

Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein.

(Südtiroler Dolomiten.)

Mit 1 geologischen Karte und 4 Textfiguren.
Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Dem Andenken
Ferdinand Freiherrn von Richthofens
gewidmet,
anlässlich der 100. Wiederkehr seines Geburtstages
(5. Mai 1833)

Von **Georg Mutschlechner**, Innsbruck.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	200
Geographische und geologische Übersicht	200
Stratigraphischer Teil:	201
Perm: Bellerophon-Schichten	201
Trias: Werfner Schichten	201
Muschelkalk	203
Mendeldolomit	204
Buchensteiner Schichten	205
Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine	206
Buchensteiner Agglomerate	207
Augitporphyr	207
Augitporphyr	208
Wengener Schichten	209
Wengener Agglomerate	210
Cassianer Schichten	210
Massengesteine in den Cassianer Schichten	212
Schlerndolomit	213
Raibler Schichten	214
Dachsteindolomit	214
Der Fazieswechsel	215
Tektonischer Teil:	217
1. Störungsflächen	218
2. Selektive Tektonik	222
3. Bewegungsbild	223
Morphologie:	225
A. Selektive Formgebung und Bodengestaltung	225
B. Hebungsweise Formentwicklung im Tertiär	226
Diluvium:	226
Moränen	226
Alluvium:	230
Nutzbare Ablagerungen und Mineralquellen	231
Verzeichnis der benützten Literatur	231

Vorwort.

St. Cassian, Col di Lana und Buchenstein standen schon lange in meinem Studienprogramme. Um so angenehmer überraschte mich die Einladung meines hochgeschätzten Lehrers, Herrn Professors Dr. R. v. Klebelsberg, zur geologischen Neuaufnahme dieses klassischen Gebietes mit Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein.

Der trockene Sommer 1932 ermöglichte die Durchführung der Feldaufnahme in einem Zuge während der Zeit von Ende Juli bis Anfang Oktober.

Indem ich die Ergebnisse dieser Arbeit der Öffentlichkeit übergebe, habe ich zunächst meine Dankeschuld abzutragen, sowohl an Herrn Professor v. Klebelsberg für Anregung und Hilfe als dem Deutschen und Österreichischen Alpenvereine für die Bestreitung der Kosten des Kartendruckes sowie für die Subvention der Feldaufnahme.

Innsbruck, im März 1933.

Der Verfasser.

Geographische und geologische Übersicht.

Im Zentrum der Südtiroler Dolomiten liegt dieses eigenartige, zur Hauptsache aus Gesteinen der unteren und mittleren Trias aufgebaute Gebirge, eingebettet zwischen der Kreuzkofelgruppe im N, der Sellagruppe im W und der Padonkette im S, flankiert vom Monte Porè, Nuvolau und Lagazuoi im E. Eine orographische Einheit von 77 km^2 , ringsum natürlich begrenzt durch Bachläufe und Wasserscheiden. Erstere fließen teils als Quellen der Gader nordwärts zur Rienz, teils mit dem Cordevole südwärts zum Piave, letztere sind die bekannten Dolomitenpässe von Campolungo im W und Falzarego bzw. Valparola im E.

Das Gebiet kann sich, was Höhe und Wucht der Felszenerie anbelangt, mit seiner großartigen, z. T. über 3000 m aufragenden Umgebung nicht messen. Es ist vorwiegend ein sanftgeformtes, nur von unbedeutenden Steilstufen durchsetztes, bis oben begrüntes Wald- und Wiesenland auf fruchtbaren Tuff- und Mergelböden. Bloß im östlichen Teile krönt noch ein Miniaturhochgebirge aus Schlern- und Dachsteindolomit die wellige Hochfläche. Der Gegensatz dieser grünen Insel inmitten der kahlen Felsregion und der düsteren Padonberge bringt Abwechslung und erhöht den Reiz der Landschaft.

Die höchsten Erhebungen sind der selten bestiegene Settsaß (2575 m) in der gleichnamigen Gruppe, der im Kriege vielgenannte Sasso di Stria oder Hexenfels (2477 m) und der hart umkämpfte „Blutberg“ Col di Lana (2462 m) mit dem Monte Sief (2425 m). Alle im östlichen Teile, im westlichen liegen die Gipfelhöhen bei 2100 m.

Das Gebiet ist nur am Rande besiedelt. Die höchstgelegenen Höfe auf der Enneberger Seite sind im N Sorega bei St. Cassian auf 1605 m, im W Arlara bei Corvara auf 1670 m, in Buchenstein liegen die Häusergruppen Castello in 1760 m, Agai in 1720 bis 1740 m und Sief in 1730 m Meereshöhe. Die Bewohner sind Ladiner, in Enneberg „Badioten“, in

Buchenstein „Fodomi“. Sie treiben vorwiegend Heimviehzucht. Almen gibt es nur oberhalb Corvara und in Valparola.

Gute Automobilstraßen fördern aus allen Richtungen den Verkehr bis an den Fuß dieser Berge.

Stratigraphischer Teil.

Enger begrenzt als in den umliegenden Dolomitstöcken ist im Gebiete zwischen St. Cassian und Buchenstein die Schichtfolge der aufgeschlossenen Sedimentdecke. Sie beginnt erst mit dem obersten Perm und endet in der oberen Trias. Um so mannigfaltiger ist der Gesteinswechsel innerhalb dieser stratigraphischen Grenzen.

Perm.

Bellerophon-Schichten.

Nur in Buchenstein, wo Ogilvie-Gordon (12 und 13) erstmals zwei Vorkommen festgestellt hat, tritt dieses älteste sichtbare Schichtglied zutage.¹⁾

Das größere, in der Südostecke des Kartenblattes, ist durch die Dolomitenstraße und durch Anschnitte an der Verbindung zwischen Salesei und Pian gut aufgeschlossen. Es konnte nach allen Richtungen noch weiter verfolgt werden. Unter den neuen Fundstellen ist besonders ein Steinbruch nördlich Salesei di sopra zu erwähnen, ferner ein Ausbiß am Andrazer Bach nordöstlich von Pian und an seiner Mündung in den Cordevole. Dieses Vorkommen hat seine Fortsetzung in einer kleinen Wand östlich des Andrazer Baches und in den Plattenschüssen beim Straßentunnel südlich Pian. Es kommen hier nicht nur die weißgeaderten bituminösen Kalke, Mergelkalke und Schiefer der oberen Horizonte, sondern auch löcherige Dolomite und Rauhwacken der mittleren Gruppe vor. Hingegen sind die Gipslagen der unteren Bellerophon-Schichten nirgends freigelegt. Der östliche Aufschluß oberhalb der Dolomitenstraße birgt viele Fossilien (hauptsächlich *Pecten* sp.).

Ein zweites Vorkommen liegt zwischen Ruaz und Vallazza am linken Ufer des Cordevole. Es besteht aus fossilführendem, bituminösem Kalk und Mergelkalk. Vgl. Ogilvie-Gordon (13, Seite 359).

Die Versteinerungen sind im Buchensteiner Gebiete meist auf einzelne Lagen beschränkt, in diesen aber verhältnismäßig reichlich zu finden. Am häufigsten sind *Gymnocodien*, *Pecten* und *Avicula*. Die Gattung *Bellerophon* ist selten.

Die Mächtigkeit der stark verbogenen Bellerophon-Schichten läßt sich wegen Verhüllung der Liegendgrenze nicht ermitteln.

Trias.

Werfner Schichten.

Die Sedimente der untersten Trias haben ihr Hauptverbreitungsgebiet ebenfalls in Buchenstein, kleinere Vorkommen verzeichnet die Karte

¹⁾ Die Zahlen verweisen auf das Literaturverzeichnis.

am Nordwestrande zwischen Corvara und Stern. Mit der gleichen Signatur wurden oberhalb Varda (bei Arabba) und bei Masarei Schollen von Werfner Schichten im Verlande der Buchensteiner Agglomerate ausgeschieden, deren Beschreibung in einem späteren Kapitel folgt.

Das Bachbett des Cordevole wird zwischen Ruaz und Pian auf eine Strecke von $4\frac{1}{2}$ km fast ausschließlich von Werfner Schichten gebildet, die sich auch an den begleitenden Hängen hoch hinaufziehen, so daß nicht nur die Dolomitenstraße von der Ruazschlucht bis Livinè, sondern auch noch die Häusergruppe Corte in ihrem Bereiche liegt. Neu erscheinen gegenüber älteren Aufnahmen die Vorkommen nördlich der Weiler Livinè und Brenta sowie auf der Bergwiese Prade. Steilstehende Werfner Schichten übersetzen den Kirchenbach oberhalb Pieve an zwei Stellen. Ein drittes, tieferes Vorkommen beginnt knapp östlich dieser Tiefenlinie und reicht bis zum Andrazer Bach, von wo es nach kurzem Untertauchen unter Muschelkalk und Mendeldolomit bis oberhalb Andraz verfolgt werden kann. Ein tektonisch interessantes Vorkommen erscheint noch nördlich Franza im oberen Andrazer Tal.

Die übliche Trennung in Seiser und Campiller Schichten ließ sich in der Karte nicht durchführen, zumal der für andere Gebiete charakteristische Aufarbeitungshorizont hier fehlt und weil — wie schon Ogilvie-Gordon (13, Seite 361) gezeigt hat — petrographische und paläontologische Gemeinsamkeiten zwischen beiden Gruppen bestehen. Sicher ist, daß echte Seiser Schichten in der Gegend von Salesei vorhanden sind und auch mit ihren basalen Lagen (hellgraue bis blaugraue Mergel und Kalke) in der Tiefe des Cordevoletales südlich Pieve mehrmals auftauchen. Bei allen übrigen Vorkommen handelt es sich trotz teilweise sehr ähnlicher Gesteinsfarbe und gleicher lithologischer Beschaffenheit um Campiller Schichten.

Letztere lassen auch hier die für das mittlere Gadertal typische Dreiteilung in eine untere und obere rote und in eine mittlere, graue Gruppe erkennen, sie wird aber vielfach wegen der komplizierten Schichtstauungen und -wiederholungen undeutlich. Oolithische Ausbildungen und Konglomeratbänke wie im Gadertal wurden in den oberen Campiller Schichten dieses Gebietes nicht gefunden. Hauptgesteine sind glimmerreiche Mergel, Kalke und Schiefer. Das Gesagte gilt auch für die Vorkommen südlich von Stern, wo nur Campiller Schichten erschlossen sind.

Die Fauna der Werfner Schichten ist im Verhältnis zu jenen in nördlicheren Gegenden individuenärmer. Meine Funde sind:

- Pseudomonotis Clarai* Emmrich . . . In gelbem Mergel und rötlichgrauem Kalk der oberen Campiller Schichten. Südlich Kilometer 31 zwischen Stern und Corvara.
- Anodontophora fassaensis* Wissmann . Oberste, graurote Campiller Schiefer. Südlich Stern, und zwar am Westufer des Maradagnabaches.
- Anodontophora fassaensis* Wissmann
var. *Bittneri* Frech In rotem, glimmerreichem Mergel der Campiller Schichten oberhalb der Dolomitenstraße südlich Corte. Auch in dunkelrotem Mergelkalk der Campiller Schichten östlich von Punkt 1506 zwischen Stern und Corvara.

Naticella costata Münster In grauen, glimmerreichen Campiller Mergeln nördlich Andraz.

Die Mächtigkeit der Werfner Schichten beträgt bei Vallazza etwa 350 m, westlich von Pian mindestens 200 m, zwischen Salesei und Andraz ca. 150 m. Südlich von Stern kann sie nicht ermittelt werden.

Muschelkalk.

Südlich vom Dorfe Stern folgt über den Werfner Schichten fast überall eine dünne, aus der Ferne nicht erkennbare Einschaltung von Unterem Muschelkalk, bestehend aus grauen, schwach bituminösen Kalken. Darüber liegt unmittelbar die helle Wandstufe des Mendeldolomits. Das Muschelkalkkonglomerat fehlt in dieser Gegend.

Ungleich größer ist die Verbreitung des Muschelkalkes auf der Buchensteiner Seite, wo die Aufnahme ebenfalls ein teilweise verändertes Kartenbild ergab. Neu ist beispielsweise das Vorkommen von Muschelkalk zwischen Molinat am Andrazer Bache und der Dolomitenstraße. Dazu kommen in Buchenstein noch lithologische Unterschiede. Die anisische Stufe ist hier einschließlich des Mendeldolomithorizontes vorwiegend kalkig entwickelt. Paläontologische Anhaltspunkte (Ammoniten, Diploporen) sind in dieser einheitlichen Kalkmasse viel zu selten, um eine durchgehende Gliederung in Unteren und Oberen Muschelkalk oder Mendelkalk zu ermöglichen oder zu rechtfertigen. Bei kleinen Aufschlüssen oder bei den gerade in Buchenstein häufigen, tektonisch entstandenen Schichtwiederholungen könnte diese approximative Teilung leicht zu Verwechslungen führen. Aus diesem Grunde wurde in der Karte die einheitliche Bezeichnung „Muschelkalk“ verwendet. Nur dort, wo in der Karte auch der Mendeldolomit ausgeschieden ist, bildet der Untere Muschelkalk das Liegende.

Mit der Farbe des Muschelkalkes wurden ferner auch größere Schollen eines hellen Kalkes in den Buchensteiner und Wengener Agglomeraten bezeichnet.

Wo die basalen Lagen des Muschelkalkes bei der Gebirgsbewegung nicht abgeschürft und zerrieben wurden, ist auf der Buchensteiner Seite beinahe überall das Muschelkalkkonglomerat zu finden. Primäre Fehlgebiete liegen zwischen Pieve und Andraz, ebenso zwischen Brenta — Punkt 1223 — und Salesei di sotto.

Schön aufgeschlossen ist es an der Straßenbiegung östlich der Ruazschucht. Dort folgen über den roten Campiller Schichten zunächst 5 bis 6 m rötlichen Konglomerats, hierauf rote Schiefer und Mergel. Darüber breitet sich ein helles Konglomerat, überlagert von grauen Schiefem und Mergeln und vom eigentlichen Muschelkalk.

Gute Aufschlüsse findet man auch unweit des Cordevole westlich Ruaz, dann zwischen Liviné und Vallazza di fuori, sowie nördlich Franza.

Das Muschelkalkkonglomerat kann auch in diesem Gebiet nur als Transgressionsbildung aufgefaßt werden. Mit einer tektonischen Breccie oder mit nachträglich verfestigten Überschiebungserollen hat es bestimmt nichts zu tun.

Der nächsthöhere Horizont besteht aus den schon erwähnten roten und grauen Mergeln, die zusammen mit gleichfarbigen, sandigen und sandig-kalkigen Lagen den Campiller Schichten sehr ähneln und, da sie

meist keine Fossilien enthalten, von ihnen kaum zu unterscheiden sind. Besonders auf der Weidefläche Prade oberhalb Pieve und am Buchensteiner Kirchenbach könnte man im Zweifel sein, was noch als Werfner Schichten und was als Muschelkalk zu bezeichnen ist.

Der Muschelkalk engeren Sinnes ist ein mehr oder weniger bituminöser Kalk von schwarzer bis grauer Farbe. Im allgemeinen sind die tieferen Lagen heller, es kommen aber auch auf den dunklen Kalken noch lichte Mergelkalke vor.

Über ziemlich reine, bläßgraue, schwach verkarstete Kalke führt der Weg von Ruaz (am Cordevole) zur Kirche von St. Johann (Punkt 1403).

Nahe östlich der Brücke (1439 *m*) über die Ruazschlucht enthalten die hellen Kalke vereinzelt Crinoiden, was zu der nicht ganz zutreffenden Bezeichnung „Crinoidenkalke“ (vgl. 8, Seite 251) Anlaß gab. Hier fanden Hoernes und Mojsisovics (8) neben anderen Versteinerungen auch Ammoniten.

An einem kleinen Felsensteige, der südlich der genannten Brücke von der Dolomitenstraße abzweigt und die beiden zerschossenen Sperrforts (Ruaz und Corte) verbindet, stehen fossilführende, hellgraue Mergelkalke an. Höher oben ist durch eine Kaverne schwarzer, bituminöser Kalk mit fein verteiltem Pyrit erschlossen. Fossilien wurden darin nicht gefunden.

Oberhalb Pieve besteht der Muschelkalk vorwiegend aus sehr dunklen Kalken. Eine bräunlich anwitternde Bank nordöstlich vom Dorfe auf etwa 1700 *m* Höhe ist voll Röhrechen von *Diplopora annulatissima* Pia. Nordnordwestlich über Pieve fanden sich in annähernd gleicher Höhe Reste schlecht erhaltener Ammoniten, und zwar ceratitenartige Formen.

Die Mächtigkeit des Muschelkalkes ist zwischen Corvara und Stern am geringsten, in Buchenstein hält sie sich zwischen 80 und 100 *m* und vermindert sich nur dort, wo noch Mendeldolomit darüber liegt, auf 40 *m*.

Mendeldolomit (Sarldolomit).

Die obere Abteilung der anisischen Stufe ist zumeist kalkig-bituminös entwickelt und von den teilweise ganz gleich ausgebildeten höheren Horizonten des Unteren Muschelkalks ohne entsprechende Fossilfunde im Felde nicht zu unterscheiden.

Echter Mendeldolomit, das heißt ein Gestein oberanisischen Alters von rein dolomitischer Beschaffenheit, kommt in größerer Ausdehnung nur am Nordwestrande des untersuchten Gebietes südlich Stern vor, wo er aus tektonischen Gründen mehrmals in steilen Abbrüchen heraustritt.

In Buchenstein finden sich nur drei unbedeutende Vorkommen. Das westlichste zeigt die Karte als schmalen Streifen am sonnseitigen Hang des Cordevoletales zwischen Punkt 1223 (westlich Pieve) und Salesei di sotto. Ein zweites durchschneidet der Cordevole bei der Brücke westlich von Pian. Das Gestein ist hier ein hochkristalliner gelblicher Dolomit. Typischer Mendeldolomit ist ferner als helle Felsflucht unterhalb Molinat am rechten Ufer des Andrazer Baches erschlossen. Ein schmales Vorkommen zwischen Werfner Schichten nördlich Franza besteht aus dolomitischem Kalk, bildet also bereits eine Übergangstype zum Muschel-

kalk, und wurde deshalb mit der Farbe des letzteren bezeichnet. Das Anstehende zu den losen Dolomitblöcken im Walde nahe oberhalb des Fahrweges bei Franza konnte nicht gefunden werden. Entweder handelt es sich um Auflagerungsreste oder um glazial zugeschleppten Schlern-dolomit.

Die Mächtigkeit des Mendeldolomits beträgt — was auch die Profile erkennen lassen — bei Stern 70 bis 100 *m*, also beträchtlich mehr wie in Buchenstein, wo er nur ein durchschnittlich 50 *m* dickes Paket bildet.

Buchensteiner Schichten.

Die älteste Abteilung der ladinischen Stufe ist von Richthofen (15) im Jahre 1860 nach der Talschaft Buchenstein, wo diese Gesteine gut erschlossen sind, als „Buchensteiner Schichten“ bezeichnet worden. In beträchtlicher Ausdehnung ist sie auch zwischen Corvara und Stern freigelegt. Für beide Verbreitungsgebiete ergaben sich nicht unbedeutende Abweichungen gegenüber den bisherigen Darstellungen. Einzelheiten übergehe ich, weil die tatsächliche Verbreitung aus der Karte deutlich zu sehen ist.

Die Buchensteiner Schichten bestehen hier aus hornsteinreichen Knollenkalken, kieseligen Plattenkalcken, aus *Pietra verde* und verschiedenen anderen Sedimentärtuffen, ferner aus Bänderkalcken und Tuffschiefen.

Die erstgenannten Kalke nehmen hauptsächlich die tieferen Horizonte ein, *Pietra verde* findet sich vorzugsweise in mittleren und höheren Lagen, die übrigen Tuffe und auch die Tuffschiefer und Bänderkalke sind auf den oberen Teil beschränkt.

Knollenkalke und Plattenkalke, die beiläufig die untere Hälfte der gesamten Buchensteiner Schichtenfolge ausmachen, zeigen auch hier das gewohnte und in anderen Arbeiten genügend beschriebene Aussehen, bedürfen daher keiner weiteren Erläuterung.

Interessanter sind die Tuffe. Das bekannteste Tuffgestein der Buchensteiner Schichten ist die kieselsäurereiche *Pietra verde*, die hier so feinkörnig ist, daß selbst mit der Lupe in der einheitlich dichten Masse meist keine Bestandteile (z. B. Feldspäte wie in Wengen) unterscheidbar sind. Wenn Biotit vorhanden ist, kann er oft schon mit freiem Auge deutlich erkannt werden. Kaliglimmer wurde hier nicht gefunden. Glimmerreiche Lagen wechseln mit glimmerarmen und ganz freien.

Guten Einblick in die Verwitterungszone der *Pietra verde* bietet eine alte Geschütz-kaverne im Walde südlich Brenta (Buchenstein) in etwa 1250 *m* Höhe. Der Stollen-eingang ist in *Pietra verde* gehauen, deren prächtig grüne Patina-Farbe gegen das Innere bald verblaßt und in einen unansehnlichen, grauen bis graugrünen Stein übergeht. Das Haufwerk, seit 17 Jahren den Atmosphärrillen ausgesetzt, ist schon größtenteils grün angewittert. Ein Beweis, daß die grüne Farbe verhältnismäßig rasch durch sonst gar nicht tief gehende Zersetzungsvorgänge entsteht.

In der *Pietra verde* von Prade (Plan da Prade, am Südhang des Col di Lana) lag der von Hummel (3) gefundene und von Kieslinger (4) beschriebene *Arpadites Arpadis* v. Mojs. Es ist einer der äußerst seltenen Fälle, daß man in diesem Tuff ein Fossil fand.

Andere kieselsäurereiche Tuffe sind schmutzigweiß. So kommt südlich vom Dolomitengasthaus innerhalb Stern im südlichsten Aufschlusse

der Buchensteiner Schichten auf 1500 *m* Höhe eine nur wenige Dezimeter starke Einlagerung dünngebankten, hellen Tuffgesteins vor, das auf Salzsäure etwas braust und kleine, unregelmäßig begrenzte Schüppchen von dunklem Glimmer erkennen läßt.

Größere Verbreitung und Mächtigkeit hat ein ebenfalls heller, bisweilen wie feinkörniger Gneis aussehender Plagioklastuff mit viel kleinem, aber häufig kristallographisch umgrenztem Biotit. Auf Salzsäure reagiert er nicht. Dieser Tuff bildet die obersten Buchensteiner Schichten im Quellgebiete des Ru dalla Porta an der Ostseite des Col di Lana (Aufschluß längs eines Heuweges in 2020 *m* Höhe) und weiter östlich (Umgebung von Punkt 2027) im Hangenden der *Pietra verde*.

In unmittelbarer Nähe des genannten hellen Tuffes südlich des Dolomitengasthauses wurde eine zirka 1½ *m* dicke Lage grauschwarzen, sehr festen, quarz- und biotitreichen Tuffes gefunden.

Hauptgestein der obersten Buchensteiner Schichten sind sowohl südlich von Stern als auch bei Chertz, ferner am Südhang des Col di Lana und bei Agai graubraune, feinkörnige Tuffsandsteine. Daß diese noch zu den Buchensteiner Schichten gehören, beweisen — wenn keine paläontologischen Anhaltspunkte gegeben sind — vereinzelt ganz dünne Einschaltungen von *Pietra verde* (Quellgebiet des Kirchenbaches oberhalb Pieve bei 1800 bis 1820 *m* Höhe und bei Agai). Westlich Chertz wechseltellern die Tuffsandsteine mit Bänderkalken.

Schließlich findet man in den obersten Buchensteiner Schichten am Osthange des Freina-Berges westlich St. Cassian, wie auf der Weidefläche Prade (südlich des Col di Lana) und westlich Castello auch gelbbraune bis schwarze, in dünne Tafeln spaltende Tuffschiefer, deren Schichtflächen mit Daonellen und Muschelbrut bedeckt sind.

Die Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten schätze ich — abzüglich der durch Faltungen und Stauchungen bewirkten Verdickung — zwischen Stern und Corvara auf etwa 120 *m*, in der Andrazer Gegend auf 100 *m*. An der Südseite des Col di Lana beträgt sie über 100 *m*, bei den Häusern von Sief nur 50 *m*. Westwärts nimmt die Mächtigkeit wieder zu.

Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine.

In der Gegend von Arabba erreichen die am Südrande der Sella-gruppe vorkommenden und von Reithofer (14, Seite 535 bis 537) beschriebenen Konglomerate und Sandsteine das Ostende ihres Verbreitungsgebietes. Nahe der „Trattoria Col di Lana“ stehen in einem Steinbruch an der Campolungosträße gut gebankte und geschichtete Tuffsandsteine an. Diese werden von Tuffkonglomeraten überlagert. Im Hangenden der letzteren folgen Tuffe und Tuffsandsteine mit *Daonella Lommeli* Wissmann, dem Leitfossil der Wengener Schichten. Tuffkonglomerate und Sandsteine sind ferner nordwestlich und östlich von Varda im Liegenden der Buchensteiner Agglomerate bis Renaz erschlossen.

Die Konglomerate bestehen aus Porphyritgeröllen, die durch einen grünen bis schwarzen Tuff verfestigt sind. Gelegentlich treten die Einschlüsse zurück und das Bindemittel überwiegt.

Aus den Lagerungsverhältnissen (Liegendes der Buchensteiner Agglomerate bzw. Wengener Schichten) ergibt sich für diese Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine oberes Buchensteiner und vielleicht auch noch unteres Wengener Alter.

Buchensteiner Agglomerate.

Über den Buchensteiner Schichten folgen sowohl im Gebiete zwischen St. Cassian, Stern und Corvara als auch zwischen Campolungo und der Häusergruppe Sief in größerer Mächtigkeit die Agglomerate der Buchensteiner Schichten. An den Hängen des Col di Lana liegen über den letzteren zunächst Augitporphyrittuffe und erst darüber erscheint eine 10 bis 20 m dicke Lage von Agglomeraten. Nördlich von Pieve durchzieht ausnahmsweise ein zweites, aber nur 1 bis 2 m starkes Band von Agglomeraten die Augitporphyrittuffe.

Die Agglomerate zwischen St. Cassian und Corvara weisen die normale, breccienartige Beschaffenheit wie in den übrigen Enneberger Dolomiten auf. Gleiches gilt auch vom Col di Lana-Gebiete weiteren Sinnes.

Im westlichen Buchenstein sind ihnen nicht nur Blöcke, sondern ganze Schollen älterer Gesteine eingelagert. Einige besonders große findet man in der Karte eingetragen. Die Campolungo-Straße führt nördlich Arabba auf 1790 m Höhe durch eine rote Werfner Scholle solcher Art. Etwas höher sieht man mitten in den Agglomeraten helle Kalkfelsen, die als Muschelkalk anzusprechen sind. Kleinere Einschlüsse von fossilführenden Seiser- und Campiller Schichten und hellem Kalk, hauptsächlich in einer großen Felsennische oberhalb Varda leicht zugänglich, kann man noch bis über Masarei hinüber verfolgen. Weiter östlich fand ich nur mehr am Südhang des Col di Rode (nordöstlich Corte) ein größeres Kalkvorkommen. Alle diese Schollen sind nicht durch einen tektonischen Vorgang hineingelangt, sondern primär wie die anderen Einschlüsse in die Agglomerate aufgenommen worden und lassen auf unmittelbare Nähe vulkanischer Herde schließen (vgl. auch 2). Je eine Ausbruchsstelle tritt oberhalb Varda (bei Arabba) und oberhalb Renaz zutage.

Vielfach erkennt man, daß die Buchensteiner Agglomerate gegen das Hangende feinkörniger werden. Feinsandige, tuffige Lagen enthalten z. B. oberhalb Chorz Pflanzenreste.

Das Bindemittel ist grauer bis grüner, am Ru dalla Porta (nördlich von Andraz) ein dunkelgrauer, braun oder schwarz anwitternder, quarzreicher Tuff.

Mächtigkeit: Am Piz 100 m; am Maradagnbach 30 m. Zwischen Campolungo und Sief 80 bis 100 m. Im Col di Lana-Gebiete 10 bis 50 m.

Augitporphyrit.

Dieses mittelladinische Massengestein wurde nur in westlichen Gebietsteilen gefunden. Es ist überall als deckenförmiger Erguß konkordant zwischen Sedimente eingelagert. Gänge sind nicht erschlossen.

Das Vorkommen nördlich Arabba, an den Hängen von Sora Cengle, wird von fossilereen Tuffen (Augitporphyrittuffen), in die es seitlich spitz auskeilt, unter- und überlagert. Es ist ein braun anwitternder Porphyrit mit großen dunkelgrünen Augiteinsprenglingen in einer graubraunen Grundmasse. Das Gestein stimmt mit jenem von der Sellaizza (Sellagruppe) überein. Näheres bei Reithofer (14, Seite 537 und 538). Die Mächtigkeit beträgt 10 bis 15 *m*.

Weitere Vorkommen von Augitporphyrit sind am Kamme des Piz zwischen Corvara und St. Cassian erschlossen, wo ihre tatsächliche Verbreitung bisher nicht bekannt war. Die vier ganz schmalen Ausbisse finden sich in der Umgebung der Koten 2077 und 1780 und gehören einem Erguß an, vielleicht sogar demselben wie das erstbeschriebene Vorkommen, von dem sie petrographisch nicht zu unterscheiden sind. Wie die Karte zeigt, liegen hier die Porphyrite vorwiegend auf Buchensteiner Agglomeraten und werden entweder von gleichen fossilfreien Tuffen, wie sie teilweise auch an der Basis zu finden sind, oder von echten Wengener Schichten überlagert. Die Porphyrite leiten also auch in diesem Gebiete den Beginn der Wengener Periode ein. Die Mächtigkeit reicht bis zu 15 *m*.

Fehlgebiete sind sowohl die Hänge südlich von Alting (bei Stern) und nordöstlich von Corvara als auch die gut erschlossenen Steilhänge zwischen Arabba und dem Andrazer Tal einschließlich des Col di Lana, wo die Laven überall durch die sogenannten Augitporphyrittuffe ersetzt sind.

Augitporphyrittuffe.

Diese Bezeichnung wird hier für Tuffe verwendet, die zwischen den Buchensteiner und Wengener Schichten liegen. Aus der Karte und aus der schematischen Darstellung der Faziesverhältnisse (vgl. Seite [216]) ist zu lesen, daß sie entweder das Liegende oder das Hangende der Buchensteiner Agglomerate bilden. Sie unter- und überlagern aber auch den Augitporphyrit und vertreten ihn überall dort, wo er fehlt, sind also gleichen Alters wie die Buchensteiner Agglomerate und der Augitporphyrit.

Von letzterem enthalten sie häufig Bestandteile, z. B. zerbrochene oder abgestumpfte Augitkristalle. Sie sind daher teilweise Aufarbeitungsprodukt der mittelladinischen Laven. Im allgemeinen sind es dunkle, feste, nicht sehr grobkörnige Tuffe. Feinschichtung wurde öfters gefunden. Beim Zerschlagen zerfallen sie bald in Hohlsherben, bald in rhomboedrische Stücke oder unregelmäßig begrenzte Splitter.

In diesen Tuffen fand ich niemals Spuren tierischer Reste. Wenn nicht Agglomerate den Abschluß nach oben bilden, wird der Beginn der Wengener Schichten durch das Vorkommen von *Daonella Lommeli* Wissmann angezeigt.

Die Mächtigkeit der Augitporphyrittuffe beträgt im Pizgebiete 60 *m* und sinkt nur am Maradagnbach auf etwa 25 *m* herab. Für Buchenstein gelten Werte von 70 bis 120 *m*. Nächst dem Dorfe Andraz erreichen sie 200 *m*.

Wengener Schichten.

Ein anderes Ergebnis der Neuaufnahme liegt in der Feststellung, daß Tuffe mit *Daonella Lommeli* Wissmann viel weiter verbreitet sind, als man bisher angenommen hatte. Besonders für das Col di Lana-Gebiet ist dieser Zuwachs recht deutlich. Überall dort, wo in der Karte Wengener Gesteine ausgeschieden sind, konnten sie auch mit den Leitfossilien belegt werden. Die wichtigsten Fundstellen für Versteinerungen sind unten angegeben.

Das Liegende bilden am Col di Lana die Buchensteiner Agglomerate, im übrigen Gebiete sind es Augitporphyrittuffe, am Piz auch Porphyrit.

Die Wengener Schichten bestehen auch hier aus reichlich Pflanzenreste führenden Tuffen sowie in Platten und in dünne Tafeln spaltenden Tuffschiefeln. Großen Anteil nehmen, besonders am Aufbau oberer Horizonte, Tuffsandsteine, deren feinkörnige Varietäten häufig hellgrau bis weiß, ganz selten auch von roter Farbe sind. Letzteres ist südlich von Punkt 1919 oberhalb Masarei der Fall. Am Andrazer Bache findet man 1 cm dicke, blaßrötliche Lagen, zusammengesetzt aus feinsten, halbmondförmig gekrümmten, ursprünglich senkrecht zur Bankungsfläche angeordneten Calcit- und Gipsfasern.

Nördlich von Arabba kommen am Abkürzungswege nach Campolungo im Hangenden der Tuffkonglomerate dünngebankte, braun anwitternde Tuffe und Tuffsandsteine mit Pflanzenresten und sehr gut erhaltenen Exemplaren von *Daonella Lommeli* Wissmann vor.

Die Fossilführung der Wengener Schichten ist auf einige dünne, im Streichen weithin verfolgbare Lagen beschränkt. Ein grauschwarzer, borkenartig anwitternder, zerklüfteter Tuff kann geradezu als Leithorizont bezeichnet werden, weil in seiner Nähe stets Daonellen zu finden sind.

Nachstehend eine Zusammenstellung meiner Funde, die teilweise das Wengener Alter dieser Vorkommen beweisen.

Daonella Lommeli Wissmann . . . Gegend von Stern: Nördlich, südlich und südöstlich von Punkt 1557.

Gegend von St. Cassian: Am Bach westlich der Kirche; an mehreren Stellen oberhalb des Bauernhofes Sorega; westlich und östlich des Plonerbaches; am Piz.

Gegend von Corvara: Oberhalb Piazza; bei den Koten 1897 und 1982, ferner am Maradagnbach. An den Hängen östlich vom Rutortbach. Südwestlich vom Incisajoch.

In Buchenstein: Am Bächlein nördlich Arabba auf 1680 m Höhe. Am Kamm nördlich von Masarei und Chorz. Am Fahrweg und in der Schlucht nördlich Chorz. Am Selvazzabach und seinen Zuflüssen. Nördlich, östlich und südöstlich von Contrin. Am Col di Rode. Am Siefsattel und weiter südlich bis zum Siefzahn. Am Nebengipfel des Col di Lana. Am Abstieg nach Pian della Gitscha, Andraz und Castello. Auf der Castello-Alpe usw.

Trachyceras Richthofeni Mojs. . . Oberhalb des Bauernhofes Sorega bei St. Cassian.

Orthoceras sp. Am Piz, und zwar nördlich von Punkt 2043.

Monophyllites wengensis Klipst . . Bei Punkt 2221 (östlich Col di Lana).
Unbestimmbare Ammonitenreste . . Nebengipfel des Col di Lana.

Die Mächtigkeit der Wengener Schichten schwankt zwischen 250 und 300 m.

Wengener Agglomerate.

Am Col di Lana kommen im Verbande der Wengener Schichten Agglomerate vor, die auch in der Karte ausgeschieden wurden. Man kann sie — vom Gipfel aus deutlich sichtbar — den Ostabstürzen des Siefberges entlang bis in die Castello-Wiesen verfolgen. Zwei kleinere Vorkommen liegen nordöstlich und südöstlich vom Gipfel. Auch unweit der Häusergruppe Contrin wurden zwei kleine Linsen festgestellt.

Diese Gesteine werden deshalb als Wengener Agglomerate bezeichnet, weil sie den Wengener Schichten eingelagert sind. Im übrigen sind sie gleichsam als eine Wiederholung der Buchensteiner Agglomerate aufzufassen. Der Gehalt an Kalkeinschlüssen (Muschelkalk) verleiht ihnen die helle Gesamtfarbe. Eine besonders große Kalkscholle nordöstlich vom Col di Lana wurde in der Karte angedeutet. Das Bindemittel bildet meist ein graugrüner Tuff. Bemerkenswert ist, daß in den Wengener Agglomeraten kein Augitporphyrat gefunden wurde. Jedenfalls scheint er darin — im Gegensatze zu den Buchensteiner Agglomeraten dieses Gebietes — selten zu sein.

Größte Mächtigkeit: 50 m.

Cassianer Schichten.

Südlich vom Dorfe St. Cassian liegt das klassische Verbreitungsgebiet dieser Schichten. Ihr altbekanntes Versteinerungsreichtum zeitigte sehr früh eine ansehnliche paläontologische Eigenliteratur. Befaßten sich doch schon fast alle Geologen, die im vorigen Jahrhundert die Dolomiten bereisten, in irgendeiner Hinsicht mit diesem Komplex und seiner gut erhaltenen Fauna.

Die Cassianer Schichten nehmen hauptsächlich das Bergwiesenland beiderseits des Pralongiäkammes ein, wo sie nordwärts über den Piz di Sorega fast bis zum Gaderbach innerhalb St. Cassian und im NE bis zur Eisenofenalpe erschlossen sind. Südseitig verläuft ihr Ausstrich, mehrmals durch Schutthalden unterbrochen, den Abstürzen des Settsaß und des Sasso di Stria entlang. Kleine Vorkommen liegen ferner an der Nordseite des letzteren (Tra i sassi-Paß) und nordwestlich vom Valparolasee.

Die Neuaufnahme zeigte, daß im allgemeinen eine stratigraphische Dreiteilung der Cassianer Schichten gegeben ist. Man kann eine untere und obere Kalk- und Mergelgruppe unterscheiden, die durch eine tuffige Zwischenlage voneinander getrennt sind. Für den steileren Süd- und Westabfall des Pralongiärückens (Buchensteiner und Corvara-Seite) trifft diese Gliederung unbedingt zu. Dagegen ist in dem von Schuttströmen vermurten Einzugsgebiete des Piccolbaches (Cassianer Seite) die mittlere Abteilung im Anstehenden nicht feststellbar. Man trifft nur

tuffige Findlinge. Die beiden anderen Gruppen lassen sich auch hier vermöge ihrer lithologischen Eigenheiten und gestützt auf paläontologische Anhaltspunkte auseinanderhalten.

1. Die untere Kalk- und Mergelgruppe.

Das Liegende bilden überall die Wengener Schichten. Aus ihnen gehen die untersten Cassianer Gesteine meist durch Wechsellagerung allmählich hervor. Im gleichen Verhältnis wie der Tuffgehalt schwindet, nimmt der Kalk- und Mergelanteil zu, dementsprechend wird auch die Farbe heller. Schwierig ist die Abgrenzung, wenn höher oben noch einmal Tufflagen erscheinen, wie am Incisajoch und weiter südöstlich oder oberhalb Contrin.

Die wichtigsten Gesteine dieser Gruppe sind gelbbraun anwitternde, im frischen Bruche graue Kalke, deren Schichtflächen mit kleinen Seeigelstacheln bedeckt sind; ferner graugelbe oolithische Kalke, gelbliche Kalksandsteine und gleichfarbene oder graue Mergel. Alle diese Gesteine folgen in vielfachem Wechsel übereinander. Im Abstände von ein paar Metern unterbricht eine oft nur 1 dm dicke, festere Kalklage das dünngeschichtete Kalk- und Mergelsystem. Bemerkenswert sind etwa 1 cm starke, sich oft wiederholende Bänder von Calcit und Gips. Die ursprünglich senkrecht zu den Bankflächen angeordneten Fasern sind tektonisch verbogen.

Ihre größte Verbreitung und Mächtigkeit (250 m) hat diese älteste Gruppe der Cassianer Schichten im westlichen Teile. Gegen Norden und Osten tritt eine auffällige Verdünnung ein, die auch im Kartenbilde zum Ausdruck kommt.

2. Die Tuffe und Tuffsandsteine der Cassianer Schichten.

Eine verhältnismäßig dünne Zone ganz anderer Gesteine trennt im S und W die beiden Kalk- und Mergelgruppen: teils feinkörnige Tuffe, teils gröbere, die man als Tuffsandsteine bezeichnen kann. Beide erinnern äußerlich sehr an die Wengener Schichten. Sie sind gut geschichtet, im frischen Bruche grau und verwittern graugelb bis braun. Obwohl ziemlich quarzreich, reagieren sie im Gegensatz zur Mehrzahl der Wengener Gesteine auf Salzsäure. In den feinkörnigen Lagen kommen am Südhang des Pralongiärückens und am Siefsattel nicht selten Pflanzenreste vor. Westlich vom Settsaß, und zwar unterhalb Punkt 2272, wurden im grobkörnigen Tuffsandstein winzige, teils glatte, teils deutlich konzentrisch skulpturierte Schälchen von nicht näher bestimmbarern Muscheln gefunden. Ferner fand sich am Siefsattel nahe der Grenze gegen die Wengener Schichten der Abdruck einer größeren, stark gewölbten Muschel (? *Pachycardia rugosa* Hauer). Sonst scheinen aber Versteinerungen sehr selten zu sein.

Diese zweite Zone ist die dünnste (höchstens 80 m) von den dreien und hebt sich im allgemeinen durch ihre dunklere Farbe von den anderen ab. An den sonnseitigen Hängen des Pralongiakammes in steilen Abbrüchen erschlossen, kann sie nach Osten bis zur Falzarego-Straße verfolgt werden. Im Norden (Cassianer Seite) sind die Ausstriche dagegen

nicht zu sehen, sei es, weil sie verschüttet sind oder weil diese Zwischenlage gegen N auskeilt. Am Unterlauf des Piccolbaches, wo die linke Talseite von untersten, die rechte von obersten Cassianer Schichten gebildet wird, müßten die Tuffe zum Vorschein kommen.

3. Die obere Kalk- und Mergelgruppe.

Sie gleicht petrographisch im wesentlichen der unteren Gruppe. Es kehren die gelbbraunen Kalke und Kalksandsteine, die gelblichen und grauen Mergel wieder, hauptsächlich in tieferen Lagen auch die hellen Calcitbänder. Neu treten grau und ockergelb anwitternde Kalke und Mergelkalke hinzu. Nach oben schließt sie mit dünngebankten, grauen Kalken ab, die beispielsweise am Eisenofenbach innerhalb der gleichnamigen Alpe unmittelbar im Liegenden der Raibler Schichten erschlossen sind.

Für den Paläontologen ist diese oberste Zone, die den Pralongiäkamm und seine nach Norden schichtparallel abdachenden Hänge bis zum Gaderbache, ferner die Unterlage des Settsaß und des Sasso di Stria bildet, die wichtigste und ergiebigste. In ihr liegen die berühmten Fundstellen von „Stuores“ und der „Settsaß-Scharte“, letztere ein leicht begehbarer Einschnitt zwischen dem Richthofenriff und dem Settsaß. Beide werden seit Dezennien häufig abgesucht, liefern aber noch immer sehr schöne und gut erhaltene, ausgewitterte, oft vollkommen frei liegende Versteinerungen. Lohnend ist auch die Suche im Stuoreswalde (östlich vom gleichnamigen Bache). Was in den Sammlungen der Institute und Museen gezeigt wird, stammt größtenteils aus einem dieser drei Fundorte. Weniger bekannt ist, daß auch am Pralongiägipfel (Punkt 2139) Ammoniten vorkommen. Plumpe, keulig ausgebildete Seeigelstacheln (Typus *Cidaris dorsata* Bronn) überwiegen in der fossilreicheren oberen Kalk- und Mergelgruppe, wogegen in der unteren mehr stäbchenförmige Stacheln (Typus *Cidaris decorata* Münster) zu finden sind. Genauere Angaben über die Fossilführung scheinen mir überflüssig, weil schon genügend ausführliche Publikationen vorliegen.

Mächtigkeit: Höchstens 200 m.

Massengesteine in den Cassianer Schichten.

In den tieferen Horizonten der Cassianer Schichten kommen in diesem Gebiete mehrfach Einschaltungen von dunklen, basischen Laven vor. Sie wurden schon von Ogilvie-Gordon (13) beschrieben und teilweise auch in ihrer Karte ausgeschieden.

Es handelt sich um deckenförmige Ergüsse, die der unteren Kalk- und Mergelgruppe und den Tuffen schichtparallel eingelagert sind. Gänge wurden nicht beobachtet.

Das Gestein ist nach Ogilvie-Gordon (13, Seite 403) ein Augitporphyrit, und zwar ein Biotit-Pyroxenit, bestehend aus Augit, Biotit, Magnetit, Natronzeolith, Apatit und Aegirin.

Gut aufgeschlossen ist ein etwa 400 m weit verfolgbares Vorkommen östlich von Corvara in den nördlichen Ruoneswiesen zwischen 1900 und 2000 m Höhe (vgl. die Karte). Man erkennt westlich und südwestlich

von Punkt 2012 eine kleine Stufe in den unteren Mergeln der Cassianer Schichten. Das Liegende bildet ein dunkler, oolithischer Kalk, das Hangende braunschwarzer Mergel. Dazwischen fügt sich ein 3—3 $\frac{1}{3}$ m mächtiger, dunkelgrauer bis schwarzer, biotitreicher Augitporphyrit ein, der von rötlichen, 2 cm starken Adern (Augit in einer Grundmasse von Zeolithen) durchsetzt wird. Sein spezifisches Gewicht schwankt zwischen 2·68 und 2·96. Einige dunkle Lagen sind sehr feinkörnig und reich an 1—2 mm großen, rötlichen Mandeln, andere, graue enthalten viele winzige Zeolithkugeln und Spuren von Pyrit. Derselbe Erguß kommt weiter östlich (in den oberen Ruoneswiesen) in 2020 m Höhe nochmals zum Vorschein.

Graugrüne, feinkörnige Massengesteine sind in der unteren Kalk- und Mergelgruppe in einer Mächtigkeit von 2—3 m auch südlich von St. Cassian, und zwar westlich des Piccolbaches auf 1770 m Höhe, konkordant eingelagert. Man sieht auch hie und da einzelne Stücke in der Tiefe des Piccolgrabens zwischen 1800 und 1850 m. Das Anstehende dieser Findlinge konnte jedoch nicht ermittelt werden.

Auch im Pralongiägebiet erscheint dieser basische Erguß in der tiefsten Zone der Cassianer Schichten. Von den in der Karte dargestellten drei Ausbissen ist jener östlich vom Incisajoch hervorzuheben. Vom Joch auf der verwachsenen Kriegsstraße gegen E aufsteigend, kommt man an einer scharfen Biegung in 1980 m Höhe zu einem kleinen, aus der Kriegszeit stammenden Steinbruche.¹ Zwischen den mit 50° gegen NE geneigten Kalkbänken der Cassianer Schichten ist hier eine über 1 m mächtige Lage von Porphyrit sichtbar, die den unter- und überlagernden, stark zerklüfteten Kalk in dicken und feinen Adern durchsetzt. Einzelne Kalkstückchen sind allseitig vom Massengestein umgeben. Außerdem erkennt man große, strahlenförmig angeordnete Aggregate von Schwerspat und kleine Pyritwürfel. Die Lava scheint beim Fließen auf ein Hindernis (Kalk) gestoßen zu sein, riß Stücke davon mit und drang in Klüfte ein. Eine Gangfüllung liegt bestimmt nicht vor.

Ein jüngerer, wenig erschlossener Erguß fand sich in den Tuffen der mittleren Zone, gleichfalls östlich vom Incisajoch am Aufstieg nach Pralongiä in 2060—2070 m Höhe. Das Gestein ist ein grauschwarzer, feinkörniger Porphyrit.

Die Ausbruchstellen aller genannten Vorkommen sind unbekannt.

Schlerndolomit.

Dieser Hauptfelsbildner baut die südseitig steil, nordseitig in Plattenschüssen sanfter abdachende Settsaßgruppe und im E den schroff aufragenden Sasso di Stria auf. Obwohl nicht jüngstes Gestein, erhebt er sich hier zu den höchsten Gipfeln. Im übrigen Gebiete kommt er nirgends vor, auch nicht als dünne Einschaltung zwischen den ladinischen Tuffen. Der Schlerndolomit vertritt hier die Cassianer Schichten, und zwar nur ihre obere Kalk- und Mergelgruppe.

¹ Die hier gewonnenen Steine wurden als Beschotterungsmaterial für die Kriegsstraße nach Corvara verwendet. Daraus erklärt es sich, daß man besonders nordwestlich vom Incisajoch öfters Porphyritstücke findet.

Die Bedeckung mit Raibler Schichten weist auf höhere Horizonte des Schlerndolomits, der hier wie anderwärts von Schichtfugen durchzogen ist. Im höchsten Teil (Settsaß) ist er sogar gut gebankt. Auch dort, wo er als Linse in Cassianer Schichten gebettet liegt, zeigt er, wie überhaupt im Bereiche der Faziesverzahnung, die bezeichnende Gliederung in dünne Bänke.

Im allgemeinen ein heller, schmutzigweißer, feinkristalliner, poröser Dolomit, nimmt er eine feinsandige, rauhe Beschaffenheit an, wo er in Cassianer Schichten auskeilt, oder von diesen über- bzw. unterlagert wird. Nahe der Grenze gegen die hangenden Raibler Schichten findet man an der Nordabdachung des Settsaß einen schwach kalkigen Dolomit, der ganz aus Oolithen zusammengesetzt ist. Im Valparola-Grunde weichen die obersten Bänke des Schlerndolomits durch Grün- und Gelbtönung von der normalen Färbung ab.

Östlich von Punkt 2190 (Montagna della Corte) enthält der Dolomit Steinkerne von Megalodonten.

Mächtigkeit: Am Settsaß (von der Settsaß-Scharte bis zum Gipfel) 230 m. Am Sasso di Stria 500 m.

Raibler Schichten.

Über dem Schlerndolomit folgen in der Settsaßgruppe die Gesteine der karnischen Stufe, deren tatsächlich sichtbare Verbreitung wesentlich kleiner ist, als man bisher annahm. Gute Aufschlüsse liegen nordwestlich vom Hauptgipfel des Settsaß und im Valparola-Grund südlich bzw. südöstlich der Eisenofenalpe.

Die stratigraphischen Verhältnisse lassen sich am kürzesten durch das nachstehende Normalprofil veranschaulichen:

Hangendes: Dachsteindolomit.

4. Rote dolomitische Mergel.

3. Grober Sandstein mit Dolomit-, Quarz- und Hornsteineinschlüssen. Örtlich auch Konglomerate mit grauen, braunen und schwarzen Hornsteinen.

2. Rotbrauner Quarzsandstein, etwas gröber als bei 1.

1. Helle, feinkörnige Quarzsandsteine, fossilführend.

Liegendes: Schlerndolomit, oft bunt gefärbt; am Westrande der Settsaßgruppe auch Cassianer Schichten.

Die Sandsteine enthalten gelegentlich polierte Bohnerzeinschlüsse. Solche wurden früher in den Eisenöfen von Valparola verhüttet.

Mächtigkeit: 70 m.

Dachsteindolomit.

Mit diesem, auf den nördlichen Teil der Settsaßgruppe beschränkten Gestein schließt die Schichtenfolge nach oben ab. Der Dachsteindolomit baut hier nicht mehr die höchsten Erhebungen auf, sondern ist dem allgemeinen Nordeinfallen entsprechend in einigen tiefer liegenden, ruinenhaft aufgelösten Erosionsresten erhalten geblieben.

Ein derartiges, weithin sichtbares Vorkommen bildet der N—S verlaufende, zerschlissene Felsenzug zwischen dem Stuoeresgraben und

dem Eisenofental. In größerer Mächtigkeit und Ausdehnung als bisher bekannt, erhebt sich, allseitig steil abbrechend, Dachsteindolomit südlich der Eisenofenalpe. Auch das Vorkommen westlich der Alpe (bei Punkt 1851) war bisher nicht beachtet worden. Zwei kleine Reste liegen ferner westlich vom Valparola-See. Der tiefere ist bereits in Blöcke zerfallen.

Der Dachsteindolomit der Settsaßgruppe ist ein ganz heller, oft rein weißer Dolomit. Durch die deutliche Feinschichtung läßt er sich leicht vom Schlerndolomit unterscheiden. Am westlichsten Vorkommen wurden zwischen den Koten 2267 und 2330 häufig schon im Handstück kleine Schichtstauchungen festgestellt, die vor der Erhärtung des Gesteins entstanden sein müssen. Außerdem fanden sich sedimentär eingelagerte Stücke von Dachsteindolomit, die manchmal nicht ganz schichtparallel angeordnet sind. Daraus darf auf lokale Bodenbewegungen während der Bildung dieses unternerischen Gesteins geschlossen werden.

Die Fossilführung des Dachsteindolomits ist gering. Bei Punkt 2267 (südwestlich der Eisenofenalpe) wurden mehrere Exemplare von *Myophoria Goldfussi* Alb. gefunden.

Größte Mächtigkeit: 120 m (südöstlich vom Stuoresswald).

Der Fazieswechsel.

Die teilweise bei Besprechung der einzelnen Schichtglieder angedeuteten Faziesdifferenzen seien im folgenden noch einmal kurz zusammengestellt und ergänzt.

Als erste Eigenheit des Gebietes kommt schon in der anisischen Stufe eine zwar wenig auffallende, aber bemerkenswerte Verschiedenheit in der Gesteinsausbildung des Muschelkalk- und Mendeldolomithorizontes vor.

In der ladinischen Stufe zeigen zunächst die Buchensteiner Schichten eine Zunahme der tuffigen Komponente gegen SE. Die Reihenfolge und gegenseitige Vertretung der darüberlagernden Tuffkonglomerate, Tuffsandsteine, Buchensteiner Agglomerate, Augitporphyrituffe und Laven wird durch die schematische Darstellung (Fig. 1, S. 216) veranschaulicht. Die im großen ganzen einheitlich entwickelten Wengener Schichten, die auch hier, ähnlich wie in der Peitlerkofelgruppe, örtlich Einschaltungen von Agglomeraten enthalten, bilden den Abschluß dieser mindestens 600 m mächtigen, vulkanisch beeinflussten Gesteinsfolge. Die Mächtigkeit der Wengener Schichten nimmt nach SE zu, jene der darüber liegenden unteren und mittleren Gruppe der Cassianer Schichten in dieser Richtung auffällig ab.

Waren die bisher genannten, alt- und mittelladinischen Ablagerungen und auch die untere Kalk- und Mergelgruppe sowie die Tuffe und Tuffsandsteine der Cassianer Schichten vollkommen unberührt und frei von dolomitischem Material geblieben, so setzt nun — später als in manchen andern Bezirken — in der oberen Cassianer-Zeit der Schlerndolomit ein. Anfangs auf ein kleines Areal beschränkt, verbreitet er sich, auch an Mächtigkeit zunehmend, rasch über ein größeres Gebiet. Er fehlt demnach hier in allen tieferen ladinischen Schichten zwischen

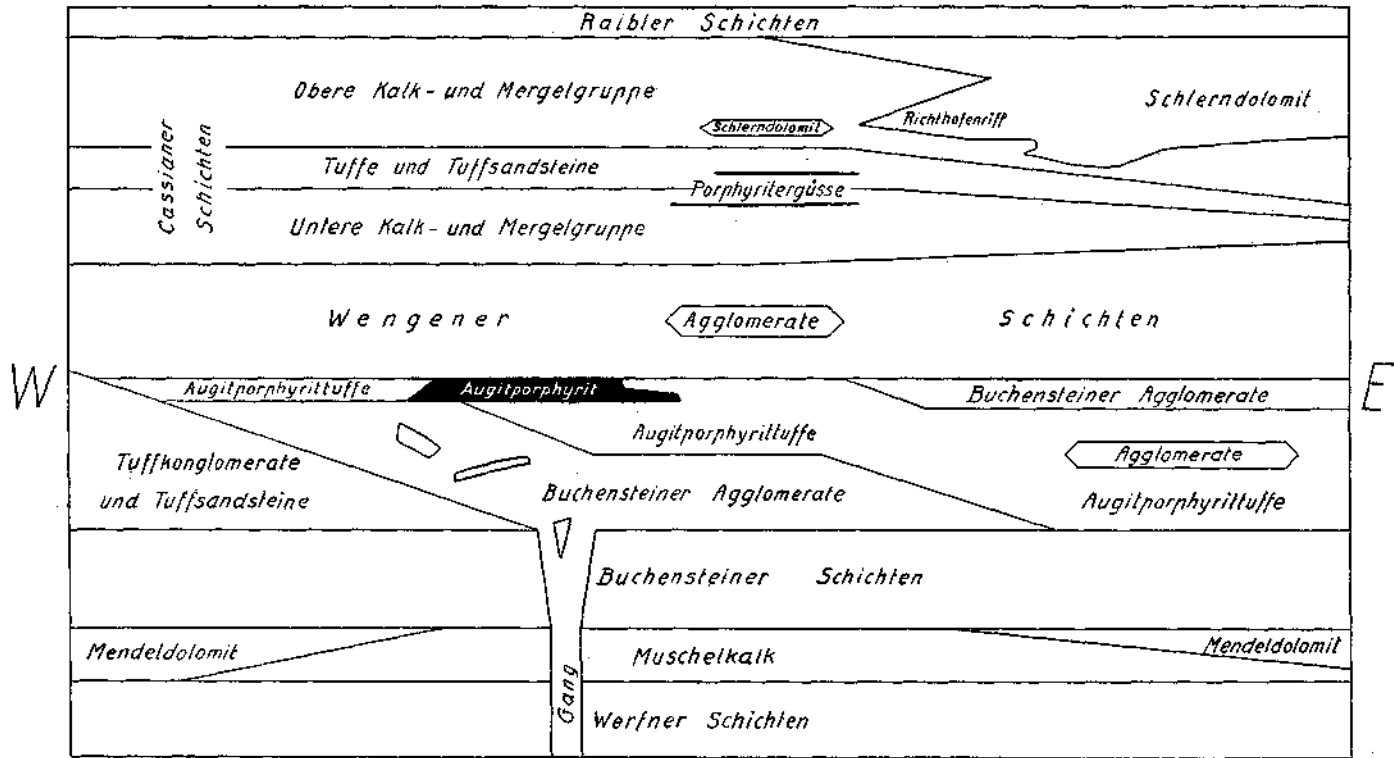


Fig. 1. Schematische Darstellung der Schichtenfolge und Faziesverzahnung im Gebiete zwischen St. Cassian und Buchenstein.

St. Cassian und Buchenstein und vertritt nur die obere Kalk- und Mergelgruppe der Cassianer Schichten. Der Übergang vollzieht sich allmählich durch keilförmiges Eingreifen und Ausspitzen sowohl der Breite nach als auch in verschiedenen Stockwerken.

Der Südrand der Settsaßgruppe bietet eines der schönsten und bekanntesten Beispiele für Faziesverzahnung. Der vom Settsass nach S, gegen den Siefsattel, vorspringende Felsen wurde von Mojsisovics (8) als „Richtthofenriff“ bezeichnet.

Dieser Autor veröffentlichte auch die erste genaue Beschreibung samt zwei instruktiven Bildern. In der geologischen Literatur erschienen seither wiederholt Lichtbilder und Strichzeichnungen von letzteren, weshalb eine neuerliche Abbildung dieser klassischen Stelle hier unterbleibt.

Die Unterlage des Richtthofenriffes liefern die ringsum gut begründeten Cassianer Mergel und Tuffe. Darüber erhebt sich ganz unvermittelt der steil rückgewitterte, in drei Stufen gegliederte, kahle Schlerndolomit des Riffes, seitlich in Cassianer Schichten auskeilend und besonders in tieferen Teilen von dünnen Mergel- und Kalkbänkchen durchzogen. Nördlich vom Gipfel (2434 m) dieses Felsens liegt die wegen ihres Fossilreichtums vielgenannte Settsaß-Scharte, eine etwa 30 m tief aus den weichen Cassianer Mergeln selektiv herausgearbeitete Senke. Diese Cassianer Schichten fallen konkordant unter die Wände des Settsaß ein, die wiederum von Schlerndolomit gebildet werden. Der Übergang in den typischen Schlerndolomit vollzieht sich hier und an vielen anderen Stellen über eine dünne Lage graubraunen, sandigen, dicke Seeigelstacheln führenden Dolomits. Das Lagerungsverhältnis ist überall primär-sedimentär. Jeder tektonische Erklärungsversuch — man hat einmal den Ausstrich eines „Überschiebungsbruches“ in der Settsaß-Scharte vermutet — ist abzulehnen. Schließlich muß noch erwähnt werden, daß die sogenannte Übergußschichtung, eine Art Hangschichtung, hier nicht vorkommt.

Ähnliche Verzahnungen gibt es auch anderwärts in den Südtiroler Dolomiten, jedoch so klar, so gut aufgeschlossen und leicht zugänglich sind sie wohl nirgends. Gleich der benachbarte Sasso di Stria, an dem grundsätzlich dieselben Verhältnisse gegeben sind, mag dafür als Beispiel dienen.

Tektonischer Teil.

Dieses wellige, nur noch teilweise mit Riffresten bedeckte Bergland baut sich ungefähr aus der Mitte jenes flachen Phyllitbeckens auf, das südöstlich vom Scheitel des Periadriatischen Alpenbogens die einheitliche Basis der Dolomiten bildet. Es gewährt nirgends Einblick in sein metamorphes Fundament, ja selbst der permische Sockelbau ist bis auf den Südrand verhüllt. Nur bei Vallazza und an der Mündung des Andrazer Baches in den Cordevole, wo die Erosion am weitesten vorgeschritten ist, verraten einige Vorkommen oberer Bellerophon-Schichten die Gleichartigkeit und das Gemeinsame des Unterbaues mit benachbarten Gebirgsgruppen.

Verhältnismäßig gut aufgeschlossen ist dagegen der triadische Oberbau mit seinem bunten Gesteinswechsel. Viel reicher an weichen,

beweglichen als an harten und starren Baustoffen läßt er im großen wie im kleinen mannigfache Stauchungen, Biegungen und Faltungen der Sedimentdecke erkennen, die zur Hauptsache von Pressungen und Verschiebungen im Unterbau auszugehen scheinen, wohl gleicher Art und Richtung wie in den tiefer erschlossenen nördlichen Randgebieten (vgl. 9 und 10). In hohem Maße hat auch hier die Eigenart und Verteilung der faziell so verschiedenen Bauelemente die Tektonik beeinflußt.

Die Analyse gibt folgendes Bild:

1. Störungsflächen.

A. Brüche.

Die Valparola—Falzarego-Verwerfung (*I*) trennt unser Gebiet im NE von der Lagazuoi-Gruppe. An ihr ist der nördliche Flügel relativ gehoben. Unauffällig, scheinbar ohne Auswirkung in den plastischen

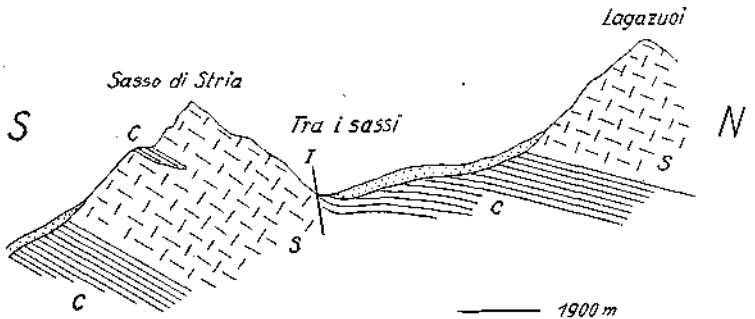


Fig. 2. Maßstab 1: 25.000.

Profil durch den Sasso di Stria und den Lagazuoi, von E gesehen.

C = Obere Kalk- und Mergelgruppe der Cassianer Schichten, S = Schlerndolomit, I = Verwerfung.

Wengener und Cassianer Schichten des obersten Gadertales, kommt sie weiter östlich in der tektonischen Verstellung des Schlerndolomits und der Raibler Schichten immer deutlicher zum Ausdruck. Ihr Ausstrich verläuft dann unter Beibehaltung der NW—SE-Richtung aus dem obersten Gadertal über „Tra i sassi“ zum Falzaregopasse.

Bereits in der Gegend der Eisenofenalpe fällt der gestörte Gebirgsbau auf. Der Dachsteindolomit der Settsaßgruppe liegt bei annähernd gleichem Einfallen der Schichten orographisch und geologisch viel tiefer als der aus Schlerndolomit aufgebaute, um mehrere Hundert Meter höher aufragende westliche Ausläufer des Lagazuoi-gebirges. Die mittleren Cassianer Schichten des letzteren stehen hier im Niveau des Settsaß-Dachsteindolomits an. Dem verschütteten Ausstriche der Bruchfläche folgt ungefähr die Tiefenlinie gegen die Kote 2168 beim Valparolasee. Von dieser Hauptstörung zweigen unbedeutende Nebenstörungen ab, an denen Schlerndolomit teils gegen mylonitisierten Schlerndolomit und an Cassianer Schichten, teils gegen Raibler Schichten verworfen ist. Besonders ein Felskopf (Punkt 2241) westlich vom Valparolasee wird allseitig von einer tektonischen Fuge begrenzt. Hingegen ist die Einsattelung bei Punkt 2219 und ihre Fortsetzung nach W störungslos selektiv erodiert.

Die tektonische Grenzfläche streicht durch das enge, größtenteils verschüttete Paßtal „Tra i sassi“ gegen Falzarego weiter. Das Profil in Fig. 2 zeigt die gewaltige Absenkung des nordfallenden, obersten Schlerndolomits am Sasso di Stria gegen den flacheren Schlerndolomit und die liegenden Cassianer Schichten des Lagazuoi. Die Störung

verläuft sichtlich nahe am Sasso di Stria. An seinem Fuße sind zweimal Kalke der Oberen Cassianer Schichten erschlossen, die nicht mehr zur Südscholle gehören. Der weitere Verlauf der Verwerfung wird durch ein bisher unbeachtet gebliebenes oder verkanntes Vorkommen von höheren Raibler Schichten angedeutet, das mit jenem am Falzarego-*paß* in Verbindung steht.

Die Störung wird nun aus der NW—SE-Richtung in W—E-Streichen abgelenkt und trennt in ihrer östlichen Fortsetzung auf eine längere Strecke die Cassianer Schichten im N von den Raibler Schichten der Südscholle.

Schon die Richtungsänderung der Verwerfung *I* läßt hier eine Komplikation vermuten. Tatsächlich zweigt westlich vom Scheitel des Falzarego-*passes* von der Störung *I* in spitzem Winkel ein Steilbruch (*II*) gegen das Andrazer Tal nach SE ab.

Die Gabelung liegt genau nördlich vom Gipfel des Sasso di Stria. Dort schiebt sich zwischen die Cassianer Schichten der Nord- und den Schlerndolomit der Südscholle jener Keil von Raibler Schichten ein. Die Störung streicht zwischen diesem und dem Sasso di Stria hindurch und biegt dann nach S. Letzterer ist — wie das Profil (Fig. 3) zeigt — gegenüber dem Falzarego-*paß* etwa um 400 m gehoben. Inner-

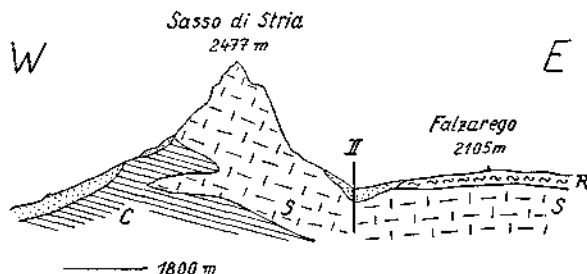


Fig. 3. Maßstab 1 : 25.000.

Profil vom Sasso di Stria zum Falzarego.

C = Obere Kalk- und Mergelgruppe der Cassianer Schichten, *R* = Raibler Schichten, *S* = Schlerndolomit, *II* = Bruch.

halb des kartierten Gebietes bleibt die Fortsetzung dieses Bruches unter Moränenschutt verborgen.

Außer den beschriebenen Brüchen wurden in diesem verhältnismäßig dolomitarmer Gebiete nur einige untergeordnete mit viel geringeren Sprunghöhen festgestellt.

So durchschneidet eine NE—SW streichende Verwerfungsfläche den Settsaß nordwestlich vom Hauptgipfel. Die Verstellung der Raibler Schichten zeigt eine relative Hebung des südöstlichen Teiles um 10—15 m an.

Oberhalb des Stuareswaldes wurde der Dachsteindolomit durch einen N—S verlaufenden, morphologisch als Graben angedeuteten Bruch gespalten.

Zwischen Palla und Molinat (Andrazer Tal) sind an der Dolomitenstraße die Werfner Schichten längs eines kleinen Bruches geschleppt. In den hangenden Muschelkalk reicht diese Störung nicht hinauf.

Am rechten Ufer des Selvazzabaches stehen sich westlich Contrin verschiedenalterige Horizonte der Wengener Schichten an einer südfallenden Verwerfungsfläche gegenüber.

B. Schubflächen.

Weil die Aufschlüsse nicht so weit in die Tiefe hinabreichen, lassen sich die basalen Verschiebungen hier nur indirekt aus ihren Folgeerscheinungen, aus den Schichtenverbiegungen und Verstellungen im

Oberbau erkennen. Besonders vermißt man die Ausstriche der großzügigeren und durchgreifenden, aus der bevorzugten Gleitbahn der unteren Bellerophon-Schichten entspringenden Flachüberschiebungen, wie sie in anderen Dolomitengebieten aufgedeckt wurden (vgl. Tektonik in 9 und 10).

Es fehlt zwar auch im Oberbau nicht an Ansätzen zu solchen Schüben. Besonders am Südrande, unter- und oberhalb der Dolomitstraße, sowie im Schwarzbachtale schieben sich streckenweise ältere auf jüngere Schichten heraus, doch handelt es sich bei diesen Scherflächen nicht um Grenzen selbständiger tektonischer Einheiten oder Decken, sondern um Ausstriche untergeordneter, hier überall wiederkehrender, im einzelnen für das tektonische Gesamtbild belangloser Schuppungen und Scheitelbruchüberschiebungen von geringer Förderlänge. Einige Beispiele dieser vielfach wechselnden, mitunter schwer auflösbaren Kleitektonik zeigen die 3 Profilsereien am Rande der Karte.

Am Nordwestrande, zwischen Corvara und Stern, erfolgten teils unbedeutende Gleitbewegungen innerhalb derselben Schichte, teils echte Überschiebungen älterer Gesteine auf jüngere. In den dicht bewaldeten Hängen fällt dort besonders eine Wiederholung der bleichen, spärlich begrüntem Mendeldolomittfelsen auf.

Nächst der Brücke über den Schwarzbach (Kote 1506 bei *km* 32) südlich des Weilers Varda ist die Schichtfolge:

Oben:	Buchensteiner Agglomerate
	Buchensteiner Schichten
	Mendeldolomit
	Muschelkalk
	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>
	Buchensteiner Schichten
	Mendeldolomit
	Werfner Schichten
	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>
	Mendeldolomit
	Muschelkalk
Unten:	Werfner Schichten

Lokale Überschiebung verursachte diese zweifache Wiederholung der älteren Schichtglieder. Die untere ist eng begrenzt, weil die eingeklemmten Werfner Schichten gegen E bald ausspitzen. 200 m weiter nordöstlich bietet sich das im untersten Profil (links oben auf der Karte) gezeichnete Bild. Die obere Schubfläche läßt sich zwischen Muschelkalk im Hangenden und Buchensteiner Schichten im Liegenden in beiläufig 1700 m Höhe nach E bis zu einer steilen Rinne verfolgen. Westlich dieser Runse stehen Buchensteiner, östlich Werfner Schichten an. Die Schubfläche ist hier nämlich flexurartig nach abwärts gebogen. Die Spanne der tektonischen Verstellung wird dabei kleiner, denn bis zum Maradagnbach und darüber hinaus grenzen die aufgeschobenen Werfner Schichten an eine nach NW fallende Platte von Mendeldolomit. Östlich des Baches ist dieses gestörte Lagerungsverhältnis an einem Steige in etwa 1680 m Höhe deutlich zu sehen. Weiter gegen NE haben nur mehr in den Werfner Schichten, besonders an der Grenze gegen den Mendeldolomit (vgl. das oberste Profil bei Punkt 1712), Stauchungen und Verschiebungen stattgefunden, der Dolomit selbst wurde davon nicht mehr betroffen.

Eine Schubfläche größerer Kontinuität ist an den sonnseitigen Hängen des Cordevoletales erschlossen. Sie ist im allgemeinen eine flache bis mittelsteile, nach N und NE mit wechselndem tektonischen Effekt einfallende Grenzfläche zwischen oberpermischen, unter- und mitteltriadischen Gesteinen. Nöth (11) hat eine solche von S her bis zum Cordevolet verfolgt, Ogilvie-Gordon (13) beschrieb die Fortsetzung nach NW.

Zwischen Digonera und Salesei wird der sog. Cordevolesattel (11), eine Aufwölbung der unteren Trias, von den aufgeschobenen Bellerophon-Schichten schräg angeschnitten (vgl. Profilsérie in der linken unteren Ecke der Karte). Letztere verschwinden oberhalb Salesei di sotto. An ihre Stelle treten jüngere Gesteine, zunächst Werfner Schichten bis nahe an den Kirchenbach bei Pieve, dann Muschelkalk. Unter der Schubfläche kommen auf einer Strecke von 2 km stark gefaltete und zerknitterte Buchensteiner Schichten zutage. Oberhalb Brenta ändert sich dieses Verhältnis. Die Schubfläche verläuft ein kurzes Stück zwischen Muschelkalk, weiter nach W wird der Muschelkalk der Liegendserie von Werfner Schichten überlagert. Die Störungsfläche neigt sich steiler. Ihr Ausstrich kann dann über die Häusergruppe Federa fast 1 km lang nur durch Werfner Schichten verfolgt werden. Zwischen der Festung Corte und der Ruazschlucht wird das alte Lagerungsverhältnis (Muschelkalk unter, Werfner Schichten über der Störungsfläche) wieder hergestellt. Unmittelbar westlich der Brücke ist die Überschiebung an der Straße erschlossen. Weiterhin legen sich Werfner Schichten, dann Muschelkalk auf Buchensteiner Schichten. Von Grünwald an zieht die Schubfläche nördlich vom Gasthause durch stark gefaltete Buchensteiner Kalke, bis oberhalb Renaz ein Bergsturz den Ausstrich verdeckt. Die Fortsetzung gegen W ist nicht sichtbar. Die steilgestellten Campiller Schichten und den Muschelkalk westlich von Masarei halte ich für die Gangfüllung eines vulkanischen Schlotens (vgl. auch Seite 207). Erst nördlich von Arabba kann man wieder eine Schubfläche nachweisen, die vielleicht noch dieser Überschiebung gleichzustellen ist. Söhlige und saigere Wengener Schichten werden dort von flach nach SW fallenden Tuffkonglomeraten und Buchensteiner Agglomeraten überlagert.

Beim Weiler Livinè (Buchenstein) quert eine andere Überschiebungsfläche die Dolomitenstraße (vgl. Profil auf der Karte links unten). Muschelkalk und Buchensteiner Schichten wurden von Werfner Schichten und Muschelkalk überfahren.

Von dem bei Ogilvie-Gordon (13, Karte) zwischen Brenta und Foppa angegebenen Muschelkalk und Mendeldolomit ist keine Spur vorhanden, ebensowenig von einer östlichen Fortsetzung der genannten Schubfläche bis Salesei. Die Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten unterhalb Pieve ist nur scheinbar übermäßig und auch ohne Schiebung durch die intensive Stauchung und Faltung zu erklären.

Am Südhang des Col di Lana liegen oberhalb Pieve mehrmals Werfner Schichten zwischen Muschelkalk. Wo jene seitlich auskeilen, grenzt Muschelkalk an Muschelkalk. Auch diese in der Karte und Profilsérie deutlich zum Ausdruck kommenden Schichtwiederholungen entpuppen sich bei konsequenter Beobachtung als mäßig verschobene Schenkel von Falten, deren Scheitel abgetragen oder gerissen sind.

Ein anderes Bild gibt die Schlucht des Ru dalla Porta in der Gegend von Andraz. An wechselnd steilen, mannigfach gewellten tektonischen Grenzflächen sind auch hier ältere Gesteine auf jüngere gelangt. Die beiden Profilséries (links und rechts unten auf der Karte) zeigen einige sich kreuzende Vertikalschnitte durch dieses Gebiet.

Zwischen Andraz und Agai sind zunächst Werfner Schichten und Muschelkalk, weiterhin Buchensteiner Schichten auf Augitporphyrituffe überschoben. Die Störungsfläche verliert aber bald an Bedeutung. Sie übersetzt den Portabach auf 1660 m Höhe und kann auch noch an seinem linken Ufer bis 1850 m Höhe verfolgt werden.

Weitere Ausstriche von Schubflächen fanden sich oberhalb der Berghöfe Franza zwischen dem Ru dalla Porta und dem Andrazer Bach. Verlauf und Neigungswinkel dieser teils in, teils auf den Buchensteiner Schichten erfolgten Schübe sind aus der Karte und aus den Profilen abzulesen.

Oberhalb des Stuoereswaldes ist es im Gleithorizont der Raibler Schichten zu Verschiebungen des hangenden Dachsteindolomits gekommen, denn dieser liegt hier ohne Zwischenschaltung von Raibler

Gestein diskordant auf den Kalken und Mergeln der obersten Cassianer Schichten. Die Tatsache, daß Fetzen von Raibler Schichten im untersten Dachsteindolomit eingeklemmt sind, weist auf eine Verschiebung auch innerhalb der Dolomitmasse. Ein kleiner Bruch trennt diesen Dolomit von jenem, welcher den zersägten, vielzackigen Grat zwischen Stuares und Valparola bildet. Auch die Dachsteindolomitzuppe 2147 erhebt sich unmittelbar auf Cassianer Schichten. Das nördlichste Vorkommen (zwischen den Koten 2042 und 1918) liegt hingegen teils auf Raibler, teils auf Cassianer Schichten.

Den festgestellten Tatsachen zufolge ist das aufgenommene Gebiet nur im NE von den benachbarten Bezirken geologisch isoliert und kann als Teil einer großen, in die Sella, in die Padonkette und in den Monte Porè hinüberreichenden tektonischen Einheit aufgefaßt werden.

2. Selektive Tektonik.

Zur Orientierung, wie ungleich die stofflich verschiedenen Bauelemente im einzelnen auf mechanische Beanspruchung reagierten, eine kurzgefaßte Übersicht:

- Öbere Bellerophon-Schichten: Gut deformierbar. Lösen sich nicht selten von den hangenden Werfner Schichten los und führen Sonderbewegungen aus. Bei starker Biegung entstehen Klüfte, die mit Calcit verheilen. Aus gerissenen Falten entspringen Überschiebungen.
- Werfner Schichten: Sehr plastisch und anpassungsfähig. Gleithorizont für das starre Hangende. Keine nennenswerten Brüche.
- Muschelkalk und Mendeldolomit: Beide sind steif, nur bei geringer Mächtigkeit biegsam. Falten brechen im Scheitel.
- Buchensteiner Schichten: Wegen Dünnbankung und buntem Wechsel verschiedenartiger Gesteine ein sehr bewegliches, Spannungen ausgleichendes Schichtglied.
- Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine: Lassen keine Strukturveränderungen erkennen.
- Buchensteiner Agglomerate: Die Brecciennatur dieses Gesteins verhindert Faltenbildung, begünstigt aber Schuppungen.
- Augitporphyrat: Wirkt versteifend und läßt sich weder falten noch biegen. Zerbricht quader- und keilstutzförmig. Stets von Harnischflächen durchsetzt.
- Augitporphyrattuffe: Lassen sich nicht falten. Begünstigen Scherungsüberschiebungen.
- Wengener Schichten: Bilden meist große Anti- und Synklinen, sind im kleinen oft intensiv gefaltet.
- Wengener Agglomerate: Verhalten sich wie die Buchensteiner Agglomerate.
- Cassianer Schichten: Wieder ein sehr beweglicher Horizont. Nur örtlich gefaltet. Brüche mit Schichtschleppungen klein und selten. Die eingeschalteten Porphyritlager wirken versteifend.
- Schlerndolomit: Unbiegsam, starr. Bruchtektonik. Trotz Bankung in sich keine horizontalen Verschiebungen.

Raibler Schichten: Gleitbahn für den Dachsteindolomit (Stuoreswald), fördert Biegungsgleitung, mildert Zug- und Druckspannungen.
Dachsteindolomit: Steif und starr, bricht bei starker Biegungsbeanspruchung.

3. Bewegungsbild.

Bei der alpinen Faltung, etwa in der mittleren Kreidezeit (vgl. 9, Seite 251) erfolgte zugleich mit der Annäherung der Sella- an die Puezgruppe der Zusammenschub unserer Einheit im meridionalen Kraftfelde. Die allgemeine S—N Druckrichtung erfuhr aber hier eine Ablenkung auf N 20° E.

Diese kleine, aus der Schichtlage erkennbare Schwenkung ist in der ungleichen Verteilung der Dolomitschollen zu beiden Seiten des Gadertales ursächlich begründet. Westlich der Gader geschah der Zusammenschub der Sella- an die Puez- und dieser an die Peitlerkofelgruppe unter Bildung geologischer Sättel (Grödner Joeh und Bronsara-Joeh zwischen Vifnöß und Campill). Östlich dagegen blieb die große Dolomitplatte (Kreuzkofel—Lagazuoi—St. Vigiler Dolomiten) fast unverseht und unbeweglich. An ihrem Südrande lag im Sasso di Stria der Angelpunkt für jene horizontale Drehung.

Infolge dieses Zusammenschubes weist die Lage der Gesteinszüge im großen auf ein weit gespanntes, im N an die dolomitbeschwerten Eckpfeiler der Puez- und der Kreuzkofel-Lagazuoi-Gruppe gestütztes, im S in das tuffige Widerlager der Padonkette tauchendes Gewölbe, dessen abgetragener Scheitel hoch über dem heutigen Buchensteiner Tale lag.

Auf dem Rücken dieses Gewölbes vollzog sich das Schicksal der hangenden Riffplatte. Was bei dieser Aufwölbung an starrer, dolomitischer Auflage noch vorhanden war und der Wellung und Biegung nicht zu folgen vermochte, zerbrach in Schollen, um nach und nach zu zerfallen. Zeugen dieser unaufhaltsam fortschreitenden Auflösung sind die verbliebenen Riffreste des Settsaß, des Richthofenriffes, des Sasso di Stria sowie ein Großteil der zerstreut umherliegenden, nicht selten haushohen Dolomitblöcke.

Aus der Schollenstaffelung in der Bruchzone Valparola—Falzarego (vgl. S. 218) läßt sich ableiten, daß die mit der Faltung entstandenen Spannungen am Rande der großen, zur Hauptsache intakt gebliebenen Dolomitplatte durch Verwerfungsbrüche aufgehoben wurden und daß diese gewaltigen Vertikalverschiebungen das Gleichgewicht am Übergange der Kreuzkofel-Lagazuoi-Synkline zur Buchensteiner Antikline hergestellt haben.

Der Kern dieses Gewölbes zeigt an seinen Aufschlüssen ein Bild jener wechselvollen Kleintektonik, die das ganze Gebiet beherrscht. Die beweglichen, elastischen und geschmeidigen, nur durch dünne, meist halbstarre Zwischenlagen versteiften Gesteinszüge der anisischen und ladinischen Stufe wurden durch die horizontale Pressung in mannigfacher Weise gestaucht, gedehnt, gefaltet, in engen Grenzen geschuppt, überschoben und zusammen mit dem aufsteigenden Unterbau gehoben. Bei diesem An- und Auftrieb bildeten sich innerhalb der zusammengeschobenen Füllmasse des Gewölbes größere und kleinere Nebensättel und Mulden, deren Achsen vorwiegend parallel mit der Hauptantikline WNW—ESE, ausnahmsweise aber fast senkrecht zu dieser streichen.

Letzteres läßt auf Seitendruck von W her (Sella-Gruppe) und auf eine Stauung von E (Monte Porè) schließen.

Die wichtigsten der bloßgelegten Parallelsättel sind:

Die Piz-Antikline als Fortsetzung der zwischen Puez- und Sella-Gruppe entstandenen Grödnerjoch-Antikline. Ihr größtenteils erodierter Scheitel lag im W über dem Schwarzbachtal, weiter östlich über dem Freina-Berg. Der südliche Flügel geht allmählich in die Ruonesmulde über, der nördliche ist nur in der Gegend von Stern erhalten (vgl. Fig. 4) und fällt dort steil gegen N. Im E taucht diese Wölbung in die Mulde von St. Cassian. Die Biegung der Sattelachse gegen N erklärt sich durch das Fehlen starrer Massen im Vorfelde (Gadertal) zwischen den Dolomitpfeilern der Puez- und der Kreuzkofelgruppe.

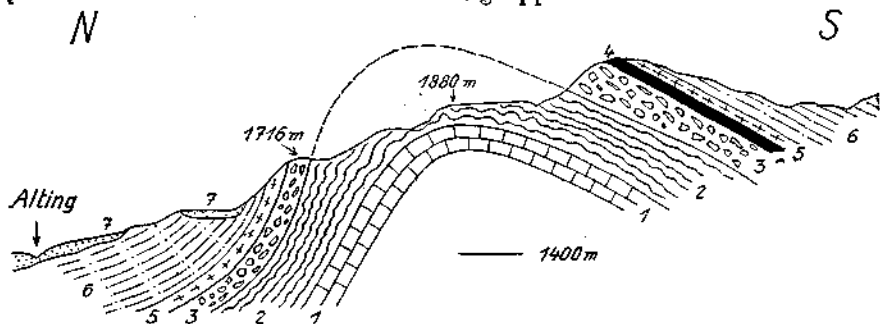


Fig. 4. Maßstab 1 : 25.000.

Profil durch das sichtbare Ostende der Piz-Antiklinale, von W gesehen. 1 = Mendeldolomit, 2 = Buchensteiner Schichten, 3 = Buchensteiner Agglomerate, 4 = Augitporphyril, 5 = Augitporphyrittuffe, 6 = Wengener Schichten, 7 = Moränen- und Gähngeschutt.

Der Sattel Sora Cengle umfaßt das Gebiet nordöstlich von Arabba und geht allseitig flach in Mulden über.

Die Antiklinale des Col di Lana, ein schmaler NW—SE streichender Sattel mit steilen Konkavflügeln, auf dessen Scheitel der Steig von Andraz auf den Col di Lana führt. Am Gipfel ist der Scheitel gerissen (vgl. Profilserie auf der Karte links unten). Auch der sanfter abdachende Monte Sief gehört dieser Auffaltung an.

Als Quersättel kommen die N—S streichende Campolungo-Antikline zwischen Sella und Pralongiä und die Andrazer Antikline in Betracht. Letztere ist in ihrer Achsenrichtung (NNE—SSW) durch den Andrazer Bach tief erodiert. Zum westlichen Flügel gehören Teile des Col di Lana-Gebietes, zum östlichen die Porègruppe.

Mulden:

Die Ruonesmulde schließt sich an die Piz-Antikline im SE an und umfaßt das Bergwiesengebiet von Ruones und Freinamaradagn, östlich von Corvara.

Die Synklone von St. Cassian, aus der Piz-Antikline hervorgehend, taucht unter die Dolomitplatte der Kreuzkofelgruppe hinein. Den Südflügel bildet die nordfallende Schichtfolge der Settsaßgruppe.

Die Mulde von Arabba ist schon ein Teil der großen, im E durch die Antikline von Sora Cengle begrenzten Sella-Synklinale.

Zusammenfassung: Alpiner Druck von S und ungleicher Widerstand im N preßten die Sedimentdecke in ein 10 km breites, WNW—ESE streichendes Tonnengewölbe zusammen. Seitlicher Rahmendruck erzeugte Stauungen im W und SE. Die nachgiebige Gewölbefüllung wurde intensiv gefaltet, die unbiegsame Dolomitdecke zerbrach und zerfiel.

Weil die am Scheitel gelockerten, im Kern zerknitterten Schichtsättel von der Erosion stärker erfaßt wurden, entstanden vorwiegend Satteltäler. Tief unter der Scheitellinie des Buchensteiner Gewölbes, der Andrazer-, Campolungo- und teilweise auch der Piz-Antikline umsäumen heute Cordevole-, Andrazer- und Schwarzbach das kartierte Gebiet im weit geöffneten Kern.

Morphologie.

A. Selektive Formgebung und Bodengestaltung.

Weiche, weniger widerstandsfähige Sedimente (Mergel und Tuffe) neigen naturgemäß mehr zu runden, sanften Formen, harte, feste Ablagerungen (Laven, Kalke und Dolomite) liefern im allgemeinen schroffes, steiles Gelände. Darüber hinaus kann fast jedes der hier entwickelten Gesteine an ganz bestimmten Merkmalen seines morphologischen Verhaltens, manchmal auch an seiner pflanzlichen Besiedelung, erkannt und vom Kundigen oft schon aus großer Entfernung richtig beurteilt werden. Das Verfolgen stratigraphischer und tektonischer Grenzflächen wird dadurch wesentlich erleichtert. Nachstehend eine kurze Zusammenstellung der wichtigsten Kennzeichen für die einzelnen Gesteine.

Bellerophon-Schichten (hauptsächlich obere): Feste, gut gebankte Kalke. Bei steilem Einfallen Plattenschüsse, sonst rauhe Anbrüche.

Werfner Schichten: Leicht zerstörbare Mergel und Schiefer. Mäßig geneigte Hänge mit tiefen Gräben. Steilstufen nur in Schluchten und bei söhligler Schichtlage. Reiche Pflanzendecke (Wald oder Wiesen).

Muschelkalk und Mendeldolomit: Vorwiegend helle, kahle Wandfluchten.

Buchensteiner Schichten: Dünngebänderte Steilhänge. Geländestufen meist nur in Schluchten. Besonders die Tuffeinlagerungen sind gut bewachsen (Wälder).

Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine: Steil, nur schlecht bewachsen.

Buchensteiner Agglomerate: Sterile, oft überhängende Felsfluchten. Eingelagerte Schollen älterer Schichten.

Augitporphyr: Auch bei geringer Mächtigkeit eine deutlich heraus tretende Wandstufe. Wegen starker Zerklüftung ein sehr brüchiges Gestein. Schlecht zum Klettern. Kantiger Schutt. Blöcke runden sich rasch ab. Nur wenig oder gar nicht begrünt.

Augitporphyrittuffe: Kahl gescheuerte Steilhänge und Wände.

Wengener Schichten: Sanftgeformte Kuppen und Hänge. Bei Steilstellung Plattenschüsse (Col di Lana und Monte Sief.) Bachläufe tief eingeschnitten. Saftige Bergwiesen, wüchsige Wälder.

Wengener Agglomerate: Sterile Felsfluchten.

Cassianer Schichten: Fruchtbare Mergel und Tuffe. Bilden immer runde Formen. Guter Boden für Wälder und Bergwiesen. Kalkbänke und Porphyriteinlagerungen erzeugen Stufen. Absitzungen und Murbüche häufen sich in steilen Lagen.

Schlerndolomit: Hauptfelsbildner des Gebietes. Baut die hellen Felswände und Gipfel des Settsaß und des Sasso di Stria auf.

Raibler Schichten: Wenig hervortretend. Schützen, weil nicht durchlässig, wie ein Dach den Schlerndolomit. Stets gut begrünt.

Dachsteindolomit: Zweiter Felsbildner. Stark zerfallen. Nur in tieferen Lagen bewachsen.

Am Richthofenriff ist das Selektionsprinzip besonders ausgeprägt: Tuffe und Mergel der Cassianer Schichten bilden die Unterlage. Dann folgt der Schlerndolomit des Riffes. An seinem Oberrande wird er von weichen Cassianer Schichten bedeckt. Diese bilden die weithin sichtbare und leicht zu überschreitende Settsaß-Scharte. Dahinter erhebt sich der steil rückgewitterte Schlerndolomit des Settsaß.

B. Hebungweise Formentwicklung im Tertiär.

Auch in diesem verhältnismäßig kleinen Gebiete haben sich trotz der Verschiedenartigkeit der Gesteine und trotz der mannigfachen Schichtverbiegungen jene beiden Hauptoberflächensysteme herausgebildet, die in den Südtiroler Dolomiten und weit darüber hinaus das Landschaftsbild beherrschen.

Die höhere, etwa mitteltertiäre Verflachungszone liegt bei 2000 bis 2100 *m* heutiger Meereshöhe. In dieses Niveau fallen zunächst die Erhebungen des westlichen Teiles: Piz (2077 *m*), Sorega (2018 *m*), Pralongiä (2139 *m*), Sora Cengle (2082 *m* und 2106 *m*) usw., sämtliche in verschiedenen Horizonten der Wengener oder Cassianer Schichten. Ferner gehören hierher die Verebnungen zu beiden Seiten des Siefsattels (Wengener und Cassianer Schichten), der Falzaregopass (2105 *m*) auf Schlerndolomit und Raibler Schichten, die Umgebung des Valparolasees (Schlerndolomit) und Teile des Valparola-Grundes (Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit).

Ein tieferes, erosives Oberflächensystem liegt zwischen 1400 und 1600 *m* Meereshöhe den flachen Schuttsohlen der das Gebiet begrenzenden Täler zugrunde. Es wird durch das ganze Cassianer- und Schwarzbachtal, weiters durch das Cordevoletal unterhalb Arabba und durch Teile des Andrazer Tales angedeutet. Auch an den Hängen haben sich in dieser Höhe kleine Verebnungen erhalten.

Andere, untergeordnete Verflachungssysteme könnten nur durch Vergleich mit größeren Nachbargebieten ermittelt werden.

Diluvium.

Moränen.

Mehrmals bedeckte zentralalpines Eis das Gadertal und seine Umgebung. Von der Mächtigkeit dieser gewaltigen Eishülle geben u. a. Eratika kristallinen Ursprunges Zeugnis, die beiderseits des Tales noch

in Höhen von 2170 *m* festgestellt wurden (Peitlerkofel, vgl. 10, S. 105, Hochalpe in den St. Vigiler Dolomiten, vgl. 9, S. 258). Andererseits gibt die auf 1200 *m* herabreichende interglaziale Gehängebreccie (z. B. bei St. Martin im mittleren Gaderthal) Aufschluß über die Mindesterosionstiefe des damaligen Landreliefs und beweist, daß wenigstens zwei solcher Eisvorstöße sich von N her ereignet haben (vgl. 10, S. 105). Gleichzeitig entstanden und wuchsen ohne Zweifel auch ansehnliche Lokalgletscher im Inneren der Dolomiten, die sich z. T. mit jenem Pustertaler Eise vereinigen konnten.

Der über 2000 *m* hohe Bergwall zwischen St. Cassian und Buchenstein stellte sich diesem hereindringenden Eisstrom in die Quere. Er hemmte im Vereine mit den Lokalgletschern der Puez-Sellagruppe einerseits und jenen der Fanes-Lagazuogruppe andererseits sein Vorrücken gegen S und brachte die untersten Eispartien im toten Winkel zum Stillstand. Dort blieb auch die Grundmoräne liegen. Die oberen Pustertaler Eismassen, die mit zunehmender Höhe natürlich immer weniger kristallinen Schutt führten und zuoberst wohl überhaupt keine dolomitenfremden Erratika hereinbrachten, schoben sich darüber und verschmolzen mit den geschiebereichereren Lokalgletschern, welche zeitweilig die Pässe von Campolungo und Falzarego sowie den Pralongiäkamm verhüllten.

Bisher waren die südlichsten Spuren der Fernvereisung nur bis Pedratsches, 3 *km* nördlich vom Dorfe Stern, bekannt (vgl. 5). Nach meinen Feststellungen reichen sie noch bis ins oberste Gader-(Abtei-)tal, innerhalb St. Cassian hinein und ins Schwarzbachtal südlich von Stern, aber nicht weiter. Keinesfalls kommen als Glazial-Erratika die granitenen Kilometerzeiger der Dolomitenstraße in Frage.

Der folgenden, nach Sammelgebieten geordneten Zusammenstellung eiszeitlicher Ablagerungen sei noch vorausgeschickt, daß Moränenwälle im Verhältnis zu ungeformtem Glazialschutt selten sind. Manche Wallform wird wohl durch die Schuttströme (vgl. S. 230) zerstört worden sein.

1. Campolungo—Pralongiä—Corvara—Stern.

Die Campolungostraße schneidet auf der Paßhöhe (1875 *m*) einen kleinen Hügel an, der aus Tuffen der Wengener Schichten, vermischt mit deutlich gekritztem, dolomitischem Schutt besteht. Mehrere Schlerndolomitblöcke beim weiter nördlich gelegenen Hotel dürften unter Mitwirkung des Eises abgelagert worden sein. Bei *km* 37, in etwa 1750 *m* Höhe, liegt nahe oberhalb der Straße Grundmoräne mit Laven, festen Tuffen, Kalken und Dolomiten. Die meisten Stücke sind deutlich gekritz.

Ein größeres Vorkommen typischen, schlammreichen Moränenschuttes traf ich am Ursprung des Confinbaches, nordwestlich Pralongiä. In der Gegend von Corvara kommt gut bearbeitete Grundmoräne nur östlich von Arlara vor. Ziemlich häufig findet man hingegen einzelne, offenbar durch Eistransport dorthin gelangte Dolomitblöcke. Zwei größere Anhäufungen solcher glazial verfrachteter Schlerndolomitblöcke zeigt die Karte auf den Freinamaradagn-Wiesen in den obersten Verzweigungen des Maradagnbaches.

Reste von Grundmoränen sind noch mehrfach in 1940 *m* Höhe an diesem Bache und am Piz erhalten, ferner am Schwarzbach gegenüber dem Weiler Varda. Hier wurden (vgl. die Karte) teils im Verbands einer Moräne, teils lose auf anstehendem Fels, drei kleine Geschiebe von Quarzphyllit gefunden. Das höchste lag auf 1540 *m* Höhe.

Weiter talaus sind am rechten Ufer des Schwarzbaches schlammige Moränenmassen, voll von prächtig geschrammten und gekritzten Geschieben, erschlossen, aus denen hin und hin Wasser quillt. Bemerkenswert ist hier das Vorkommen heller Liaskalke, die vermutlich aus der Sellagruppe stammen.

Stadialmoränen sind in diesem Abschnitte nicht vorhanden.

2. Umgebung von St. Cassian—Eisenofenalpe—Valparola—Settsaß.

Mächtige Moränenmassen verbauen westlich und südlich von St. Cassian den Talgrund und erstrecken sich weit an den Hängen hinauf. Kilometerweit verdeckt der helle, dolomitische, oft 10 und mehr Meter mächtige, steilgeböschte Gletscherschutt den gewachsenen Fels. Quarzphyllit wurde trotz eifriger Suche nur am Freina-Berge auf 1580 m Höhe gefunden.

In den bis zum Pralongiakamm hinaufreichenden Bergwiesen von St. Cassian stößt man immer wieder auf isolierte Blöcke von Schlern- und Dachsteindolomit, die wahrscheinlich aus der Settsaßegend vom Eise gebracht wurden, wo der letztere die gleiche lithologische Beschaffenheit zeigt.

Eine größere Ansammlung dolomitischen Blockwerks bildet westlich vom Stuoreswalde die Kuppe 2053 und ihre Umgebung. Der südlichste Teil dieses Vorkommens macht den Eindruck einer Stirnmoräne.

Innerhalb St. Cassian erhebt sich zwischen dem großen Schuttstrom des Piccolgrabens und dem Stuoresbach ein NE—SW verlaufender, teilweise in Kuppen aufgelöster, baumbestandener und mit Dolomitblöcken beladener Moränenwall. Es ist die linke Stirnbogenhälfte des von Klehelsberg (5, Seite 299) am rechten Ufer des Gaderbaches gefundenen Gschnitzstadiums, und zwar des Walles Nr. III.

Vom Südrande der Saréwiesen ist über die eingezäunte Schonfläche bis in den Stuoreswald hinauf durch Abrutschungen und Schützengräben typischer Moränenschutt mit Wasseraustritten erschlossen.

In der nach Valparola führenden Kriegsstraße steckt in etwa 1705 m Höhe (vgl. die Karte) ein über faustgroßes Quarzstück mit anhaftendem Quarzphyllit. Dieser Fund beweist das Vordringen des Pustertaler Gletschers in die innersten Verzweigungen des Gadertales.¹⁾

Die genannte Straße schneidet dann auf längerer Strecke Moränenschutt mit einzelnen gut geschliffenen Geschieben an, knapp vor der Eisenofenalpe kommt man aber an einem Stirnwall vorbei, dem (vgl. 5, Seite 300) östlich der Hütten noch ein zweites, inneres Bogenstück folgt.

Bei dieser Alpe vereinigten sich zwei Eisströme. Jener von Osten (aus dem Lagazuoi-Gebiet) brachte als Obermoräne die zahllosen großen Bergsturzböcke mit, zwischen denen der Weg nach Tra i sassi führt. Erwähnenswert ist ein unweit der Abzweigung des Abkürzungssteiges von der Kriegsstraße in etwa 1820 m Höhe gefundenes Stück *Pietra verde* aus den Buchensteiner Schichten. Westnordwestlich vom Valparolasee erkennt man in 2140 m Höhe einen kleinen Firnhaldenwall.

In dem südlich der Eisenofenalpe schluchtartig verengten Täichen fand sich Grundmoräne. Im anschließenden Valparola-Grund springt bei 1880 m der rechte Teil eines kleinen, zerstörten Stirnbogens auffällig vor. Etwas abseits vom Steig auf 1950 m Höhe im Walde eine kleine Schuttwele. In einem gut beschatteten Kar liegt nördlich vom Hauptgipfel des Settsaß, wo noch im Spätsommer kleine Schneeflecke vorhanden waren, auf 2300 m ein Daunstadium. Trotz der günstigen Nordexposition fehlen im Valparola-Grund — wohl wegen der Steilheit und Glätte der Plattenschüsse — größere Rückzugsstände.

3. Valparolasee — Tra i sassi — Castello-Alpe — Andrazer Tal.

Das unter den Abrüchen der Lagazuoi-Gruppe angesammelte Eis floß nach drei Richtungen ab. Ein Arm strömte nach W gegen die Eisenofenalpe, ein zweiter nahm seinen Weg nach S, während ein dritter durch das enge Paßtal von Tra i sassi (zwischen Lagazuoi und Sasso di Stria) gegen den Falzaregopaß vorrückte. Spuren vom dritten Gletscherarm findet man bereits am Nordabsturz des schattenspendenden Sasso di Stria, wo sich über Sommer zwischen Bergsturzböcken Schnee halten kann.

¹⁾ Richthofen (15, Seite 106) erwähnt wohl von der ehemaligen Schmelzhütte im Chiumena-(Eisenofen-)Tal einen behauenen Grenzstein aus Brixner Granit. Dieser sowie andere behauene Granite mit der Jahreszahl 1605, welche in dieser Gegend den Verlauf der Grenze zwischen Enneberg und Buchenstein bezeichnen, kommen für die Klärung der eiszeitlichen Verhältnisse nicht in Betracht, weil sie zweifellos von Menschenhand — vielleicht als Gegenfracht bei Erzlieferungen — hierher geschafft wurden.

Erst unterhalb der Dolomitenstraße beginnt eine einheitliche, zusammenhängende Moränendecke, die den östlichen Ast des Andrazer Tales und die sonseitigen Hänge des Sasso di Stria weithin verkleidet, hauptsächlich blockreiche Obermoräne, welche an vielen Stellen gut bearbeitete Grundmoräne durchblicken läßt. Aufschlüsse wurden durch die vielen Schützengräben geschaffen. Südöstlich des zerstörten Hotels „Marmolada“ bemerkt man auf 1880 m Höhe eine verwaschene, vorne steil abgeboßte Wallform. Oberseits ist sie flacher und staut eine Wasserlache auf.

In der Umgebung des Valparolasees (vgl. auch 5, Seite 333) führt die Kriegerstraße über wallartig angehäuften Blockschutt, der mit auffallend steiler Böschung, wie sie Moränenschutt eigen ist, z. m. See abfällt. Darauf steht die ehemalige Kaserne.¹⁾

Südlich vom See bildet ein annähernd N—S verlaufender Wall, auf dessen First der Weg führt, die Grenze zwischen dem glattgescheuerten Schlerndolomit im W und den Bergsturzböcken einer Obermoräne im E. Über den südlich anschließenden Steilabfall floß das Eis ab.

Nicht weit vom Fuße dieser Steilstufe quert in 1920 m Höhe ein aus der Gschnitzzeit stammender Wall den Karrenweg. Talwärts breitet sich eine Moränendecke über den Talgrund und weit hinauf über die beiderseitigen Hänge. Sie verschmilzt unmerklich mit jener vom Falzaregogletscher. Auch sie zeigt deutlich Grundmoränenschutt, übersät mit gewaltigen, oft hausgroßen Dolomithöcken. Auf dem größten erhebt sich der kühne Bau der Ruine Buchenstein. Andere Riesenblöcke liegen weiter nördlich im Walde.

Es erübrigt noch eine Beschreibung der Glazialspuren im Bereiche der Castello-Alpe. Zwischen dem Col di Lana und dem Monte Sief öffnet sich gegen NE ein gut beschattetes Kar. An seinem Ausgange liegt von 2020 m aufwärts ein vorzüglich erhaltenes Rückzugsstadium (Gschnitz), bestehend aus einem mächtigen, geschlossenen Stirnbogen und unversehrten Ufermoränen. Ein etwas älteres, nicht minder schönes Relikt reicht bis auf etwa 1920 m talaus. An seiner Innenseite war vor gar nicht langer Zeit noch ein See, dessen Abfluß sich tief in den Stirnbogen einschneidet. Moränen, und zwar hauptsächlich bergsturzartiger Obermoränenschutt, findet sich an zwei Stellen in den nördlichen Castello-Wiesen. Das weite Gebiet der Castello-Alpe bot mit seinen mäÙig geneigten Firnfeldern jedenfalls einen ergiebigen Speicher für den Andrazer Gletscher.

Das Andrazer Tal selbst ist weithin mit Gletscherschutt erfüllt. Zwischen Cernadoi und Andraz nimmt v. Klebelsberg (5, Seite 333) das Ende eines Bühlgletschers an. Am Südosthang des Col di Lana tritt Moränenschutt nur oberhalb Palla in größerer Verbreitung auf. Er enthält hier unter anderem Geschiebe aus den Cassianer Schichten.

4. Das Cordevoletal.

Bei Pian di Salesei, an der Mündung des Andrazer Tales in das Haupttal, liegt — wie bereits v. Klebelsberg (5, Seite 334) ausführlich beschrieben hat — die Endmoräne des Cordevoletgletschers. Im engen Talgrunde fanden sich bis Arabba hinauf nirgends Spuren eines Rückzugsstadiums, hingegen Grundmoräne an der Straße östlich von Arabba und am Cordevolet südwestlich von Pieve.

Bemerkenswert sind einige eiszeitliche Ablagerungen hoch oben an den Hängen des Monte Sief. So liegt an der Südwestseite dieses Berges bei etwa 2300 m ein kleiner Firnhaldenwall größtenteils unter Sprengschutt begraben. Im weit geöffneten Kar an der Nordwestseite des Sief kommen nebeneinander zwei deutliche Stirnbögen eines Gschnitzgletscherchens vor. Oberhalb Contrin fand sich an mehreren Stellen typische Grundmoräne, Stadialmoränen fehlen hier vollständig.

Im Tälchen gegen den Campolungopaß ist nördlich von Arabba auf 1700 m Moränenschutt erschlossen, der offenbar mit dem schon von Klebelsberg (7, Seite 226) an der Campolungostraße gefundenen in Verbindung steht.

Interglaziale Ablagerungen (Terrassensedimente, Gehängebreccien usw.) wurden in diesem Gebiete nicht festgestellt.

¹⁾ Östlich des Hauptgebäudes findet man nicht selten, besonders in einigen Granattrichtern, Stücke hellen Granits. Es handelt sich natürlich nicht um zentral-alpine Erratika, sondern um Abfälle der beim Bau der Festung über Cortina zugeführten Steine.

Alluvium.

Unter den nacheiszeitlichen Bildungen sind die z. T. auch in der Karte ausgeschiedenen Schuttströme am auffälligsten. Diese nach Art eines zähflüssigen Breies träge dahinfließenden Schlammmassen kommen aus den wasserspeichernden, leicht verwitternden Wengener und Cassianer Schichten. Fast alle sind auch heute noch in langsamer aber stetiger Bewegung. Besonders nach andauerndem Regen kann man Oberflächenveränderungen wahrnehmen. Mitunter stauen sie auch kleine Seen auf. Die Entwässerung vollzieht sich in der Regel in tiefen, den Schuttstrom seitlich gegen das Anstehende begrenzenden Furchen. Das Wachstum der Pflanzen wird durch das ständige Abwärtsgleiten, durch Aufwölben und Überschieben einerseits, durch Spaltenbildung und Risse in der Humusdecke andererseits, immer wieder behindert. Übermäßige Durchfeuchtung verursacht nach und nach die Umwandlung fruchtbarer Grundstücke in saure Böden mit üppigen Beständen von Schachtelhalm. Selbst das Weidevieh meidet nach Möglichkeit diese tief durchweichten Plätze.

Einer der bekanntesten Schlammströme kommt aus den Ruones-Wiesen und reicht bis Corvara, wo er allmählich in eine alte Aufschüttungssohle übergeht. Auf ihm windet sich die zum Campolungopaß führende Straße hinauf. Horizontale und vertikale Verlagerungen des Straßenkörpers wiederholen sich so oft, daß man schon längst die Umlegung der Trasse an den Fuß der Sellagruppe projektierte. Die Häuser von Corvara stehen auf einem beruhigten Teil. Zwei tief eingerissene Wasserläufe begleiten diese Mure: im W der Rutortbach, im E der Kirchenbach (Ru de Glisia).

Zu großartigen Fließbewegungen ist es auch in der Gegend von St. Cassian gekommen. Hier lieferten die Cassianer Schichten das Material. Begünstigt durch das Nordfallen der Schichten sind, besonders im Piccolgraben, gewaltige Abrutschungen entstanden, von denen nur die wichtigsten in der Karte dargestellt sind. Große Gehängepartien sind auch über die Schichtköpfe des Anstehenden, oft unter Beibehaltung der Schichtlage, samt den darauf wachsenden Bäumen in langsamer Talfahrt begriffen, hinter sich gewöhnlich eine Wasserriache oder Sümpfe bildend. Die Abrißstellen lassen anfänglich den Felsen durchblicken, werden aber bald wieder von einem zähen Lettenbrei überrommen.

Der bewaldete Schuttstrom im weiter südöstlich gelegenen Stuoeresgraben lagert auf einem alten, ruhig gewordenen, nunmehr mit Bergwiesen bedeckten Schuttkegel. Eine Rutschung aus jüngster Zeit mit vielen entwurzelten Bäumen und ganz frischer Ausbruchnische verlegt den Stuoeresbach von W her in 1720 bis 1760 m Höhe.

Ein kleiner Murschuttkegel ergießt sich in den Eisenofenbach.

Auf der Buchensteiner Seite gibt es außer einer unbedeutenden Solifluktion in den nördlichen Castello-Wiesen nur einen großen Schlammstrom aus den Cassianer Schichten nördlich, bzw. westlich von Contrin. Er läßt sich in mancher Hinsicht mit einem Gletscher vergleichen. Die sanftgeneigten Premaju-Wiesen bilden das Sammelgebiet. In das tiefe, enge Tal zwischen der Cherzer Säge und der Ortschaft Contrin reicht die sich rasch verschmälernde Zunge hinab. Ein aus der Kriegszeit stammender, quer über den Schuttstrom gespannter Drahtzaun wölbt sich weit vor, als Beweis, daß die Strömungsgeschwindigkeit in der Mitte am größten ist. Im untersten Teil flankieren Uferwälle, besonders links (unter Contrin). Die Zungenspitze wird stets wieder vom Hauptbach unterwaschen und abgeschwemmt.

Fluviale Aufschüttungssohlen gibt es nur bei Corvara und südlich von Stern.

Bergsturzmassen aus dem Schlern- und Dachsteindolomit finden sich hauptsächlich im Bereiche der Settsaßgruppe, besonders im westlichen Teile von Valparola, dann ober dem Stuoereswalde und an der Südwestseite des Settsaß, wo einzelne Schüttungen tief in die Bergwiesen

hinabreichen. Größere Verbreitung haben sie ferner vom Richthofenriff über den Castellwald zum Sasso di Stria, dessen Westseite von einem großen Bergsturz bedeckt wird. Gewaltige Schlerndolomitblöcke fielen vom Lagazuoi gegen den Valparolasee und in den Einschnitt des Tra i sassi-Passes. Die Hauptursache dieser Bergstürze liegt neben Spaltenfrost in der leichten Verwitterbarkeit der die Dolomite unterlagernden weichen Cassianer und Raibler Schichten. Manche dürften bereits beim Rückzuge des Eises abgegangen sein.

Ein anderes Gestein, das auch zur Bildung von Bergsturzböcken neigt, sind die Buchensteiner Agglomerate. Von ihnen sind im Cordevoletal oberhalb der Siedlungen Liviné, Masarei und Varda größere Abbrüche erfolgt. Der Felssturz bei Masarei,¹⁾ vom 25. April 1626, verschüttete die Gegend von Renaz. Über diesen sowie über andere Bergstürze berichtet schon Staffler (16, Seite 515 bis 517).

Gehängeschutt sammelt sich wie überall am Fuße der Felsen und wird durch nachbrechendes Gestein ständig vermehrt.

Zu den jüngsten Bildungen zählt auch breccienartig verkitteter Gehängeschutt. Fundstellen: Schwarzbachtal, östlich der Brücke (1506 m). Ferner an der Straße nach St. Cassian, westlich Costadedoi.

Nutzbare Ablagerungen und Mineralquellen.

Solche sind im kartierten Gebiete nicht vorhanden. Nur die für den Lokalbedarf nötigen Baustoffe finden sich in hinreichender Menge und Qualität.

Der Name „Eisenofenalpe“, Roherz, Schlacken und andere Spuren einer ehemaligen Verhüttung erinnern an den Schmelzbetrieb früherer Jahrhunderte im Gebiete von Valparola. Mag sein, daß dort ursprünglich Bohnerz aus den nahen Raibler Schichten verhüttet wurde. Zur Hauptsache stammte aber das Roherz aus den Bellerophon-Schichten von Posalz bei Colle S. Lucia (10 km Luftlinie SSE). Neben anderen Gründen dürfte der Waldreichtum des Gebietes, der nur im Wege der Holzverkohlungs wirtschaftlich genutzt werden konnte, für den Betrieb in dieser entlegenen Gegend bestimmend gewesen sein.

Verzeichnis der benutzten Literatur.

Die reiche ältere Literatur, speziell über die Cassianer Schichten, ist größtenteils in den nachstehend angeführten Werken zitiert.

1. Cornelius H. P. und M. Furlani-Cornelius. Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). Centralblatt für Mineralogie usw., Stuttgart 1924.

2. Cornelius H. P. und M. Furlani-Cornelius. Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Beilageband 56, Abt. B. Stuttgart 1926.

3. Hummel K. Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der süd-alpinen Mitteltrias. Neues Jahrbuch für Min. usw., Beilageband 68, Abt. B. Stuttgart 1932.

4. Kieslinger A. Ein neuer Ammonitenfund aus den Buchensteiner Schichten Südtirols. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1927.

5. Klebelsberg R. v. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79, 1927.

¹⁾ Die ladinische Bezeichnung „Masarei“ (= Anhäufung von Steinen) deutet schon auf einen Bergsturz.

6. Klebelsberg R. v. Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Berlin 1928.
7. Klebelsberg R. v. Alte Gletscherstände in den Dolomitentälern (Südtirol, Venetien). Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 17, 1929.
8. Mojsisovics E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
9. Mutschlechner G. Geologie der St. Vigiler Dolomiten. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 82. Bd., 1932.
10. Mutschlechner G. Geologie der Peitlerkofelgruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 83. Bd., 1933.
11. Nöth L. Geologie des mittleren Cordevogebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 79. Bd., 1929.
12. Ogilvie-Gordon M. Geologisches Wanderbuch der westlichen Dolomiten. Wien 1928.
13. Ogilvie-Gordon M. Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 79. Bd., 1929.
14. Reithofer O. Geologie der Sellagruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 78. Bd., 1928.
15. Bichthofen F. v. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. Gotha 1860.
16. Staffler J. J. Das deutsche Tirol und Vorarlberg usw., II. Bd. Innsbruck 1847.

G. Mutschlechner: St. Cassian und Buchenstein.

Geologische Karte

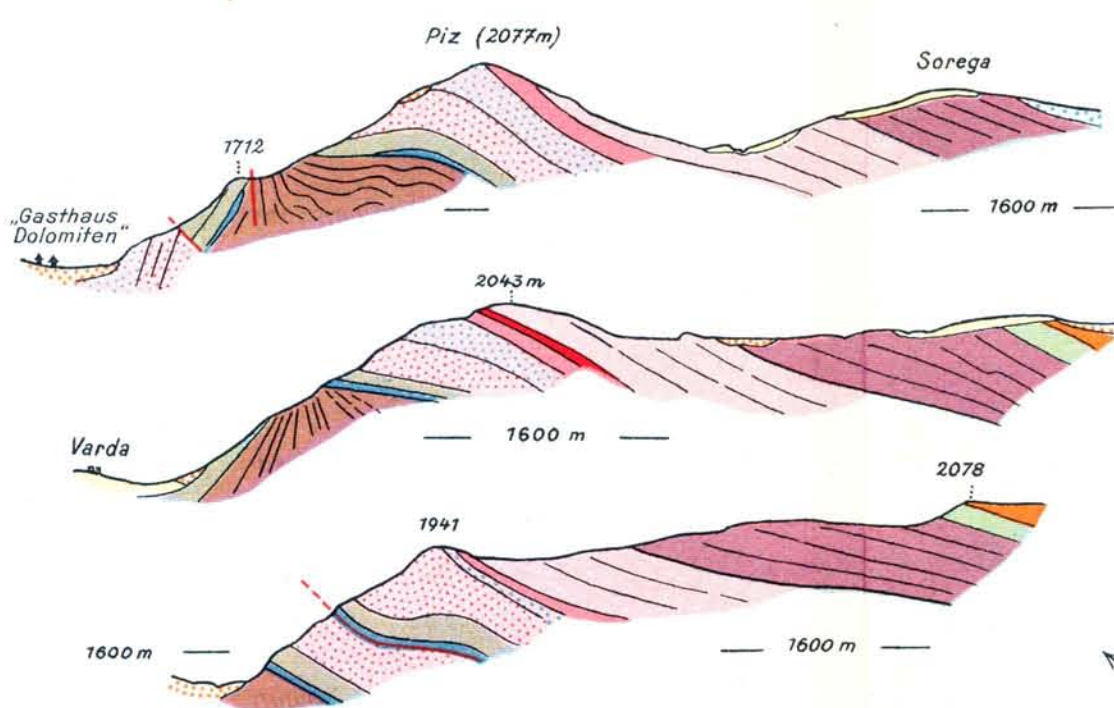
des Gebietes zwischen

St. Cassian und Buchenstein

1:25.000

Von Georg Mutschlechner, Innsbruck, 1932

Aufgenommen und gedruckt
mit Unterstützung durch den Deutschen und
Österreichischen Alpenverein

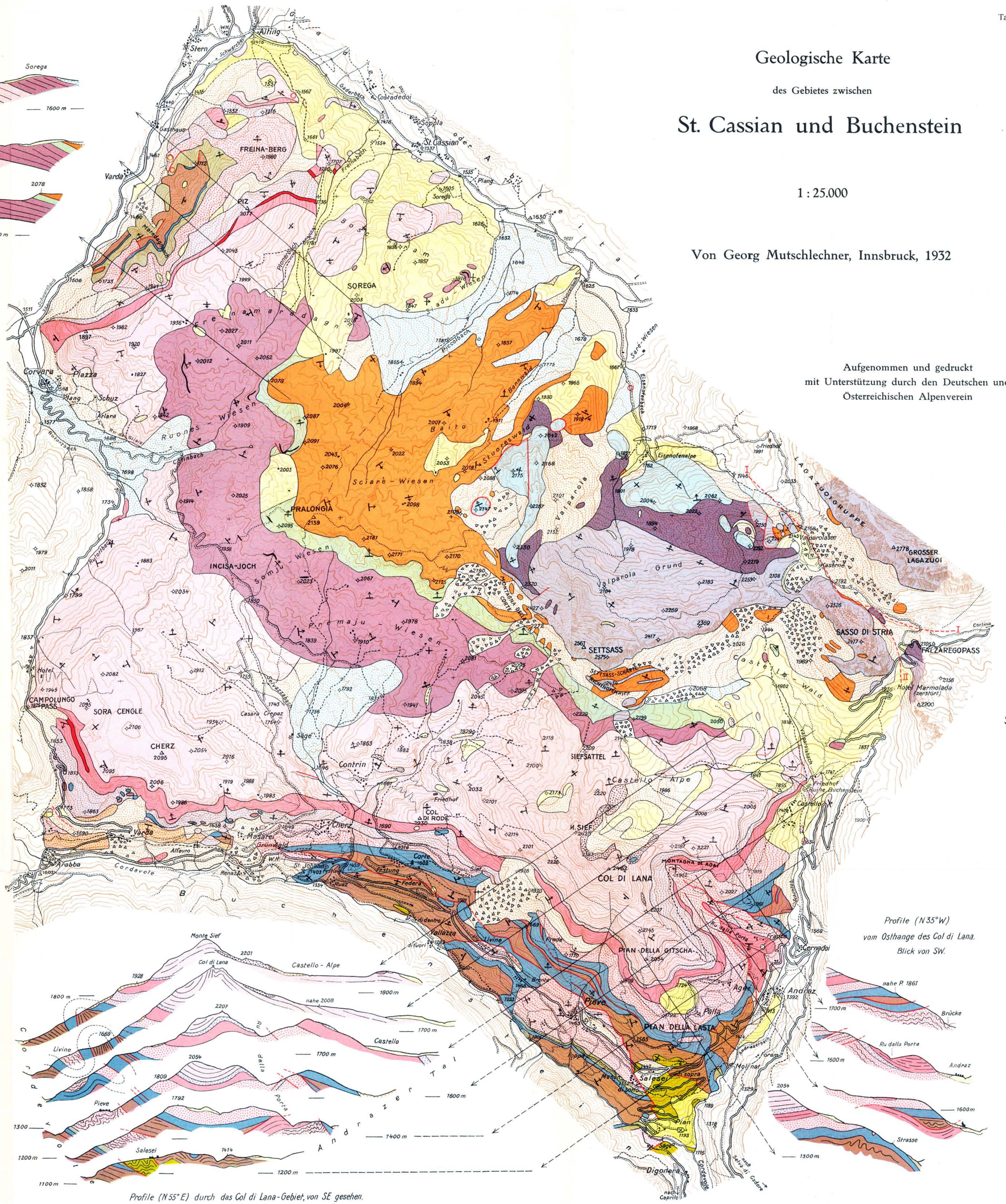


Profile (N50°W) des Piz-Gebietes
zwischen Stern und Corvara.
Blick von S.W.

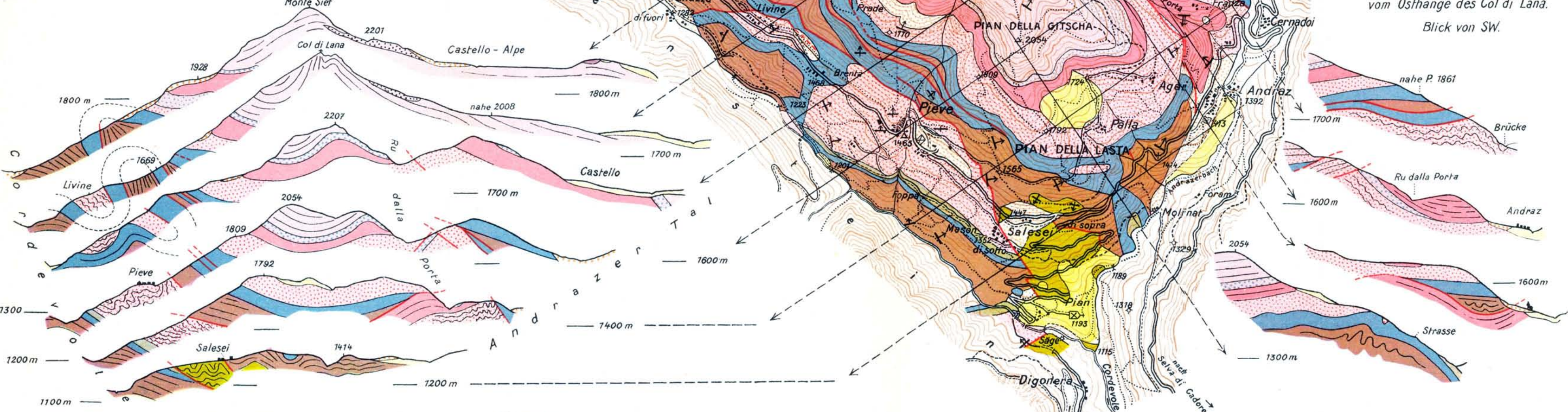
- Bellerophon-Schichten
- Werfner Schichten
- Muschelkalk
- Mendeldolomit
- Buchensteiner Schichten
- Tuffkonglomerate u. Tuffsandsteine
- Buchensteiner Agglomerate
- Augitporphyrin
- Augitporphyrittuffe
- Wengener Schichten
- Wengener Agglomerate
- Untere Kalk- u. Mergelgruppe
- Tuffe u. Tuffsandsteine
- Obere Kalk- u. Mergelgruppe
- Porphyrite
- Schlerndolomit
- Raibler Schichten
- Dachsteindolomit
- Moränen
- Zentralalpine Geschiebe
- Bergsturzblöcke
- Gehängeschutt u. Vegetation
- Schuttströme
- Schichtgrenzen
- Störungslinien

Cassianer Schichten

- söhlig
 - bis 30°
 - 30-60°
 - über 60°
 - saiger
- Streichen
und
Fallen



Profile (N35°W)
vom Osthange des Col di Lana.
Blick von SW.



Profile (N55°E) durch das Col di Lana-Gebiet, von SE gesehen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1933

Band/Volume: [83](#)

Autor(en)/Author(s): Mutschlechner Georg

Artikel/Article: [Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein: \(Südtiroler Dolomiten\): dem Andenken Ferdinand Freiherrn von Richthofens gewidmet, anlässlich der 100. Wiederkehr seines Geburtstages \(5. Mai 1833\) 199-232](#)