

Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten).

Von Ludwig Nöth in Innsbruck.

Mit 1 geologischen Karte, 1 Profiltafel und 20 Textfiguren.

(Aus dem Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.)

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Entstehung einer Anregung von Frau Dr. M. M. Ogilvie-Gordon. Gelegentlich einer gemeinsamen Begehung der Südtiroler Dolomiten schlug Frau Dr. Ogilvie-Gordon mir vor, die Kartierung des Gebietes zwischen Pieve und Cencenighe durchzuführen, da hier interessante tektonische Probleme zu erwarten seien. In weitgehendstem Maße wurden mir von Genannter die Mittel für die Durchführung der Geländeaufnahme zur Verfügung gestellt. Ich möchte deshalb nicht versäumen, Frau Dr. Ogilvie-Gordon auch an dieser Stelle meinen besonderen Dank zum Ausdruck zu bringen.

Der Druck der Karte und Profiltafel wurde ermöglicht durch eine Unterstützung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines. Es ist mir eine angenehme Pflicht, ihm dafür meinen Dank auszusprechen.

Die Auswahl des Gebietes erwies sich als eine glückliche, und die gehegten Erwartungen wurden nicht enttäuscht. Als bedauerlich habe ich nur empfunden, daß eine Fortsetzung der Kartierung jetzt nicht möglich war. Es waren einmal Zeitfragen, dann weiter der Umstand, daß die Karte auf einen zu großen Umfang anschwellen würde, die mich zum Abbruch der Arbeiten nötigten. Es wäre notwendig gewesen, um die tektonischen Probleme restlos zu klären, die Kartierung nach allen Richtungen fortzusetzen. Darum habe ich auch die interessante Civettagruppe einstweilen unberücksichtigt lassen müssen, da sonst die Kartierung bis Forno di Zoldo hätte ausgedehnt werden müssen. Nur die Westhänge sind zur Aufnahme gekommen. Im N wird durch die gleichzeitige Arbeit Frau Dr. Ogilvie-Gordons eine Klarstellung erreicht werden, der W, S und O muß einer späteren Zeit vorbehalten bleiben.

Die Aufnahme erfolgte in den Sommer- und Herbstmonaten der Jahre 1926/27; sie wurde durch anhaltend günstiges Wetter wesentlich gefördert. Als topographische Unterlage diente die italienische Karte 1 : 25.000 (tavoletta), u. zw. die Blätter Monte Marmolada, Forno di Canale, Cencenighe und Selva di Cadore. Im allgemeinen erwies sich die Karte als brauchbar, wenn auch Unrichtigkeiten, namentlich in der Felszeichnung, oftmals festgestellt wurden.

Für den Druck mußte leider eine Reproduktion der noch aus dem Kriege stammenden österreichischen Zusammendruckkarte gemacht werden, da die italienische Karte aus politischen Gründen nicht zu bekommen war. Durch die Übertragung hat die Genauigkeit der Karte hier und da etwas gelitten; von Bedeutung ist dieser Umstand jedoch nicht.

Einleitung.

1. Kurzer Überblick über die geologische Erforschung des Gebietes.

Als erster befaßt sich Fuchs (18)¹⁾ eingehender mit unserem Gebiet. Seine Arbeit, der eine geologische Karte beigegeben ist, war mir hier nicht zugänglich, ich kann mich nur auf einige Angaben Hauers (20) berufen. Die von Fuchs im Bereich unserer Karte aufgefundenen Fossilien entstammen alle den Werfener Schichten, bei Fuchs in „roten Sandstein (Myacitensandstein) und Posidonomyenkalk“ gegliedert. Auch eine Arbeit Catullo's (14) kann ich nur nach den Angaben Hauers a. a. O. zitieren.

1843 veröffentlichte Klipstein (28) die Ergebnisse seiner im Sommer 1841 unternommenen Reise. Uns interessieren hier seine Angaben über das Cordevoletal. Er unterscheidet hier: „Grauwacke mit Kalk, Übergangskalk“ (Tuff- und Konglomeratgruppe mit Cipitkalk), „Dolomit des Sasso Tjuida“ (Civetta), (Mendola- und Schlerndolomit), „Augitporphyr und Mandelstein“ (Gerölle aus der Konglomeratgruppe) und „Muschelführender Kalk“ (Werfener Schichten). Die Alters- und Lagerungsverhältnisse bleiben ziemlich unerörtert. Auch der Bergsturz des Monte Forca und die Aufstauung des Lago d'Alleghe finden ausführliche Beschreibung.

Im Sommer 1844 untersuchte der damalige Vereinskommissär Trinker (3) für den Geognostisch-montanistischen Verein für Tirol unser Gebiet. Er erkannte „roten Kalkmergel mit Posidonomyen, ähnlich *Posidonomy Becheri*“ (Werfener Schichten), „doleritisches Gestein mit häufiger kugelige Absonderung und Kalk- oder Mergelschiefern, dem Wengener Vorkommen ähnlich“ (Tuffgruppe und obere Buchensteiner Schichten), „Dolomit, krystallisch körnig, gelblich, dabei etwas bituminös“ (Mendoladolomit), konnte jedoch über die Lagerungsverhältnisse keine Klarheit gewinnen. Außerdem erwähnt er ein Brauneisenvorkommen in der Nähe von „Colle di Santa Lucia“, das „ein vorzügliches Material für den früheren Hochofen zu Valparola lieferte, welcher aber . . schon lange aufgegeben ist“. Mir ist von diesem Vorkommen nichts bekannt geworden. Auf der 1849 erschienenen „Geognostischen Karte von Tirol“, Blatt 7, die für die damalige Zeit eine sehr beachtenswerte Leistung darstellt und auf der nur das ehemals österreichische Gebiet Colle di Santa Lucia enthalten ist, sind nur zwei Formationen, der „mittlere Alpenkalk“, der alles von Bellerophonkalk bis Buchensteiner Schichten in sich begreift, und der „doleritische Sandstein“, unserer Tuffgruppe entsprechend, ausgeschieden.

¹⁾ Die Zahlen verweisen auf die Nummern des Literaturverzeichnisses am Schluß der Arbeit.

1860 veröffentlichte Richthofen (46) sein bekanntes Werk über die Dolomiten und legte den Grund zu der noch heute gültigen Stratigraphie. Er geht nur auf den Nordostzipfel unseres Gebietes näher ein, und mit großem Scharfblick erkennt er hier bereits den Aufbau. Er ist wohl der erste, der eine auch noch heute brauchbare Schilderung dieses Gebietes gibt. Auch finden wir bei ihm ein Verzeichnis der älteren Literatur.

Loretz (31, 32), der 1873 und 1874 ebenfalls die Nordostecke des Gebietes untersucht, hält sich im wesentlichen an die Einteilung Richthofens, seine 1. bis 3. Stufe des alpinen Muschelkalks entspricht den Werfener Schichten, Mendoladolomit und Virgloriakalk und Buchensteiner Schichten Richthofens. Auch erkannte er einige bedeutendere Störungslinien des Gebietes. Seine Karte ähnelt der später von Mojsisovics gegebenen.

Drei weitere Arbeiten Klipsteins (29), 1871—1883, streifen die Nordostecke unseres Gebietes, bringen aber nichts wesentlich Neues. Sie enthalten eigentlich nur eine Polemik gegen Richthofen.

Nach einem kurzen Aufnahmebericht (34) erscheint 1879 die große Monographie Mojsisovics' über die Dolomiten mit einer Karte des ganzen Gebietes (35). Es erübrigt sich, an dieser Stelle nochmals auf das Für und Wider der Anschauungen Mojsisovics' und die Angaben seiner Karte einzugehen; ich verweise auf die Angaben bei Klebelsberg (26).

1883 erscheint eine geologische Karte der Provinz Belluno mit kurzem Text von Taramelli (50), die als Übersichtskarte recht gut verwendbar ist.

Mit der großen Arbeit Salomons 1895 (48) über die Marmolata-gruppe, in der der östliche Teil unseres Gebietes Beachtung findet, ist die geologische Erforschung einstweilen abgeschlossen.

Nur Horn (22) besucht 1913 anlässlich seiner stratigraphischen Untersuchungen der Buchensteiner Schichten Teile unseres Gebietes.

Erst in neuester Zeit, wohl auch angeregt durch die infolge des Krieges geschaffenen Aufschlüsse, beginnt das Interesse der Geologen sich wieder unserem Gebiete zuzuwenden. Cornelius und Cornelius-Furlani (15, 16, 17) untersuchen die Marmolatagruppe neu und beschäftigen sich besonders mit der Tuffgruppe. Leider fehlt bisher eine Karte des von ihnen begangenen Gebietes.

Aus jüngster Zeit stammen ferner einige Notizen über den südlichen Teil des Gebietes von Castiglioni (12, 13) und über die Gegend von Alleghe von Vardabasso (51) sowie glazialgeologische Beobachtungen am Nordrande von Klebelsberg (27).

2. Topographischer Überblick.

Unser Gebiet ist keine natürlich begrenzte Gebirgsgruppe, und es fehlen ihm daher zumeist auch natürliche Grenzen. Im N bildet der Cordevole von Valazza bis Pian, dann der Rio d'Andraz bis Cernadoi und weiter eine Linie von Punkt 2013 bis Punkt 2153 im Oberlauf

des Codalungabaches die Grenze.¹⁾ Die Westgrenze verläuft am Codalungabach entlang bis gegen Selva di Cadore und folgt dann dem Oberlauf des Fiorentina bis oberhalb Pescul. Von hier bis zur Forcella d'Alleghe bildet der Kartenrand die Grenze, die nun an den Westwänden des Civettamassivs zur oberen Casera Favretti verläuft. Die Verbindungslinie von hier nach Cencenighe und weiter der Biois bis gegen Caviola bilden die Südgrenze. Im O wird das Gebiet durch die Linie Valle Tegosa—Monte Alto—Valle Ciamp d'Arei—Forcella Padon und Ornella-bach begrenzt.

Durch den Cordevole und seine Hauptzuflüsse, T. Fiorentina und T. Pettorina, wird das Gebiet in vier Teile zerlegt, die bei Caprile zusammenstoßen. Die Nordostecke zwischen Rio d'Andraz, Cordevole und Fiorentina ist ein meist bewaldetes oder mit Wiesen bedecktes Gebiet mit wenig steilen Hängen. Felswände treten nur untergeordnet auf und sind nicht bedeutend. Den höchsten Punkt bildet hier der Monte Poré (Frisolet) 2405 *m*. Die Bewässerung ist unbedeutend, die einzigen größeren Bachrisse sind der auf der Malghe di Andraz entspringende, nach Cernadoi herunterströmende Rio di Grevola und der Rio di Pignazza, der von den Hängen des Monte Poré nach SW zum Cordevole fließt. — Die zwischen Fiorentina und Cordevole liegende Südostecke wird durch die Senke Alleghe—Lander—Forcella d'Alleghe in zwei Teile geteilt. Der nördliche Teil ähnelt durchaus dem eben besprochenen, zu dem er auch geologisch zum größten Teil gehört. Die höchsten Punkte sind Monte Fernazza 2100 *m* und Col Davagnin. Beide fallen mit Steilhängen nach S und SW ab, während eine allmähliche flache Abdachung nach N hin stattfindet. Der südliche Teil erhält sein Gepräge durch die gewaltigen Westwände der Civettagruppe, unter denen, besonders im S, die nicht minder steilen Wände des Monte-Alto-di-Pelsa-Zuges auftauchen. Letztere sind im N weniger steil und sind zwischen Monte Coldai (2396) und Crep di Casamatta (2112) vielfach mit Krummholz bewachsen. Der weitere Abfall gegen den Cordevole hin ist wieder ziemlich steil abhängendes, doch gut bewaldetes Gelände. Nur wenige kurze und steile Bachrisse durchfurchen das Gebiet, mit Ausnahme des Ziolere alle dem Cordevole zueilend. Südlich vom Monte Coldai liegt der einsame und düstere Lago Coldai. Ein direkter Abfluß ist nicht sichtbar, doch glaube ich, daß sein Wasser zumeist dem Ru de Porta zufließt, da hier Störungen den Untergrund durchsetzen. Indessen ist der Abfluß allem Anschein nach sehr gering.

Die Nordwestecke zwischen Cordevole und Pettorina erhält ihr besonderes Gepräge durch die dunklen, fast schwarzen Tuffmassen, die sie zum weitaus größten Teil aufbauen. Sie ist ein Teil der schon von weitem kenntlichen Zone der schwarzen Vorberge nördlich der Marmolata, der sogenannten Belvederekette. Ihre größte Höhe erreicht diese innerhalb des kartierten Gebietes im W, im Monte Padon (2510). Nach O verbreitert sich die Zone, verliert den im W ausgesprochenen Kettencharakter und fällt nun allmählich ab. Jedoch liegen auch hier die

¹⁾ Die Ortsnamen, Höhenangaben usw. sind sämtlich der italienischen Karte 1 : 25.000 entnommen.

meisten Gipfel noch über 2000 *m*. Im SW greift das Marmolatamassiv noch mit einem Ausläufer (Piz Guda, 2130 *m*) in unser Gebiet ein. Dieser Gebietsteil ist reichlich bewässert, auch sind die zahlreichen Bäche selbst in trockenen Sommern ziemlich ergiebig und beständig. Fast alle entspringen in den Tuffen. Infolge der leichten Verwitterbarkeit letzterer herrschen hier mehr oder weniger steil geneigte Hänge vor, wenn auch schroffe Felsabstürze nicht fehlen. Die Hänge gegen die Haupttäler hin sind zumeist dicht bewaldet, während das flachere Innere des Gebietes zumeist mit Wiesen bedeckt ist oder nur dürrig bewachsenen Felsboden darstellt.

Die Südwestecke endlich, zwischen Pettorina, Cordevole und Biois, nimmt allein fast die Hälfte des kartierten Gebietes ein. Sie besteht aus verschiedenen Bauelementen. Im N finden wir ähnliche Verhältnisse wie nördlich des Pettorina. Abgesehen vom Marmolatakalk im W, der mit dem des Piz Guda im Zusammenhang steht, bauen wiederum Tuffe die Berge auf, gekrönt von der Kalkmasse des Sasso Bianco (2407). Sie brechen mit dem darunterliegenden Marmolatakalk und Mendoladolomit in Steilwänden gegen S ab, daran schließt sich im S eine niedrigere, bewaldete oder mit Wiesen bedeckte Zone, die vorwiegend aus den weichen Werfener Schichten und Bellerophonkalk besteht. Sanfte Hänge herrschen hier vor, Steilhänge fehlen, abgesehen von einigen tiefen Einrissen, fast völlig. Auch dies Gebiet ist sehr wasserreich, die gegen N fließenden Bäche entspringen zumeist in den Tuffen, während die nach S zum Biois strömenden fast alle den wasserreichen Werfener Schichten ihren Ursprung verdanken. Ganz im W nördlich der Forcella di Negher liegt ein kleiner See, der Lago di Franzei. Er steht nur zu Zeiten des Hochwasserstandes über eine niedere Schwelle mit dem nach N fließenden Bach im Valle Miniera in Verbindung. Sonst ist er abflußlos.

Stratigraphisch-paläontologischer Teil.

Perm.

Grödner Sandstein.

Der Grödner Sandstein bildet die älteste, in unserem Gebiet aufgeschlossene Schichtengruppe. Er findet sich nur am Südwestende des Gebietes, nördlich von Caviola, und steht hier beiderseits des Baches zwischen Caviola und Tegosa an. Zur Kartierung ist nur das östliche Ufer des Baches gekommen. Hier sind nur die obersten Lagen des Grödner Sandsteins erschlossen. Es sind zunächst rote und helle, dünnbankige, grobkörnige Sandsteine, die mit dunklen, dünn geschichteten sandigen Lagen, teils glimmerführend, wechsellagern. Dann folgt eine zirka 2 *m* mächtige helle Sandsteinbank und wieder dünnbankige rote und helle Sandsteine. Das Hangende bilden dunkle Bellerophonkalke.

Das Ganze bildet einen nach O eintauchenden flachen Sattel, dessen Nordschenkel steiler einfällt als der Südschenkel. Weiter gegen W verbreitert sich der Sattel rasch, und der Grödner Sandstein nimmt hier reicheren Anteil am Aufbau des Gebietes.

Bellerophonschichten.

Viel weiter verbreitet als der Grödner Sandstein ist die folgende Schichtengruppe, die oberpermischen Bellerophonschichten. Sie bilden die Kerne der Hauptsattelzonen des Gebietes. Die Bellerophonschichten setzen sich zusammen aus dunklen, bituminösen, wohlgeschichteten Kalken, ferner Dolomiten, Rauhacken und Gips.

Den hervorragendsten Anteil am Aufbau haben die dunklen Kalke. Sie sind stets gut geschichtet, einzelne Bänke erreichen bis $\frac{1}{2}$ m Dicke. Am häufigsten trifft man jedoch Mächtigkeiten von 10 bis 25 cm. Dünne schwarze Mergellagen schalten sich zwischen den Kalkbänken ein. Gelegentlich werden die Kalkbänke etwas heller, sie sind dann auch weniger bituminös. Diese hellen Kalke treten in dem unteren Teil der Schichtengruppe am häufigsten auf, fehlen jedoch auch in den höheren Lagen nicht. Fossilien sind in unserem Gebiet recht selten. Häufig ist nur *Gymnocodium bellerophontis* Rothpl., die in den oberen Lagen oftmals ganze Bänke erfüllt. Hier finden sich auch gelegentlich Anhäufungen von Foraminiferen, die sich im frischen Bruch als kleine bräunliche Flecken zu erkennen geben. Sonst sah ich nur undeutliche Pectenreste.

Die Kalke geben einen recht guten Baustein ab und werden auch gelegentlich zu Häuser- und Brückenbauten verwendet. Steinbruchmäßig abgebaut werden sie jedoch nirgends.

Mit den Kalken wechsellagern Dolomite und Rauhacken, die namentlich im oberen Teil der Schichtengruppe recht häufig auftreten. Sie drängen die Kalke gelegentlich fast ganz zurück, wie z. B. zwischen Sarchet und der Forcella di San Tommaso. Die Dolomite sind gelbbraun-dunkelgrau und immer mehr oder weniger bituminös. Auch bei ihnen finden sich die heller gefärbten Lagen in den tieferen Teilen der Bellerophonschichten. Durch Zunahme des Gipsgehaltes gehen die Dolomite in ziemlich helle, weiche Rauhacken über; letztere sind ziemlich kleinzellig und enthalten oftmals Gips in kleinen Nestern oder Adern. Die eigentliche typische Rauhacke der Bellerophonschichten ist schmutzig-dunkelgrau, kavernöser und viel härter als die eben erwähnte. Sie enthält häufig eckige Einschlüsse von Dolomit und unreinen Gips.

Reine Gipslagen in größter Mächtigkeit finden sich nur am Col di Frena und in seiner unmittelbaren Nähe. Hier sind sie Dolomiten und Rauhacken eingelagert und erreichen bis zu 40 cm Mächtigkeit. Es ist ein weißer, feinkristalliner Gips, der oft weit zu verfolgende Schichten von gleichbleibender Mächtigkeit bildet und schon aus der Ferne gut zu erkennen ist. Die Gipslagen liegen hier im oberen Teil der Schichtengruppe, wie überhaupt Gips und Rauhacke namentlich für die oberen Bellerophonschichten bezeichnend sind. Sie fehlen freilich auch in den unteren nicht, sind aber hier viel geringmächtiger, und die Gipse sind zumeist stark durch Tonbeimengung verunreinigt. Nördlich von Fedér gegen den Punkt 1519 finden sich auch gelbrote Mergellagen als Verunreinigung.

Über die Mächtigkeit der Bellerophonschichten lassen sich keine sicheren Angaben machen, da an der einzigen Stelle, wo das Hangende

und das Liegende gleichzeitig erschlossen ist, nördlich Caviola, Schätzungen durch intensive Verfaltung der oberen Partien erschwert werden. Mit zirka 250 m dürfte sie jedoch nicht als zu groß angegeben sein.

Im Gelände treten die Bellerophonschichten nicht besonders hervor. Sie bilden, ähnlich wie die Werfener Schichten, mehr oder weniger steile Hänge, nur dort, wo Gipse weiter verbreitet sind, entsteht ein unruhiges Gelände mit vielen kleinen, z. T. ziemlich steilen Buckeln und Kesseln. Besonders gut zeigt sich das am Wege von Fedér nach N gegen Forcella (Punkt 1519).

Verbreitung. Ihre größte Verbreitung finden die Bellerophonschichten im S des Gebietes. Hier treten sie zwischen Caviola und Forcella (Punkt 1519) als breiter Sattel mit Grödner Sandstein im Kern in unser Gebiet ein und ziehen nördlich des Col di Frena ins Tal von Vallada, wo sie ihre größte horizontale Verbreitung erreichen. Sich rasch verschmälernd geht der Sattel nun weiter zur Forcella di San Tommaso und zieht als schmaler Streifen das Val Forcella entlang. Nach einer kurzen Unterbrechung taucht er südlich Paja und nach einer abermaligen Unterbrechung an der Straße Avoscan—Forchiade wieder auf, um bei Forchiade endgültig zu verschwinden. Diesem Sattel parallel zieht ein zweiter, der von Avoscan nach W zur C^{se} Chica zieht, hier unter Werfener Schichten verschwindet und nach langer Unterbrechung südlich des Monte Celenton kurz wieder auftaucht. Charakteristisch für die Bellerophonschichten dieses Gebietes ist das reichliche Auftreten von Rauhacken und Gipsen, namentlich im oberen Teil der Schichtenfolge.

Ein zweites, bedeutend kleineres Vorkommen von Bellerophonschichten liegt beiderseits des Cordevole um Digonera. Es findet seine Fortsetzung weiter im N gegen Salesei. In unserem Gebiet ist nur der obere Teil der Schichtengruppe erschlossen, doch fehlt hier Gips und Rauhacke; nur Dolomite treten untergeordnet auf. Kleinere isolierte Vorkommen von Bellerophonschichten liegen an der Basis von Schubflächen, bzw. als kleine Aufsattelung in ihrer Nähe im Fiorentinatal östlich Caprile, zwischen Fossal und l'Agosta westlich Selva di Cadore und westlich Larzonei. Auch hier trifft man nur Kalk und Dolomit an.

Der Unterschied in der lithologischen Ausbildung des nördlichen und südlichen Verbreitungsgebietes ist von einiger Bedeutung. Das häufige Auftreten von Gipslagen in den oberen Bellerophonschichten des südlichen Ablagerungsbereiches deutet auf ein ganz flaches Meer in dieser Zeit hin. Der Meeresspiegel ist Schwankungen unterworfen gewesen, so daß es gelegentlich zu starker Verdunstung kam und Gips ausgeschieden wurde. Das weist auf nahes Land hin. Unweit westlich steht Quarzporphyr der Bozener Platte an, und wir werden hier die Küste des Oberpermmeeres zu suchen haben. Auch in den tieferen Lagen der Bellerophonschichten fehlen gipshaltige Rauhacken nicht, und wir dürfen mit Recht daraus schließen, daß während der ganzen Oberpermzeit hier durchaus Flachseebedingungen herrschten. Der Unterschied gegenüber den liegenden grobklastischen Grödner Sandsteinen liegt wesentlich auch darin, daß die Bedingungen

der Sedimentzufuhr vom Lande her andere wurden, worauf auch schon Ogilvie-Gordon (43) hingewiesen hat. Eine geringe Vertiefung des Bellerophonkalkmeeres kann trotzdem eingetreten sein, worauf ja auch die Kalksedimentation hindeutet. Im nördlichen Ablagerungsbezirk fehlen die Gipslagen; hier herrschten offenbar mehr Bedingungen offeneren Meeres, womit nicht behauptet werden soll, daß es wesentlich tiefer gewesen sei. Nur haben hier ruhigere und gleichmäßigere Sedimentationsbedingungen geherrscht. Entsprechende Schlüsse lassen auch die Beobachtungen am Nordrande der Dolomiten zu. Auch hier fehlen in dem der Mitte der Dolomiten genäherten Teilen die Gipslagen, die nur am Nordrand, also dem nördlich vorliegenden Land genähert, auftreten.

Nach oben gehen die Bellerophonschichten allmählich und unmerkbar in die Seiser Schichten über, und es ist oftmals sehr schwer, den Seiser Kalk vom Bellerophonkalk zu trennen. Die Sedimentation setzt sich also ohne Unterbrechung in die untere Trias hinein fort.

Trias.

Werfener Schichten.

Die Werfener Schichten finden sich auch in unserem Gebiet in der aus den Dolomiten bekannten Entwicklung. Eine Trennung in Seiser und Campiler Schichten läßt sich infolge der oft ziemlich übereinstimmend ausgebildeten Schichtenfolge nicht überall durchführen, weshalb auf eine Trennung bei der Kartierung verzichtet wurde. Der einzige Anhaltspunkt wäre — abgesehen von spärlichen paläontologischen Funden — die vorwiegende Graufärbung der Seiser Schichten gegenüber der Rotfärbung der Campiler. Doch gibt es auch rote Lagen in den unteren Werfener Horizonten und noch häufiger graue Lagen in den oberen. Ein Mittel zur Trennung beider Horizonte ist die Farbe der Schichten also keineswegs.

Die Folge der Werfener Schichten beginnt mit dunklen, gut geschichteten Kalken in Wechsellagerung mit dünnen, dunklen Mergellagen. Die Kalke sind Bellerophonkalken noch sehr ähnlich, zumeist jedoch heller gefärbt. Glimmer fehlt ihnen noch völlig. Sie bilden stellenweise bis 1,5 m dicke Bänke. Bald stellen sich glimmerige Zwischenlagen ein, z. T. erfüllt von *Anodontophora fassaensis*, auch werden die Kalke unreiner, sandig-mergelig. In ziemlicher Einförmigkeit geht nun die Sedimentation durch die ganze untere Werfener Zeit hindurch weiter. Es bildet sich eine Folge von Mergelkalken, sandigen Mergeln und Kalksandsteinen von grauer bis gelbbrauner Farbe. Der Glimmergehalt wechselt, ist jedoch nun immer vorhanden. Der Fossilinhalt besteht vorwiegend aus schichtenweise angehäuften *Pseudomonotis*-Formen und *Anodontophora fassaensis* Wissm. Sonst sind Versteinerungen spärlich. Etwa im oberen Drittel der gesamten Werfener Schichtengruppe tritt nun eine gewisse Änderung in der Sedimentation ein. Am auffälligsten äußert sich das in der Farbe, Rotfärbung wird nun herrschend. Oftmals ist der Übergang unvermittelt schroff, oftmals erfolgt auch ein allerdings rascher Übergang

über grünliche und gelbliche Farbtöne. Zugleich nimmt der Mergelgehalt der Schichten zu, Kalklagen, die in den unteren Werfener Schichten noch häufig waren, treten sehr stark zurück. Sandige und tonige Mergel, letztere oft intensiv rot gefärbt, überwiegen, Glimmer ist noch recht häufig. Es macht sich nun auch eine mehr oder weniger ausgeprägte Verschiedenheit in der Ausbildung der Schichten in den einzelnen Verbreitungsgebieten bemerkbar, u. zw. je näher man der Hangendgrenze der Werfener Schichten kommt, um so deutlicher. Im Gebiet zwischen Cencenighe und San Tommaso z. B. werden die obersten Werfener Schichten von violett-rötlichen Mergeln mit reichlichem, fein verteiltem Glimmer gebildet. In ihnen finden sich große, gut erhaltene *Anodontophora*-Formen. Nordöstlich Cencenighe, an den Hängen des Monte Alto-di-Pelsa-Zuges, tritt lokal ein grünlicher Mergel in den obersten Werfener Schichten auf. Am Monte Forca und il Piz westlich Alleghe vertreten plattige, ziemlich feste blaßrote Kalksandsteine mit *Pseudomonotis Clarai*, Myophorien und Gastropoden und geringmächtige gelbliche, plattige Mergelkalke die obersten Werfener Schichten. Östlich Caprile stehen unter dem Muschelkalk graue, etwas knollige Mergelkalke mit *Tirolites cassianus* an. Sonst bilden im allgemeinen rote, sandige Mergel die obersten Werfener Schichten. Die Fossilführung ist reichlicher, auch ist die Fauna artenreicher als in den unteren Werfener Schichten. Die in der Liste angeführten Formen entstammen zumeist den oberen Werfener Schichten, hier als Campiler Schichten bezeichnet.

Die Mächtigkeit der Werfener Schichten ist in unserem Gebiet auch Schwankungen unterworfen, doch lassen sich infolge der zumeist intensiven Verfaltung keine bestimmten Angaben machen. Besonders auffällig sind diese Mächtigkeitsschwankungen bei den rotgefärbten oberen Werfener Schichten. Im mittleren Cordevoletal, zwischen Digonera und Caprile sind sie stellenweise nur einige 20 m mächtig, schwellen aber dann in der Gegend von Forno di Canale—Cencenighe—San Tommaso und auch im Gebiet der Colle Santa Lucia auf weit über 100 m an. Die Gesamtmächtigkeit der Werfener Schichten mag etwa 150—300 m betragen, im S und NO sind sie am mächtigsten.

Verbreitung. Werfener Schichten nehmen in weitgehendem Maße am Aufbau des Gebietes teil. Das größte Verbreitungsgebiet liegt im S, wo sie zwischen Forno di Canale, Colmont, Badiot und Cencenighe den weitaus größten Teil des Gebietes bedecken. Ein zweites größeres Verbreitungsgebiet liegt im Nordostzipfel des Gebietes, zwischen Andraz und Selva. Auch das Cordevoletal liegt zwischen Vallazza und Caprile zumeist in Werfener Schichten. Kleinere Vorkommen liegen im oberen Val Ornella, zwischen Caprile und Col Davagnin, am Monte Forca, westlich Rocca Pietore, und in einem schmalen, stark gestörten Streifen zwischen Colmont und dem Monte Costiaza.

Im Gelände heben sich die Werfener Schichten als ziemlich gleichmäßig geneigte, mehr oder weniger steile, zumeist mit Wiesen oder Wald bedeckte Hänge hervor. Sie gehören zu den wasserreicheren Schichten des Gebietes, wenn auch die Quellen bei anhaltender Trockenheit zumeist versiegen. Bei Steilabbrüchen bilden die Werfener Schichten,

zumal bei ebener Schichtenlage, unübersteigbare Hindernisse. Die Bacherosion greift bei dem verschieden harten Baumaterial leicht an, weshalb Wasserrisse in den Werfener Schichten fast immer tief eingerissen sind.

An Fossilien wurde folgendes gefunden:

(SS = Seiser Schichten, CS = Campiler Schichten.)

- Ophioderma squamosum* E. Picard. il Piz ob. CS.
Pseudomonotis (Claraia) aurita Hauer Punkt 2052, Colle Santa Lucia SS.
 " " *Clarae* Emmr. fast überall SS, CS.
 " (*Eumorphotis*) *reticulatus* Richth. Col Davagnin CS.
 " " *tenuistriata* Bitt. " " ?
 " " *Telleri* Bittn. Monte Forca CS.
Gervillia incurvata Lepsius il Piz ob. CS.
Edentula Castelli Witt. östl. Ghisel CS.
Myophoria laevigata Alb. il Piz, Ghisel ob. CS.
 " " " var. *elongata* Phil. il Piz ob. CS.
 " *ovata* Goldf. il Piz ob. CS.
Anodontophora fassaensis Wissm. überall SS, CS.
 " *cannulensis* Cat. Colmont, Monte Forca CS.
 " *sp. (? n. sp.)* Piz Croce ob. CS.
Turbo rectecostatus Hauer il Piz ob. CS.
Holopella gracilior Schaur. fast überall SS, CS.
Naticella costata Münst. Col Davagnin CS.
Tirolites cassianus Quenst. R. Marzelluch ob. CS.

Paläontologische Bemerkungen.

Ophioderma squamosum E. Picard.

O. squamosum E. Picard, Nöth (37), S. 426, Fig. 1—3.

Über diese Art ist a. a. O. ausführlich berichtet worden. Ich suchte 1927 den Fundort nochmals gründlich nach, konnte aber außer einem Armbruchstück nichts mehr entdecken.

Pseudomonotis (Eumorphotis) tenuistriata Bittn.

P. tenuistriata Bittner (6), S. 711, Taf. XV, Fig. 7.

" " , Ogilvie-Gordon (44), S. 22, Taf. II, Fig. 10.

Eine flache rechte Klappe stelle ich hierher. Das Stück ist leider nicht ganz vollständig erhalten, doch ist die gleichmäßige feine Berippung der Schale gut zu erkennen, so daß ich keine Bedenken trage, es hier einzureihen. Die Rippen stehen ziemlich nahe, ich zählte bei 14 mm Abstand vom Schloßrand zirka 13 Rippen auf 5 mm Breite. Das durch einen tiefen Byssusausschnitt abgetrennte vordere Ohr ist eben zu erkennen. Ein ähnliches Stück wird von Hauer (20), Taf. IV, Fig. 1, aus grauen Werfenern von Cencenighe angegeben.

Mit *Pseudomonotis reticulatus* Richth. zusammen in grauen Mergelkalken der Campiler Schichten vom Col di Davagnin bei Alleghe.

Edentula Castelli Witt.

- E. Castelli* Wittenburg (55), S. 78, Fig. 11.
 " " (54), S. 32, Taf. IV, Fig. 11 und 12.
 " " , Ogilvie-Gordon (44), S. 29.

Ein zweiklappiges Exemplar liegt hier vor, das den angegebenen Abbildungen Wittenburgs gut entspricht. Zarte, konzentrische Anwachsstreifen sind gut zu erkennen, das Schloß ist nicht sichtbar. Die Maße betragen:

Länge 29 mm,
 Höhe 8 mm,
 Dicke beider Klappen 7 mm,
 Länge des Schloßrandes 16 mm.

Das von Ogilvie-Gordon abgebildete Exemplar ist bei weitem nicht so schlank.

Das Stück wurde in grauen Campiler Schichten östlich Ghisel bei Cencenighe mit *Myophoria laevigata* Alb. zusammen gefunden. Es entstammt dem tieferen Teil der Campiler Serie.

Myophoria ovata Goldf.
Myophoria laevigata Alb.
 Ibid. var. *elongata* Phil.

Vgl. Ogilvie-Gordon (44), S. 32, 33, dort weitere Literatur.

Alle drei Formen finden sich zusammen recht häufig in einer Bank der obersten Campiler Schichten am il Piz bei Alleghe. Immer handelt es sich um Steinkerne, und es ist bei der großen Variabilität der Formen und der mangelhaften Erhaltung der Stücke eine einwandfreie Bestimmung oftmals unmöglich. Immerhin lassen sich die drei Formen auf Grund der Beschreibung Rübenstrunks (47) an gut erhaltenen Stücken erkennen. Am häufigsten scheint die *M. laevigata* Alb. var. *elongata* Phil. zu sein, *M. ovata* tritt ziemlich zurück.

Anodontophora sp. (? n. sp.).

Es liegen mir vier gut erhaltene und zwei verdrückte Stücke einer Form vor, die ich mit der mir zur Verfügung stehenden Literatur nicht bestimmen kann. Die große langgestreckte Schale zeigt nur konzentrische Anwachsstreifen, die mehr oder weniger deutlich ausgeprägt sind. Von dem etwa im vorderen Drittel der Schale stehenden Wirbel ziehen sich zwei gerundete Kanten gegen den Hinterrand. Die obere zieht etwa parallel dem Schloßrand zum oberen Teil des Hinterrandes und grenzt eine langgestreckte Area ab. Die untere, schärfer ausgeprägte Kante zieht zum unteren Teil des Hinterrandes, der dadurch etwas zugespitzt erscheint. Unterrand lang, schwach nach außen gebogen; Schloßrand lang und gerade. Vom Schloß ist nichts zu erkennen. Schalen nicht klaffend. Die Maße betragen:

	1	2
Länge	66 mm	52 mm
Höhe	23	25
Dicke einer Schale	9	8
Länge des Schloßrandes	32	—

Aus den roten Mergeln der obersten Campifer Schichten zirka 10 *m* unter dem Richthofenschen Konglomerat, zwischen Piz Croce und i Dof bei Cencenighe.

Die Form scheint sich am ehesten an den Formenkreis der *A. canalensis* Cat. anzuschließen, ist aber bedeutend länger. Wahrscheinlich handelt es sich um eine neue Art.

Holopella gracilior Schaur. sp.

Vgl. Ogilvie-Gordon (44), S. 30, dort weitere Literatur.

Bezüglich der Zuteilung dieser häufigen Gastropodenform schließe ich mich an Ogilvie-Gordon an, da die Diagnose Wittenburgs nicht einwandfrei ist.

Findet sich in bestimmten Lagen fast überall, am häufigsten in den oberen Campifer Schichten.

Muschelkalk.

Auch die Festlegung der Hangendgrenze der Werfener Schichten ist oftmals mit Schwierigkeiten verknüpft. In ihren höchsten Lagen werden die Campifer Schichten meistens mergelig und nehmen eine eigenartig violettrote bis weinrote Färbung an. Bald stellt sich dann auch ein wechselnd mächtiger Konglomerathorizont, das Richthofensche Konglomerat, ein, das als ein Basalkonglomerat des Muschelkalkes aufgefaßt wird. Darüber folgt dann eine mannigfaltige, lokal sehr verschiedene Folge von Mergeln, sandigen Lagen und Kalken, die dann mit mehr oder weniger scharfer Grenze in den Mendoladolomit übergehen.

Das Richthofensche Konglomerat besteht aus eckigen oder kantengerundeten, seltener gut abgerundeten Geröllen von mittlerer Größe. Die meisten erreichen 2—5 *cm* Durchmesser, größere sind, abgesehen von einer noch zu erwähnenden Fundstelle, recht selten. Alle Gerölle entstammen den Werfener Schichten, höchstens noch dem Bellerophonkalk, fremde Bestandteile wurden nicht beobachtet. Das Bindemittel ist fast immer roter, sandiger Mergel, nur südlich des Monte Forca wurde gelblicher, weicher Mergel als Bindemittel beobachtet. Das Konglomerat ist in der Regel ziemlich fest, u. zw. erweist sich oftmals das Bindemittel als widerstandsfähiger als die Komponenten. Die Mächtigkeit des Richthofenschen Konglomerats ist außerordentlichen Schwankungen unterworfen. Es kann auf kurze Entfernung von $\frac{1}{2}$ bis 3 *m* anschwellen und ebenfalls ganz verschwinden. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt etwa $1\frac{1}{2}$ *m*. Gelegentlich finden sich zwei Konglomerathorizonte, die dann durch rote Mergel getrennt sind, so nördlich des Monte Forca. Auch treten genau dieselben Mergellagen, die sich über den Konglomeraten finden, gelegentlich unter ihnen auf, so daß in solchen Fällen die Abtrennung von den Werfener Schichten sehr schwer wird.¹⁾ Es würde darum auf der Karte das Richthofensche Konglomerat überall dort, wo es vorhanden ist, als Basis des Muschelkalks aufgefaßt.

Ein etwas abweichendes Vorkommen bedarf noch besonderer Erwähnung. Nördlich Col, an der Straße Rocca Pietore—Sottoguda, unter den

¹⁾ Vgl. Ogilvie-Gordon (43), S. 19.

kleinen Felsabbrüchen, besteht das Richthofensche Konglomerat, das hier zirka 6 m mächtig ist, aus auffallend großen Geröllen von zumeist rotem Kalksandstein. Die Gerölle erreichen hier bis 50 cm Durchmesser, auch finden sich hier häufig große, flache Platten von Campiler Kalksandstein eingeschlossen. Verfolgt man den Aufschluß gegen O. weiter, so sieht man das Konglomerat rasch auskeilen, an der Straße fehlt es völlig, nur noch die höheren, ockergelben Kalke des Muschelkalks sind hier erschlossen. (Vgl. Textskizze 4, S. 178.)

Das Richthofensche Konglomerat findet sich fast überall im kartierten Gebiet, soweit der Muschelkalk verbreitet ist. Auf größere Erstreckung fehlt es nur im Muschelkalkzuge westlich Lagusello bei Caprile, tritt aber weiter nördlich in demselben Zuge bald auf. Daß es lokal fehlen kann, wurde schon erwähnt.

Über dem Richthofenschen Konglomerat liegt eine Folge von roten oder bunten Mergeln mit Einschaltungen von roten Kalksandsteinbänken. Die Mergel unterscheiden sich von den sehr ähnlichen Campiler Mergeln durch ihre eigentümlich weinrote Färbung gegenüber der violettroten der Campiler. Stellenweise, so nördlich Cencenighe, treten die roten Kalksandsteine auf Kosten der Mergel ziemlich hervor und sind dann ziemlich grobgebant. Fossilien sind in ihnen nicht selten, besonders Pecten- und Myophorienarten, doch ist aus dem harten Gestein schwer etwas Gutes zu gewinnen.

Die höheren Lagen des Muschelkalks sind vorwiegend kalkig ausgebildet und wechseln an den einzelnen Fundorten sehr in ihrem Aussehen. Vorwiegend sind es ockergelbe bis dunkle, gut geschichtete Kalke, die gewöhnlich mit dunklen Kalken in den zu unterst ebenfalls dunklen Mendoladolomit übergehen. An der Punta Lazzera, nördlich des Valladates, bestehen die höheren Muschelkalklagen aus grauen, knolligen Mergelkalken, die erfüllt sind von Myophorien. Am Nordwesthang des Monte Forca stellen sich graue, sandige Lagen ein, ähnliche glimmerig-sandige Lagen mit Glimmer und Pflanzenresten finden sich auch beim Punkt 2025, südlich des Monte Poré. Auch finden wir hier rote und gelbe knollige Kalke in den oberen Muschelkalklagen. Einige Profile mögen den Wechsel in der Ausbildung der höheren Muschelkalkhorizonte veranschaulichen:

a) Punkt 2025, südlich Monte Poré.

Hangendes: Mendoladolomit.

7. Graue Krinoidenkalke mit *Physoporella pauciforata* Gumb. und *Monticulipora recubariense* Schaur.
6. Gelbliche Kalke, unten mit roten Kalken wechsellagernd, fossilreich.
5. Rote, etwas knollige Kalke.
4. Graue Kalke, fossilreich und glimmerig-sandige Lagen mit Pflanzenresten.
3. Graue Kalkbank.
2. Rote Mergel.
1. Richthofensches Konglomerat.

Liegendes: Campiler Schichten.

Gesamtmächtigkeit zirka 40 m.

b) Nördlich Col bei Rocca Pietore.

Hangendes: Mendola- und Marmolatakalk.

- | | | |
|---------------------------|---|--------|
| 4. Graue Kalke | } | 6—8 m. |
| 3. Ockergelbe Kalke | | |
| 2. Mergelige, graue Kalke | | |

1. Richthofensches Konglomerat, sehr grob, zirka 6 m.

Liegendes: Campiler Schichten.

Gesamtmächtigkeit zirka 15 m.

c) Nördlich Costoja bei San Tommaso (vgl. Textskizze 14, S. 189)

Hangendes: Mendoladolomit.

4. Dunkle Kalke.
3. Gelbliche Kalke.
2. Rote Mergel.
1. Richthofensches Konglomerat.

Liegendes: Campiler Schichten.

Gesamtmächtigkeit zirka 15 m.

d) Südlich Forcella di Negher, nördlich Forno di Canale (vgl. Textskizze 6, S. 183).

Hangendes: Störung.

3. Ockergelber Kalk.
2. Rote und bunte Mergel.
1. Richthofensches Konglomerat.

Liegendes: Campiler Schichten.

Gesamtmächtigkeit zirka 15—20 m.

Die Verbreitung des Muschelkalks geht aus der Karte deutlich hervor. Nur nordöstlich Alleghe, an den Hängen des Col di Davagnin, sowie westlich Crep di Casamatta im Cordevoletal konnte Muschelkalk in der bekannten Ausbildung nicht nachgewiesen werden. Anzeichen für Störung sind nicht vorhanden, wir müssen daher annehmen, daß entweder das Muschelkalkniveau ganz fehlt, was wenig wahrscheinlich ist, oder daß es ganz dolomitisch entwickelt ist und vom Mendoladolomit nicht zu trennen ist.

Im Gelände tritt der Muschelkalk nicht besonders hervor, auch das harte Richthofensche Konglomerat verschwindet fast immer unter dem Pflanzenwuchs und ist schwer aufzufinden.

Es wurden folgende Fossilien im Muschelkalk gefunden:

<i>Encrinus liliiformis</i> Schloth.	Punkt 2025, südlich Monte Poré.
<i>Dadoerinus gracilis</i> v. Buch	" 2025, " " "
<i>Monticulipora (Monotrypa)</i>	
<i>recubariensis</i> Schaur.	" 2025, " " "
<i>Rhynchonella decurtata</i> Girard.	" 2025, " " "
<i>Coenothyris vulgaris</i> Schloth.	" 2025, " " "
<i>Aulacothyris angusta</i> Schloth.	" 2025, " " "
<i>Pecten discites</i> Schloth.	Pezza-W., nördlich Vallada.

- Gervillia* sp. Schloth. Monte Forca.
Myophoria laevigata Alb. form. typ. Pezza-W., Monte Forca, nord-
 westlich Monte Pelsa.
 " " " var. *ovalis*
 Phil. Pezza-W.
Physoporella pauciforata Gumb. Punkt 2025, südlich Monte Poré.

Paläontologische Bemerkung.

Monticulipora (Monotrypa) recubariensis Schaur.

Chaetetes recubariensis Schaur. Benecke (1) S. 38, Taf. III, Fig. 1—3.

M. (Monotrypa) recubariensis Schaur. Haug (21) S. 172, Taf. X, Fig. 1—2.

Diese bisher nur aus dem Muschelkalk von Recoaro bekannte Art fand ich in mehreren Exemplaren im Muschelkalk bei P. 2025, nord-östlich von Caprile. Hier tritt sie in zwei getrennten Lagen auf, einmal in grauen Krinoidenkalken mit *Physoporella pauciforata* Gumb. zusammen, direkt unter dem Mendoladolomit, und dann in roten Krinoidenkalken in etwas tieferen Lagen, mit Brachiopoden zusammen. Es sind knollige oder langgestreckte Kolonien. Bezüglich ihrer Struktur vergleiche die Ausführungen Haugs, mit denen unsere Stücke gut übereinstimmen.

Mendoladolomit.¹⁾

Der Mendoladolomit findet sich auch in unserem Gebiet in der aus den Dolomiten bekannten Ausbildung wieder. Fast überall liegt er dem unteren Muschelkalk auf und entwickelt sich allmählich aus ihm. Nur wo letzterer fehlt (vergleiche oben), beginnt die dolomitische Fazies gleich über den Werfener Schichten. Das Muschelkalkniveau wird dann vertreten durch dunkle, plattige Dolomite. Dunkle Färbung und gut geschichtete Ausbildung ist überhaupt für die unteren Lagen des Mendoladolomits bezeichnend. In den höheren Lagen herrscht hellere Färbung vor, auch verliert sich dann die Schichtung. Immer aber bleibt der Mendoladolomit bituminös und ist daher auch infolge seiner unreinen Farbtöne vom ziemlich reinen Weiß des Schlerndolomits gut zu unterscheiden. Weiter sind, gegenüber dem Schlerndolomit, bezeichnend die gröber kristalline Ausbildung und das häufige Auftreten löcheriger Lagen, die gelegentlich fast das Aussehen von grobzelligen Rauhdecken erreichen können. Besonders gut ist dies am Col di Foglia, nördlich Caprile, zu beobachten. Als etwas abweichende Ausbildung wäre der Mendoladolomit am Ostrand von Pian dell' Anime, nördlich Cencenighe, zu erwähnen. Hier ist fast der ganze Mendoladolomit auffallend dunkel und stark bituminös, auch finden sich hier gelegentlich graue, gefleckte dolomitische Kalke als Einschaltung. Dolomitische

¹⁾ Pia (die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund von Diploporen. Anz. Ak. d. Wiss., Wien, Nr. 23, 1925) hat als Ersatz für diese angeblich mißverständliche Bezeichnung den Namen „Saridolomit“ vorgeschlagen, und Cornelius-Furlani (16) sind ihm darin gefolgt. Ich halte es für unzweckmäßig, den altbekannten Namen, von dem doch jeder weiß, welche Zone er in sich begreift, mit einem neuen Namen zu belegen. Es gibt gerade genug Lokalbezeichnungen für Schichtengruppen der alpinen Trias.

Kalke kommen als unregelmäßige, nicht horizontbeständige Einlagerungen häufiger vor. In einer solchen Lage fand ich bei der Tabia Forcella, östlich Lagusello, Diploporen. Eine genauere Bestimmung war wegen der vollständigen Verkalkung der Stücke nicht möglich.

Eine rein kalkige Entwicklung des Mendoladolomits konnte mit Sicherheit nirgends festgestellt werden. In Frage kommt nur eine Stelle, die schon mehrfach erwähnten Felsabbrüche nördlich Col bei Rocca Pietore. Hier liegen über dem Muschelkalk gleich die massigen, hellen Marmolatakalke. Zwischen beiden schaltet sich eine dünne gelbliche Lettenlage ein. Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten fehlen. Nur 2 km weiter westlich, nördlich Sottoguda, tritt dagegen die gesamte Schichtenfolge Muschelkalk-Mendoladolomit-Buchensteiner Schichten unter dem Marmolatakalk auf. Wir müssen entweder annehmen, daß an der ersten Stelle die Kalkfazies Buchensteiner Schichten und Mendoladolomit in sich begreift, oder daß infolge einer Störung beide unterdrückt sind. Außer der dünnen Lettenschicht sind nun keinerlei Anzeichen einer Störung zu erkennen, so daß ich zu der Ansicht neige, daß die Kalkfazies hier durchgeht.

Die Mächtigkeit des Mendoladolomits beträgt zirka 50 bis 60 m im Mittel. Allgemein läßt sich feststellen, daß im S die Dolomite mächtiger sind; hier kommen bis 80 m Mächtigkeit vor. Im N dagegen mißt man zuweilen nur 30 bis 40 m.

Seine größte Verbreitung hat der Mendoladolomit im S des Gebietes und zwischen Caprile und Alleghe. Er baut den größten Teil der Pian dell' Anime bei Cencenighe auf und zieht am östlichen Cordevoleufer in einem breiten Streifen von Ghisel bis gegen Badiot. Westlich des Cordevole erstreckt sich ein Zug von Forchiade über Ravenna zur Punta Palazza. Weite Verbreitung hat der Mendoladolomit auch im Gebiet des Monte Forca. Von Col di Davagnin, nördlich Alleghe, zieht der Dolomit zum Florentinatal und nun an geringerer Mächtigkeit weiter östlich des Cordevole bis gegen Collaz. Nördlich Larzonei taucht ein Sattel von Mendoladolomit unter Buchensteiner Schichten auf. Auch die Süd- und Westhänge des Monte Poré werden von Mendoladolomit umsäumt. Im oberen Val Ornella, zwischen Ornella und Pian im Cordevoletal und im Gebiete des Col di Roccia, findet sich ebenfalls Mendoladolomit in größerer Verbreitung.

Im Gelände tritt der Mendoladolomit fast immer als Steilstufe hervor, er bildet die erste größere Stufe über den Werfener Schichten. Wenn er nicht gerade Felswände bildet, ist er zumeist gut bewachsen, und bei weniger steilen Hängen trägt er guten Waldbestand.

Plattenkalke des oberen Muschelkalks.

Fast überall liegt zwischen dem Mendoladolomit und den typischen Buchensteiner Knollenkalken eine bis zu 10 m mächtige Folge von dunklen Plattenkalken mit schwarzen Mergelkalken. Ogilvie Gordon hatte diesen Horizont schon früher als obere Grenzzone des Muschelkalks aufgefaßt und weist in ihrem jüngsten Werk (43) nochmals mit Nachdruck darauf hin. Ich habe keinen Zweifel, daß es sich in unserem Gebiet um den-

selben Horizont handelt, den Ogilvie-Gordon für das Fassa-Grödner Gebiet auch paläontologisch belegen konnte. Da ich jedoch nirgends Fossilien fand und andererseits der Horizont sehr geringmächtig ist, habe ich eine Ausscheidung auf der Karte unterlassen und ihn hier den unteren und mittleren Buchensteiner Schichten zugerechnet.

Es handelt sich, wie schon bemerkt, um ziemlich spröde, dunkle Plattenkalke, die mit dünnen, schwarzen Mergellagen wechsellagern. Die Plattenkalke sind immer ziemlich bituminös, an der Schichtenfläche zeigen sie oftmals einen kohligen Glanz. Gelegentlich sind ihnen 10 bis 15 cm dicke Lagen hellerer Kalke eingeschaltet, auch Brauneisenkonkretionen finden sich. Im Ru Fosch, südlich von Masaré, beobachtete ich in ihnen stark bituminöse Bänderdolomite.

Mächtigkeit. Die Plattenkalke sind in den einzelnen Gebietsteilen sehr verschieden mächtig. In der ganzen Südhälfte des Kartengebietes sind sie gering mächtig, mehr als 3 bis 4 m wurden nirgends beobachtet. Am Col-di-Davagnin-Zug zwischen Alleghé und Fiorentina schwelen sie auf 8 bis 10 m an. Im Gebiet des Monte Poré und der Colle San Lucia wurden 6 bis 8 m gemessen, in der NW-Ecke, zwischen Val Ornella und Digonera, wurden wiederum zirka 10 m festgestellt.

Verbreitung. Die Plattenkalke des oberen Muschelkalks finden sich überall dort, wo Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten in ungestörtem Schichtenverband auftreten, zwischen beiden.

Knollenkalke und *Pietra verde* der Buchensteiner Schichten.

Über den Plattenkalken folgt die Hauptmasse der Knollenkalke der Buchensteiner Schichten. Es soll hier nicht die Frage erörtert werden, ob und wie weit die Buchensteiner Schichten als chronologischer und paläontologischer Horizont aufzufassen sind. Bei der Kartierung wird man sich naturgemäß eher an Fazies und lithologische Ausbildung halten als an paläontologische Zonen, zumal wenn Fossilien fast völlig fehlen. Als Buchensteiner Schichten werden darum im folgenden die Knollenkalke, Plattenkalke und *Pietra verde* bezeichnet, die zwischen oberem Muschelkalk und dem Schlerndolomit, bzw. der Tuffgruppe liegen. Die Knollenkalke nehmen in dieser Gruppe die unteren und mittleren Lagen ein.

Die Knollenkalke sind immer gut geschichtet. Die Dicke der einzelnen Bänke wechselt von 2 bis 30 cm, am häufigsten trifft man 5 bis 8 cm an. Die tieferen Lagen sind meistens die dünnschichtigeren, auch sind sie kleinknolliger als die dickeren, großknolligen oberen Lagen. Zwischen den einzelnen Lagen der Knollenkalke liegen dünne Zwischenlagen von mergeliger *Pietra verde* und grünlichem Mergel. Dieser stetige Wechsel von harten und weichen Lagen bedingt die außerordentliche Fallbarkeit der Schichten. Es gibt wohl kaum einen größeren Aufschluß, der nicht mehr oder weniger intensive Kleinfältelung zeigt. Der Kieselgehalt der Knollenkalke ist verschieden, die unteren sind SiO₂-reicher, hier finden sich auch Hornsteinknollen. *Pietra verde* fehlt nirgends ganz, sie ist jedoch in mächtigeren Zwischenlagen nur in den nördlichen Gebietsteilen entwickelt, hier auch reiner, während die dünnen Ein-

schaltungen im S fast immer durch Mergel verunreinigt sind. Weit aus am häufigsten trifft man graugrünlich gefärbte Knollenkalke; rötliche Farbtöne sind untergeordnet in den unteren Knollenkalcken der südlichen Gebietsteile anzutreffen.

Pietra verde ist den Knollenkalcken überall eingeschaltet, in mächtigeren, geschlossenen Massen tritt sie jedoch nur im N, besonders NW des Gebietes auf. Sie ist zumeist ziemlich dicht und grob gebankt. (Vgl. die Profile im nächsten Abschnitt.)

Die Mächtigkeit der Knollenkalke ist außerordentlichen Schwankungen unterworfen. Im SO sind sie mit zirka 50 bis 55 m am mächtigsten, im N werden sie geringmächtiger, 30 bis 35 m, hier tritt mächtigere *Pietra verde* an ihre Stelle. Im SW endlich wurden nirgends über 30 m beobachtet. Hier wird jedoch ein Ausgleich durch die Tuffbildungen geschaffen. Es wird später im Zusammenhang nochmals auf diese Frage eingegangen werden.

Die Verbreitung der Knollenkalke geht aus der Karte hervor. Sie liegen, sofern sie nicht durch Störung unterdrückt sind, überall mit dem Horizont des oberen Muschelkalks über dem Mendoladolomit, mit Ausnahme des schon mehrfach erwähnten Vorkommens nördlich Col bei Rocca Pietore.

Im Gelände heben sich die Knollenkalke meistens als kleine Steilstufen hervor und sind auch durch ihre leichte Faltbarkeit oft zu erkennen.

An Fossilien wurde, mit einer einzigen Ausnahme, nichts gefunden. Im Val Caldiera, östlich Avoscan, sammelte ich ein Bruchstück von *Daonella* cf. *tyrolensis* Mojs. Das Stück lag lose im Bachschutt im Bereich der unteren Knollenkalke, so daß eine genaue Horizontierung unmöglich war.

Plattenkalke und *Pietra verde* der oberen Buchensteiner Schichten.

In den nördlichen Gebietsteilen liegen über den Knollenkalcken dunkle Plattenkalke mit dünnen, schwarzen Mergelzwischenlagen, die den Plattenkalcken mit *Daonella Lommeli* Wissm. sehr ähnlich sind. Ihr Fossilinhalt beweist aber, daß es sich nicht um Wengener Horizonte, sondern um obere Buchensteiner handelt. Die Plattenkalke sind immer sehr dünn geschichtet, dunkel und gelegentlich bituminös. Nicht selten sind sie sandig oder tuffig und besonders in angewittertem Zustand leicht spaltbar. Die Mergelzwischenlagen sind oft nur papierdünn, nirgends dicker als 1—2 cm. *Pietra verde* tritt in diesem Horizont besonders häufig im Nordostteil unseres Gebietes auf, am mächtigsten nördlich Larzonei. Sie ist hellgrün, ziemlich dicht und läßt ihren Tuffcharakter makroskopisch kaum noch erkennen. Grobe Bankung herrscht weitaus vor. Im oberen Val Ornella, bei Davedino, und untergeordnet auch nördlich Larzonei ist der *Pietra verde*, bzw. den Plattenkalcken ein heller, etwas tuffiger Kalk eingeschaltet. Er ist sehr fest und bildet 5—10 cm dicke Bänke. In ihnen fand sich der unten erwähnte Ammonit.

Verbreitung. Die Plattenkalke der oberen Buchensteiner Schichten finden sich nur im N des kartierten Gebietes bis in die Gegend von Alleghe; im S fehlen sie. Hier sind sie offenbar durch die oberen, weniger knolligen Kalke vertreten. Einige Profile aus den verschiedenen Verbreitungsgebieten mögen dies erläutern:

a) Ru Fosch südlich Masaré.

Hangendes: Schlerndolomit.

9. Dunkle Knollenkalke, wenig kieselig, nach oben dunkler werdend, mit 3—4 m grob gebankten (1 m Dicke) hellen Kalken zirka 15·00 m
 8. Hellgrüne *Pietra verde*, fein 0·80 m
 7. Helle und dunkle Kalke, wenig knollig, 5—20 cm dicke Lagen, mit grünen Mergelzwischenlagen zirka 15·00 m
 6. *Pietra-verde*-Zwischenlage, fein 0·80 m
 5. Grauer kieseliger Knollenkalk mit Hornsteinkonkretionen, Bankdicke 2—30 cm zirka 20·00 m
 4. Mergelige *Pietra verde* mit 1-2 cm dicken, hellen Kieselkalkbänken 0·35 m
 3. Grauer Knollenkalk mit Hornsteinkonkretionen und Mergelzwischenlagen, Bänke 2—10 cm dick 3·00 m
 2. Unten graue und oben rötliche kieselige Knollenkalke mit Mergel- und *Pietra-verde*-Zwischenlagen und Hornsteinkonkretionen, dünn bis grobgebankt (2—30 cm Bankdicke), Zwischenlagen nach oben reichlicher werdend, doch immer dünn und mergelig zirka 4·00 m
 1. Schwarze, dünnbankige Kalke mit Mergelzwischenlagen und 10—15 cm dicken hellen Kalklagen. Gelegentlich Bänderdolomite und Brauneisenkonkretionen (Ob. Muschelkalk) zirka 4·00 m
- Liegendes: Mendoladolomit.
Gesamtmächtigkeit der Buchensteiner Schichten zirka 60·00 m

b) Punkt 2025 nördlich Caprile.

Hangendes: Tuffgruppe.

6. Plattenkalke und *Pietra verde* zirka 10 m
 5. Graue Knollenkalke mit *Pietra verde*, namentlich in den tieferen Lagen zirka 20 m
 4. Ziemlich dichte *Pietra verde* zirka 10 m
 3. Dünngeschichtete, kleinknollige Kalke zirka 15 m
 2. Graue Kalke mit *Pietra verde* zirka 2 m
 1. Plattenkalke mit Mergelzwischenlagen 6—8 m
- Liegendes: Mendoladolomit.
Gesamtmächtigkeit der Buchensteiner Schichten zirka 60 m

c) Punkt 1552 südlich Pieve.

Hangendes: Tuffgruppe.

7. Dunkle Plattenkalke mit Mergelzwischenlagen zirka 20 m
 6. Dünnschichtige graue bis grünliche Knollenkalke zirka 30 m
- Übergang in
5. Graue gebankte Kalke (30 cm Bankdicke), wenig knollig 1 m
 4. *Pietra verde*, dick- bis dünnbankig zirka 15 m
 3. Grauer Knollenkalk 3—5 m
 2. *Pietra verde*, gut geschichtet zirka 12 m
 1. Dunkle Plattenkalke mit Mergelzwischenlagen zirka 10 m
- Liegendes: Mendoladolomit.
Gesamtmächtigkeit der Buchensteiner Schichten zirka 80 m

Die Mächtigkeit der Plattenkalke schwankt zwischen 10 und 20 m. Am mächtigsten sind sie im NW, wo ja überhaupt die Buchensteiner Serie ihre größte Mächtigkeit erreicht.

Im Gelände treten auch die Plattenkalke mit den Knollenkalken zusammen als Steilstufe hervor.

An Fossilien bestimmte ich:

Daonella Taramellii Mojs. Val Davedino, Val Lagaraz, Col Davagnin

Posidonomya wengensis Wissm., Val Lagaraz, Col Davagnin

Proarcestes sp. aff. *Boeckhi* Mojs. Monte Alti d'Ornella.

Breccienlagen in den Buchensteiner Schichten.

Im Gebiet des Monte Forca nehmen am Aufbau der Buchensteiner Schichten Breccien in hervorragendem Maße Anteil. Zumeist sind es grobgebankte, ziemlich feine Breccien, die immer kieselig sind. Die einzelnen Komponenten bestehen aus hellem, kieseligem Kalk und dunklen Kalken, den Plattenkalken des oberen Muschelkalks ähnlich; selten findet sich brauner Kalk. Das Bindemittel ist dunkler Kalk. Größere Breccienlagen treten untergeordnet und unregelmäßig inmitten der feineren auf. Westlich vom Monte Forca verliert sich der Brecciencharakter stellenweise ganz, und helle Kalke mit viel Kieselkonkretionen treten an ihre Stelle. Das unübersichtliche und schlecht aufgeschlossene Gebiet machte es unmöglich, die Übergänge genauer zu verfolgen. Ähnliche Kalkbreccien treten auch nördlich Sottoguda am Rio Caldere auf.

Die beschriebenen Breccien erinnern sehr an gewisse Lagen in den Agglomeraten der Buchensteiner Schichten; typische Agglomerate fehlen jedoch in diesem Gebiet völlig.

Marmolatakalk.

Der Marmolatakalk greift als Ausläufer des Marmolatamassivs im W ein Stück in unser Gebiet ein. Er ist ein hellgrauer bis braungrauer Kalk, der ähnlich wie der Wettersteinkalk der Nordalpen relativ weich ist und sich deshalb gut schlagen läßt. Er verwittert bleigrau und zeigt oftmals splittrigen Zerfall. Blaßrote Lagen kommen gelegentlich vor, namentlich im Franzeigebiet. Das Gestein ist entweder ungeschichtet oder in groben, bis zirka 20 m dicken Bänken abgelagert. Der Kalk ist gewöhnlich dicht, nur sehr selten feinkristallin. Großoolithe finden sich nicht selten, besonders angereichert in der Gegend des Monte Alto.

Am Aufstieg von Sottoguda zum Lago di Franzei steht etwa in 1700 m Höhe eine Breccienlage im Marmolatakalk an. Sie besteht aus erbsen- bis nußgroßen Stücken von dunklem, fast schwarzem Kalk und grauem Kalk, der dem Marmolatakalk sehr ähnlich ist. Beide treten etwa in gleicher Menge auf. Kleine, mit Kalkspat- und Dolomitkristallen besetzte Hohlräume sind nicht selten. Das Bindemittel ist weißer, feinkristalliner Kalk. Über Entstehung und Herkunft dieser Breccie konnten keine Anhaltspunkte gewonnen werden. Ähnliche Breccienlagen fanden

sich auch bei Vallier nordwestlich von Sottoguda. Sie erinnern hier besonders an die oben beschriebenen Breccienlagen der Buchensteiner Schichten.

Die Mächtigkeit des Marmolatakalks nimmt, entsprechend seiner Stellung als Ausläufer des Marmolatamassivs, von W nach O rasch ab. Beim Eintreten in unser Gebiet können wir sie noch auf zirka 250 m veranschlagen, sie sinkt dann in der Gegend der Forcella di Negher rasch auf zirka 50—60 m, weiter auf zirka 30 m und schwillt dann Ende des Zuges in der Gegend des Piz Zorlet wieder auf etwas über 100 m an. Im weiteren Verlauf ist der Zug tektonisch abgeschnitten. Etwas gleichmäßiger vollzieht sich das Abschwellen im nördlichen Zug: von zirka 200 m an am Piz Guda sinkt die Mächtigkeit auf etwa 15—10 m an der Straße westlich Rocca Pietore.

Verbreitung. Zwischen Monte Alto und Piz Guda tritt der Marmolatakalk als breiter Zug in unser Gebiet ein, spaltet sich aber bald in zwei Einzelzüge. Der nördliche zieht über Vallier gegen Rocca Pietore und verschwindet hier, der südliche zieht über Forcella Pianezza südlich der Cime-di-Pezza—Piz-Zorlet-Kette weiter und wird östlich des Piz Zorlet von einer Störung abgeschnitten. Ferner findet sich noch ein isoliertes Marmolatakalkvorkommen am Col di Roccia nordwestlich Caprile.

Im Gelände tritt der Marmolatakalk oft wandbildend auf. Seine hellen Kalkwände unterscheiden sich nicht von denen des Schlern-dolomits. Bei flacher Schichtenlage ist der Marmolatakalk oft ein guter Bodenbildner und trägt dichten Wald. Ist jedoch einmal ein Gebiet völlig abgeholzt, so ist die Verwitterungskrume bald weggeschwemmt und nackter Fels mit dürftigem Graswuchs ist die Folge.

An Fossilien fand sich in unserem Gebiet nur wenig. Außer Cidarisstacheln am Rio Franzei bestimmte ich:

Encrinurus granulosis Münst. Rio Franzei.

Retzia cf. *Taramelli* Sal. Monte Alto.

Dolomitische Entwicklung des Marmolatakalkniveaus.

Dolomitische Einlagerungen in geringer Verbreitung kommen gelegentlich im Marmolatakalk vor. Größere Ausdehnung und ziemlich einheitliche dolomitische Entwicklung wurde nur an einer Stelle beobachtet, zwischen Crepe rossa und Franzei östlich vom Monte Alto. Diese Stelle ist auch auf der Karte besonders markiert.

Der Bergrücken nördlich der Crepe rossa sowie deren Steilhänge gegen S werden von einem unreinen, gelbbraunen Dolomit aufgebaut, der oftmals braungefleckt ist. Löcherige Ausbildung ist in dem weichen, feinkristallinen Gestein weit verbreitet. Der Bitumengehalt ist nur gering. Gelegentlich ist der Dolomit etwas knollig. Das Gestein ähnelt sehr gewissen Lagen des Mendoladolomits und kann leicht mit ihm verwechselt werden.

An der Forcella di Negher lagert die Dolomitgruppe dem Marmolatakalk auf und geht allmählich aus ihr hervor. (Vgl. Textskizze 6, S. 183.) Östlich der Forcella Pianezza liegt über der Störungszone zunächst

brauner, plattiger Dolomit mit grünen Butzen. Er geht mit brecciösen Lagen in feine dolomitische Breccien über. Über ihnen folgt zunächst Marmolatakalk, dann Dolomit. Auch an dem unter der Störungzone liegenden Marmolatakalkzug ist die Wechselfolge von Dolomit und Kalk gut zu beobachten. (Vgl. Textskizze 7, S. 183.) Interessant ist in diesem Profil das Auftreten von grünen Flecken, die feine *Pietra verde* darstellen, und knolligen Lagen in den Dolomiten. Weiter östlich, südlich des Piz Zorlet, läßt sich der Übergang von Buchensteiner Schichten in knollige Dolomite und von diesen in Marmolatakalk recht gut beobachten. Auch hier treten wieder die grünen Flecken in den Dolomiten auf. Darüber wird später im Zusammenhang noch zu berichten sein.

Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine.

Im ganzen kartierten Gebiet mit Ausnahme des Monte-Alto-di-Pelsa-Zuges folgt nun nach Absatz der Knollenkalke bzw. Plattenkalke der Buchensteiner Schichten oder des Marmolatakalks eine sehr mächtige Gruppe von Gesteinen vulkanischer Herkunft. Indessen sind echte Laven nur sehr untergeordnet vertreten, Sedimentärtuffe verschiedener Art überwiegen weitaus (vgl. Cornelius-Furlani 15, 16. Hier auch eine kurze Würdigung der früheren Anschauungen). In den angeführten Arbeiten gliedern Cornelius-Furlani nun die Tuffbildungen in zwei Gruppen: die Explosivtuffe (Eruptivtuffe Richthofens), die durch explosive Vorgänge an Ort und Stelle entstanden sind, und die Sedimentärtuffe, die durch Wasser verfrachtete Bildungen darstellen. Der ersten Gruppe werden auch die sogenannten Buchensteiner Agglomerate zugerechnet.

Wir haben es in unserem Gebiet, mit Ausnahme einiger noch zu erwähnenden Agglomeratvorkommen, mit Sedimentärtuffen zu tun. Bei der Kartierung ergab sich nun, daß sich die Tuffe in zwei Untergruppen gliedern lassen, eine tiefere Gruppe von Tuffen und Tuffsandsteinen, die fast immer gut geschichtet sind, und eine höhere, oft schichtungslose Gruppe von Tuffkonglomeraten.

Die Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine beginnt über den Buchensteiner Schichten mit feinen oder etwas körnigen festen und gut geschichteten Tuffen. Die Dicke der einzelnen Bänke wechselt zwischen zirka 20 cm und 3 m. Oftmals sind sie durch dünne Zwischenlagen tuffiger Mergel getrennt, und ihr Sedimentcharakter ist dann offensichtlich. Sehr gut zeigen das die Aufschlüsse an der Straße Alleghe--Caprile am östlichen Cordevoufer. Diese Zwischenlagen können jedoch völlig fehlen, und es entstehen schichtungslose dicke Lagen, wie z. B. um Caprile. Dem unteren Teil der Gruppe sind nicht selten Lagen von Buchensteiner Kalken bzw. Marmolatakalk eingeschaltet, die noch besonders zu besprechen sind. Oftmals sind die Tuffe stark eisenschüssig, was sich namentlich bei der Verwitterung zeigt. In den höheren Lagen werden die Tuffe oftmals dünnschichtiger, fast immer aber stellen sich nun sandig-mergelige Lagen ein. Mit ihnen wechsellagern graue, braun verwitternde tuffige Kalksandsteine und schwarze, unreine Plattenkalke. Sie sind von zahlreichen, schlecht erhaltenen Pflanzenresten erfüllt und erinnern sehr an die Wengener Pflanzenschichten

von Corvara. Gelegentlich sind den Tuffen auch brecciöse oder konglomeratische Lagen eingeschaltet, die gewissermaßen die Vorläufer der hangenden Gruppe der Tuffkonglomerate sind.

Wo die Tuffe dem Marmolatakalk auflagern, haben die untersten Lagen oft ein etwas verändertes Aussehen. Am Rio della Miniere östlich Sottoguda liegen über dem Marmolatakalk zirka 3m schwarze splitterige; sehr feine und dichte Tuffe. Erst dann folgen die etwas gröberen Tuffe, die sonst weit verbreitet sind. An einer Stelle liegt hier zwischen beiden noch eine kleine Kalklinse. Südlich des Col di Gai bei Franzei wird das Liegende der Tuffgruppe ebenfalls von sehr dichten Tuffen gebildet. Sie sind hier schwarz, grün oder rötlich und enthalten *Pietra-erde*-ähnliche Lagen.

Die festen Lagen der Tuffe geben einen sehr guten und widerstandsfähigen Baustein ab. Sie werden auch in mehreren Brüchen als Bausteine oder Chausseesteine gebrochen.

Die Mächtigkeit der Tuffgruppe ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Im N des Gebietes trifft man 200—300, höchstens wohl 500m Mächtigkeit, im SO dagegen nur 100—200m. Südwestlich Sottoguda werden die Tuffe, die im Pettorinatal noch an 300m messen, immer geringmächtiger, bis sie an der Buca della Fontane auf eine zirka 600m lange Strecke ganz auskeilen. Auch am Col di Gai sind sie nur geringmächtig. Südlich der Cime di Pezza schwellen sie gegen O dann allmählich wieder an. Auch Mächtigkeitsschwankungen innerhalb der einzelnen — durch die Kalkbänder kenntlichen — Gruppen der Tuffe sind gelegentlich zu beobachten.

Verbreitung. Mit Ausnahme der obenerwähnten Stelle an der Buca della Fontane und dem Monte-Alto-di-Pelsa-Zug finden wir die Tuffe und Tuffsandsteine über das ganze Gebiet verbreitet. Sie haben mit der Gruppe der Tuffkonglomerate den überwiegenden Anteil am Aufbau des Gebietes.

Im Gelände treten die Tuffe fast immer als Steilhänge oder Wände hervor. Nur wo das Gelände dem Schichteneinfallen folgt, kommt es zur Ausbildung flacher, mit Gras oder Laubholz bedeckter Hänge. Auch die obere, mergelige Gruppe gibt sich zumeist als Geländevertiefung zu erkennen. Schon von weitem sind die Gesteine durch ihre dunkle, fast schwarze Farbe zu erkennen, besonders deutlich an feuchten Tagen. Die Tuffgruppe ist, mit Ausnahme der oberen Horizonte, nicht besonders wasserreich. Die Wände in ihr zeichnen sich durch besondere Schroffheit und sehr scharfkantiges Gestein aus.

Zur Altersfeststellung haben wir Anhaltspunkte im Liegenden und Hangenden der Schichtengruppe. Das Liegende bilden überall Buchensteiner Schichten oder Marmolatakalk. Nun finden sich, wie wir später sehen werden, innerhalb der Tuffgruppe, immer ihrer Untergrenze genähert, Einlagerungen von typischen Buchensteiner Schichten oder Marmolatakalk. Diese Einlagerungen sind sehr häufig auf weite Erstreckung hin ziemlich niveaubeständig zu verfolgen und meist nicht sehr mächtig. Auch Auskeilen in Tuffen ist mehrfach deutlich zu beobachten. Anzeichen für tektonische Erklärung dieser Einlagerungen sind mit wenigen Ausnahmen, die aber das Gesamtbild nicht beeinträchtigen (vgl. darüber S. 170),

nicht vorhanden. Auch entfällt die Möglichkeit, daß es sich um große Schollen in Explosivtuffen im Sinne von Cornelius-Furlani handelt, wenigstens für die bedeutenderen Vorkommen völlig. Wir haben es also mit normalen Einlagerungen in den Tuffen zu tun, und daraus folgt, daß die Bildung der Tuffe bereits zur Buchensteiner Zeit begann. (Über die Beziehungen der Tuffe zum Marmolatakalk vgl. die Ausführungen bei der Besprechung der Faziesverhältnisse zur Triaszeit.)

Über der Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine liegt entweder die Gruppe der Tuffkonglomerate oder Cassianer Schichten, bzw. Cipitkalk, also Bildungen Cassianer Alters. Wir schließen daraus, daß die Hauptmasse der Tuffe und Tuffsandsteine zur Wengener Zeit entstanden ist. Diese Folgerung erhält eine weitere Stütze durch die Beobachtung, daß im oberen Teil der Gruppe Einlagerungen von plattigen Tuffsandsteinen mit Pflanzenresten und schwarzen Plattenkalken, also Gesteinen, die Wengener Typen sehr ähnlich sind, nicht selten auftreten. Ob und wie weit die Bildung der Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine noch in die Cassianer Zeit hineinreicht, läßt sich nicht entscheiden, da es nicht möglich war, die Gesteine Cassianer Alters weiter zu gliedern. Wie wir sehen werden, spielen tuffige Sedimente auch noch zu dieser Zeit eine große Rolle.

Einlagerungen von Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk im Tuff.

Nicht selten finden wir im unteren Teil der Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine Einlagerungen von Gesteinen Buchensteiner Alters und Marmolatakalk. Ihre horizontale Verbreitung ist sehr verschieden, man trifft mehrere Kilometer lange schmale Lagen, weniger ausgedehnte mächtigere Kalkbänke und endlich nur kleine, linsenförmig dem Tuff eingeschaltete Vorkommen. Die Zahl der letzteren ist bedeutend größer als aus der Karte hervorgeht. Es wurden nur die bedeutenderen und gut aufgeschlossenen eingetragen. Die typischen Buchensteiner Schichten und der Marmolatakalk sind auch in diesem Vorkommen leicht kenntlich. Nicht selten gehen Buchensteiner Knollenkalk nach oben in massige, dem Marmolatakalk ähnliche Kalke über (z. B. südwestlich Caprile). Ein ziemlich mächtiger Kalkzug, der nur in seinen unteren Lagen un- deutlich knollig ist, zieht südlich des le Mandre nördlich von San Tommaso durch. Im W bilden sein Liegendes die Buchensteiner Knollenkalk, dann folgen eine zirka 8 cm starke gelbliche Lettenschicht, dunkler, dickgebankter Kalk und heller, massiger Kalk. Gelegentlich werden die Kalke etwas kieselig oder dolomitisch. Nach O schalten sich nun zwischen Buchensteiner Knollenkalk und dem darüberliegenden Kalk Tuffe ein, die allmählich immer mächtiger werden. Entsprechend vermindert sich die Mächtigkeit des Kalkes, bis er endlich östlich des Ru delle Fucine ganz auskeilt. In seiner weiteren Fortsetzung finden sich nur noch isolierte kleine Kalklinsen. Diese sind nicht mehr einheitlich kalkig, sondern bestehen, wie fast alle solchen linsenförmigen Einlagerungen aus einer mit Tuff vermengten Kalkbreccie, die den Buchensteiner Agglomeraten sehr ähnelt.

Die Mächtigkeit dieser Einlagerungen wechselt von 1 bis zirka 30m, am häufigsten beobachtet man 3—10m.

Ihre Verbreitung geht aus der Karte ohne weiteres hervor.

Agglomerate der Buchensteiner Schichten.

Nur im NW des Gebietes kommen Buchensteiner Agglomerate vor. Sie sind hier mit den erwähnten Einlagerungen von Buchensteiner Schichten im Tuff verknüpft. Die Agglomerate bestehen aus Kalk- und Tuffbrocken, doch sind Kalke sehr zahlreich, wodurch sich die Agglomerate von den Tuffkonglomeraten gut unterscheiden lassen. Der Kalkreichtum bedingt auch die graue Färbung der Agglomerate, die ebenfalls gegenüber der fast schwarzen Farbe der Tuffkonglomerate ein gutes Unterscheidungsmittel ist.

Die einzelnen Komponenten der Agglomerate sind meist kleine, eckige Stücke verschiedener Kalke. Am häufigsten trifft man helle, dem Marmolatakalk ähnliche, und dunklere, die den Buchensteiner Schichten angehören können. Werfener Material und ähnliche leicht kennbare ältere Sedimente sind nur selten. Tuffmaterial ist in Stücken nur untergeordnet vertreten. Das Bindemittel ist tuffig. Es ist möglich, daß die Agglomerate im NW etwas weiter verbreitet sind, als auf der Karte angegeben ist; lose Stücke wurden hier häufiger gefunden. Sie treten jedoch nur hier auf; im ganzen übrigen Gebiet konnten sie nirgends festgestellt werden.

Ältere Augitporphyrit- und Mandelsteinlaven.

Nordwestlich Rocca Pietore ist der unteren Tuffgruppe lagerförmig Lava eingeschaltet. Es handelt sich um Augitporphyrit, Diabasporyhyrit und Mandelstein. Im Dünnschliff¹⁾ zeigen sich folgende zwei Haupttypen:

1. Diabasporyhyrit. In einer schwärzlichen Grundmasse mit Plagioklas, Augit und Magnetit sind Einsprenglinge von ungefähr parallel angeordneten Plagioklasleisten und Augit erkennbar. Sekundär Kalzit als Kluftausfüllung.

2. Mandelstein. Die braungrüne Grundmasse enthält Plagioklas und Augit. Die rundlichen, z. T. ziemlich großen Hohlräume sind mit grobkristallinem Kalzit ausgefüllt. Spärlich faserige chloritische Bildungen.

Die in frischem Zustand ziemlich feste Lava gibt sich fast immer als Steilstufe im Gelände zu erkennen. Das Gestein verwittert rostbraun und zerfällt zu scharfkantigem Schutt. Die Mächtigkeit beträgt 20—80 m, im O sind die Laven mächtiger.

Sie werden überlagert von Tuffen, denen nur wenig über der Hangendgrenze ein Buchensteiner Kalkband eingeschaltet ist. Dann folgen wieder Tuffe. Das Alter dieser Laven ist also dadurch als zu den oberen Buchensteiner Schichten gehörig festgestellt. (Vgl. Profil 2 der Profiltafel.)

Jüngere Augitporphyrit- und Diabasporyhyritlaven.

Nördlich Rocca Pietore und zwischen Moe und Ciamp d'Arei treten Lagergänge von Lava im oberen Teil der Tuffgruppe auf. In ihrer

¹⁾ Die Untersuchungen der angeführten Dünnschliffe verdanke ich Herrn Doktor O. Schmidegg in Innsbruck.

mineralogischen Zusammensetzung sind sie den oben Beschriebenen ähnlich. Folgende Typen ließen sich erkennen:

1. Augitporphyrit. In graugrüner Grundmasse große, schwärzlich-grüne Augite und Plagioklasleisten. Ferner zahlreiche Bildungen von faseriger chloritischer Substanz, die auch Pseudomorphosen nach Augit bildet.

2. Diabasporphyrit. Feinkörnige Grundmasse von Plagioklasleisten, viel Magnetit, Augit und Eisenoxyd enthaltend, mit grünem Faserchlorit. Einsprenglinge: viel große Plagioklasleisten und Augit; Kalzit in Hohlräumen spärlich.

Mit ihnen zusammen treten auch Mandelsteinlaven auf, doch untergeordnet.

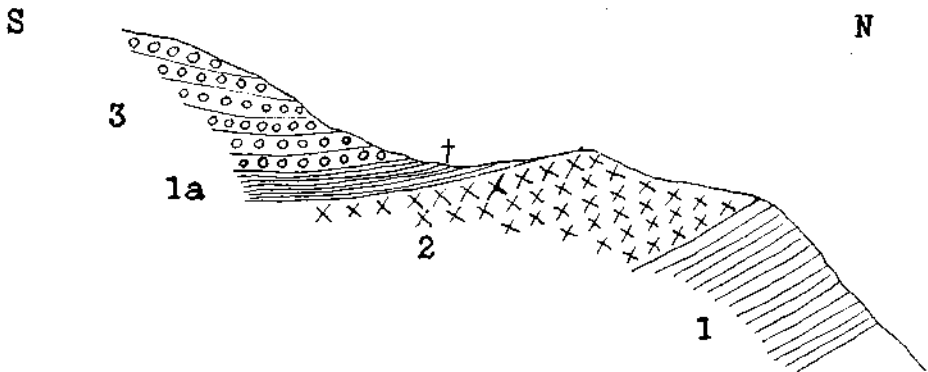


Fig. 1. Lavavorkommen an der Malghe Laste. Maßstab 1:6250.
1 = geschichteter Tuff; 1a = Tuffsandstein; 2 = Lava; 3 = Tuffkonglomerat.

Diese Gruppe wurde besonders abgetrennt, da sie deutlich dem obersten Teil der Tuffgruppe eingelagert sind. Besonders tritt das an der Malghe Laste hervor. (Siehe Textskizze 1.) Wir dürfen annehmen, daß sie Eruptivdurchbrüchen der Wengener Zeit angehören.

Gruppe der Tuffkonglomerate.

Ohne erkennbare Grenze geht die Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine in die der Tuffkonglomerate über. Es stellen sich zunächst feine Konglomeratlagen ein, sie wechsellagern noch mit reichlich Tuffsandsteinlagen. Allmählich treten letztere zurück, die Konglomerate werden größer und herrschen jetzt fast allein. Die Gruppe der Tuffkonglomerate wurde auf der Karte besonders ausgeschieden, weil sie immer den höheren Teil der gesamten tuffigen Sedimentfolge einnimmt und auch, wenigstens z. T., stratigraphisch fixiert werden konnte. Natürlich ist die auf der Karte angeführte Grenze nur als annähernde zu werten, eine genaue Grenzföhrung ist aus den oben angeführten Gründen nicht möglich.

Die Tuffkonglomerate bestehen fast ausschließlich aus Eruptivmaterial, und zwar aus Melaphyrlaven verschiedener Zusammensetzung. In der Korngröße sind die Gerölle sehr verschieden, es finden sich bis 1 m im Durchmesser messende Stücke. Weitauß überwiegend sind jedoch

mittelgroße Gerölle von 5 bis 20 *cm* Durchmesser. Lokal finden sich auch Lagen, die überwiegend aus größeren oder kleineren Geröllen bestehen, doch ist eine bestimmte zonare Anordnung solcher Lagen, etwa in N-S- oder O-W-Richtung, nicht festzustellen. Nur ganz allgemein läßt sich sagen, daß im östlichen Gebietsteil, zwischen Bramezza und dem Ostrand der Karte, die Korngröße der Gerölle eine geringere ist als im W, dem Hauptverbreitungsgebiet der Tuffkonglomerate. Die Gerölle sind bis tief hinein verwittert, die größeren Stücke jedoch oft im Innern recht frisch. Fast immer sind sie gut gerundet, oftmals ellipsoidisch und liegen dann mit der längsten Achse oft parallel zur Schichtung. Brecciöse Lagen treten gelegentlich auf, sind aber recht selten. Eine Sortierung nach der Größe konnte ich, entgegen der Angabe bei Cornelius-Furlani (16), nirgends feststellen, immer liegen Gerölle verschiedenster Größe nebeneinander.

Sedimentäre Gerölle treten nur sehr untergeordnet auf, wenngleich sie wohl nirgends ganz fehlen. Nur an einzelnen Orten treten sie zahlreicher auf, z. B. in der Umgebung von Alleghe und am Ru Fosc. Hier sind sie jedoch nur klein, etwa nuß- bis eigroß. Verhältnismäßig zahlreiche Einstreuung größerer Blöcke habe ich südlich des Monte Padon im NW des Gebietes beobachtet. Hier erreichen sie z. T. mehrere Meter im Durchmesser und bestehen aus hellem, dem Marmolatakalk ähnlichen Kalk. Sonst findet man zumeist dunkle, bräunliche Kalke und Buchensteiner Knollenkalk.

Östlich von Alleghe und nördlich von Rocca Pietore sind den Konglomeraten Bänke eines harten, tuffigen Kalkes, der grünlich oder braun verwittert, eingelagert. Er enthält häufig Cidarisstacheln und -tafeln und erinnert sehr an gewisse Cassianer Kalke.

Das Bindemittel der Konglomerate ist Tuff und fein zerriebener Melaphyr. Nur sehr selten ist ein schwacher Kalkgehalt wahrnehmbar.

Die Mächtigkeit der Konglomeratgruppe läßt sich wegen der unsicheren Grenzföhrung nicht genau angeben, sie wird etwa 300—350 *m* betragen.

Verbreitung. Wie die Tuffe und Tuffsandsteine sind auch die Tuffkonglomerate im kartierten Gebiet weit verbreitet, namentlich in der Westhälfte. Nördlich des Pettorinatalles bauen sie die höheren Lagen der schwarzen Tuffberge auf, südlich werden sie gekrönt von der Kalkmasse des Sasso Bianco. Kleinere, von der Hauptmasse isolierte Vorkommen liegen hier am Lago Franzei und Col di Gai. Nach O zieht ein Streifen der Konglomerate über Bramezza zum Lago di Alleghe und setzt sich östlich von ihm in breitem Zuge nördlich des Val Lander zum Col di Baldi fort. Ein ziemlich geringmächtiger Konglomeratzug begleitet das östliche Cordevoletal zwischen Alleghe und Avoscan. In der Nordostecke des kartierten Gebietes fehlen die Tuffkonglomerate völlig.

Im Gelände treten die Tuffkonglomerate ebenso wie die Tuffe und Tuffsandsteine als dunkle, zumeist mit Wiesen, seltener mit Wald bedeckte Berge mit mehr oder weniger steilen Hängen hervor. Felsabbrüche sind nicht selten. Das Gestein ist ziemlich wasserreich und die Bachrisse sind, infolge der leichten Verwitterbarkeit, ziemlich tief eingerissen.

Über die in den Tuffkonglomeraten gefundenen Fossilien gibt folgende Liste Auskunft:

Nr.	Name	Sonstige Vorkommen				
		Pachycardien- luff-Seiser-Alp, Langkofel	Cassianer Schichten	Marmolatakalk	Faßler Schichten	
Casere di Schiota:						
1	<i>Cidaris Hausmanni</i> Wissm.	+	+			
2	<i>Cidaris decorata</i> Münst.	+	+			
3	<i>Cidaris</i> sp.					
4	<i>Rhynchonella subacuta</i> Münst.	+	+			
5	<i>Terebratula neglecta</i> Bittn.	+	+			cf.
6	<i>Avicula arcuata</i> Münst.	+	+			+
7	<i>Avicula</i> cf. <i>Tofanae</i> Bittn.	+	+			
8	<i>Cassianella decussata</i> Münst.	+	+			+
9	<i>Mysidoptera angusticostata</i> Broili.	+				
10	<i>Pecten</i> cf. <i>octoplicatus</i> Bittn.		+			
11	<i>Pecten</i> sp.					
12	<i>Plicatula</i> sp.					
13	<i>Modiola</i> sp. cf. <i>gracilis</i> Klipst.		+			+
14	<i>Palaenelo elliptica</i> Goldf. sp.	+	+			
15	<i>Cucullaea impressa</i> Münst.	+	+	+		
16	<i>Dentalium</i> sp.					
17	<i>Worthenia canalifera</i> Münst.	+	+	cf.		
18	<i>Trochus</i> sp.					
19	? <i>Umbonium helicoides</i> Münst.		+			
20	<i>Hologyra alpina</i> Koken	+		+		+
21	<i>Fedatella inaequiplicata</i> Klipst.	+	+			
22	<i>Marmolatella</i> cf. <i>Telleri</i> Kittl.		+			
23	<i>Dicosmos declivis</i> Kittl.			+		
24	<i>Palaenarica Kittli</i> Blaschke.	+				
25	<i>Scurria petricola</i> Kittl.			+		
26	cf. <i>Ptychostoma Wähneri</i> Kittl.	+	+			
27	? <i>Siliquaria</i> sp.					
28	<i>Amauropsis paludinaris</i> Münst.	+	+			
29	<i>Loxonema tenuis</i> Münst. var. <i>tenuissimum</i> Broili.	+	+			
30	<i>Loxonema Walmstedti</i> Klipst.	+	+			
31	<i>Rhabdoconcha</i> cf. <i>Schaeferi</i> Kittl.		+			
32	? <i>Macrochilina</i> sp.					
33	? <i>Spirostylus</i> sp.					
34	<i>Coelostylina similis</i> Münst.	+	+			
35	<i>Coelostylina</i> cf. <i>Münsteri</i> J. Böhm.	+	+			
36	<i>Trypanostylus triadicus</i> Kittl.	+	+	+		
37	? <i>Lissochilina picta</i> Kittl.		+			
Tabia Dornera:						
38	<i>Pecten</i> cf. <i>Landraus</i> Bittn.	+	+			
39	? <i>Macrodon</i> sp.					
40	<i>Coelostylina similis</i> Münst.	+	+			
Val di Caldiera:						
41	<i>Mysidoptera</i> cf. <i>incurostriata</i> (Gümb.) Würhm.	+	+			+
42	<i>Palaenarica hologryiformis</i> Blaschke.	+				
I Ru:						
43	<i>Cidaris</i> aff. <i>subcoronata</i> Münst.	+	+			
44	? <i>Gervillia Rothpletzi</i> Broili.	+				
45	<i>Pachycardia rugosa</i> Hauer.	+				+
46	<i>Coelostylina conica</i> Münst.	+	+			

Paläontologische Bemerkungen.

Pecten cf. octoplicatus Bittn.

P. octoplicatus Bittner (5, S. 162, Taf. XIX, Fig. 19).

Eine nicht ganz vollständige, anscheinend linke Klappe liegt mir vor, die jedoch nur das Innere der Schale erkennen läßt. Schloßrand gerade, ziemlich lang. Die Schale ist flach und trägt acht schmale hohe Rippen; ihre Zwischenräume sind ziemlich gleich. Vorderes Ohr zerbrochen, hinteres ziemlich groß und gut abgesetzt.

Das Stück erinnert an *Aviculopecten Bittneri* Waagen (53, S. 93, Taf. 34, Fig. 11), unterscheidet sich vor allem durch den viel kürzeren Schloßrand. Auch zähle ich nur acht Rippen, statt neun in symmetrischer Anordnung bei *A. Bittneri*. Casere di Schiota.

? *Umbonium helicoides* Münst.

U. helicoides Münst. Kittl (24, S. 242, Taf. VI, Fig. 1—3).

Ein stark verdrücktes unvollständiges Exemplar gehört vielleicht zur angezogenen Art. Nabel sehr weit, Gehäuse glatt. Hinsichtlich der anscheinend etwas vertieften Näfte paßt auch *Umbonium* sp. bei Broili (4, S. 90, Taf. VII, Fig. 31) ganz gut. Auch *U. umbilicatus* Read bei Broili (a. a. O., S. 89, Taf. VII, Fig. 29—30) käme zum Vergleich in Frage.

Marmolatella cf. Telleri Kittl.

Marmolatella Telleri Kittl (24, S. 84, Taf. IX, Fig. 5—6).

Ein kleines, schlecht erhaltenes Exemplar von Casere di Schiota dürfte wohl zu dieser Art gehören. Die Primärwindungen sind z. T. zerstört. Möglicherweise liegt ein Jugendexemplar von *M. Dieneri* Blaschke vor, obwohl Dornen auf dem Gehäuse nicht zu sehen sind (vgl. Broili 11, S. 98). Ich stelle das Stück infolge seines schlechten Erhaltungszustandes nur mit großem Zweifel hierher.

Dicosmos declivis Kittl.

Hologyra declivis Kittl (25, S. 140, Taf. IV, Fig. 10—14).

Dicosmos declivis Kittl Böhm (9, S. 257, Taf. XIII, Fig. 3).

Dicosmos declivis Kittl Häberle (19, S. 330, Taf. III, Fig. 5).

Vgl. *Dicosmos* (? *Fedaiella*) *maculatus* Klipst. var. *Seisensis* Blaschke Broili (11, S. 97, Taf. VIII, Fig. 17—19).

Ein nicht ganz vollständiges großes Exemplar von Casere di Schiota. Hinsichtlich der Form paßt es am besten zur angezogenen Art aus dem Marmolatakalk, es hat eine etwas mehr zusammengedrückte Form als der kugeligere *D. maculatus*. Eine subsuturale Depression auf dem letzten Umgang ist gut erkennbar, ebenso läßt sich feine Längsstreifung feststellen. Farbreste nicht vorhanden, da das Stück ziemlich angewittert ist. Mündung ist nicht vollständig erhalten.

Sonstige Vorkommen: Marmolatakalk, Latemarkalk, Sasso della Margherita bei Agordo.

Es erscheint sehr wohl möglich, daß diese Art mit dem *D. maculatus* Klipst. aus den Cassianer Schichten und dem Pachycardientuff zu vereinigen ist, da die Unterschiede beider Arten derart fein und unwesentlich sind, daß sie eine Zusammenziehung wohl zu rechtfertigen vermögen.

Mir liegt leider nicht genug Vergleichsmaterial vor, um diese Frage entscheiden zu können. Auf die sehr nahe Verwandtschaft wird von allen Autoren hingewiesen.

? *Siliquaria* sp.

Vgl. Häberle (19, S. 491. Weitere Angaben dort).

Nur mit großem Bedenken stelle ich ein Bruchstück einer ziemlich geraden, längsgestreiften Schale hierher. Länge 16 mm, Querschnitt kantig-elliptisch. Es ist nur die eine Hälfte der Röhre erhalten, die andere offenbar schon vor der Einbettung zerstört worden. Auf der Innenseite scheint die Schale ziemlich glatt gewesen zu sein. Möglicherweise stellt das Stück auch ein *Dentalium*-Bruchstück dar, was mit der Form ebensogut passen würde. Casere di Schiota.

Loxonema tenuis Münst. var. *tenuissimum* Broili.

Vgl. Broili (11, S. 110, Taf. X, Fig. 21—22).

Ein Exemplar dieser ungemein schlanken Form stelle ich hierher. Auffallend ist die beträchtliche Höhe der Umgänge; sie sind ebenso hoch als breit. Die Querrippen — 8 pro Umgang — sind sehr kräftig. Aus den Tuffen von Casere di Schiota.

Rhabdoconcha cf. *Schaeferi* Kittl.

R. Schaeferi Kittl (24, S. 180. Taf. VII, Fig. 23—24).

Ein wenig gut erhaltenes Exemplar paßt am besten zu der Abb. 24 bei Kittl. Trotz der starken Abreibung lassen sich Spiralstreifen stellenweise erkennen, auch scheinen drei derselben besonders hervorzutreten, wie dies Kittl angibt. Mündung ziemlich hoch. Gehäusewinkel zirka 15°. Höhe bei sieben erhaltenen Umgängen 16 mm. Anfangswindungen nicht erhalten.

? *Lissochilina picta* Kittl.

L. picta Kittl (25, S. 214, Taf. VII, Fig. 30).

Kittl kennt nur ein Exemplar von der Seelandalpe. Möglicherweise gehört unser Exemplar hierher, da es mit Kittls Beschreibung gut übereinstimmt. Eine feine Längsstreifung auf der glatten Schale ist erkennbar, besonders gut dort, wo die Schale ganz schwach abgerieben ist. Eine flache Depression unterhalb der kaum vertieften Naht ist ebenfalls deutlich wahrnehmbar. Mündung nicht vollständig erhalten. Gehäusewinkel zirka 28°.

Cidaris aff. *subcoronata* Münst.

C. subcoronata Münst. Broili (10, S. 152, Taf. XVII, Fig. 9—18).

Eine Ambulakraltafel aus den Tuffen mit *Pachycardia rugosa* von i Ru bei Alleghe. Warzenkopf rund, stark hervorragend, durchbohrt. Oberrand des Warzenkegels gekörnelt, man zählt zirka 20 Körnchen. Den Warzenhof umgibt ein Kranz von zirka 24 Körnchenwarzen, außerhalb dieses Kranzes finden sich, ebenfalls kranzförmig angeordnet, kleinere Sekundärwarzen. *C. subcoronata* unterscheidet sich durch die geringere Anzahl von Körnchenwarzen, die nach allen Angaben nur 11—15 beträgt. *C. nobilis* Münst. stimmt in der Zahl der Körnchenwarzen, hat aber einen glatten Oberrand des Warzenkegels. (Vgl. Laube 30, S. 61, Taf. IX, Fig. 5.)

? *Gervillia Rothpletzi* Broili.

G. Rothpletzi Broili (10) S. 191, Taf. XXIII, Fig. 2—3.

Drei Bruchstücke aus den Tuffen mit *Pachycardia rugosa* von i Ru gehören vielleicht dieser Art an. Der Wirbel ist nirgends erhalten, der hintere große Flügel ist erkenntlich und gut die am Unterrand aufblätternenden Zuwachsstreifen. Schale sonst glatt.

Bemerkungen zur Liste.

Die Liste zeigt — wenn man von den mit sp. bestimmten Formen absieht — 36 Arten, die in den Tuffen vertreten sind. Von diesen kommen 28 in den Pachycardientuffen, 6 in den Cassianer Schichten und 2 im Marmolatakalk vor. 4 bzw. 5 Formen finden sich im Marmolatakalk und im Pachycardientuff, und 6 bzw. 7 finden sich auch in den Raibler Schichten. Bezüglich der beiden Marmolatakalkformen ist zu bemerken, daß *Dicosmos declivis* in den Pachycardientuffen durch die sehr nahe verwandte, wenn nicht idente Form *Dicosmos maculatus* Münst. var. *Seisensis* Broili vertreten wird. Auch *Scurria petricola* hat nahe verwandte Formen im Pachycardientuff und in den Cassianer Schichten.

Die Mehrzahl der angeführten Formen stammt von der Casere di Schiota südlich Col aus den oberen Horizonten der Tuffkonglomerate. Die Stücke von der Tabia dornera westlich Le Grazie und von Val di Caldiera südöstlich Forchiade wurden jedoch im tieferen Teil der Schichten-Gruppe unfern der Liegendgrenze gesammelt. Die Fundstelle i Ru ist ein isoliertes Vorkommen im Diluvium, scheint aber den höheren Horizonten anzugehören. Wir dürfen also daraus schließen, daß die gesamte Folge der Tuffkonglomerate Cassianer Alters ist, und ihr oberer Teil entspricht wohl den Pachycardientuffen der Seiser Alp und des Langkofelgebietes.

Diese Altersbestimmung bekommt eine weitere Stütze durch die Beobachtungen bei Rocca Pietore und an der Crepe di Ross. Am ersten Orte läßt sich beobachten, daß die Tuffkonglomerate mit Mergeln und dünnen Kalkbänken, die Cassianer Fossilien enthalten, verzahnt sind. Auch finden sich hier linsenförmige Einschaltungen von feinen Konglomeraten in den Cassianer Mergeln. An der Crepe di Ross ist Cipitkalk Cassianer Alters den Tuffkonglomeraten ebenfalls linsenförmig eingelagert. (Vgl. Textskizze 2, Seite S 161.)

Auf die fazielle Bedeutung der Tuffkonglomerate wird später noch im Zusammenhange eingegangen werden. Bezüglich der Entstehung der Tuffkonglomerate schließe ich mich der Meinung von Cornelius-Furlani (15, 16) an. Es handelt sich nach ihnen um vom Wasser umgelagerte Gebilde, die ihren Ursprung den wenigstens teilweise über dem Meeresspiegel gelegenen vulkanischen Eruptionszentren verdanken.

Cassianer Schichten.

Cassianer Schichten sind im Gebiet nur wenig verbreitet. Auch sie gehen ohne scharfe Grenze allmählich aus den Tuffsandsteinen hervor, indem letztere zunächst dünnschichtiger werden und sich tuffige Mergel-

zwischenlagen mit dünnen Aragonitlagen reichlicher einschalten. Nun stellen sich harte grünliche, braun verwitternde Kalke ein, die häufig Echinodermenreste enthalten. An Stelle der tuffigen Mergel treten nun schwarze Mergel mit harten dunklen Kalkbänken, die nun weiterhin den Cassianer Horizont vertreten. Am besten läßt sich die beschriebene Schichtenentwicklung nördlich Rocca Pietore im Val di Roccia und seinen Nebenbächen verfolgen. Die beiden anderen Vorkommen bei Bramezza, Saviner und um Pescul im Fiorentinatal weichen insofern etwas ab, als die Mergel hier durchgehends etwas tuffiger sind als bei Rocca Pietore. Aber auch hier treten wieder die Kalke mit Echinodermenresten auf.

Die wechselnde Folge von Mergeln und Kalken bedingt die leichte Faltbarkeit der Cassianer Schichten, alle Aufschlüsse lassen daher auch eine intensive Kleinfädelung erkennen.

Die Mächtigkeit der Cassianer Schichten läßt sich nirgends mit Sicherheit feststellen. Bei Rocca Pietore sind zirka 100 m erschlossen, die gleiche Zahl dürfte auch für die Aufschlüsse im Fiorentinatal zutreffen.

Verbreitung. Die Cassianer Schichten beschränken sich auf die schon erwähnten Vorkommen bei Rocca Pietore, Pescul und Bramezza und Sariner westlich Alleghe.

Im Gelände treten die Cassianer Schichten als zumeist mit gutem Pflanzenwuchs bedeckte Verflachungen hervor. Das gilt besonders bei Pescul. Der Wasserreichtum der Schichten gibt sich in zahlreichen kleinen Bachrissen zu erkennen. Die leicht angreifbaren Mergel sind meist tiefgründig verwittert und bilden einen guten, aber oft etwas feuchten Boden.

An Fossilien bestimmte ich:

<i>Encrinus granulatus</i> Münst.	} nördlich Rocca Pietore.
<i>Koninckina Leonhardi</i> Wissm.	
<i>Gonodon astartiformis</i> Münst.	

Cipitkalk.

Als Cipitkalk werden hier die Einschaltungen mehr oder weniger mächtiger Kalklagen in den Tuffen oder Tuffkonglomeraten Cassianer Alters bezeichnet. Sie sind an den einzelnen Vorkommen von verschiedenem Aussehen, so daß es zweckmäßig erscheint, ihr Aussehen und Auftreten von Fall zu Fall zu beschreiben. Einen der besten und instruktivsten Aufschlüsse von Cipitkalk finden wir an der Crepe di Ross östlich des Fedajapasses. (Vgl. Textskizze 2.) Hier liegt auf Tuffkonglomeraten, die ziemlich feinkörnig und eisenschüssig sind, zunächst eine Bank roter und heller Kalke. Sie sind gut gebankt, die Dicke der Bänke nimmt von W nach O ab, entsprechend der Verringerung der Gesamtmächtigkeit der Lage in gleicher Richtung. Nicht selten sind die Kalke konglomeratisch (? Pseudokonglomeratstruktur) und bilden mächtige Blöcke in rotem Mergel. An Fossilien fanden sich in diesen Kalken Korallen, Spongien und Echinodermenreste. Die größte Mächtigkeit dieser Kalkbank beträgt zirka 15 m (im SW). Nun folgen zirka 15—20 cm ganz fein konglomeratische Tuffe und tuffige Mergel mit linsen- oder

bankförmigen Einschaltungen von gelben, unreinen tuffigen oder konglomeratischen Kalken. Auch diese Gruppe nimmt, genau wie die liegenden Kalke, gegen O rasch an Mächtigkeit ab. Die Kalkeinlagen schließen sich, wie die Abbildung zeigt, z. T. im O zusammen. Die

NW

SO

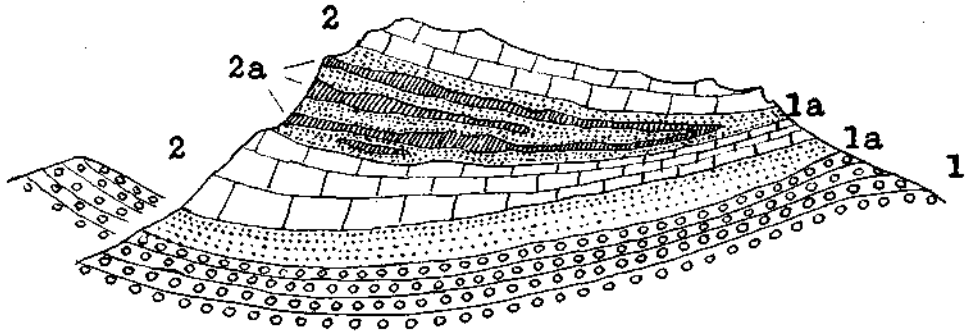


Fig. 2. Crepe di Ross von SW gesehen. Maßstab 1:6250.

1 = grobe Tuffkonglomerate; 1a = feine Tuffkonglomerate und Tuffsandstein; Cipitkalk: 2 = roter und heller Kalk, z. T. mit Blockstruktur; 2a = unreiner gelbbrauner Kalk, z. T. tuffig.

hangende Kalkbank besteht aus denselben Kalken wie die liegende. Die gesamte Gruppe keilt gegen N und O rasch in Tuffkonglomeraten aus und ist mit ihnen verzahnt. Im W bildet sie den schon vom weitem kenntlichen Steilabbruch.

SSO

NNW

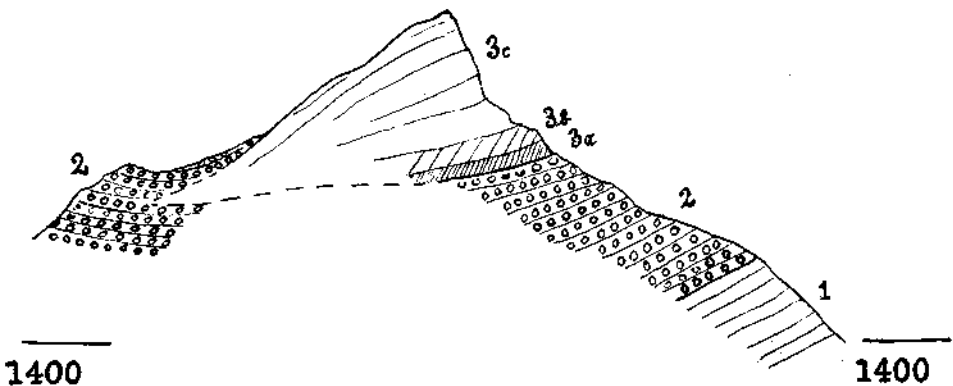


Fig. 3. Profil durch den Sasso Bianco. Maßstab 1:25000.

1 = Tuff und Tuffsandstein; 2 = Tuffkonglomerat; Cipitkalk: 3a = graue Kalkbank; 3b = roter Kalk; 3c = heller Kalk.

Als Cipitkalk fasse ich auch die ziemlich mächtige Kalkmasse des Sasso Bianco südwestlich Rocca Pietore auf. (Vgl. Textskizze 3.) Mojsisovics (35) hatte den „Dolomit“ hier als Wengener Dolomit angesprochen. Da jedoch im N der Kalk den Tuffkonglomeraten aufliegt,

deren Alter gerade an dieser Stelle als den Pachycardientuffen entsprechend festgestellt werden konnte, ist die stratigraphische Stellung dieses Kalkes nunmehr sichergestellt.

Auf ziemlich feinen Tuffkonglomeraten liegt am Nordabbruch des Sasso Bianco zunächst eine ziemlich feste graue Kalkbank. Darüber folgen fossilreiche rote Kalke. Sie sind ziemlich grobgeschichtet, die Bänke zeigen flaches Südfallen. Oft ist der Kalk, ähnlich wie an der Crepe di Ross, etwas konglomeratisch oder brecciös.

An Fossilien fand ich sehr häufig:

Colospongia dubia Laube,

Calomophyllia sp.,

ferner große Bryozoenkolonien, die infolge der völligen Verkalkung der Röhren nicht näher bestimmbar waren, Gastropoden- und Bivalvenquerschnitte. Darüber folgt massiger, vorwiegend heller Kalk, der bis zum Gipfel anhält. Gelegentlich wird er schwach dolomitisch.

Die gesamte Schichtenfolge erreicht hier etwa 400m Mächtigkeit. Der steile Nordabbruch läßt nur Auflagerung auf den Tuffkonglomeraten erkennen, an der flachen Südabdachung erkennt man deutlich die Anlagerung der Tuffkonglomerate an den Kalk, und es ist nur wahrscheinlich, daß der Kalk hier noch zungenförmig in die Tuffkonglomerate eingreift. Deutlich sichtbar ist jedenfalls eine auffallende Verringerung der Mächtigkeit gegen S.

Die größte Mächtigkeit der Sasso-Bianco-Kalke, die für Cipitkalk außerordentlich groß ist, läßt auch die Deutung zu, daß es sich um ein Äquivalent der später zu beschreibenden „Schlernkalke“ des Monte-Alto-di-Pelsa-Zuges handelt. Doch ist das lediglich Auffassungssache und ändert nichts an der stratigraphischen Stellung und faziellen Bedeutung dieser Stelle.

Ein weiteres größeres Vorkommen von Cipitkalk liegt an der Costa del Conte südwestlich Pescul im Florentinatal. An der Forcella Pecol liegen auf feinem, mergeligem Tuffsandstein zunächst wenig dunkle, blaugraue Kalke. Sie gehen, nach N mächtiger werdend, in dunkle, feste Kalke über, die gelegentlich Pyrit führen. Sie verwittern blaugrau und enthalten nicht selten Fossilien. In ihnen fand ich:

Sphaerocodium Bornemanni Rothpl.,

Avicula sp.,

Trigonodus rablensis Gredler,

? *Myophoria Kefersteini* Münst.

Diese dunklen Kalke sind ihrem Aussehen und der eingeschlossenen Fauna nach gewissen Raibler Kalken zum Verwechseln ähnlich.

Auf den ersterwähnten blaugrauen Kalken liegen meist dunkle, braunverwitternde Korallenkalke und dann hellere, massige Kalke. Erstere gehen gegen N, ebenfalls etwas mächtiger werdend, in unreine, braune, teilweise etwas dolomitische Kalke und Kalksandsteine über. Letztere setzen nach N unverändert fort. An Fossilien fanden sich außer zahlreichen Korallen noch *Colospongia dubia* Laube. Die Gesamtmächtigkeit der Kalke beträgt zirka 30—45 m.

Ähnliche Kalke stehen südlich der Casere Vescovado an und ziehen z. T. ins kartierte Gebiet herüber.

An der Forcella d'Alleghe liegen auf feinen Tuffkonglomeraten und Tuffsandsteinen zirka 6—8 m dunkle, löcherige, braun verwitternde Kalke, die nach S hin rasch auskeilen. Auf ihnen liegt mit einer Störungsfläche Schlerndolomit. Sie ähneln sehr den Cipitkalken des Grödner Gebietes.

Zum Cipitkalk stelle ich ferner ein kleines Vorkommen von hellen bis grauen Kalken östlich der Tabiai Sfessa nördlich des Col di Davagnin. Mit ihnen zusammen treten grünliche, sandige Mergel auf. Es muß jedoch bemerkt werden, daß hier das Alter dieser Kalke nicht sicher festgestellt werden konnte; es kann sich auch um Kalkeinlagen des Buchensteiner Niveaus handeln.

Schlerndolomit.

Der Schlerndolomit zeigt auch in unserem Gebiet, soweit er nicht, wie noch zu besprechen sein wird, kalkig entwickelt ist, das bekannte Aussehen. Helle Dolomite, vorwiegend massig und nur selten grobgebant, bauen in ziemlicher Einförmigkeit den Horizont auf. Dunkle, meist bräunliche Lagen finden sich fast nur in den tieferen Horizonten. Großoolithe treten nicht selten auf, an Fossilien sah ich nur Gastropodenhohlräume und -querschnitte an der Cime di Colrean. Im Valle di Bec di Mezzodi bestehen die untersten Lagen des Schlerndolomits direkt über den Buchensteiner Schichten aus sehr festem, grünlichem bis rötlichem feinkörnigem Dolomit. Ähnliche Lagen treten auch im Roa Grande über der Störungsfläche auf.

Der Schlerndolomit ist häufig von Störungsflächen durchzogen, die sich jedoch, mit wenigen Ausnahmen, nicht weit verfolgen lassen. An diesen Störungszonen ist der Dolomit oft fein zertrümmert und bildet durch nachträgliche Verkittung eine tektonische Breccie.

Das Liegende des Schlerndolomits bilden überall, wo es normal erschlossen ist, die Buchensteiner Schichten, das Hangende die Raibler Schichten. Seine Bildungszeit umfaßt also die Wengener und Casarianer Zeit.

Die Mächtigkeit des Schlerndolomits beträgt in unserem Gebiet 500—600 m.

Verbreitung. Schlerndolomit findet sich nur im Südostteil des kartierten Gebietes. Zwischen der Forcella d'Alleghe und der Cime di Colrean baut er hier die untere große Steilstufe des Civettamassivs auf. Eine kleine isolierte Scholle findet sich etwas nördlich an der Roa Bianca. Hier ist der Dolomit grusig. Weiter nach S geht der Schlerndolomit in seine kalkige Fazies über.

Im Gelände tritt der Schlerndolomit fast immer als Steilhang oder Wand hervor. Bachrisse sind oft tief eingerissen und mit einem Haufwerk von Blöcken erfüllt. Bergsturzbildung ist nicht selten. Der Fels ist entweder nackt oder mit dürrtigem Graswuchs und Latschen bewachsen.

Kalkige Entwicklung des Schlerndolomitniveaus.

Der Schlerndolomit geht im S in eine Kalkfazies über, die rasch den ganzen Komplex zwischen Buchensteiner und Raibler Schichten umfaßt. Am Ru Fosch und dem Aufstieg über die Casere di Casamatta zur Crep di Casamatta zeigt sich folgende Schichtenentwicklung:

Über den Buchensteiner Schichten liegen zunächst blaugraue Kalke mit gelegentlichen Kieselausscheidungen und dunkle, z. T. etwas plattige Kalke. Dann folgen massige, helle Kalke, die nun bis zur Höhe des Plateaus anhalten. Ihnen sind mehrere Lagen lichtroten, tonigen Kalkes eingeschaltet, auch bräunliche Kalke und dolomitische Lagen treten gelegentlich auf. Dort, wo der Weg von Casere di Casamatta das Plateau erreicht, findet man mit gelben und roten Kalken feinspätigen, hellen Krinoidenkalk vergesellschaftet. Auch zeigen hier die oberen Lagen wieder Schichtung. Am Monte Alto di Pelsa liegen über diesen Krinoidenkalken hellgraue, z. T. ziemlich feste Kalke, die sehr gut und gleichmäßig geschichtet sind. Am Abstieg zum Col Mandro erkennt man wieder die oben beschriebene Folge. Auch hier treten gelegentlich dolomitische Einlagerungen auf.

Nennenswerte Mergel­einlagen konnten nirgends festgestellt werden, nur geringmächtige rote Letteneinlagen finden sich gelegentlich.

Die Mächtigkeit der Schichten beträgt auch hier 500—600 m.

Verbreitung. Die kalkige Fazies findet sich als Fortsetzung des Schlerndolomit­zuges von der Cime di Colrean nach S. Kleinere kalkige Lagen trifft man auch an der Pala della Foia und am Monte Coldai.

Bezüglich des Auftretens im Gelände gilt dasselbe wie für den Schlerndolomit.

An Fossilien fand ich am Wege von Col Mandro zum Plateau:

Calomophyllia sp.,

? *Macrodon* sp.,

Mysidioptera elongata Broili,

Myoconcha Maximiliani Leuchtenbergensis Klipst.

Raibler Schichten.

Die Fundstellen westlich des Civettamassivs lassen mehr oder weniger vollständig folgendes Profil der Raibler Schichten feststellen:

1. zu unterst graue bis braungelbe, ziemlich weiche Dolomite. Sie verwittern gelbgrün oder schmutziggelb. Durch die unreinen Farbtöne sind sie immer leicht von dem Schlern- und Dachsteindolomit zu unterscheiden;

2. dunkle, blaugrau verwitternde Kalke und schwarze Kalksandsteine mit Fossilien. Sie sind immer gut geschichtet, z. T. plattig. An Fossilien fand sich *Sphaerocodium Bornemanni* Rothpl. und zahlreiche Gastropodenquerschnitte;

3. braune Tuffsandsteine und schwarze Mergel als oberstes der Schichtengruppe. Sie sind nur selten erschlossen.

Etwas mannigfacher sind die Raibler Schichten östlich des Monte Coldai entwickelt. Hier treten rote Mergel hinzu, die allerdings nur geringmächtig sind und nicht regelmäßig durchstreichen. Weiter findet sich hier ein grünliches, sehr feines, tuffiges Konglomerat. Es besteht aus verschiedenen Kalken und sehr kleinen Quarzkörnern. Das Bindemittel ist grüner, tuffiger Mergel. Kalke und Dolomite entsprechen den oben beschriebenen. Charakteristisch für die Raibler Schichten ist hier der schmutzigrüne bis braungelbe Verwitterungsboden.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten beträgt höchstens einige 30 m, meist ist sie geringer.

Verbreitung. Die Raibler Schichten finden sich nur in den N- und NW-Abbrüchen des Civettamassivs. Sie bilden hier die etwa bei 2000 bis 2100 m liegende Terrasse zwischen den Schlerndolomit- und Dachsteindolomitwänden. Erschlossen sind sie nur an wenigen Stellen, meistens verdeckt sie Moräne oder Gehängeschutt.

Dachsteindolomit.

Da die Civettagrube nicht mehr kartiert wurde, ist auch der Dachsteindolomit nur ergänzungsweise auf unserer Karte mit enthalten. Seine untersten Lagen bestehen aus fast weißem, ziemlich reinem Dolomit, der zu unterst geschichtet ist. Nach oben hin wird er massiger, und erst die obersten 400—500 m zeigen wieder ausgezeichnete Schichtung. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß diese Lagen nicht mehr der Trias angehören, sondern den Lias vertreten. Im Schutt fand ich häufig Stücke von graugelbem, rötlichem oder buntem Kalk, der offenbar dieser Zone entstammt und den ich für Liaskalk halte.

Der Dachsteindolomit baut die Hauptmasse des Civettamassivs auf. Ein kleiner isolierter Fels liegt noch auf den Raibler Schichten nördlich der Rifugio Coldai.

Breccie des Col di Davagnin. (? Tertiär.)

Am Col di Davagnin liegt in der Nähe des südlichen Kalkvorkommens in zirka 1960 m Höhe an einer kleinen Geländeverflachung taschenförmig eine ziemlich fest verkittete Breccie verschiedensten Materials. Es finden sich verschiedene Kalke und Tuffe in sehr wechselnder Größe regellos durcheinander. Das Bindemittel ist ein braungrüner, sehr fester tuffiger Kalk. Die Breccie liegt mit grünen, sandigen Schichten an der Basis in den Tuffen.

Über ihr Alter konnte keine Sicherheit gewonnen werden. Möglicherweise handelt es sich um einen kleinen Rest der tertiären Landoberfläche, entsprechend den Bohnerzvorkommen auf dem Latemar.¹⁾ Anzeichen für diluviale Herkunft konnten nicht beobachtet werden, auch spricht die Art und das Auftreten der Breccie gegen die Annahme einer jungen Gehängebreccie.

Diluvium.

Diluvialer Schutt ist im kartierten Gebiet nicht selten. Es wurden als Diluvium auf der Karte nur solche Vorkommen bezeichnet, deren Charakter unzweifelhaft war; sonst ist die Bezeichnung Gehängeschutt gewählt worden. Im Andraztal zwischen Pian und Cernadoi ist das Diluvium bereits von R. v. Klebelsberg (27) untersucht worden, es sei hier darauf verwiesen.

Westlich des Nuvolau ist Moränenschutt ohne deutliche Endmoränenform ziemlich verbreitet und greift noch etwas ins kartierte Gebiet über.

¹⁾ Cornelius, H. P. Ein Bohnerzfund auf dem Latemar (Dolomiten). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1926, Heft 10.

Im Codalungatal, das von hier nach Selva di Cadore herunterzieht, ist in zirka 1500 *m* Höhe ein schöner Endmoränenwall erhalten. Er besteht aus mittelgroßen, gut gerundeten und abgeschliffenen Geröllen, namentlich von hellem Dolomit und Tuff, in lehmig-sandiger Grundmasse. Im W lehnt er sich an die Werfener Schichten an, sein östlicher, besser kenntlicher Bogen streicht noch durch das untere Val di Zonia hindurch. Der relativ steile Südabfall ist noch gut zu erkennen. Er verdankt einem von der Nuvolaugruppe herunterkommenden Gletscher seine Entstehung und ist wohl ein Rückzugsstand des Gschnitzstadiums.

Weiter unten im Tal findet sich teilweise schon ausgewaschener Moränenschutt in ziemlicher Verbreitung um Selva di Cadore. Seine Oberflächenform ist ziemlich verwaschen und durch die zahlreichen kleinen Bäche und Wasserrisse zersägt, so daß sich nicht mehr feststellen ließ, ob es sich um ein älteres Rückzugsstadium desselben Gletschers handelt. Teilweise erwecken die Aufschlüsse hier den Eindruck, als ob es sich um Schotter handle.

Bei Caprile und zwischen Rucava und Collaz am östlichen Cordevoleufer findet sich Moränenschutt in 1050 bzw. 1250 *m* Höhe. Auch am westlichen Ufer um Sopracordevole liegen einzelne Moränenreste kleinerer Ausdehnung auf den Werfener Schichten. Sie sind auf der Karte nicht ausgeschieden.

Ein kleiner, verwaschener Moränenrest mit kleinen Geröllen und viel Werfener Material liegt im Pignazzatal in zirka 1600 *m* Höhe.

Im nordwestlichen Gebietsteil finden sich ausgedehnte Moränenvorkommen nur östlich des Fedajapasses und beim Militärfriedhof von Salere, östlich des Antermojatales. Das erste Vorkommen hängt offenbar mit einem kurzen, gegen O gerichteten Arm des Marmolata-gletschers zusammen. Beim zweiten Vorkommen erkennt man deutlich zwei hintereinanderliegende Moränenwälle. Der größere und besser erhaltene ist der südliche bei Punkt 1731. Unten an der Straße ist er sehr gut erhalten, die steile Süd- und flache Nordböschung geht auch schon aus der Karte hervor. Gegen O werden die Formen durch die Gehängeschuttverdeckung undeutlicher. Die Gerölle bestehen vorwiegend aus Marmolatakalk und Tuffgesteinen. Der nördliche Zug ist nicht so deutlich zu erkennen, immerhin tritt die Wallform noch recht gut hervor. Es hat den Anschein, als ob beide Bogen nicht ganz parallel verlaufen, der nördlichere scheint seine Stirnseite mehr gegen O zu richten. Auch diese beiden Endmoränenzüge gehören dem vom Fedajapaß herabkommenden Arm des Marmolatagletschers an und entsprechen wohl dem Gschnitzstadium.

Mächtiger Moränenschutt findet sich auch in der Südwestecke des Gebietes, wengleich Endmoränen hier nicht festgestellt werden konnten. Bemerkenswert ist das häufige Auftreten von Geröllen aus Quarzporphyr und Grödener Sandstein im Moränenschutt zwischen Caviola und der Forcella di Lagarzon. Sie weisen auf einen von W herübergekommenen Gletscherarm hin, der offenbar zeitweise die Forcella di Lagarzon überschritten hat. Jedenfalls sah ich hier und etwas östlich noch Gerölle von Grödener Sandstein und Quarzporphyr. Der Moränenschutt von Vallada besteht ausschließlich aus Gesteinen der Pezzakette und dürfte hier seinen

Ursprung finden. Das Vorkommen zwischen Pianezza und Canacede ist nur ein relativ dünner Moränenschleier auf Werfener Schichten. Es finden sich hier vorwiegend kleine Dolomit- und Kalkgerölle in ziemlich sandiger Grundmasse.

Im südöstlichen Gebietsteil endlich treten mächtige diluviale Schuttmassen zwischen Alleghe und der Forcella d'Alleghe und an der Basis der Westwände des Civettamassivs auf. Die letzteren Vorkommen sind wohl als Bergsturzmoränen aufzufassen und treten in Wällen parallel zur Civettakette auf. Sie bestehen ausschließlich aus z. T. sehr großen, kaum gerundeten Blöcken aus Dachsteindolomit und Kalk und feinerem Schutt. Von den jungen Gehängeschuttbildungen heben sich die älteren, bewachsenen Wälle recht gut ab.

Auch im Diluvium östlich Alleghe läßt sich eine typische Endmoränenform nirgends wahrnehmen. Die vorwiegend aus mittelgroßen, gut gerundeten Geröllen bestehenden Schuttmassen sind teilweise schon ausgewaschen und umgelagert. Bemerkenswert ist die starke Beteiligung von gut gerundeten Schlerndolomitgeröllen im Moränenschutt.

Alluvium.

Gehängeschutt verdeckt große Teile des anstehenden Gesteins. Auf der Karte wurde er nur dort ausgeschieden, wo er entweder sehr mächtig ist oder über die Natur des darunter anstehenden Gesteins Zweifel bestanden. Zur Bildung mächtiger Schutthalden neigen besonders die Wände des Dachsteindolomits, Schlerndolomits und der Tuffgruppe. Im übrigen sind die Hänge und höheren Lagen wenig schuttbedeckt, der Schutt sammelt sich in den Taltiefen und erreicht hier z. T. bedeutende Mächtigkeiten (Cordevoletal, zwischen Alleghe und Avoscan, Vallada). Murbildung ist selten und immer nur geringfügig. (Col di Frena-O.) Viele der größeren Schuttbildungen sind relativ alt und heute schon wieder gut bewachsen.

Bergstürze unterscheiden sich vom Gehängeschutt eigentlich nur durch die Art ihres Auftretens. Der bekannteste Bergsturz ist der des Monte Forca, der am 29. Jänner 1771 abging und drei Ortschaften unter sich begrub. Er war auch Veranlassung zur Aufstauung des Lago d' Alleghe, der sich damals bis gegen Caprile erstreckte. Der Cordevole hat den Staudamm dann nach und nach durchgenagt und den See auf seine heutige Größe reduziert. Durch Verbauung seines Südendes ist dem weiteren Durchnagen Einhalt geboten, doch wird der See von N her allmählich durch den Schutt des Cordevole zugeschüttet. Der Bergsturz ist offenbar auf von Wasser durchweichten Werfener Schichten, die hier in der Richtung des Geländes einfallen, abgegangen. Noch heute brechen kleinere Partien von Muschelkalk und Mendoladolomit oben ab. Auch der Bergsturz von Col im Fiorentinatal hat offenbar ehemals den Bach bis gegen Sottoguda zu einem kleinen langgestreckten See aufgestaut. Jedenfalls läßt der ebene Talgrund oberhalb Col darauf schließen. Weitere größere Bergstürze liegen südlich des Monte Fernazza, nördlich des Monte Coldai, südlich der Cime di Pezza.

Junge Talschotter finden sich überall in Begleitung größerer Wasserläufe an Stellen geringen Gefälles, besonders zwischen Caprile und Alleghe und zwischen Col und Sottoguda.

Gehängebreccie wurde an drei Stellen des Gebietes beobachtet. Eine Stelle liegt an der Straße Caprile—Alleghe zwischen *km* 21 und 22. Es ist eine Breccie von Tuff, Werfener Schichten und Mendoladolomit, die durch außerordentlich festen, braunen Kalzitsinter verkittet wird. In zwei Stollen wird das Material hier gebrochen. Das zweite Vorkommen findet sich an der Straße Masaré—Avoscan, etwas oberhalb Sala. Mendoladolomit bildet den Hauptschuttlieferanten, das Bindemittel ist kalkig. Das dritte Vorkommen bei Mas an der Straße Cencenighe—Forno di Canale besteht vorwiegend aus Werfener Brocken, die durch kalkigen Zement zusammengehalten werden. Ein kleines, auf der Karte nicht verzeichnetes Vorkommen liegt im unteren Ru delle Donne.

Zur Kenntnis der Fazies und Faziesverteilung in der Triaszeit.

Wenn im folgenden versucht wird, ein Bild der Faziesverteilung unseres Gebietes zur Triaszeit zu geben, werden die Schwierigkeiten, die sich dem entgegenstellen, keineswegs unterschätzt. Es mag verfehlt erscheinen, nur aus der eingehenderen Kenntnis eines immerhin kleinen Gebietes heraus Schlüsse zu ziehen, die eigentlich regionalen Untersuchungen zukommen. Es drängten sich jedoch bei der Kartierung eine Reihe von Fragen auf, die nur im Zusammenhang verständlich werden und bei der reinen Schichtenbeschreibung schlecht Platz finden. Sie sollen hier behandelt werden. Vieles wird vielleicht bei weiteren Untersuchungen eine andere Deutung bekommen, und wenn diese Zeilen Anregung zu solchen Untersuchungen werden, ist ihr Zweck schon erfüllt. Erst durch Aufdeckung der Entstehung der Gesteine und ihrer Beziehung zueinander bekommt ja das Bild, das uns die Stratigraphie zeichnet, Leben.

Wir haben gesehen, daß zur Oberpermzeit ein flaches Meer unser Gebiet bedeckte. Dabei bestanden offenbar im N ruhigere Sedimentationsbedingungen. Wenig verändert setzen sich die Sedimentationsbedingungen nun in der unteren Trias fort. Auch das Werfener Meer ist ein Flachwassermeer gewesen. Während der älteren Werfener Zeit herrschten noch ganz ähnliche Bedingungen wie zur Oberpermzeit (noch viel kalkige Ablagerungen, besonders im N). Erst in der jüngeren Werfener Zeit, etwa mit Beginn der Campiler Serie, tritt eine gewisse Änderung ein. Feines terrigenes Material, Sand und Glimmer, treten hervor, und zugleich überwiegt Rotfärbung der Schichten. Wellenfurchen sind nun nicht selten. Wir dürfen auf eine Verflachung des Meeres (Wellenfurchen) und zugleich eine Veränderung auf dem angrenzenden Festland (Zufuhr von Sand und Glimmer, Rotfärbung) schließen. Die Ursache in diesen Veränderungen ist wohl in klimatischen Einflüssen zu suchen.

Den Übergang zur anisischen Stufe vermittelt das Richthofensche Konglomerat. Es wird in allen Arbeiten als Transgressionsbildung aufgefaßt und soll nach Ogilvie-Gordon (43) in einem Flachmeer längs der Küste eines frischgehobenen Landes abgelagert sein, das aus jüngsten Schichten bestand. Ich habe nirgends im Gebiete

eine Diskordanz zwischen Werfener Schichten und Muschelkalk beobachtet — auch aus Ogilvie-Gordons Profilen geht eine solche nirgends hervor —, so daß man sich die Transgression als auf ein langsam und gleichmäßig sinkendes Gebiet erfolgt vorstellen muß. Woher dann aber die zahlreichen Kalkgerölle, die sehr gut Gesteinen der Seiser Schichten entsprechen, kommen, scheint mir nicht hinreichend geklärt. Wenn tatsächlich die eben abgelagerten Werfener Schichten gehoben würden, so würden doch offenbar nur ihre oberste Gruppe von der kurzfristigen Erosionsperiode erfaßt oder wir müßten tektonische Bewegungen auf dem jungen Lande annehmen, die ältere Gesteine bloßlegten. Dafür haben wir aber nirgends Anhaltspunkte. Auch scheint mir die regional doch weite Verbreitung des Richthofenschen Konglomerates in Verbindung mit seiner lithologischen Zusammensetzung gegen ein Küstenkonglomerat zu sprechen. Hoffen wir, daß neue Forschungen hier klärende Resultate geben.

Die weitere Entwicklung des Muschelkalks ist eine kalkig-mergelige; gelegentlich auftretende sandige Lagen mit Landpflanzenresten lassen auch wieder den Flachwassercharakter erkennen. Im N sind die Kalke wiederum mächtiger.

In einförmiger Ausbildung folgt nun die Schichtenplatte des Mendoladolomits. Auch seine Entstehung ist noch nicht hinreichend geklärt, nur die primäre Natur des Dolomits steht wohl außer Zweifel. Ist er aber eine rein organogene Bildung oder auch chemischer Niederschlag einer Seichtsee, wie es z. B. Arn. Heim für Rötidolomit annimmt?

Zur oberen anisischen Zeit wird im ganzen Gebiet die dolomitische durch eine Schlammfazies abgelöst, die dann in der ladinischen Zeit zunächst noch anhält. Es kommt zur Ausbildung bituminöser Plattenkalke.

Waren bisher die Sedimentationsbedingungen für das ganze Gebiet ziemlich einheitlich, so ändert sich das in der ladinischen Stufe. Wir sind nun auch dank einer umfaßenden Literatur weitaus besser über Einzelheiten orientiert. Es würde zu weit führen, die Namen aller, die sich um die Erforschung der Faziesverhältnisse verdient gemacht haben, aus älterer Zeit seien hier nur Mojsisovics und Salomon, aus neuester Zeit Ogilvie-Gordon und Cornelius-Furlani erwähnt, zu nennen. Letztere (16) haben für das benachbarte Marmolatagebiet eine gute Übersicht gegeben, die auch für unser Gebiet wichtig ist und im folgenden oft zitiert werden wird.

Im weitaus größten Teil des kartierten Gebietes findet die Schlammfazies der oberen anisischen Stufe auch in der unteren ladinischen Stufe ihre Fortsetzung als Buchensteiner Schichten. Lithogenetische Untersuchungen der Buchensteiner Knollenkalke sind im Gange und ihr Ergebnis bleibt abzuwarten. Wir werden jedoch nicht fehlgehen, wenn wir auch in den Buchensteiner Schichten Absätze eines relativ flachen Meeres sehen. Parallel mit dieser schlammigen Fazies, die wir als die normale bezeichnen wollen, geht stellenweise schon vom Mendoladolomit an eine kalkige, untergeordnet auch dolomitische Fazies. Sie ist in unserem Gebiet nur an der Südseite der Cime-di-Pezza—Piz-Zorlet-Gruppe und wahrscheinlich auch nördlich Col entwickelt. An der ersten

Stelle läßt sich deutlich beobachten, daß der Marmolatakalk über knollige Dolomite, z. T. noch mit *Pietra verde*, seitlich aus den Buchensteiner Schichten hervorgeht. Der Marmolatakalk ist hier also Äquivalent der Buchensteiner Schichten. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen Cornelius-Furlani (16. 5. 26) für Teile des Marmolatagebietes. An anderen Stellen (Vallier) liegt jedoch der Marmolatakalk den typischen Buchensteiner Knollenkalken auf. Auch dieses Lagerungsverhältnis treffen wir in der Marmolatagruppe wieder. Es entzieht sich meiner Kenntnis, ob in den liegenden Schichten die ganze Buchensteiner Serie vertreten ist oder etwa nur Teile derselben, ob also der Marmolatakalk hier jünger ist als die Buchensteiner Serie — das ist sicher am Col di Roccia der Fall — oder ob er in seinen tieferen Lagen noch den Buchensteiner Schichten entspricht. Auf jeden Fall beginnt also die Kalkfazies des Marmolatakalks wenigstens teilweise schon zur Buchensteiner Zeit.

Zur jüngeren Buchensteiner Zeit tritt nun eine neue, die vulkanische Fazies, hinzu, die in unserem Gebiet herrschend wird. Ihre Vorläufer finden wir schon in den *Pietra-verde*-Lagen der Buchensteiner Serie. Das Buchensteiner Alter der tieferen Tuffe wird bewiesen durch die Einlagerungen von Buchensteiner Schichten in ihnen. Es besteht durchaus kein Zweifel, daß diese Einlagerungen normal-stratigraphisch sind. Wenn hie und da tektonische Verknüpfung an ihrer Basis zu beobachten ist, so handelt es sich nur um zufälliges Durchstreichen einer Störungsfläche an dieser Stelle.

Die Kalkeinlagerungen keilen in den Tuffen aus. Oft finden wir ihr Ende und auch die in ihrer Fortsetzung gelegenen Kalklinsen in einzelne Trümmer zerbrochen, die mit Tuff verkittet sind. Sie bekommen dann fast das Aussehen von Buchensteiner Agglomeraten. Ich möchte das durch Abbröckeln des bereits gebildeten Kalks erklären, wie es auch Ogilvie-Gordon (43. 5. 162) für den Cipitkalk annimmt. Das Abbrechen ist vielleicht zurückzuführen auf seismische Bodenunruhen in Verbindung mit den Eruptionen. Die Erschütterung des Bodens bewirkte ein Zerbrechen der schwächeren Stellen der Kalkzunge, während die plastischen Tufflagen sich leicht anpassen konnten. Nach Bildungen in der Brandungszone (Ogilvie-Gordon a. a. O.) sehen diese Vorkommen nicht recht aus, obwohl die gerundeten Kalkstücke dafür sprechen könnten. Es fehlt jedoch eine in der Brandungszone doch immer auftretende intensive Zertrümmerung und Rollung, und gerade die kleineren Stücke sind oft eckig.

Echte Agglomeratlagen kommen nur im NW des Gebietes vor. Sie sind hier konkordant den Tuffen eingelagert. Wenn wir also nach Cornelius-Furlani (16) die Agglomerate als Explosivtuffe auffassen, so handelt es sich um ein der Eruptionsstelle ferner liegendes Vorkommen des Gestein hat bereits einen Transport durchgemacht.

Die Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine umfaßt, wie wir gesehen haben, auch noch die Wengener Zeit. Wie sind nun ihre Beziehungen zum Marmolatakalk? Mit Ausnahme einer einzigen Stelle wird überall der Marmolatakalk in unserem Gebiet von Tuffsandsteinen überlagert. Nun läßt sich aber sehr gut beobachten, besonders südlich des Fioren-

tinatales, daß entsprechend der Mächtigkeitzunahme des Marmolatakalks die Mächtigkeit der Tuffe abnimmt. Eine Verzahnung der Tuffe mit dem Marmolatakalk ist nirgends mit Sicherheit nachweisbar, in Frage kommt nur die Stelle südlich Le Mandre. Doch ist hier der Kalkzug, der wohl einen Ausläufer des Marmolatakalks darstellt, im W durch eine Störung von zusammenhängendem Marmolatakalk abgetrennt, so daß die Stelle nicht unbedingt beweisend ist. Auch Cornelius-Furlani (16) konnten mit einer Ausnahme am Monte Fop nirgends Verzahnung zwischen Marmolatakalk und Tuff feststellen, u. zw. auch hier an der Basis des ersteren.

An einer oder richtiger zwei Stellen, an der Buca della Fontane und am Lago Franzei, die aber ursprünglich sicher zusammengehörten, ist nun der Marmolatakalk direkt von Tuffkonglomerat überlagert. Auch im eigentlichen Marmolatabereich scheint Tuffkonglomerat das Hangende des Marmolatakalks zu bilden, und die Sandsteingruppe zu fehlen (Cornelius-Furlani). Wir haben die Tuffkonglomeratgruppe als Bildung Cassianer Alters kennengelernt.

Der Marmolatakalk wird also z. T. von Schichten Wengener Alters, z. T. von solchen Cassianer Alters überlagert. Für die Altersfeststellung des Marmolatakalks ergeben sich also folgende zwei Möglichkeiten:

1. Der gesamte Marmolatakalk ist älter als der ihn umhüllende Mantel tuffiger Sedimente, d. h. also, er ist im wesentlichen Buchensteiner Alters.

Dafür spricht das Fehlen der Verzahnung mit dem Tuff mit Ausnahme der basalen Lagen. Die ganze riesige Marmolatomasse müßte also schon vor ihrer Bedeckung im wesentlichen in ihrer heutigen Form und Mächtigkeit als Linse (Cornelius-Furlani) entstanden sein. Diese Auffassung würde sich mit der Kittls eng berühren. Dagegen spricht einmal der nicht unbeträchtliche Anteil Wengener und Cassianer Elemente in der Fauna des Marmolatakalks (Salomon) und weiter die Schwierigkeit für die Erklärung der Form und Mächtigkeit der Kalkmasse. Die Mächtigkeit allein wäre noch verständlich (vgl. Langkofel, zirka 600 m Schlerndolomit zwischen Raibler und oberen Cassianer Schichten! Ogilvie-Gordon, 43), doch macht die Form, die beträchtliche defensive Faziesböschung — bis zirka 38°! (Cornelius-Furlani, 16) — Schwierigkeiten. Sie werden noch vermehrt durch die Beobachtung, daß nach dem Abswellen der Marmolatakalk ziemlich gleichmäßig und plattenförmig sich gegen O fortsetzt. Welche Lebensbedingungen haben das rasche Anschwellen hervorgerufen? Allerdings muß betont werden, daß solche steile Faziesböschungen auch anderweitig bestehen, beispielsweise am Sasso Bianco, wo der Cipitkalk einen Böschungswinkel von zirka 30° erreicht. Wir dürfen darum wohl dem letzten Einwand nicht zuviel Gewicht beilegen.

2. Der Marmolatakalk ist, wenigstens teilweise, gleich alt wie die ihn umhüllenden Tuffsedimente, umfaßt also mindestens Buchensteiner und Wengener Äquivalente.

Dafür spricht die Fauna (nach Salomon). Auch die große Mächtigkeit usw. würde eher eine Erklärung finden. Dagegen ist das Fehlen

jeglicher Verzahnung mit jüngeren Tuffsedimenten anzuführen. Was die stratigraphische Stellung auf Grund der paläontologischen Funde anbelangt, so ist auffallend, daß Kittl und Salomon mit dem gleichen Material zu so verschiedenen Schlüssen kommen. (Vgl. Salomon, 48.) Es erhebt sich da die Frage: Wieweit ist der Fossilinhalt zweier so verschiedener Faziesgebiete wie z. B. Marmolatakalk und Cassianer Schichten überhaupt beweisend für die Altersstellung? Ist hier nicht eher den geologischen Beobachtungen der Vorrang zu geben? Als Gegenargument ist auch noch die Feststellung von Cornelius-Furlani (16 p. 26) zu werten, daß Explosivtuffe tiefladinischen Alters den Marmolatakalk überlagern. (Am Piz Guda habe ich sie allerdings nicht beobachtet.)

Wir sehen aus allem, daß die Altersfrage des Marmolatakalks noch nicht einwandfrei geklärt ist. Die Beobachtungen im Felde legen den Schluß nahe, daß der Marmolatakalk eng mit den Buchensteiner Schichten verknüpft ist. Jedoch einen einwandfreien Beweis für diese Meinung kann man nicht gewinnen. Wir kommen zu ähnlichen Ergebnissen wie Cornelius-Furlani und müssen die endgültige Klärung der Frage der Zukunft überlassen.

In der Folgezeit haben wir in unserem Gebiet vorwiegend mit der Tuff- und Kalkfazies zu tun. Die Normalfazies (Wengener Lommelschiefer und Cassianer Mergel) ist nicht entwickelt bzw. tritt stark zurück.

Wir haben gesehen, daß im SO des Gebietes, am Monte Alto-di-Pelsa-Zug, die Kalkfazies bereits über den Buchensteiner Schichten beginnt, und ohne Unterbrechung als Schlerndolomit oder Kalk bis zur Basis der Raibler Schichten anhält. Hier fehlt die Tufffazies völlig. Die Alto-di-Pelsa-Gruppe liegt, wie später gezeigt werden wird, als Schubmasse, die aus südlicher Richtung gekommen ist, dem basalen Gebirge auf. Im S muß also eine tufffreie Zone mit rein kalkiger bzw. dolomitischer Sedimentation bestanden haben. Kalk- und Dolomitfazies gehen hier allmählich seitlich ineinander über, wobei die Kalkfazies die besser geschichtete und fossilreichere ist. Im Aussehen unterscheiden sich die Kalke von Marmolatakalk nur durch die gelegentlich auftretenden bunten Lagen. Sonst sind beide nicht zu unterscheiden und ja auch z. T. gleichzeitig entstanden. Der Marmolatakalk ist nichts anderes als der tiefere Teil der hier als kalkige Fazies des Schlerndolomits bezeichneten Gruppe. Trotzdem wird es sich aus Zweckmäßigkeitsgründen empfehlen, einstweilen die Trennung, dem Namen nach wenigstens, aufrechtzuerhalten, bis spätere zusammenfassende Untersuchungen mit den allzuvielen Namen für im Grunde gleiche Sachen aufräumen. Bezüglich der Entstehung der Kalk- und Dolomitmassen herrscht jetzt wohl allgemeine Übereinstimmung. Es sind Kolonien von Kalkalgen, untergeordnet auch Korallen und anderen Riffbewohnern in einem relativ flachen Meere. Bemerkenswert ist, daß die Korallen innerhalb der Kalkfazies immer größere, zusammenhängende Stöcke bilden, sonst aber fast völlig fehlen.

Im übrigen Gebiet herrscht nun während der übrigen Triaszeit die Tufffazies. Während der Wengener Zeit, in der die Tuffe und Tuffsandsteine im wesentlichen sedimentiert wurden, ist oft ein deutlicher

Rhythmus in der Ablagerung zu beobachten. Es wechsellagern feste Tufflagen mit dünnen mergeligen Zwischenlagen. Die Dicke der Schichten, sowohl der Tuffbänke als auch der Mergelzwischenlagen ist keine gleichmäßige, doch hält sich die Schwankung in verhältnismäßig engen Grenzen. Die Eruptivdurchbrüche der oberen Buchensteiner und Wengener Zeit haben in unserem Gebiet keine große Bedeutung, es kommt nur zur Ausbildung von Lagergängen. Anzeichen für Störung der durchbrochenen Schichten wurden nicht beobachtet. Als Tufflieferanten kommen diese Durchbrüche kaum in Betracht; außerhalb unseres Gebietes gelegene größere Eruptionsherde, die wir wohl im W zu suchen haben, sind als Hauptlieferanten für die Tuffsedimente anzusprechen. Gegen Ende der Wengener Zeit hat offenbar die vulkanische Tätigkeit hier etwas nachgelassen, und mergelige Ablagerungen treten mehr hervor.

Allmählich, zuerst mit feineren, dann größeren Konglomeraten, entwickelt sich nun die jüngste Gruppe der Tuffkonglomerate Cassianer Alters. Cornelius-Furlani (16) haben überzeugend klargelegt, daß die Eruptionen nicht rein submarin verlaufen seien, sie sich vielmehr, wenigstens z. T., über den Meeresspiegel erhoben hätten und als Lieferant für die Gerölle der Tuffkonglomerate in Frage kommen. Wie für die Tuffe, gilt auch in noch verstärktem Maße für die Tuffkonglomerate die fremde Herkunft des Materials, und zwar von W. Neben Wahrscheinlichkeitsgründen kann als Beweis dafür namhaft gemacht werden das Abnehmen der Größe der Gerölle gegen O.

Aus den Ausführungen Ogilvie-Gordons (43) geht hervor, daß die Haupteruptionen im Fassagebiet in die Buchensteiner und Wengener Zeit fallen. Nun sind auffallenderweise in unseren Buchensteiner und Wengener Äquivalenten nirgends Konglomerate in größerem Maße festzustellen, erst zur Cassianer, vielleicht erst oberen Cassianer Zeit beginnt die mächtige Konglomeratbildung. Auch in den benachbarten Gebieten nehmen die Konglomerate immer die höheren Lagen der ganzen Tuffsedimentfolge ein. Das legt die Vermutung nahe, daß erst um die Wengener-Cassianer Zeitwende die Eruptivgebiete im W über den Meeresspiegel gehoben wurden. Krustenbewegungen in älterer Zeit hat Ogilvie-Gordon a. a. O. nachgewiesen, doch glaube ich, daß ihr Ausmaß und auch die vulkanische Aufschüttung nicht so beträchtlich waren, daß die Eruptionsgebiete für längere Zeit beträchtlich über den Meeresspiegel zu liegen kamen und die Gesteine abgetragen werden konnten. Sonst wäre das Fehlen von Konglomeraten in den tieferen Tuffhorizonten schwer verständlich. Mit Strömungen allein kommt man da meines Erachtens nicht aus. Erst später kamen die Eruptivgebiete über den Meeresspiegel, fielen der Abtragung anheim und lieferten das Material für die Tuffkonglomerate. Diese Auffassung deckt sich im wesentlichen mit der von Cornelius-Furlani (16) ausgesprochenen. Die Eruptionen können wohl, wenigstens z. T., submarin verlaufen sein, die Erhebung der Eruptionsgebiete ist jedoch später erfolgt.

Parallel mit der aktiven Bewegung der Eruptionsgebiete geht eine passive der umgebenden Teile. Hier sinkt der Meeresboden allmählich und es werden die mächtigen Tuffe aufgeschüttet. Ich sehe jedenfalls

keinen Grund, die Gebiete der Tuffsedimentation als tieferes Meer aufzufassen. Sie waren Flachmeergebiete, wie das ganze Gebiet überhaupt, und erst der langsam sinkende Meeresboden gab Raum für die Tuffbildungen.

Die Tuffkonglomerate sind mit Cassianer Schichten und Cipitkalk verzahnt. Im NO fehlen sie ganz und werden durch Cassianer Schichten ersetzt. Das Gebiet ist wiederum ortsfremd, als Schubmasse von N gekommen und hier zur selben Zeit mit Cassianer Schichten sedimentiert. Die Verbreitungsgrenze der Tuffkonglomerate liegt bei Caprile, hier ist die Verzahnung mit Cassianer Schichten zu beobachten. Auf die verschiedenen Fragen, die uns die Einlagerungen von Cipitkalken stellen, haben Cornelius-Furlani (16, S. 30) hingewiesen. Daß wir uns die Kalke als bodenständig, nicht ortsfremd vorzustellen haben, dürfte wohl außer Zweifel stehen. Bezüglich der Konglomeratstruktur möchte ich bemerken, daß ich sie stets nur bei kleinen Vorkommen oder an der Basis der mächtigeren beobachtete (z. B. Sasso Bianco, Costa del Conte); die höheren Lagen sind dann entweder massige (Sasso Bianco) oder geschichtete (Costa del Conte z. T.) Kalke. Der Fossilinhalt dieser Lagen besteht aus Korallen, Bryozoen und Echinodermen und ist, abweichend von den massigen Kalken, sehr reichhaltig. Ich glaube daher, daß es sich bei den Cipitkalken um primäre zoogene Kalke handelt. Die Fauna stand unter unruhigen Lebensbedingungen. Sie bildete einzelne, oftmals nur lose zusammenhängende Kolonien (größere Blöcke zeigen oft eine bemerkenswerte Anreicherung von Korallen und Bryozoen, während man in kleinen und in den Kalkbänken oftmals nur Echinodermenreste findet!). Das Wasser führte Verunreinigungen von Schlamm und feinem Tuff, und zwar in verschiedenen Zeitabschnitten verschieden viel. In Zeiten geringer Verschlammung des Wassers reichte diese nicht aus, um alle Organismen zum Absterben zu bringen, der Schlamm sammelte sich zwischen den einzelnen Kolonien an. Bei starker Verunreinigung des Wassers wurde die ganze Kolonie abgetötet und eingedeckt. Auf ihr konnte sich dann eine zweite entwickeln. Nur dort, wo die „corallophile“ Fauna sich erhalten konnte und die Verunreinigungen nachließen, entwickelten sich reine massige Kalke, denen die Blockstruktur dann fehlt. Sie konnten rasch zu bedeutender Mächtigkeit anwachsen, wie am Sasso Bianco. Man kann die Kalke hier mit vollem Recht als kalkige Fazies des Schlerndolomites ansprechen, wie ja auch der Name „Cipitkalk“ nichts Altersverschiedenes bezeichnet.

Gegen Ende der Triaszeit werden die Sedimentationsbedingungen ruhiger. Tuff und terrigenes Material sind zwar zur Raibler Zeit noch weit verbreitet, aber mit Beginn der norischen Stufe erlischt die vulkanische Tätigkeit, Dachsteindolomit und — Kalk erlangen weite Verbreitung und offenbar vertieft sich jetzt das Dolomitenbecken. Aus allem ergibt sich also, daß wir der Meinung Salomons und anderer voll beistimmen können. Für den Fazieswechsel in der ladinischen und karnischen Stufe ist in erster Linie die vulkanische Tätigkeit verantwortlich zu machen. „Hätte es zur ladinischen Zeit keine vulkanische Tätigkeit gegeben, so gäbe es auch keine Dolomitriffe“ (Cornelius-Furlani).

Tektonischer Teil.

Kurze Übersicht über den Aufbau des Gebietes.

Wie ein Blick auf die Übersichtsskizze zeigt, besteht unser Gebiet aus drei verschiedenen tektonischen Einheiten. Der größte Teil des Gebietes wird vom basalen Gebirge eingenommen. Hier herrscht grundsätzlich W-O-Streichen bei ruhigem, gewöhnlich flachem Faltenbau. Eine gewisse Komplikation wird nur durch eine Quetsch- bzw. Störungszone in der Mitte des Gebietes hervorgerufen. In fazieller Hinsicht ist dies Gebiet charakterisiert durch das Auftreten von Tuffkonglomeraten in den Schichten Cassianer Alters. Im Nordostteil des Gebietes ist diesem basalen Gebirge eine Masse aufgeschoben, die ihre Heimat weiter im N hat. Nach dem im kartierten Gebiete höchsten Gipfel sei sie Monte-Poré-Schubmasse genannt. Das Streichen ist vorherrschend SO—NW, Faltung tritt gegenüber flachem Schichtefallen zurück. Eine kleine Sekundärüberschiebung tritt in gleicher Richtung wie der Hauptschub auf. Faziell ist von Bedeutung das Fehlen von Tuffkonglomeraten, an deren Stelle Cassianer Schichten bzw. Tuffe treten. Mitteltriassische Tuffe sind, wie im basalen Gebiet, herrschend, Kalk tritt stark zurück.

Der Südostteil des Gebietes wird von einer anderen, aus SO kommenden Schubmasse eingenommen, die als Civetta-Schubmasse bezeichnet sei. Flache Schichtenlagerung ist allein herrschend, nur die leicht faltbaren Schichtgruppen, wie Buchensteiner Schichten, zeigen gelegentlich Kleinfältelung. Das Streichen SSW—NNO. In diesem Gebiet fehlen Tuffbildungen völlig; von den Buchensteinern bis zu den Raibler Schichten finden wir eine ununterbrochene Kalk- bzw. Dolomitfazies. Nur in diesem Gebiet ist die obere Trias, Raibler Schichten und Dachsteindolomit, vertreten; auch Lias findet sich noch.

Nach diesen drei deutlichen tektonischen Großformen wollen wir den Aufbau des Gebietes näher kennenlernen.

A. Das basale Gebirge.

Es umfaßt im wesentlichen das Gebiet westlich des Cordevole. Zwischen Caprile und Cencenighe greift es auf sein östliches Ufer über und erstreckt sich in der Gegend von Alleghe zungenförmig nach O. Zwischen Digonera und Caprile gehört ein Teil des westlichen Cordevoleufers der Monte-Poré-Schubmasse an. Durch die im südlichen Drittel des basalen Gebirges liegende Pezza-Quetschzone (a),¹⁾ bzw. Monte-Forca-Störungszone (b) wird das Gebiet in einen nördlichen und südlichen Abschnitt geteilt.

1. Der nördliche Abschnitt.

Im nördlichen Abschnitt herrscht flacher Sattel- und Muldenbau. Zwischen Vallazza und der Säge von Pian folgt der Cordevole einem aus Werfener Schichten gebildeten Sattel, dem Cordevolesattel (1).

¹⁾ Zu den für die tektonischen Einheiten gewählten Namen vergleiche man die Übersichtsskizze am Schluß des Abschnittes. Die Nummern bzw. Buchstaben hinter den Namen beziehen sich auf entsprechende der Tafel.

Er ist ein flacher oder wenig steiler Sattel, in dessen Kern bei Vallazza, außerhalb des kartierten Gebietes, noch Bellerophonkalk zum Vorschein kommt: Bei der Säge von Pian taucht der Sattel ziemlich steil unter, Muschelkalk, Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten ziehen rasch von den südlichen Hängen herab ins Flußbett. Quer zum Streichen ist der Cordevolesattel in sehr flache Falten gelegt, ein flacher Sattel dieser sekundären Faltung ist an den Hängen des Col Dadant, eine Mulde etwas oberhalb des Davedinotales erschlossen.

Am Eingang des Ornellatales biegen die ziemlich flach S fallenden Werfener Schichten ein Stück weit ins Tal hinein, dann folgt eine Strecke mit Schuttbedeckung, und erst oberhalb Ornella, etwa bei der Höhenkurve 1700 tritt wieder Anstehendes, u. zw. Buchensteiner Schichten, zutage. Sie streichen SW—NO und fallen steil nach N ein. Weiter aufwärts folgen Mendoladolomit, Muschelkalk und Werfener Schichten zunächst mit gleichem Fallen. Geht man jedoch noch weiter aufwärts, so wird das Einfallen immer geringer, bis endlich die Schichten eben liegen und der Mendoladolomit nun die Platte des Monte Alti d'Ornella bildet. Von hier läßt er sich am Osthang des Val Ornella weiter verfolgen, zunächst noch flach liegend, bis er plötzlich scharf umbiegt und mit Nordfallen gegen Col di Ornella ins Tal streicht. Sehr wahrscheinlich hängt er mit dem eben beschriebenen Mendoladolomitzug im Tal zusammen, wie ja auch die Karte erkennen läßt. Das obere Val Ornella bildet also einen kuppenförmigen Sattel, der mit dem Cordevolesattel zusammenhängt. Ich nenne ihn den Sattel von Ornella (3) (nicht zu verwechseln mit dem Sattel gleichen Namens bei Cornelius-Furlani [16], der weiter im W liegt!). Er ist wohl ein Teil eines dem Cordevolesattel parallel streichenden Sattelzuges (Belvederesattel bei Cornelius-Furlani [16]), der gleichfalls auch quer zum Streichen zusammengestaucht ist. Dadurch kommt die direkte Verbindung mit dem Cordevolesattel zustande und ebenfalls auch das scheinbar rechtwinklige Zusammenstoßen beider Sattelzüge. Weiter südöstlich taucht ein ähnlicher Sattelzug im Davodinotal auf. Oberhalb der Mündung des Ru da Ghe tauchen zirka 45° N fallende Buchensteiner Schichten auf, sie biegen westlich Davedino steil nach S wieder ab, die Umbiegung ist eben noch erschlossen. Auch dieser Sattel dürfte mit dem Belvederesattel (Cornelius-Furlani [16]) zusammenhängen, der nun endgültig untertaucht, denn weiter östlich ist nichts mehr von ihm zu erkennen. Zwischen diesen Sattelkuppen liegt eine flache, ganz im Tuff liegende Mulde, die Mulde von Ornella (2). (Gleichfalls nicht dieselbe gleichen Namens bei Cornelius-Furlani [16]!) Ihren Kern bildet der Oberlauf des Ru da Ghe.

Wir haben in diesem Abschnitt zwei SO—NW streichende Sättel (Cordevolesattel und Belvederesattel) vor uns, die später durch einen in der Richtung ihres Streichens wirkenden Druck quer zum alten Streichen zusammengestaucht wurden.

Weiter im S, in der Linie Monte Padon—Col Toront, sehen wir im allgemeinen flaches Südfallen der Tuffe und Tuffkonglomerate. In der Linie Crepe di Ross—Sass di Roi—Monte Migogn biegen letztere allmählich um und gehen in flaches Nordfallen über. Es ist dieselbe

Synklinale, die Cornelius-Furlani (16) an der Crepe di Ross beobachteten und nach W weiterverfolgen konnten. Sie sei darum auch hier als Fedajamulde bezeichnet. (Vgl. Prof. 1 und 2, Taf. 1.) In unserem Gebiet ist sie auf ihrer ganzen Erstreckung einheitlich und einfach gebaut und ziemlich ungestört. Im O verbreitert sich die Fedajamulde und spaltet sich in drei Lappen, die sich gegen den Col Toront, die Pian della Leda und den Monte Migogn erstrecken. Östlich der Pale di Ross wird die Mulde von einem dem Ru di Ross ungefähr parallel verlaufenden Bruch getroffen, der den östlichen Teil etwas zum Absinken gebracht hat. Es stoßen hier Tuffkonglomerate gegen Lava ab. Sonst ist am ganzen Ostrand der ungestörte Muldenschluß recht deutlich zu beobachten.

Südlich Sass di Roi—Monte Migogn herrscht zunächst noch flaches Nordfallen der Tuffkonglomerate. Die darunterliegenden Tuffe und der Marmolatakalk fallen allmählich steiler ein, bis in der Linie Piz Guda—Vallier wieder sattelförmiges Umbiegen zu beobachten ist. Wie Cornelius-Furlani (16) nachgewiesen haben, ist dieser Sattel als Ostausläufer des Marmolatasattels (5) aufzufassen und sei hier auch mit demselben Namen bezeichnet. (Vgl. Prof. 1 und 2, Taf. 1.) Die Verhältnisse am Piz Guda haben Cornelius-Furlani S. 57 bereits geschildert. Der hier in der Westwand des Piz Guda steckende Keil von Werfener Schichten bildet den Sattelkern, ist jedoch tektonisch stark verquetscht. Muschelkalk kann eventuell noch vorhanden gewesen sein, von Buchensteiner Schichten fand sich keine Spur. Auch der grobgebankte Marmolatakalk läßt hier recht gut steilen Sattelbau erkennen. Gehen wir etwas weiter nach O, so tritt der Sattelkern zwischen Vallier und Sottoguda wieder zutage. Hier ist jedoch die ganze Schichtenfolge von den Werfener Schichten bis zum Marmolatakalk vollständig entwickelt. Um Vallier erkennt man in den Bachrissen Buchensteiner Schichten, die entweder eben liegen oder einen ganz flachen Sattel bilden, der etwa O—W streicht. Weiter im W stehen die Schichten steiler, auch taucht nun darunter Mendoladolomit auf. Zugleich biegt das Streichen etwas nach SW um. Endlich tauchen am Fuße der Felswände nördlich Sottoguda steilgestellte und verquetschte Werfener Schichten auf. Die Aufschlüsse sind hier im steilen und dicht bewachsenen Gelände sehr schlecht, und es darf nicht verschwiegen werden, daß die Grenzführung hier auf wenige isolierte Aufschlüsse gegründet werden mußte. Unbedingte Genauigkeit kommt ihr darum nicht zu. Auch gelang es mir gleichfalls nicht, die Fortsetzung des Sattelkernes zum Piz Guda hin zu verfolgen. (Vgl. Cornelius-Furlani [16], S. 58.)

Weiter östlich im Gebiete des Bergsturzes von Col ist der Marmolatasattel entweder eingebrochen oder biegt plötzlich scharf in die Tiefe. Jedenfalls ist Anstehendes hier nicht festzustellen. Erst am Bachriß nördlich Col taucht der Marmolatasattel wieder auf und zieht nun südöstlich gegen Soraru im Pettorinatal. Östlich des erwähnten Bachrisses ist der Nordschenkel des Sattels mit N fallenden Schichten und mächtigem Richthofenschen Konglomerat gut erschlossen. (Vgl. Textskizze 4.)

Westlich des Baches sieht man deutlich, wie Muschelkalk und Marmolatakalk zum Südschenkel umbiegen und einen nach S etwas überkippten Sattel bilden. Nur an dieser einen Stelle ist der Südschenkel des Sattels erhalten, sonst ist er der Erosion anheimgefallen. Bei Soraru taucht der Marmolatasattel unter Tuffen unter. Möglicherweise ist als seine östliche Fortsetzung die Kalkbank zwischen Caprile und Caracoi Cimai anzusehen. Hier ziehen zwei Kalkstreifen von N nach Caracoi Cimai. Der östliche zeigt an der dem Cordevole zugekehrten Seite flaches Nordfallen; hier liegen auf Tuffen zunächst dunkler Kalk und Buchensteiner Knollenkalk, dann heller Marmolatakalk und wieder Tuff. Von einer Störung an der Basis ist mit Sicherheit nichts festzustellen. Je mehr sich nun der Zug dem zum Cordevole herunterziehenden Ru Barce nähert, desto steiler fallen die Schichten, bis endlich am Bach selber sie steil stehen. Hier sind sie sicher gestört, denn sie und auch die liegenden Tuffe tragen deutliche Anzeichen tektonischer

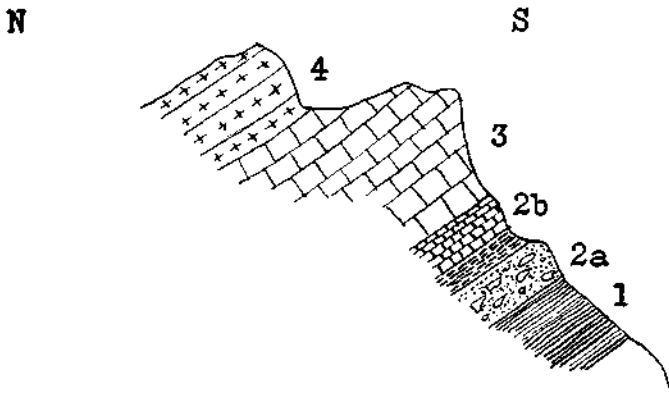


Fig. 4. Sattel westlich Rocca Pietore. Maßstab 1:2000.

1 = Werfener Schichten; 2a = Richtthofensches Konglomerat; 2b = mergelige und gebankte Kalke; 3 = Marmolatakalk; 4 = Tuffgruppe.

Beanspruchung. Die Störungsfläche fällt steil ein, so daß ihr Charakter nicht sicher ist. Der westliche Zug zeigt im allgemeinen mäßig steiles Ostfallen und läßt von tektonischer Beanspruchung nichts erkennen. Allerdings sind die Aufschlüsse hier recht schlecht. Wenn diese Stelle mit dem Marmolatasattel in Verbindung gebracht werden soll, so müßte der überkippte Sattel plötzlich in geringer Breite einen recht beträchtlichen Vorschub erfahren haben. Das ist wenig wahrscheinlich, und auch die Verbindung mit dem letzten sicheren Vorkommen ist nur schwer herzustellen. Leichter erklärlich scheint mir die Annahme, daß es sich um eine etwas gestörte Einlagerung von Buchensteiner Kalk und Marmolatakalk in den Tuffen handelt. Cornelius-Furlani (16, S. 59) geben an, daß nördlich des Piz Guda die Einlagerung von Marmolatakalk im Tuff überschoben sein soll, und nennen sie Forcaüberschiebung. Ich habe diese Überschiebung nicht bestätigen können, auch die auf dem Prof. 1, Taf. 1 bei Cornelius-Furlani eingezeichneten Explosivtuffe über der Kalkeinlagerung habe ich nicht beobachtet.

Der Marmolatasattel, der im Marmolatagebiet selber z. T. als Überschiebung auftritt, tritt als steiler Sattel in unser Gebiet ein. Im weiteren Verlauf wird er zunächst flacher, überkippt dann wieder nach S und taucht unter. Seine weitere Fortsetzung ist unsicher.

Westlich Sottoguda wird der Marmolatasattel im S von einer recht steilen Mulde begrenzt, die sich nach W weiter erstreckt und der Om-brettamulde (6) bei Cornelius-Furlani entspricht. Sie liegt in unserem Gebiet ausschließlich im Marmolatakalk und ist in der Sarai di Sottoguda gut zu beobachten. Bei Sottoguda klingt sie aus. Am Col di Lastei biegt ihr Südflügel zu einem kleinen Sattel um. (Von Buchensteiner Schichten, wie sie Cornelius-Furlani [16, S. 65] hier angeben, habe ich nichts gesehen.)

Am Col di Gai liegt in einer flachen, schüsselförmigen Einmündung noch Tuff und Tuffkonglomerat auf dem Marmolatakalk. Es ist ein von der Erosion verschonter Rest der ursprünglich das ganze Gebiet bedeckenden Tuffplatte. Am Nordende dieser Mulde (Vieimulde bei Cornelius-Furlani, 16) grenzt mit steiler Überschiebung der Marmolatakalk an die Tuffe. Eine weitere Verfolgung dieser Überschiebung (Vieiüberschiebung bei Cornelius-Furlani) im Marmolatakalk ist nicht möglich. Es handelt sich wohl um eine kleine Aufschuppung der Marmolatakalkmasse (vgl. Prof. 1, Taf. 1).

Die Störungszone von Rocca Pietore. Im Raum nördlich Rocca Pietore betreten wir ein Gebiet, das sich durch etwas intensivere Lagerungsstörung auszeichnet. Die von W herüberziehende flach nördlich fallende Tuffgruppe mit ihren Einschaltungen wird westlich von Costa durch einen NNW—SSO-streichenden Bruch abgeschnitten, an dem der östliche Teil abgesunken ist. Er läßt sich an einzelnen Aufschlüssen bis zur Pian della Leda verfolgen. Soweit die Beobachtungen Schlüsse gestatten, kann man auf steiles Einfallen der Bruchfläche schließen (vgl. Prof. 3, Taf. 1). Wo sie an Cassianer Schichten anstößt, sind diese in ihrer unmittelbaren Nähe stark verfaltet und gestört. Eine senkrecht zu dieser verlaufende mäßig steil nördlich fallende Störung verläuft unter dem Buchensteiner Band in den Tuffen. Der ersten parallel verläuft eine zweite Verwerfung im Val Roccia. Hier ist Lava gegen Cassianer Schichten verworfen. Auch diese Störung steht fast steil, und der östliche Teil ist an ihr abgesunken. An einer dritten N—S streichenden Verwerfung endlich stoßen nordwestlich Saviner Cassianer Schichten gegen die Tuffgruppe ab. Hier ist der westliche Teil der abgesunkene, die Cassianer Schichten zwischen den beiden letzterwähnten Störungen sind also am tiefsten eingebrochen. Diese auffallende Häufung von Störungen auf engem Raum — es sind noch eine ganze Anzahl kleinerer, die nicht kartiert wurden, zu beobachten — findet ihre Erklärung in der Überschiebung des Col di Roccia, der, wie wir sehen werden, nur ein Teil der Monte-Poré-Schubmasse ist. Diese Überschiebung ist unterhalb des von Ronc nach Saviner verlaufenden Weges recht gut aufgeschlossen (vgl. Textskizze 5).

Wir sehen hier die im Val di Roccia stark gefalteten Cassianer Schichten am Westhang des Tales allmählich in mittelsteiles Nordostfallen übergehen.

Im oberen Teil der Schichtengruppe tritt nun eine sehr intensive, im Profil nicht darstellbare Verfallung der weichen Mergel und Kalke ein. Sie sind regellos nach allen Richtungen hin verfalltet und verquetscht. Darüber folgt dann mit zunächst flacher, dann zirka $45-50^\circ$ NO einfallenden Störungsfläche der Mendoladolomit. Er ist stark tektonisch in Anspruch genommen und teilweise zu einer tektonischen Breccie zermalmt. Darüber liegt dann wenig gestörter Muschelkalk und wieder Mendoladolomit. Den basalen, verquetschten Mendoladolomit müssen wir als Schubfetzen auffassen, der beim Vorschub mitgerissen und zermalmt wurde. Der überschobene Mendoladolomit wird von einer unbedeutenden kleinen Querstörung getroffen, die sich in den basalen Cassianer Schichten nicht mehr verfolgen läßt. Der Druck der überschobenen Masse bewirkte ein Bersten und Absinken des überfahrenen Gebietes, und die überlasteten Teile brachen ein. Der ziemlich feste Tuff im O hat dem Druck eher

SSW

NNO

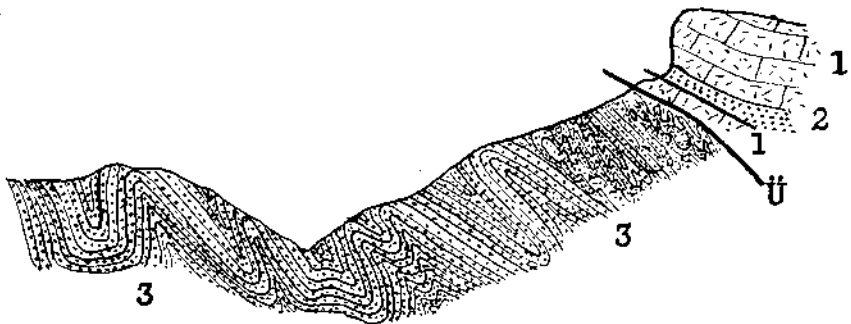


Fig. 5. Cassianer Schichten und Überschiebung südlich Col di Rocca. Maßstab 1:6250. 1 = Mendoladolomit; 2 = Muschelkalk; 3 = Cassianer Schichten; Ü = Überschiebung.

standhalten können, und so kommt es, daß die plastischen Cassianer Schichten besonders tief absanken. Ihre Kleinfältelung ist wohl zur Hauptsache auf die beim Einbruch auftretenden Spannungen zurückzuführen.

Das Gebiet zwischen dem Pettorinatal und der Pezza-Quetschzone, bzw. der Monte-Forca-Störungszone wird von einer flachen Mulde eingenommen. Nach dem etwa in ihrem Kern liegenden Sasso Bianco sei sie Sasso-Bianco-Mulde (7) genannt. Wir sehen sie am Westrand des Gebietes am Lago Franzei entstehen. (Vgl. Prof. 1, Taf. 1.) Östlich des Sees liegen auf vorwiegend dolomitischem Marmolatakalk Tuffkonglomerate ohne dazwischenliegende Tuffe. Sie bilden eine kleine, sehr flache Mulde, ebenso wie der liegende Marmolatakalk. Von SW her ist ihr an einer zirka $40-45^\circ$ SW fallenden Störungsfläche die Marmolatakalkmasse des Monte Alto aufgeschoben. Diese Überschiebung (Franzeiüberschiebung bei Cornelius-Furlani, 16, S. 67) läßt sich noch etwas gegen N verfolgen, ist aber dann nicht mehr

festzustellen. Buchensteiner Schichten und Mendoladolomit, die nach Cornelius-Furlani hier aufgeschlossen sein sollen, habe ich nicht feststellen können.

Weiter verläuft die Sasso-Bianco-Mulde über die fast ebenen Marmolatakalkschichten nördlich der Crepe Rossa und tritt an der Buca della Fontane wieder in voller Deutlichkeit als flache Mulde hervor. Von hier bis östlich des Sasso Bianco zieht sie sich gleichmäßig und einförmig als weitgespannte Mulde hin, die in sich kaum gestört ist (vgl. Prof. 2, Taf. 1). Zeigten die bisher besprochenen Sattel- und Muldenzüge NW-SO- bis W-O-Streichen, so finden wir jetzt WSW-ONO-Streichen, das von nun an im südlichen Teil des basalen Gebirges herrschend wird. Der Nordflügel der Mulde ist überall vollständig erhalten, ihr Südflügel wird durch die Pezza-Quetschzone bzw. Monte-Forca-Störungszone abgeschnitten.

Östlich des Sasso Bianco spaltet sich die bisher einheitliche Mulde in zwei Äste, der nördliche behält das alte Streichen bei und endet östlich des Col Toront. Der südliche hingegen biegt in OSO-Streichen um, wird steiler zusammengefaltet und streicht über Bramezza als Alleghemulde (8) zum Lago d'Alleghe. Sie enthält zwischen Bramezza und Saviner noch Cassianer Schichten im Kern. Östlich des Sees geht das bis dahin steile, teils senkrechte Einfallen plötzlich in flaches über, und die Mulde verbreitert sich rasch. Sie streicht nun ziemlich O—W zur Forcella d'Alleghe. Gut erhalten ist nur ihr Nordflügel, der Südflügel ist entweder unter Schutt oder der überschobenen Civettamasse begraben. In vollständiger Schichtenentwicklung finden wir den Nordflügel an der Straße Le Grazie—Alleghe. Wir sehen hier die ununterbrochene Folge Werfener Schichten bis Tuffkonglomerate mit ziemlich regelmäßigem (im Mittel 45°) Südfallen. Weiter östlich werden die tieferen Schichten bald von der Monte-Poré-Schubmasse überfahren, am Col di Davagnin ist noch Mendoladolomit erhalten (vgl. Prof. 5, Taf. 1), noch weiter östlich ist alles ältere als Tuffkonglomerat unterdrückt. Der Südschenkel der Mulde ist nur am Nordwesthang des Monte Coldai in einem kleinen Aufschluß von Tuff und Buchensteiner Schichten erschlossen. Der Tuffzug südlich Alleghe gehört wohl der La-Mont-Mulde an und ist wahrscheinlich durch eine Störung von der Alleghemulde getrennt. Daß Störungen, die sich jedoch unter der quartären Bedeckung verborgen halten, im Gebiet östlich Alleghe häufiger sind, beweist auch das Auftreten von Tuffen beim P. 1410, die plötzlich zirka SO—NW streichen. Wir dürfen wohl annehmen, daß die Alleghemulde hier zum mindesten in ihrem westlichen Teil zwischen Alleghe und Sassel von einer zirka O—W verlaufenden Störung in ihrem Kern getroffen wurde.

Das Cordevoletal zwischen Caprile und Alleghe. Schon Mojsisovics (35) hatte beobachtet, daß die beiden Talseiten des Cordevole zwischen Caprile und Alleghe verschiedenen Bau zeigen und dies auf eine N-S-Störung zurückgeführt. Es ist sehr wahrscheinlich, daß der Cordevole hier z. T. einem Bruch folgt, doch ist er nicht sehr bedeutend. Das westliche Cordevolegehänge zeigt einen einfachen Bau; Tuffe und Tuffkonglomerate streichen überall bis an die

Taltiefe heran. Sie gehören den eben besprochenen westlichen Sattel- und Muldenzügen an. Nur südlich Caprile und am Nordende des Alleghesees sind den Tuffen Kalke und Buchensteiner Schichten eingeschaltet. Sie finden auch am Ostufer des Cordevole ihre Fortsetzung und beweisen, daß der Querbruch des Cordevoletales jedenfalls nicht bedeutend ist.

Um Caprile ist Tuff das Anstehende. Der Mendoladolomit des Col di Foglia gehört der Monte-Poré-Schubmasse an und liegt ortsfremd auf den Tuffen. Geht man von Caprile die Straße nach Alleghe, so trifft man nach zirka 1 km etwas oberhalb der Straße plötzlich auf Werfener Schichten. Die Störungsfläche zwischen beiden ist ein steil stehender Bruch. Auf den Werfener Schichten liegen mit mittelsteilem Südfallen Mendoladolomit, Buchensteiner Schichten und Tuff. Wir haben also den Südflügel eines im First gebrochenen Sattels vor uns. Etwas nördlich des Ru de Col de Sopernai stoßen an steiler Bruchfläche wieder Werfener Schichten an Tuff, und es wiederholt sich das eben beschriebene Bild. Die weitere Schichtenfolge bis zum Muldenkern von Alleghe ist wieder der Südflügel eines im First gebrochenen Sattels. Der eben erwähnte Bruch hat auch die Monte-Poré-Schubmasse ergriffen, ihr südlicher Teil springt nach O zurück und das basale Gebirge wird auf eine größere Strecke bloßgelegt. Wir können daher erkennen, daß sich die Werfener Schichten des Sattelkerns nach O rasch verbreitern und ziemlich steil aus dem Cordevoletal auftauchen. Wir dürfen auch wohl für den nördlichen Sattel dasselbe annehmen; beide tauchen also nach W sehr rasch in die Tiefe und werden von einem Nordsüdbruch abgeschnitten.

Der nördliche Sattelteil liegt etwa in der Fortsetzung des Marmolatasattels und ist wohl mit ihm in Zusammenhang zu bringen. Der südliche läßt sich ungezwungen als Fortsetzung der kleinen Aufsattelung zwischen Sasso-Bianco-Mulde und Alleghemulde auffassen.

Zwischen Caprile und Alleghe tauchen die Sattelzonen also plötzlich scharf auf, sind im First gebrochen und werden von einer N-S-Störung getroffen. An ihr ist das westliche Gebiet etwas abgesunken.

2. Die Pezzaquetschzone.*

Der Südrand des Cime-di-Pezza—Piz-Zorlet-Zuges ist durch eine Störungszone charakterisiert; nirgends liegen die jüngeren Schichten normal auf den älteren.

Wir beginnen mit der Betrachtung der Verhältnisse im W. Beim Aufstieg zur Forcella di Negher zeigt sich folgendes Bild:

Über den flach nördlich fallenden Werfener Schichten und dem Muschelkalk des basalen Gebirges folgen mit ebenfalls nördlich fallender Störungsfläche wieder Werfener Schichten. Sie werden überlagert von Marmolatakalk bzw. Dolomit und Tuffkonglomerat, die auf die Werfener überschoben sind. Buchensteiner Schichten und Mendoladolomit, die Cornelius-Furlani (16) und auch Castiglioni (13) hier angeben, habe ich nicht gesehen. Nur wenig weiter westlich stehen sie jedoch sicher

an. Ich habe infolge heraufziehenden Unwetters die Aufnahmen an dieser Stelle rasch beenden müssen, so daß mir möglicherweise das Vorkommen hier entgangen ist. Jedenfalls kann es sich nur um kleine Reste handeln.

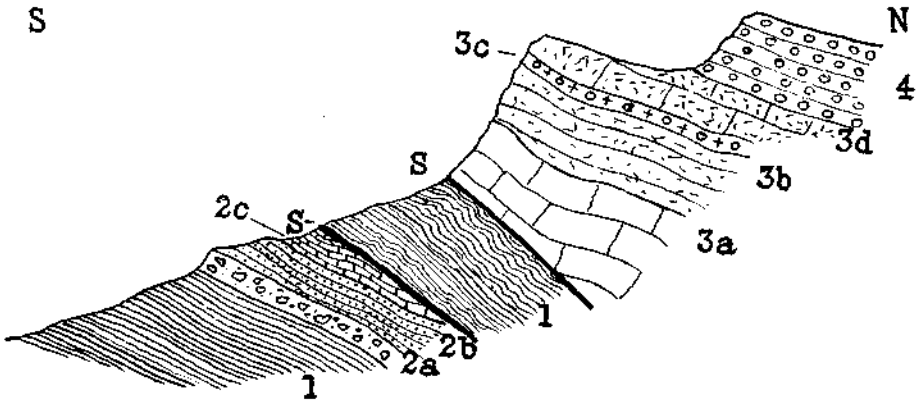


Fig. 6. Quetschzone westlich der Forcella di Negher. Maßstab ca. 1:6250.

1 = Werfener Schichten; unterer Muschelkalk; 2a = Richthofenses Konglomerat; 2b = rote und bunte Mergel; 2c = ockergelber Kalk; Marmolatakalkgruppe; 3a = heller Kalk; 3b = gelbrote Dolomite; 3c = Kalkbreccienlage; 3d = Dolomit und dolomitischer Kalk; 4 = Konglomeratgruppe; S = Störungsfächen.

Bis zur Forcella di Pianezza bleiben die Lagerungsverhältnisse nun ziemlich die gleichen. Die Scharfe hier folgt offenbar einer kleinen Störung, und östlich derselben sehen wir nun ein ganz anderes Bild. (Vgl. Textskizze 7.)

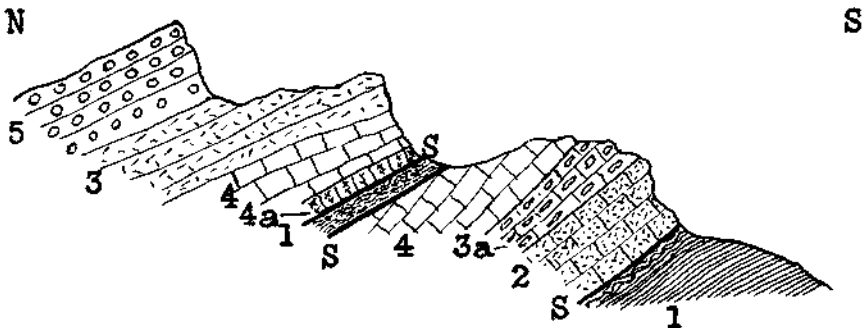


Fig. 7. Quetschzone an der Forcella di Pianezza. Maßstab ca. 1:6250.

1 = Werfener Schichten; 2 = Mendoladolomit; 3 = Marmoladolomit; 3a = knolliger Dolomit mit *Pietra verde*; 4 = Marmolatakalk; 4a = brecciöse Lage und Dolomit mit grünen Butzen; 5 = Gruppe der Tauffkonglomerate; S = Störungsfächen.

Die Schichtenfolge des unter der Quetschzone liegenden Gebirges ist nun vollständiger entwickelt. Der Muschelkalk fehlt zwar, er ist tektonisch unterdrückt, unweit östlich tritt er jedoch bald auf. Mendoladolomit ist in typischer Entwicklung vorhanden. Die Buchensteiner Schichten sind durch knollige Dolomite mit *Pietra verde* vertreten, über denen Marmolatakalk liegt. Diese ganze Serie fällt mittelsteil nördlich, die

oberen Lagen zeigen ein steileres Einfallen als die unteren. Der Marmolatakalk wird nun von der flach nördlich fallenden Quetschzone geschnitten, die hier nur aus geringmächtigen, stark verquetschten Werfener Schichten

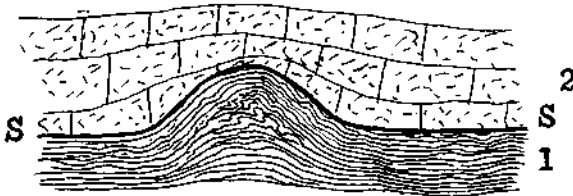


Fig. 8. Sattelförmige Aufbiegung im Streichen der Werfener Schichten, s. Cime di Pezza.
1 = Werfener Schichten; 2 = Mendoladolomit; S = Störungsfläche.

besteht. Darüber liegen mit ungefähr gleichem Einfallen Marmolatadolomit und -kalk und Tuffkonglomerat. Die tieferen Lagen des Dolomits sind an der Störungszone stark zertrümmert und z. T. mylonitisiert.

Nordwestlich der Sorgente di Pianezza, wo Muschelkalk über den Werfener Schichten fehlt, sind letztere an einer Stelle eigentümlich im Streichen aufgebogen. (Vgl. Textfig. 8.)

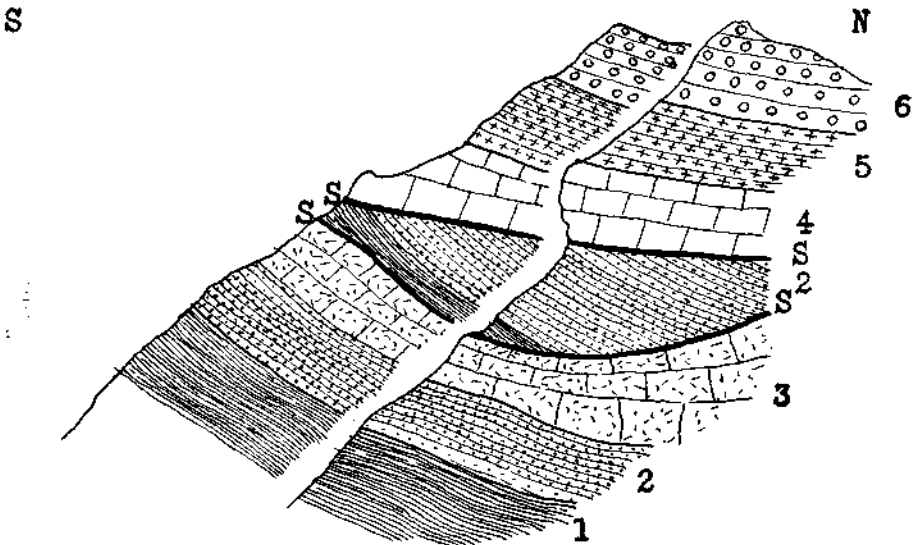


Fig. 9. Quetschzone am Bachriß westlich Pezza. Maßstab ca. 1:3000.
1 = Werfener Schichten; 2 = Unterer Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; 4 = Marmolatakalk; 5 = Tuffgruppe; 6 = Tuffkonglomerate; S = Störungsflächen.

Weiter nach O schaltet sich in der Quetschzone allmählich Muschelkalk ein, bis am Bachriß westlich Pezza die Werfener Schichten völlig verdrängt sind. Die Quetschzone verbreitert sich hier etwas. Sie liegt hier auf Mendoladolomit und Kalk der ladinischen Stufe sind schon weiter westlich völlig unterdrückt worden. In dem steilen, gut aufgeschlossenen Bachriß hier sind die Lagerungsverhältnisse gut zu beobachten. (Vgl. Textfig. 9.)

Im Gebiet von Pezza selber ist die Quetschzone nicht zu beobachten, Bergsturz und Schutt verdecken den ganzen Hang. Erst am tiefen Bachriß östlich Pezza sehen wir sie wieder aufgeschlossen, jetzt wieder mit wenig Muschelkalk und Werfener Schichten in verkehrter Lagerung.

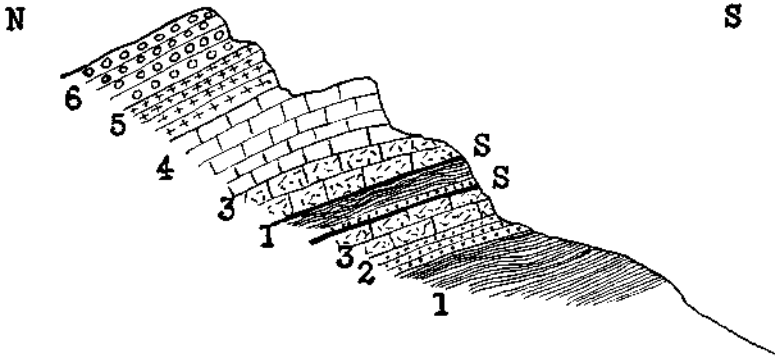


Fig. 10. Quetschzone bei Punta Lazzera. Maßstab ca. 1:6250.

1 = Werfener Schichten; 2 = Unterer Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; 4 = Marmolatakalk; 5 = Gruppe der Tuffe; 6 = Tuffkonglomerate; S = Störungsflächen.

Auch hier ist die Quetschzone wiederum nur geringmächtig, in ihrem Einfallen jedoch nun den höheren und tieferen Schichtenpaketen angepaßt. Eine tektonische Diskordanz, die bisher überall festzustellen war, fehlt jetzt fast völlig. (Vgl. Textskizze 10.)

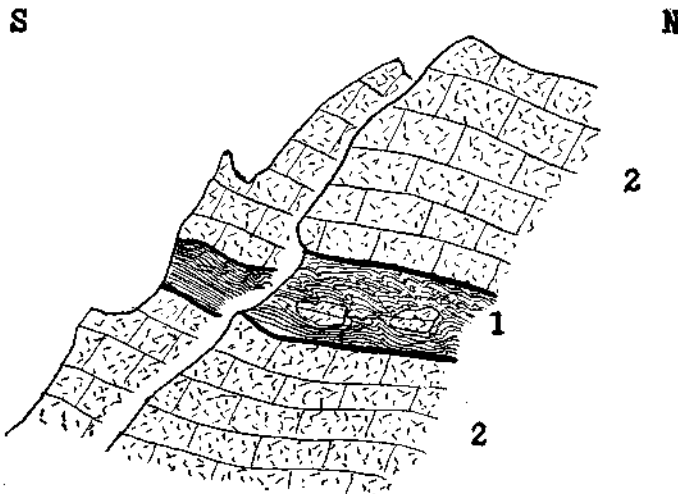


Fig. 11. Quetschzone an der Punta Lazzera. Maßstab ca. 1:1500.

1 = Werfener Schichten mit eingeklemmten Blöcken von Mendoladolomit; 2 = Mendoladolomit.

Wenig weiter östlich, an der Punta Lazzera, sieht man die Quetschzone bis auf wenige Meter, stellenweise unter 10 m, ausgequetscht. Sie liegt nun zwischen Mendoladolomit. Interessant ist hier das Auftreten von Blöcken von Mendoladolomit inmitten der intensiv verquetschten.

Werfener Schichten. Auch die eingeschlossenen Blöcke sind, wie der Mendoladolomit, in der Nähe der Störungszone stark tektonisch beansprucht und teilweise in Mylonit umgewandelt. (Vgl. Textskizze 11.)

Östlich des Piz-Zorlet-Massivs biegt die Quetschzone plötzlich scharf nach N um und streicht dann wieder östlich zum vom Basso Bianco

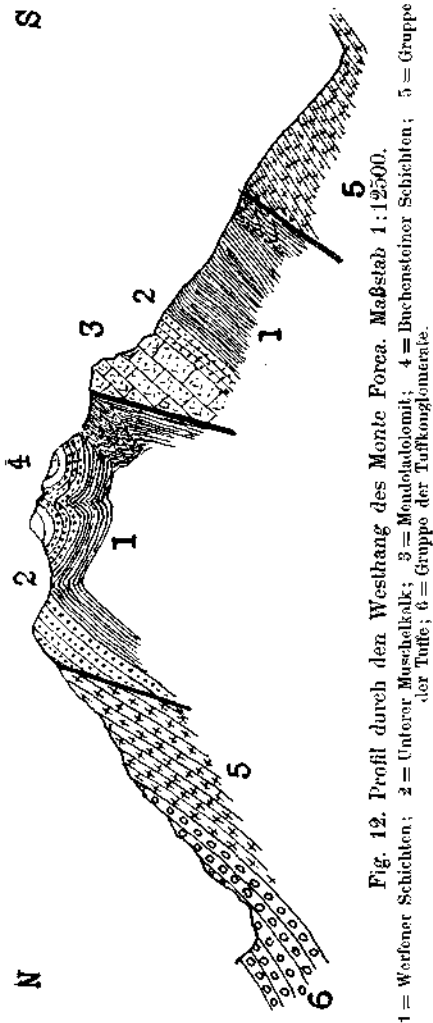


Fig. 12. Profil durch den Westhang des Monte Forca. Maßstab 1:12500.

1 = Werfener Schichten; 2 = Unterer Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; 4 = Buchenstein Schichten; 5 = Gruppe der Tuffe; 6 = Gruppe der Tuffkonglomerate.

herunterziehenden Bachriß; wenig westlich desselben findet der Werfener Zug und auch der hangende Mendoladolomit sein Ende. Über letzterem stellt sich wieder ein tektonisch begrenzter, schmaler Zug von Werfener Schichten ein, der — teilweise von Muschelkalk begleitet — durch den Bach hindurch zum Monte Costiaza streicht. Südlich des Berges keilt er als steiler Sattel, der im First gebrochen ist, zwischen Tuff und Tuffkonglomerat aus. Hier findet die Pezzaquetschzone ihr sichtbares Ende. Ihre Fortsetzung ist wahrscheinlich an der Grenze zwischen Tuff und Tuffkonglomerat südlich des Monte Costiaza zu suchen, doch lassen die schlechten Aufschlußverhältnisse — das ganze Gehänge ist mit fast undurchdringlichem Laubholzgestrüpp bewachsen — eine sichere Feststellung nicht zu.

Östlich des vom Sasso Bianco nach SO herabziehenden Baches finden wir nun wieder eine gestörte Zone, die in ihrem Bau z. T. noch komplizierter ist als die Pezzaquetschzone. Da hier neben Überschiebung und Ausquetschung auch Bruchbildung eine große Rolle spielt, sei sie als Monte-Forca-Störungszone bezeichnet und im folgenden zunächst näher beschrieben.

3. Die Monte-Forca-Störungszone.

Östlich des Monte Costiaza tritt die Störungszone mit Werfener Schichten und Mendoladolomit, die zwischen Tuff und Tuffkonglomerat eingeklemmt sind, in die Erscheinung. Die tektonischen Begrenzungsflächen sind steil nördlich fallende Überschiebungen. Gegen O verbreitert sich die Störungszone, der Werfener Zug spaltet sich in zwei Sattelzüge, die am westlichen Vorberg des Monte Forca eine Mulde von Muschel-

kalk und Buchensteiner Schichten einschließen. (Vgl. Textskizze 12.) Mendoladolomit fehlt hier. Im W taucht inmitten der Mulde noch einmal ein steiler Sattel von Werfener Schichten auf, so daß wir hier drei Satteltzüge unterscheiden können. Die Mulde selbst ist in sich ziemlich gestört, zumal an ihrem Südrand. Hier stoßen stellenweise Buchensteiner an Werfener Schichten. Auch das Fehlen des Mendoladolomits ist wohl tektonisch zu erklären, wenn auch eine Störung zwischen Muschelkalk und Buchensteiner Schichten in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände nicht mit Sicherheit festgestellt werden konnte.

Der nördliche Sattel wird im N vom Muschelkalk begleitet, der unmittelbar an Tuff anstößt. Zugleich wird das Einfallen der Störungsfläche immer steiler und sie verliert mehr und mehr den Charakter einer Überschiebung. Der südliche Sattel von Werfener Schichten stößt mit steiler Bruchfläche an Mendoladolomit. Unter diesem folgt nun die normale Reihe Muschelkalk, Werfener, die nun mit 45—60° nördlich fallender Überschiebung auf der Tuffgruppe liegen. Diese Überschiebung ist die Fortsetzung derjenigen zwischen Werfener Schichten und Tuff etwas weiter westlich. Im O wird die Mulde von zwei im allgemeinen nordsüdlich streichenden Brüchen getroffen, zwischen denen die Mulde als schmaler grabenartiger Streifen eingebrochen ist. Dieser Einbruch hebt sich auch morphologisch recht gut ab und bildet die flache Senke zwischen den beiden Gipfelkuppen der Monte-Forca-Gruppe.

Die östliche Bruchfläche läßt sich gegen SO bis fast zum Cordevoletal verfolgen; an ihr ist Tuff gegen Bellerophonkalk und ältere Trias verworfen. Der östlich dieses Bruches liegende Teil der Monte-Forca-Störungszone ist verhältnismäßig einfach gebaut. Er stellt im wesentlichen einen großen, ziemlich flachen Sattel von Bellerophonkalk bis Mendoladolomit dar; nur an einer Stelle im S sind noch Buchensteiner Schichten in einer sehr flachen Mulde von Mendoladolomit erhalten. Der Kern dieses Sattels streicht etwa ostwestlich mit schwacher Abbiegung gegen N. Im S hängt er offenbar mit den Werfener Schichten des Cordevoletales zusammen. Im N stößt der Sattel mit steiler Bruchfläche an Tuff. Westlich der Casere Bur ist noch Muschelkalk an der Bruchfläche mit eingepreßt.

Der eben besprochene Sattel gibt uns einen Hinweis zum Verständnis der Monte-Forca-Störungszone und der Pezzaquetschzone. Wir haben gesehen, daß sein Streichen etwa ostwestlich gerichtet ist. In der genauen Fortsetzung des Streichens liegt etwa 10 km entfernt im W der Sattel von Franzetas. (Vgl. Cornelius-Furlani 16.) Ich vermute nun, daß diese beiden Sattelzonen ursprünglich als einheitlicher Sattelzug zusammengehört haben. Der von N wirkende Druck, der ja in unserem Gebiet die ostwestlich streichenden Faltenzüge aufgefaltet hat, wirkte nun zwischen Marmolata und Cordevoletal besonders stark und faltete den Sattel zunächst zum steilen Isoklinalsattel auf. Bei andauernder Druckwirkung wird nun der Sattel zunächst gegen S umgelegt, seine Schenkel werden ausgequetscht und legen sich nun als Quetschzone auf das tiefer liegende Gebirge hinauf. Eine kleine Einmuldung, die den Sattel im S begleitet hat, wird hierbei völlig ausgewalzt und ist nur stellenweise als Schubfetzen in verkehrter

Schichtenfolge noch erhalten. Aus dem einstigen steilen Sattel ist also eine Quetschzone mit Überschiebungserscheinungen geworden. Die Reichweite des Schubes ist jedoch nur gering, sie beträgt etwa 1 bis höchstens 1.5 km. Dabei sind die am weitesten vorspringenden Teile am stärksten ausgequetscht (Punta Lazzeri).

4. Der südliche Abschnitt.

Der südliche Abschnitt des basalen Gebirges wird im wesentlichen aus einem großen, WSW—ONO streichenden Sattel aufgebaut, der als Valladasattel (9) bezeichnet sei. Er tritt im W zwischen Caviola und Feder als breiter Sattel mit Grödner Sandstein im Kern in unser Gebiet ein (vgl. Prof. 1, Tafel 1) und streicht zunächst zum Col di Frena. Hier ist der Sattelbau des Bellerophonkalkes am Riß gegen O ausgezeichnet erschlossen (vgl. Textskizze 13).

Östlich des Col di Frena im Valle di Rif ist der Sattel wahrscheinlich an einer N-S-Störung abgebrochen; darauf läßt das weite Vor-

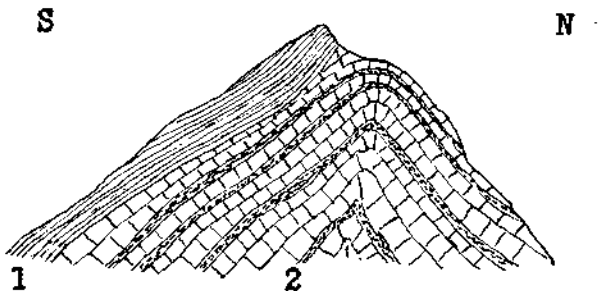


Fig. 13. Sattel des Col di Frena.

1 = Werfener Schichten; 2 = Bellerophonkalk mit Gipslagen.

greifen der Bellerophonschichten nach N schließen. Wahrscheinlich hängt diese Störung mit der von der Forcella di Pianezza herabkommenden zusammen. Im Gebiet von Vallada ist der Sattel sehr breit und flach, die Bellerophonschichten liegen teilweise fast eben. Nach O wird er nun rasch zusammengedrückt, an der Forcella di San Tommaso und im Val Forcella ist er als schmaler, steiler Sattel erschlossen (vgl. Prof. 2, Tafel 1). Der Valladasattel streicht nun weiter gegen Pecol und verschwindet südlich des Dorfes ein kurzes Stück unter Werfener Schichten. Südlich Piaja taucht er dann stark zerquetscht unter steil einfallenden Werfener Schichten wieder auf, um nun endgültig zu verschwinden.

Der Valladasattel ist in seinem östlichen Teil nördlich und südlich von kleinen Muldenzügen begleitet. Die nördliche Mulde sehen wir nordöstlich Costoja aus der Mendoladolomitplatte des Nordschenkels des Valladasattels entstehen, die Werfener Schichten greifen hier zungenförmig gegen Ravenna nach O vor und trennen eine flache Mulde ab, die nördlich Costoja gut aufgeschlossen ist (vgl. Textskizze 14).

In ihrem weiteren Verlauf nach W ist diese Mulde zunächst nur in einer mehr oder weniger steilen Einmündung der Werfener Schichten

zu sehen, die z. T. nach S überkippt sind. Bei Canacede liegt wieder ein kleiner Rest Muschelkalk auf den Werfener Schichten, und nun findet die Mulde rasch ihr Ende.

Der südliche Muldenzug, die Piz-Croce-Mulde (19), beginnt etwas westlich des Piz Croce mit einer Einmündung in den Werfener Schichten. Am Piz Croce selber ist ihr Muschelkalk eingelagert, der sich als schmaler Zug nach San Tommaso erstreckt (vgl. Prof. 2, Taf. 1). Hier hat sich nun die Mulde ursprünglich etwas verbreitert, wie das Auftreten von Mendoladolomit beweist. Durch späteren Südostdruck (vgl. darüber später: Civetta-Schubmasse!) ist jedoch hier die Mulde steil zusammengedrückt und vielfach gestört. Das ganze Gebiet nordöstlich San Tommaso zeichnet sich überhaupt durch intensive Störung und Faltung aus. Der Ru delle Nottole folgt einer NW-SO-Störung, die den östlichen Teil der Mulde etwas nach N verschoben hat. An der neuen Straße

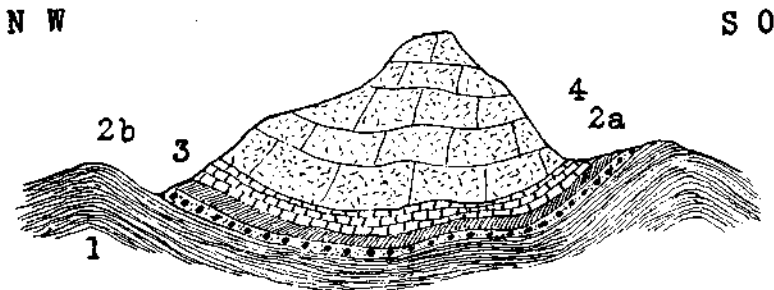


Fig. 14. Mulde nördlich Costoja. Maßstab ca. 1:5000.

1 = Werfener Schichten; Unterer Muschelkalk; 2a = Richtbofenesches Konglomerat; 2b = rote Mergel; 3 = dunkle Kalke; 4 = Mendoladolomit.

Avoscan—San Tommaso sind die steil stehenden und z. T. verquetschten Schichten ausgezeichnet erschlossen. Östlich des Baches findet die Mulde rasch tektonisch ihr Ende.

Die Piz-Croce-Mulde wird im S von einem kleinen Sattel, dem Avoscansattel (11), begleitet. Er erstreckt sich als mehr oder weniger steiler Bellerophonkalkzug von Avoscan gegen die Casere Chica und taucht hier unter Werfener Schichten unter. Vielleicht ist weiter westlich die kleine Aufsattelung von Bellerophonkalk südlich des Monte Celenton mit ihm in Zusammenhang zu bringen. Seine nördliche Fortsetzung ist der schmale, gestörte Bellerophonkalkzug, der sich parallel der Straße Avoscan—Forchiade bis zum letzten Ort erstreckt, hier über die Straße herüberzieht und im Cordevoletal verschwindet. Er hängt jedenfalls nicht mit dem Bellerophonkalk von Piaja zusammen.

Nördlich Cencenighe liegt auf Werfener Schichten eine weite und flache Mulde mit Buchensteiner Schichten im Kern, die Mulde von Fontanelle (12) (vgl. Prof. 2, Taf. 1). Im N, W und S liegt sie normal auf Werfener Schichten auf und fällt sehr flach gegen die Mitte ein. Im O wird sie teilweise von einer schon von Mojsisovics (35) erkannten Störung begrenzt, an der die ganze Mulde etwas nach O

ingesunken ist. Sie ist eigentlich nur ein Erosionsrest einer ehemals größeren flachen Mulde und hat zweifellos einst mit der Mulde von La Mont am östlichen Cordevoleufer zusammengehungen.

Die Mulde von La Mont (13) begleitet den Cordevole an seinem Ostufer zwischen Alleghe und Ghisel. Sie ist sehr einfach gebaut und zeigt die normale Schichtenfolge Muschelkalk bis Tuffkonglomerat bei flachem Ostfallen. Im Gegensatz zu den nördlichen Mulden zeigt sie deutliches SW-NO-Streichen, was ja schon bei den zuletzt besprochenen Sattel- und Muldenzügen immer deutlicher in die Erscheinung tritt. Auf die Bedeutung dieser Erscheinung werden wir später noch zurückkommen.

Im Cordevoletal zwischen Alleghe und Cencenighe hatte Mojsisovics (35) einen den Fluß parallel verlaufenden Bruch angenommen. Ein einheitlicher Bruch läßt sich nun hier nicht feststellen, wohl aber eine ganze Reihe kleinerer Störungen, die jedoch alle nicht

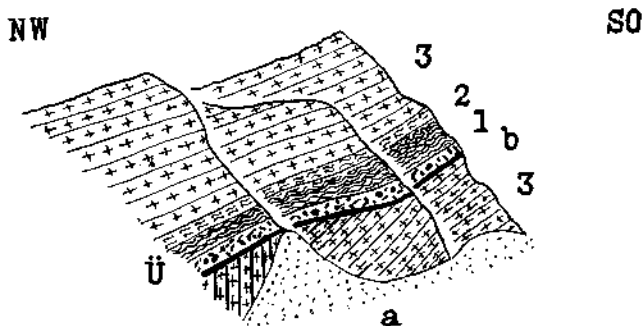


Fig. 15. Ansichtprofil der Überschiebung am Monte Fernazza. Maßstab 1:5000.

1 = Untere Buchensteiner Schichten; 2 = Obere Buchensteiner Schichten; 3 = Tuffgruppe; a = Schutt
b = Überschiebungsbreccien.

weiter zu verfolgen sind. Sie finden sich meistens an beiden Talhängen, in der Taltiefe läßt sich jedoch oft das ungestörte Durchstreichen der Werfener Schichten durch das Flußbett beobachten. Die meisten dieser kleinen Brüche verlaufen dem Tal parallel, doch gibt es auch eine ganze Reihe, die fast senkrecht dazu verlaufen. Auf der Karte sind sie wegen ihrer geringen Größe nicht eingetragen.

B. Die Monte-Poré-Schubmasse.

Im Nordostteil des Gebietes ist dem basalen Gebirge eine etwas abweichend gebaute Schubmasse aufgeschoben, die Monte-Poré-Schubmasse. Wir beginnen mit der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse im S.

An den steilen Südhängen des Monte Fernazza läßt sich schon von weitem in den dunklen Tuffen ein helleres Kalkland wahrnehmen, das sich bei näherer Betrachtung als Buchensteiner Kalk herausstellt. Die Buchensteiner Serie ist hier ziemlich vollständig vertreten, auch die oberen Buchensteiner Plattenkalke sind entwickelt. Unter den Knollenkalken liegt nun eine 2 bis 3 m mächtige Breccie, die aus Buchensteiner Knollenkalk und Tuff besteht. Erstere überwiegen zumeist. Die

einzelnen Stücke sind in eine gelbe lettenähnliche Grundmasse eingebettet. Wir haben eine tektonische Breccie vor uns und stehen an der Überschiebung der Monte-Poré-Schubmasse (vgl. Textskizze 15).

Das basale Gebirge ist hier Tuff, der am Ausstrich der Überschiebungsfäche alle Anzeichen tektonischer Beanspruchung, Rutschstreifen und intensive Zermalmung zeigt. Die basalen Tuffe fallen größtenteils mittelsteil N, an einer Stelle jedoch stehen sie steil bei N 35° W-Streichen. Die überschobene Masse und die Überschiebungsfäche selber zeigen hier zirka 30° Nordfallen. Verfolgt man die Überschiebung weiter nach O, so sieht man die Buchensteiner Schichten teilweise tektonisch stark reduziert. Sie sind von verschiedenen jüngeren Querstörungen getroffen, die die einzelnen Teile der Überschiebungsfäche etwas gegeneinander verworfen haben. Am Ostende der besprochenen Felswände, südlich von P. 2013, tritt nun Mendoladolomit an die Basis der Überschiebung, die nun auf die Gruppe der Tuffkonglomerate erfolgt ist. Das Ostende des Mendoladolomitzuges ist stark aufgebogen und stößt mit SW-NO-Störung direkt an Tuff. Die weitere Fortsetzung der Überschiebung nach O ist unklar, wahrscheinlich folgt sie der Grenze von Tuff und Tuffkonglomerat. Die Almwiesen machen eine weitere Verfolgung hier unmöglich.

Verfolgen wir nun die Überschiebung vom ersten Punkt weiter gegen W. Knapp westlich des Monte Fernazza springt an einer Querstörung der westliche Teil der Überschiebung ein Stück gegen SW vor. Ein weiteres Störungsbündel bewirkt Wiederholung dieser Erscheinung, einem scharfen Zurückspringen folgt ebensolches Vorspringen, beides in einem Ausmaß von zirka 500 m. Südlich des Col di Davagnin liegen Werfener Schichten des Überschobenen auf Mendoladolomit des basalen Gebirges. Die Überschiebung fällt hier anscheinend ziemlich steil N (vgl. Prof. 5. Taf. 1). Vom Col di Davagnin bis zum Bruch des Ru de Col de Sopernai erfolgt Überschiebung von Werfener Schichten auf Werfener Schichten. Die Überschiebung läßt sich trotzdem recht gut verfolgen. Die Werfener Schichten der Schubmasse liegen söhlig oder fallen sehr flach (5 bis 20°) NO, die des basalen Gebirges fallen 40 bis 60° S bei O-W-Streichen. Am Ausstrich der Überschiebungsfäche sieht man an mehreren Stellen die Werfener Schichten des basalen Gebirges zunächst steil aufbiegen und dann, stark verknietet, ein Stück nach S verschleppt; das weist auf Herkunft der Schubmasse von N hin.

Der Ru de Col de Sopernai folgt einem jungen SW-NO-Bruch, der basales Gebirge und Schubmasse betroffen hat. Nördlich desselben verläuft der Ausstrich der Überschiebungsfäche dem Cordevoletal parallel und sie liegt bis Caprile auf den verschiedensten Gliedern des basalen Gebirges. Östlich Caprile tritt auf eine kurze Strecke Bellerophonkalk der Überschiebung an die Basis. Das Bild ist also ein völlig anderes, als es Mojsisovics (35) zeichnet. Nicht ein im O geschlossener Sattel, sondern Überschiebung ist das wesentlichste im Bau dieses Gebietes. Das Einfallen der Überschiebungsfäche ist hier flach bis mittelsteil NO.

Bis zum Fiorentinatal ist die Monte-Poré-Schubmasse nun recht einfach gebaut. Die Schichten zeigen einheitlich flaches bis mittelsteiles

Nordostfallen. Die weite Verbreitung des Mendoladolomits östlich Lagusello erklärt sich durch flache Faltung der Dolomitplatte. In der Ravine Marzelluch ist eine leichte Flexur im Mendoladolomit erkennbar (vgl. Textskizze 16).

Östlich Caprile keilen die Werfener Schichten nun plötzlich aus und Mendoladolomit tritt wieder an die Basis der Überschiebung (vgl. Prof. 4, Taf. 1). Zugleich biegen die höheren Schichtenglieder scharf gegen W vor. Auch der Mendoladolomit ist hier wohl tektonisch reduziert; jedenfalls ist er plötzlich auffallend geringmächtig und läßt deutlich Zertrümmerung erkennen. Der Mendoladolomit des Col di Foglia ist nur ein durch Erosion von der Schubmasse abgetrennter Teil der Schubmasse. Er liegt offenbar direkt auf den basalen Tuffen. Geht man von Caprile aus den Cordevole aufwärts, so kommt man zunächst durch Tuffe des basalen Gebirges. Etwas oberhalb der zweiten Brücke über den Fluß trifft man plötzlich auf Werfener Schichten. Sie sind an der Grenze gegen den Tuff stark verquetscht und verfalltet

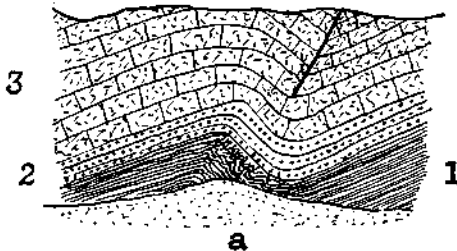


Fig. 16. Flexur in der Ravine Marzelluch (von N gesehen).

1 = Werfener Schichten; 2 = Unterer Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; a = Gehängeschutt.

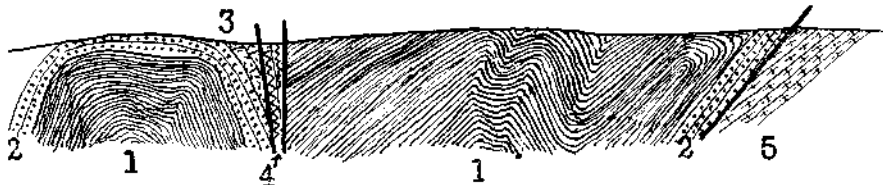
und fallen steil nördlich. Wir haben hier wieder die Fortsetzung der Monte-Poré-Überschiebung vor uns. Genau so plötzlich wie die Werfener Schichten im Fiorentinatal aussetzen, treten sie hier wieder auf und bilden im Cordevoletal bis zur Säge von Digonera einen Sattel, den Cordevolesattel (1*a*). Im N enthält er noch Bellerophonkalk im Kern. Er geht südwestlich in eine kleine Mulde von Muschelkalk bis Marmolatakalk über, die Col di Rocciamulde. Sie liegt auf der ganzen Strecke zwischen Col di Laste und dem Cordevoletal mit zunächst flacher, dann steiler Überschiebungsfläche auf Cassianer Schichten und Tuff des basalen Gebietes. Die Monte-Poré-Schubmasse greift hier also auf das westliche Cordevoletal über (vgl. Prof. 3, Taf. 1 und Textskizze 5, S. 180). Auch hier macht sich die Überschiebung in intensiver Verfaltung und Störung des basalen Gebirges kenntlich; am Col di Roccia stehen noch Schubsetzen von Mendoladolomit an. Die Richtung des Faltenüberkippens im basalen Gebirge läßt darauf schließen, daß hier die Druckrichtung aus NO kam. Wir müssen sie wohl als Differentialbewegung der grundsätzlich in N-S-Richtung bewegten Schubmasse auffassen.

Bei Col di Laste geht das bisherige Nordfallen der Überschiebungsfläche plötzlich in saigeres Fallen über, und sie streicht nun durch den

Ru di Ross und etwas unterhalb der Brücke westlich Pian in das von M. Ogilvie-Gordon bearbeitete Col-di-Lana-Gebiet hinüber. Es ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob es sich um einen jüngeren Querbruch oder um sekundäre Steilstellung der Überschiebungsfläche handelt. Nach meinen Beobachtungen und den Begehungen im nördlichen Nachbargebiet scheint mir letztere Annahme die wahrscheinlichere.

Betrachten wir nun, nachdem wir den Verlauf der Überschiebung festgestellt haben, den Aufbau des nördlichen Teiles der Monte-Poré-Schubmasse zwischen Fiorentinatal und Rio d'Andraz. Er ist etwas komplizierter gebaut als der südliche Teil. Buchensteiner Schichten und Tuff streichen durch das Fiorentinatal mit scharfer, gegen W gerichteter Biegung bis zum Ru di Pignazza fort. Hier taucht nun eine breite Sattelzone, die Sattelzone von Larzonei (14), unter den Tuffen auf. Ihr Aufbau geht aus dem Prof. 3, Taf. 1, deutlich hervor. Sie besteht

N



S

Fig. 17. Profil an der Straße Andraz—Collaz. Maßstab ca. 1:10000.

1 = Werfener Schichten; 2 = Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; 4 = Buchensteiner Schichten; 5 = Tuffe.

aus zwei kleinen Aufsattelungen von Mendoladolomit, von denen jedoch nur die nördliche bis zur Oberfläche emporkommt. Durch die Tuffmulde von Collaz wird die Sattelzone vom Cordevolesattel getrennt. Im NW wird sie durch einen dem Rio d'Andraz etwa parallel verlaufenden Bruch abgeschnitten, an dem der südwestliche Teil eingesunken ist. Doch auch der nordwestliche Teil läßt den Bauplan der Sattelzone recht gut erkennen, wie die Aufschlüsse an der Straße Andraz—Collaz deutlich beweisen (vgl. Textskizze 17). Das klare Bild im Profil von Larzonei wird durch einige Längsstörungen etwas verwischt, doch tritt das Gesamtbild noch recht gut hervor.

Die Tuffplatte von Somaforgia wird im N wiederum von Werfener Schichten überlagert, die mit mittelsteil nördlich fallender Überschiebungsfläche dem Tuff aufgeschoben sind (vgl. Prof. 4, Taf. 1). Bei Costalta springt diese Überschiebung, die Costaltaüberschiebung (*d*), am weitesten gegen S vor. Der östliche Flügel dieser Überschiebung zieht von Costalta gegen Bacalín und quert hier den Codalungabach. Der westliche Flügel ist zwischen Costalta und Ru unter Diluvium bzw. Schutt vergraben und tritt erst bei Ru deutlich in Erscheinung. Wir sehen hier auf den flach nördlich fallenden Tuffen mit zirka 60° nördlich fallender Schubfläche Werfener Schichten aufgeschoben. Die Tuffe sind an der Schubfläche z. T. steil aufgebogen und umgelegt. An einer Stelle schaltet sich noch ein Schubsetzen von Mendoladolomit zwischen Tuff

und Werfener Schichten ein. Etwa beim P. 1801 tritt nun Bellerophonkalk an die Basis der Schubfläche, der nun zum Ru di Pignazza streicht. Nordwestlich des Baches taucht er als normaler Sattel unter Werfener Schichten unter. Es hat den Anschein, als ob hier die Überschiebung in einem normalen Sattel ihre Wurzel findet. Allerdings könnte auch der Bellerophonkalk etwas östlich seines Verschwindens unter den Werfener Schichten von einer N-S-Störung, für die sich weiter im N gewisse Anzeichen finden, abgeschnitten sein. Er würde dann nicht mit dem Bellerophonkalk an der Überschiebung unmittelbar zusammenhängen. Allerdings müßten dann die zwei verschiedenen Züge in gleiches Streichen gerückt sein, was sehr wenig wahrscheinlich ist. Die sehr schlechten Aufschlußverhältnisse verhinderten eine zweifel-freie Deutung; immerhin glaube ich, daß beide Züge direkt im Zusammenhang stehen.

Die Costaltaüberschiebung ist eine tektonisch höhere Schuppe der Monte-Poré-Schubmasse. Sie verdankt dem fortwirkenden N-S-Druck ihre Entstehung. Weiter ist sie wohl auch Veranlassung zum scharfen Vordringen der Schichten im Florentinatal nach W und der gegen SW gerichteten Überschiebung am Col di Roccia gewesen. Diese Gebietsteile sind vor dem nachdrängenden Druck nach W bzw. SW ausgewichen.

Der weitere Aufbau der Monte-Poré-Schubmasse ist ziemlich einfach; wir erkennen die normale Schichtenfolge von Werfener Schichten bis zum Tuff. Eine gewisse Komplikation stellt sich nur in einer Bruchzone ein, die den Monte Poré im S halbkreisförmig umgibt. Wir sehen hier im W die Sattelzone von Larzonei mit steilem Bruch gegen Werfener Schichten abstoßen (vgl. Prof. 3, Taf. 1). Dieser Bruch geht stellenweise in eine steil nordöstlich fallende Überschiebung über. Seine Fortsetzung östlich P. 2025 ist unsicher, da in den Werfener Schichten eine Verfolgung unmöglich ist. An der vom Monte Poré nach S vorspringenden Bergnase ist dann wieder ein unbedeutender kleiner Bruch festzustellen, an dem das südliche Gebiet etwas abgesunken ist (vgl. Prof. 4, Taf. 1). Von hier läßt er sich noch nach O bis fast zum Cordalungabach verfolgen.

C. Die Civettaschubmasse.

Die Besprechung dieses Gebietes muß unvollständig bleiben, da nur ein kleiner Teil dieser Schubmasse zur Aufnahme gekommen ist.

Wir haben bei der Besprechung des basalen Gebirges gesehen, daß die La-Mont-Mulde (13) mit Tuffkonglomerat im Kern den Cordevole an seinem Ostufer zwischen Ghisel und Alleghe begleitet. Über den Tuffkonglomeraten liegt nun mit mittelsteil östlich fallender Überschiebungsfläche ältere Trias, Werfener Schichten oder Mendoladolomit. Im Valle di Caldiera ist die Überschiebungsfläche recht gut aufgeschlossen. Wir sehen hier über der Konglomeratgruppe zunächst wenig mächtige Werfener Schichten, die an der Basis stark verquetscht sind. Die Überschiebungsfläche fällt hier zirka 45° östlich ein. Auch der Muschelkalk ist bis auf winzige Reste ausgequetscht und tritt erst weiter südwestlich

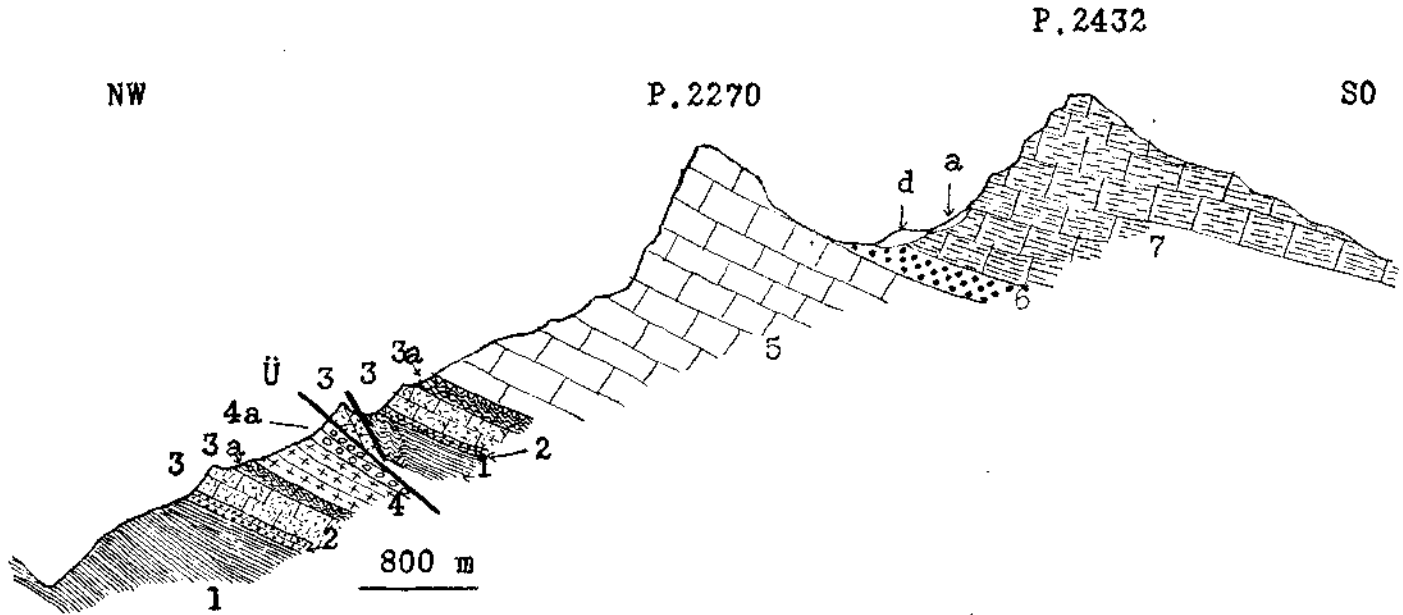


Fig. 18. Profil Cordevole—P. 2270—P. 2432. Maßstab 1:25000.

1 = Werfener Schichten; 2 = Unterer Muschelkalk; 3 = Mondoladolomit; 3a = Buchensteiner Schichten; 4 = Tuffe; 4a = Tuffkonglomerate; 5 = Schlieradolomit, kalkig; 6 = Raibler Schichten; 7 = Dachsteindolomit; a = Gehängeschult; b = Disconformität; Ü = Überschiebung.

in voller Entwicklung auf. Über den Buchensteiner Schichten erfolgt sofort die kalkige Entwicklung des Schlerndolomits, dann Raibler Schichten und Dachsteindolomit. Das völlige Fehlen der Tufffazies ist ein stratigraphisches Hauptcharakteristikum der Civettaschubmasse. Das Einfallen der Schichten des basalen Gebirges und der Civettaschubmasse ist ziemlich gleich, es ist mittelsteil östlich.

Nach SW läßt sich die Überschiebungsfäche nun bis gegen Collaz gut verfolgen. Die Werfener Schichten nehmen allmählich an Mächtigkeit zu. Nordöstlich Ghisel tritt Mendoladolomit als Schubfetzen an die Basis der Überschiebung (vgl. Textskizze 18). Zugleich greift die Schubmasse hier auf die Tuffgruppe des basalen Gebirges über. Östlich P. 1229 ist endlich die ganze La-Mont-Mulde überfahren, die hier noch das Umbiegen zum südlichen Muldenschluß erkennen läßt. Weiter südwestlich verläuft die Überschiebung in Werfener Schichten und ist hier bei dem ziemlich gleichen Fallen des basalen und überschobenen Gebietes nur schwer festzustellen.

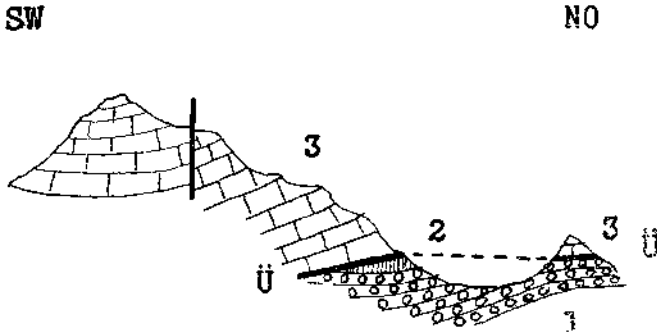


Fig. 19. Profil Monte Coldai—Roa Bianca. Maßstab 1:26000.
1 = Tuffkonglomerat; 2 = Cipilkalk; 3 = Schlerndolomit; Ü = Überschiebung.

Vom Valle di Caldiera nach NO keilen die Werfener Schichten der Schubmasse rasch aus. Im Ru Fosch liegt bereits Mendoladolomit mit 40 bis 50° östlich fallender Überschiebungsfäche auf der Konglomeratgruppe. Auch er ist an der Schubfläche stark tektonisch reduziert. Zwischen dem Valle di Bec di Mezzodi und dem Valle Scuro verschwindet die Überschiebung unter der Schuttbedeckung. Erst südöstlich Alleghe, im Roa Grande und Ru Antersaß, sehen wir ihre Fortsetzung. Hier ist Schlerndolomit auf Werfener Schichten überschoben. Ungeklärt bleibt hier die Frage, ob die Werfener Schichten der Schubmasse oder dem einen Sattel des basalen Gebirges angehören. Da die tieferen Schichten der Schubmasse im allgemeinen nach NO tektonisch reduziert werden, nehme ich an, daß sie an der fraglichen Stelle bereits völlig unterdrückt sind und die Werfener Schichten dem basalen Gebirge angehören.

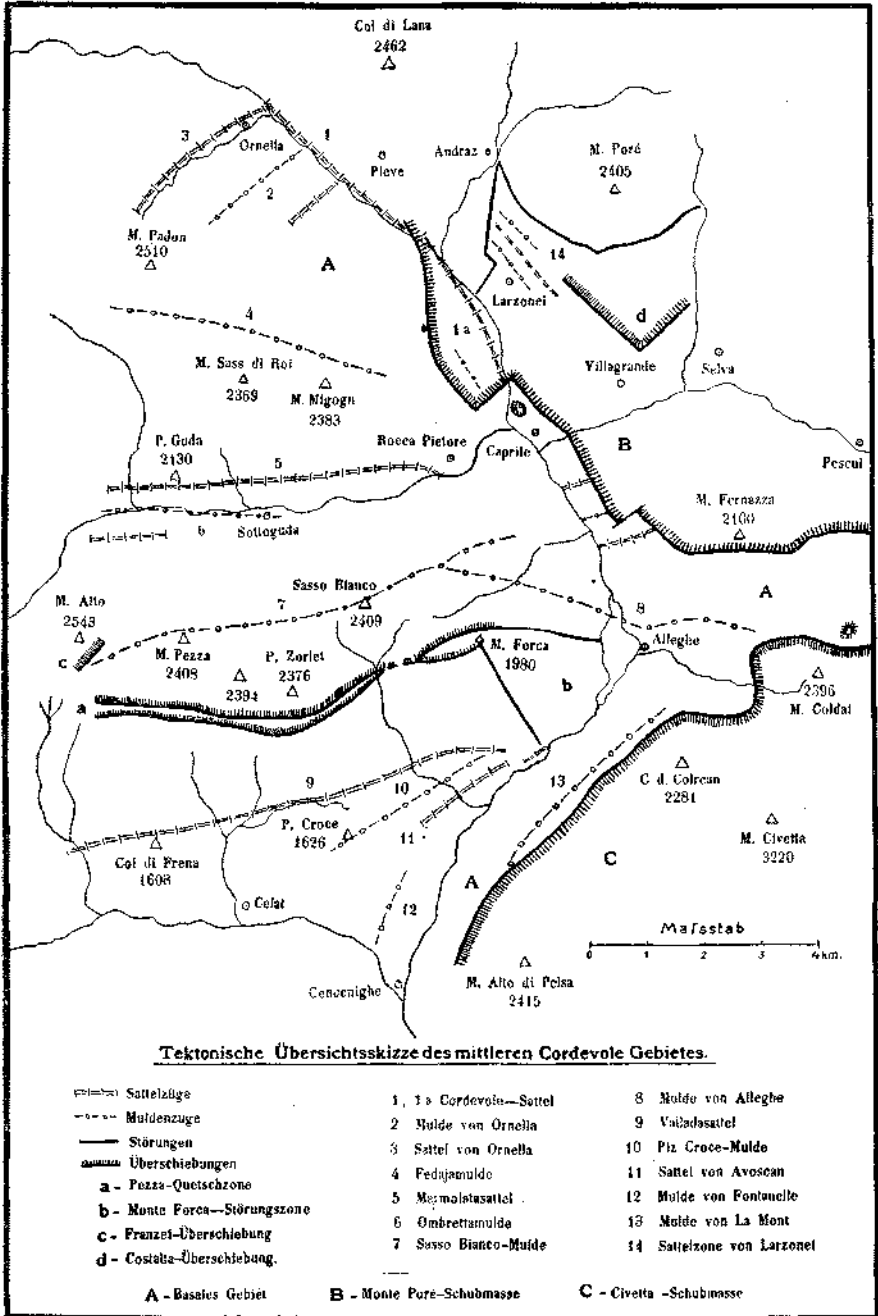
Im Gebiet von Sassel macht sich die Überschiebung, die unmittelbar nicht aufgeschlossen ist, im basalen Gebirge an der plötzlich veränderten Streichrichtung bemerkbar. Während sonst hier O-W-Streichen herrscht, streichen die dem Schlerndolomit vorgelagerten Tuffe plötzlich SSW—NNO.

Es ist dies die Folge der von SO her vordrängenden Schubmasse. Am Wege von P. 1410 gegen S sehen wir die Schubfläche wieder zwischen stark verquetschten Buchensteiner Schichten und Tuff austreichen. Der letzte gute Aufschluß in unserem Gebiet liegt an der Forcella d'Alleghe (vgl. Textskizze 19). Wir sehen hier den Schlerndolomit des Monte Coldai mit flach südwestlich fallender Überschiebungsfläche dem Cipitkalk des basalen Gebirges aufliegen. In der Fortsetzung des vom Monte Coldai zur Forcella d'Alleghe streichenden Bergrückens liegt isoliert auf den Tuffkonglomeraten die Schlerndolomittuppe der Roa Bianca. Sie ist ein von der Erosion isolierter Rest der Civettaschubmasse.

Die Schubmasse selber ist sehr einfach gebaut, die normale Schichtenfolge ist nirgends wesentlich gestört. Kleine Querstörungen finden sich fast regelmäßig in den zum Cordevole herabströmenden Bächen, doch sind sie so unbedeutend, daß ihre Eintragung in die Karte unterblieb. Nur im N, wo die Schubmasse am weitesten vorgedrungen ist, macht sich eine etwas intensivere Zersplitterung durch Brüche bemerkbar. An ihnen ist der jeweils östliche Teil um einen geringen Betrag abgesunken.

Tektonisches Gesamtbild.

Wir haben gesehen, daß sich unser Gebiet aus drei großen tektonischen Einheiten aufbaut, die auf verschieden wirkende Druckkräfte zurückgeführt werden müssen. Die erste Anlage ist ein generell westöstlich streichendes basales Gebirge, das einem von N wirkenden Druck seine Entstehung verdankt. Er hat das Gebiet in mäßig steile, wellige Falten gelegt. Später wurde das basale Gebirge von einem Ost-West-Druck getroffen, der das bereits gefaltete Gebiet in Querantiklinalen und -synklinalen legte. Auf das so gefaltete basale Gebirge erfolgten nun vom N und SO her Überschiebungen. Sie haben das basale Gebirge insofern beeinflusst, als seine Sattel- und Muldenzüge durch den Anprall der Schubmassen nach S bzw. N etwas abgelenkt wurden. Über das Altersverhältnis der beiden Überschiebungen konnten keine unmittelbaren, sicheren Beobachtungen gewonnen werden. Man könnte vermuten, daß die von N kommende Monte-Poré-Schubmasse die jüngere sei. Sie ist in eine Nordsüdquersynklinalen vorgestoßen. Letztere bestand also schon und ist das Resultat eines Ost-West-Druckes. Als Differentialbewegung dieses Ostdruckes könnte man die aus SO kommende Civettaschubmasse auffassen. Andererseits besteht aber auch die Möglichkeit, daß der Südostdruck nur eine jüngere Wiederbelebung des alten Ostdruckes ist, der zur Bildung der Quersynklinalen führte, wie ja auch der Norddruck der Monte-Poré-Schubmasse eine Wiederbelebung des Norddruckes der ersten Faltenanlage ist. Es ist nicht möglich, aus unserem Gebiet heraus für eine dieser beiden Möglichkeiten zu entscheiden. Man könnte sich nur auf die Deformationen des basalen Gebietes stützen, und das scheint mir sehr unsicher. Jedenfalls ist der Norddruck der wirkungsvollste gewesen. Das beweist die Anlage des basalen Gebirges (Zurücktreten der flachen Quersynklinalen) und die Schuppung der Monte-Poré-Schubmasse. Auch die Entstehung der Quetsch- und Störungszone des basalen Gebirges dürfen wir wohl auf jüngeren Norddruck zurückführen. Auch über das Alter



der einzelnen Bewegungen läßt sich nichts feststellen, da jüngere als triassische Sedimente — natürlich abgesehen von jüngsten Formationen — nicht anstehen.

Mitteltriassische Krustenbewegungen, wie sie von Ogilvie-Gordon (43) im W festgestellt wurden, können wir nur mittelbar aus den Mächtigkeitsverhältnissen der Sedimente ableiten. Diese Bewegungen scheinen sich in unserem Gebiet als epirogenetische ausgewirkt zu haben.

Eine Reihe von Problemen ist durch die Spezialkartierung angeschnitten worden, die noch der Lösung harren. Vertrösten wir uns auf weitere Untersuchungen. Es wird und muß gelingen, den Aufbau der Dolomiten frei von vorher gefaßten Theorien aus den tatsächlichen Verhältnissen heraus zu verstehen.

Literatur.

1. Benecke, W., Über einige Muschelkalkablagerungen der Alpen (Geognostisch-paläontologische Beiträge, Bd. 2, Heft 1), München 1868.
2. Bender, G., Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalks der Heidelberger Gegend (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 73), Berlin 1922.
3. Bericht über die 7. Generalversammlung des Geognostisch-Montanischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1845.
4. Bittner, A., Brachiopoden der alpinen Trias (Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 14), Wien 1890.
5. Bittner, A., Lamellibranchiaten der alpinen Trias. 1. Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian (Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 18), Wien 1895.
6. Bittner, A., Beiträge zur Paläontologie, insbesondere der triadischen Ablagerungen zentralasiatischer Hochgebirge (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 48), Wien 1899.
7. Bittner, A., Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyerwaldes (Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Bd. 1, Heft 1), Budapest 1901.
8. Bittner, A., Über *Pseudomonotis Telleri* und verwandte Arten der unteren Trias (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 50), Wien 1901.
9. Böhm, J., Die Gastropoden des Marmolatalks (Palaeontographica, Bd. 42), Stuttgart 1895.
10. Broili, F., Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp (mit Ausschluß der Scaphopoden und Gastropoden), (Palaeontographica, Bd. 50), Stuttgart 1903—1904.
11. Broili, F., Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Scaphopoden und Gastropoden (Palaeontographica, Bd. 54), Stuttgart 1907—1908.
12. Castiglioni, B., Sulla morfologia della Valle del Biois (Boll. d. Soc. Geol. Ital., Vol. XLV., fasc. II), Roma 1926.
13. Castiglioni, B., Note tettoniche sulla Valle del Biois (Atti Ac. Scient. Veneto-Trentino-Istria, Vol. XVII), Padova 1926.
14. Catullo, Podromo di Geognosia Paleozoica delle Alpi Venete. Padova 1847.
15. Cornelius, H. P. und Furlani-Cornelius, M., Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Zentralblatt für Mineralogie usw., 1924), Stuttgart 1924.
16. Cornelius, H. P. und Furlani-Cornelius, M., Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol), (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Beilage, Bd. 56, Abt. B), Stuttgart 1926.
17. Cornelius-Furlani, M. und Cornelius, H. P., Cenni sulla tettonica della Marmolada (Atti Ac. Scient. Veneto-Trentino-Istria, Vol. XVI), Padova 1926.
18. Fuchs, W., Untersuchungen in den Venezianer Alpen. Solothurn 1840.
19. Häberle, D., Paläontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo (Verhandlungen des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins Heidelberg, Neue Folge, Bd. 9, Heft 2—3), Heidelberg 1908.

20. Hauer, F. v., Über die von Bergrat W. Fuchs in den Venetianer Alpen gesammelten Fossilien (Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 2), Wien 1851.

21. Haug, E., Über sogenannte *Chactetes* aus mesozoischen Ablagerungen (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., 1883, Bd. 1), Stuttgart 1883.

22. Horn, M., Über die laidische Knollenkalkstufe der Südalpen (Schlesische Gesellschaft für Vaterländische Kultur), Breslau 1914.

23. Keyserling, H. Graf, Geologisch-petrographische Studien im Gebiet der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 52), Wien 1903.

24. Kittl, E., Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. Teil 1—3 (Annalen des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums, Bd. 6—9), Wien 1891—1894.

25. Kittl, E., Die triadischen Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weißen Riffkalken Südtirols (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 44), Wien 1895.

26. Klebelsberg, R. v., Neuere geologische Forschungen, die Südoösttiroler Dolomiten betreffend (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien, Bd. 4), Wien 1911.

27. Klebelsberg, R. v., Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79), Berlin 1927.

28. Klipstein, A. v., Beiträge zur geologischen Kenntnis der östlichen Alpen, Gießen 1843.

29. Klipstein, A. v., Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen 1871—83.

30. Laube, G., Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Teil 1—5 (Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 24—30), Wien 1865—1869.

31. Loretz, H., Geologische Mitteilungen über Cadore, Florentinatal, Capriale und Zoldato, Südtirol (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., 1873), Stuttgart 1873.

32. Loretz, H., Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet in der Gegend von Ampezzo (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 26), Berlin 1874.

33. Mojsisovics, E. v., Über die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia* (Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 7), Wien 1874.

34. Mojsisovics, E. v., Das Gebiet von Zoldo und Agordo in den Venetianischen Alpen (Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt), Wien 1875.

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

36. Mojsisovics, E. v., Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz (Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 10), Wien 1882.

37. Nöth, L., Über Ophiurenreste aus den Werfener Schichten der Dolomiten (Zentralblatt für Mineralogie usw., Abt. B. 1927), Stuttgart 1927.

38. Ogilvie Gordon, M. M., On the Torsions-Structure of the Dolomites (Quart. Journ. Geol. Soc., Vol. 75), London 1899.

39. Ogilvie Gordon, M. M., The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites (Transact. Edinb. Geol. Soc. Vol. 9), Edinburgh 1910.

40. Ogilvie Gordon, M. M., Über Lavadiskordanzen und Konglomeratbildungen in den Dolomiten Südtirols (Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt), Wien 1911.

41. Ogilvie Gordon, M. M., Leithorizonte in der Eruptivserie des Fassa-Gröden-Gebietes (Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt), Wien 1913.

42. Ogilvie Gordon, M. M., Einige geologische Ergebnisse im Gebiet von Fassa und Gröden (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt), Wien 1925.

43. Ogilvie Gordon, M. M., Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. I.—II. Teil. Stratigraphie und Tektonik (Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bd. 24, Heft 1), Wien 1927.

44. Ogilvie Gordon, M. M., Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. III. Teil. Paläontologie (Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bd. 24, Heft 2), Wien 1927.

45. Polifka, S., Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Schlerndolomits (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 36), Wien 1886.

46. Richthofen, F. v., Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alp. Gotha 1860.

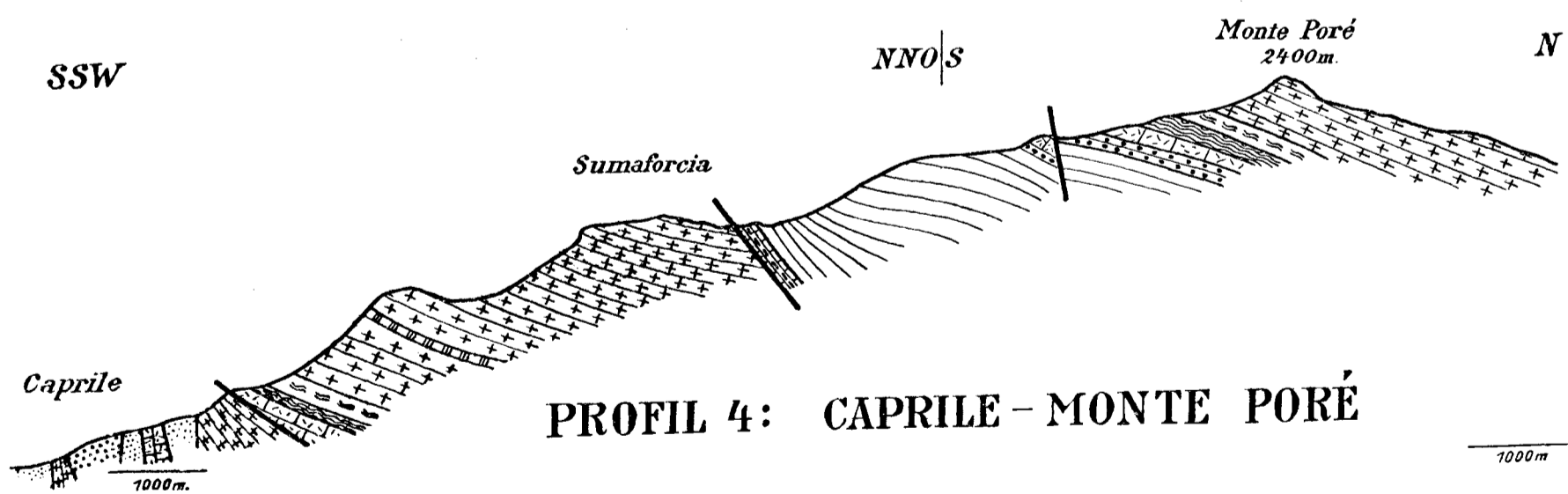
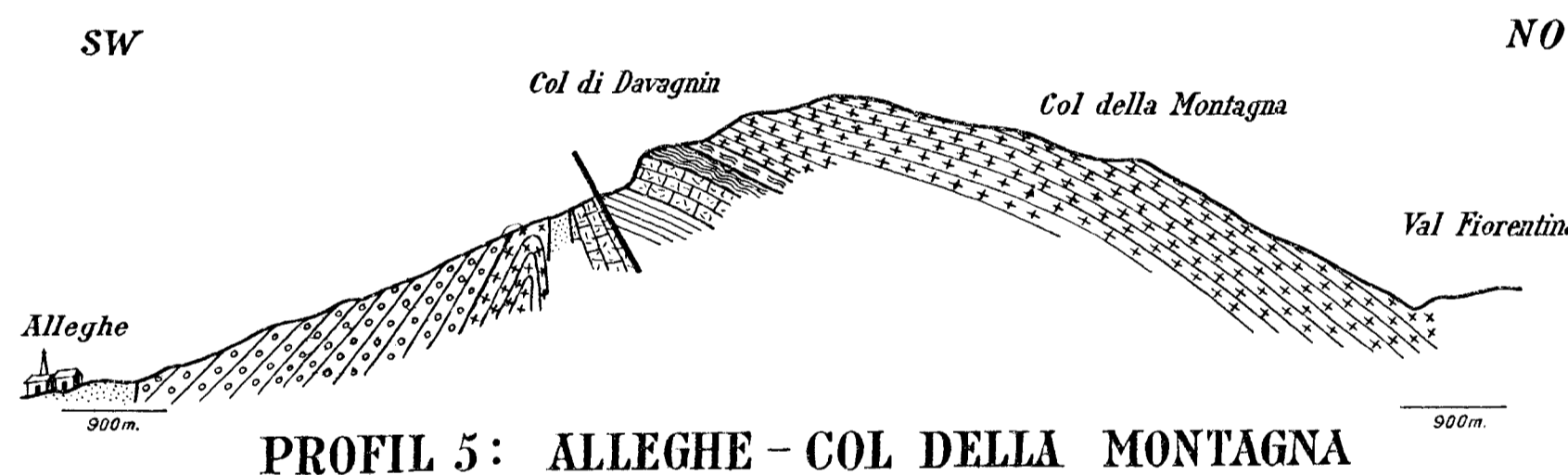
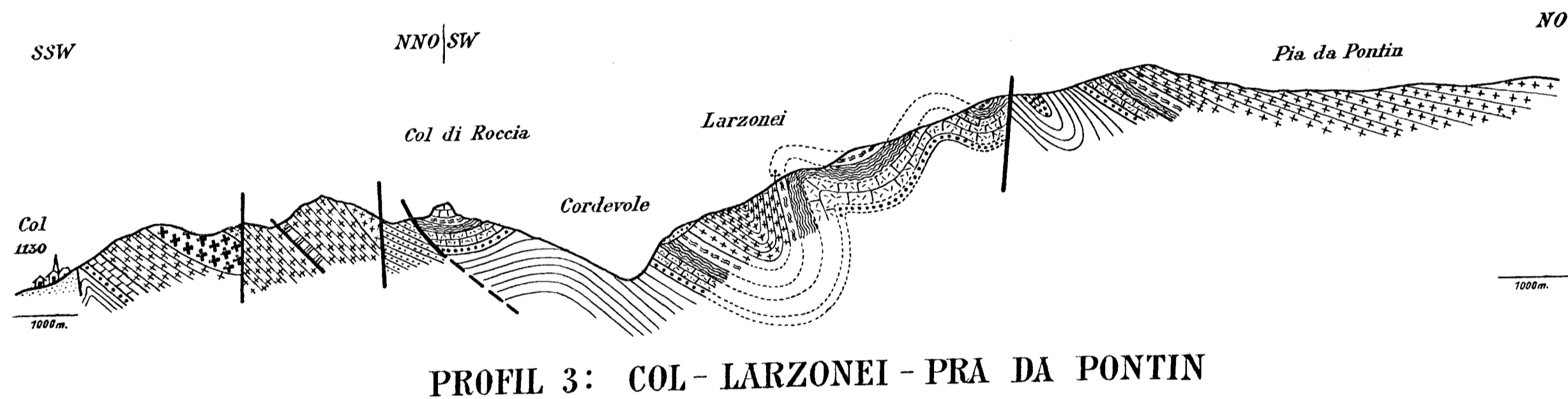
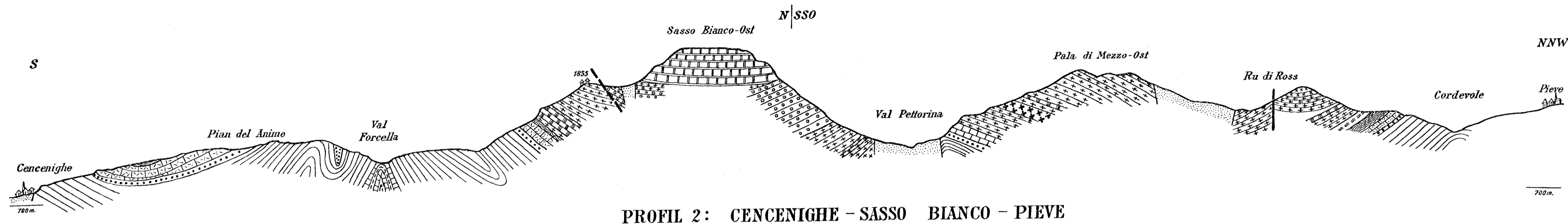
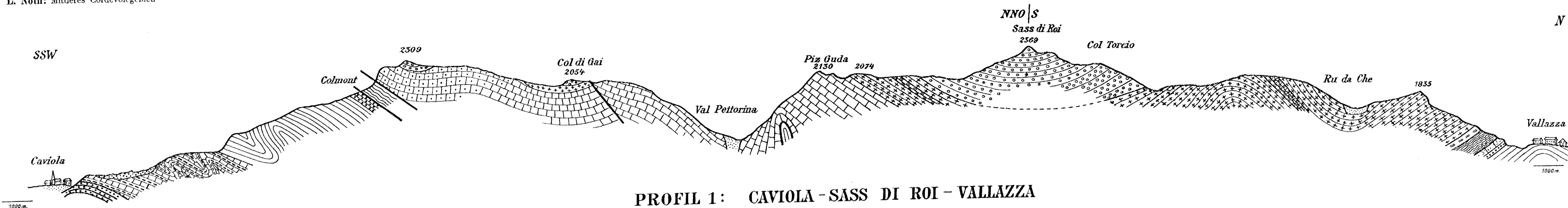
47. Rügenstrunk, E., Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myoporien (Mitteilungen der Badener Geologischen Landesanstalt, Bd. 6), Heidelberg 1909.
48. Salomon, W., Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata (Palaeontographica, Bd. 42). Stuttgart 1895.
49. Schmid, K., Entstehung des Alleghesees. Dissertation, Würzburg 1906.
50. Taramelli, T., Note illustrative alla Carta Geologica della provincia di Belluno (dazu Karte), Milano 1883.
51. Vardabasso, S., La struttura geologica delle Alpi Venete (Ann. d. R. Scuola d'Ing. di Padova A. II No 2). Padova 1926.
52. Vinassa de Regny, P., Trias-Tabulaten, Bryozoen und Hydrozoen aus dem Bakouy (Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Bd. 1, Teil 1). Budapest 1904.
53. Waagen, L., Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Sciser Alp (Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 18). Wien 1907.
54. Wittenburg, P. v., Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols (Geologisch-paläontologische Abhandlungen, Neue Folge, Bd. 8), Jena 1908.
55. Wittenburg, P. v., Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Werfener Schichten Südtirols mit Berücksichtigung der Schichten von Wladiwostok (Zentralblatt für Mineralogie usw., 1908). Stuttgart 1908.
56. Wittenburg, P. v., Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten Südtirols (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Bd. 1). Stuttgart 1908.
57. Wöhrmann, S. v., Die Fauna der sogenannten *Cardita*- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und Bayrischen Alpen (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 39). Wien 1889.
58. Wöhrmann, S. v., Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 43). Wien 1894.
59. Wöhrmann, S. v. und Koken, E., Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 44). Berlin 1892.

Druckfehler der Karte.

Westlich von Col Taront — 1929 *m* — fehlt auf einem schmalen Streif der braune Aufdruck. Südlich von Digonera ist bei 1167 *m* irrtümlich ein blauer Raster (Gehängeschutt). An der Südseite von Pzo. Guda, nördlich von Sottoguda und an der Südseite von Col Maor sind drei kleine Vorkommen von Werfener Schichten rötlich gedruckt. Südlich von Col Davagnin ist ein Fleck von Tuff zu hell gedruckt. Westlich von M. Forca — 1980 *m* — ist eine schmale Scholle von Werfener Schichten rötlich gedruckt. Östlich von Crep di Casamatta ist ein kleiner blauer Fleck irrtümlich. Südlich von Tabai ist ein Stück einer Störungslinie schwarz gedruckt.

Inhaltsverzeichnis.

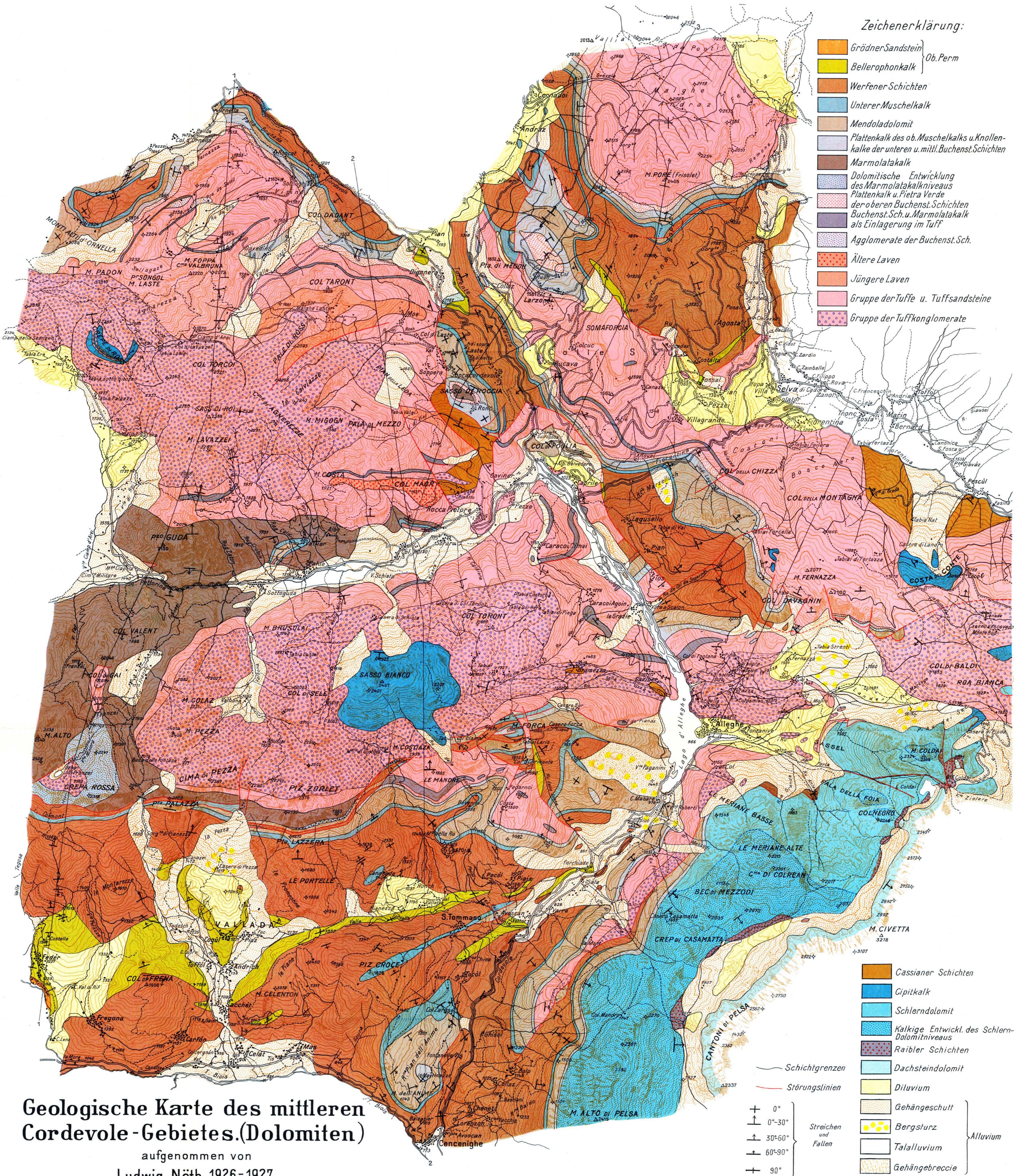
	Seite
Vorwort.....	129
Einleitung.....	130
1. Kurzer Überblick über die geologische Erforschung des Gebietes.....	130
2. Topographischer Überblick.....	131
Stratigraphisch-paläontologischer Teil.....	133
Perm.....	133
Grödner Sandstein.....	133
Bellerophon-schichten.....	134
Trias.....	136
Werfener Schichten.....	136
Unterer Muschelkalk.....	140
Mendoladolomit.....	143
Plattenkalke des oberen Muschelkalkes.....	144
Knollenkalk und <i>Pietra verde</i> der Buchensteiner Schichten.....	145
Plattenkalk und <i>Pietra verde</i> der oberen Buchensteiner Schichten.....	146
Breccielagen in den Buchensteiner Schichten.....	148
Marmolatakalk.....	148
Dolomitische Entwicklung des Marmolatakalkniveaus.....	149
Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine.....	150
Einlagerungen von Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk in Tuffen.....	152
Agglomerate der Buchensteiner Schichten.....	153
Ältere Augitporphyrit- und Mandelsteinlaven.....	153
Jüngere Augitporphyrite und Diabasporphyritlaven.....	153
Gruppe der Tuffkonglomerate.....	154
Cassianer Schichten.....	159
Cipitkalk.....	160
Schlerndolomit.....	163
Kalkige Entwicklung des Schlerndolomitniveaus.....	163
Raibler Schichten.....	164
Dachsteindolomit.....	165
Breccie des Col di Davagnin (? Tertiär).....	165
Diluvium.....	165
Alluvium.....	167
Zur Kenntnis der Fazies und Faziesverteilung in der Triaszeit.....	168
Tektonischer Teil.....	175
Kurze Übersicht über den Aufbau des Gebietes.....	175
A. Das basale Gebirge.....	175
1. Der nördliche Abschnitt.....	175
2. Die Pezzaquetschzone.....	182
3. Die Monte-Forca-Störungszone.....	186
4. Der südliche Abschnitt.....	188
B. Die Monte-Porè-Schubmasse.....	190
C. Die Civettaschubmasse.....	194
Tektonisches Gesamtbild.....	197
Literatur.....	199
Druckfehler der Karte.....	201



**PROFILE ZUR GEOLOGISCHEN KARTE
DES
MITTLEREN CORDEVOLE - GEBIETES
1 : 25.000.**

Zeichen Erklärung:

- | | | | | |
|--|---|------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| | Grödnér Sandstein | } Ob. Perm | | Agglomerate der Buchensteiner Sch. |
| | Bellerophonkalk | | | Cassianer Schichten |
| | Werfener Schichten | | Cipitkalk | |
| | Unterer Muschelkalk | | Ältere Laven | |
| | Mendoladolomit | | Jüngere Laven | |
| | Plattenkalk des Ob. Muschelkalk u. Knollenkalke der Unt. u. Mittl. Buchensteiner Schichten. | | Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine | |
| | Plattenkalk u. Pietra Verde der Ob. Buchensteiner Schichten | | Gruppe der Tuffkonglomerate | |
| | Marmolatakalk | | Diluvium | |
| | Dolomitische Entwicklung des Marmolatakalkniveaus | | Alluvium | |
| | Buchensteiner Schichten u. Marmolatakalk als Einlagerung im Tuff | | Schichtgrenzen, Störungslinien | |



Geologische Karte des mittleren Cordevole-Gebietes. (Dolomiten)

aufgenommen von
Ludwig Nöth 1926-1927.
1 : 25.000.

Gedruckt mit Unterstützung durch den D. u. Ö. Alpenverein.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1929

Band/Volume: [79](#)

Autor(en)/Author(s): Nöth Ludwig

Artikel/Article: [Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe \(Dolomiten\) 129-202](#)