

Geologie der Langkofelgruppe.

Von Georg Mutschlechner, Innsbruck.

Mit 1 geologischen Karte und 2 Textfiguren.

Aus dem Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	21
Geographische und geologische Übersicht	22
Stratigraphischer Teil	23
Perm: Bellerophon-Schichten	24
Trias: Werfner Schichten	24
Muschelkalk	25
Mendeldolomit (Sarldolomit)	26
Buchensteiner Schichten	26
Marmolatakalk	27
Agglomerate	28
Porphyrite	28
Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine	30
Wengener Schichten	33
Cassianer Schichten	33
Schlerndolomit	34
Raibler Schichten	35
Der Fazieswechsel in der ladinischen Stufe	36
Tektonischer Teil	38
1. Selektive Tektonik	38
2. Störungsflächen	38
3. Bewegungsbild	41
4. Bewegungsphasen	42
Morphologie	43
1. Selektive Formgebung und Bodengestaltung	43
2. Hebungweise Formentwicklung im Tertiär	44
3. Quartäre Morphologie	44
Diluvium	45
1. Moränen	45
2. Gehängebreccien	47
Alluvium	47
Literatur	49

Vorwort.

Das Gebiet der Langkofelgruppe war schon mehrmals Gegenstand geologischer Untersuchungen. Es sei hier nur an die grundlegenden Karten und Arbeiten F. v. Richthofens (17)¹⁾ und E. v. Mojsisovics' (8) erinnert.

In neuerer Zeit haben sich besonders M. Ogilvie-Gordon (9—13) und O. Weller (19), ein Schüler E. Kokens, mit der Erforschung

1) Die in Klammern beigelegten Zahlen weisen auf das Literaturverzeichnis.

dieses Gebietes eingehender beschäftigt. Beide haben auch geologische Karten veröffentlicht, doch enthält Wellers Dissertation nur eine einfarbige, stark verkleinerte, schwer lesbare Wiedergabe seiner Originalkarte 1 : 25.000. Auch die im Jahre 1927 erschienene bunte Karte Ogilvie-Gordons läßt zu wünschen übrig. Sie nimmt z. B. auf die quartären Ablagerungen keine Rücksicht. Bezüglich des Rodella-Gebietes schreibt Professor v. Klebelsberg in seinem Dolomiten-Führer (7): „So eingehend dasselbe von Mrs. Ogilvie-Gordon auch schon studiert worden ist, erschöpft oder völlig geklärt sind die Besonderheiten des Rodellaprofiles trotzdem noch nicht.“

Eine Neuaufnahme nach modernen Gesichtspunkten war deshalb erwünscht, zumal seither R. v. Klebelsberg (6) und O. Ampferer (1) glazialgeologische Notizen und letzterer überdies einen wichtigen Beitrag tektonischen Inhaltes (2) veröffentlicht hatte.

Das Zustandekommen der vorliegenden Arbeit verdanke ich in erster Linie der gütigen Vermittlung meines hochverehrten Chefs und Lehrers, Herrn Professors Dr. R. v. Klebelsberg beim Deutschen und Österreichischen Alpenverein. Letzterer ermöglichte mir durch einen Reisekostenzuschuß die gründliche Begehung dieser interessanten Gebirgsgruppe im Sommer und Herbst 1933. Ferner bewilligte er die Mittel zur Drucklegung der geologischen Karte, wofür ich auch an dieser Stelle herzlich danke.

Als topographische Grundlage wurde für die Feldaufnahme und für den Kartendruck die vom Deutschen und Österreichischen Alpenverein herausgegebene, im Jahre 1926 neu aufgelegte „Karte der Langkofel- und Sellagruppe“ verwendet, die ich gleichzeitig berichtigen und ergänzen konnte.

Innsbruck, im Juli 1934.

Der Verfasser.

Geographische und geologische Übersicht.

Als Langkofelgruppe bezeichnet man meist nur das prächtig geformte, ringsum isolierte Hochgebirge zwischen der Seiser Alpe und der Sellagruppe, eines der schönsten Gebiete in den ganzen Dolomiten.

Die geologische Kartierung beschränkte sich nicht allein auf diesen hufeisenförmig nach NW geöffneten Dolomitstock, sondern wurde allseits bis zu den natürlichen Grenzen ausgedehnt. Als solche kommen in Betracht: im N und NO das Grödental, im O das Sellajoch, im S das obere Fassatale und das Durontal. Die Westgrenze bildet das Saltaria- oder Jendental.

Dieses ca. 50 km² umspannende Gebiet wird nach zwei Seiten entwässert. Nach N durch den Saltaria- oder Jenderbach und durch den Grödenbach, der sein Wasser dem Eisak zuführt. Nach S durch den Avisio, dessen wichtigste Zubringer der Mortizbach und der Duronbach sind.

Von welcher Seite auch immer man die Langkofelgruppe betrachtet, stets erhält man das für die westlichen Dolomiten so bezeichnende Bild: über den dunklen, sanftgeformten, mit Wäldern und Matten bekleideten Vorbergen erhebt sich steil aufragend ein kahler, reich ge-

gliedertes Felsenbau. Dieser wunderbare Gegensatz im Landschaftsbilde ist geologisch begründet. Das Vorland besteht nämlich aus einer mannigfaltig zusammengesetzten Serie vorwiegend dunkler, relativ leicht verwitternder Gesteine. Die Felsregion hingegen ist einheitlich aus hellem Schlierndolomit erbaut.

Die höchste Erhebung, der Langkofel (3178 *m*), hat der ganzen Gruppe den Namen gegeben. Andere, von Kletterern gern besuchte Gipfel sind das Langkofeleck (3054 *m*), die Fünffingerspitze (2996 *m*), die Grohmannspitze (3111 *m*). Der Plattkofel (2960 *m*) ist der einzige leicht zugängliche Gipfel. Im S ist diesen Bergriesen ein bequem erreichbarer, deshalb viel besuchter Aussichtsberg vorgelagert, die 2486 *m* hohe Rodella.

Zwischen den hohen Felspfeilern nisten ein paar kleine, von Spalten durchsetzte Gletscherchen, die mit ihrem blanken Eis das großartige Bild noch mehr bereichern.

St. Christina, Wolkenstein und Plan sind die Hauptorte im oberen Grödental, wie Canazei, Gries und Campitello in Oberfassa. Sie sind vorwiegend auf Schuttkegeln entstanden. Die ursprüngliche Obergrenze der Dauersiedlungen liegt auf der Grödner Seite bei 1600 *m* über dem Meere. Daß auf den besonnten Hängen gegen das Fassatal nur ein einziger Hof (Mortiz, 1627 *m*) diese Grenze überschreitet, ist in der Steilheit und Wasserarmut des Gehänges begründet. Die höchstgelegenen Dauersiedlungen (lauter Gasthäuser) finden sich gegenwärtig am Sellajoch (bis 2250 *m*). Das nur zeitweise bewirtschaftete Unterkunftsbaus auf der Rodella liegt 2486 *m* hoch.

Die Bewohner dieses Gebietes sind Ladinier. Die Sprache der Grödner ist z. T. germanisiert. Hingegen spricht man im oberen Fassatale das sogenannte „Cazét“. Viehzucht und Fremdenverkehr bilden die Haupteinnahmequellen der Bevölkerung.

Durch gute Autostraßen — das Sellajoch zählt zu den meistbefahrenen Dolomitenpässen — und durch die im Kriegsjahr 1915 erbaute Grödner Bahn ist das Gebiet der Langkofelgruppe von allen Seiten leicht zu erreichen.

Die touristische Erschließung besorgte in vorbildlicher Weise der Deutsche und Österreichische Alpenverein durch die Errichtung der Langkofelhütte und des Sellajochhauses sowie durch Anlage von Höhenwegen.

Wer die Gegend aus eigener Anschauung nicht kennt, sei an die ausführlichen und mit guten Bildern ausgestatteten Aufsätze in Band 27 und 44 der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines erinnert.

Stratigraphischer Teil.

Die Gesteine, welche den geologisch erschlossenen Teil der Langkofelgruppe aufbauen, gehören, abgesehen von den quartären Ablagerungen, dem obersten Perm und der Trias an. Spärliche Reste von Raibler Schichten geben sich als jüngstes Schichtglied zu erkennen. Mannigfaltig und wechselvoll ist die mittlere Trias entwickelt.

Oberes Perm.

Bellerophon-Schichten.

Diese hier bisher nicht beachteten und in der Literatur nirgends erwähnten Gesteinsvorkommen wurden bei der Neuaufnahme an mehreren Stellen gut aufgeschlossen vorgefunden.

Im obersten Grödental bilden sie westlich von Plan den Kern einer großen Antiklinale. Weitere Aufschlüsse konnten an der Südseite der Rodella festgestellt werden.

Es handelt sich durchwegs um höhere Horizonte dieses permischen Schichtpaketes. Gipslagen und Rauhdecken, wie sie für die tieferen Partien bezeichnend sind, treten nicht zutage.

Westlich Plan sind nur hell anwitternde, graue bis dunkle, bituminöse Kalke, als geringmächtige Einschaltungen auch Kalkschiefer und in dünne Tafeln spaltende Kalksandsteine sichtbar. Sie enthalten hier ziemlich viele Versteinerungen, vor allem Unmengen der für die Bellerophon-Schichten charakteristischen Gyroporellen, ferner Ostracoden, Muscheln (*Pecten* sp.), Schnecken und Reste von Brachiopoden. Das Leitfossil (*Bellerophon*) sah ich nur selten. Bemerkenswert ist der Fund eines kleinen, nicht näher bestimmbareren Knochenstückes.

Ein winziger Aufschluß östlich der Fischburg (am Nordrande der Karte) zeigt einen grauen, fossilereen Dolomit, der in einem Steinbruch abgebaut wird und ziemlich sicher zu den Bellerophon-Schichten gehört.

In den steilen Anbrüchen an der Südseite der Rodella kommen Kalke und Dolomite gemeinsam vor. Die Kalke bilden hier überall den ursprünglich höchsten Permhorizont, was auch ihre konkordante Überlagerung durch die untere Trias bestätigt. Die Dolomite sind dort dichte, gelbgraue Gesteine, denen die massenhaft enthaltenen Dolomitdrusen ein eigenartiges Aussehen verleihen, ein Merkmal, das die Abgrenzung gegen den Mendeldolomit wesentlich erleichtert. Das Hangende bilden gelbliche, graue und schwarze Kalke, meist erfüllt mit einer nicht näher untersuchten Kleinf fauna. Einzelne Bänke bestehen fast nur aus Algenresten und Muschelschalen.

Die Anwitterungsfarbe ist bei allen diesen Gesteinen viel heller als jene der frischen Bruchfläche.

Die Mächtigkeit kann, abgesehen davon, daß nur der obere Teil der Bellerophon-Schichten erschlossen ist, wegen der starken Verbiegungen nicht ermittelt werden.

Trias.

Werfner Schichten.

Das Hauptverbreitungsgebiet der untersten Trias liegt an den Abhängen der Rodella in der Südostecke der Karte, wo ihr wiederholtes Auftreten tektonisch bedingt ist. Die übrigen Aufschlüsse befinden sich teils am Nord- und Nordostrande, teils unter den Nordabstürzen der Langkofelgruppe engeren Sinnes. Einzelne kleinere Schollen stecken in den Buchensteiner Agglomeraten.

Die tiefsten Lagen bestehen gewöhnlich aus hellgrauen und gelblichen Kalken, welche sich von den Bellerophon-Schichten leicht abgrenzen lassen. Dann folgen gelbe und graue Mergel, die samt den unterlagernden Kalken den Seiser Schichten entsprechen.

Die hangenden Campiller Schichten beginnen mit einer Folge von roten Mergeln und Schiefeln. Getrennt durch eine sehr mächtige graue, manchmal auch graugrüne, glimmerreiche, oft feinsandige Abteilung treten an der Obergrenze nochmals rote, schieferige und mergelige Gesteine auf, die allmählich in den unteren Muschelkalk überleiten.

Im mittleren, grauen Horizont der Campiller Schichten ist an der Westseite des Rodellagipfels das schon von Weller (19) beschriebene *Problematicum werfense* häufig, ein birnen- und scheibenförmiges Gebilde von mehreren *cm* Durchmesser mit zentralem Kanal. Von derselben Fundstelle wären auch hakenförmig gebogene und wurmartig gekrümmte Stengel noch unbekannter Entstehung zu erwähnen.

Die Fossilführung der Werfner Schichten ist in manchen Bänken sehr reich. Einzelne Platten erhalten durch das massenhafte Vorkommen von Myaciten ein pflasterartiges Aussehen.

Mächtigkeit: An der Südseite der Rodella 250 *m*. Faltungen täuschen bei anderen Aufschlüssen größere Mächtigkeit vor.

Westlich oberhalb Plan (Gröden) wurde zwischen Sora Fungeia und Tuel die $\frac{1}{2}$ bis 1 *m* dicke, schichtparallele Einschaltung eines porphyrisch struierten Massengesteins festgestellt. Die Untersuchung des Hangendkontaktes hat ergeben, daß es sich nicht um einen Erguß aus der Werfner Zeit, sondern um ein später eingedrungenes Magma handelt.

Muschelkalk.

Wo die Obergrenze der Werfner Schichten nicht nachträglich als tektonische Gleitbahn diente, zeigt das Kartenbild überall einen schmalen Streifen von Muschelkalk. Obwohl ein dünnes, unscheinbares, aus der Ferne oft gar nicht erkennbares Gestein, bildet er in der Langkofelgruppe ein nirgends fehlendes Schichtglied.

An der Basis des Muschelkalkes findet sich fast überall das Muschelkalkkonglomerat, auch Richthofen'sches Konglomerat genannt. Seine größte Mächtigkeit erlangt es mit 3 bis 5 *m* am Fuß einer Steilstufe oberhalb Pozzates (nordwestlich von Campitello), im allgemeinen mißt es nur 1 bis $1\frac{1}{2}$ *m*. Überall ist es ein typisches Konglomerat aus wohlgerundeten, bisweilen polierten Geröllen von bunten (grauen, gelben, roten . . .) Werfner Schichten, verkittet durch ein rotes, sandiges Bindemittel.

Als Muschelkalk engeren Sinnes bezeichnet man hier eine wechselagernde Serie roter, grauer und grünlicher, oft sandiger Mergelschiefer und grauer Kalke. Den Abschluß nach oben bildet gewöhnlich bituminöser Kalk mit Diploporen, manchmal auch bituminöser Dolomit.

Unter dem Nordabsturz des Langkofels ist der Muschelkalk (ohne Konglomerat) 10 *m* dick. Die oberste, teilweise verkieselte Bank führt dort reichlich *Diplopore annulatissima* Pia.

Die sandigen Lagen des Muschelkalks enthalten vielfach Pflanzenreste, wodurch sie sich von ähnlich ausgebildeten Werfner Schichten unterscheiden.

Mendeldolomit (Sarldolomit).

Der Muschelkalk wird fast überall von einer weither kenntlichen, oft als Wandflucht vortretenden Dolomitplatte bedeckt. Ihr Fehlen im Abschnitte Pozzatesbach—Rodella—Monte di Gries—Saleibach ist einerseits durch Sedimentationsunterbrechung zu erklären, andererseits scheint hier ein Teil des Mendeldolomits durch die eruptive Tätigkeit in der mittleren Trias zerstört worden zu sein.

Durch die Eintragung des Felsenbandes „I strentsch“ (an der Nordseite des Langkofels) als Mendeldolomit und umgekehrt jenes nördlich vom Piz de Sella als Schlerndolomit, weicht die neue Karte nicht unwesentlich von den Veröffentlichungen anderer Autoren (19, 12) ab.

Der Mendeldolomit ist meist ein helles, durch ganz schwachen Bitumengehalt auch graues, zuckerkörniges Gestein mit rauher Oberfläche. Von dem an der Südseite der Rodella in seiner Nähe vorkommenden Dolomit der Bellerophon-Schichten unterscheidet er sich namentlich auch durch die gleichmäßige Zusammensetzung, wogegen letzterer reichlich Drusen enthält.

In der Pozzateschlucht gibt es unter einem Wasserfall in 2100 *m* Höhe eine Fundstelle prächtiger, regelmäßig gewachsener Dolomitrasen auf Mendeldolomit.

Südwestlich von Wolkenstein (Gröden) und auf der Bergwiese Tueli (nordwestlich Plan de Gralba) kommen im obersten Teil des Mendeldolomits dünnplattige, grau bis graubraun anwitternde, im frischen Bruche fast schwarze Kalke vor. Sie gehören zur „Grenzzone“ Ogilvie-Gordons (12) und repräsentieren den sogenannten Oberen alpinen Muschelkalk. Überlagert werden diese Schichten manchmal noch von einer 2 *m* dicken, hellen Dolomitbank. Im übrigen ist aber der obere anisische Horizont in der Langkofelgruppe nirgends kalkig entwickelt.

Die im Dolomithereiche eingezeichneten Massengesteine sind durchwegs jüngeren Datums.

Mächtigkeit: 50—150 *m*.

Buchensteiner Schichten.

Sie sind auch hier das älteste schon zur Zeit seiner Ablagerung von den vulkanischen Vorgängen beeinflusste Gestein der mittleren Trias.

Ursprünglich über dem Mendeldolomit abgesetzt, findet man sie heute meist nur mehr in den vom Vulkanismus verschonten Gebieten im ehemaligen (sedimentären) Schichtverband und in voller Mächtigkeit, wie es z. B. unter den Nordwänden des Langkofels und des Plattkofels der Fall ist.

Ein Blick auf die Karte zeigt u. a. im Saltrietal oder in der Gegend südlich von Wolkenstein deutlich, daß zwei zusammengehörende Pakete Buchensteiner Schichten durch eine mächtige Magmaintrusion getrennt wurden. Anderswo sind die echten Buchensteiner Schichten vollends verschwunden, an ihrer Stelle liegen vulkanische Produkte.

Hauptgestein ist ein heller, knolliger Kalk mit unebenen Schichtflächen, die von Hornsteinausscheidungen herrühren. Dieses Gestein ist

so eigenartig, daß es mit keinem anderen verwechselt werden kann. Weniger häufig, aber nicht minder typisch sind hell und dunkel gebänderte Kieselkalke, graue dünnplattige Kalke, ferner bituminöse Schiefer und schließlich dunkler Dolomit mit bläulichen Hornsteinlinsen. An der Nordseite des Plattkofels kommen gelbbraune fast papierdünn aufspaltende Tuffschiefer vor.

Der unter der Bezeichnung „*Pietra verde*“ bekannte grüne Tuff ist spärlicher zu finden als in anderen Gebieten der Südtiroler Dolomiten. Dafür gibt es östlich des Ampezzanbaches grobsandige Lagen aus Quarz, gerolltem Hornstein und Schüppchen von dunklem Glimmer.

Am Langkofel und am Plattkofel gehen die Buchensteiner Schichten seitlich in Schlerndolomit über. Nahe der Verzahnungsstelle findet man sandige Dolomite. An der Rodella sind sie mit Ausnahme des tiefsten Horizontes als reiner Riffkalk (Marmolatakalk) ausgebildet.

Mächtigkeit: Bis 70 m.

Marmolatakalk.

Der wegen des herrlichen Rundblickes viel bestiegene Gipfel der Rodella besteht nicht, wie Weller (19) angenommen hat, aus Mendel-dolomit, sondern wie bereits Ogilvie-Gordon (11, S. 210) berichtete, aus einem Gestein, das auf Grund seiner stratigraphischen Stellung und seiner lithologischen Ähnlichkeit mit den Vorkommen in der benachbarten Gebirgsgruppe als Marmolatakalk zu bezeichnen ist.

Seine Zugehörigkeit zur mittleren Trias wird einerseits durch die unterlagernden Buchensteiner Schichten, andererseits auch durch die Verzahnung mit den Agglomeraten und Tuffkonglomeraten bewiesen. Die unteren Bänke dieser Kalkinsel haben jedenfalls noch Buchensteiner Alter, für den höheren Teil kann man Entstehung zur Wengener Zeit annehmen.

Das Gestein ist ein heller, deutlich gebankter, stellenweise leicht verkarsteter Kalk. Am obersten Wegstück zum Rodellahaus sieht man Nester eines mürben, sandigen Dolomits, der im Herbst 1933 durch kleine Gruben erschlossen war.

Schollen eines hellen, am ehesten auch dem Marmolatakalk gleich-zustellenden Gesteins finden sich öfters als Einschlüsse in den Agglomeraten, z. B. oberhalb des schmalen Muschelkalkbandes östlich vom Rodellagipfel. Zwei besonders große Schollen hellen Kalkes wurden im Verbands der Tuffkonglomerate nördlich Canazei (Fassa) gefunden und in der Karte mit der entsprechenden Farbe bezeichnet. Der eine hohe Felsen heißt Sass d'Arbacia.

Hervorzuheben ist das für den Marmolatakalk charakteristische Vorkommen von Großoolithen.

Organische Reste fanden sich mehrmals, sie lassen sich aber nur schwer gewinnen. Es waren Stielglieder von Crinoideen, ferner Gastropoden und Algenreste.

Auch ein Ammonit soll einmal gefunden worden sein.

Mächtigkeit: 120 m.

Agglomerate.

Die spärlichen, aber gut geschichteten und sortierten Tuffe der Buchensteiner Schichten lassen auf längeren Wassertransport schließen. Sie sind nur die ersten Anzeichen eines in der Ferne sich abspielenden Vulkanismus. Waren bis dahin in der Langkofelgruppe und in den Nachbargebieten keine vulkanischen Ausbrüche erfolgt, so setzte nach der Ablagerung der Buchensteiner Schichten die eruptive Tätigkeit voll ein.

Dunkles, basisches Magma quoll aus der Tiefe und breitete sich nach mehreren Richtungen aus. Der zentrale Teil des Gebietes, die Basis der eigentlichen Langkofelgruppe, blieb von diesen Vorgängen völlig unberührt. Ringsum wurden aber an vielen Stellen die Buchensteiner Schichten durch die empordrängende und auf Schichtfugen vordringende Lava aufgelockert, zertrümmert, fortgerissen und als plattenförmige Schollen oder kleinstückig mit dem Schmelzflusse vermengt. Durch solche Vorgänge läßt sich im Gebiete der Rodella das teilweise Fehlen der Buchensteiner Schichten erklären.

Hummel (5) nannte in seiner interessanten und vieles Neue bringenden Arbeit derartig entstandene Bildungen Trümmerlaven, „weil das Wesentliche der Lava charakter des Gesteins ist“.

Mit den Trümmerlaven zusammen und von ihnen gar nicht recht abtrennbar, kommen aber auch Bildungen vor, deren sedimentäre Entstehung unverkennbar ist. Ich meine damit die graubraunen, gebankten und sogar geschichteten, feinkörnigen Agglomerate, die zwar hie und da auch größere Trümmer enthalten können, in der Hauptsache aber aus fein zermahlenem Material älterer Agglomerate bestehen. Gute Aufschlüsse hievon gibt es am Col de stravertei sowie zwischen Piz Franseis und Tueli, beide Fundstellen in der Nordostecke der Karte.

Mächtigkeit bis zu 100 m.

Porphyrite.

Basische Laven haben in diesem Gebiete große Verbreitung. Sie gehören nicht alle einer einzigen Eruption an, sondern verteilen sich auf mehrere Ergüsse, was durch ihr Auftreten in verschiedenen Stockwerken deutlich zum Ausdruck kommt. Man darf aber nicht ohne genaue Prüfung des einzelnen Vorkommens auf eine bestimmte Reihenfolge schließen und von vornherein die unterste Lavaeinschaltung als die älteste bezeichnen.

Im Saltrietal läßt sich nur ein einziger, dafür aber sehr mächtiger Erguß nachweisen. In der Nordostecke der Karte erkennt man mindestens zwei, zwischen dem Fassajoch und dem Durontal (Südwestecke) sogar drei zeitlich getrennte Vorgänge. Westlich der Rodella hingegen macht die nachträgliche tektonische Verstellung der Schichten jeglichen Altersvergleich unsicher.

Der intrusive Charakter steht bei den meisten Vorkommen außer Zweifel. Er soll an zwei Beispielen erläutert werden:

1. Beim Lesen der geologischen Karte fällt in der Gegend des Saltrietales (südlich von St. Christina) auf, daß die Mächtigkeit der

über dem Mendeldolomit liegenden Buchensteiner Schichten gegen den Talausgang hin merklich abnimmt. Gerade dort, wo die Verdünnung besonders augenfällig wird, zieht wenig höher am Gehänge abermals eine Lage Buchensteiner Kalke durch, die seitlich in Porphyrit auszuweichen scheint. Diese Buchensteiner Kalke im Hangenden des Massengesteins wurden nicht etwa während einer Eruptionspause abgesetzt, sondern sind eine vom Untergrund losgerissene Scholle, die im Eruptivgestein gleichsam schwimmt. Eine genaue Profilaufnahme lieferte den Beweis, daß sich die beiden durch das Magma getrennten Buchensteiner Horizonte zu einem vollständigen Normalprofil ergänzen.

Der Vorgang war kurz folgender: Das aufsteigende Magma drang längs einer Bankungsfuge in die verfestigten und erhärteten Buchensteiner Sedimente ein und hob eine riesige Steinplatte empor. Hummel (5) hat gleichfalls derartige Erscheinungen durch oberflächennahe Intrusionen erklärt.

2. Ein anderes lehrreiches Beispiel bietet die steile Pozzateschlucht westlich der Rodella. Untersucht man den Einschnitt des Pozzatesbaches zwischen 2050 und 2100 m Höhe, dann sieht man unter einem überhängenden Felsen (Wasserfall) mitten im Mendeldolomit einen Porphyritgang, von dem zwei Apophysen ausgehen. Der mächtigere Arm strebt nach Westen. Schon vom Rodellawege aus erkennt man die dicke braune Ader zwischen den hellen Dolomitwänden oben und unten. Nicht genau, aber annähernd schichtparallel teilt sie den Mendeldolomit. Beim Fallzeichen nördlich vom Worte „Strentures“ kann man den Kontakt gegen das Hangende gut studieren. Man sieht den gehobenen Dolomit an seiner Untergrenze in ein schwarzes, dünnplattiges Gestein verwandelt.

Zahlreich sind die kleinen Gänge, die besonders den Mendeldolomit durchsetzen. Gar mancher scheint in diesem Gestein stecken geblieben zu sein. Der auffällige Farbenunterschied und die spärliche Humusdecke begünstigen ihr Auffinden und Verfolgen im Dolomit.

Wo die Massengesteine zusammen mit den Tuffkonglomeraten vorkommen, ist die gegenseitige Abgrenzung oft überaus zeitraubend und schwierig. Auf das Suchen nach Massengesteinen, auf möglichst genaue Umgrenzung der einzelnen Vorkommen und auf ihre Unterscheidung von ähnlichen Bildungen wurde bei der Neuaufnahme besonderer Wert gelegt.

Über die Gesteine selbst kann man zunächst ganz allgemein sagen, daß es sich bei allen in der Karte dargestellten Aufschlüssen um dunkle, basische Magmen handelt, die offenbar einem einheitlichen Herd entstammen. Die Struktur dieser Gesteine ist deutlich porphyrisch. Ihr spezifisches Gewicht schwankt zwischen 2.54 und 2.59.

Nach dem Mineralbestand kann man diese Porphyrite in drei Gruppen einordnen:

1. Augitporphyrite. Es sind dunkelgrüne bis ganz schwarze, braun anwitternde Gesteine mit größeren, schon mit freiem Auge deutlich erkennbaren, schwarzgrünen Augitkristallen als Einsprenglingen erster Generation in einer etwas helleren Grundmasse.

Vorkommen: Bei der Fischburg, längs des Grödner Baches und im Saltrietal. *Pela del roc* (westlich *Plan de Gralba*). Am Fassajoch, ferner in der Pozzatesschlucht auf 2050 *m* Höhe, am Pegnabach, schließlich auch oberhalb Mortiz (in der Südostecke der Karte).

2. Plagioklasporphyrite. Sie sind gleichfalls im frischen Bruch dunkle, außen gelb- bis rostbraune Gesteine mit Feldspäten als ersten Einsprenglingen. Diese sind Plagioklase, die aber meist erst an stärker angewitterten Stellen vollzählig und deutlich sichtbar werden und den Gesteinen ein viel helleres, weiß gesprenkeltes Aussehen verleihen.

Einige Vorkommen: *Piz de Sella*. Östlich vom Oberlaufe des *Ampezzanbaches*. Südöstlich von *Wolkenstein*.

3. Mischglieder dieser beiden Typen kann man als *Augitplagioklasporphyrite* bezeichnen. Sie enthalten *Augit* und *Plagioklaseinsprenglinge* in annähernd gleichem Verhältnis.

Vorkommen: Nördlich vom „*Zallinger*“ (Westrand der Karte). In der *Pozzatesschlucht* beim Fallzeichen nördlich „*Strentures*“. Südwestlich von *Plan de Gralba*.

Bemerkenswert sind die sogenannten *Mandelsteinlaven*. Das sind *Porphyrite* mit kugeligen, bohnenförmigen oder unregelmäßig begrenzten *Hohlraumausfüllungen* von meist nur ein paar *Millimetern* Durchmesser. Besonders schöne und große, radialstrahlig gebaute Ausfüllungen („*Sonnen*“) gibt es am *Piz de Sella*. Die Füllmasse dieser ehemals von *Gasblasen* eingenommenen Hohlräume besteht bei den kleineren Gebilden aus *Quarz*, bei den größeren aus blaßrot gefärbten *Zeolithen*. Die *Mandelsteinlaven* kommen bald im unteren, bald im oberen Teil der *Lavaeinschaltungen* vor. In den *feldspatreichen* Gesteinen hat die *Mandelsteinbildung* entschieden häufiger stattgefunden als in den gewöhnlichen *Augitporphyriten*. Fundstellen: am *Piz de Sella* und am *Pegnabach* unterhalb des *Fassajoches* von 2060 *m* aufwärts.

Abgesehen von diesen untergeordneten Vorkommen sind aus der *Langkofelgruppe* nur ganz wenige bedeutendere *Mineralfundstellen* bekannt geworden (4, S. 411/412). Schon etwas außerhalb des westlichen Kartenrandes findet sich am „*Charlottenwandl*“ nordwestlich von der *Zallinger-Alpe* ein von den *Fassaner Mineraliensammlern* fast ganz ausgebeutetes Vorkommen schönen, grünen, kugeligen *Prehnits*. Die Fundstellen an der Westseite der *Rodella* (*Gabbia* und *Pozzatesschlucht*) sind gleichfalls erschöpft. Von dort kamen die berühmten *Traubenprehnite*. — An der Südseite des *Plattkofels* fand ich in der *Chiarvenschlucht* Klüfte im *Mandelsteinporphyrit* (oberstes Vorkommen) mit *Amethyst* verheilt. An dieser Stelle wurden vor Jahrzehnten schöne *Amethystdrusen* gesammelt.

Mächtigkeit der *Porphyrite*: Bis zu 250 *m*.

Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine.

Dieses ebenfalls sehr stark von den vulkanischen Vorgängen der mittleren *Triaszeit* beeinflusste Schichtglied hat in der *Langkofelgruppe* großen Anteil am Aufbau, bleibt aber hier genau so wie in der östlich angrenzenden *Sellagruppe* fast ausschließlich auf den südlichen Teil beschränkt. Nur unter dem *Sellajoch* hindurch scheint eine Verbindung

mit dem innersten Grödental zu bestehen. Dort fand sich ein einziges Vorkommen unterhalb Tuei, nordwestlich von Plan de Gralba. Dieser Aufschluß vermittelt zu den von O. Reithofer (15, 16) beschriebenen Ausstrichen in der Puez- und Sellagruppe.

Eine mächtige Folge von Konglomeraten und Sandsteinen baut, nur durch ein paar Lavaeinschaltungen unterbrochen, das Gehänge zwischen dem Durontal und dem Pallacciaamm auf. Die Nordabdachung dieses Höhenzuges gegen die Zallinger-Alpe bietet in ihren steilen Anbrüchen die besten Aufschlüsse im ganzen Gebiete. Die basalen Teile werden beiderseits von Tuffen und Tuffsandsteinen gebildet. Darüber setzt dann ein vielfacher Wechsel von Sandsteinen und Konglomeraten ein. In den höchsten Teilen herrschen konglomeratische Lagen vor.

Längs der Südseite der Langkofelgruppe läßt sich nur der oberste Saum dieser Bildungen in den tiefen Einschnitt der Rodellascharte (Forcella di Rodella in der Karte) verfolgen. Hier eröffnet sich, meist unter Wiesen verborgen, das zweite große Verbreitungsareal dieser Gesteine, das den Einzugsbereich des Saleibaches umfaßt und beinahe bis zur Dolomitenstraße hinabreicht. Auch das Sellajoch ist noch in solche Tuffsandsteine eingeschnitten. Gute, zusammenhängende und dabei bequem untersuchbare Aufschlüsse bietet der von der Rodella gegen O herabziehende Kamm.

Ein drittes, zwar etwas kleineres, aber besonders interessantes Verbreitungsgebiet mit großen eingebackenen Schollen erhebt sich nördlich Canazei.

Die beiden nördlichsten Vorkommen, am Piz Dauridel (W) und bei Tuei (O) sind hauptsächlich wegen ihres sporadischen Auftretens beachtenswert.

Die Tuffkonglomerate bestehen fast nur aus Laven, und zwar aus verschieden zusammengesetzten Porphyriten. Man kann darin Augitporphyrite, Plagioklasporphyrite und Übergänge zwischen diesen beiden Typen unterscheiden. Häufig sind auch Mandelsteinlaven. Kalkige Bestandteile sind ziemlich selten. Das Bindemittel ist ein dunkler Tuff. Die Größe der einzelnen Stücke schwankt zwischen 1 cm und 1 m, kleine und mittelgroße überwiegen. Die verschiedenen Einschlüsse sind manchmal kantig, in der Regel aber ellipsoidisch gerundet, viele sind gut gerollt. Eine Sortierung nach Korngrößen läßt sich hie und da feststellen. Bei den länglichen Stücken liegt der größte Durchmesser parallel zur Schichtung.

Die Konglomerathorizonte sind stets mindestens einige Meter mächtig. Sie wechseln mit oft gut gebankten und geschichteten Tuffen.

Diese Konglomerate beherbergen südlich der Zallinger-Alpe (am Westrand der Karte) rötlich gefärbte Zeolithe (Stilbit). Ebendort fand ich eine größere Amethystdruse. Solche sollen dort früher ziemlich häufig gewesen sein.

Die Tuffsandsteine sind im westlichen Teile des Gebietes im allgemeinen feinkörniger als im östlichen. Südlich vom „Zallinger“ enthalten sie sehr viel Augitkristalle und deren Bruchstücke, stammend aus aufgearbeiteten und verwitterten Porphyritgeröllen. Es gibt in diesem Gebiete tatsächlich so stark zersetzte Laven, daß man die Augite ganz leicht herauspräparieren kann. Am Karrenweg unweit der genannten

Alpe fanden sich nach starkem Regen Zusammenschwemmungen von Augitkristallen, die man geradezu als Augitsande bezeichnen kann.

Weiter gegen O wird das Korn der Tuffsandsteine gröber, stellenweise gehen sie in kleingeröllige Konglomerate über.

An einigen Stellen ist die Abgrenzung gegen die Tuffe der Wengener Schichten fast unmöglich, doch sind letztere immer viel feinkörniger, noch besser geschichtet und von Tuffschiefen begleitet.

Bemerkenswert ist, daß diese Tuffsandsteine im östlichen Gebiets-teile Fossilien führen. Gerade die grobstückigen Sandsteine sind lokal ganz erfüllt mit Crinoideen, Seeigelstacheln, Muscheln, Schnecken, Brachiopoden. Leider können diese für die Altersbestimmung gut brauchbaren Versteinerungen nur sehr mühsam und unvollständig gewonnen werden. Meine Fundplätze lagen am Sellajoch, und zwar in einem Schützengraben oberhalb des Weges zur Rodella gleich westlich des Gasthauses Valentini. Eine andere Stelle fand ich südöstlich vom Sellajoch, oberhalb des Fahrweges (zwischen dem oberen Kreuz bei Punkt 2140 und dem Worte „Siadoi“).

Entstehung: Für die Ablagerung dieser Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine unter Wasserbedeckung sprechen verschiedene Gründe:

1. Die Rundung und Rollung der meisten Bestandteile.
2. Die gelegentlich wahrnehmbare Aufbereitung und Ordnung der Einschlüsse nach Korngrößen.
3. Die deutliche Bankung und Schichtung.
4. Das Vorkommen einer marinen Fauna.
5. Es gibt mehrere Stellen, wo man die Konglomerate und Sandsteine mit dem Marmolatakalk, mit den Wengener und Cassianer Schichten, also mit lauter marinen Bildungen, verzahnen sieht.

Bezüglich der Herkunft der einzelnen Komponenten kann man, soweit es sich um Lavamaterial handelt, sagen, daß sie sich am einfachsten als Abtragungs- und Aufarbeitungsprodukt von höher aufragenden Vulkanbergen ableiten lassen. Schwieriger ist eine Erklärung für das merkwürdige Vorkommen von Riesenschollen älterer Gesteine inmitten der Konglomerate am Gehänge nördlich von Canazei¹⁾. Man findet hier Bellerophon-Kalke, Werfner Schichten, Marmolatakalk und Agglomerate. Wahrscheinlich wurde ein Teil dieser Gesteine durch einen gangförmigen Lavadurchbruch emporgerissen und später das ganze zu einem Agglomerat verfestigte Vorkommen von der Brandung aufgearbeitet, worauf die großen Schollen vom entstehenden Sediment umhüllt wurden. Der Marmolatakalk wird wohl kaum während einer Sedimentationspause an Ort und Stelle entstanden sein. Er wurde eher durch Unterspülung oder durch Erderschütterungen bei einem vulkanischen Vorgang von einem höher gelegenen Riff losgebrochen und an seinen heutigen Standort verfrachtet.

Altersfrage: Die große Mächtigkeit läßt schon den Schluß zu, daß die Ablagerung dieser Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine einen langen Zeitraum beanspruchte. Sowohl in Gröden als auch in Fassa treten sie teilweise bereits unmittelbar über dem Mendeldolomit auf, an anderen

¹⁾ Man wird dabei unwillkürlich an die riesigen Schollen in der Gosau der Nördlichen Kalkalpen erinnert.

Stellen erst über einer dünnen Lage von Buchensteiner Schichten. Sie umfassen mithin bestimmt einen Teil der Buchensteiner Zeit, was ja auch an der Rodella das zungenförmige Eingreifen in den Marmolatakalk beweist. Westlich der Rodellascharte und in der Gegend des Sellajoches sieht man sie seitlich in echte Wengener Schichten übergehen, weshalb wohl die Annahme berechtigt ist, daß ein Großteil dieser Aufarbeitungsprodukte Wengener Alter hat. Andererseits gibt es aber östlich und besonders am Karrenwege nordwestlich des Fassajoches prachtvolle Faziesverzahnungen zwischen Tuffkonglomeraten und Cassianer Schichten, die dartun, daß der oberste Teil der Konglomerate und Sandsteine mindestens noch unteres Cassianer Alter hat.

Mächtigkeit: Bis 500m.

Wengener Schichten.

Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist der nordwestliche und der östliche Teil der Langkofelgruppe. In kleineren, linsenförmigen Aufschlüssen treten sie auch an der Südostseite zutage. Im übrigen Gebiete werden sie durch den Schlerndolomit und durch die teilweise gleich alten Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine ersetzt, von denen sie sich durch das feinere Korn unterscheiden. In Gröden werden sie fast überall vom Augitporphyrit unterlagert.

Die Wengener Schichten sind hier vorwiegend als feinkörnige Tuffe, Sandsteine und Tuffschiefer entwickelt. Letztere lassen sich leicht in dünne Tafeln spalten.

Am Piz de Sella enthalten die Wengener Schichten Lagen von sedimentären Tuffbreccien, ferner kommen dort ganz helle („weiße“) Tuffe mit dunklen Einschlüssen vor. Auch ein grüner Tuff (aber keine *Pietra verde!*) wurde dort gefunden.

Die Wengener Schichten des Piz da Ciamp da Pinöi enthalten kleine Pyritkugeln.

Öfters trifft man dünne Einschaltungen von blaßroten Kalzit-Gips-Schichten, wie sie O. Reithofer (15, S. 287/288) aus der Puezgruppe beschrieben hat.

Von Versteinerungen wurde am häufigsten das Leitfossil *Daonella Lommeli* Wissm. gefunden. In der Gegend der Rodellascharte und weiter östlich gegen das Sellajoch hin kommen ockergelb und rostbraun anwitternde Lagen vor, welche Jugendformen dieser Muschel enthalten und dadurch einen Teil der Tuffe als Wengener Schichten von den übrigen Tuffsandsteinen abtrennen ließen. Nahe westlich unter dem Gipfel des Piz de Sella wurde ein kleiner, reich skulpturierter, als *Trachyceras* bestimmter Ammonit gesammelt. Ein großes Exemplar von *Trachyceras* sp. stammt von „Setöur“ südwestlich Plan de Gralba.

Mächtigkeit: Bis 400m.

Cassianer Schichten.

Über den Wengener Schichten bzw. den ihnen altersgleichen mittleren Horizonten der Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine wurden die Cassianer Schichten abgelagert. In ungestörten Profilen findet man sie meist in der Übergangszone zwischen den Vorbergen und dem eigentlichen Hochgebirge. Ihre Ausstriche sind daher vielfach unter den ge-

waltigen Schutthalden verborgen. Gebiete größerer Verbreitung sind die Umgebung des Sellajoches sowie die Süd- und Westseite der Langkofelgruppe.

Der Übergang aus den liegenden Tuffgesteinen erfolgt ganz allmählich, meist in Form einer Wechsellagerung. Am besten setzt man den Beginn mit dem ersten Auftreten fossilreicher Kalkbänke fest. In dem Maße, als der Kalk- und Mergelgehalt zunimmt, verringert sich der Tuffgehalt, bis er schließlich ganz verschwindet.

Die unteren Cassianer Schichten bestehen aus dünngebankten Kalken und geschichteten Mergeln. Die oft sehr festen Kalke sind im frischen Bruche gelblich oder graublau und verwittern ockerfarben. Die Mergel sind gelb oder grau. Zusammen mit diesen Gesteinen kommen kalkige Breccien sedimentärer Entstehung vor, die oft ganz erfüllt sind mit Stielgliedern von Crinoideen, mit Seeigelstacheln und Korallen.

Es wäre aber ein großer Irrtum, anzunehmen, daß die Cassianer Schichten von den vulkanischen Vorgängen unberührt geblieben seien. In den mittleren Horizonten kommen überall grüne oder braune Tuffe und Tuffsandsteine vor, die beispielsweise oberhalb des Fassajoches (gegen den Plattkofel zu) bis faustgroße, wohlgerundete und polierte Gerölle von porphyritischen Laven enthalten. Pflanzenreste sind in diesen Tuffen allenthalben zu finden.

In den oberen Teilen der Cassianer Schichten stellen sich wieder mergelige und tonige Gesteine ein, ferner mehr oder weniger dolomitische, z. T. brecciöse Bänke und reine Kalke.¹⁾

Am Übergang in den hangenden Schlerndolomit und an den Verzahnungsstellen mit diesem Gestein sind die Cassianer Schichten meistens als dolomitische Kalke entwickelt. Die S- und W-Seite des Plattkofels liefern die schönsten Beispiele eines solchen Fazieswechsels.

Auch in den Cassianer Mergeln fanden sich die gleichen Kalzit-Gips-Lagen wie in den Wengener Schichten.

Größte Mächtigkeit: 400m.

Schlerndolomit.

Obgleich auf den mittleren Teil des Gebietes beschränkt, erweist sich der Schlerndolomit als Hauptgesteinsbildner, weil er allein die eigentliche, ihre Umgebung noch um Hunderte von Metern überragende Felsregion der Langkofelgruppe aufbaut.

Er ist ein heller, gleichmäßig dichter, nur in höchsten Lagen durch mergelige Beimengungen verunreinigter Dolomit. Wo er mit den Cassianer Schichten verzahnt, stellt sich eine sandig-dolomitische oder eine etwas kalkige Fazies ein.

Rein kalkige Entwicklung wurde, abgesehen vom Marmolatakalk, an der Verzahnungsstelle mit den Cassianer Schichten unterhalb des Friedrich-August-Weges (Sachsenweges) am Südgehänge des Plattkofels wahrgenommen. Dem kundigen Wanderer fällt dieses Kalkvorkommen, dem auch mehrere Quellen entspringen, durch die stumpfen Formen auf.

¹⁾ Die im klassischen Gebiete von St. Cassian so ausgeprägte Dreiteilung (vgl. Jahrbuch 1933, S. 210) kommt also auch hier schon zur Geltung.

Der Schlerndolomit ist nur in den tieferen und in den höchsten Teilen gut geschichtet. In den mittleren bis höheren Partien verschwindet oft jede Andeutung einer Schichtung und Bankung. Dafür treten verschiedene Kluftsysteme auffällig hervor. Es sind gewöhnlich drei solche Systeme vorhanden, die den ganzen Gebirgsstock gleich wie das Handstück in Rhomboeder zergliedern. Wo die Bankung zurücktritt, ist das Messen des Streichens und Fallens sehr erschwert. Ich habe die Erfahrung, daß durch ein die wirkliche Bankungsfläche unter geringem Winkel schneidendes Kluftsystem ein größerer Neigungswinkel der Schichtplatten vorgetäuscht wird.

An der Westseite des Plattkofels sind Großoolithe nicht selten.

Hervorzuheben ist das Auftreten von Brauneisenerz als oft mehrere Zentimeter dicke Kruste auf dem Dolomit. Vorkommen: Östlich unter dem Langkofeleck sowie südlich des Plattkofels.

Am Plattkofel wurden im Schlerndolomit Diploporen, Korallen, Gastropoden und kleine Megalodonten gefunden. Schön ausgewitterte Korallenstöcke sammelte ich nordöstlich von der Langkofelhütte.

Mächtigkeit: Am Langkofel fast 1200m. An der S-Seite der Grohmannspitze 600m.

Raibler Schichten.

Mit der karnischen Stufe findet gegenwärtig die Schichtfolge der Langkofelgruppe oben ihren Abschluß. Es sind nur mehr an zwei Stellen Reste von diesem charakteristischen Schichtglied vorhanden. Wider Erwarten finden sie sich zwar nicht mehr auf der höchsten Erhebung, dem Langkofel selbst, wohl aber an dem rund 100m niedrigeren Langkofeleck. Die Skizze (Fig. 1) macht dies verständlich.

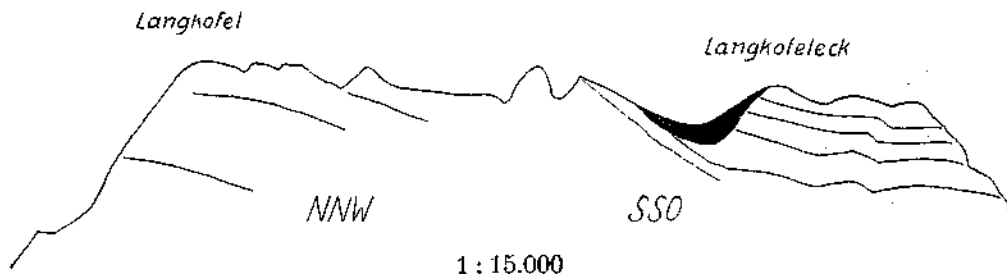


Fig. 1. Die Skizze zeigt die Ansicht vom Plattkofel aus. Die Raibler Schichten sind schwarz eingetragen. Man erkennt deutlich, daß sie in einer Hohlform abgelagert wurden.

Am Langkofeleck sind an der Zusammensetzung der Raibler Schichten von unten nach oben beteiligt: Gelbliche bis rötliche, sandige Dolomite mit verkohlten Pflanzenresten; rote kalkreiche Gesteine; gelbe, sandige und graue, kalkige Lagen mit Lumachellen. Zu oberst gelbliche Dolomite.

Die Grohmann-Spitze trägt das zweite Vorkommen. Hier bestehen die Raibler Schichten aus dunkelroten sandigen Kalken, bituminösen Kalken und hellem Dolomit.

Früher war wohl ein Großteil der Langkofelgruppe ähnlich wie die benachbarte Sellagruppe oder das Schlerengebiet von einem schützenden Dach aus Raibler Schichten bedeckt. Daß auch noch Dachsteindolomit darüberlag, kann nur mehr vermutet werden.

Der Fazieswechsel in der ladinischen Stufe.

Die Langkofelgruppe zählt bei aller Kleinheit zu jenen wenigen Dolomitengebieten, wo man auf engem Raume mehrere gleichzeitig entstandene Faziestypen übersichtlich und gut erschlossen beisammen findet.

Im folgenden soll, unterstützt durch eine schematische Darstellung (Fig. 2), der Fazieswechsel dieses Gebietes kurz erläutert werden. Bereits Bekanntes wird dabei durch Neues ergänzt.

Die Ablagerungen des obersten Perm und der unteren Trias zeigen ein Bild gleichmäßiger Sedimentation. Mit dem Mendeldolomit war diese ruhige Entwicklung abgeschlossen. Wohl kamen fast überall noch die Buchensteiner Schichten zum Absatz, die bereits die ersten Anzeichen einer, allerdings fernen, vulkanischen Tätigkeit erkennen lassen, aber kurz nach ihrer Verfestigung (in einigen Gebietsteilen vermutlich schon etwas früher) begannen hier die ersten triadischen Eruptionen, die für die weitere Entwicklung der Trias in den Südtiroler Dolomiten so bedeutungsvoll geworden sind. Dunkle, basische Magmen stiegen auf und breiteten sich stromartig und deckenförmig nach mehreren Seiten aus. Sie drangen teilweise als oberflächennahe Intrusionen in die Buchensteiner Schichten ein und hoben einzelne Teile dieses Schichtpaketes in die Höhe. Bei dieser Zerstörungsarbeit belud und vermischte sich das Magma mit den durchbrochenen und mitgeschleppten Gesteinen (Agglomeratbildung), gleichzeitig wurden an anderen Stellen die Laven und Agglomerate bereits wieder aufgearbeitet. Aus ihnen entstanden die untersten Tuffsandsteine. Diese Vorgänge wiederholten sich noch öfters im weiteren Verlauf der Triasperiode.

Man darf aber nicht glauben, daß überall und immer gleichzeitig und gleichmäßig sedimentiert wurde. Ganz im Gegenteil. Aufbau und Abtrag wechselten beständig in räumlichem und zeitlichem Sinne. Es bildeten sich allmählich Becken und Erhabenheiten auf dem Meeresgrunde heraus. Auf einer solchen Aufragung wuchs der Schlerndolomit, der schon damals seine vulkanische Umgebung beträchtlich überragte. Es entstanden also ganz verschiedene Gesteine „gleichzeitig“ nebeneinander: in der Mitte das Schlerndolomitriff, ringsum die Laven mit den Agglomeraten, die Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine und der Marmolatakalk.

Die durch Lavaergüsse zeitweise unterbrochene, dann aber von neuem begünstigte Sedimentation dauert während der ganzen mittleren Trias an. Wieder andere Gesteine kommen in dieser Zeit neben den schon genannten zum Absatz: zunächst die Tuffe der Wengener Schichten, später die Kalke, Mergel und Tuffe der Cassianer Schichten. Das Dolomitriff wuchs immer höher.

Im auffälligen Kontrast zu den zerklüfteten Steilwänden des Langkofels und der anderen Berge dieser Gruppe steht die zahme SW-Seite des Plattkofels. Dort senkt sich vom über 2900 m hohen Kamme eine breite Dachfläche unter 35—40° Neigung bis auf rund 2400 m Meereshöhe herab. Von der Ferne könnte man meinen, daß diese ungewöhnliche Böschung des Schlerndolomits durch hangparalleles Einfallen der Schichten, durch Plattenschüsse zu erklären sei. Das ist aber nicht der Fall. Die Riffbänke dieses Berges streichen N—S und fallen, abgesehen vom Grat, wo sie teilweise söhllich lagern, mit 20—30° gegen W. Die

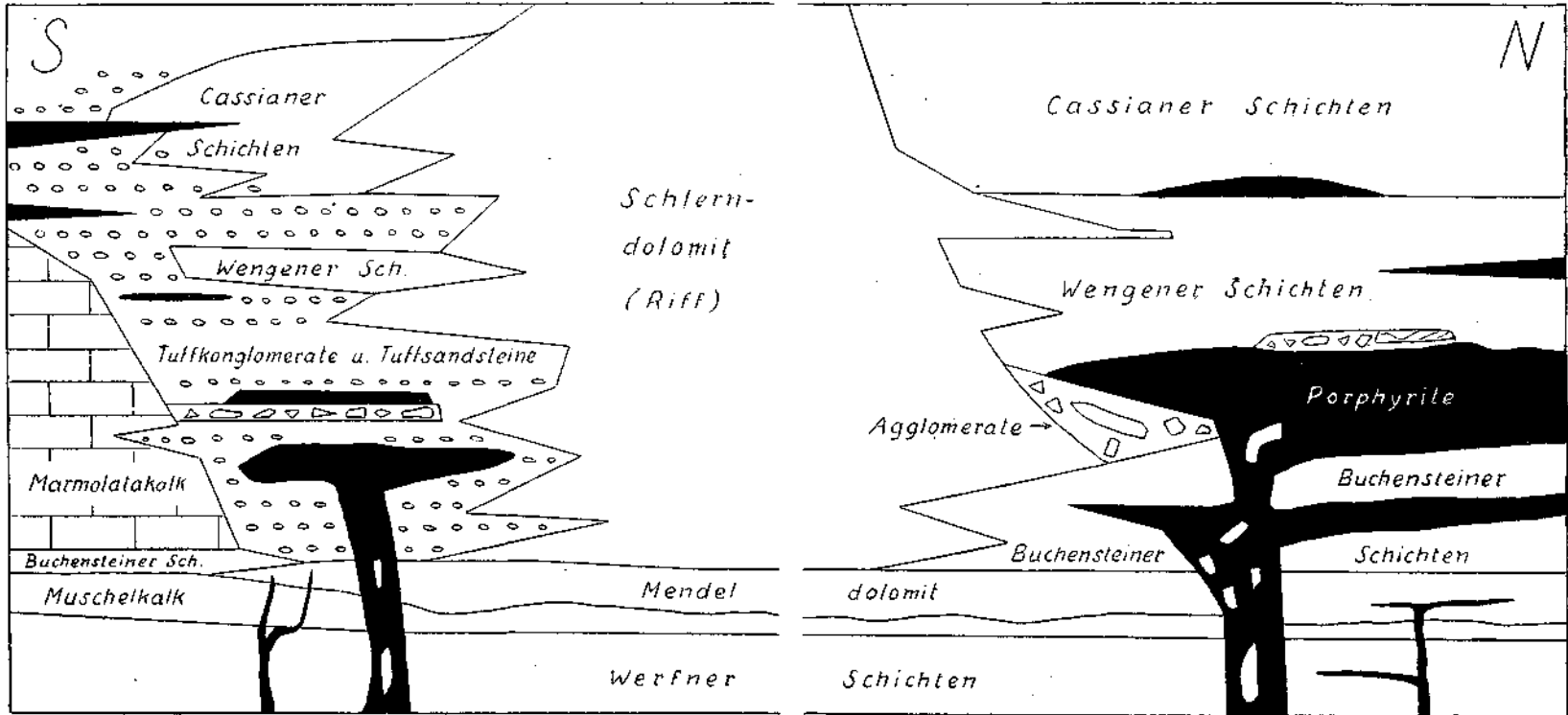


Fig. 2. Schematische Darstellung der Schichtenfolge und Faziesverzahnung in der Langkofelgruppe.

sonst so weit vorgeschrittene Zerklüftung steht hier noch im Anfangsstadium, gerade als ob die Dachschichte erst vor nicht allzulanger Zeit abgetragen worden wäre. Es ist sehr wahrscheinlich, daß hier leicht verwitternde Cassianer Schichten an- und aufgelagert waren, die bis zum heutigen Kamm emporgereicht hatten und im Laufe der Zeit abgetragen wurden. Die SW-Abdachung des Plattkofels würde also der Auflagerungsfläche, die zugleich die Riffböschung bildete, entsprechen. Für diese Annahme spricht noch eine südlich von P. 2492 (westlich des Hauptgipfels 2960) gelegene kleine Tuffeinschaltung im Schlerndolomit.

Auch die Entstehung der dem Plattkofelhang westlich vorgelagerten und nach S entwässerten Mulde dürfte auf eine Verzahnung mit weichen Tuffgesteinen zurückzuführen sein.

Im Schutt unterhalb des Kammes bemerkt man öfters Breccien sedimentärer Entstehung. Sie enthalten Stücke von gewöhnlichem, hellen Schlerndolomit und außerdem graue, teilweise sehr fein geschichtete Dolomite. Vielleicht sind das Reste der sogenannten Übergußschichtung.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhange auch die Feststellung, daß am Grat südwestlich des Fassajoches in der flachen Senke westlich von Punkt 2295 über den Tuffkonglomeraten lokal viele Schlerndolomitstückchen verstreut gefunden wurden. Glazialer Transport ist dort hin kaum denkbar. Sie sind vielmehr ein Anhaltspunkt dafür, wie weit das Plattkofelriff mindestens gegen Westen gereicht hat.

Tektonischer Teil.

1. Selektive Tektonik.

Die Beschreibung der einzelnen Schichtglieder zeigte, daß die Langkofelgruppe aus grundverschiedenen Gesteinen aufgebaut ist. Kalke, Mergel, Schiefer, Laven, Tuffe, Dolomite kommen in buntem Wechsel, bald als dünne Lagen, bald als mächtige Pakete über- und nebeneinander vor. Es ist klar, daß sich diese Vielfältigkeit der Bauelemente bei auftretenden Zug- und Druckspannungen entsprechend auswirken muß und daß diesem selektiven Moment in der Tektonik besondere Bedeutung zukommt.

Als spröde, starre, zu Brüchen neigende Gesteine erweisen sich: Mendeldolomit, Agglomerate, Porphyrite und der Schlerndolomit, zu den beweglicheren Gliedern zählen die fast bruchlos deformierbaren, meist infolge Dünnbankung schmiegsamen Bellerophon-, Werfner, Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten, Muschel- und Marmolatakalk geben hier keinen Ausschlag, die Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine zeigen in sich keine Veränderung.

2. Störungsflächen.

Brüche sind im wesentlichen auf den Hauptfelsbildner, den starren Schlerndolomit, beschränkt. Schon an der Nordseite des Langkofels und des Plattkofels sind unbedeutende Verwerfungen nachweisbar und durch steile Rinnen angedeutet. Wahrscheinlich folgen aber auch verschiedene

der tiefen Erosionskerben in der Schlerndolomitmasse solchen Schwächestellen, an denen zwar Brüche, aber keine oder nur geringe Schollenverschiebungen stattfanden. So das Langkofelkar, dessen tiefer Einschnitt sich unter Beibehaltung der NW-SO-Richtung über das Langkofeljoch fortsetzt und dadurch eine orographische Zweiteilung der ganzen Gruppe bewirkt. Aber auch die erste Anlage der vielen anderen morphologisch so ausgeprägten und die Felsszenerie belebenden Runsen, Rinnen und Scharten scheint auf lotrechte, bei der Biegung entstandene Klüfte zurückzugehen.

Interessanter als die Brüche sind die Überschiebungen, wobei aber von vornherein festgestellt sei, daß Schübe mit Ferntransport nach Art der Decken hier nicht vorkommen. Weiters muß ausdrücklich betont werden, daß keinerlei Schollenverdrehungen (Torsionen) nachweisbar sind. Im Gegenteil, das Schlerndolomitriff steht, wie die lückenlosen Aufschlüsse an der West- und Südseite erkennen lassen, mit seiner Umgebung größtenteils im ungestörten stratigraphischen Verbands.

Eine markante Störungszone zieht an der Nord- und Nordwestseite der Langkofelgruppe (engeren Sinnes) entlang. Es handelt sich um den Ausstrich einer Schubfläche, an welcher die ganze triadische Serie bis hinab zu den Werfner Schichten von S her auf die mittlere Trias überschoben wurde. Im einzelnen läßt sich von dieser Störung folgendes sagen:

Im W kommt sie erstmals in der Gegend des Piz Dauridel zum Vorschein, und zwar taucht sie östlich der Aufwölbung dieses Vorberges herauf. Obwohl das Fußgelände der Felsen überall verschüttet ist, zeigt sich, daß der südwärts einfallende Mendoldolomit als das tiefste erschlossene Gestein der Hangendmasse über gleichsinnig einfallenden Wengener Schichten liegt.

Klar und übersichtlich wird das gestörte Lagerungsverhältnis aber erst weiter im Osten. An der Westseite des Col da mesdi (südlich des Mont de Soura) ist die Berührungsfläche unterhalb des Steiges fast freigelegt. Man sieht hier die NO-SW streichenden und mit 20° gegen SO einfallenden Tuffe der obersten Wengener Schichten von den Mergelkalken und Schiefern der Werfner Schichten überlagert. Letztere bilden eine Falte.

Weithin bleibt dann der Ausstrich unter Schutt verborgen. Man erkennt aber sehr deutlich, daß die dem Langkofel nordseitig vorgelagerten Wiesenberge mit ihren Schichtflächen südwärts abdachen und daß im S über ihnen wieder ältere Gesteine auftreten. Diese Schubbahn quert als Hauptstörung bei Punkt 1982 das oberste Ampezzantal.¹⁾

Eine mehr untergeordnete Überschiebung läßt sich etwas südlicher feststellen. Sie wird in der Literatur (13) „Langkofelüberschiebung“ genannt. Unter dem Nordabsturz des Langkofels tritt eine Wandflucht aus Mendoldolomit auffällig vor. An ihrer Basis kommt Muschelkalk, Muschelkalkkonglomerat und ein Rest von Werfner Schichten zutage, die südlich von Punkt 1982 auf teilweise stark mylonitisierten Mendoldolomit überschoben sind. Im östlich angrenzenden Aufschluß liegt Mendoldolomit auf Buchensteiner Schichten. Von hier leitet eine undeutliche Steigspur längs des Störungsausstriches zum nächsten Aufschluß hinauf, wo unterhalb der Quellen des Ampezzanbaches neuerdings Buchensteiner Schichten von Mendoldolomit bedeckt werden.

Die Hauptstörung aber zieht unter dem Bergsturz von Tramans verborgen in die Senke zwischen der Pyramide des Piz de Sella und des Piz da Ciamp da Pinöi. Cassianer Schichten wurden dort an einer mäßig steil südfallenden Schubbahn von einer dünnen Lage Schlerndolomit überfahren. Daß dieser Dolomit älter als die Cassianer Schichten ist, besagen seine hangenden Wengener Schichten. Der weitere Verlauf der Störung wird durch einen tiefen, gegen Plan de Gralba hinabführenden Einschnitt angedeutet.

¹⁾ Man vergleiche hierzu die drei Profile am östlichen Kartenrand.

Das zweite große Überschiebungsgebiet erschliessen die Abhänge der Rodella. Die Feststellung der Bellerophon-Schichten ermöglichte im Verein mit anderen Ergebnissen der Neuaufnahme eine Klärung der Tektonik. Galt doch bisher die Rodella als eines der kompliziertesten und noch zu wenig erforschten Gebiete in den Südtiroler Dolomiten.

Schon bei flüchtiger Betrachtung der Karte und der Vertikalschnitte fallen Schichtwiederholungen auf, eine Tatsache, die auch allen früheren Bearbeitern nicht entgangen war und die sich auch im Landschaftsbilde ausprägt.

Es handelt sich um eine verwickelte Kleintektonik, um Aufpressungen, Schuppungen und Überschiebungen älterer Gesteine an und auf jüngeren.

Die plastischen Bellerophon-Schichten, die, nach Resten von Zungen und isolierten Lappen zu schließen, früher offenbar noch größere Verbreitung hatten, wirkten an mehreren Schubbahnen als Gleit- und Bewegungshorizont. Der Ursprung der Verschiebung ist wohl in den Gipslagen dieses oberpermischen Schichtpaketes zu suchen, die beim Vorücken der Schubmasse zurückblieben.

Im folgenden wird eine kurze Beschreibung der wichtigsten Störungsflächen des Rodellagebietes gegeben. Unbedeutende und solche, die nur ein kurzes Stück verfolgt werden können, bleiben dabei unberücksichtigt.

Die tiefste erschlossene Schubfläche wird bei der Lokalität „I pins“ oberhalb der Fraktion Pian (nördlich von Campitello) sichtbar. Werfner Schichten liegen über Mendeldolomit. Bei der Wiese Pra da Pecel kommen Bellerophon-Kalke hoch, die aber nach einem halben Kilometer wieder die unterste Trias herantreten lassen. Der Ausstrich der Störung macht bei Crepedie eine scharfe Wendung. Er zieht zwischen Agglomeraten und Werfner Schichten bis zum Ruf Sass lungo, einem Seitengewässer des Pozzatesbaches, weiter. Von hier an sieht man den Dolomit teils auf Porphyrite, teils auf Tuffkonglomerate oder Agglomerate überschoben. Am Pagnabach scheint diese 4 km lang erschlossene Überschiebung auszuklingen.

Eine andere bedeutende Schubfläche beginnt nördlich von Gries. Östlich des Grieser Baches verläuft die Störung nur zwischen Mendeldolomit und Werfner Schichten. Westlich des Baches liegen aber bereits Bellerophon-Schichten auf dem Dolomit. Die aufgeschobenen Permgesteine kann man über der dolomitischen Wandstufe lückenlos 2 km weit bis So Rodella feststellen. Dort keilen sie tektonisch im Dolomit aus.

Gleich unterhalb So Rodella setzt eine Parallelstörung ein, die wieder Werfner Schichten und Mendeldolomit trennt. Sie geht mindestens bis zum Pozzatesbach. Jenseits desselben ist der durch Augitporphyrat zerteilte Mendeldolomit auf einen Porphyriterguß überschoben.

Die von Ogilvie-Gordon (12, 13) angenommene Schubfläche an der Basis des Rodellagipfels, die sich sowohl nach W als auch über den Monte di Gries weit nach O fortsetzen soll, scheint mir nur eine tektonisch beanspruchte Schichtfuge zu sein. Der Mendeldolomit hat hier teilweise schon immer gefehlt, z. T. wurde er bei der Bildung der Agglomerate zerstört.

Im übrigen muß gesagt werden, daß die meisten der in den Karten von Ogilvie-Gordon (12) und Weller (19) eingezeichneten Störungen in Wirklichkeit nicht existieren.

Es soll hier auch die Frage gestreift werden, ob zur Zeit, als die faltenden Kräfte wirksam wurden, abgesehen von den vulkanischen Auflockerungen, überall die Schichtfolge unversehrt vorhanden war, oder ob damals bereits die Erosion ein Relief geschaffen hatte.

Ampferer (2), dem erfahrenen Aufnahmegeologen, war es nicht entgangen, daß am Pozzatesbach (an der Westseite der Rodella) auf einem Gewölbe von Werfner Schichten eine alte Gehängebreccie lagert, die von Mendeldolomit überschoben wurde. Damit war bewiesen, daß uns an der Rodella eine sehr alte Erosionsform überliefert ist. Die aus einer Schutthalde entstandene Breccie ist also unter dem Schutz einer Reliefüberschiebung¹⁾ erhalten geblieben.

Der Ansicht Ampferers, daß „der Schuppenbau des Südhanges der Rodella gegen Campitello . . . sich auch unter Annahme eines alten Erosionseinschnittes an der Südseite der Langkofelgruppe viel einfacher erklären“ läßt, kann ich voll zustimmen.

3. Bewegungsbild.

Gewaltige, starre Massen bilden die Umrandung dieses eng begrenzten Gebietes: die Sella im Osten, die Puezgruppe im NO, die Seiser Alpe, der Schlern und der Rosengarten im W, das Buffauregebiet und die Marmolata im S.

In diesem steifen Rahmen kam es beim alpinen Zusammenschub zu weitläufigen Wellungen und Verbiegungen, dann zu Schuppungen und Überschiebungen. Es bildeten sich Senkungszonen und Sättel heraus. Der zentrale, rifftragende Teil der Langkofelgruppe formte sich dabei zu einer flachen Mulde. Um sie herum wölbten sich die nachgiebigeren Schichten empor. Zwei annähernd OW-streichende, heute bis in ihren oberpermischen Kern erodierte Aufwölbungen sind innerhalb des Kartenbereiches noch teilweise erhalten. Es sind dies:

a) die Grödner Joch-Antiklinale, die im O bei St. Cassian beginnt, in der Richtung des Grödner Joches durchzieht, dabei die Sella- und die Puezgruppe geologisch verbindet und bei Plan das Grödental schneidet. Nach W hin verliert sie sich jenseits des Ampezzanbaches. Sie ist ein unsymmetrisch gebauter Sattel mit steilerem Südflügel;

b) die Aufwölbung des Rodellagebietes. In der Südostecke kommen nämlich in einem komplizierter gebauten Gewölbeflügel gleichfalls die ältesten Gesteine zum Vorschein.

Aus der zwischen diesen beiden Antiklinalen liegenden flach welligen Mulde, die sich ohne tektonische Unterbrechung gegen O und W über das kartierte Gebiet hinaus fortsetzt, ragen die rauhen Riesenformen des Langkofels und seiner Trabanten, als Reste einer ursprünglich viel breiteren, vermutlich mit dem nur $2\frac{1}{2}$ km entfernten Sellamassiv im Zusammenhang gestandenen Schlerndolomitriffes.

Sockel und Oberbau tragen mit geringen, durch örtliche Verhältnisse verursachten Ablenkungen, allgemein die Merkmale rein nordwärts

¹⁾ „Unter Reliefüberschiebung ist eine Überschiebung zu verstehen, welche nicht über eine glatte Schichtenoberfläche, sondern über ein bereits in die liegenden Schichten eingeschnittenes Relief hin erfolgt ist.“ (2).

gerichteter Schubkräfte: Stauchung im S, bedingt durch die starren Massen im Vorfelde. Faltung mit Scheitelbruch-Überschiebungen im SO, begünstigt durch erosive Vorarbeit. Im N zwei Überschiebungen mit Hebung auf breiten, südfallenden Rampen.

4. Bewegungsphasen.

Die Faltungen, Überschiebungen und übrigen Schichtverstellungen begannen in der mittleren Kreidezeit.¹⁾

Die von Ampferer (2) veröffentlichten Befunde ergeben Anhaltspunkte für die Beurteilung der tektonischen Phasen. Nach A. hat man es mit zwei solchen zu tun, „welche durch die Ablagerung und Verkittung der Breccie (vgl. oben S. 21) zeitlich getrennt werden“.

Diese Breccie besteht hauptsächlich aus Marmolatakalk, enthält aber auch dunklen Muschelkalk, Hornsteine aus den Buchensteiner Schichten, ferner Porphyritstücke und Werfner Material. Jedenfalls handelt es sich um eine sehr alte (nicht etwa interglaziale) Bildung.

Sie liegt am Pozzatesbach auf einer kompliziert verschuppten Serie von Mendoldolomit, grauen und dunklen, feingeschichteten Dolomiten (Muschelkalk?) und Werfner Schichten, die am rechten Ufer von einem kleinen Porphyritgang durchdrungen wurde. Dieser Durchbruch ist offenbar jünger als die Verschuppung.

Nach meinen Feststellungen reicht die Breccie auch noch ein beträchtliches Stück weit gegen O, wo sie am Weg nach Campitello erschlossen ist. Sie lagert dort auf Mendoldolomit. Gegen die Rodella zu wird sie ganz feinkörnig und geht schließlich in eine sandige Bildung über.

Gleich oberhalb jener Stelle, wo sie am Weg ansteht, erhält man den Eindruck, als wäre die Breccie von Werfner Schichten überschoben. Geht man weiter gegen den Punkt 2180, dann sieht man linkerhand am Weg einen mit roter Farbe markierten, in Campiller Schichten eingefalteten Breccienblock. Bald darauf schneidet der Weg einen schlecht erschlossenen Porphyritgang, der vom Pozzatesbach durch eine begrünzte Mulde heraufsteigt und die beiden in der Karte eingezeichneten Breccienvorkommen durchbricht.

Mit welchem ausgeprägtem Relief man für die Zeit der Überschiebungen zu rechnen hat, geht daraus hervor, daß man nahe dem Ausgang der Pozzateschlucht, also rund 500 m tiefer, zwischen dem Mendoldolomit und den ihm aufgeschobenen Bellerophon-Schichten ebenfalls eine feinkörnige Breccie finden kann, die sich von manchen Stücken der oberen Aufschlüsse nicht unterscheiden läßt.

Die Behauptung, daß die älteren tektonischen Bewegungen von den Magmadurchbrüchen noch überdauert wurden, wird auch durch ein anderes Vorkommen gerechtfertigt, durch einen kleinen Porphyritgang am Wege von Campitello zur Rodella in etwa 2000 m Höhe. Er steckt nämlich sowohl im Mendoldolomit als auch in den tektonisch angepreßten Werfner Schichten und quert beinahe senkrecht die zwischen diesen beiden Gesteinen verlaufende, steil stehende Störungsfläche.

¹⁾ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 82. Bd., 1932, S. 251.

Morphologie.

1. Selektive Formgebung und Bodengestaltung.

Auch der Formenschatz der Langkofelgruppe ist beherrscht vom Selektionsprinzip, d. h. die Gesteine reagieren je nach Stoff und Struktur auf den Angriff der oberflächengestaltenden Kräfte völlig verschieden. Verschärft wird dieses ungleiche Verhalten noch dadurch, daß Hand in Hand mit der Verschiedenheit des Gesteinsmaterials vielfach auch Unterschiede in den Ablagerungsformen gegeben waren. Das Charakteristische im Landschaftsbilde der Südtiroler Dolomiten, der Gegensatz zwischen dem steilen Dolomitriff und seiner sanft geformten, zumeist vulkanisch beeinflussten Umgebung, hat schon seit jeher bestanden, er ist aber durch die Wirkung der atmosphärischen Einflüsse und durch die Tätigkeit der Erosion noch vertieft worden.

Zudem zeichnet sich fast jede der in der Langkofelgruppe entwickelten Gesteinsarten durch besondere, bodengestaltende Eigenheiten aus, an denen man oft schon von weitem die geologischen Schichtglieder zu unterscheiden vermag. Als solche morphologische Merkmale kommen für die einzelnen Gesteinszüge in Betracht:

Bellerophon-Schichten: Feste, gut gebankte Kalke und Dolomite, meist in rauhen Anbrüchen erschlossen. Bei steilem Einfallen auch Plattenschüsse.

Werfner Schichten: Mergel und Schiefer, welche im allgemeinen weiche Geländeformen bilden. Bei flacher Lagerung Steilstufen. Wälder und Bergwiesen kennzeichnen diesen wichtigen Kulturhorizont.

Muschelkalk: Fällt als ein ganz dünnes Schichtpaket im Landschaftsbilde kaum auf.

Mendoldolomit: Unbegrünte, markante Felsfluchten.

Buchensteiner Schichten: Gewöhnlich als Terrasse über dem Mendoldolomit. Bewachsene Steilhänge mit kleinen Stufen.

Marmolatakalk: Sterile, schroff aufragende Wände. Oben spärlich begrünt.

Agglomerate: Schlecht bewachsene Felsbänder mit eingelagerten Schollen älterer Gesteine.

Porphyrite: Heben sich auch bei geringer Mächtigkeit als deutliche Wandstufe ab. Wegen starker Zerklüftung brüchig und schlecht zum Klettern.

Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine: Erstere bilden Steilhänge mit gerundeten Stufen, letztere sanftere, gut bewachsene Lehnen.

Wengener Schichten: Wichtiger Kulturhorizont ohne Steilstufen. Die Tuffe sind überaus fruchtbar.

Cassianer Schichten: Bilden steile aber gut begrünte, nur selten durch tiefere Einschnitte gegliederte Abhänge.

Schlerndolomit: Hauptfelsbildner. Kahler, zerklüfteter, höchstens von einer mageren Grasnarbe überzogener Dolomit. Auch dünne Lagen nehmen Stufenform an.

Raibler Schichten: Hier wenig verbreitet. Schützen wie ein Dach den liegenden Dolomit.

2. Hebungswise Formentwicklung im Tertiär.

Das Vorkommen so verschiedener Gesteine bedingt, wie gesagt, eine Fülle selektiver Erscheinungen. Die morphologische Analyse muß aber auch noch jene Formen herausfinden, die sich unabhängig vom Baustoff und unbeeinflusst von lokaltektonischen Veränderungen entwickelt haben. Das ist in der verhältnismäßig kleinen Langkofelgruppe nur durch Vergleich mit der Umgebung möglich.

Als oberste Verflachungszone kann man die in rund 3000 bis 3100 *m* Höhe liegende „Gipfflur“ der Langkofelgruppe bezeichnen, welche zwar zugleich Oberfläche des alten Schlerndolomitriffes ist, aber in ähnlicher Höhe in der Dachsteindolomitoberfläche der Sellagruppe ein Gegenstück hat.

Ein nächst tieferes Oberflächensystem ist in einer Höhe von 2200—2300 *m* gegeben. Der Pallacciaakamm, das Fassajoch, die Rodella-scharte, die breite Senke des Sellajoches, der Piz de Sella und der Piz da Ciamp da Pinöi gehören hierher. Auch im Innern der Langkofelgruppe ist es angedeutet. Es schneidet die verschiedensten Gesteine.

Ein etwas tieferes, in den Südtiroler Dolomiten weit verbreitetes Verflachungssystem liegt bei 2000—2100 *m* heutiger Meereshöhe. Beispiele: Alpe Zallinger, Comun-Weiden, Piz Dauridel, Mont de Soura, Costa dalla gat, Ciamp da Pinöi, Col de stravertei und andere. Auch diese Fläche berührt ganz verschiedene Felsarten.

Ein weiteres, talgeschichtlich wichtiges Oberflächensystem wird durch die Verflachungsstrecken in den Haupttälern angedeutet: im innersten Grödental zwischen 1500 und 1600 *m*, im Fassatal zwischen 1400 bis 1500 *m* Meereshöhe. Handelt es sich in diesem Falle zwar nur um Aufschüttungssohlen, so dürften doch die darunter verborgenen Felssohlen ein Stadium in der Formentwicklung anzeigen.

Andere, aber hier nur untergeordnete Verflachungssysteme könnte man allenfalls aus dem Vergleich mit viel größeren Gebieten ableiten.

3. Quartäre Morphologie.

Aus der Verteilung der diluvialen Ablagerungen ersieht man, daß die Formentwicklung und besonders die Talbildung in der Langkofelgruppe, wenigstens zur Hauptsache, schon vor Beginn der Eiszeit vollzogen war. Der nachweisbare Einfluß, den die eiszeitliche Vergletscherung auf die Formgebung genommen hat, ist nur unbedeutend, jedenfalls geringer, als man allgemein annimmt.

Nach Sölch (18) ist am Sellajoch „die Abrundung und Ausweitung der Paßhöhe ohne Zweifel den Wirkungen des Eises zuzuschreiben, das im Paßgebiet bis an 2500 *m* hoch stand und auch der Rodella (2486 *m*) ihre Rundformen verlieh“.

Die Herausarbeitung des Confinbodens ist sicher ein Werk der glazialen Erosion. Am Steig Nr. 7, der vom Confinboden längs des gleichnamigen Baches nach St. Christina führt, zeigt das oberste Vorkommen von Augitporphyr abseits vom Bache deutliche Gletscherschliffe.

Diluvium.

1. Moränen.

Die glazialgeologischen Verhältnisse der Langkofelgruppe sind in mehrfacher Hinsicht bemerkenswert. Einerseits ist dieses Gebiet auch heute noch vergletschert, andererseits hat es bei aller Kleinheit einen reichen Moränenbestand aufzuweisen.

Zur Hocheiszeit drang der Eisackgletscher von N und W her in das Grödental ein und erfüllte dieses hoch hinauf mit seinem zentralalpin gespeisten Ferneis, so daß ein größerer talaus gerichteter Eigengletscher zur Zeit des Höchststandes nicht bestehen konnte (7). Die Lokalgletscher dürften über die breiten und tief eingeschnittenen Senken (Sellajoch über 2200 m, Fassajoch—Pallacciaamm rund 2300 m) nach S in das Fassatal abgedrängt worden sein. Ob zentralalpines Eis noch über diese Jöcher beiderseits der Langkofelgruppe geflossen ist, ließ sich noch nicht beweisen.

Das in einen toten Winkel geratene Ferneis des Grödentales ließ beim Abschmelzen die mitgeführten Geschiebe zurück. Solche Erratica aus dem Kristallin fand ich zunächst mehrmals südlich von St. Christina, und zwar am Fahrwege zum Sporthotel Monte Pana und etwas weiter östlich gegen die Häuser von Prensa hin. Einige Fundstellen sind in der Karte mit roten Ringelchen eingetragen. Es handelt sich hier um Findlinge von Quarzphyllit und Kohlenstoffphyllit. Die obersten reichen bis auf 1600 m hinauf. Auch am Ausgang der Jender- oder Saltrieschlucht wurde in schlammreicher Moräne Phyllit festgestellt. Man kann solche Stücke auch noch im Haupttal weiter gegen O verfolgen. Östlich der Fischburg stecken am Wege zwischen Santuël und Rong im Moränenschutt der Kuppe 1569 ganze Nester von Quarzphyllit und vereinzelt auch Serpentin. Sie liegen alle in einer Höhe zwischen 1540 und 1560 m. Es ist nicht ausgeschlossen, im Gegenteil, sogar sehr wahrscheinlich, daß manchè Erratica durch die Lokalgletscher von höher gelegenen Punkten herab und auch weiter talaus geschafft worden sind.

Schlammreiche Grundmoränen mit deutlich geschrammten oder polierten Kalk- und Dolomitgeschieben und sonstigen Geröllen der im Einzugsbereich anstehenden Gesteine bedecken vielfach hoch hinauf das Gehänge im nordwestlichen Gebietsteil. Sie bewirken an vielen Stellen Wasseraustritte und Sumpfbildungen.

Eine bemerkenswerte, bereits von Ampferer (1) beschriebene Altmoräne trägt der dem Langkofel nordseitig vorgelagerte Mont de Sôura. Wenn man den Westabbruch bei P. 2113 näher untersucht, findet man über einer Gehängebreccie zuerst sehr feinkörnigen hellen Schutt und darüber eine Lage, die viel kleinstückigen, dunklen Tuffsandstein enthält. Dann kommt wieder heller Moränenschutt, von grober Moräne überlagert. Ampferer erwähnt „einen großen erratischen Block aus oberer Buchensteiner Tuffkalkbreccie, welcher nach der Ansicht von Frau Dr. Ogilvie-Gordon wahrscheinlich vom Eise vom Gipfel des Ciamp de Pinoi, also von O herbeigeschleppt wurde.“ Hiezu kann ich

anführen, daß der Piz de Ciaulong an seiner O-Seite mit bis zu 2m langen Blöcken von Tuffsandsteinen, Tuffen, Agglomeraten und Muschelkalkkonglomerat geradezu übersät ist. Manche der größeren Stücke kann man schon aus einiger Entfernung leicht erkennen. Ein von O kommender Eisstrom muß diese vielen Blöcke gebracht haben.

Auch an den Hängen zu beiden Seiten des Confinbodens, besonders am nordöstlichen sah ich sehr viele Blöcke von buntem Muschelkalkkonglomerat, dessen auffallendes Rot deutlich von der Umgebung absticht. Ein größerer Findling liegt südlich Costa de Confin neben dem Fahrweg.

Gegenüber den morphologisch wenig hervortretenden, dem Relief schon vollständig eingegliederten und angepaßten Altmoränen heben sich in der Langkofelgruppe die jungen Blockmoränen deutlich ab. Ein kleiner Teil dieser Jungmoränen wurde erstmalig von Penck (14) beschrieben. Ein ganze Reihe solcher Vorkommen hat aber erst Ampferer (1) festgestellt.

Als älteste deutlich erkennbare Wallform muß man die gut ausgebildeten Ufermoränen bezeichnen, die den Confinboden beiderseits in durchschnittlich 1850m Höhe begleiten. Das entsprechende Gletscherende wäre vielleicht in der Saltrieschlucht zu suchen, wo sich ungeformter Moränenschutt erhalten hat. Sie gehören jedenfalls einem tiefer hinabreichenden Gletscherstand an als der auf einem Felsriegel liegende Blockwall, welcher den Confinboden auf 1780m Höhe vorne abschließt.

Am rückwärtigen Ende dieses Bodens fand sich längs des zur Langkofelhütte führenden Santner-Weges das rechte Bogenstück eines im übrigen ganz abgetragenen Stirnwalles. Auf der anschließenden Ufermoräne lag in etwas über 1900m ein größeres Stück Augitporphyr.

Mächtige, weithin sichtbare Blockwälle lagern an der Westseite des Plattkofels. Der das Fassajoch mit der Langkofelhütte verbindende Steig Nr. 5 führt über den obersten Teil, der wie Altmoräne aussieht. Der Schutt ist hier nicht sehr grob und enthält Laven, Tuffe und Cassianer Schichten.

Eine Moränenlandschaft von seltener Schönheit, die sich am besten vom Felsen Pela dei mori überblicken läßt, breitet sich unter den Nordabstürzen des Langkofels aus. Zwei parallele Wallformen, an deren Außenseite ein Stück weit der Steig verläuft, ziehen in das Ampezzantal hinab. Ein großer und zwei kleinere Stirnwälle liegen hinter ihnen versteckt.

Auch östlich des Ampezzanbaches erhebt sich ein blockbeladenes Wallstück.

An der Ostseite des Langkofels liegen zwei Ufermoränen und ein kleiner Endmoränenwall.

Die „Steinerne Stadt“, ein mächtiger Bergsturz am Sellajoch, wird von einem großen Stirnwall umsäumt, der das längere Zeit stationäre Ende eines Daungletschers abbildet. Auch die Mulde westlich des Sellajochhauses wird von einem kleinen Wall gequert.

Hübsche Blockmoränenwälle beleben das Gehänge unterhalb der Grohmannspitze. Von ihnen zieht ein breiter Lappen Moränenschutt,

im unteren Teil voll von schön geschrammten Geschieben, gegen das Durontal hinab.

Zwei weitere Reste von Altmoräne sind noch südöstlich der Plattkofelhütte erhalten.

Ein größeres Vorkommen gut bearbeiteten Moränenschuttes, vermischt mit Dolomitblöcken, wurde an der Mündung des Durontales festgestellt. Man kann es noch weit über Pian hinauf verfolgen.

Mit Ausnahme des Walles am Confinboden, der einem späten Gschnitzstadium entspricht, lassen sich die angeführten Endmoränen ohne Zwang in das Daunstadium einordnen.

Die nordseitig geöffneten und tief eingesenkten Kare sichern am Fuße der schattenspendenden Felsen die Existenz einiger kleiner Gletscher. Es sind dies der von Spalten durchzogene Grohmann-gletscher, der in einer Felswanne liegende Langkofelgletscher (bald nur mehr ein Firnfeld) und der steile Plattkofelgletscher. Jeder hat an seiner Stirne einen Wall angehäuft. Im Plattkofelkar ist auch noch ein älterer Gletscherstand durch einen Blockwall in 2400m Höhe angedeutet. Die örtliche (nicht die klimatische) Schneegrenze dürfte hier gegenwärtig etwas über 2500m liegen.¹⁾ In den gut beschatteten Runsen sammelt sich gleichfalls Eis und Firn.

Ob die drei Gletscher als Reste einer ehemaligen Großvergletscherung aufzufassen sind, oder ob sie nach vorangegangener eisfreier Wärmezeit neu gebildet wurden, kann man nicht entscheiden.

2. Gehängebreccien.

Im Gebiete der Langkofelgruppe wurden nur an zwei Stellen quartäre Gehängebreccien festgestellt.

Das eine, schon von Ampferer (1) beschriebene und abgebildete Vorkommen liegt am Mont de Soura an der Nordseite des Langkofels. Als Liegendes erkennt man, soweit die Aufschlüsse überhaupt einen Einblick gestatten, Wengener Schichten. Es wird von einer kleinstückigen, feinkörnigen Altmoräne überlagert, in der ziemlich viele Tuffsandsteine enthalten sind. Man vergleiche auch das vorhergehende Kapitel bezüglich der fremden Bestandteile.

Das zweite, ganz kleine Vorkommen ist am Tervellabach südlich von St. Christina erschlossen, und zwar unterhalb des „Sporthotels Monte Pana“. Es besteht aus verfestigtem Dolomitschutt, der von typischer Grundmoräne unter- und überlagert wird.

Für beide Breccien ergibt sich demnach mit großer Wahrscheinlichkeit interglaziales Alter.

Alluvium.

Fluviale Aufschüttungssohlen kommen nur in den tief eingeschnittenen Haupttälern vor, wo die wahre, felsige Talsohle in unbekannter Tiefe verborgen liegt. Ein breit aufgeschütteter, früher wohl

¹⁾ Bekanntlich liegt die Schneegrenze in stark zerklüfteten Gebirgsstöcken tiefer als in geschlossenen Massiven.

zeitweise überfluteter Talboden erstreckt sich zu beiden Seiten des Avisio. Er wird im W bei Campitello durch den breiten Schuttkegel des Duronbaches begrenzt, von O her hat sich der Kegel des Mortzbaches vorgeschoben. Auf diesem steht die Ortschaft Canazei, deren Name (cannacetum = Schilf, Röhricht) auf einen sumpfigen Talgrund deutet. — In Gröden gibt es nur unbedeutende Schuttsohlen zwischen Wolkenstein und Plan.

Am Ostrand der Karte ist ein mächtiger Schuttstrom ausgeschieden, der aus der Gegend des Piz de Sella nach Plan de Gralba hinabzieht und dort den flachen Kreuzboden aufstaut. An der Zusammensetzung dieses von Wasserläufen begleiteten Block- und Schlammstromes sind hauptsächlich Wengener Schichten und Porphyrite beteiligt. — Vielleicht handelt es sich auch bei den Comunweiden (Westrand der Karte) um eine unter den Wiesen verborgene Absitzung weicher Gesteine.

Bergsturmassen spielen in der Langkofelgruppe eine größere Rolle und bedecken an vielen Stellen das anstehende Gestein. Einige dieser Vorkommen gibt auch die topographische Karte des D. u. Ö. A.-V. wieder. An solchen Stellen wurde die Signatur entweder ganz ausgelassen oder ergänzt. Ein Teil der mit Bergsturzsingular eingetragenen Blöcke hat sicher einen Eistransport mitgemacht.

Der bekannteste Bergsturz dieses Gebietes liegt am Sellajoch und heißt die „Steinerne Stadt“. Das Material ist ausschließlich Blockwerk aus Schlerndolomit und stammt vom Langkofeleck. An der Stirne wird dieser mächtige Bergsturz von einem Moränenwall eingefasst.

Ein zweites bedeutenderes, aber ganz junges Bergsturzgebiet befindet sich im Mortiztal nördlich von Canazei. Dort werden die mit 30° — 40° gegen O einfallenden Werfner Schichten von Agglomeraten und Tuffkonglomeraten überlagert. Es hat hier offenbar ein Schichtflächenbergsturz, d. h. eine große Abrutschung, begünstigt durch das hangparallele Einfallen der Schichten, stattgefunden. Im nördlichen Teile liegen Blöcke von Tuffkonglomeraten, während im S die roten Campiller Schichten schon von weitem sichtbar sind.

Der Bergsturz begann, wie uns Dantone (3) berichtet, nach starken Gewittern am 12. Juni 1879. Tausende von Bäumen fingen an gegen die Siedlung Mortiz zu wandern. Die Bewohner mußten fliehen. „Heustädel waren z. T. ganz weg und andere standen schief ein Stück weiter unten. Mehrere schöne Wiesen waren überschüttet und andere im Umfang von 1 km^2 zerklüftet. Die Klüfte waren oben bis zu 1 m breit und mitunter 4 m tief. Ober Mortiz am sogenannten Pradell hatte sich ein See gebildet, welcher über 200 m lang und in der Mitte zirka 30 m breit war . . . Da die Bewegung fort dauerte, flüchteten die Bewohner von Canazei mit Ausnahme einiger ganz außer dem Terrain wohnenden Familien mit Hab und Gut. Die starke Bewegung dauerte drei Tage, jedoch vergingen vierzehn Tage, bis der Berg ganz ruhig wurde.“

Innerhalb der Duronalpe haben von N und von S losgebrochene Tuffkonglomerate einen flachen Talboden aufgestaut.

Gehängeschutt sammelt sich überall unter den Felsen. Er wird durch nachbrechendes Gestein ständig vermehrt. Große Schutthalden verkleiden den Fuß der eigentlichen Langkofelgruppe.

Literaturverzeichnis.

Die Nummern des Literaturverzeichnisses beziehen sich auf die im Text den Autorennamen in Klammern beigefügten Zahlen.

1. Ampferer O., Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 16. Leipzig 1928.
2. Ampferer O., Einige Beispiele von Kerbwirkung und Relieffüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 79. Bd., 1929.
3. Dantone, Bergsturz im oberen Fassatal. Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. Jahrgang 1880. Wien 1880.
4. Gasser G., Die Mineralien Tirols. Innsbruck 1913.
5. Hummel K., Oberflächennahe Intrusionen und Trümmerlaven in der süd-alpinen Mitteltrias. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Bd. XI (Deecke-Festschrift). Berlin 1932.
6. Klebelsberg R. v., Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. I. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 79. Berlin 1927.
7. Klebelsberg R. v., Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Berlin 1928.
8. Mojsisovics E. v., Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
9. Ogilvie-Gordon M., Vorläufige Mitteilung über die Überschiebungsstruktur im Langkofelgebiete. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1907.
10. Ogilvie-Gordon M., Das Vorkommen von *Diplopora annulatissima* im Langkofelgebiet. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925.
11. Ogilvie-Gordon M., Einige geologische Ergebnisse im Gebiete von Fassa und Gröden. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925.
12. Ogilvie-Gordon M., Das Grödener-, Fassa- und Enneherggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 24, 1927.
13. Ogilvie-Gordon M., Geologisches Wanderbuch der westlichen Dolomiten. Wien 1928.
14. Penck A. und Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 3. Leipzig 1909.
15. Reithofer O., Geologie der Puezgruppe. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 78, Bd. 1928.
16. Reithofer O., Geologie der Sellagruppe. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 78, Bd. 1928.
17. Richthofen F. v., Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. Gotha 1860.
18. Sölch J., Studien über Gebirgspässe. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Bd. 17. Stuttgart 1908.
19. Weller O., Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol. Calw. 1920.

Geologische Karte der Langkofelgruppe

1:25.000

Von Georg Mutschlechner, Innsbruck, 1933.

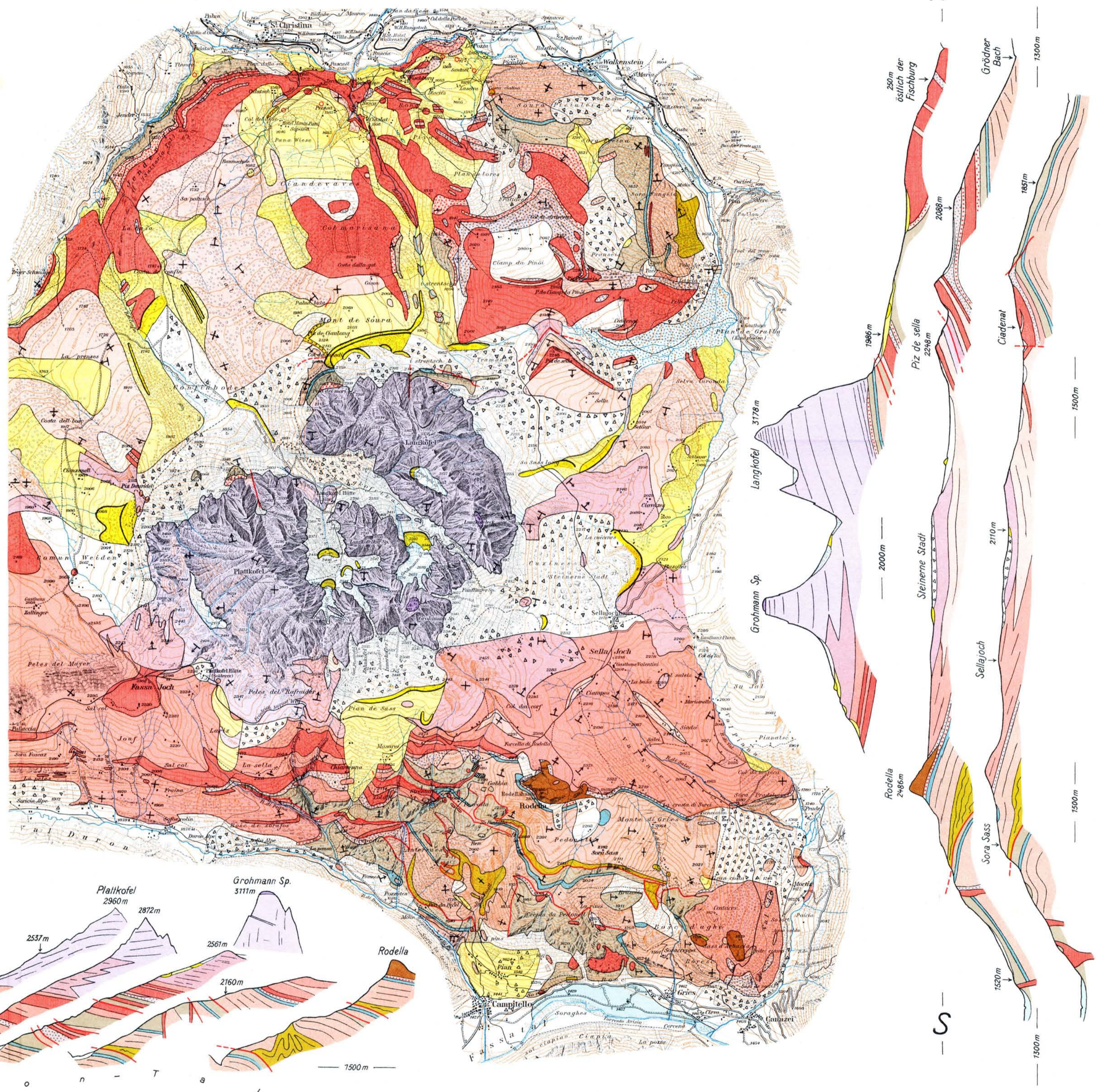
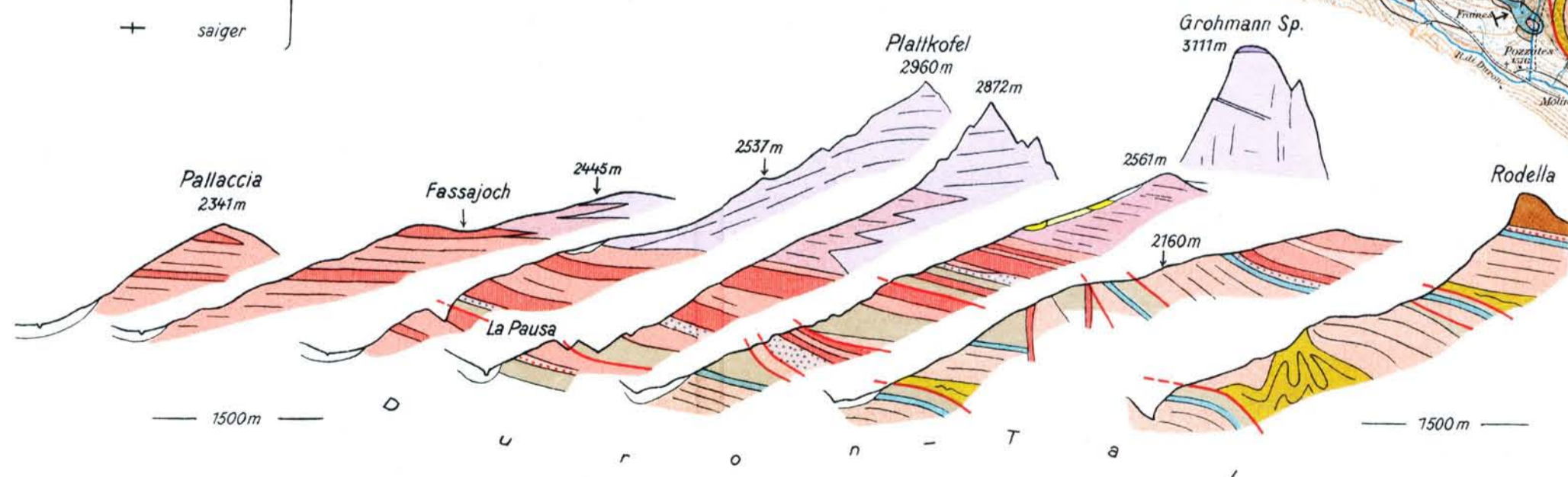
Aufgenommen und gedruckt mit Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein.

Farbenerklärung

- Bellerophon-Schichten
- Werfner Schichten
- Muschelkalk
- Mendeldolomit (Saridolomit)
- Buchensteiner Schichten
- Marmolatakalk
- Agglomerate
- Porphyrite
- Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine
- Wengener Schichten
- Cassianer Schichten
- Schlierdolomit
- Raibler Schichten
- Gehängebreccie am Pozzatesbach
- Moränenschutt ohne Wallform
- Interglaziale Gehängebreccie
- Glaziale Geschiebe aus dem Kristallin
- Moränenwälle
- Firn und Eis
- Bergsturzmassen
- Schuttkegel, Halden, Gehängeschutt
- Flussaufschüttungen
- Schuttstrom bei Plan de Graiba
- Schichtgrenzen
- Störungslinien

- + sählig
- ⊥ bis 30°
- ⊕ 30-60°
- ⊖ über 60°
- + säiger

Streichen
und
Fallen



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1935

Band/Volume: [85](#)

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

Artikel/Article: [Geologie der Langkofelgruppe 21-49](#)