

Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten

Von **Otto Ampferer**

Mit 14 Zeichnungen

Die folgende Arbeit beruht auf Beobachtungen, welche ich im Sommer 1926 bei einer geologischen Reise in die westlichen Südtiroler Dolomiten in Begleitung von Frau Dr. Maria M. Ogilvie Gordon gesammelt habe.

Wenn es auch der Hauptzweck dieser Reise war, unter Führung meiner Freundin die Überschiebungserscheinungen dieses südalpinen Gebietes genauer kennenzulernen und mit den nordalpinen zu vergleichen, so bot sich dabei doch auch manche Gelegenheit, glazialgeologische Beobachtungen zu machen. Diese Beobachtungen wären jedoch voraussichtlich nicht veröffentlicht worden, wenn nicht inzwischen eine zusammenfassende Arbeit meines Freundes Professor Dr. R. Klebelsberg über die »Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern« in der Zeitschrift der Deutschen Geol. Ges. Bd. 79, 1927, Abhandlungen Nr. 3 herausgekommen wäre.

Diese Arbeit behandelt ein viel größeres Gebiet und schafft so einen geeigneten Rahmen, in den man meine kleine Studie nun leicht hineinfügen kann.

Klebelsberg hat in dieser Arbeit auf einer Übersichtskarte die Verteilung der sogenannten Rückzugsstände der Eiszeitgletscher dargestellt. Die gesamten, von ihm beobachteten und eingetragenen Endmoränen lassen sich in folgende drei Gruppen einordnen:

1. Endmoränen, die eine Senkung der Schneegrenze von 900 m oder mehr unter der heutigen anzeigen,
2. Endmoränen, die eine Senkung der Schneegrenze von 600 m unter der heutigen anzeigen (Gschnitzstadium),
3. Endmoränen, die eine Senkung der Schneegrenze von 300 m unter der heutigen anzeigen (Daunstadium).

Die erste Gruppe läßt sich nur zum Teil mit dem Bühlstadium vereinigen, zum Teil verlangt sie eine noch tiefere Senkung der Schneegrenze, welche schon etwa drei Viertel der hocheiszeitlichen ausmacht.

Für diese tiefstherabreichenden Lokalgletscher schlägt Klebelsberg die Bezeichnung »Schlernstadium« vor, weil dasselbe gerade im Schlerngebiete besonders deutlich entwickelt erscheint.

Das außerordentlich tiefe Herabreichen der Lokalgletscher des Schlern- und Bühlstadiums macht natürlich der herkömmlichen Deutung deshalb große Schwierigkeiten, weil sich die Lokalgletscher vielfach bereits in Räumen befinden, die von den gleichzeitigen zentralalpinen Eismassen besetzt sein sollen.

Klebelsberg ist sich dieses Mißverhältnisses in der bisherigen Deutung wohl bewußt und weist mit Nachdruck auf dasselbe hin.

Für mich waren ganz ähnliche Verhältnisse der Verteilung der Lokalmoränen in den nördlichen Kalkalpen der Beweggrund, Bühl-, Gschnitz- und Daunstadium nicht mehr als Rückzugsstadien der Würmvergletscherung anzugliedern, sondern in ihnen der Rhythmus einer neuen letzten Vergletscherung, meiner »Schlußeiszeit« zu erkennen.

Die Arbeit von Klebelsberg bedeutet daher für mich eine wertvolle Unterstützung durch die Aufdeckung desselben Mißverhältnisses zwischen der lokalen und der zentralalpinen Vergletscherung im Bereiche der Südtiroler Dolomiten.

Meine eigenen Beobachtungen decken sich mit den Angaben von Klebelsberg, doch habe ich nur etwa ein Viertel jenes Gebietes kennengelernt, über das sich seine Arbeit erstreckt.

Ich vermeide also im folgenden die Wiederholung des schon von Klebelsberg angeführten Beobachtungsmateriales und wende mich anderen Aufgaben zu. Zunächst möchte ich mich noch einmal mit der Ablösung der sog. Rückzugsstadien von der letzten Großvergletscherung eingehender beschäftigen.

Die Würmvergletscherung hat nicht nur in den nördlichen Kalkalpen, sondern auch in den Dolomiten Eishochstände erreicht, welche schon an und für sich eine größere und unabhängige Lokalvergletscherung für weite Gebiete ausgeschlossen haben.

Was hier noch über diese mächtige Eishochfläche emporragte, waren zumeist steilwandige Felstürme oder scharfgespitzte Kämme und Gipfel, welche keine Räume für den Ansatz und das Wachstum ergiebiger Eismassen zur Verfügung hatten. Als nun das Abschmelzen der riesigen Eismassen begann, war damit auch eine Verkleinerung der daneben noch vorhandenen Lokalgletscher unvermeidlich.

Das Ansteigen der Schneegrenze müßte notwendigerweise die hohen, zentralalpinen Eisspeicher ebenso beeinflussen, wie die niedri-

geren kalkalpinen. Nur würden die niedrigeren und viel weniger geräumigen kalkalpinen Eisspeicher von einem Höherrücken der Schneegrenze weit rascher und wirkungsvoller ergriffen als die höheren und viel größeren Eisspeicher der Zentralalpen. Außerdem hatten die zentralalpinen Eisspeicher im Norden wie im Süden noch die vorgelagerten Eisspeicher der Kalkalpen als Kälteschutzmäntel, während die kalkalpinen Speicher diesen Kälteschutz nur je von einer Seite genossen, auf der anderen Seite aber an tiefere, wärmere und eisfreie Zonen grenzten.

Es ist also wohl ein Irrtum zu glauben, daß gleichzeitig die großen zentralalpinen Gletscher zusammenschwinden und die kalkalpinen dafür anwachsen konnten.

Trotzdem ist diese irriige Meinung heute noch ziemlich allgemein gebräuchlich, so daß es nicht überflüssig ist, ihre Unhaltbarkeit wieder und wieder nachzuweisen.

Man begegnet sogar der Ansicht, daß die kalkalpinen Gletscher durch die zentralalpinen gleichsam zurückgestaut wurden und dann beim Nachlassen des Druckes sich wie gespannte Stahlfedern ausdehnen begannen.

Das Verhältnis beim Zusammenstoß der zentral- und kalkalpinen Gletscher wird durch den dort vorhandenen Überdruck geregelt.

In den allermeisten Fällen werden die Lokalgletscher wegen ihrer steileren Bahn sogar mit Überdruck gegenüber den Ferngletschern auftreten.

Die zentralalpinen Gletscher werden dann von den kalkalpinen einfach überschoben.

Jedenfalls kann von einer Spannung der kalkalpinen Gletscher durch die zentralalpinen keine Rede sein.

In Fig. 1 habe ich die falsche Gleichstellung des Rückzuges der zentralalpinen Vergletscherung mit dem Anwachsen der kalkalpinen dargestellt.

An demselben schematischen Alpenquerschnitt zeigt I den hochzeitlichen Stand der Würmvergletscherung, deren Enden auch ins Vorland hinausgreifen.

II, III und IV geben zeitlich nacheinander angeordnete Querschnitte durch die Alpeismassen wieder.

Die zentralalpinen Eismassen sind in Fig. 1 punktiert, die kalkalpinen schwarz bezeichnet. Man sieht auf einen Blick die ganz widersinnige Verbindung des Schwindens der zentralalpinen Gletscher mit dem Wachsen der kalkalpinen.

Der Zustand von II würde dabei, was die Größenverhältnisse der zentralalpinen Vergletscherung anbelangt, etwa dem Bühlstadium in der Fassung von Penck entsprechen.

Die zentralalpinen Eisströme reichen stellenweise noch bis ins Vorland hinaus.

Die kalkalpinen Gletscher aber hätten nur wenig Raum für sich.

Um für die kalkalpinen Gletscher jenen Raum freizukriegen, den sie nach der Hinterlassenschaft ihrer Endmoränen besessen haben, müssen die zentralalpinen etwa so weit zurückweichen, wie das Schema IV angibt.

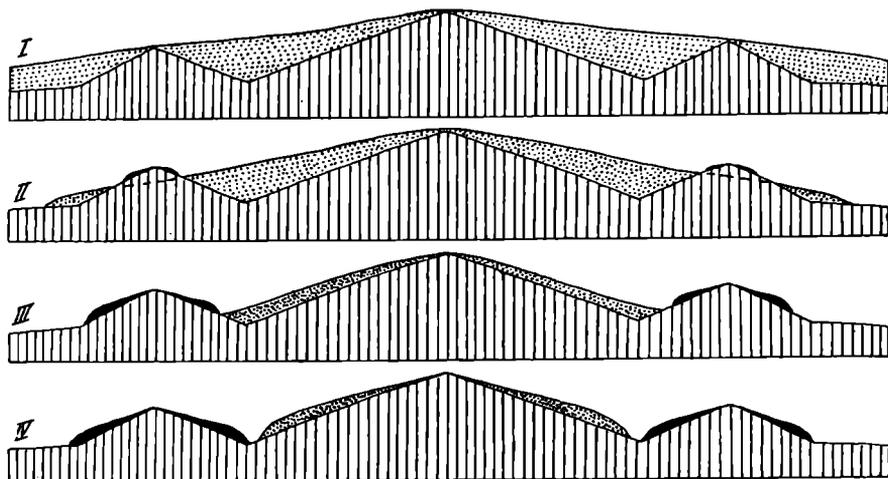


Fig. 1. Schema von vergletscherten Alpenquerschnitten.

Schraffiert = Grundgebirge. — Punktirt = Eismassen, die von den Zentralalpen, Schwarz = Eismassen, die von den Kalkalpen stammen. — I = Eishochstand der Würmvergletscherung. II, III, IV = Rückzugstände der Würmvergletscherung.

Eine Überwältigung der kalkalpinen Gletscher durch die zentralalpinen hat nach meiner Erfahrung nirgends mehr stattgefunden.

Auf dem Buchauer Sattel bei Admo liegen z. B. die Endmoränen des größtenteils zentralalpinen Ennsgletschers unmittelbar benachbart den kalkalpinen Endmoränen der Gesäuseberggletscher. Ins Gesäuse selbst scheinen sogar die kalkalpinen Lokalgletscher dem Ennsgletscher den Eintritt verwehrt zu haben.

Jedenfalls treten zur Zeit der Hauptausdehnung der kalkalpinen Lokalgletscher die zentralalpinen nirgends mehr raumsperrend auf.

Wenn man also bei der herkömmlichen Deutung der Rückzugstadien bleiben will, so muß man jedenfalls für das Bühlstadium die

zentralalpine Vergletscherung sehr stark vermindern und die kalkalpine gleichzeitig sehr stark vergrößern.

So kommt man denn zu der geometrischen Gruppierung von Schema IV der Fig. 1.

Von der inneren Unmöglichkeit dieses Wärmehaushaltes — gleichzeitiges Abschmelzen der zentralalpiner und Anwachsen der kalkalpiner Vergletscherung — überzeugt, habe ich nun eine andere Lösung dieser Wechselbeziehungen versucht.

Ich stelle mir vor, daß die Würmvergletscherung sowohl in den Zentralalpen wie in den Kalkalpen bis auf ihre Eisasyale zurückgedrängt wurde.

Aus diesen Eisasylen flutet aber die Vereisung noch einmal bis zu den Standzeichen des Bühlstadiums siegreich vor.

Bei diesem letzten Vormarsch der Gletscher scheinen die kalkalpiner Gletscher sogar den zentralalpiner vorausgeeilt zu sein.

Um diese Erscheinung zu erklären, habe ich die weitere Annahme gemacht, daß das Höhenverhältnis der Zentralalpen zu den Kalkalpen nicht stabil, sondern mobil ist.

Während noch zur Zeit der Würmvergletscherung die Zentralalpen die Kalkalpen wesentlich überragten, soll zur Zeit der »Schlußeiszeit« dieser Höhenunterschied mehr zugunsten der Kalkalpen verschoben worden sein. Dies würde ohne weiteres den Vorsprung der kalkalpiner Gletscher der Schlußeiszeit erklären.

Meine Deutung gibt das Schema Fig. 2 wieder. Dasselbe zeigt in drei Querschnitten den Hochstand und das Abklingen der »Schlußeiszeit«.

A stellt dabei die Eisverteilung zur Zeit des Maximums der »Schlußeiszeit« dar.

Diesem Zustand entsprechen die Endmoränen des Schlern-, beziehungsweise des Bühlstadiums. Nun setzt der endgültige Rückzug ein, der noch von 2—3 deutlichen Haltestellen unterbrochen wird.

B gibt hier den Eisbestand für das Gschnitz-, C jenen für das Daunstadium wieder. Bei dieser Schaltung steht das Größenverhältnis zwischen den gleichzeitigen zentralalpiner und kalkalpiner Gletschern mit den beobachteten Ständen der Endmoränen in Übereinstimmung. Dem Schlern-, Bühlstadium entsprechen die tiefsten Endmoränen der kalkalpiner und zentralalpiner Lokalgletscher.

Zu einer Überwältigung der kalkalpiner Gletscher durch die zentralalpiner ist es nicht mehr gekommen.

Die Vereisungsbereiche der Zentral- und Kalkalpen sind bei der Schlußeiszeit voneinander völlig unabhängig geblieben.

Man könnte nun leicht die Einwendung erheben, daß die Annahme einer selbständigen Schlußeiszeit überflüssig sei.

Man brauche nur die Eisverteilung von Schema IV der Fig. 1 mit jener von Schema A der Fig. 2 gleichzusetzen.

Eine solche Gleichsetzung ist rein äußerlich genommen ohne weiteres möglich.

Geht man aber auf den Sinn der ganzen Entwicklung der Vereisungen ein, so springt der Unterschied gleich hervor.

Schema IV von Fig. 1 soll die Verteilung der Eismassen unter der Annahme zeigen, daß in den Zentralalpen ein starkes Rückweichen der Vereisung, in den Kalkalpen dagegen ein starkes Vorrücken der-

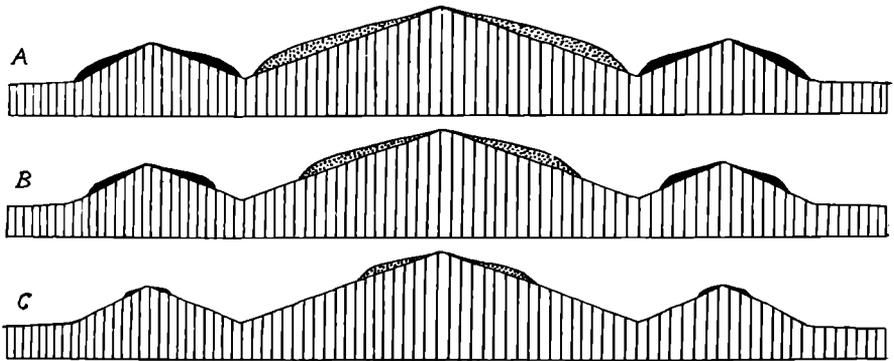


Fig. 2. Schema von vergletscherten Alpenquerschnitten. Eisstände der Schlußeiszeit.
A = Bühlstadium — Schlernstadium. — B = Gschnitzstadium. — C = Daunstadium.

selben stattgefunden hat. Schema A von Fig. 2 soll die Verteilung der Eismassen unter der Annahme zeigen, daß sowohl in den Zentralalpen wie in den Kalkalpen ein Anwachsen der Vereisung stattgefunden hat. Die Entwicklung von Fig. 2, welche nichts als ein staffelweises Rückweichen der ganzen Alpenvergletscherung bedeutet, kann scheinbar sehr leicht an die Entwicklung von Fig. 1 angeschlossen werden.

Die Entwicklung von Fig. 1 enthält aber eben schon den Irrtum der verkehrten Wärmewirtschaft in den Zentral- und Kalkalpen, der gerade auszuschalten ist.

Diesen Irrtum kann man aber nur vermeiden, wenn man eben die sog. Rückzugsstadien ganz von der Abschmelzung der Würmvergletscherung loslöst und einer kleinen, selbständigen Vereisung zuweist.

Auf diese Weise ist es möglich, für die Kalkalpen wie für die Zentralalpen denselben Bewegungsrhythmus im Wandern und Rasten der Gletscher festzuhalten.

Für die Einteilung des Eiszeitalters ergibt sich dadurch nur eine geringe Änderung.

Die Bezeichnungen Schlern-, Bühl-, Gschnitz-, Daunstadium bleiben unberührt bestehen. Sie dürfen nur nicht als Rückzugsgebilde der Würm-vergletscherung, sondern als jene der »Schlußzeit« aufgefaßt werden.

Nach dieser theoretischen Auseinandersetzung wende ich mich der Beschreibung meiner glazialgeologischen Beobachtungen in den Südtiroler Dolomiten zu.

Das Ablagerungsinventar aus dem Eiszeitalter ist im Bereiche der westlichen Dolomiten verhältnismäßig geringfügig.

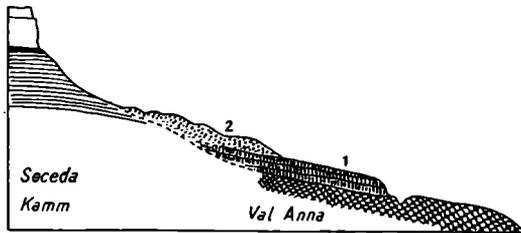


Fig. 3. 1 = Gehängebreccie. — 2 = Endmoränen.

Insbesondere treten hier die Terrassensedimente, die Altmoränen und auch die Gehängebreccien in ihrer Bedeutung sehr stark zurück.

Terrassenschotter habe ich nur an der Mündung des Campilbaches in den Gaderbach im Enneberg gesehen.

Gehängebreccien fanden wir einerseits im Val Anna bei St. Ulrich, andererseits östlich von St. Vigil am Abhang von Piz da Peres und Paratscha.

Die Gehängebreccie von Val Anna (Fig. 3) stellt eine ziemlich flach gelagerte, dickbankige Breccienmasse vor, welche im unteren Teil auf Quarzporphyr und Grödner Sandstein lagert, im oberen Teil aber von mächtigen Moränenmassen überdeckt wird.

Diese Moränen reichen etwa von za. 1600 bis gegen 1800 m Höhe empor und gehören wohl zu einem Gletscher an der Westseite der Seceda.

Auf der Übersichtskarte von Klebelsberg sind dieselben nicht eingetragen, sie dürften aber den Moränen an der Nordseite der Geisler Sp. gleichzuachten sein, welche Klebelsberg in das Gschnitzstadium eingeordnet hat.

Die Gehängebreccien östlich von St. Vigil sind wesentlich ausgedehnter erhalten und verkleiden, wie die Zeichnung (Fig. 4) ergibt, das untere Berggehänge in ziemlicher Breite. Es handelt sich aber auch hier wie im Val Anna nur mehr um Erosionsreste eines früher offenbar weit ausgedehnteren Mantels von Gehängeschutt.

Diese Gehängebreccien werden von Grundmoränen überlagert, die eine starke Bearbeitung aufweisen.

Von diesen Moränen bin ich nicht sicher, ob sie Lokalmoränen ihres Berggebietes vorstellen oder ob sie als Moränen der Würmverglatscherung aufzufassen sind.

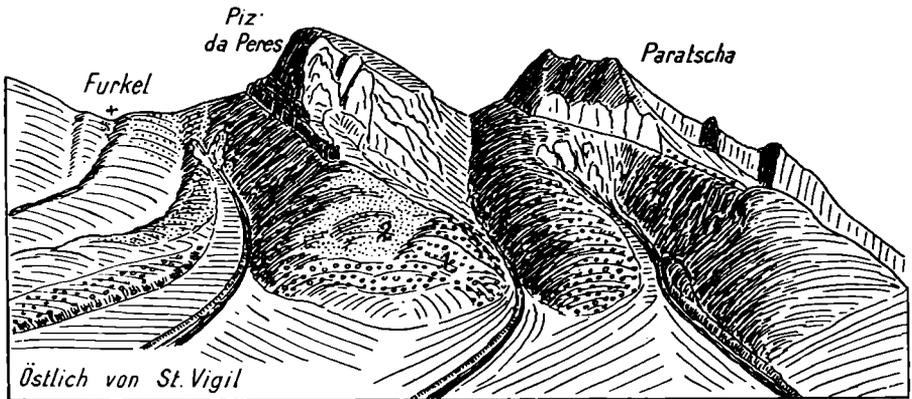


Fig. 4. Ansicht der Berge östlich von St. Vigil.

1 = Gehängebreccien = Ringelchen. — 2 = Grundmoränen = Punkte.

+ = Im Einschnitt der Furkel (1740 m) liegt eine Moräne mit bunten, erratischen Geschieben.

Für letzteres würde die gute Bearbeitung und das ziemlich feine Korn sprechen. Sie ziehen sich über das ganze Gehänge bis zum Einschnitt der Furkel zwischen Kronplatz und Piz da Peres empor.

In diesem Einschnitt aber liegt sichere Altmoräne, wie aus dem bunten, erratischen Geschiebematerial ohne weiteres hervorgeht.

Hier findet sich nämlich neben den lokalen Gesteinen eine ganze Musterkarte von prächtigen zentralalpinen, bis über kopfgroßen Geschieben, welche nur der Würmgletscher aus dem Urgebirge herübergetragen haben kann.

Die Höhenlage dieser durch reiche Führung von dolomitenfremden Geschieben ausgezeichneten Altmoräne beträgt 1740 m.

Noch etwa 100—200 m höher trafen wir am Nordhang von Piz da Peres große Aufschlüsse von stark bearbeiteter Grundmoräne.

Was nun das Alter dieser Gehängebreccien betrifft, so ist auf Grund der vorliegenden Befunde keine genaue Angabe möglich. Sie sind wohl sicherlich älter als die Ablagerungen der Schlußzeit.

Nach der vollkommenen Zerschneidung der Breccien und ihrer glatten Einfügung in das Hangrelief glaube ich aber, daß sie auch älter als die Würmmoränen sind.

So ist es recht wahrscheinlich, daß auch die Gehängebreccien der Dolomiten ebenso wie jene der Nordalpen ein interglaziales Alter besitzen.

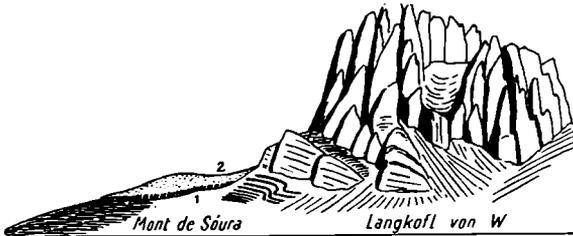


Fig. 5. Ansicht des Langkofls von W.

1 = Gehängebreccie. — 2 = Hobe Altmoräne.

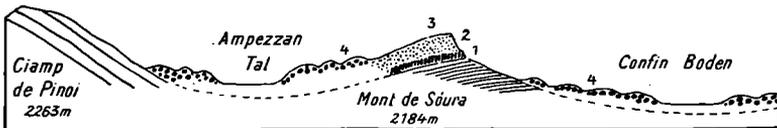


Fig. 6. 1 = Gehängebreccie. — 2 = Altmoräne. — 3 = Erratischer Block.

4 = Junge Blockmoränenwälle.

Es ist schon von Klebelsberg hervorgehoben worden, daß die Moränen der Rückzugsstadien in den Dolomiten durch besonderen Reichtum an grobem Blockwerk ausgezeichnet sind. Dadurch stellen sie sich auch in einen leicht erkennbaren Gegensatz zu den Altmoränen, welche, soweit meine Erfahrung reicht, nirgends einen so blockreichen Schuttbestand zeigen. Der Erklärung von Klebelsberg, daß die hohen Wände und Türme die Ursache für die reiche Lieferung von Blockschutt sind, ist hier vollauf zuzustimmen.

Besonders deutlich tritt der Unterschied zwischen Alt- und Jungmoränen auf der Nord- und Südseite der formenschönen Langkofelgruppe hervor. Die Altmoränen fallen im Gelände gar nicht mehr auf.

Sie sind dem Relief bereits vollständig eingegliedert und angepaßt.

Die Jungmoränen aber erwecken mit ihren Blockwällen um so deutlicher als neue, dem Gebirge gleichsam nur aufgelegte Steinkränze die Aufmerksamkeit des Beschauers.

Die drei Zeichnungen Fig. 5, 6 und 7 sollen den Gegensatz von Alt- und Jungmoränen in der Langkofelgruppe besonders betonen.

Fig. 5 gibt eine Profilansicht des Langkofels mit dem Kamm von Mont de Soura wieder. Dieser Kamm liegt auf der Nordseite des Langkofels und sein ganzer Scheitel wird von Altmoräne aufgebaut.

Dieselbe bildet gegen Osten zu eine sanft geschwungene Abdachung, wogegen sie gegen Westen einen Steilabbruch aufweist.

Das Profil (Fig. 6) verläuft senkrecht zu dem Kammanschnitt von Fig. 5 und gibt den Moränenaufbau in seinen Einzelheiten wieder.

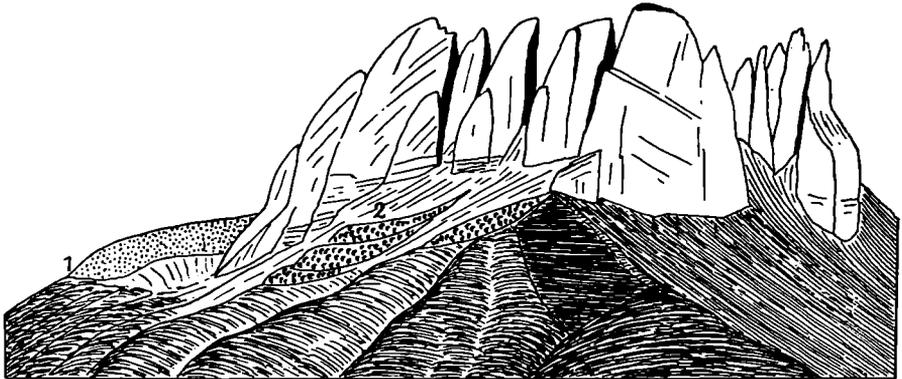


Fig. 7. Ansicht der Langkofelgruppe (Plattkofel—Fünffinger Sp.) von Süden.
1 = Hohe Altmoräne. — 2 = Junge Blockmoränenwälle.

Auf diesem Profile (Fig. 6) ist mit 1 eine verkittete Breccie bezeichnet, welche unter der Altmoräne liegt. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um den Rest einer hochgelegenen interglazialen Gehängebreccie.

Mit 2 ist die Altmoräne selbst bezeichnet, welche nicht aus grobem Blockwerk, sondern aus feinerem Schutt besteht und neben lokalen Bestandteilen auch weiter herbeigetragenes Material enthält.

Die Bearbeitung ist nicht stark.

Nahe am Gipfel (Piz de Ciaulong) fand ich 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 Osten herbeigeschleppt wurde.

Der Block liegt zwischen P. 2113 und P. 2124 m der Alpenvereinskarte.

Die Gehängebreccie und die Altmoräne von Mont de Soura ruhen auf flachgelagerten Wengener Schichten.

Ein noch höheres Vorkommen von Altmoränen habe ich dann auf der Südseite des Plattkofels gefunden.

Diese Altmoräne bildet hier den Höhenrücken von Peles del Rafraider (2347 m). Die Zeichnung (Fig. 7) gibt eine schematische geologische Ansicht der Plattkofelgruppe von Süden aus wieder. Auf dieser Zeichnung ist die hohe Altmoräne von Peles del Rafraider unter 1 mit Punkten eingetragen.

Auch diese Altmoräne besteht nicht aus grobem Blockwerk.

Sie ist ebenfalls bereits völlig in das Bergrelief eingegliedert. Ihre flache Abdachung ist gegen Westen, ihr Steilabbruch gegen Südosten zu gerichtet.

Die eben beschriebenen Altmoränen auf der Nord- und Südseite der Langkofelgruppe beweisen jedenfalls sehr hohe Eisstromstände, die nur mit einer Großvergletscherung vereinbar sind. Wahrscheinlich haben wir in ihnen Seitenmoränen der Würmvergletscherung vor uns.

Gegenüber diesen seltenen und versteckten Resten so hoher Altmoränen treten die Jungmoränen der Schlußeiszeit rings um die Langkofelgruppe in zahlreichen, noch recht lebendigen Formen auf. Vielfach ist durch ihren Einbau die Schönheit der Landschaft wirkungsvoll bereichert worden. Ich erinnere nur an die eiszeitliche Ausstattung des Confinbodens, unten ein mächtiger Abschlußwall aus gewaltigen Blöcken, dahinter ein flacher Waldboden, weit und still wie eine Vorhalle für den Eintritt in die Wunderwelt der himmelhohen Steinsäulen.

Klebensberg hat aus dem Gebiete der Langkofelgruppe nur zwei Moränen verzeichnet.

Es ist dies einerseits die große Moräne, welche das Grödener Tal gleich oberhalb von St. Christina sperrt, andererseits die Moräne vom Confinboden.

Die Talmoräne ordnet er dem Bühl-, die Confinmoräne dem Gschnitzstadium zu.

Die Talmoräne von St. Christina hat sowohl aus dem Tschisler Tal (Geislergruppe) von Norden, wie aus dem Langental (Puezgruppe) von Osten her Zuflüsse erhalten.

Es ziehen sich aber von dieser Talmoräne auch zusammenhängende Moränen noch hoch gegen die südliche Langkofelgruppe empor.

Also dürften auch noch Eismassen der Langkofelgruppe im Bühlstadium bis zur Talmoräne von St. Christina herabgereicht haben.

Die große Moräne von St. Christina war also zur Bühlzeit eine Treffstelle von drei nahezu rechtwinklig aufeinander stoßenden Gletschern. Die Moräne von St. Christina reicht bis etwa 1440 m herab.

Das untere Ende der Confinmoräne liegt bei 1780 m.

Nun stellen sich aber gleich oberhalb des Confinbodens beiderseits wieder Moränenwälle ein.

Besonders deutlich sind dieselben am Abhang vom Mont de Sóura gegen den Confinboden zwischen 1860—2000 m ausgebildet.

Auch im Ampezzantal liegen unter der Nordwand des Langkofels prächtige, schöngegliederte Blockmoränen zwischen 1960—2100 m Höhe.

An der Westseite des Plattkofels breiten sich mächtige Blockringe zwischen 2040—2150 m aus. Hier dürfte übrigens auf der Kammhöhe oberhalb von Piz Dauriedel (2112 m) auch noch ein Rest von Altmoräne lagern, den ich aber nicht selbst besuchen konnte.

Auf der Ostseite des Langkofels reicht eine lange Moränenzunge bis etwa 1960 m gegen Pian de Grabba hinab.

Ein schöner Moränenwall liegt dann gleich unter dem Sellajoch-Haus bei 2118 m, zwei kleinere am Südfuß des Langkofelecks zwischen 2335—2400 m.

Sehr mächtige Blockmoränen ziehen sich weiter an der Südseite von Zahnkofel-Grohmann Sp. von 2200 m bis über 2500 m empor.

Sie sind auf der Zeichnung von Fig. 7 unter 2 schematisch angedeutet.

Wenn man den Umfang des Daunstadiums etwas elastisch auffaßt, so wird man diesen ganzen Kranz von Endmoränen um die Langkofelgruppe herum demselben zuordnen können.

Die Langkofelgruppe ist auch heute noch vergletschert. Ihre kleinen Gletscher liegen im Langkofelkar, im Plattkofelkar und an der Nordseite der Grohmann Sp. Im Plattkofelkar befindet sich bei 2400 m ein unterer Wall und etwa 100 m höher dann der rezente.

Alle diese Gletscher lagern am Nordfuß von mächtigen, tief-schattigen Felswänden.

Ich habe hier den Moränenbestand der Langkofelgruppe etwas eingehender besprochen, einerseits, weil er besonders schön entwickelt ist, andererseits, weil ich denselben auch genauer kennengelernt habe.

Nun möchte ich noch einige morphologische Erscheinungen besprechen, welche ebenfalls mit der Vergletscherung in engster Beziehung stehen. Wenn man den glazialen Formenschatz der nördlichen Kalkalpen und der Zentralalpen deutlich in seiner Erinnerung und Einfühlung trägt, so ist man erstaunt, in den westlichen Südtiroler Dolomiten davon abweichende Formen zu erblicken, deren glaziale Entstehung indessen ebenso unzweifelhaft ist.

Ich meine hier die werkwürdigen, schmalen und sorgfältig ge-
glätteten Abflußrinnen, welche sich das Eis in die hohen Wandstufen
eingeschliffen hat.

Die folgenden Zeichnungen sollen die Eigenart und die Bau-
anordnung dieser Schliffornen etwas genauer illustrieren.

Zum erstenmal ist mir die Erscheinung dieser Eisschliffornen beim
Anblick der Sella-Gruppe vom Pitschberggehänge aus aufgefallen.

Die Zeichnungen (Fig. 8—9) geben schematisch ihre Formen und
Anordnungen wieder.

Die Front der Sella-Gruppe wird hier im wesentlichen von drei
Schichtstufen aufgebaut, unten von der mächtigen Wand des Schlerndolomits,
darüber von dem weicheren Band der Raibler Sch. und oben
von der Steilwand des Dachsteindolomits.



Ansicht der Sella Gruppe vom Hang des Pitschberges

Fig. 8.

Aufbau der Sella-Gruppe aus 3 Stufen (Schlerndolomit - Raibler Sch.—Dachsteindolomit).
Ausschleifung von 6 Eisgleitrinnen.

Diese letztere Steilwand bildet zugleich die Einsäumung für das
große und hohe Sella-plateau.

Die Wände des Dachsteindolomits zeigen keine irgendwie auf-
fallende Eisformung. Dagegen sind in die breit vorspringende Wand-
stufe des Schlerndolomits nicht weniger als sechs deutliche Eisgleit-
rinnen eingeschliffen.

Einzel dieser Rinnen zeigen, wie Fig. 9 hervorhebt, eine aus-
gesprochene Doppelform. In eine breitere und flachere Hohlform ist
noch eine schmalere und steilere Rinne eingesenkt. Heute sind diese
Gleitrinnen als Vollformen ganz unbenützt.

Zur Zeit der Schneeschmelze dienen sie den Lawinen als Fahrbahn.

Das Wasser schneidet in diese Rundformen schmale, scharfe
Furchen ein und stürzt dann in frei schwebenden Wasserfällen über
die hohen Wände nieder.

In prächtiger Weise haben wir hier den schroffen Unterschied
zwischen der Arbeitsweise des Eises und des Wassers vor uns.

Das Band der Raibler Sch. zwischen dem Schlern- und dem Dachsteindolomit ist von stark wechselnder Breite.

In der Zeichnung (Fig. 8) sind die beiden Endstücke, einerseits das südliche gegen das Sellajoch zu, andererseits das nördliche gegen das Grödner Joch zu wesentlich breiter als das Mittelstück.

Dementsprechend sind sie auch mit schönen Moränenkränzen verziert, welche auf der Alpenvereinskarte von Aegerter sehr gut dargestellt wurden.

Sie sind etwa zwischen 2600—2700 m eingeschaltet und stellen durchaus geschlossene Moränenbögen vor.

Die Gletscher, welche diese Moränen aufwarfen, haben jedenfalls mit der Ausschleifung unserer Gleitrinnen nichts zu tun gehabt.

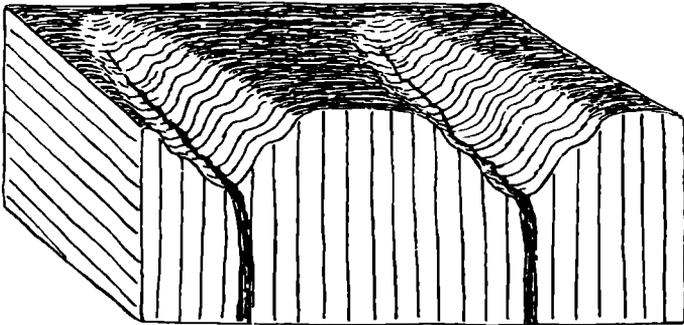


Fig. 9. Schema von doppelläufigen und ineinander geschalteten Eisgleitrinnen.

Sie kamen mit den Gleitrinnen überhaupt nicht in Berührung.

Auch am Fuß der großen Sellasteilwand lagern wieder ausgedehnte Moränenmassen. Sie beginnen nordöstlich vom Sellajoch bei 2198 m und ziehen sich von dort bis etwa 1900 m herab.

Die neue Autostraße schneidet sie am Aufstieg zum Sellajoch mehrfach an.

Auch diese Moränenwälle passen in ihrer Anordnung durchaus nicht zu unseren Gleitrinnen. So ist es am wahrscheinlichsten, die Ausschleifung dieser Rinnen doch mit den Großvergletscherungen in Verbindung zu bringen.

Zur Würmeiszeit muß das Sellaplateau eine mächtige Eishaube getragen haben.

Ebenso war die Terrasse der Raibler Sch. ganz mit Eis besetzt.

Unsere noch heute so deutlich erhaltenen Gleitrinnen stellen nun die Abflußwege für den Überschuß dieser Lokalgletscher dar.

Zur Zeit des Eishochstandes der Würmvergletscherung war sowohl das Sella- als auch das Grödnerjoch vom Eise überflutet.

Wir haben hier mit Eishochständen von über 2300 m zu rechnen.

Die Mündungen unserer Gleitrinnen liegen zum Teil nahe dieser Höhe, zum Teil jedoch noch wesentlich darüber.

Die größte und tiefste Schliffrinne ist auf Zeichnung (Fig. 8) jene von Val Culea (ganz links), welche zum Grödnerjoch herableitet.

Ihre Mündung liegt bei 2274 m.

Diese Mündung wäre noch mit dem Hochstand der Würmvergletscherung zu vereinen.

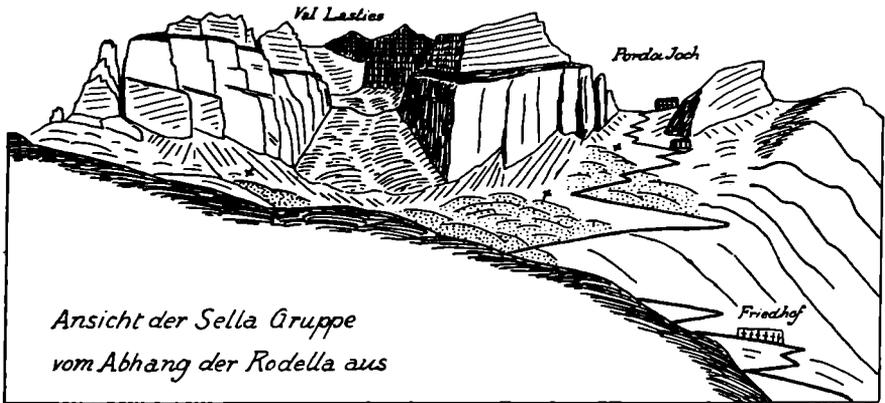


Fig. 10. + = Blockmoränenwälle.

Die Talform von Val Lasties ist tektonisch vorgezeichnet.

Die Mündungen der übrigen Gleitrinnen liegen bei 2400 m und darüber.

Die Wandstufe, welche heute frei unterhalb der Mündungen der Gleitrinnen abbricht, war zur Zeit der Großvergletscherungen wohl größtenteils unter Eisschuttkegeln begraben.

Für die Doppelform der Gleitrinnen (Fig. 9) bleibt wohl nur die Erklärung, daß es sich hier um eine ältere flachere und eine jüngere steilere Form handelt.

Wahrscheinlich deutet diese Doppelform an, daß auch in den Südtiroler Dolomiten nur zwei Großvergletscherungen gewesen sind. Auffallend bleibt an diesen Gleitrinnen ihre verhältnismäßig schmale Form.

Sie steht in der Sella-Gruppe z. B. in einem schroffen Gegensatz zu dem ebenfalls vom Eise stark ausgeschiffenen Val Lasties, das in der Zeichnung (Fig. 10) schematisch dargestellt erscheint.

Hier handelt es sich aber nach meiner Einsicht nicht um eine reine Eisschliffform, sondern um ein von Verwerfungen vorgezeichnetes Tal, das dann später auch noch vom Eise ausgerundet wurde.

Die Weite des Tales und die Linienführung der Seitenwände ist also nicht eine glaziale, sondern eine tektonische Arbeit.

Die Neuaufnahme der Sellagruppe von Otto Reithofer bestätigt diese tektonische Deutung der breiten und scharf rechteckigen Talform. Ich habe auch in den Loferer- und Leoganger Steinbergen mehrere ähnlich breite und kantige Formen von Felstälern auf die Vorzeichnung von Verwerfungen zurückführen können. An den Eisgleitrinnen der Sella haben wir stellenweise die Ausbildung einer Doppelform erkannt.

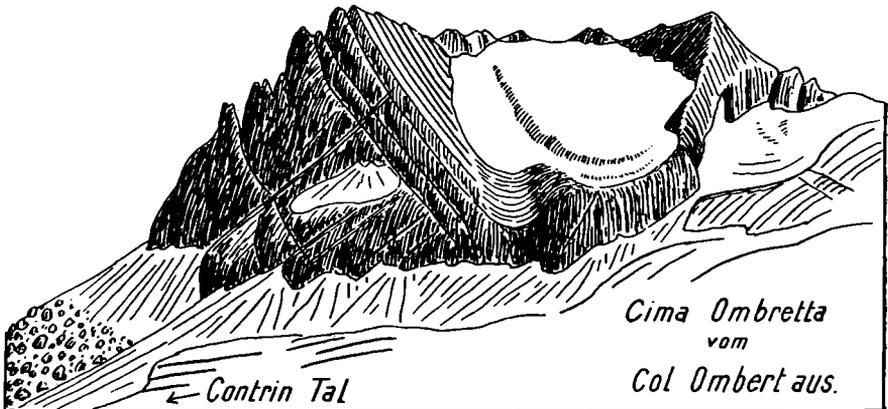


Fig. 11. Muster von doppelläufigen, aber nebeneinander geschalteten Eisgleitrinnen.

Bei dieser Doppelform erscheint die schmalere jüngere Rinne symmetrisch in den Boden der älteren Rinne eingesenkt.

Es gibt aber auch eine Doppelläufigkeit, wo die beiden Schußrinnen nicht ineinander, sondern nebeneinander geschaltet sind.

Ich habe einen solchen sehr schön ausgebildeten Doppellauf im Hintergrund von Val Contrin an der Cima Ombretta kennengelernt. Die Zeichnung (Fig. 11) bringt diese Form schematisch zur Darstellung.

Hier liegt eine höhere, breitere Gleitrinne neben einer schmaleren und tieferen.

Beide enden über einer hohen Steilstufe.

Der heutige Gletscher, dessen Rand durch einen großen Moränenwall bezeichnet wird, kommt mit diesen Gleitrinnen nicht mehr in Berührung. Er liegt bereits oberhalb derselben.

Zum Schlusse will ich noch ein merkwürdiges Beispiel einer hohen Eisgleitrinne aus dem Val d'Udai zwischen Mantello und Polenton (Fig. 12) zur Vorlage bringen.

Diese große und sehr vollkommen ausgerundete Hohlform endet ebenfalls über einer hohen und fast senkrechten Wand.

Dadurch wird der Eindruck der mächtigen, jetzt ganz außer Gebrauch gesetzten Form noch gesteigert. Die Abflüsse dieser Rinne (Rio d. Antermoja) treten größtenteils erst in Wasserfallquellen aus Fugen der Steilwand zutage.

Durch diese unterirdische Entwässerung bleibt die seltsame Hohlform nur um so besser erhalten.

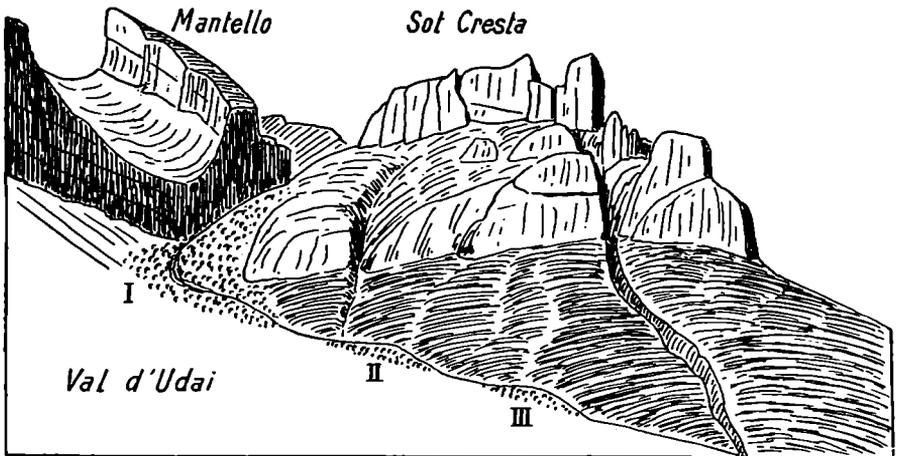


Fig. 12. I, II, III = Blockmoränenwälle.
Hohe und reinerhaltene Eisgleitrinne am Mantello.

Man steht mit Staunen vor der Ruine dieser großartigen und völlig stilreinen, eiszeitlichen Bauform, die in ihrer Einfachheit und monumentalen Größe an einen verfallenen griechischen Tempel erinnert.

Als letztes Beispiel von Eisgleitrinnen füge ich noch ein schematisches Bild der Geislergruppe, wie es sich von der Schwatschalpe aus bietet (Fig. 13), bei.

Oberhalb der Regensburger Hütte ist hier am Sass Rigais eine sehr schöne Eisschliffrinne erhalten.

Alle hier angeführten Eisgleitrinnen sind dadurch ausgezeichnet, daß sie von ihrem zugehörigen Talraum durch hohe Steilwände streng abgeschieden sind.

Es ist also ausgeschlossen, diese Formen etwa durch Rückwärtschneiden der Talerosion zu erklären.

Sie sind nicht von unten nach oben, sondern von oben nach unten herausgearbeitet worden.

Die Funktion der abschließenden Wandstufe besteht dabei nicht nur in dem Schutz der Form gegen rasche Zerstörung, sondern wahrscheinlich auch in der Vermehrung der Abflußgeschwindigkeit des Eises.

Dadurch, daß die Eismassen vorne immer wieder über die Wand abstürzen, wird jede Rückstauung vermieden und das Eis kann ungehemmt die dem Gefälle und dem Nachschub entsprechende Geschwindigkeit entfalten.

In gewissem Sinne wird durch das Abreißen der vordersten Eismassen auf die dahinter befindlichen sogar eine Zugwirkung ausgeübt.

Bei der Ausschleifung der hier abgebildeten und beschriebenen Eisgleitrinnen kann der Druck nur eine geringere Bedeutung als die Geschwindigkeit besessen haben.

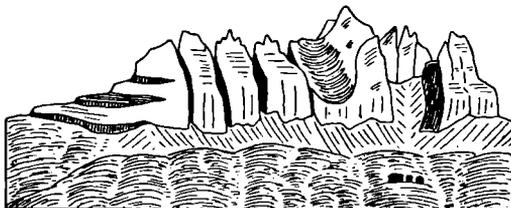


Fig. 13.

Ansicht der Geisler Gruppe mit der Regensburger Hütte von der Schwatsch-Alpe.

Es geht dies daraus hervor, daß diese Eisgleitrinnen fast gar kein Hinterland haben. Sie reichen entweder bis auf die Kammhöhe oder bis an eine höhere Steilwand empor.

Diese so auffallend kurzen Laufstrecken haben aber doch schon genügt, um so deutliche und so typische Eisgleitrinnen zu schaffen.

Am Ende meiner Arbeit möchte ich noch auf die prachtvolle »Turmbildung« hinweisen, welche in den Südtiroler Dolomiten in unvergleichlicher Schönheit und Mannigfaltigkeit auftritt.

Fast alle hier vorgelegten Zeichnungen enthalten Beispiele dieser großartigen Turmgliederung. Die Abspaltung dieser zahlreichen Türme ist im wesentlichen kein Werk der Erosion, sondern ein solches der Tektonik.

Für die Abspaltung der Türme kommen dabei vor allem zwei tektonische Methoden in Betracht.

Entweder wird eine flachlagernde, dicke Schichtplatte durch Biegung zersprengt und in Teilstücke aufgelöst, wie Schema A von

Fig. 14 angibt, oder es treten an den vorspringenden Ecken einer großen Schichtplatte kleine, stoffelweise Senkungen ein, wie Schema B von Fig. 14 andeutet.

Letzterer Vorgang hat zur Voraussetzung, daß die Schichtplatte von weicheren und nachgiebigeren Schichten unterlagert wird.

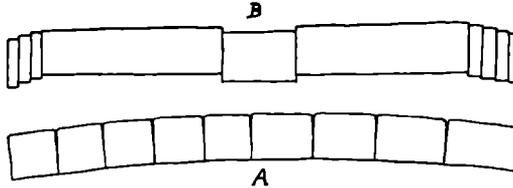


Fig. 14. A = Auflösung einer Schichtplatte in Schollen durch Biegung.

B = Auflösung einer Schichtplatte in Schollen durch ungleiche Senkung oder Hebung.

Für beide Umformungsarten bieten die Dolomiten hervorragend schöne Beispiele. Unter den hier vorgelegten Ansichten möchte ich die Turmgliederung der Langkofel- und Geislergruppe in erster Linie auf eine Wölbung der Schichtplatte zurückführen. Dagegen zeigen die »Ecktürme« der Sellagruppe unbedingt ein leichtes, stoffelweises Absinken als Baumotiv.

Wien, Juni 1928.