

Das östliche Karwendel

**Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel und des
Achensee-Gebietes**

von

Otto Ampferer

Mit 1 Profil- und 1 tektonischer Übersichtstafel

von

Werner Heißel

1950

Universitätsverlag Wagner, Innsbruck

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	5
Einleitung	7
Bausteine	
Trias	
Buntsandstein und Haselgebirge	9
Reichenhaller Schichten	9
Muschelkalk	11
Partnachschiechten	12
Wettersteinkalk und -Dolomit	12
Raibler Schichten	14
Hauptdolomit und Plattenkalk	15
Kössener Schichten	16
Rhätischer Riffkalk	17
Jura	
Lias-Kalk	17
Lias-Fleckenmergel	18
Radiolarit	19
Hornsteinbreccien	19
Hornsteinkalk	20
Aptychen-Schichten	20
Kreide	
Neocom-Mergel	21
Gosau	21
Tektonischer Bau	23
Tektonisches Gesamtbild	
Die Hauptstörungen	29
Der innere Bau	30
Altersstellung	32
Quartär	
Alte Gehängschuttbreccien	34
Ältere Grundmoräne (Riß)	35
Ältere Schuttkegel aus dem Vomper Loch und Achantal	35
Terrassensedimente	36
Jüngere Grundmoräne (Würm)	37
Terrassensedimente und Würmeiszeit	38
Schlußvereisung	39
Zur tabellarischen Übersicht der Gletscherstände	41
Tabellarische Übersicht der Gletscherstände	42
Der Achensee	45
Anhang. Berichtigung von Druckfehlern der geologischen Karte	53
Verwendetes Schrifttum	53

Vorwort

Die Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes ist das Ergebnis der letzten großen Geländeaufnahme Otto Ampferer's. Sie stellt jenen Teil des Gebirges dar, der Ampferer besonders nahe stand und der wiederholt Gegenstand seiner eingehenden Untersuchungen war. Wenn auch das „südliche Karwendel“, in dem er sich zusammen mit seinem Freunde Wilhelm Hammer 1898 die ersten Lorbeeren als Geologe holte, nur mit einem kleinen Zipfel hereinragt, wenn auch das Hohljoch, wo er 1902 die große Karwendel-Überschiebung erstmals erkannte, knapp außerhalb des Kartenbereiches liegt, so konnte er doch schon 1903 am Staner Joch auch die große Karwendel-Überschiebung nachweisen. Gelegentlich der geologischen Voruntersuchungen für den Bau des Achensee-Kraftwerkes (1924—1927) entdeckte er dann hier den Charakter dieser Überschiebung als Reliefüberschiebung. 1942 konnte er bei Bearbeitung dieses Kartenblattes ebendiese Reliefüberschiebung in mehrere getrennte Phasen gliedern. So war ihm das Karwendel und gerade der Raum dieses Kartenblattes dauerndes Forschungsgebiet. Die hier gewonnenen Erkenntnisse aber bildeten Grundsteine für seine Auflösung der Tektonik der Alpen überhaupt.

Es war Ampferer leider nicht mehr vergönnt, sein Werk selbst zu veröffentlichen. So wurde mir der ehrenvolle Auftrag zuteil, hier letzte Hand anzulegen. Daß aber die Karte trotz der Schwierigkeiten der Zeit in Druck gelegt werden konnte, ist der Initiative des Direktors der Vorarlberger Illwerke A.-G., Herrn Dr. Ing. A. Ammann zu danken, der über seine Gesellschaft hinaus auch die Tiroler Wasserkraftwerke A.-G., die Tauernkraftwerke A.-G. und die Österreichische Elektrizitätswirtschaft („Verbund“) A.-G. dafür gewonnen hat, daß sie Mittel zur Verfügung stellten.

Weiterhin hat sich die Landesregierung von Tirol und die Gemeindeführung der Landeshauptstadt Innsbruck maßgebend an der Finanzierung des Druckes beteiligt.

Im Namen des verstorbenen großen Geologen wie auch namens seiner Witwe, Frau Olga, danke ich hiefür sehr.

Auch der Kartographischen Anstalt Freytag, Berndt und Artaria in Wien, die die Drucklegung der Karte in gewohnt bester Form ausführte, gebührt dieser Dank. Auch sie ist am finanziellen Gelingen durch einen wesentlichen Druckkostennachlaß wesentlich beteiligt.

Ich selbst möchte aber noch Frau Olga Ampferer für das mir entgegengebrachte große Vertrauen danken.

Wien, im Winter 1949/50.

Werner Heißel.

Einleitung

Dieses Heft wendet sich nicht allein an den Fachmann. Es soll vielmehr dem Benützer der Karte eine übersichtliche Gesamtdarstellung des Gebietes vermitteln und auch dem Nichtfachmann geologische Geschichte und Bau des dargestellten Gebirgstheiles an Hand der Karte erläutern. Der tiefer schürfende Fachmann sei auf die zahlreichen Veröffentlichungen Ampferer's, vor allem aber, besonders wenn er genaue Einzelbeschreibungen oder die Einfügung der Karwendel-Tektonik in den Bau der Alpen sucht, auf seine letzte dieses Gebiet betreffende Arbeit (1942)¹⁾ verwiesen.

Für die Zusammenstellung dieses erläuternden Textes wurden naturgemäß Ampferer's Veröffentlichungen sowie seine mir dankenswerter Weise zur Benützung überlassenen Notizbücher verwendet. Kleine Korrekturen, Ergänzungen, sowie fallweise kritische Stellungnahme ergaben sich im Rahmen der Reambulierung und Ausarbeitung. Die Befähigung hiezu gaben mir meine Bekanntschaft auch mit diesem Teil meiner engeren Heimat, sowie eigens zum Zwecke dieser Bearbeitung durchgeführte Vergleichsbegehungen an Hand der Manuskriptkarte von Ampferer. Letztere waren durch den Umstand bedingt, daß auch eine druckreife Manuskriptkarte eben nur für den Autor druckreif lesbar ist, für den fremden Bearbeiter aber, besonders wenn, wie im vorliegenden Fall, eine Legende fehlt, eine Reihe von Unklarheiten und Zweifelsfällen birgt. Damit war bereits das Ausmaß der Ergänzungsbegehungen gegeben. Sie dienten in erster Linie der Klärung solcher Zweifelsfälle und erfaßten daher nur einzelne bestimmte Gebiete, nicht aber den gesamten Kartenbereich gleichmäßig.

Bei der Reambulierung wurden von mir folgende Ergänzungen am Ampferer'schen Original durchgeführt: 1. stratigraphisch: a) nach eigener Geländeaufnahme: die Reichenhaller Schichten an der Mündung des Plumser Baches, die Verbreitung des Streifenlehmes im Pletzsch- und Falzthurn-Tal, die Bändertone und Mehlsande der Inntal-Terrasse, Gesteinsgrenzen und -Lücken in den Sieben Lahnern (Stallen-

¹⁾ Bei Quellenangaben wird durch den Namen des Autors und die Jahreszahl auf die betreffende Arbeit im Schrifttumsverzeichnis hingewiesen.

tal) und östlich Maurach (Fuß des Ebner Spitz), die große Seitenmoräne des Schlern-Gletschers im Falzthurn-Tal, b) nach Literatur, Notizbuchaufzeichnungen Ampferer's und Karte Blatt Innsbruck—Achensee der Österreichischen geologischen Spezialkarte 1:75.000: die Aufteilung des Jura in seine einzelnen Schichtglieder an der Basis der Hochnißl-Platte zwischen Hinterhorn-Alm und Mahdgraben und die des Jura der Dalfazer-Wand (Rofan), die Trennung von Reichenhaller-, Muschel- und Raibler-Kalken. Ampferer verwendete auf seiner Manuskriptkarte in beiden Fällen je eine einheitliche Farbe. 2. tektonisch: da auf der Originalkarte die Ausstriche sämtlicher Überschiebungs- und Verschuppungsflächen fehlten und nur Bruchtektonik und Ausstriche von „Bergzerreißungsflächen“ eingetragen waren, mußte die gesamte Großtektonik durch eigene Begehungen im Gelände und an Hand von Literatur- und Kartenangaben (s. oben) ergänzt werden.

Die stoffliche Gliederung dieses Heftes ergibt sich zwanglos aus dem Ablauf des geologischen Geschehens. Zuerst wurden die Bausteine gebildet, die einzelnen Gesteine im Geosynklinalraum des alten Mittelmeeres abgelagert. Mit ausgehender Kreidezeit setzten zunehmend Hebungs- und Überschiebungsvorgänge ein, der tektonische Bau wurde geschaffen. In der Quartärzeit wurde dann das im großen fertige Gebäude des Gebirges verputzt. Es erhielt seine feineren Formen. In diese Zeit fällt auch die Bildung des Achensees. Seine Ablagerungen leiten in die Jetztzeit über.

Die Bausteine

TRIAS

Buntsandstein und Haselgebirge

Als älteste Gesteine im Raume dieses Kartenblattes treten Ablagerungen der skytischen (untersten) Stufe der Trias, also vom Beginn des Erdmittelalters auf. Es sind grünlich-graue, glimmerige Sandsteine und Salztone. Örtlich sind in ihnen auch rötliche Sandsteine bis sandige Tone enthalten. An einigen Stellen führen sie Gips (z. B. Sulzgraben, Bärenkopf), während der ursprünglich wohl vorhandene Salzgehalt (Pseudomorphosen von Gips nach Steinsalz aus dem Sulzgraben) im wesentlichen ausgelaugt ist.

Diese Gesteine beschränken sich auf eine größere Anzahl kleiner und kleinster Vorkommen, die alle entsprechend ihrem Auftreten an bedeutenden Störungsflächen stark gestört, zerquetscht und ausgedünnt sind. Die tektonische Stellung ist so, daß diese Gesteinssetzen stets an der Basis einer höheren über eine tiefere Einheit überschobenen Decke liegen. Gleicher Art tektonisch gelagert tritt Haselgebirge in größerer Masse außerhalb des Kartenblattes im Haller Salzberg auf.

Buntsandstein und Haselgebirge sind Zeugen eines wärmeren und mehr trockenen Klimas. In einem flachen, seichten Meer kamen die Salztone mit Gips zum Absatz. Der eigentliche Buntsandstein ist noch stärker terrigen und wurde vielfach als eine Art Wüstenbildung aufgefaßt.

Reichenhaller Schichten

Diese Gesteinsgruppe setzt sich aus Rauhacken, sowie Kalken und Dolomiten zusammen.

Die Rauhacken sind zellig-löcherige Gesteine. Auch wackige Breccien treten in ihnen auf. Sie sind dickbankig, wobei nicht selten zwischen die einzelnen Bänke dünne Lagen schwärzlicher Tonschiefer zwischengeschaltet sind. Da sie bei normaler Schichtfolge stets den unteren Schichtkomplex umfassen, somit über Haselgebirge und Buntsandstein liegen, dürfte in jenem Teil der Rauhacken, für den „sedi-mentäre“ Entstehung angenommen wird, die Auslaugung der Hohlräume

wohl durch schwefelsäurehaltige Lösungen (Gips) eines ursprünglich kalkigen Gesteines entstanden sein. Allerdings treten die Rauhacken so reichlich und mächtig gerade an großen tektonischen Bewegungsbahnen auf, daß für Teile von ihnen tektonische Bildung als tektonische und später ausgelaugte Breccien sehr wahrscheinlich ist. An diesen Bewegungsbahnen ist das Gestein ohnehin so stark durchbewegt, daß an zahlreichen Stellen (Tristenau, Bärenbad-Alm, Dristlköpfl, Bärenlahner u. a.) in ihnen kleine, oft nur mehrere Meter große Fetzen und Späne von Haselgebirge mitgeschleift sind.

Im Bereiche des Kartenblattes treten die Rauhacken fast stets in großer Mächtigkeit auf. Sie beherrschen dann mit ihren bizarren Verwitterungsformen von wilden Schluchten mit Türmen, Zacken und Höhlen das Landschaftsbild, dem sie eine mehr düstere unfreundliche Note verleihen. Wegen ihrer verhältnismäßig leichten Verwitterung in Verbindung mit den tonigen Zwischenlagen sind im Bereiche von Rauhacken Bergsturzbildungen ziemlich zahlreich (Stoanbleamlkopf W, Bärenlahner, Brunntal, Tristenau).

Im allgemeinen in höheren Abteilungen der Reichenhaller Schichten treten dunkle, schwärzliche Kalke und Dolomite vom Typus Gutensteiner Schichten auf. Die Kalke sind meist dünnbankig und führen am Ochsenkopf (Staner Joch), Bärenwand (Stoanbleamlkopf) und Bärenlahner Versteinerungen: *Natica Stanensis* Pichler, *Myophoria costata* Zenk. u. a.

Mit den Reichenhaller Schichten beginnt eine mächtige Folge mariner Schichten, die, von kleineren stärker vom Lande her beeinflussten Unterbrechungen abgesehen, durch lange Zeiträume bis in den Jura hinein anhält. Der Meeresboden, auf dem sich diese Gesteine absetzten, muß in stetiger Senkung begriffen gewesen sein, da sonst der Zuwachs an Absatzgesteinen das Meer zur Verlandung gebracht hätte. Erste Anzeichen marinen Einflusses liegen ja schon im Buntsandstein vor, wie die im Sandstein eingeschlossenen roten Tonschiefer, die Salzlagerstätten u. a. Zur vollen Herrschaft gelangte das Meer aber mit Beginn der Gutensteiner Kalke.

In den Rauhacken sind vielleicht noch terrigene Ablagerungen verborgen. Auf den Sunnflecken (Sonnjoch S) treten graue bis gelblich-graue Rauhacken auf, die aus Kalkstückchen und hohlen Kalkgeröllen mit viel Zement bestehen. Durch die Auswitterung der Kalkstücke ragen die Ausheilungen wie Gitter heraus. Stellenweise lassen sich gelbliche feinsandige Mergellagen erkennen. Diese Rauhacken gehen ohne

scharfe Grenze in die aus Wettersteinkalk bestehende Südwand des Sonnjoches über. An dieser fast lotrechten Wand selbst kleben wie Schilder und Erker scharf umgrenzte, isolierte Teile dieser Rauhacken. Die Verkittung der Rauhacken mit der Wettersteinkalkwand ist eine sehr feste und vollkommene. Diesen Rauhacken fehlt auch die für die Reichenhaller Rauhacken so charakteristische Wechsellagerung mit Kalken und Dolomiten. Nach Ampferer (1942, S. 27, 28) handelt es sich bei diesen der Wettersteinkalkwand angeklebten Rauhacken um ehemalige Schutthalden weit jüngeren, wahrscheinlich kretazischen bis tertiären Alters, entstanden aus dem Schuttmantel jenes Reliefs, über das die Inntaldecke bei ihrem Vormarsch über die Lechtaldecke hinweggegangen ist. Sie sind auf der Karte in ihrer Farbe nicht von den echten Reichenhaller Rauhacken getrennt.

Am Dristkopf tritt innerhalb der Reichenhaller Rauhacken Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung auf (alte Bergbau-Stollen).

Muschelkalk

Ebenso, wie bei den Reichenhaller Schichten, handelt es sich auch beim Muschelkalk nicht um ein einheitliches Gestein, sondern um einen Gesteinskomplex.

Aus den dunklen Reichenhaller Kalken und Dolomiten vom Gutensteiner Typus entwickeln sich z. T. ganz ähnliche dunkle Kalke, die sich von den tieferen Reichenhaller Schichten nur durch andere Versteinerungen abtrennen. Dazu kommen schwärzlich-graue, mehr dünnplattige Kalke mit meist wellig-knolliger Oberfläche und schwärzliche Crinoidenkalke. Weiters treten in ihrem Verbands Hornsteinkalke (Fazies der Reiflinger Kalke) „Wurstelbänke“ und untergeordnet auch dunkle graue Mergel auf. Dazu kommen ziemlich mächtige Sedimentbreccien.

Vom Bärenkopf (S) erwähnt Ampferer (1942, S. 13) *Retzia trigonella* Schloth. Die Hornsteinkalke an der Nordseite der Schneeköpfe setzen sich aus dickbankigen Kalken zusammen, die nach oben zunehmend in dünnplattige Hornsteinkalke mit weißbrindigen Hornsteinknollen übergehen. An der Südseite der Schaufelspitze sind in dunkle Kalke dünnplattige Mergelkalke eingelagert. Am Sonnjoch beginnt die Muschelkalk-Kappe mit schwarzen Kalken bis Kalkmergeln, in denen auch gelbe und grüne Mergel liegen. Es folgt darüber eine Wandstufe in Kalkbreccien. Die Anwitterung derselben ist rundlich bauchig, mit zahlreichen rundlichen Löchern. Darüber liegen graublau

bis schwarzgraue Kalke mit reichlich Fossilspuren und mit Zwischenlagen von feinschichtigen gelblich-grauen, rötlichen, gelben Kalkmergeln mit deutlichen Wellenspuren. Crinoidenkalke sind besonders am Nordhang des Vomper Joches verbreitet.

Die Fossilführung des Muschelkalkes ist gering: Stellenweise Crinoiden-Stielglieder, Brachiopoden, Orthoceren und Ammoniten. Insgesamt ist es eine rein marine Fauna und nur die Mergelzwischenlagen deuten auf eine stärkere Beeinflussung vom Lande her, die hier auftretenden Wellenfurchen auf den Schichtflächen auf Flachseebildungen.

Am Hange des Dristkopfes gegen das Tristenau-Tal tritt innerhalb des Muschelkalkes in tektonisch aufgelockerten Zonen (Rauhwacken bis Myloniten) Brauneisenerz auf.

Partnachschiechten

Durch stärkeres Hervortreten tonigen Einschlagens entwickeln sich aus dem Muschelkalk die Partnachschiechten. Sie sind im Kartenblattbereich nur auf kleinere Vorkommen beschränkt und auch dort von geringer Mächtigkeit. Sie sind erst in neuerer Zeit von Ampferer aufgefunden worden, denn 1924 schreibt er noch, daß die Partnachschiechten auf das nordwestliche Karwendel und den Inntalraum beschränkt sind. Inzwischen hat er sie an der Nordseite der Schneeköpfe, der Nordseite von Hochnißl und Schafkarspitz — hier nach Westen auskeilend — und auf der Drist feststellen können.

Es sind schwarze Tonschiefer, oft feinschichtig und von zahlreichen Sprüngen durchzogen. Sie verwittern dann sehr feinstückig. Dazu kommen Bänke von Mergellagen, die stellenweise noch Hornstein führen.

Wettersteinkalk und -Dolomit

Der Wettersteinkalk ist im Karwendel der Hauptfelsbildner. Mit nur wenigen Ausnahmen werden alle Hochgipfel und Wandfluchten von ihm aufgebaut. Nur an der Basis sind fallweise auch ältere Gesteine (Muschelkalk) mitbeteiligt. Er ist über 1000 m mächtig.

Der Wettersteinkalk ist ein sehr reiner, heller Kalk, meist weißlich, gelblich bis vereinzelt lichtrötlich. Er ist massig bis dickbankig entwickelt. Fossilien sind in ihm selten. Am zahlreichsten treten noch Querschnitte durch Kalkalgen (Diploporen) auf. Örtlich zeigen sich auch Großoolith-Strukturen in Form hellerer und dunklerer, grauer Bänder und Hohlraumausfüllungen. Mergellagen treten in ihm normalerweise nicht auf. Nur im Druckschacht des Achensee-Kraftwerkes beobachtete

Ampferer im normalen Verbands des Wettersteinkalkes scharf umgrenzte mergelige und dolomitische Partien. Auch eckige, brecciöse Stücke eines dunklen Kalkes konnten hier im weißen Wettersteinkalk festgestellt werden. Dagegen scheinen endogene Breccien im Wettersteinkalk mehr weniger bekannt als weniger häufig zu sein.

Am Südfuß des Staner Joches liegt zwischen St. Georgenberg und Schloß Tratzberg eine kalkverkittete, tektonische Breccie aus Wettersteinkalk. Eine teilweise grobblockige, tektonische Breccie steht am Südostfuß der Schneeköpfe in Verbindung mit einer deutlich sichtbaren Kluffläche.

Im Bärenlahner Graben ist der Wettersteinkalk des Sonnjoches an einer großen Störungsfläche im Bewegungskontakt derselben in eine schneeweiße Masse umgewandelt, die wie gebrannter Kalk aussieht.

Der Wettersteinkalk wird von zahlreichen Klüften durchsetzt, deren bedeutendere auch morphologisch stark hervortreten; wie etwa im Hochnißl-Kamm. Diese Klüftigkeit, zusammen mit der durch die große Reinheit des Kalkes bedingten Löslichkeit, bewirkt auch, daß die atmosphärischen Wässer sehr rasch in die Tiefe abgeführt werden. Sie treten erst am Fuße der Bergmassive und Felswände in oder oberhalb der wasserstauenden Basisgesteine als oft sehr starke Quellen aus (Vomper Loch, Gamsgartenklamm, Sulzbach u. a.). Daher ist das Wettersteinkalk-Gebiet sehr trocken und, wo die morphologischen Bedingungen es erlauben, auch leicht verkarstet. Dolinen finden sich im Gramai-Kessel und am Staner Joch. Die größte liegt nächst der Ochsenkar-Alm. Am Staner Joch sind auch Ansätze von Karrenbildung zu beobachten.

Im Kern des Staner Joch-Gewölbes, also in mehr liegenden Teilen, tritt Wettersteindolomit auf, während sonst Ampferer (1924) die Dolomitisierung auf mehr obere Teile des Schichtkomplexes bezieht. Auf Blatt Innsbruck—Achensee der Österreichischen geologischen Spezialkarte 1:75.000 verzeichnet Ampferer auch im Kern des Unnutz-Gewölbes Wettersteindolomit, auf seiner Karwendelkarte aber nicht mehr.

Mehr gegen die hangenden Raibler Schichten treten im Wettersteinkalk Vererzungen auf: Silber- und molybdänhaltiger Bleiglanz zusammen mit Zinkblende und Galmei im Vomper Loch (Knappenwald), Roteisenstein bei St. Georgenberg, Tratzberg und Gramai.

Ampferer (1942, S. 15) erwähnt am Staner Joch und Bärenkopf Brauneisen als Krusten auf alten, ehemaligen Landoberflächen. Diese

Erzüberzüge stehen mit buntstückigen, zementarmen und wenig mächtigen Breccien in Verbindung, für die vielleicht Gosau-Alter in Frage kommt. Diese Limonit-Ausscheidungen sind daher von ähnlichen in den Vilser- und Ammergauer Alpen verschieden, welche letztere auf präkarnische Verwitterung zurückgehen.

Raibler Schichten

Die Raibler Schichten sind ein äußerst bunt zusammengesetztes Schichtpaket: Sandsteine, Mergel, Tonschiefer, Kalke, Dolomite, Rauhwacken. Zwischen den mehr starren Kalk- und Dolomitmassen im Liegenden (Wettersteinkalk) und Hangenden (Hauptdolomit) eingelagert, bilden die weichen und plastischen Raibler Schichten einen ausgeprägten tektonischen Gleithorizont. Morphologisch treten sie im Landschaftsbild deutlich hervor, da sie leichter verwittern und zufolge ihres Tongehaltes fruchtbare Böden liefern. Außerdem wirken sie wasserstauend und bilden einen guten Quellhorizont. Dementsprechend liegen auf ihnen gute Almen (Gramai-Hochleger, Nauders-Alm, Bärenbad-Alm, Kögl-Alm u. a.). Mergel, Tonschiefer, Sandsteine und Kalke sind stellenweise fossilführend.

Die Sandsteine sind Quarzsandsteine mit starkem Feldspatgehalt, meist glimmerig, von grünlicher bis blaugrauer Farbe. Sie sind feinkörnig, fest und führen oft kohliges Pflanzenhäcksel. Wegen ihres Eisengehaltes wittern sie ockerig bis bräunlich an. Auf Klüften und Schichtflächen zeigen sie oft dunkle etwas metallisch glänzende Beschläge (Lunzer Sandstein).

Die Mergel sind bräunlich bis graubraun, ockerig anwitternd, mitunter etwas sandig und gehen dann in die Sandsteine über.

Die Tonschiefer sind dunkel, meist schwärzlich, feinblättrig. Dünne, bräunliche, im frischen Bruche schwärzliche Kalke sind oft zwischengeschaltet (Reingrabener Schiefer).

Die Kalke sind meist dunkel, fast schwarz, von weißen Kalkspatadern durchzogen und tonig verunreinigt (Opponitzer Kalk). Nur in untersten Teilen der Raibler Schichten treten hin und wieder weiße, wettersteinkalkähnliche Kalke auf. Einzelne der dunklen Kalkbänke sind von oolithischen Bildungen in Erbsengröße erfüllt: *Sphärocodium Bornemanni* Rothpl. Mergelige Kalke zeigen auf den Anwitterungsflächen oft sehr reiche Fossilspuren, besonders Muscheln oder bestehen überhaupt fast ausschließlich aus Muschelschalenbruchstücken (Lumachelle).

Die Dolomite sind hell- bis dunkelgrau, rau, oft brecciös bis zellig und gehen in Rauhdecken über.

Die Rauhdecken sind grau bis graubraun, wahrscheinlich tektonisch zertrümmerte und nachträglich ausgelaugte Dolomite und Kalke.

Im allgemeinen ist innerhalb der Raibler Schichten in liegenden Teilen ein Vorherrschen von Sandstein und Mergel, in hangenden von Dolomit und Rauhdecken zu beobachten. Doch sind von dieser Regel durch tektonische Vorgänge und wohl auch schon primär-sedimentär reichlich Abweichungen vorhanden. Daher unterliegt auch die Mächtigkeit des gesamten Schichtkomplexes großen Schwankungen.

Am Weißenbachsattel liegen in Lunzer Sandsteinen einige kleine Pingen. Sie dürfen auf Auslaugungen im tektonisch liegenden Kalk zurückzuführen sein.

Die Raibler Sandsteine sind in starkem Maße terrigen beeinflusst, im Gegensatz zu den rein marinen Ablagerungen im Liegenden und Hangenden. Sie zeigen an, daß zur Raibler Zeit der Bildungsraum der Kalkalpen teilweise wohl trocken gelegen hat und daß weiters Einschwemmungen von einem Festland aus stattgefunden haben (Pflanzenreste). In manchen Teilen Nordtirols und Bayerns war der Wettersteinkalk nachweisbar (alte, präkarnische Oberfläche mit Brauneisenkrusten) Festland. Dort setzt in der Raibler Zeit dann neuerdings Meeresbedeckung mit küstennahen Flachseebildungen, wie Mergel und Ton-schiefer ein.

Hauptdolomit und Plattenkalk

Wo in den oberen Raibler Schichten Rauhdecken auftreten, entwickelt sich der Hauptdolomit allmählich aus diesen. Sonst setzt die Dolomitfazies ganz unvermittelt ein. Es bleibt dabei offen, ob nicht fallweise liegendste Teile des Hauptdolomites noch karnisch sind.

Der Hauptdolomit ist grau bis bräunlichgrau, dann meist etwas bituminös, mit rauher, sandiger Oberfläche anwitternd. Er ist meist deutlich gebankt in Bankungsmächtigkeiten von meist $\frac{1}{2}$ —2 m mit oft deutlicher Rhythmik. Der Hauptdolomit erreicht 1500 m Mächtigkeit. Verwittert zerfällt er in einen feinstückigen, scharfeckigen Grus. Kalkige Zwischenlagen sind selten und auf die hangenden Teile beschränkt. Mehrfach sind dem Hauptdolomit bituminöse Lagen, die örtlich auch Fischreste führen, eingeschaltet (Asphalt-Schiefer). Es sind dies schwärzliche oder hell und dunkel fein gebänderte Mergel- und Dolomitlagen, häufig gefältelt bis gefaltet. Nächst Gan-Alm im Vomper Loch, nördlich

Fürstenhaus und am Ostfuß des Seeberges bei Pertisau am Achensee treten solche auf. Am Ostfuß des Seeberges wurden sie auch eine Zeitlang abgebaut. Südlich des Plumser Joches finden sich Zwischenlagen von gelblich-grauen Mergelkalken.

Der Hauptdolomit wurde anderenorts mehrfach als eine Bildung aus Flachseeschlick gedeutet und die in ihm auftretenden Asphalt-schiefer als Absätze in schlecht durchlüfteten, schwefelwasserstoffreichen Mulden und „Gründen“ — ähnlich dem „Toten Grund“ der Kieler Bucht — erklärt. Dagegen spricht allerdings, daß gerade in den Asphalt-schiefern verkohlte Zweige von *Cupressites alpinus* Gümb., einer Coniferenart, sowie Pflanzenhäcksel verhältnismäßig reichlich zu finden sind, was wieder für Landnähe spricht.

Der Hauptdolomit ist ziemlich stark von Klüften durchsetzt, wasserarm und verwittert zu wenig fruchtbaren Böden. Ziemlich häufig treten im Hauptdolomit tektonische Zerstrümmerungs- und Quetschzonen (Mylonit) auf.

Im Landschaftsbild ist der Hauptdolomit durch rauhe, schrofige Wände, tiefe Runsen und meist stärkere Schuttbildung gekennzeichnet.

Nach oben geht er entweder in allmählichem Übergang oder durch Wechsellagerung in dünnbankige, plattige Kalke über (Plattenkalk). Vielfach werden die einzelnen Kalklagen durch Mergellagen getrennt, so daß im Landschaftsbild der Plattenkalk durch etwas stärkere Vegetation vom Hauptdolomit absticht. Auch zu den hangenden Kössener Schichten bestehen über Mergelkalke und Mergel Übergänge, wobei sich allmählich auch typische Kössener Versteinerungen einstellen. Diese Übergänge sind wohl auch der Grund gewesen, weshalb Ampferer auf seiner Karwendelkarte auf eine Abgliederung des Plattenkalkes verzichtete.

Kössener Schichten

Die Kössener Schichten sind wegen ihres großen Gehaltes an Versteinerungen bekannt. Es sind Mergel und Mergelkalke, in höheren Teilen tonschieferähnliche Gesteine mit Bänken von Korallenkalken. Die Farbe ist frisch meist bläulichgrau. Unter den Kalken treten auch Schalenbreccien („Lumachellen“) auf. Je nach dem Hervortreten gewisser Fossilgruppen kann man von Brachiopoden-Kalken, *Christoceras*-Mergeln, Korallenkalken usw. sprechen.

Wegen des Vorherrschens mergeliger Gesteine und der damit verbundenen leichten Verwitterbarkeit bilden die Kössener Schichten meist

Verebnungsflächen, die als Almhorizonte mit fruchtbaren Böden große wirtschaftliche Bedeutung haben (Pasill-Alm, Schleims-Alm, Lamsen, Kot-Alm, Dalfazer-Alm u. a.). Da die Kössener Schichten wasserstauend wirken, sind in ihnen auch reichlich Quellaustritte vorhanden.

Die Kössener Schichten zeigen in der marinen Triassedimentation wieder eine größere Landnähe an. Sie sind im Kartenblatt-Bereich als Flachsee- bis küstennahe Bildungen zu werten. Am Fonsjoch treten Lagen von Mergelkalken mit einem Netzwerk von Trockenrissen auf.

Rhätischer Riffkalk

Über den Kössener Schichten, aus deren Korallenkalken hervorgehend, folgt ein meist rein weißer, dickbankiger bis massiger Kalk, der wegen seiner Massigkeit ausgesprochen wandbildend auftritt (Dürra-Wand, Klobenjoch im Rofan; Wilde Kirche westlich Achensee). Er bildet auf den mehr plastischen, liegenden Kössener Schichten eine starre Platte, die bei flacher Lagerung von zahlreichen, oft durchgreifenden Klüften durchsetzt wird (z. B. Klobenjoch), wobei randliche Teile auch etwas absitzen konnten (Ampferer's Bergzerreißung). An Versteinerungen wittern aus dem Riffkalk vor allem Korallenstöcke aus. In unteren Teilen führt er noch reine Kössener Fauna, während höher oben auch schon Lias-Fossilien auftreten. Über der untersten Wandstufe liegt häufig ein schmales Band in dünnenschichtigen Mergelkalken, die ebenfalls noch Kössener Fossilien enthalten.

Wie schon der Name sagt, handelt es sich beim Rhätischen Riffkalk um eine Riffbildung. Sie ist nur im Bereiche der großen Jura-Kreidmulde, der Gütenberg-Mulde und im Rofan in größerer Mächtigkeit entwickelt (Kot-Alm-Joch 150 m, Durra-Wand 100—150 m). Im Zuge Pins-Alm—Lamsen ist er geringmächtig und in der Unterlagerung der Bettelwurf-Hochnißl-Masse fehlt er ganz. Hier folgt auf die Kössener Schichten unmittelbar der Jura.

JURA

Lias-Kalk

Im Landschaftsbild treten die Liaskalke durch ihre bunten, überwiegend roten Farben stark hervor. Diese werden dort, wo sie über weißem Riffkalk liegen, ganz besonders kontrastiert (Kreide-Mulde, Rofan). Die Mächtigkeit der Lias-Kalke ist sehr verschieden. Im Zuge Hinterhorn-Alm—Walder-Alm—Vomper Joch—Lamsen-Joch—Pins-

graben besitzen sie nur wenige Meter Mächtigkeit. Sie sind hier an der Basis der überschobenen Inntaldecke stark tektonisch beansprucht, z. T. ausgedünnt und wohl schon primär-sedimentär geringmächtig. Sie umfassen nur den unteren Lias, während der mittlere und obere Lias hier durch die Fazies der Fleckenmergel vertreten wird.

Im Gebiete der Walder-Alm liegen über den grauen Kössener Schichten graue und rötliche Kalke und Marmorbreccien (Ampferer, 1924).

Im Bereich der großen Kreidemulde und im Rofan, wo die Fleckenmergelfazies fehlt (Ampferer hat zwar auf Profilansichten auch hier mehrfach „Fleckenmergel“ eingetragen, doch scheint es sich dabei um eine Ausbildung der höheren Aptychenschichten zu handeln), erlangen die roten Lias-Kalke größere Mächtigkeit. Sie vertreten hier den ganzen Lias, wenn auch im Streichen immer noch Mächtigkeitsschwankungen zu beobachten sind. Dabei herrscht im allgemeinen folgendes Verhältnis: wo die Lias-Kalke mächtig entwickelt sind, sind sie fossilarm, wo sie fossilreich entwickelt sind, weisen sie zugleich auch geringere Mächtigkeit auf. Nordwestlich Pertisau liegt am Südflügel der Kreidemulde die berühmte Fundstelle des Fonsjoches für überwiegend Ammoniten des untersten Lias.

Im Rofan ist der untere und vielleicht auch noch der mittlere Lias in der Fazies der weißen Riffkalke vertreten. Dabei bestehen örtlich zwischen den roten Lias- und den weißen Riffkalken Übergänge durch Wechsellagerung oder der Liaskalk überlagert transgressiv den Riffkalk.

Die bunten Lias-Kalke sind meist knollige Kalke (Adneter Fazies). Ihnen sind als Bänke, Linsen und Nester meist rötliche Crinoidenkalke (Hierlatz-Fazies) zwischengeschaltet.

Die Ausbildung gleich alter Gesteine in verschiedener Fazies (Lias-Kalke — Fleckenmergel) weist auf eine Differenzierung des Sedimentationsraumes, Breccien und transgressive Überlagerung des Liegenden auf vorübergehende Verlandung einzelner Teile des Absatzbereiches.

Lias-Fleckenmergel

Die Lias-Fleckenmergel sind nur auf den Südrand des Karwendel beschränkt. Es sind dunkelgraue, mergelige Kalke mit 2—3 dcm Bankung. Zwischen den einzelnen Mergelkalkbänken liegen häufig schwarze Mergel von geringer Mächtigkeit. Die Kalke zeigen für sie charakteristische dunkle Flecken, die von Hornschwämmen herrühren dürften.

Nächst der Hinterhorn-Alm erreichen die Fleckenmergel 100 m Mächtigkeit, nehmen aber gegen Osten ab. Auf der Hinterhorn-Alm,

der Nordseite des Walder-Joches und im Haimwald (Fiechter Berg) treten zimmtbraune bis metallisch-schwarze Mergel und Schiefer auf, die am Walder-Joch und auf der Hinterhorn-Alm früher wegen ihres Mangangehaltes abgebaut wurden (Manganschiefer).

Radiolarit

Über den roten Liaskalken, beziehungsweise -Fleckenmergeln (Walder-Alm) treten rote, violettliche oder schmutzig grünliche Hornsteinschichten auf. Sie besitzen im allgemeinen dieselbe oder auch größere Mächtigkeit wie die roten Liaskalke, bestehen aus reinem Hornstein und zerfallen in feinen, scharfkantigen Schutt, der beim Darüber-schreiten knirscht. An Fossilien zeigt das Gestein nur unter dem Mikroskop überwiegend Schälchen von Radiolarien, untergeordnet auch Nadeln von Kieselschwämmen.

Im Hangenden, besonders im Rofan hängen mit den Radiolariten Kieselmergel und höher oben auch Kieseltone zusammen. Auch sie führen, wie die Radiolarite, dieselbe Mikrofauna, darunter auch zahlreiche Arten der Tiefsee (Nesselarien). Diese Kieselmergel und -Tone vertreten hier fossilmäßig belegten Dogger.

Durch die mergelig-tonigen Schichten besonders im Hangenden bedingt, bilden die Radiolariengesteine im Gelände gut begründete Bänder, aus denen die Radiolarite oft als vereinzelt Felsschrofen vorsehen.

Den Kieselmergeln und -Tonen des Rofan entsprechen im Bereiche der großen Kreidemulde, ziegelrote, weiche Mergel und graue, grünliche, gelbliche oft kieselige Mergel und Sandsteine, wie sie am Kleekopf über Lias-Crinoidenkalken liegen und hier ebenfalls, fossilmäßig belegt, Dogger-Alter haben.

Hornsteinbreccie

Die Gruppe der Radiolarien-Gesteine tritt stellenweise in Wechsel-lagerung mit brecciösen, meist aber konglomeratischen Bildungen, die besonders an ihrer Basis so reichlich Hornstein führen, daß sie als „Hornsteinbreccien“ angesprochen werden können. Örtlich sind auch Transgressionen derselben auf älteren Gesteinen zu beobachten. Nach oben entwickeln sich mehr und mehr heteromikte Konglomerate. Die Mächtigkeit dieser Bildungen schwankt von 0 bis über 100 m. Die einzelnen Gesteinsstücke gehören verschieden alten Gesteinen vom Plattenkalk aufwärts über Rhät bis zum unteren Dogger an. Ihre

Korngröße schwankt von mikroskopischem Ausmaß bis zu Riesenblöcken. Wie erwähnt, tritt Hornstein in liegenden Teilen ungleich häufiger auf, als in hangenden. Wo diese Gesteine größere Mächtigkeit besitzen, bilden sie meist sehr wild zerklüftete, sehr Steinschlaggefährdete Hänge.

Im Rofan waren diese „Hornsteinbreccien“ bereits mehrfach Gegenstand eingehender Untersuchungen¹⁾. Hornstein-führende Breccien und Konglomerate meist feineren Kornes treten in gleicher stratigraphischer Stellung auch im Bereich der großen Jura-Kreide-Mulde auf.

Breccien und Konglomerate sind als Transgressionsbildungen sedimentär, doch treten im Sonnwendgebirge in ihnen auch tektonische Zertrümmerungen auf.

Hornsteinkalk

Die Hornsteinkalke sind dünnschichtige bis dünnplattige mehr oder weniger mergelige Kalke mit Hornsteinknollen, -Linsen und -Knauern. Sie zeigen ähnliche Färbungen, wie die Radiolarite. Die Hornsteinknollen bestehen aus Spongiennadeln und Radiolariengehäusen. Nach oben werden die Mergel grünlichgrau, führen grauen bis schwarzen Hornstein und gehen in die hangenden Aptychenschichten über.

Im Sonnwendgebirge sind die Hornsteinkalke gelbliche bis gelblich-graue Kalke mit grauen bis schwarzen Hornsteinen, dünnschichtig und rauh anwitternd. Auch hier folgen in engster Verbindung die hangenden Aptychenkalke.

Im Bereiche der großen Jura-Kreide-Mulde und im Sonnwendgebirge liegen die Hornsteinkalke über den Hornsteinbreccien.

Aptychenschichten

Es sind meist dünnplattige bis dünnbankige grünliche oder rötliche Mergelkalke mit muscheligem Bruch. An Fossilien führen sie vorherrschend Aptychen (Deckel von Ammoniten). Untere Lagen weisen einen höheren Kieselsäuregehalt auf, teils diffus, teils als meist graue bis schwarze Hornsteinknollen und -Schnüre. In der Jura-Kreide-Mulde treten in ihrem Verbands auch Konglomerate mit fremden Gesteinskomponenten auf. Hier läßt sich auch eine tiefere kalkige Gruppe und eine höhere, mehr mergelige unterscheiden. Die Aptychenschichten der

¹⁾ Vor kurzem erschien: Weynschenk R.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol), besonders der Hornsteinbreccien. „Schlern-Schriften“, Bd. 69, Innsbruck 1949.

Kreidemulde erreichen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. Dagegen umfassen sie im Rofan nur etwa 50—60 m.

Wegen ihres hohen Tongehaltes bilden sie gute Verwitterungsböden und sind auch an recht steilen Hängen noch sehr gut begrünt.

KREIDE

Neocom-Mergel

Ohne deutliche Grenze zu den liegenden Aptychenschichten entwickeln sich die Ablagerungen des Neocom (Unterkreide) als weiche, dünn-schichtige, mehr oder weniger kalkhaltige, grünliche, gelbliche, vorwiegend graue Mergel, untergeordnet auch Sandsteine, mit kleinen, rostigen Konkretionen auf den Schichtflächen. Sie sind auf zwei Verbreitungsgebiete beschränkt: den Kern der großen Jura-Kreide-Mulde und den der Gütenberg-Mulde. Ampferer (1924) erwähnt, daß auch am Dalfazer Köpfl (Rofan) nach R. Folgner Neocom durch einen Fund von *Aptychus Didayi* Coqu. in der Fazies der Aptychenschichten nachgewiesen worden sei, doch ist diese Beobachtung seither nicht mehr bestätigt worden. Stellenweise führen die Neocom-Mergel eine ziemlich reichhaltige Ammoniten-Fauna.

Durch die Dünn-schichtigkeit begünstigt, sind die Neocom-Mergel häufig gefaltet bis gefältelt. Sie dürften in der großen Mulde eine Mächtigkeit von 200—300 m besitzen.

Dank ihrer Dünn-schichtigkeit und ihres reichen Tongehaltes verwittern sie leicht zu fruchtbaren Böden, die aber zu Versumpfung und, schon bei verhältnismäßig geringer Neigung des Hanges, zu Rutschungen neigen.

Mit dem Neocom schließt eine im großen ziemlich geschlossene Schichtfolge. Sie wurde nur durch verhältnismäßig untergeordnete Hebungperioden mit stärker terrigen beeinflussten Ablagerungen oder durch mehr örtliche Transgressionen unterbrochen.

Gosau

Die Ablagerungen der Oberen Kreide sind im Kartenblatt-Bereich auf wenige Fundpunkte beschränkt. Außerdem konnte ein schlüssiger Beweis für ihr gosauisches Alter bis jetzt nicht erbracht werden.

Vom Wege, der hinter den Häusern Bichl (bei Maurach) gegen Martinseben ansteigt, erwähnt Ampferer (1942, S. 52) dünnblättrige Sandsteine und Mergel. Da dieses Vorkommen in der Verlängerung der

vom Schichthals (NO davon gelegen) herabstreichenden sicheren Gosauschichten liegt, ist auch hier die Annahme von Gosau-Alter sehr begründet.

An zahlreichen Stellen des Staner Joches liegen bunte, meist rote, feinstückige Breccien geringer Mächtigkeit dem Wettersteinkalk aufgeschweißt. Mit ihnen sind „vielfach ganz feinsandige, ziegelrote, rote oder gelbliche Mergel mit dünnen, kalkigen Zwischenmitteln verbunden. Nicht selten zeigen diese Mergel auf den Schichtflächen Wellungen. Auch Faltung tritt auf, die aber sedimentär durch Schlammgleitungen erklärbar ist. Weiter zeigen diese sandigen Mergel auffallende Keilschichtung von bescheidenen Dimensionen“ (Ampferer, 1942, S. 12, 13, 14, 15). Diese bunten Breccien sind an der Überschiebungsbahn durch Reichenhaller Rauhwacken glattgeschliffen. Weiter nördlich treten ähnliche „buntstückige, zementarme“ Breccien in gleicher stratigraphischer und tektonischer Stellung am Bärenkopf auf.

Mit diesen Breccien stehen Krusten von Brauneisen auf der Oberfläche des Wettersteinkalkes in Zusammenhang. Sie können nur als Verwitterungsbildungen einer alten Landoberfläche erklärt werden.

Ampferer (1942) hat für alle diese Bildungen als wahrscheinlichste Erklärung gosauisches Alter angenommen. Da sie von den Massen der Inntaldecke überfahren wurden, erlangen sie für die altersweise Eingliederung der Deckenschübe große Bedeutung.

Der tektonische Bau

(siehe dazu tektonische Übersicht und Profile)

Im östlichen Karwendel hat Ampferer (1903) erstmals die deckenförmige Überlagerung größerer Schollen festgestellt (Karwendel-Überschiebung). Später entdeckte er hier dann seine Reliefüberschiebung. So blieb das Karwendel Schlüsselstellung für die tektonische Erkenntnis und damit auch Zeit seines Lebens Ampferer's engstes Forschungsgebiet. Während Ampferer in seiner letzten, das Gebiet betreffenden Arbeit (1942) eine große und genaue Detaildarstellung brachte, sei hier eine tektonische Gesamtübersicht auf Grund der Ampferer'schen Arbeiten zu geben versucht, wobei besonders die Zusammenhänge der einzelnen tektonischen Schollen und Einheiten hervorgehoben werden sollen.

Den Ausgangspunkt für diese Betrachtungen möge die Feststellung geben, daß im Kamme Hochglück—Hochnißl—Fiechter Spitz ältere, triadische Gesteine im Süden, Osten und Norden auf jüngeren Jura-gesteinen liegen, somit die deckenförmige Überlagerung ganz klar hervortritt. Die basale Einheit, hier aus Hauptdolomit bis Oberjura bestehend, bildet die tiefere Lechtal-Decke, die höhere Einheit, hier mit Wettersteinkalk als Hauptgestein, die höhere Inntal-Decke. Die Inntal-Decke hat muldenförmigen Bau, wobei der Wettersteinkalk-Kamm Hochglück—Fiechter Spitz den Nordflügel und der Wettersteinkalk nördlich der Walder-Alm den Südflügel bilden. Da die ganze Einheit schräg vom Inntal abgeschnitten wird, endet der Südflügel sehr bald am Inntalrand. Die jüngeren Gesteine des Muldenkernes sind im Kartenbereich nur tektonisch stark reduziert als Raibler Schichten zwischen Kristl-Alpl und dem Inntalrand im Mahdgraben (Haggerwänd) erhalten. Westlich, außerhalb des Kartenblattes ist die Mulde am Überschall und westlich davon voll entwickelt (siehe Blatt Innsbruck—Achensee der Österr. Spezialkarte 1:75.000). Der Muldenachse folgt die Tiefenlinie des Vomper Loches.

Die liegende Lechtaler Decke bildet hier ebenfalls eine weiträumige Mulde. Ihre hangenden Schichtglieder, überwiegend Jura, sind durch die darüber gefahrene Inntal-Decke stark ausgewalzt und gestört. Auch sind stellenweise Keile der Inntal-Decke eingeschuppt (nordwestlich

Vomp bei Asten Haselgebirge, im äußeren Vomper Loch Hauptdolomit und Raibler Schichten, letztere beide vermutlich aus dem Muldenkern der Inntal-Decke stammend, s. Ampferer, 1942, S. 23, 24).

Mit den Nordabstürzen des Kammes Hochglück—Fiechter Spitz endet diese überwiegend aus Wettersteinkalk bestehende Scholle der Inntal-Decke gegen Norden. Die liegende Lechtal-Decke kommt in größerer Ausdehnung empor. Es ist zunächst ein Streifen Hauptdolomit, der im Raume Hahnkampl—Rauher Knöll größere Breite erreicht und anschließend eine Zone mit Wettersteinkalk. Dieser bildet ein mächtiges Gewölbe: Bärenwandkopf—tiefere Teile des Sonnjoches—Lunstkopf—Staner Joch. In seinem Kern tritt im Falzthurn-Tal Wettersteindolomit auf. Nördlich taucht dieses „Staner Joch-Gewölbe“ der Lechtal-Decke wieder unter die Inntal-Decke unter. Diese reicht mit einzelnen Lappen bis auf den Gewölbescheitel hinauf. Auch an der Südflanke des Sattels liegen schmälere Schollen der Inntal-Decke: im Westen die Reichenhaller Schichten des Stoanbleamlkopfes, im Osten ein schmaler Streifen von Rauhwacken, Muschelkalk und Wettersteinkalkbreccie zwischen Stallental (Säuerling) und Schloß Tratzberg. Zwischen beiden Vorkommen fehlt die Inntal-Decke. Es ist möglich, daß sie hier als Auswirkung einer jüngeren Gebirgsbewegung, von der sonst liegenden Lechtal-Decke überfahren wurde. Durch diesen jungen Vorschub einer Scholle der Lechtal-Decke wurde deren Hauptdolomit mit Raibler Schichten an der Südseite des Sonnjoches auf das Wettersteinkalk-Gewölbe aufgeschoben. Ähnliche Verhältnisse liegen am Lunst vor, wo ebenfalls Hauptdolomit und Raibler Schichten, z. T. stark zertrümmert, als kleinere Schollen dem Staner Joch-Gewölbe aufgeschoben sind (Ampferer, 1942, S. 7, 29). Durch diesen Vorschub eines Teiles der Lechtal-Decke wurde deren Hauptdolomit im Bereiche Drijaggenwald—Bins-Alm zu einem kleinen Sattel aufgewölbt. Weiter östlich ist dieser gerissen, nördlich des Lamsenjoches sind rhätische Gesteine eingeschuppt. Auch der tiefe Einschnitt der Schneiderschar-Scharte folgt diesem Riß. Außerdem treten an der Nordseite des Rauhen Knöll flache, gegen Norden gerichtete Schubflächen auf. Am Gramai-Joch und östlich davon sind Rhät und Lias in Hauptdolomit eingeschuppt worden (vgl. Ampferer, 1942, S. 29, 32). Dieser Vorschub der Lechtal-Decke hat aber erst stattgefunden, als bereits Inntal-Decke das Staner Joch-Gewölbe überfahren hatte. Er reicht aber noch weiter vor. Am Rappenspitz liegt eine abgetrennte Hauptdolomitmasse mit Raibler Schichten an der Basis auf dem Wettersteinkalk-Gewölbe. Dabei wurden

die liegenden Raibler Schichten, die als Gleithorizont fungierten, am Nordrand angeschoppt und an der Basis zu einer liegenden Falte eingerollt (Ampferer, 1942, S. 30).

Die Schollen der Inntal-Decke am Südfuß des Staner Joch-Gewölbes beschränken sich, wie erwähnt auf eine Masse von Reichenhaller Rauhwacken und -Kalken am Stoanbleamlkopf und einen langgestreckten Zug von Rauhwacken, Muschelkalk und Wettersteinkalkbreccie zwischen Stallental und Tratzberg. Die Scholle des Stoanbleamlkopfes liegt bei der Bins-Alm auf Jura, an der Bärenwand auf wenig geschichtetem Wettersteinkalk, beides Bestandteile der Lechtaler Decke. Die überschobenen Reichenhaller Schichten sind hier stärker gestaucht (Ampferer, 1942, S. 35). Nördlich des Gramai-Joches wird diese aus Reichenhaller Schichten bestehende Einheit durch eine Schuppe von Juragesteinen in zwei Schollen zerlegt. Am Südwestabhang des Sonnjoches sind die Rauhwacken auf den Wettersteinkalk aufgeschoben, der als Fortsetzung des Staner Joch-Gewölbes die unteren Teile des Sonnjoches aufbaut (Lechtal-Decke). Sie sind aber auch noch höher oben auf den Muschelkalk aufgefahren, der als Teil der Inntal-Decke dem Wettersteinkalk-Gewölbe tektonisch aufliegt.

Zwischen Stallental und Schloß Tratzberg liegt ebenfalls am Südflügel des Staner Joch-Gewölbes (Lechtal-Decke) eine langgestreckte Scholle der Inntal-Decke. Sie liegt mit einer tektonischen Reibungsbreccie aus Wettersteinkalk an einer blank geschliffenen Schubbahn dem Staner Joch-Gewölbe auf (Ampferer, 1942, S. 4, 5). Sie wird begleitet von Rauhwacken mit Spuren von Haselgebirge und Muschelkalk. Ampferer (1942, S. 86) erblickt hier eine vom Gesteinsbestand der Inntal-Decke ausgefüllte Hohlform des alten Reliefs. In gleicher Weise sind auch die kleinen Schollen von Buntsandstein bis Wettersteinkalk bei der Pfannenschmiede am Ausgang des Vomper Loches zu erklären (Ampferer, 1942, S. 87).

In der Masse der Rauhwacken an der Südwestseite des Sonnjoches (Sunnfleckle) konnte Ampferer (1942, S. 27, 28) aber feststellen, daß nicht nur solche vorliegen, die durch Wechsellagerung mit Kalken sich als einwandfrei zu den Reichenhaller Schichten gehörig erweisen, sondern daß hier auch Rauhwacken auftreten, die dem Wettersteinkalk regelrecht angeschweißt sind und zu diesem allmähliche Übergänge zeigen. Für diese Rauhwacken ist anzunehmen, daß sie alter Verwitterungsschutt sind, der das Wettersteinkalk-Gewölbe einst ummantelte und dessen Reste hier unter der Inntal-Decke erhalten geblieben sind.

Nördlich des Hahnenkamp (Staner Joch) liegt die klassische Stelle, von der aus 1924 die Kenntnis der Reliefüberschiebungen, eine der wichtigsten Entdeckungen Ampferer's ihren Ausgang genommen hat. Eine in das Wettersteinkalk-Gewölbe eingeschnittene Mulde ist mit Reichenhaller Schichten und Buntsandstein ausgefüllt. Da dieser Einschnitt nahe dem Gewölbescheitel liegt, streichen die Wettersteinkalkbänke schichtkopfartig an den Muldenflanken aus. Da weiters diese Flanken in der Muldensohle sich talartig schließen, bleibt nur eine Erklärungsmöglichkeit, nämlich die einer erosiv eingeschnittenen Furche, die beim Vordringen der Inntal-Decke von deren Gesteinsbestand ausgefüllt wurde, also eines Reliefs, das von der höheren, jüngeren Decke überfahren wurde (Reliefüberschiebung). Diese, in das Gewölbe eingeschnittene, erosive Furche setzt sich sowohl westwärts, wie ostwärts des Hahnenkamp fort, westwärts bis an den Fuß des Rappenspitz (Nauders-Alm — Saukopf — Tanzboden), wo Reichenhaller Schichten unter Raibler Schichten liegen, ostwärts bis zum „Übergang“, wo die Reichenhaller Schichten zusammen mit Raibler Schichten auf Wettersteinkalk liegend gegen den Weißenbachtal absteigen. Insgesamt hat die Furche am Staner Joch heute eine Länge von 3 km. Weiter östlich liegt am Staner Joch nächst P. 2102 eine weitere kleine Einsenkung in Wettersteinkalk, die ebenfalls von Buntsandstein ausgefüllt ist. Dazu kommt, daß hier, wie auch an anderen Stellen (s. S. 22) die Oberfläche des Wettersteinkalkes teils von geringmächtigen Breccien zusammen mit bunten Mergeln und Sandsteinen, teils von Eisenkrusten überzogen ist. Auch dies weist darauf hin, daß vor dem Einschub der Inntal-Decke ein Relief vorhanden war (Ampferer, 1942, S. 14). Die Möglichkeit, daß diese bunten Breccien der Gosauformation angehören und der Schichthalsbreccie im Rofan gleichzustellen sind, ist durchaus wahrscheinlich.

Am Nordhang des großen Staner Joch-Gewölbes stellen sich sehr verwickelte Verhältnisse ein. Das geologische Bild wird hier einerseits durch das Vorherrschen tieferer Triasgesteine (Reichenhaller Schichten, Muschelkalk) mit zahlreichen Fetzen von Haselgebirge, andererseits durch stärkste Verschuppung der einzelnen Gesteine beherrscht. Außerdem treten besonders in der weiteren Umgebung der Bärenbad-Alm größere und kleinere Schollen von Raibler Schichten auf, die als Deckschollen auf den älteren Gesteinen aufliegen. Am Nordabhang des Kaser-Joches, am „Übergang“ und am Ostende des Staner Joches greifen diese älteren Triasgesteine lappenartig auf das Gewölbedach hinauf.

Am „Übergang“ stehen sie mit der Füllung jener alten Relief-Furche am Hahnenkamp in unmittelbarem Zusammenhang. Diese Massen von Reichenhaller Schichten und Muschelkalk zusammen mit den Deckschollen aus Raibler Schichten erweisen sich damit wieder als Inntal-Decke.

Erosiv sind an einigen Stellen kleine Fenster der Lechtal-Decke entblößt. Hier schaut unter den Reichenhaller Rauhwacken der Inntal-Decke der Wettersteinkalk der Lechtal-Decke im Staner Joch-Gewölbe vor.

Über der mächtigen Anhäufung von Reichenhaller Schichten und Muschelkalk folgt am Dristkopf unter Zwischenschaltung von Haselgebirge die Folge von Reichenhaller Schichten bis Wettersteinkalk und -Dolomit. Westwärts setzt sich diese Einheit jenseits des Falzthurntales in der Gruppe Schneeköpfe — Schaufelspitze fort. Auch hier treten an der Basis am Bärenlahner Haselgebirgsspäne auf. In größerer Mächtigkeit tritt das Haselgebirge am Nordrand dieser Einheit im Plums- und Sulzgraben und am Nordfuß des Dristkopfes am Ursprung zu Tage. Die Scholle Schaufelspitze—Schneeköpfe—Dristkopf ist die nördlichste Einheit der Inntal-Decke. An ihrem Nordrand taucht die Lechtal-Decke in breiter Front empor.

Wenig nördlich dieses Nordrandes der Inntal-Decke liegt am Gütenberg eine ost-westlich streichende Mulde mit Jura- und Kreidegesteinen im Kern. Ihr Süd- und Nordflügel sind, offenbar als Einwirkung der andrängenden Inntal-Decke gestört. Der Hauptdolomit des Südflügels ist tektonisch reduziert und mit scharfer Schubfläche auf die Jura-gesteine des Muldenkernes aufgeschoben. Umgekehrt sind am Mulden-Nordflügel die Jura- und Kreidegesteine des Muldenkernes über die Schichtköpfe des Hauptdolomites des Nordflügels vorgedrängt worden, beides deutliche Anzeichen einer von Süden gegen Norden gerichteten Bewegung.

In der Streichrichtung der Gütenberg-Mulde gegen Westen folgt zwischen Plumser Joch und Kompar eine muldenförmige Einlagerung von Kössener Schichten. Jüngere Schichten fehlen. Hierin eine unmittelbare Fortsetzung der Gütenberg-Mulde zu sehen (Ampferer, 1942, S. 52, 55), stößt aber auf mehrfache Schwierigkeiten: 1. endet die Gütenberg-Mulde in der Tiefe des Bärenales bei 1280 m, während die Kössener Schichten am Plumser Joch in kaum $\frac{1}{2}$ km Entfernung fast 400 m höher einsetzen. Eine genetische Verbindung beider Bauelemente würde hier eine Querstörung verlangen, von der aber nichts

zu beobachten ist. 2. ist der Muldenbau zwischen Plumser Joch und Kompar durchaus nicht klar. Vielmehr verzeichnet Ampferer selbst auf Blatt Innsbruck—Achensee der Österreichischen Spezialkarte 1:75.000 hier statt der Mulde einen Sattel. Zwischen den Kössener Schichten am Plumser Joch und dem Rhät-Jura in der Tiefe des Bärenales besteht somit kein Zusammenhang. Dagegen wäre es wohl möglich, daß die Gütenberg-Mulde westwärts in jener mächtigen Mylonitzone des Hauptdolomites ihre tektonische Fortsetzung findet, die vom Brantlkopf dem Plumser Graben folgend gegen den Hasental-Alm-Niederleger hinabzieht. Auch ist vom Brantlkopf gegen das Bärenal hinab und damit zur Gütenberg-Mulde starke tektonische Störung zu beobachten.

Es ergibt sich dabei weiters, daß die von Ampferer (1942, S. 52, 55) aufgestellte tektonische Leitlinie Schichthals—Gütenberg-Mulde—Plumser Joch keine einheitliche tektonische Linie ist, sondern aus zwei oder drei vollkommen getrennten Elementen besteht. Am Plumser Joch und in der Gütenberg-Mulde befinden wir uns dabei mitten im Lechtal-Deckenbereich, am Schichthals (zwischen Haiderwand—Rofan und Ebner Spitz) hingegen an der Grenze zwischen Inntal- und Lechtal-Decke, somit an derselben tektonischen Linie, wie am Nordfuß von Schneeköpfe—Bettlerkar.

Nördlich des Plumser Joches gelangen wir bereits in den Südflügel der großen Jura-Kreide-Mulde. Ihr Hauptdolomit ist im Bereiche der Mondscheinspitze zu einer steilstehenden Antiklinale zusammengepreßt. Die Mulde selbst ist, soweit sie Ost-West streicht, gegen Norden überkippt. Bei der Passil-Alm aber biegt dieses Ost-Weststreichen ganz unvermittelt gegen Norden, beziehungsweise Nordnordwesten ab. Diese Richtungsänderung steht jedenfalls mit dem Emporwölben des Wettersteinkalkes (oder -Dolomites) des Unnutz-Guffert-Gewölbes (Nordost-ecke des Kartenblattes) in ursächlichem Zusammenhang.

Die Ost-West gerichteten Faltungen und Überschiebungen im Rofan (Dalfazen-Kamm der Karte) bringt Ampferer (1942) mit der Knickung der großen Karwendelmulde in Verbindung.

Bei der Neuaufnahme dieses Kartenblattes legte Ampferer besonderen Wert auf das Studium der „Bergzerreibungen“, jungen Abklüftungen und Ableitungen, die unter dem Einfluß der eigenen Schwere stattgefunden haben. Er hat sie 1939 entdeckt, 1940, 1941 und gerade für das östliche Karwendel und anschließende Rofan 1942 beschrieben. Da die hierbei in Wirksamkeit getretenen Flächen meist

als ältere tektonische Klüfte angelegt sind, sind sie auf der Karte auch als solche eingetragen. Das schönste Beispiel von Bergzerreißung stellt im Kartenblatt-Raum die Zerlegung des Riffkalkes am Klobenjoch in kleinere Schollen dar.

Tektonisches Gesamtbild

Die Hauptstörungen

Das Karwendel wird von zwei großen, übereinandergeschobenen tektonischen Einheiten aufgebaut: der liegenden Lechtal-Decke und der hangenden Inntal-Decke. Die Bewegung dieser Decken erfolgte von Süden nach Norden. Die Inntal-Decke ist aber keine geschlossene Einheit, sondern in eine Reihe einzelner Schollen zerlegt, die wieder teilweise in sich zerschuppt sind.

Als südlichste größte Einheit liegt die Wettersteinkalk-Masse des Hochnißl-Kammes. Unter ihr kommen im Süden, Osten und Norden die jungen Jura-Gesteine der Lechtal-Decke hervor. Das nördlich anschließende Lechtal-Deckenland wird von einer durchgreifenden Störung durchzogen, die aber im Osten und Westen auch Inntal-Deckenbestand abtrennt: Eng — Gramai-Joch — Königskopf — Lunst — Stallental — Vomper Joch-Nordhang — Wolfsklamm — Stans.

Am Nordabfall des Staner Joch-Gewölbes liegen als älteste und tiefste Einheit der Inntal-Decke große Massen von Reichenhaller Rauhwacken und -Kalken. Sie liegen an der Nordseite des Sonnjoches an 75° N geneigter Störung der Lechtal-Decke auf. Östlich des Falzthurn-Tales aber legt sich dieselbe flacher, quert über das Larchkarl und den Nordhang des Kaser-Joches hinüber in den Talschluß der Tristenau, bildet die Begrenzung der Inntal-Deckenlappen am Staner Joch und zieht schließlich über den Bärenkopf zum Achensee. Sie bildet als Grenze der tiefsten Schollen der Inntal-Decke zur liegenden Lechtal-Decke eine Bewegungsfläche allerersten Ranges. Die Steilstellung mit Bruchcharakter am Bärenlahner (Ampferer, 1942, S. 18) ist wohl eine sekundäre, jüngere Erscheinung.

Gegen Norden wird diese tiefste Einheit der Inntal-Decke (vornehmlich Reichenhaller Rauhwacken und -Kalke) an deutlich ausgeprägter Schubbahn von einer höheren Inntal-Deckeneinheit mit Wettersteinkalk als Hauptgestein überfahren. Der Ausstrich dieser Schubbahn zieht vom Gramai-Graben über die Bärenlahner Scharte — Falzthurn-Tal — unteres Brunntal — Dristlalpl — Tristenau zum Zwölfer-

kopf hinauf. An ihr sind teils Späne, teils bedeutende Massen von Haselgebirge mitverschleppt (Bärenlahner, Dristlalpl, Dristkopf-Südfuß, Mulde südwestlich Zwölferkopf). Am Hirschsteigkopf sind an ihr unterste Teile des hangenden Wettersteinkalkes vollkommen tektonisch zertrümmert. Auch diese Linie ist eine Bewegungsbahn erster Ordnung. Auf ihr wurden die Wettersteinkalkmassen von Schaufelspitze—Schneeköpfe und vom Dristkopf vorgeschoben. Als Folge dieser Überschiebung wurden an ihrer Basis die Rollfalte des Dristköpfls — eine von Raibler Schichten und Haselgebirge ummantelte liegende Falte aus Wettersteinkalk — und vielleicht auch die Deckschollen von Raibler Schichten in der Umgebung der Bärenbad-Alm eingeschleppt.

Die letzte, nördlichste tektonische Leitlinie bildet den Nordrand der Inntal-Decke: Sulzgraben—Plumskar—Schneeköpfe—Kloanberg—Habichl—Nordfuß des Zwölferkopfes—Schichthals (im Rofan bereits außerhalb des Kartenblattes). Dieser Nordrand der Inntal-Decke braucht keineswegs der nördliche „Stirnrand“ der Decke zu sein. Er ist vielmehr wohl ein rein zufälliger Erosionsrand (Ampferer, 1942, S. 42).

Der innere Bau

Im Bereiche der Lechtal-Decke, soweit diese von Inntal-Deckeneinheiten überfahren ist, sind zwei Zonen zu unterscheiden, eine südliche, flachliegende — sie bildet die Unterlage der Wettersteinkalkmasse des Hohnißl-Kammes — und eine nördlichere, bereits vor dem Einschub der Inntal-Decke gefaltete und wieder erodierte (Staner Joch-Gewölbe). Beide Zonen wurden von der Inntal-Decke überfahren. Als Beweise für das in der Lechtal-Decke vorhandengewesene Relief führt Ampferer (1942) neben der Tatsache, daß am Staner Joch-Gewölbe die ganze jüngere Schichtfolge von den Raibler Schichten an aufwärts fehlt, an:

1. Die von Haselgebirge und Reichenhaller Rauhwacken der Inntal-Decke gefüllte Erosionsfurche am Staner Joch (Hahnenkamp) (S. 5, 6).
2. Am Sonnjoch ist das Wettersteinkalk-Gewölbe stark erodiert und erst darüber die Muschelkalk-Haube der Inntal-Decke aufgeschoben (S. 17).
3. Am Inntal-Deckennordrand ist die Wettersteinkalkeinheit mit ihrer Basis von Alt-Trias auf den Lechtal-Decken-Hauptdolomit aufgeschoben. Dies spricht dafür, daß die jüngeren Schichten als Hauptdolomit bereits vor dem Aufschub der Inntal-Decke erosiv abgetragen worden waren (S. 19).

4. Die Stauch- und Druckwirkungen im Gebiet der Gütenbergmulde sind nur erklärlich, wenn die Inntal-Deckenmasse nach Überschreiten einer tiefen Furche gegen ein höher aufragendes Hauptdolomit-Jura-Gebiet anbrandete (S. 21).
5. Die wirre Anordnung der Schollen von Reichenhaller Schichten und Muschelkalk am Nordabhang des Staner Joch-Gewölbes ist nur mit Hilfe der Brems-, bzw. Gleitwirkungen eines Reliefs zu erklären (S. 29).

Die Reliefüberschiebung durch die Inntal-Decke war kein einmaliger, sondern deutlich ein (wenigstens) zweimaliger Vorgang. Ampferer (1942, S. 32, 38, 91) gliedert die Abfolge dieser Bewegung wie folgt:

1. Zum Teil beträchtliche Abtragung der Lechtal-Decke und Ausbildung eines kräftigen Reliefs.

2. Erster Einschub von Inntal-Decke in die Hohlformen dieses Reliefs. Von dieser ersten Phase sind von der Schubmasse nur mehr die tieferen Schichtglieder, besonders die Reichenhaller Schichten (Rauhacken) erhalten. Alle höheren Schichtglieder, die auch ursprünglich vorhanden gewesen sein müssen, sind bereits wieder durch Erosion entfernt worden, bevor

3. der Vorstoß der „Jungschichtzone“ erfolgte (S. 32). Es sind dies Raibler Schichten und Hauptdolomit am Lunst und Rappenspitz (S. 91).

4. Einschub der geschlossenen Masse von Inntal-Decke der Hochglück—Hochnißl-Platte. Die beiden letzten Bewegungen sind ein Vorgang, weil inzwischen Inntal- und Lechtal-Decke miteinander verfaultet worden sind (S. 91.)

Diese Abfolge birgt einige Schwierigkeiten. 1. sind Hochglück—Hochnißl-Platte und die Wettersteinkalkschollen von Schaufelspitze—Schneeköpfe—Dristkopf ohne Zweifel eine zusammengehörige Einheit (gleicher Schichtbestand und gleicher innerer Bau). 2. erfolgte der Vorschub der Rappenspitz-Scholle erst nach dem Einschub der Schaufelspitze—Schneeköpfe—Dristkopfmasse (Ampferer, 1942, S. 31). Ich möchte daher die Bewegungen der Inntal-Decke eher wie folgt gliedern: 1. Phase = Schubmasse der Reichenhaller Schichten. 2. Phase = Einschub der Inntal-Decke (Hochglück—Hochnißl-Platte und Schaufelspitze—Schneeköpfe—Dristkopf-Scholle). Dabei wurden von der nördlichen „Stirmscholle“ (Schaufelspitze—Schneeköpfe—Dristkopf) die Reste der ersten Phase (Reichenhaller Rauhacken am Nordhang des Staner Joches) überfahren, wobei mächtige Massen von Haselgebirge

als Gleitmittel mitgeschleppt wurden. Am Hirschsteigkopf wurden basale Teile des einfahrenden Wettersteinkalkes dabei zertrümmert. Diese zweite, höhere Einheit der Inntal-Decke ist aber noch eingefahren worden, bevor die Aufschiebung von Raibler Schichten und Hauptdolomit der Rappenspitze erfolgte (Ampferer, 1942, S. 31). Diese Aufschiebung hängt ihrerseits mit einem letzten Vorschub eines Teiles der Lechtal-Decke zusammen, nachdem dieser bereits die Inntal-Decke (Hochglück—Hochnißl-Platte) aufgeladen war. Der Ausstrich dieser Bewegungsbahn liegt an der Linie Bins-Alm—Gramai-Joch—Königskopf—Lunst—Stallental. An ihr wurde der Hauptdolomit der Lechtal-Decke nordwärts vorgedrängt. Heute abgetrennte Teile dieses Vorschubes sind die Schollen aus Raibler Schichten und Hauptdolomit an der Rappenspitze und — kleiner — am Lunst. Bei diesem letzten Vorschub dürften auch die Reichenhaller Schichten nördlich des Gramai-Hochleger (Inntal-Decke) auf die Muschelkalk-Haube des Sonnjoches (Inntal-Decke) an den Sunnflecken aufgeschoben worden sein.

Altersstellung

Ampferer (1943, S. 3) sagt, daß die Inntal-Decke schon in vorgosauischer Zeit von Süden her eingewandert sei. Auch 1942 (S. 52) sagt er, daß „im Karwendel der Aufschub der Inntal-Decke auf die Lechtal-Decke mit hoher Wahrscheinlichkeit in vorgosauischer Zeit einzureihen ist. Wir sind aber im Karwendel zu einer räumlichen und zeitlichen Dreiteilung dieses Vorganges gekommen und es ist leicht möglich, daß auch hier der jüngste Vorstoß der Inntal-Decke noch in nachgosauischer Zeit zur Auswirkung gelangte.“

Dies widerspricht allerdings Ampferer's Deutung der bunten Breccien, Mergel und Sandsteine am Staner Joch und am Bärenkopf, für die er Gosau-Alter für möglich hält (1942, S. 12), ja sie direkt der gosauischen Schichthalsbreccie im Rofan vergleicht (1942, S. 14). Nachdem aber diese Breccien dem Wettersteinkalk richtiggehend angeschweißt sind und an der Überschiebungsfläche durch die Rauhwacken auch geglättet sind (Harnisch, 1942, S. 13, 14), sind sie älter als die Aufschiebung durch die Rauhwacken, welche bereits in der ersten, ältesten Phase der Inntal-Deckenüberschiebung erfolgte.

Zum selben Ergebnis gelangt man, wenn man für jene Rauhwacken am Sonnjoch (Sunnflecke), für die Ampferer (1942, S. 28) Entstehung aus dem Schuttmantel des Reliefs in der Lechtal-Decke annimmt, gosauisches Alter, wie solches wohl auch am wahrscheinlichsten ist,

einsetzt¹⁾). Auch dann ist der Einschub der ersten Phase der Inntal-Deckenüberschiebung jünger als Gosau.

Dazu kommt, daß nächst den Häusern Bichl bei Maurach hart an der Deckengrenze der Inntal-Decke ziemlich sichere Gosau-Gesteine liegen.

Auf Grund dieser Überlegungen kommt man zum Ergebnis daß auch schon die erste älteste Phase der Nordbewegung der Inntal-Decke nachgosauisch ist.

Erblickt man in den Rauhwacken der Sunnflecke Reste des Schuttmantels des einstigen Reliefs mit gosauischem Alter, so ist vielleicht auch hierin eine Erklärung dafür zu finden, daß bis jetzt im Karwendel sichere marine Gosau-Ablagerungen nicht nachgewiesen wurden. Das Karwendel war eben während der Gosau Festland und die Reste der Festlandablagerungen liegen in den Breccien und Rauhwacken und in den Eisenerzkrusten des Staner Joches und des Bärenkopfes vor.

¹⁾ Für diese käme allenfalls auch tertiäres Alter in Betracht. Dann wäre aber der Einschub der Inntal-Decke, die diese Bildungen ja überfahren hat, noch weit jünger.

Quartär

Alte Gehängeschuttbreccien

Das größte Vorkommen solcher Breccien liegt an der Südseite des Hochnißl. Es beginnt bei 2000 m und reicht bis zur Tawald-Jagdhütte bei 1200 m hinunter. Die aus Wettersteinkalk bestehende Breccie ist sehr stark verfestigt. In einer Schlucht nordwestlich der Jagdhütte kommt unter den festen Breccienbänken eine ungeschichtete, lose, moränenartige Lage hervor mit einzelnen gekritzten Geschieben. Außerdem werden untere Teile der Breccie von zahlreichen Erratica überstreut. Ihr zwischeneiszeitliches Alter ist mithin sicher. Bei der überaus jähren Anlage des ganzen unteren Gehänges muß die Breccie dereinst bis zum damaligen Bachbett hinabgereicht haben. Sie dürfte demnach eine Erstreckung über rund 1200 Höhenmeter gehabt haben. Schutthalden solch gewaltigen Ausmaßes fehlen dem heutigen Formenschatz des Karwendel (Ampferer, 1907). Ein kleineres ganz ähnliches Vorkommen von Gehängeschuttbreccie gibt Ampferer (1912) im Zwerchloch an. Wenn auch eindeutige Anhaltspunkte fehlen, die eine genaue Altersdatierung dieser Breccien ermöglichen würden, so kann man doch auf Grund morphologischer Erwägungen eine altersweise Gleichsetzung mit der Höttinger Breccie als vollauf begründet annehmen. Liegt es doch nahe, alle diese Vorkommen alter, verkalkter Gehängeschuttmassen wegen ihrer Gleichartigkeit ein und derselben Periode gesteigerter Hangverschüttung zuzuweisen, wobei als Folge eines ariden Klimas die Niederschläge nicht mehr imstande waren, den Verwitterungsschutt von den Hängen abzubefördern. Solche Gehängeschuttbreccien sind im mittleren und westlichen Karwendel ebenso häufig, wie in den übrigen Kalkalpen. Nie aber fanden sich ihre Reste im Inneren von Karen (Ampferer, 1924). Moränenmaterial im Liegenden und Hangenden der Tawald-Breccie weist schon auf interglaziales Alter, bei einer Gleichstellung mit der Höttinger Breccie ergibt sich Mindel-Riß-Interglazial.

Ein kleines Vorkommen von Gehängeschuttbreccie liegt am Schleimsbach am Fuße der Steilstufe unter dem Hinterschleimsalm-Hochleger. Es dürfte sich dabei um eine örtliche jüngere Bildung handeln.

Ältere Grundmoräne (Riß)

Ältere Grundmoränen sind nur an einigen wenigen Stellen erschlossen. An der Mündung des Vomper Loches liegt nächst der Pfannenschmiede 4—6 m mächtige Grundmoräne auf geschliffenem ladinischen Triaskalk. Ihre Lage ist derart, daß sie älter als der große, alte Vomper Schuttkegel aus konglomerierten Deltaschottern sein muß.

Beim Steinbruch unterhalb Stans liegt Inntal-Grundmoräne unter Terrassenschottern. Sie ist demnach mindestens als Riß gekennzeichnet. Auf Ampferer's Manuskriptkarte findet sich auch noch eine Eintragung von Grundmoräne (in Buchstaben) im Bereiche des Bahnhofes Terfens-Weer. Sie muß am Fuße der alten Innböschung aufgeschlossen gewesen sein. Zuzufolge der Lage dürfte es sich wohl um ältere Grundmoräne gehandelt haben. Dies würde darauf hindeuten, daß hier der Felssockel nahe an die Oberfläche kommt. Dieses Vorkommen paßt sehr gut zu dem folgenden. Ampferer (Studien über die Inntalterrassen 1908) erwähnt „Grundmoräne mit sehr schön gekritzten Geschieben“ im Liegenden des Bändertonalagers von Fritzens. Auch dieses Vorkommen deutet auf unmittelbare Nähe des Felssockels.

Alte Schuttkegel aus dem Vomper Loch und Achentäl

An der Mündung des Vomper Loches und an der Mündung des Kasbachgrabens stehen gut konglomerierte Schotter an. Ihre Zusammensetzung ist fast rein kalkalpin aus Gesteinen des Talhintergrundes. Nur spärlich sind auch zentralalpine Erratica eingeschlossen. Die Schotter sind typische Bachschotter. In beiden Fällen ist die kalkige Verkittung sehr gut. Beides sind Delta-Schüttungen aus dem Vomper Loch, beziehungsweise aus dem Achentäl, also Einschüttungen in einen See, wobei beim Vomper Kegel die Konglomeratbänke Neigungen von 30° erreichen. Oberste Lagen liegen in beiden Fällen flach. Beim Vomper Kegel fallen die Konglomeratbänke unter die heutige Talsohle ein. Aus der ganzen Anlage ergibt sich ein Scheitel des Schuttkegels etwas nordöstlich im Bereiche der Terrasse des Vomper Berges. Der Achentäl Schuttkegel reicht heute bis 730 m, der Vomper bis 820 m empor. Über dem Vomper Kegel liegen mit scharfer Erosionsdiskordanz lose Schotter mit vorherrschend Kristallingeröllen. Über dem Achentäl Schuttkegel transgredieren Bändertone und Mehlsande mit örtlicher Zwischenlage stark gerollter zentralalpiner Schotter.

In beiden Fällen waren die Schuttkegel nicht nur vor Ablagerung der hangenden Schotter, Sande und Tone zu Konglomerat verfestigt,

sondern dieses Konglomerat wurde auch noch weitgehend mit steilen Anschnitten erodiert und wieder abgetragen, worauf erst dann die fremden Schotter, Sande und Tone darüber gebreitet wurden.

Am Vomper Schuttkegel liegt im Liegenden stark bearbeitete Grundmoräne auf einem Gletscherschliff auf (Ampferer, 1905, 1942, S. 69).

Ampferer spricht sich 1907 dafür aus, die konglomerierten Delta-kegel und die Gehängeschuttbreccien vom Hochnißl-Südhang gemeinsam einer älteren (Mindel — Riß) Interglazialzeit zuzuweisen. 1936 dagegen stellt er sie ins Riß-Würm-Interglazial. Wenn auch bis jetzt weder beim Vomper noch beim Achentaler Schuttkegel eine zwischengelagerte Moräne festgestellt werden konnte, so werden die alten Schuttkegel von den jüngeren Schottern, Sanden und Tonen außer durch ihre ortsnahe, kalkalpine Zusammensetzung, vor allem durch ihre hohe Verwitterung und durch eine weitgehende, scharfe Erosion getrennt. Es scheint mir daher Ampferer's ältere Deutung die wahrscheinlichere. In diesem Falle würden sich dann diese Konglomerate als lokale Einschüttungen von Schuttkegeln anderen bekannten alten Konglomeraten (Ampaß, Erbstollen, Maurach bei Rotholz u. a.) im Inntal-Raum an die Seite stellen, zu welchen Konglomeraten unsere Schuttkegel mindestens ebenso viele Beziehungen aufweisen, wie zu den hangenden Schottern.

Terrassensedimente

Am Inntalrand und in der Schwelle des Achensees gegen das Inntal haben Flußschotter, untergeordnet Fein-(Mehl-)sande und Tone große Verbreitung. Nach ihrem Auftreten in den Terrassen der Talflanken werden diese Ablagerungen als Terrassensedimente zusammengefaßt.

An der Basis liegen bei Fritzens, Terfens, Pfannenschmiede und am Kasbach (Ampferer, 1912) gelblichbraune, bis blaugraue Bändertone. Sie gehen nach oben über Mehlsande in Schotter und Kiese über. Bei Fritzens zeigten die Tonlagen eine Neigung gegen Westen und waren außerdem, besonders in der Richtung Nord—Süd wellenförmig verbogen. Diese Verbiegungen sind auf Unterwassergleitungen der Tone während ihres Absatzes zurückzuführen (Ampferer, 1904). An der Basis der Tone finden sich hier nicht selten gekritzte Geschiebe, die aber nicht von einem nahen Gletscher bezogen werden müssen, sondern aus der unterlagernden älteren Grundmoräne ausgeschwemmt wurden (Ampferer 1908).

Die Mehlsande sind besonders in der Schwelle zum Achensee mächtig entwickelt. Tone und Mehlsande sind Ablagerungen in stehende Gewässer. Sie gehen als Verlandungsserie von Seebecken in Schotter über. Die Frage nach der Größe dieser Seen ist noch immer nicht eindeutig entschieden. Im Bereiche unserer Karte ist es jedenfalls auffällig, daß alle Ton- und Mehlsandlager ungefähr in gleicher Höhenlage auftreten und bis gegen 700 m hinaufreichen. Nur das Vorkommen am Kasbach reicht bis 820 m hinauf.

Die Schotter sind typische Flußschotter, nach Größe, Form der Gerölle und bunter Mischung der Gesteinsarten denen des heutigen Inn vollkommen gleichend. Kristalline Gerölle überwiegen über kalkalpine. Bemerkenswert ist die starke Verwitterung, die besonders manche Gneisgerölle zeigen. Sie kann nur nach Ablagerung der Schotter eingetreten sein. Im Gesamten betrachtet sind die Schotter riesig eiförmig. Es treten auch horizontal keine bemerkenswerten Schwankungen auf. Schon 1908 (Über die Entstehung der Inntal-Terrassen, S. 92) schreibt Ampferer: „entlang der 150 km langen Strecke (von Imst bis Alpenrand) zeigen die Terrassensedimente, was Größe und Form der Komponenten anbelangt, eine sehr gleichförmige Entwicklung“. Sie sind nicht von vorrückenden und nicht von abschmelzenden Gletschern abgelagert worden (Ampferer, 1908, S. 92, 94). Die Bedeutung der Schotter am Gesamtaufbau der Inntalterrassen ist gegenüber den Bändertonen und Mehlsanden ungleich größer. Die Terrassen des Gnadenwald und Vomperberg haben eine durchschnittliche Höhe von 800—820 m, die Schwelle zum Achensee eine solche von 920 m. Oberflächlich werden die Schotterterrassen von jüngerer Grundmoräne (Würm) überlagert. Die Terrassensedimente sind mithin von Grundmoräne unter- und überlagert. Sie sind in der Riß-Würm-Zwischenzeit zur Ablagerung gekommen.

In neuerer Zeit mehren sich zwar die Stimmen, die wenigstens für Teile der Sedimentation eisnahe Bildung geltend machen. Ampferer selbst hat 1939 für Einschlüsse grober Kristallinblöcke im Bereich der Achenseeschwelle Trift auf im Wasser schwimmenden Eisschollen als Transportweg angenommen.

Jüngere Grundmoräne (Würm)

Im Hangenden der Terrassensedimente liegt jüngere Grundmoräne der Würmeiszeit in weiter Verbreitung. Sie ist gut bearbeitet und durch ihren reichlichen Gehalt an Kristallinerratikum neben ortsnahen Ge-

schieben gekennzeichnet. Diese Hangendmoräne überzieht die Terrassenoberfläche besonders im Winkel gegen den Berghang, ist aber auch mehr gegen die Talmitte in Resten häufig erhalten. Sie erreicht Mächtigkeiten bis 10 m.

Die Einwirkung des Gletschers der Würmeiszeit macht sich auch in der Formung des Untergrundes bemerkbar. Die Oberfläche der Gnadenwald-Terrasse liegt am südlichen Abbruchrand gegen das Inntal höher als in mittleren Teilen der Terrasse, so daß hier die Form einer seichten Mulde gegeben ist. Sie wird durch das in jüngerer Zeit erosiv eingeschnittene Larchtal entwässert. Auf der Schwelle des Achensee-Riegels zieht nächst Maurach ein flach-drumlinartiger Rücken in der Talrichtung gegen den See. In seiner südöstlichen Fortsetzung liegt südlich des Kasbach-Einschnittes knapp am Terrassenrand eine pingenförmige Einsenkung in Schottern. Ampferer hat sie (1939) als Toteisloch erklärt.

Neben diesen Erscheinungen des Gletscheruntergrundes finden sich an den Berghängen je nach Lage zu den Hauptströmungsrichtungen des Eises mehr oder weniger reichlich verstreute Erratica. Sie sind im Inntalraum und in der Furche des Achentales als in den Haupteisstromgebieten am zahlreichsten.

Der Würmgletscher hat im Inntal bei Schwaz bis über 2100 m und am Nordende des Achensee bis 1700 m gereicht. Von besonderem Interesse sind aber die Erratica im Inneren des Karwendel. Hier liegen innerste Findlinge am Hang südlich und westlich der Falzthurn-Alm, sowie im Legertal bis hinauf zum Dristl-Alpl. Sie liegen aber alle nicht mehr in primärer, sondern bereits in sekundärer Lagerung in, beziehungsweise auf Schuttablagerungen junger Lokalgletscher. Trotzdem beweisen sie, daß Ferneis wohl über die Jöcher des Talhintergrundes ins innere Falzthurn-Tal eingedrungen ist.

Terrassensedimente und Würmeiszeit

Vielfach wurden in neuerer Zeit Stimmen laut, die den Terrassensedimenten mindestens teilweise interglaziales Alter absprechen (Bobek, 1935, Klebelsberg 1949). Ich bin aber bei der alten Darstellung verblieben, weil ich einerseits der Überzeugung bin, damit im Sinne Ampferer's gehandelt zu haben, weil ich andererseits hoffe, selbst in absehbarer Zeit Beiträge in diesem Sinn bringen zu können.

Morphologisch treten in den Inntalterrassen deutlich zwei Formtypen auf: sanftwellige Überformung der Terrassen als Einwirkung

des Würmgletschers auf seinen Untergrund und in die Terrassenoberfläche eingeschnittene, scharfe Erosionsformen. Zu den Formen des Gletscheruntergrundes zählt die wellige Überprägung der Gnadenwald-Terrasse und die seichte, langgestreckte Mulde, in die das Larchtal, soweit es Längstal ist, als junge Erosion eingeschnitten liegt. Weiters gehört dazu der drumlin-artige, flache Rücken von Grundmoräne südlich Maurach (vom Köglbauern gegen Seespitz ziehend). Diese weichen, mehr verwaschenen Formen stehen in scharfen Gegensatz zu frischen und kantigen Formen, die in neuerer Zeit als Eisrandbildungen eine neue Deutung erfahren haben (Bobek, 1935). Der Terrassenrand bricht unvermittelt scharf gegen das Inntal ab. Er ist ohne Zweifel erosiv (Gnadenwald, Vomper Berg). Ebenso unvermittelt sind die Trockentäler bei Weng, am Ausgang des Stallentales in die Terrassenoberfläche eingeschnitten. Diese Trockentäler stehen aber nirgends in Verbindung mit Würm-Grundmoräne (Ampferer, 1942, S. 65). Ihren Zusammenhang mit den Ereignissen der Schlußvereisung will ich in nächster Zeit beweisen.

Bis auf die Terrassenoberfläche (Gnadenwald, Achenseeschwelle bei Maurach) reichen auch von den Seitenhängen und -Tälern Schutt- und Grundmoränenmassen herab, die durch ihre rein ortsnahe, kalkalpine Zusammensetzung von den älteren Bildungen (Terrassenschotter, Würm-Moräne) vollkommen verschieden sind. Diese den Terrassen aufliegenden Schuttmassen sind stellenweise sogar in Erosionsformen der Terrassenoberfläche eingelagert (Vomper Berg). Ihrer Ablagerung ist demnach eine Erosionsperiode vorausgegangen. Nirgends im Bereich des Kartenblattes sind sichere Ablagerungen eines abschmelzenden Würm-Gletschers anzutreffen.

Schlußvereisung

In den Tälern und Karen liegen reichlich Zeugen kleinerer Einzelgletscher. Diese Ablagerungen sind rein örtlich zusammengesetzt. Auch an Stellen, die im Strich der großen haupteiszeitlichen Ferneisströme (Inntal, Achental) liegen, sind die Moränen der Gletscher der Schlußvereisung so rein kalkalpin, daß zentralalpine Erratica nur seltene Einzelfunde sind. Dies beweist, daß zwischen Würm- und Schlußvereisung eine wohl länger dauernde Zeit kräftiger Erosion liegt. Teils handelt es sich bei den Ablagerungen der Gletscher der Schlußvereisung um Schuttmassen ohne Wallform, teils um scharf ausgeprägte, frische Moränenwälle, die oft ein genaues Abbild der einstigen Gletscherzunge vermitteln. Diese sind für die altersweise Gliederung der einzelnen Gletscherstände von größter Bedeutung. Sie finden sich in verschiedenen

Höhenlagen. Höchstgelegene Wälle liegen in den Karen des Hochnißl-Kammes bei 2000—2200 m, tiefste in den großen Taleinschnitten des Karwendel bei 1000 m. Im Inntal liegen sogar rein kalkalpine Grundmoränen bis auf die Inntal-Terrassen bei 900 m herab (Gnadenwald).

Diesen verschieden tief reichenden Gletschern liegen verschieden tiefliegende Schneegrenzlagen zu Grunde. Außerdem zeigen diese Gletscher in ihrer Exposition schärfste Gegensätze. Im selben Bergzug tritt neben ausgesprochen stark beschatteter Nordauslage ganz freie und sonnige Südauslage auf (Kamm Hochglück—Hochnißl). Nach Klebelsberg (1949, S. 664) kann die Schneegrenze schattseitig um 200—400 m tiefer liegen als sonnseitig. Dazu kommt, daß die Schneegrenze vom Alpenrand gegen die größeren Massenerhebungen im Innern der Alpen ansteigt. Es liegt die heutige Schneegrenze nach Klebelsberg (1949, S. 663) im Bereich von Rofan—Mondscheinspitze bei 2600 m, am Alpenrand sogar bei 2400 m (S. 683) und im südlichen Karwendel bei 2700 m (S. 683). Das entspricht im Kartenblattbereich von Norden nach Süden einem allgemeinen Anstieg der heutigen Schneegrenze um 300 m. Daraus ergibt sich für die einzelnen einstigen Gletscher des Karwendel und Rofan eine sehr unterschiedliche Schneegrenzlage, so daß auch absolut gleich hoch gelegene einstige Gletscherenden ganz verschiedenen Alters sind. Für typische Stände von Schlern-Gletschern beträgt die Senkung der damaligen Schneegrenze unter die heutige 900 m, von Gschnitz-Gletschern 600 m und von Daun-Gletschern 300 m. Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über die verschiedenen Relationen der einzelnen Moränenvorkommen (s. S. 42).

Diese tabellarische Übersicht zeigt deutlich die altersweise Verteilung der einzelnen Vorkommen. Dabei ergibt sich aber auch, daß die rezente Schneegrenze im Rofan nicht bei 2600 m, sondern, wie am Alpenrand bei 2400 m anzusetzen ist. Sonst würden hier Wälle zu Schlern, deren Gschnitzalter außer Frage steht. Auch würde das Bild der Gesamtverteilung der einzelnen Gletscherstände hier empfindlich gestört.

Daun-Moränen sind nur im Rofan entwickelt, jener Gebirgsgruppe, die im Gebiete der niedersten Schneegrenze am höchsten aufragt. Die überwiegende Mehrzahl aller Moränenvorkommen gehört dem Gschnitzstande an (Gschnitz I). Mehrfach treten Zwischenhalte zwischen Daun und Gschnitz auf (Gschnitz II), wie auch solche zwischen Gschnitz und Schlern nicht selten sind (tiefes Gschnitz). Die Gletscher der Schlern-Zeit waren meist schon ansehnliche Talgletscher (Eng 8 km, Falzthurn 7 km, Stallental 6 km, Oberautal 5 km).

Zur tabellarischen Übersicht der Gletscherstände

Ampferer hat schon darauf hingewiesen, daß in den tief eingeschnittenen Tälern Pletzach, Falzthurn und Tristenau trotz des geeigneten Firnsammelraumes im Talhintergrund tiefliegende Moränenwälle fehlen (1942, S. 68, 73). Er hat dies damit begründet, daß die hierher gehörenden Endmoränen wohl unter der jungen Talverschüttung verborgen liegen. Im Falzthurn-Tal allerdings ist es mir anlässlich der Reambulierungsarbeit im Gelände gelungen, einen rechten Uferwall des Talgletschers festzustellen. Er beginnt an der Brunntal-Mündung und zieht allmählich absteigend als deutliche Schuttleiste bis unter das Leger-Tal talaus. Der Hirschensteig folgt ihm. Dieser Uferwall läßt ein Gletscherende etwas östlich des Kloanbergl unter der jüngeren Talverschüttung vermuten.

Dem Gletscher, der die Wälle im Leger-Tal und besonders unterhalb des Dristl-Alpls abgelagert hat, fehlt nach der heutigen Morphologie ein ausreichendes Hintergelände (Drißlköpfl), so daß man hier wohl annehmen muß, daß in Reichenhaller Schichten und Haselgebirge, welche hier das Hauptgestein bilden, vom Tristenau-Tal aus beträchtliche sehr junge, erosive Formveränderungen stattgefunden haben.

Während sich die Blockmoränenmassen am Südfuß des Rofan bei Maurach noch dem Schlernstande zuordnen lassen, liegt am Bergfuß zur Gnadenwald-Terrasse vielfach rein kalkalpine Grundmoräne, östlich des Gasthauses Gunggl sogar mit ziemlich deutlichen Wällen rein kalkalpiner Zusammensetzung (Ampferer, 1942, S. 66). Für diese Ablagerungen ist bei der geringen Höhe des Walder-Joches (1600 m) auch mit der Schlerndepression kein Auslangen mehr zu finden. Diese Ablagerungen gehören offenbar einer noch tieferen, älteren Eigenvergletscherung des Karwendels an.

Wenn man den gesamten Moränenschatz der Schlußvereisung im Kartenblattbereich überblickt, so ergibt sich, von den obengenannten, vorerst noch schwer einordenbaren Ablagerungen abgesehen, ein durch Wälle deutlich abgezeichnetes, mehr ruckartiges Zurückweichen der Gletscher von Schlern über Gschnitz nach Daun. Dieser jüngste und relativ höchste Gletscherstand ist gerade noch im Sonnwendgebirge durch einige kleine Vorkommen vertreten. Dagegen ergibt sich auch für die absolut sehr hoch gelegenen Wälle in den Karen des Hochnißl-Kammes zufolge der extrem sonnigen und offenen Lage und der steilen Geländeformen noch einwandfrei Gschnitz-Alter. Hier liegt auch die rezente Schneegrenze mit 2800—2900 m am höchsten.

Tabellarische Übersicht der Gletscherstände

Alter: D = Daun G* = Gschnitz II G = Gschnitz (I) S = Schlern

* = Kargletscher

Vorkommen der Wälle		Höhenlage in m		Ex- posi- tion	Neigung des Geländes	Höhenlage in m		Größe der Depression	Alter	Anmerkung
		der Wälle	des Hinter- geländes			der re- zenten Schneegrenze	der geforderten			
Lamsenspitze — Hochnißl	Schneepfanne*	2020	2500	S	steil	2800	2200	-600	G	enges Kar
	Schafkar*	2240	2400—2500	S	mäßig	2850	2250	-600	G	offene S-Auslage
	Lamskar*	2200—2240	2270—2500	S	mäßig	2900	2300	-600	G	offene S-Auslage
	Steinkar*	1890	2400—2500	SW	sehr steil!	2800	2200	-600	G	wegen Steilheit tiefer reichend
	Lamsenjoch-Hütte	1960—1980	2100—2500	O	mäßig	2800	2200	-600	G	wegen O-Auslage tiefer reichend
	Hoher Melchplatz (Binsalm)	1600—1720	2100—2500	N	mäßig	2600	2000	-600	G	—
	Kaisergrat O	1880	2100	NO	—	2600	2000	-600	G	—
	Hahnkampfl-Sp. (Halsl)	1900—1960	2080	N	—	2600	2000	-600	G	sehr freie Lage
	Gramai-Hochleger	1600	1900—2080	NO	flach	2600	1850	-800	S	sehr freie Lage
	Merkmal- schaft	Binsalm	1400	1900—2500	N	1 Steilstufe	2600	1800	-800	S
	Ob. Boden Drijagge	1300	2400—2500	N	1 Steilstufe	2600	1900	-700	G-S	ohne Wallform
	Lamsen N	1580	2200—2500	N	1 Steilstufe	2600	1900	-700	G-S	ohne Wallform
	Gatterl, Badstube	1570	2200—2500	O	—	2600	1900	-700	G-S	von S beschattet
Stallental	Die sieben Lahner*	1620	1900—2300	NO	steil	2600	1900	-700	G-S	an G heranreichend
	Stallenbach unter Lackentrog	1100	2200—2500	O	flach	2600	1700	-900	S	von S beschattet
	Grubach	1770	1900—2100	O	mäßig	2600	1900	-700	G-S	freie Lage
	J.-H. Stallental	1360	1900—2100	SO	mäßig	2550	1700	-850	S	ohne Wallform

Sonnjoch — Sohaufelsp.	Plumskar*	1860—2000	2100—2287	N	—	2500	2000—2100	—500—400	G ^a	—
	Bettlerkar*	1730	2200	N	—	2500	1900	—600	G	—
	Plumsalm-Niederleger	1200	2100—2300	N	steil	2500	1700	—800	S	—
	Gramaikar*	1780	2100—2458	N	sehr steil	2500	1900	—600	G	z. T. Lawinengl.
	Bärenlahner O	1300	2000—2300	O	steil	2500	1900	—600	G	Lawinengletscher stark von S beschattet
	Im Gschnier	1600	2458	S	sehr steil	2600	?	?	?	Lawinengletscher
	Gütenbergalm	1460	1900	O	—	2500	1600	—900	S	—
Kloanbergl	1230	1900—2100	O	—	2500	1600	—900	S	—	
Staner Joch — Drißlkopf	Schneekarl (Staner Joch)	1940	2050	S	—	2600	2000	—600	G	—
	Nauderer Karl*	1960	2055	N	—	2600	2000	—600	G	freie Lage
	Oberes Brunntal	1680	2100	N	sehr steil	2500	1900	—600	G	—
	Gufel N am Übergang	1720	2100	N	—	2500	1900	—600	G	—
	Am Übergang	1940	2100	N	—	2500	2000	—500	G ^a	—
	Weißbachkar	1800—1840	2100	N	—	2500	1950	—600	G	—
	Larchkarl	1620	2162	N	—	2500	1900	—600	G	ohne Wallform
	Dristalm	1600	1827	N	früher	2500	1700	—800	S	} früher andere Morphologie ?
	Legertal	1520	1800—1900	N	andere	2500	1600	—900	S	
	Legertal	1220	1800—1900	N	Morphologie ?	2500	1550	—950	S	
	Dristkarl	1740	2000	NO	freie Lage	2600	1800	—800	S	freie Lage
Weißbachalm	1500	2100	NO	—	2600	1800	—800	S	—	
Weißbachtal	1400—1440	2100	O	—	2600	1700	—900	S	—	
Falzthurn-Alm Eng-Haglhütten	1020	2500	NO	flach	2600	1700	—900	S	Talgletscher	
	1060	2500	N	flach	2600	1700	—900	S	Talgletscher	
Schleimstal	Mantschenkar*	1800	1900—2100	N	—	2500	1900	—600	G	—
	Mantschenkar W	1700	1900	O	steil	2500	1900	—600	G	—
	Scharte S Kotzen	1640	1700	O	—	2500	1900	—850	S	Wall nicht sicher
	Hinterschleimsalm H.-L.*	1340	1900—2100	N	2 Steilstufen	2500	1700	—800	S	—
	Hinterschleimsalm N.-L.	980—1180	1900—2100	N	2 Steilstufen	2500	1600	—900	S	Talgletscher

Vorkommen der Wälle	Höhenlage in m		Exposition	Neigung des Geländes	Höhenlage in m		Größe der Depression	Alter	Anmerkung	
	der Wälle	des Hintergeländes			der rezenten Schneegrenze	der geforderten				
Mondscheinsp. O-Grünbichl	1740, 1810	2100	O	—	2500	1900	—600	G	—	
Oberautal (Seeberg—Fonsjoch)	Schafleger H.-L.	1700	1900—2000	O	—	2500	1900	—600	G	—
	Huberkar	1620	2085	O	steil	2500	1900	—600	G	—
	Langlahner*	1600	2085	N	steil	2400	1800	—600	G	—
	Pfanne*	1620—1720	2085	N	steil	2400	1800	—600	G	—
	W Pasill-Alm	1580, 1640	1800—1900	O	—	2400	1800	—600	G	—
	Pasill-Alm	1520	2085	N	—	2400	1800	—600	G	—
	Gr.Pfanne-Schleimser Joch	1560	1700—1900	NW	—	2400	1800	—600	G	—
	Schleimser Joch S	1680, 1700	1700—1900	SW	—	2400	1800	—600	G	nicht mit Isohypse stimmend
	Hoher Kasten-Kaserstatt	1540—1560	1800—1900	O	—	2400	1700	—700	G	tiefes Gschnitz
	Abendweide	1720	2000	O	—	2400	1800	—600	G	—
	Kühboden	1540	2000	NO	—	2400	1750	—650	G	tiefes Gschnitz
	Seekar-Alm	1500	2000	N	—	2400	1750	—650	G	tiefes Gschnitz
	Oberautal, dazu auch Uferwälle am Winteranger ?	960	1800—2000	N-O	flach	2400	1500	—900	S	Talglotcher
Sonnwendgebirge	Dalfazer Joch W	2040	2200	W	steil	2400	2100	—300	D	freie Lage
	Streichkopf-Gatterl	1920—1980	2100—2200	W	—	2400	2100	—300	D	freie Lage
	Stuhlpöckl W	1900	2100	W	—	2400	2000	—400	G ^a	freie Lage
	Dalfaz-Hochleger	1700	2200	W	—	2400	1900	—500	G ^a	keine deutliche Gletscherenden
	Kotalm-Hochleger	1800	2000—2200	N	flach	2400	1900	—500	G ^a	—
	Kotalm M.-L.-Kalt.Wasser	1540	2000—2200	N	flach	2400	1800	—600	G	beschattet
	Altes Trett	1500	2100	N	flach	2400	1800—1750	—650	G	freie Lage
	Karl (Kotalm-Joch O)	1680	2100	N	steil	2400	1800	—600	G	—
	Blockshutt ober Seehof	1040	2100	N-W	—	2400	1500	—900	S	—
	Blocksch.S-Fuß Dalfazer J.	1000	2200	S	—	2400	1500	—900	S	ohne Wallform

Der Achensee

Der Achensee (929 m SH, $6\frac{3}{4}$ km², 9.2 km lang, 133 m tief, 20.8 km Umfang, 481 Mill. m³) liegt in einem Nord—Süd gerichteten, heute zum Teil verschütteten Tallauf zwischen Karwendel und Rofan. Dieser wird im Norden durch die Felsschwelle bei Achenkirch abgeriegelt. Im Süden, gegen das Inntal, sind in ihm quartäre Schuttbildungen eingelagert, die die heutige Wasserscheide bilden und auch die Abdämmung des Seebeckens bewirken. Dadurch wurde die alte Wasserscheide in Fels außer Funktion gesetzt. Dieses alte Tal, dessen erste Anlage wohl tektonisch ist (Aufwölbung des Unnutz-Gewölbes) entwässerte ursprünglich zum Inn.

Ältestes sichtbares Glied der quartären Einschüttung ist der alte Schuttkegel am Kasbach. Er besteht aus rein kalkalpinen Talschottern und wird bei 730 m von Bändertonen und Mehlsanden überlagert. Diese reichen bis 830 m empor. Sie gehen nach oben in lockere, überwiegend zentralalpine Schotter über. Die Zusammensetzung dieser Schotter, sowie gelegentliche, talein, d. i. vom Inntal weg gerichtete Schrägschichtung beweisen, daß die Einschüttung dieser Schotter vom Haupt-(Inn-)tal ins Neben-(Achen-)tal erfolgte. Bändertone, Mehlsande und Terrassenschotter bilden den Komplex der Terrassensedimente. Sie werden ihrerseits von Grundmoräne der Würm-Eiszeit überdeckt. Diese führt reichlich kristalline Erratica. Alter Talschuttkegel, Terrassensedimente und Würm-Grundmoräne bauen die Schwelle gegen das Inntal auf.

Beim Bau des Einlaufstollen für das Achensee-Kraftwerk wurden Terrassenschotter auch an der Längsseite des Sees zwischen Pertisau und Seespitz angefahren. Dies zeigt, daß die Einschüttung des alten Achentales auch in den Bereich des heutigen Seebeckens hinein erfolgte, so daß man annehmen darf, daß während des Rib-Würm-Interglazials die ganze Seewanne von ihnen erfüllt war. Diese Schuttfüllung wurde während der letzten Großvergletscherung wieder ausgeschürft, wobei die entstandene Wanne von Grundmoräne ausgekleidet ist. Würm-Grundmoräne tritt daher auch überall an den Ufern des Sees in größeren und kleineren Resten auf. Auf der hocheiszeitlichen, kristallin-reichen

Grundmoräne liegt am Fuße der Berghänge rein kalkalpine Grundmoräne von Lokalgletschern.

Im Seebecken bildet Seeschlamm die jüngste Ablagerung. Es ist organogener Schlamm, zum Teil vermischt mit mechanisch aufgearbeitetem feinsten Kalkschlick, der als Trübe von den Bächen in den See geführt wird. Dieser Seeschlamm erreicht bis 10 m Mächtigkeit. In ihm liegen reichlich Baumstämme, Wurzelstöcke und Äste. Sie dürften von Wildbächen und Lawinen zu Tal gebracht worden sein (vergleiche auch S. 52).

Aus den Seitengraben und Seitentälern haben die Bäche mächtige Schuttkegel vorgebaut. Die Korngröße des Schuttes und damit die Neigung des Schuttkegels sind von der Länge, Neigung und Wasserführung des Grabens abhängig. Während aus den steilen Runsen besonders an der Westseite des Sees (Gais-Alm, Breitgries) sehr steile Schuttkegel vorgebaut wurden, haben die Bäche aus Gern- (Pletzbach-), Falzthurn- und Tristenau-Tal tief ins Gebirge eingreifende einstige Seebuchten verschüttet. Auch im Norden wurde der See durch die Einschüttung des Oberau- und Unteraubaches stark zurückgedrängt. Im Zuge der Voruntersuchungen für den Bau des Achensee-Kraftwerkes wurde auch der Schuttkegel von Pertisau durch Bohrungen erkundet. Es zeigte sich dabei, daß oberflächlich (im Durchschnitt bis 5 m) Lehm liegt, während tiefer unten gröbere Kiese, Sande und Schotter liegen. Nur untergeordnet treten auch in ihnen geringmächtige Lehmlagen auf. Die Schotter und Kiese sind reine Ablagerungen aus dem Einzugsgebiet der Bäche. Nur an einer Stelle fanden sich wenige, bis 3 cm große Kristallingerölle. An einer Stelle waren auch bei 35 m Tiefe einige kleine Stücke rein weißer, kalkiger Seekreide eingelagert. Es handelt sich bei diesen Schottern und Kiesen um typische Schuttkegelbildungen, die in den Achensee vorgebaut wurden. Die hangende lehmige Ablagerung ist verschieden mächtig und liegt mit welliger Unterfläche auf den Schottern, die oberflächlich von Erosionsfurchen durchzogen sind. Daß dieses vorgebaute Delta von Tristenau-, Falzthurn- und Pletzbach sehr jung ist, geht aus dem Umstand hervor, daß in der Sohle dieser Täler nirgends Endmoränen junger Lokalgletscher zu finden sind. Auch die große Ufermoräne im Falzthurn reicht nicht bis an die Talsohle herab. Die Aufschüttung dieser Talböden ist also zum mindesten in oberen Teilen jünger als Schlern und hat offenbar die Moränen der Schlußvereisung unter sich begraben.

Während der aus der Tristenau kommende Bach auch heute noch aufschüttet, haben sich die Bäche aus Falzthurn- und Pletzbach-Tal

bereits wieder 2—10 m tief in ihre eigenen Ablagerungen eingeschnitten. Dabei haben sie auf weite Strecken hin graue oder gelblich-braune, sehr feine, knetbare Lehme und Streifenlehme entblößt. Sie reichen im Pletzsch-Tal nächst der Pletzsch-Alm noch bis 1030 m, im Falzthurn-Tal bis zur Einmündung des Bärenlahner, d. i. bis 1200 m hinauf. Da die Schwelle des Achensee gegen das Inntal von der Würmeiszeit überformt ist und mit ihrem höchsten Punkt bei Eben 963 m erreicht, können diese Lehme nicht Absätze eines höher gestauten Achensees sein. Sein Spiegel konnte nicht höher als der tiefste Punkt der Schwelle liegen. Die Lehme und Streifenlehme werden ihrerseits deutlich von den Schuttkegeln der Seitengräben und den Halden des Bergfußes überlagert. Sie sind also älter und in einer Zeit zur Ablagerung gekommen, als die Berghänge noch wenig Schutt lieferten.

Trotz der Steilheit der den Achensee umgebenden Berghänge sind von den 20.85 km langen Ufern nur 3.4 km Felsufer. Über 16 km liegen in verschiedenen, lockeren Schuttmassen. Unter diesen nehmen die Flachsuttkegel mit $\frac{1}{2}$ des Gesamtumfanges des Sees den größten Anteil ein. Steilsuttkegel sind mit 5.5 km beteiligt, der Rest entfällt auf Würm-Grundmoränen. In diesen verschiedenen Uferarten wurde entsprechend der Festigkeit der Ablagerung eine verschieden breite Brandungsterrasse ausgebildet. In Fels ist sie rund $\frac{1}{2}$ —2 m, in Steilsuttkegeln 5—10 m und in Flachsuttkegeln und Flachufern in Grundmoräne 30—120 m breit (Ampferer, 1929). Diese Strandterrasse zeigte in ihrer ganzen Ausdehnung eine dem Seeschlamm aufliegende natürliche Pflasterung durch mit ihrer Breitseite aufliegende Steine. Diese Pflasterung reichte bis in das Niveau des tiefsten natürlichen Seespiegelstandes hinab. Es ist also auch in den Strandterrassen, ähnlich wie im Pletzsch-, Falzthurn- und Tristenau-Tal eine Änderung der Sedimentationsbedingungen jüngster geologischer Zeit ablesbar. Während heute nirgends auf den Strandterrassen mehr Seeschlamm abgelagert wurde, sondern nur gröberes Gerölle, muß früher einmal diese Zufuhr groben Materiales unterbunden gewesen sein (Ampferer, 1927). Wie bereits erwähnt, sind am Achensee ältere, höhere Seespiegelstände nicht nachweisbar.

Das Seebecken ist keine reine Felswanne, sondern ist teilweise auch in von Würm-Grundmoräne überzogenen interglazialen Schottern eingebettet. Die Schotter selbst sind vollkommen wasserdurchlässig. Eine gewisse Abdichtung wird wohl durch die sie überziehende Grundmoräne erreicht. Aber diese Grundmoränendecke ist sicher nicht lückenlos.

Außerdem ist sie von wechselnder Zusammensetzung. Wirklich wasserundurchlässig sind nur ihre feinschlammigen Teile. Dies zeigte sich auch beim Bau des Achenseewerkes in Probeschacht II, der ganz in Grundmoräne stand. Hier war in einer Tiefe von 5 m ein Wasserandrang von 30 l/sek und bei 6 m Tiefe schon ein solcher von 80 l/sek (Ampferer O. und Pinter K., 1927). Die Abdichtung des Seebeckens wird in erster Linie durch die das ganze Becken auskleidende Schale von Seeschlamm erreicht. Dies wird wieder durch die Beobachtungen beim Bau des Achensee-Kraftwerkes bestätigt. Es zeigte sich nämlich, daß die Spiegelhöhe des Grundwassers in den Terrassenschottern unabhängig vom Seespiegelstand ist. Das Wasser des Sees hat durch die abdichtende Wirkung des Seeschlammes keine Verbindung mit dem in den Schottern zirkulierenden Grundwasser. Das Grundwasser in den Schottern lag höher (Ampferer-Pinter, 1927). Die starken, am Kasbach austretenden Quellen entstammen nicht dem See, sondern werden durch Wasser aus dem Rofan und Weißenbachtal gespeist. Auch die Quellen am Nordende des Sees bei Achenkirch werden nicht von Seewasser, sondern vom Unnutz-Gehänge gespeist. Diese Verhältnisse wurden nun allerdings durch den Eingriff der Technik geändert. Die jährliche Absenkung des Seespiegels bis weit unter die natürliche Pflasterung der Strandterrasse führte zu einer stellenweise sehr weitgehenden Aufarbeitung des Seeschlammes. So weit er nicht vollkommen abgetragen wird, bleibt feiner, wasserdurchlässiger Sand zurück. Es wird dadurch die Möglichkeit eines Undichtwerdens der Seewanne bis in die Tiefe der größten künstlichen Spiegelsenkung geschaffen (bis unter — 10 m). See- und Grundwasser können Verbindung bekommen und damit kann Seewasser auch durch die Schotter gegen das Inntal abfließen.

Im Gebiet des Achensees läßt sich der Ablauf der Quartärzeit, durch Ablagerungen belegt, bis in die Gegenwart herein verfolgen.

Die älteste Bildung sind die konglomerierten Schotter des Kasbaches. Sie sind interglaziale Bildungen und wohl gleich alt mit den Gehängeschuttbreccien des Hochnißl-Kammes. Sie stammen aus einer Zeit, da in den Seitentälern eine sehr starke Schuttabfuhr stattfand, die in das Haupt-(Inn-)Tal vorgebaut wurde. Sie reichen bis 730 m hinauf und es ist jedenfalls bemerkenswert, daß der flache Boden der 133 m tiefen Seewanne mit 796 m dieser Höhe der Konglomerate sehr nahe kommt.

Mit einer sehr scharf ausgeprägten erosiven Diskordanz liegt auf diesen Konglomeraten die Folge der Terrassensedimente, entstammend einer Zeit, in der zunächst Seebildung im Inntal-Raum festzustellen ist

(Bändertone und Mehlsande), die aber später durch reine Flußschotter gekennzeichnet wird. Die Aufschüttung schreitet diesmal vom Haupt-(Inn-)Tal in die Seitentäler hinein fort.

Über diese mächtigen Schotter hat die letzte Großvergletscherung (Würm) ihre Grundmoränen gebreitet, die Schotteroberfläche überformt und neben flachen kleineren Wannen und Mulden die Wanne des Achensees ausgeschürft. Aus der Zeit des Zerfalles der mächtigen Eisströme der Würmeiszeit haben wir keine sicheren Ablagerungen.

Jedenfalls folgt auf die Würmeiszeit eine Zeit starker Erosion. Denn die folgende Vergletscherung hat die Hänge der Kalkalpen bereits fast völlig frei von erratischem Kristallinschutt vorgefunden. Ihre Moränen sind bis auf Einzelfunde kristallinfrei.

Diese schlußeiszeitliche Eigenvergletscherung brachte in die Karwendel-Täler noch ganz ansehnliche Talgletscher von mehreren Kilometern Länge (Schlern-Stand). Anzeichen für einen noch tiefer reichenden Gletscherstand sind vorhanden (kalkige Moränen auf der Gnadenwalder Terrasse).

Die Schlerngletscher zogen sich aber bald zurück, mehrfache Halte mit deutlichen Vorstößen eingeschaltet. Diese Haltepunkte mit Vorstoß-Charakter im Schwinden der Eigenvergletscherung sind Gschnitz (I und II) und Daun. Kein Gletscher der Schlußvereisung erreichte aber den (heutigen) Achensee.

Im Inntal dürften die jungen Flußterrassenränder auf die starke Wasserführung und damit verbundene starke Erosionskraft des Inn zurückgehen, entstanden durch die Schmelzwässer der großen Schlerngletscher.

Wahrscheinlich schon nach Schlern setzte eine kräftige Einschotterung des Achensees ein. Die Buchten in Pletzach-, Falzthurn- und Tristenau-Tal wurden verlandet, ebenso Teile am Nordende des Sees.

Es folgte eine Zeit geringer Schuttlieferung. Die Lehme in den Karwendel-Tälern wurden abgesetzt.

Neuerliche starke Schuttbildung lieferten die großen Schuttkegel in den Seitentälern und die Schuttfüße an den Bergflanken.

Schließlich wurden auch diese Schuttkegel wieder zerschnitten.

Durch die Bohrungen, welche Sarnthein R. (1940) in der Bucht von Seespitz für pollenanalytische Untersuchungen durchführte, ist der Ablauf der Zeit nach der Würmeiszeit auch stratigraphisch aus den Seeablagerungen belegt und pollenanalytisch und klimatologisch ausgewertet. Es wurde folgendes Profil festgestellt:

Graphische Darstellung nach Sarnthein R. (1940)

stratigraphisch	pollenanalytisch- klimatologisch
C	VIII
B	VII
	VI
A—B	V
A ³	IV
	III
A ²	II
	I
A ¹	

Stratigraphische Beschreibung:

- A¹ = gelbe bis rotgelbe, etwas sandige Lehmschicht mit kantigem Kalkschutt durchsetzt, 0,2 m.
- A² = tief-blauschwarzer, zähplastischer Mergel, durch schmale, helle Zwischenlagen gebändert, an der Luft rasch bleichend. Reich an kolloidalem FeS und FeS², sowie H²S haltigen Gasen. 1,3 m.
- A³ = hellgraue, homogene tonreiche Mergel mit abnehmendem Gehalt an Schwefeleisen, 1 m.
- A—B = Übergangsschichte, abnehmender Ton, zunehmender Kalkgehalt, 0,7 m.
- B = kompakte Detritus-Gyttja, organogener, tonfreier Kalkschlamm, zu gelblich-weißer Seekreide verdichtet. Pisidien- und Valvaten-Schalen, ohne minerogene Beimengung, 2,5 m.
- C = weiche Detritus-Gyttja, gelbgrau, breiig, reichlicher Gehalt an tonigen, minerogenen Beimengungen zu organogenem Kalkschlamm. Reichlich organogener Grob- und Feindetritus, 1,2 m.

Klimatologisch-pollenanalytische Beschreibung:

- I = Fichte und Tanne in nächster Nähe des Sees wachsend, dazu Hasel, Buche, Erle, Ulme, Linde, Sanddorn. Progressives Waldstadium mit bereits weit vorgeschrittener Waldentwicklung. Starke sommerliche Erwärmung, klares Wasser und keine Schmelzwassertrübe von Gletscherbächen, daher stark zurückgegangene Gletscher.
- II = regressives Waldstadium, Fichte und Tanne wieder verschwunden, Bergföhrenbestände mit spärlichen Weiden und Birken. Lebhaftere Erosion und starke und rasche Sedimentation. Klimaverschlechterung (Schlußvereisung, Schlern, Gschnitz).
- III = Bergföhren- und Zirbenbestände, allmählicher Vorstoß der Birke im Sinne progressiver Waldbildung mit großblättrigen Formen. Rückgang der Lokalvergletscherung und allmähliche Klima-Besserung.
- IV = Föhrenzeit (Zirben). Vereinzelt Auftreten wärmeliebender Laubhölzer und der Fichte. Gegen Ende Austrocknungshorizont und Sedimentationslücken. Beginn der Wärmezeit.
- V = Hasel- und Eichenmischwald. Die Fichte breitet sich rasch aus und drängt die Föhren zurück. Klima-Optimum, sehr warm und niederschlagsreich. Eiche nimmt vorherrschende Stelle ein.

- VI = Fichtenzeit. Rückgang des Mischwaldes, Waldgrenze bei 2500 m, fast vollständiger Rückgang zentralalpiner Vergletscherung. Abnehmende Wärmezeit.
- VII = Tannen- und Buchenzeit mit Fichtenvorherrschaft, in Lagen über 1000 m. Klima kühler und niederschlagsreicher.
- VIII = Fichtenzeit, Rückgang der Tanne und Buche. Wiedereinsetzen minerogener Sedimentation in den Alpenseen.

Aus der zweiten (atlantischen) Wärmezeit stammen die Baumstämme, die im Seeschlamm eingebettet sind.

Diese aus den See-Ablagerungen gewonnenen Erkenntnisse R. Sarnthein's mit zwei deutlich durch eine Klima-Verschlechterung getrennten Wärmezeiten ordnen sich zwanglos ins geologische Schema ein. Die Klimaverschlechterung entspricht dem Vorstoß der Schlern- bis Gschnitz-Gletscher. Für die erste, nachwüme Wärmezeit gelangt Sarnthein zum Ergebnis, daß die Gletscher nicht vollkommen aus den Alpen verschwunden wären, wie dies eigentlich im Sinne von Ampferer's Schlußvereisung gefordert wäre. Dagegen sind die heutigen Gletscher der Ostalpen eine vollkommene Neubildung nach der zweiten, atlantischen Wärmezeit.

Anhang

Berichtigung von Druckfehlern der geologischen Karte

- NO Heimjoch: zwischen Kössener Schichten und Liaskalk fehlt Schichtgrenze. Mantschen Alm: Fischgrätenzeichen des Moränenwalles zeigt in entgegengesetzte Richtung.
- S Gütenberg Alm: Farbe der Kössener Schichten ist zu hell.
- Achensee-Ufer S Pertisau: Hauptdolomit reicht bis ans Ufer vor, der Überdruck von lichtbraunen Schraffen (Schwemmbooden) hat zu entfallen. Westliche Begrenzung zwischen Schwemmbooden und Hauptdolomit fehlt.
- Achensee-Ufer zwischen Seespitz und Häusern: lichtbrauner Untergrund ist falsch, richtig rote waagrechte Schraffen in weiß = Seekreide.
- Schneeköpfe N und NO: Farbe der Partnachsichten ist zu dunkel.
- Bärenlahner S Gamshals: kleine rote Gesteinspartie, rot von Liaskalk falsch, richtig rot von Buntsandstein.
- Dristkopf S und O: Farbe der Partnachsichten Gaißlahner-Dristkarl ist zu dunkel.
- Weißbachtal: N vom „W“ von Weißenbachtal Scholle von Reichenhaller Kalken ist falsch, richtig Muschelkalk.
- N Lamsenjoch-Hütte: Farbe der Kössener Schichten zu hell.
- SW Walder Alm: Lias-Fleckenmergel sind tektonisch begrenzt.
- Ausgang des Vomper Loches: im Hauptdolomitkeil in Jura südlich des Predigtstuhles entfallen die roten Punkte.
- Gegenüber Pfannenschmiede: brauner Fleck ist Partnachsichten.
- Dalfazer Wände: Aptychenschichten reichen bis an den Fuß der Wände.

Verwendetes Schrifttum

- Ampferer O. und Hammer W.** Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jb. Geol. Reichsanstalt, 48. Bd. 1898. Wien 1899. S. 289—374.
- Ampferer O.** Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jb. Geol. Reichsanstalt, 53. Bd., 1903, Wien, 1903. S. 169—252.
- Studien über die Inntalterrassen. Jb. Geol. Reichsanstalt, 54. Bd., 1904, Wien, 1904. S. 91—160.
- Aus der geologischen Geschichte des Achensees. Z. d. Deutschen u. Österr. Alpenver., 36. Bd., 1905, Innsbruck, 1905. S. 1—15.
- Über Gehängebreccien in den nördlichen Kalkalpen. Jb. Geol. Reichsanstalt, 57. Bd., 1907, Wien, 1907. S. 727—752.
- Über die Entstehung der Inntalterrassen. Verh. Geol. Reichsanstalt, 1908, S. 88—109.
- Ampferer O. und Ohnesorge Th.** Blatt Innsbruck—Achensee (5047) der Österr. geol. Spezialkarte 1:75.000. Geol. Reichsanstalt, Wien 1912.
- Ampferer O.** Landschaft und Geologie des Achensees. „Die Wasserwirtschaft“, Sonderheft: Der Achensee und die Ausnützung seiner Wasserkräfte. Wien-München, Wien, 1919. S. 1—3.
- Ampferer O. und Ohnesorge Th.** Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Innsbruck — Achensee (5047). Geologische Bundesanstalt, Wien, 1924.

Ampterer O. und Pinter K. Über geologische und tektonische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol. Jb. Geol. Bundesanstalt, 77. Bd., 1927, Wien 1927, S. 279—332.

Ampterer O. Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges. Jb. Geol. Bundesanstalt, 78. Bd., 1928, Wien, 1928. S. 241—256.

Ampterer O. und Berger J. Vom geologischen Aufbau der Achenseeufer, seine Auswirkung bei der Spiegelabsenkung. Schweizerische Bauzeitung, Bd. 93, Nr. 14, Zürich, 1929, S. 170—174.

Ampterer O. Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. in Wien, 145. Bd., 1936, Wien, 1936. S. 201—208.

— Aus dem Führer für die Quartärexkursion 1936 in Österreich. VI. Unterinntal bis Innsbruck. Geol. Bundesanstalt. II. Bd., Wien, 1936. S. 48—55.

— Neue geologische Erfahrungen von 1939. Mitt. d. Alpenländischen geol. Ver. (Mitt. Geol. Ges.) in Wien, 32. Bd., 1939, Wien, 1939. S. 167—172.

— Über einige Formen der Bergzerreißung. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. in Wien, Abt. I, 148. Bd., 1939, Wien, 1939. S. 1—14.

— Über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. Mitt. d. Alpenländischen geol. Ver. (Mitt. Geol. Ges.) in Wien, 32. Bd., 1939, Wien, 1939. S. 119—123.

— Über die geologischen Aufschlüsse beim Bau der neuen Achenseestraße auf der Strecke zwischen Wiesing und Scholastika. „Geologie und Bauwesen“, 11. Jg., Springer-Verlag Wien, Wien 1939. S. 101—112.

— Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss., Abt. I, 149. Bd., 1940, Wien, 1940. S. 51—70.

— Tektonische Nachbarschaft Karwendel—Sonnwendgebirge. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss., Abt. I, 150. Bd., 1941, Wien, 1941. S. 181—199.

— Bergzerreißungen im Inntalraum. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss., Abt. I, 150. Bd., 1941, Wien, 1941. S. 97—114.

— Geologisches Schauen und Naturerklären im Inntalraume. „Natur und Volk“. 72. Jg., Frankfurt a. M., 1942. (Senkenbergische Naturforschende Ges.) S. 234—249.

— Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. Denkschriften Akad. d. Wiss. in Wien, math. nat. Kl., 106. Bd., 1942, Wien, 1942. S. 1—95.

— Die Ablagerungen der Schlußvereisung in der Umgebung von Innsbruck. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss., Abt. I, 152. Bd., 1943, Wien, 1943. S. 85—109.

— Über grobblockige Einschlüsse in den Inntalterrassen. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss., Abt. I, 152. Bd., 1943, Wien, 1943. S. 43—55.

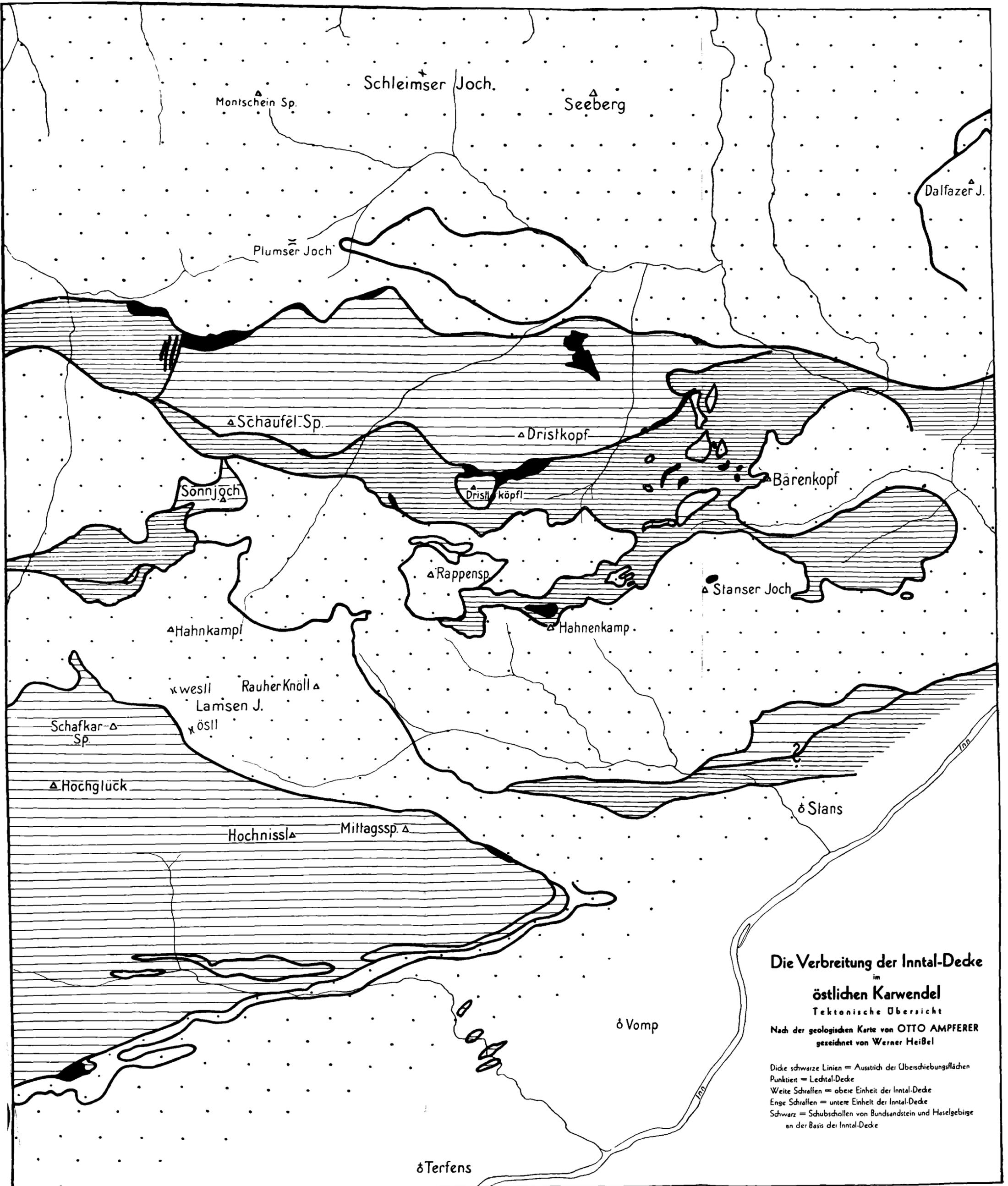
— Geologische Ergebnisse der Quellenaufschließung in der obersten Mühlauer Klamm bei Innsbruck. Mitt. Geol. Ges. in Wien, 36.—38. Bd., 1943 — 1945. Wien, 1949. S. 1—28.

— Über die tektonische Selbstständigkeit der Inntaldecke. Berichte des Reichsamtes für Bodenforschung. Jg. 1944, Wien, 1944 (Geol. Bundesanstalt). S. 57—73.

Bobek H. Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntale. Jb. Geol. Bundesanstalt, 85. Bd., 1935, Wien, 1935. S. 135—189.

Sarnthein R. Graf von. Untersuchungen über den Pollengehalt einiger Moränen und Terrassensedimente des Inntales. Z. f. Gletscherkunde, XXV. Bd., 1937, Leipzig, 1937. S. 232.

- Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen und ihre waldgeschichtliche Bedeutung. II. Seen der Nordtiroler Kalkalpen. Beihefte zum Botanischen Zentralblatt, LX. Bd., Abt. B, Dresden, 1940.



Die Verbreitung der Inntal-Decke
 im
östlichen Karwendel
 Tektonische Übersicht
 Nach der geologischen Karte von OTTO AMPFERER
 gezeichnet von Werner Heißel

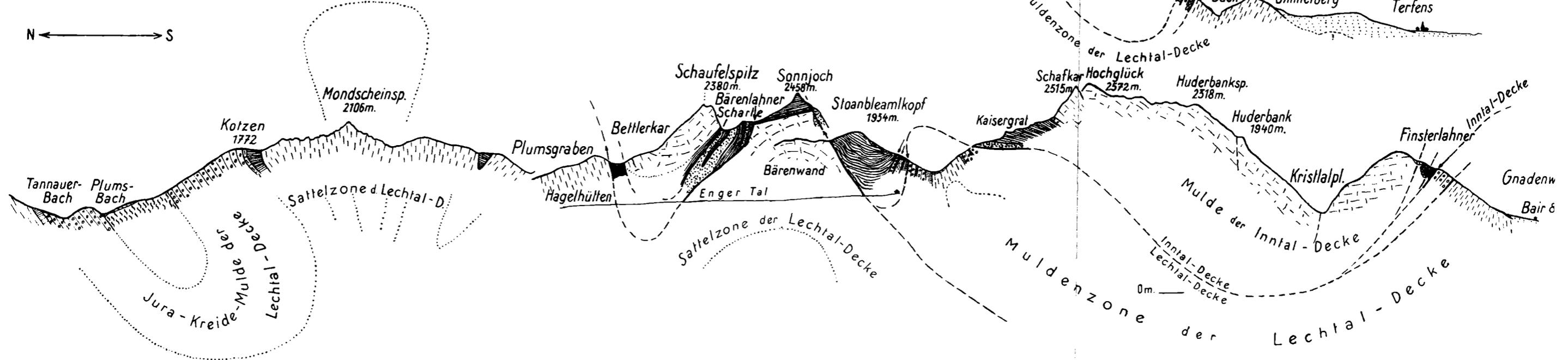
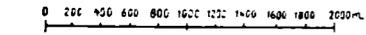
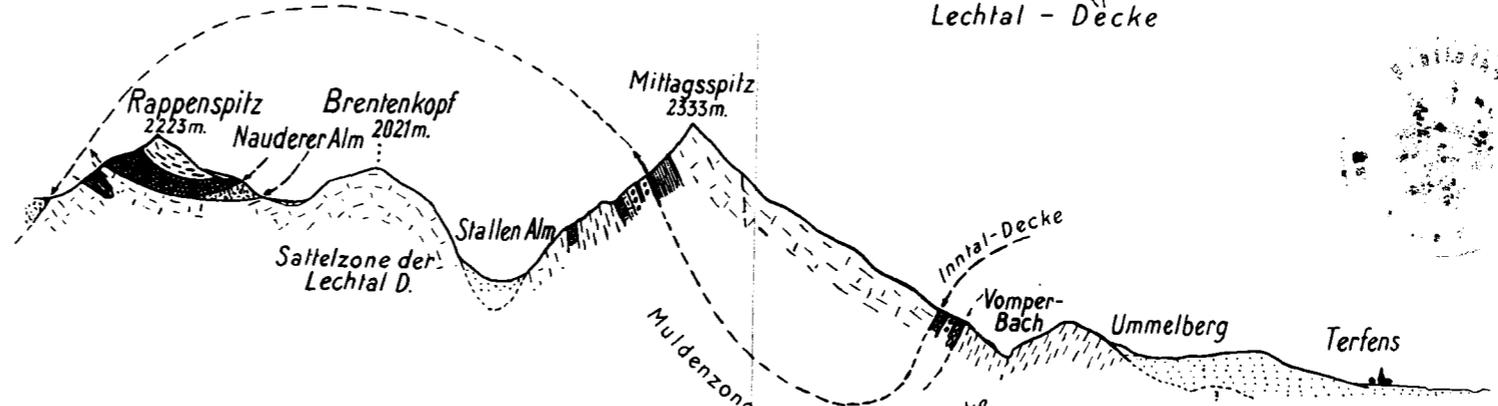
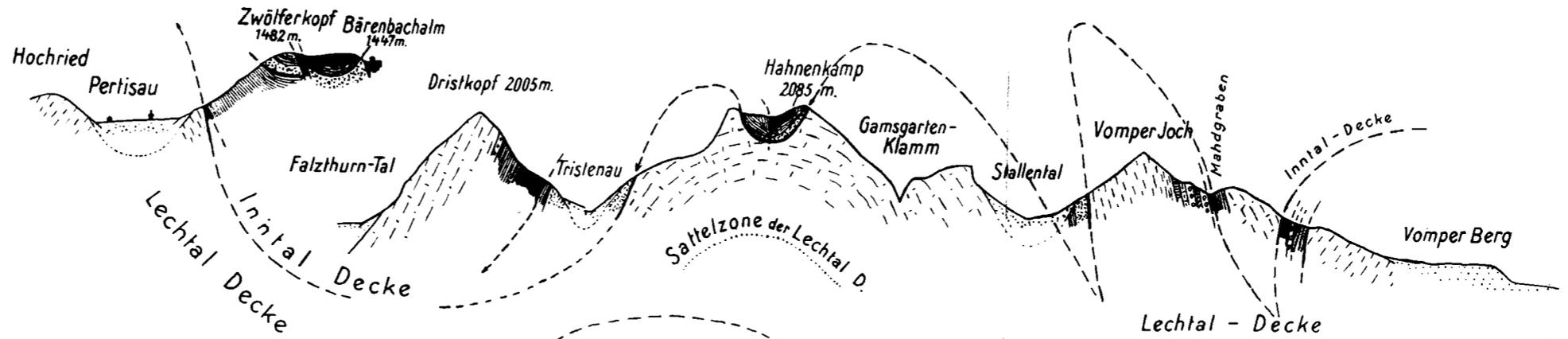
Dicke schwarze Linien = Ausstrich der Überschiebungsflächen
 Punktiert = Lechtal-Decke
 Weite Schraffen = obere Einheit der Inntal-Decke
 Enge Schraffen = untere Einheit der Inntal-Decke
 Schwarz = Schubschollen von Bundsandstein und Haselgebirge
 an der Basis der Inntal-Decke

Profile durch das östliche Karwendel

Nach der geologischen Karte von OTTO AMPFERER

gezeichnet von

Werner HeiBel



- | | | | | |
|------------------------------------|-----------------------------|------------------------------|--------------------------------|------------------|
| Buntsandstein und Haselgebirge | Partnach-Schichten | Hauptdolomit und Plattenkalk | Lias-Fleckenmergel | Neocom-Mergel |
| Reichenhaller Rauwacke | Wettersteinkalk und Dolomit | Kössener-Schichten | Radiolarit | Quartärer Schutt |
| Reichenhaller Kalk und Muschelkalk | Raibler-Schichten | Lias-Kalk | Hornsteinkalk und Aptychenkalk | Deckengrenzen |