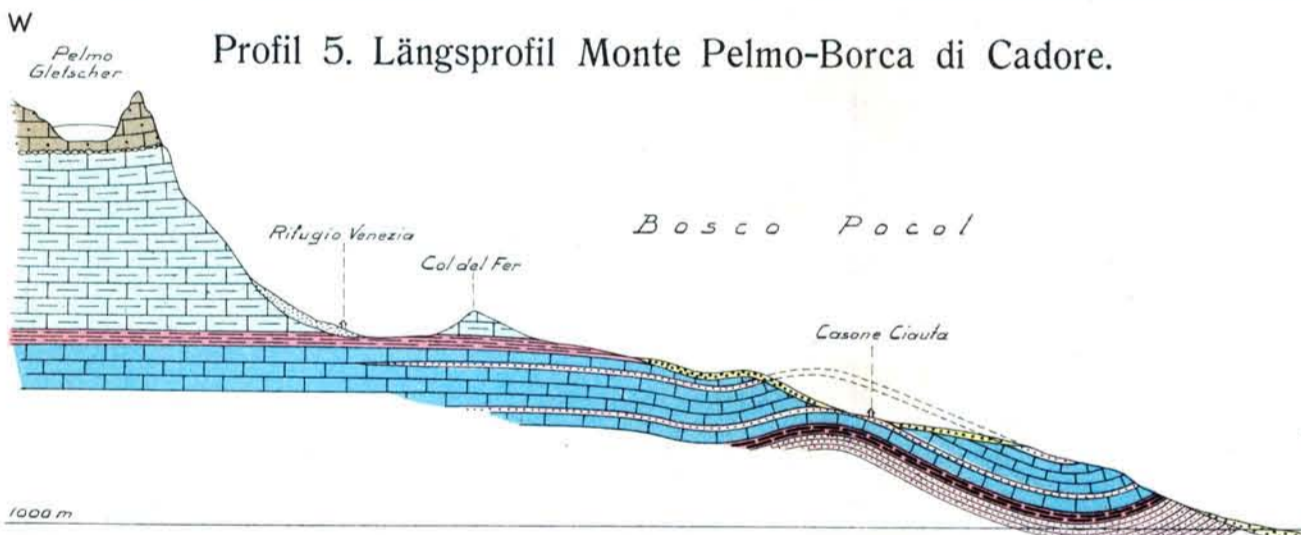
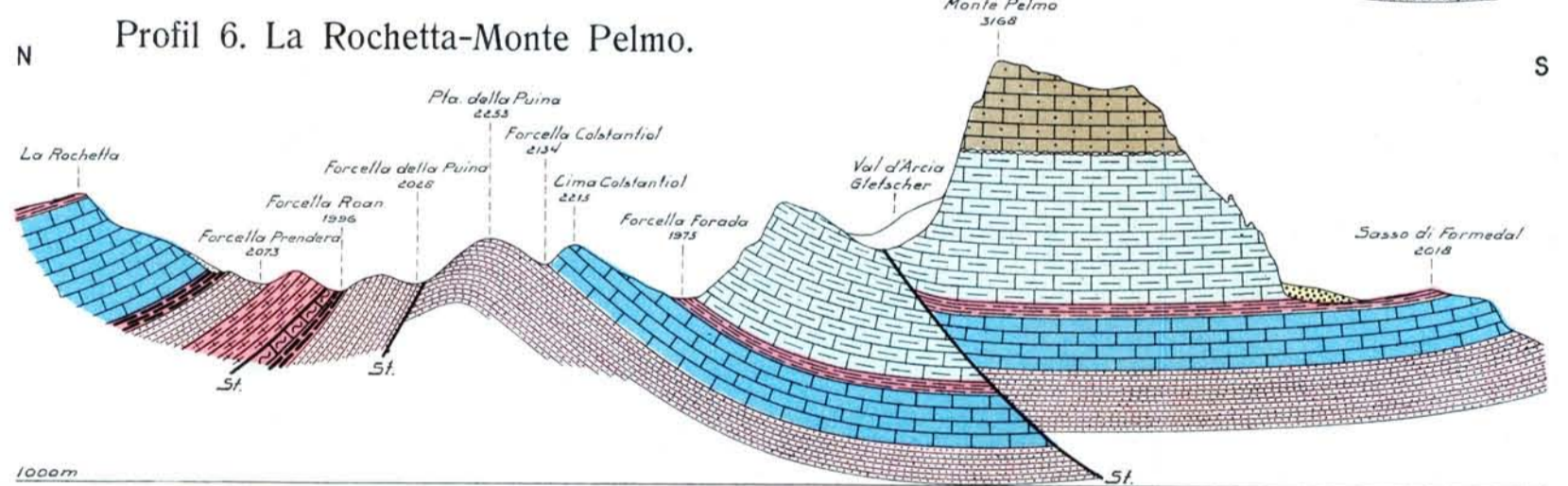
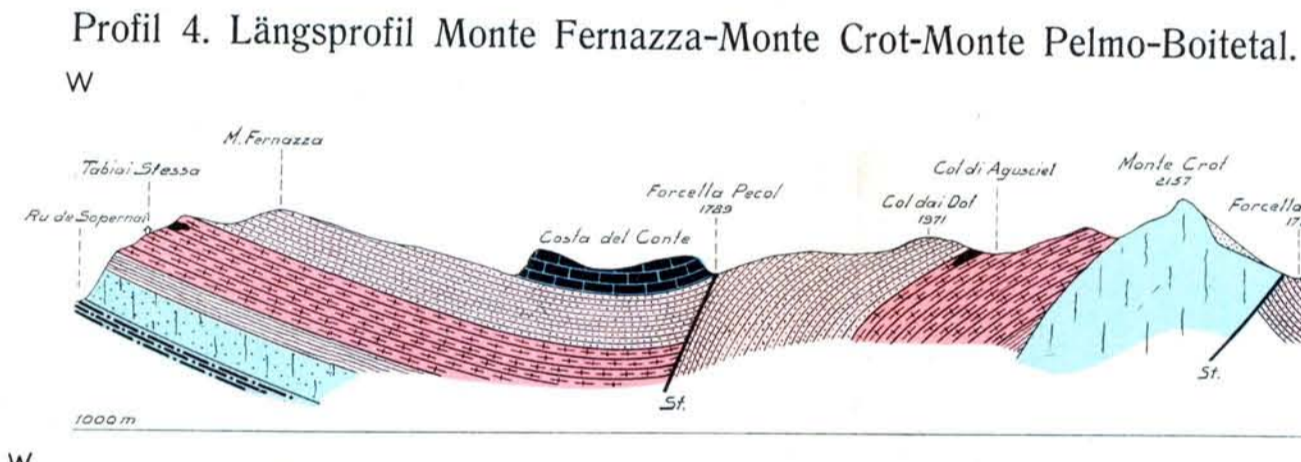
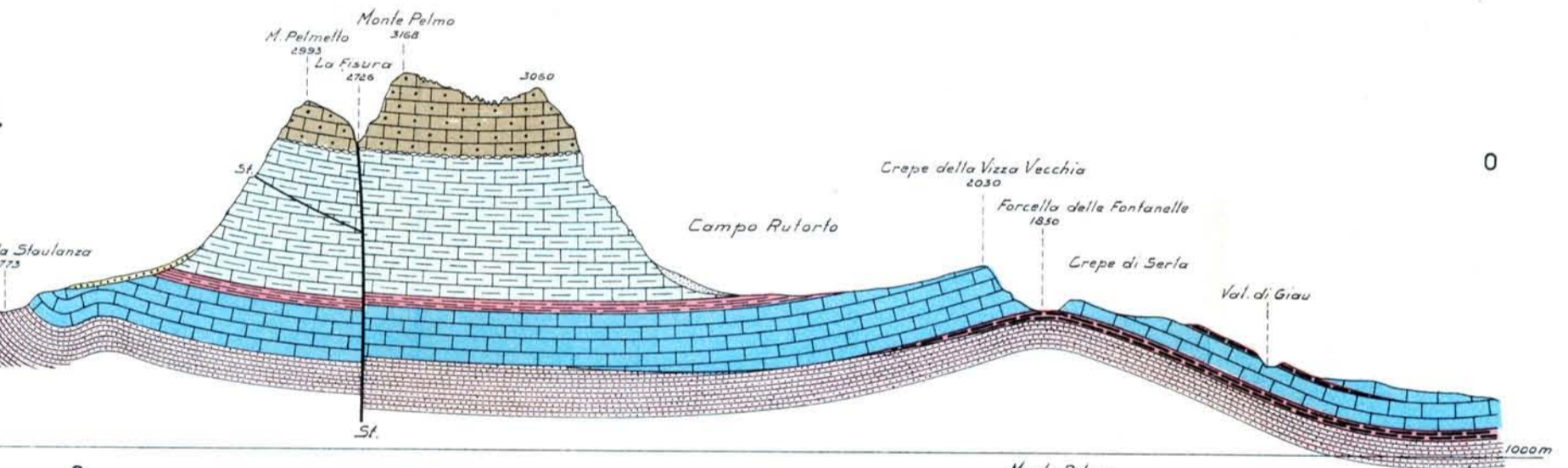
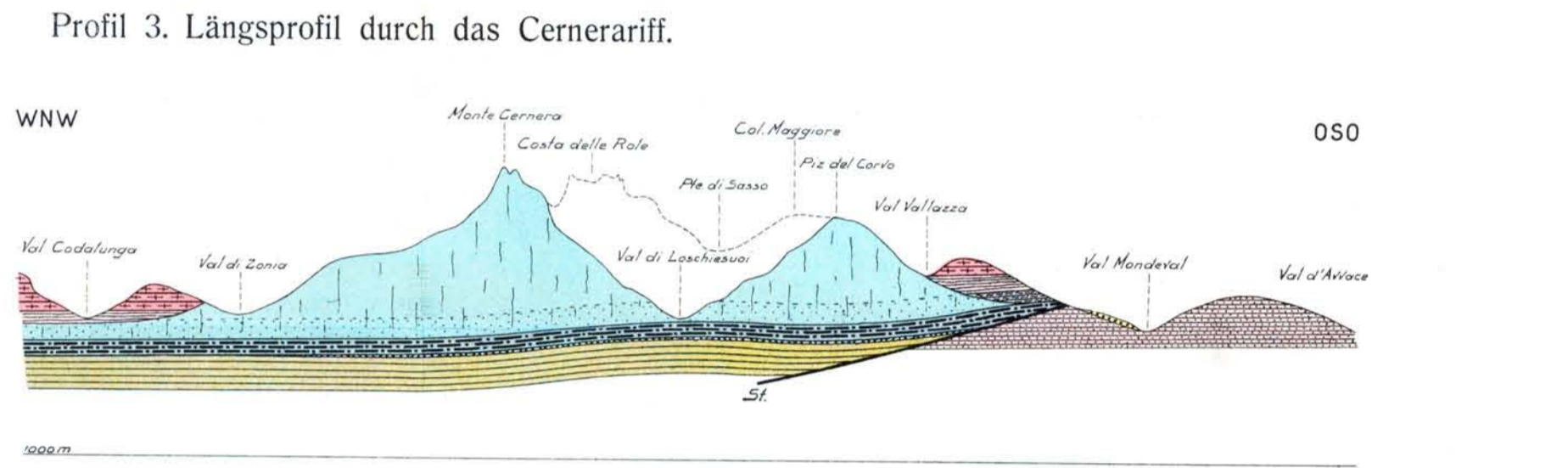
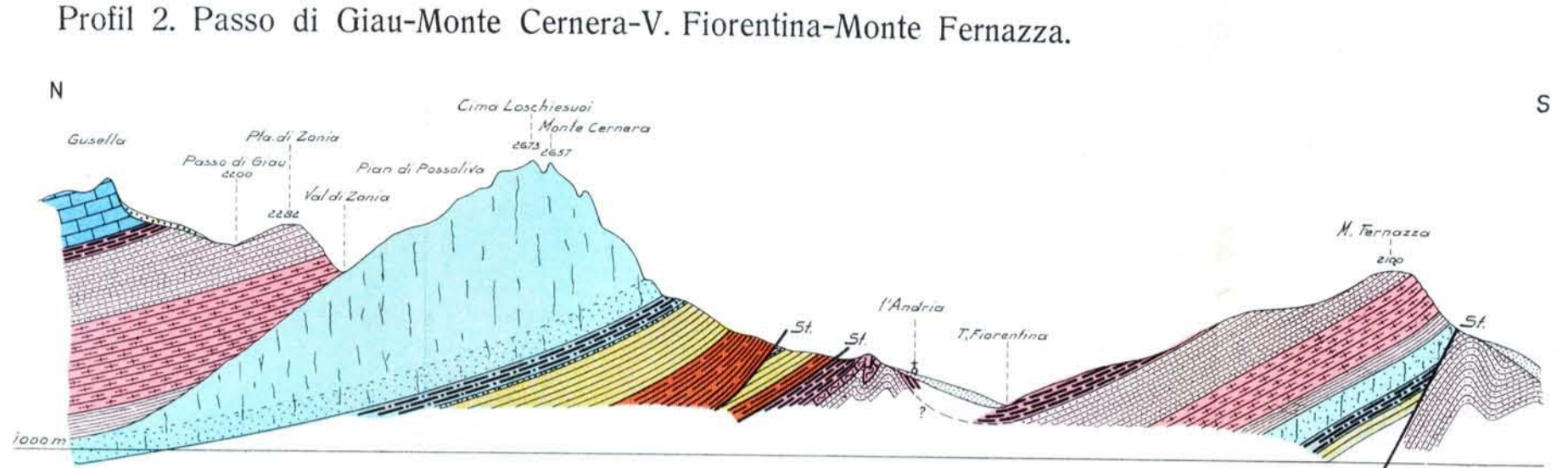
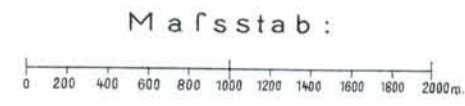
Pto di Giau	soll lauten	Passo di Giau
Tabiai Forella	" "	Tabiai Forcella
Col dai Bof	" "	Col dai Dof
Col di Agusicei	" "	Col d'Agusciel
Col di Bof	" "	Col di Dof
Col Dura	" "	Col Duro
Forcella Roau	" "	Forcella Roan
Tabia Zappie	" "	Tabia Zoppie
Pte tra leaque	" "	Ponte tra le acque
V. de Bugoi	" "	Val de Bagni
R. Canedo	" "	R. Caneda
Rne Piada	" "	Rne Pioda
Laghetti di Ceolic	" "	Laghetti di Ceolie
Ru de Rossola	" "	Ru de Rassola
Val di Guzze	" "	Val di Cuzze
Valle di Cazze	" "	Val di Cuzze
Fte Marchiom	" "	Fle Marchioni
Torre Sabiont	" "	Torre Sabioni
Pta Tatola	" "	Pta Taiola

Südlich von Punta di Zonia ist bei Tabia di Zonia ein schmaler Streifen von älteren Wengener Tuffen falsch gefärbt.

An der Südseite des Monte Crot sind bei Casera Staulanza die älteren Wengener Tuffe irrtümlich noch südlich der großen Überschiebung eingetragen.



Profile zur Geologischen Karte des Pelmo-Gebietes.



ZEICHENERKLÄRUNG

Seiser Schichten	} Werfener Schichten	Knollenkalk d. Unt. Buchensteiner Schichten	Cipitkalk	Cipitkalkblöcke	Rhaetkonglomerat
Gampiller Schichten		Plattenkalk und Pietra Verde der Oberen Buchensteiner Schichten	Cassianer Schichten, Mergelfazies	Cassianer Schichten, Girvanellafazies	Lias
Richthofensches Konglomerat		Schlerndolomit	Ältere Tuffe	Cassianer Dolomit	Diluvium
Muschelkalk		Jüngere Tuffe und Tuffsandsteine (Wengener und Cassianer Tuffe)	Raibler Schichten	Dachsteinkalk	Alluvium, Gehängeschutt
Mendoladolomit					St. Störungslinien