

Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern. (Tuxer Voralpen.)

Von Eduard Hartmann (München).

Mit einer geologischen Karte (Taf. X), zwei Profiltafeln (Taf. XI—XII), einer Relief Tafel (Taf. XIII) und 23 Figuren im Text.

II. Teil.

A. Tektonik.

In den Tarntaler Bergen gibt es: I. paläozoische, II. post-rhätisch-präjurassische, III. tertiäre Schichtstörungen.

I. Paläozoische Schichtstörungen.

Dieselben haben nur die Brennerschiefer, die Quarzphyllite und ihre dolomitischen Einlagerungen betroffen und werden durch gelegentlich diskordante, transgressive Auflagerung der mesozoischen Schichten sowie durch bereits gefaltete Gerölle von Quarzphyllit in den Raibler(?) Rauhacken nachgewiesen. Die diskordante Auflagerung von Raibler(?) Schichten ist zwischen dem Melkplatz und der Mölser Scharte (cfr. I. Teil, Fig. 1) unmittelbar zu sehen. Diskordant und konkordant sind die jurassischen Schichten des basalen Vorlandes auf der Südseite des Hauptmassivs dem Brennerschiefer aufgelagert. Diskordante Auflagerung der Juraschichten herrscht auch im südlichen Lizumtal, ferner im Grübelkar bei P. 2268 (cfr. im I. Teil, Fig. 1 und im II. Teil auf Profiltafel XI, Fig. 1 u. 4).

Wie bereits im I. Teil dargetan wurde, haben wir uns das „paläozoische Tarntaler Gebirge“ als ein Faltengebirge zu denken, das aus sehr flachen Sätteln und Mulden bestand. In den Mulden trat konkordanter, an den Firsten der Sättel diskordanter Absatz der mesozoischen Schichten ein. Wir wissen nicht mit Sicherheit, ob sich die paläozoische Erosion, durch welche der Quarzphyllit auf große Strecken hin ganz oder nur teilweise vom liegenden Brennerschiefer entfernt wurde, vor oder nach den schwachen paläozoischen Faltungen zugetragen hat, wir wissen auch nicht, wie viele Diskordanzen zwischen Paläozoikum und Mesozoikum ursprünglich noch vorhanden waren, welche später durch die tertiären Gebirgsbildungen verwischt wurden.

II. Postrhätisch-präjurassische Schichtaufrichtungen.

Diese Störungen lassen sich im Hauptmassiv in den Schuppen A und B_2 durch die Diskordanzen nachweisen, welche zwischen den Kössener Dolomiten und den jurassischen Kieselkalken bestehen und im I. Teil, pag. 258 [52] und 262 [56] beschrieben wurden (cfr. I. Teil, Fig. 7 und II. Teil, Fig. 4 und Profiltafel XI, Fig. 2).

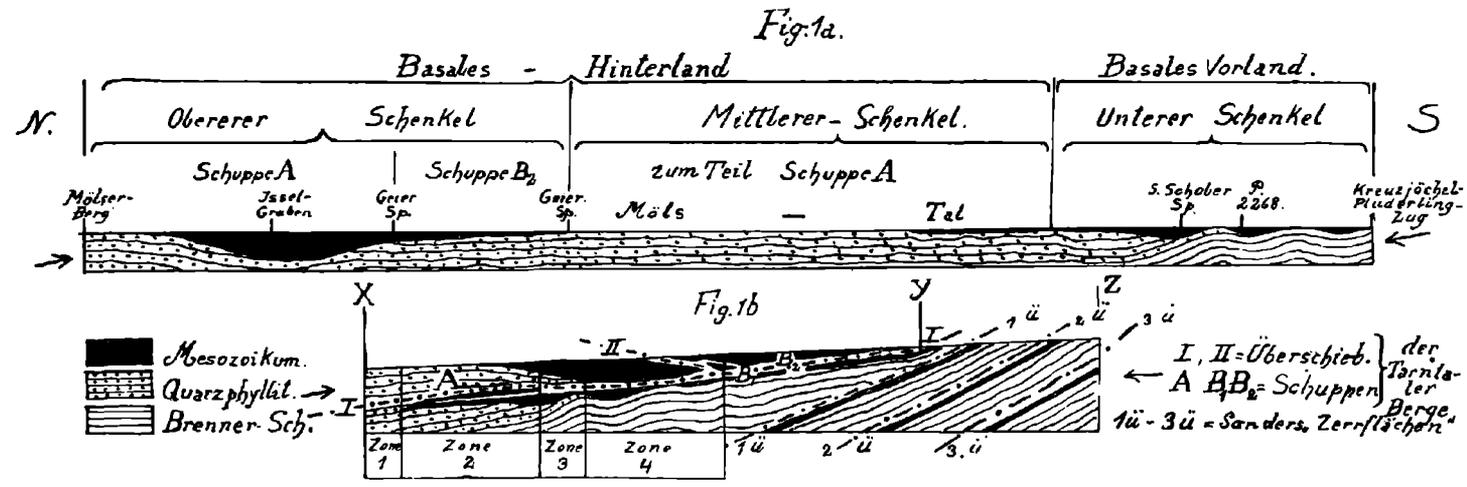
Man befindet sich hier in der gleichen Lage wie bei der Beschreibung der paläozoischen Schichtstörungen. Ältere Schichtstörungen sind sicher vorhanden, aber sie lassen sich nicht auf große Strecken hin weiter verfolgen. Es ist auch unsicher, ob die Diskordanzen zwischen Trias und Jura auf die Bildung von flachen präjurassischen Falten oder auf ein von kleinen Verwerfungen durchsetztes präjurassisches Schollenland zurückzuführen sind.

III. Tertiäre Schichtstörungen.

Der exakte Beweis für das tertiäre Alter dieser Gebirgsbewegungen fehlt, denn man hat in den Tarntaler Bergen keine gefalteten Tertiär-, ja nicht einmal Kreideschichten. Für ein tertiäres Alter dieser Störungen spricht ihre Stärke und Kontinuität und der Zusammenhang mit bereits als tertiär festgestellten Alpenbewegungen der näheren und weiteren Umgebung. Die Untersuchungen des I. Teiles, speziell der mylonitischen Jurakonglomerate (cfr. I. Teil, Fig. 13 und pag. 272 [66]) und der S. Q. hat ergeben, daß die großen Überschiebungen in den Tarntaler Bergen älter sind als die großen Faltungen. Diese Annahme bestätigen ferner gleichsinnige Faltungen des basalen Vorlandes und der aufeinanderliegenden Schuppen A und B_2 . Die Verwerfungen der Tarntaler Berge sind zum Teil während der Faltungen oder der Überschiebungen entstanden, zum Teil erst nach diesen.

1. Überschiebungen.

Denken wir uns diejenigen paläozoischen und mesozoischen Schichten der Tarntaler Berge, welche heute in zwei große und in drei kleinere, stark gefaltete Schuppen aufgeteilt sind, wieder ausgeglättet und in die Lage zurück versetzt, welche sie vor den Überschiebungen und Faltungen eingenommen haben, so kann diese Lage durch das Bild Fig. 1a und 1b dargestellt werden, wenn man dabei, so weit möglich, die paläozoischen Faltungen in der Weise berücksichtigt, daß an Stellen, wo heute nachweisbar Diskordanz zwischen Mesozoikum und Paläozoikum herrscht, oder Anschwellen der mesozoischen Schichten auftritt, flache Sättel und Mulden angenommen werden. Wo Diskordanzen oder Schichtanschwellungen überhaupt nicht oder nicht mehr festzustellen sind, sind naturgemäß schematische Ergänzungen vorgenommen worden. Wir erhalten so ein basales Hinter- und Vorland.



Figur 1 b stellt eine durchgerissene, liegende Falte dar, deren Bestandteile Fig. 1 a erkennen läßt.

Schuppe A ist bereits vorhanden, Schuppe B₁ will sich soeben abspalten, desgleichen Schuppe B₂. Die Sanderschen Überschiebungsfächen 1ü-3ü zeigen an, daß der Schuppenbau der Tarentaler Berge sich nach Süden (bis an den Zentralgranit) fortsetzt. Sie wurden bei den hier nicht angegebenen Faltungen der Schuppen noch steiler aufgerichtet. Zone 1-4 cfr. pag. 356-361.

Figur 1 a ist im Maßstabe 1:150.000, ebenso Figur 1 b von x-y. - y-z ist schematisch gezeichnet.

45*

Das Hinterland besteht zu unterst aus Quarzphyllit, über den eine verschiedene mächtige, mesozoische Sedimentdecke transgrediert, die an einer Stelle besonders stark und spindelförmig anschwillt. Dieser spindelförmige, durch stark entwickelte Trias- und Jurasedimente ausgezeichnete Teil bildet später in der Schuppe *A* die mächtige, von Jurasedimenten überlagerte Triaslinse des Tarntaler Hauptmassivs.

Das Vorland zeigt im Gegensatz zum Hinterland in seinen südlichen Teilen noch das Auftauchen des Brennerschiefers, welcher durch die prätriadische Erosion freigelegt worden war. Über den Quarzphyllit und den Brennerschiefer breiteten sich die verschieden mächtig entwickelten, transgredierenden, mesozoischen Sedimente aus.

Die Bildung der Schuppen der Tarntaler Berge ging nun folgendermaßen von statten. Durch von NW her wirkende Kräfte entstand aus dem basalen Vorder- und Hinterland eine große liegende „S“-förmige Falte. Das basale Vorland bildete den unteren Schenkel derselben, das basale Hinterland lieferte das Material für den oberen und mittleren Schenkel. Der überkippte mittlere Schenkel und der hangende Schenkel der „S“-Falte bestehen aus den obersten Horizonten des hinterländischen Quarzphyllites und den teilweise darauf transgredierenden Trias- oder Jurasedimenten.

Durch die andauernd wirksamen Druckkräfte fand schließlich eine Zerreißung der liegenden Falte statt, die am südlichen Stirnrand begann und sich auf einer sanft nach Norden geneigten Ebene (= I in Figur 1*b*) fortsetzte. Der überkippte Quarzphyllit des Mittelschenkels trennte sich dabei von seinen muldenförmig nach Süden überkippten, mesozoischen Schichten und wanderte mit dem oberen Schenkel als keilförmige, selbständige Schubmasse = Schuppe *A* zunächst noch über die neu entstandene, nach Süden sich öffnende mesozoische Mulde des basalen Gebirges, dann aber weiter südlich nur mehr über deren normalliegenden, sozusagen verlängerten unteren Schenkel, welcher durch transgredierende mesozoische Schichten und darunter liegende Quarzphyllite oder Brennerschiefer gebildet wird.

Die eben geschilderten Vorgänge sind in Figur 1*b* schematisch dargestellt.

Bei ihrem weitem südlichen Vorwärtswandern stieß das Südende der Schuppe *A* auf Widerstand. Es trennte sich infolgedessen dasselbe auf einer flach nach Süden geneigten Ebene (in Figur 1*b* des II. Teiles = II) vom nördlichen größeren Teile und glitt als neue selbständige Schubmasse = Schuppe *B*₂ über den Rest der alten Schuppe *A* in nördlicher Richtung hinweg.

Bei diesem Vorgang spaltete sich von ihrer Basis noch die kleine Zweigschuppe = Schuppe *B*₁ ab, welche zwischen den Schuppen *A* und *B*₂ eingeklemmt ist. Die Überschiebung der Schuppe *B*₂ ist keine vollständige, darum ruht sie sowohl auf der Schuppe *A* als auch auf dem basalen Vorland.

Als die beiden noch vereinigten Schubmassen A und B_2 über das basale Vorland hinwegfuhren, mylonitisierten sie nicht nur die mesozoischen Sedimente desselben, sondern sie hoben auch Teile desselben ab und schoben sie auf basales Mesozoikum. So entstanden die Schuppen des basalen Vorlandes östlich des Melkplatzes und an der Schmirner Reisse (cfr. geologische Übersichtskarte des I. Teiles).

Die mit der Schuppe B_2 noch vereinigte Schuppe A wird in der vorliegenden Arbeit „alte Schuppe A “ genannt. Diese bestand infolge ihrer schiefen Abtrennungsfläche in ihrem südlichsten Teil (= Schuppe B_2) aus einem sich nach Süden verjüngenden Keil normal gelagerter mesozoischer Schichten, welche gegen Norden zunächst normal gelagerten, dann anormal gelagerten und überkippten Quarzphyllit zum Liegenden erhielten.

Dies in kurzen Zügen der Überschiebungsmechanismus der Tarntaler Berge, welcher durch die geologische Übersichtskarte des I. Teiles, durch die Profile und durch die beiden geologischen Reliefs des II. Teiles näher erläutert werden soll.

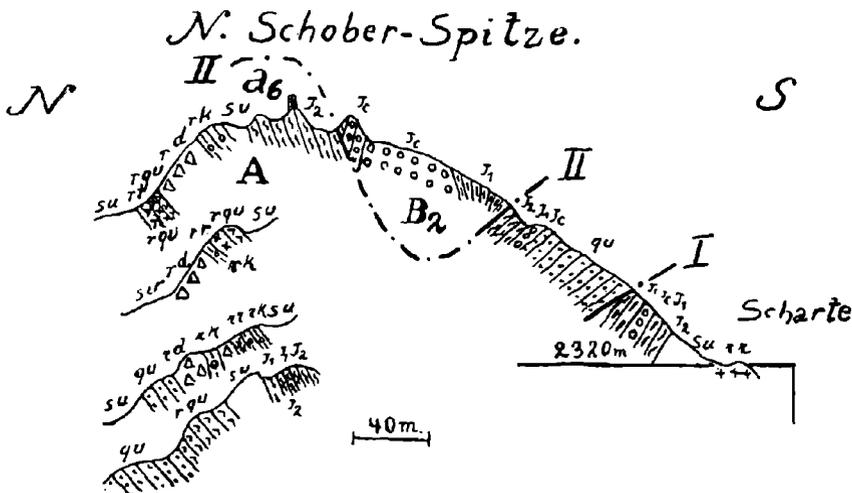
Es seien bei dieser Gelegenheit noch zwei weitere Entstehungsmöglichkeiten der „alten Schuppe A “ angeführt. Man nimmt bei beiden zunächst wieder eine liegende S-förmige Falte an; diese reißt entweder so durch, daß der keilförmige, abgeschnittene Quarzphyllit des Hangendschenkels über den ebenfalls keilförmigen und überkippten Quarzphyllit des mittleren Schenkels geschoben wird, welcher das überkippte, muldenförmige Mesozoikum einhüllt, oder man kann annehmen, daß sich das normal liegende Mesozoikum und der Quarzphyllit des oberen Schenkels nebst dem überkippten Quarzphyllit und dem überkippten Mesozoikum des mittleren Schenkels als selbständige Schubmasse (= Schuppe A) auf dem normal liegenden Mesozoikum des unteren Schenkels fortbewegt hat.

Auf der im I. Teil gegebenen geologischen Übersichtskarte, ferner in allen Profilen des I. und II. Teiles sowie in den beiden tektonischen Reliefs des II. Teiles und auf der kolorierten Karte des II. Teiles wird, soweit möglich, die untere aus dem hangenden und dem mittleren Schenkel bestehende Schuppe mit A , die von ihr abgespaltete, größere obere Schuppe mit B_2 , die von dieser abgespaltete, zwischen A und B_2 eingeklemmte Schuppe mit B_1 bezeichnet. Die Schubfläche zwischen dem basalen Vorland und der Schuppe A heißt I, die Schubfläche zwischen den Zweigschuppen des basalen Vorlandes (an der Schmirner Reisse und am Melkplatz) und dem basalen Vorlande: I'. Die Schubfläche zwischen der Schuppe B_2 und A , beziehungsweise B_1 heißt II, die zwischen B_1 und A II'. Das basale Vorland und seine Schuppen sind auf der Übersichtskarte und im Relief unpunktirt und un-schraffiert, die Schuppe A ist punktirt, die Schuppe B_1 ist nordsüdlich, die Schuppe B_2 ostwestlich schraffiert. Die elf wichtigsten, in ostwestlicher Richtung streichenden Antiklinalzüge sind auf der geologischen Übersichtskarte und in den Profilen mit a_1 — a_{11} bezeichnet. Die in die beiden geologischen

Reliefs eingezeichneten arabischen Zahlen vertreten entsprechende Namen von Lokalitäten, an welchen in der Natur der im Relief schematisch dargestellte tektonische Typus auftritt.

Wenn wir nun mit Hilfe der kolorierten Karte, der Übersichtskarte, der Profile und der tektonischen Reliefs die Analyse der großen liegenden Falte vornehmen wollen, von welcher alle Schuppen der Tarntaler Berge abzuleiten sind, dann ist es notwendig, uns zunächst die „alte Schuppe A“ wiederhergestellt zu denken. Wir denken uns also zunächst die Schuppe B_2 von der

Fig. 2.



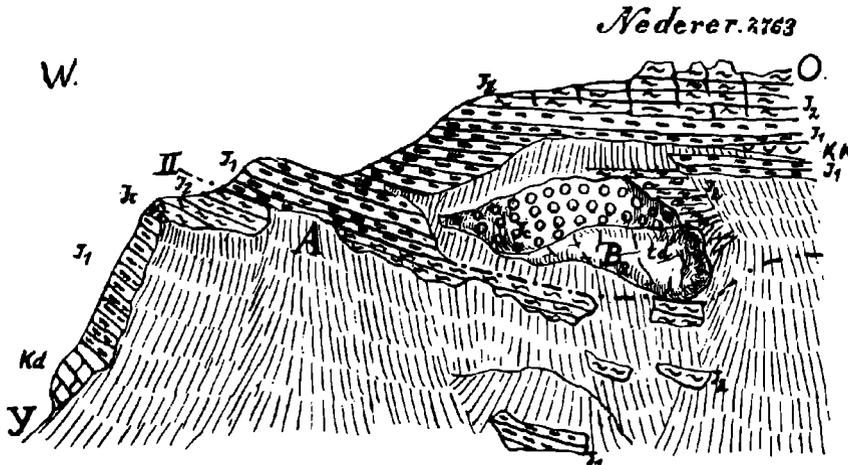
Überlagerung der Schuppe A durch die Schuppe B_2 an der nördlichen Schoberspitze.

J_2 = Jurakieseltonschiefer oder Tonschiefer. — J_c = Jurakonglomerate. —
 J_1 = Jurakieselkalk. — rk = Raibler (?) Kalk. — rd = Raibler (?) Dolomite.
 rr = Raibler (?) Rauhacken. — rqu = Raibler (?) Quarzite. — qu = Quarz-
 phyllite. — su = Bergschutte. — I, II = Überschiebung. — A, B_2 = Schuppen.
 α_6 = Antiklinale.

Schuppe A abgehoben und die Schuppe B_1 wieder in die Lücke der Schuppe B_2 gebracht, aus der sie stammt; dann den Nordrand der Schuppe B_2 , der heute am Schober-Mölszug, früher aber jedenfalls viel weiter nördlicher lag, mit dem jetzt teilweise etwas gekürzten Südrand der heutigen Schuppe A vereinigt. Auf diese Weise könnte man bequem die von der Schuppe B_2 gebildete Schubfläche II studieren und man würde finden, daß sie eine flach nach Süden geneigte Ebene bildet. Mit der nach Süden geneigten Lage derselben stimmt vollkommen überein, daß in der Schuppe A die höchsten Niveaus des Jura, die Kieseltonschiefer und das ihnen eingelagerte Kieselkalkband, von Norden nach Süden allmählich verschwinden, während umgekehrt an der Basis der Schuppe B_2

von Norden nach Süden im allgemeinen ein Anschwellen der Triasgesteine und ein Hinabgreifen in die tiefsten Triashorizonte stattfindet, so daß auf der Südseite des Hauptmassivs bereits Raibler(?) Quarzite mit Rauhdecken sowohl auf der Schuppe *A* als auch auf den Juragesteinen des basalen Vorlandes liegen. Die nun folgenden Profile, welche von nördlichen und südlichen Punkten der Schuppen *A* und *B*₂ genommen sind, zeigen, wie sich die geschilderten Verhältnisse in der Natur geltend machen. (Fig. 2.)

Fig. 3.



Die Schuppe *B*₂ führt auf der Südseite des Nederers im Westen ein großes Stück der aus Triasdolomit und Jurakonglomeratkappen bestehenden „fossilen Jurasteilküste“. Durch die S-förmige Faltung der Schuppe *B*₂ erscheinen am Gipfelbau des Nederers stellenweise nochmals Triasgesteine (Kössener kalkige Dolomite und Kalke). Der Schuppe *A* fehlen die obersten Kieseltonschiefer und das oberste Kieselkalkband. *td* = Triasdolomit. — *kk* = Kössener Kalke. — *kd* = Kössener Dolomit. — *J*₁ = Jurakieselkalke. — *J*_c = Jurakonglomerate. — *J*₂ = Jurakieseltonschiefer oder Tonschiefer. — *y* = „*Arnioceras*“ Fundstelle von Young.

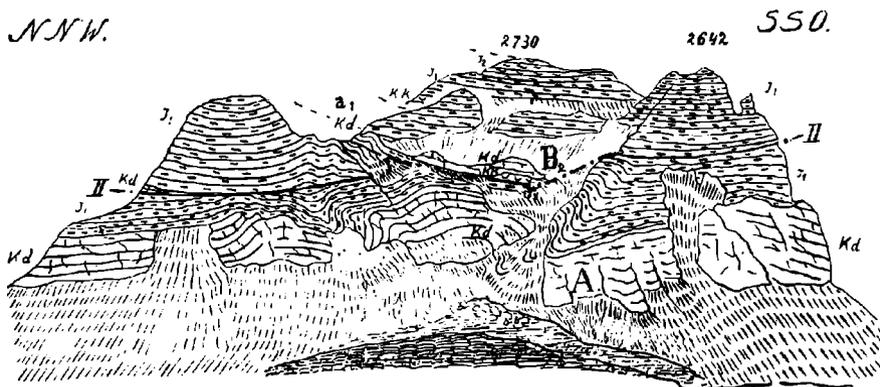
Am Westende des Schober-Mölszuges, bei P. 2453 (cfr. Profiltafel XI, Figur 1) fehlen der Schuppe *A* nur die obersten Kieseltonschiefer, die Schuppe *B*₂ führt an ihrer Basis kalkige und normale Kössener Dolomite. Die Verhältnisse an der nördlichen Schober Spitze zeigt Fig. 2. Östlich der nördlichen Schober Spitze (cfr. Profiltafel XI, Figur 2) fehlen der Schuppe *A* die obersten Kieseltonschiefer und das oberste Kalkband, die Schuppe *B*₂ führt an ihrer Basis wenig mächtige Blöcke von Triasdolomit oder vielleicht schon von Kössener Dolomit.

Noch weiter östlich (cfr. Profiltafel XI, Figur 3) an der Klammer-Sonnenspitze fehlen der Schuppe *A* teilweise die obersten Kieseltonschiefer und die Kalke, die Schuppe *B*₂ führt an

ihrer Basis wenig mächtige Blöcke von Triasdolomit; noch weiter östlich an der Klammspitze und am West- und Ostgrat derselben (cfr. Profiltafel XI, Figur 4) fehlen der Schuppe *A* teilweise die obersten Kieseltonschiefer, die Schuppe *B*₂ führt an ihrer Basis Kössener Schichten und Triasdolomit, welcher auf der Nordseite der Klammspitze durch nachträgliche Faltung, durch die Antiklinale α_6 ziemlich mächtig erscheint.

Am Nederer (cfr. Profiltafel XI, Figur 4) fehlt der Schuppe *A* zum Teil die oberste Kieseltonschieferlage und das oberste Kalkband. Die Schuppe *B*₂ ist hier in eine liegende, S-förmige Falte gelegt (cfr. I. Teil,

Fig. 4.



Ansicht des Westabfalls des Oberartntales mit den Schuppen *A* und *B*₂.

Die Kieselkalke der Schuppe *A* transgredieren teilweise auf den Kössener Dolomiten. Bei P. 2642 setzt die muldenförmige Faltung der Schuppe *A* in *B*₂ nicht fort. Bei P. 2730 ist die dritte S-förmige Falte der Schuppe *B*₂ durch Kössener Kalke noch angedeutet. Von der zweiten S-förmigen Falte ist nur die nach Norden sich öffnende untere Muldenregion gut zu sehen. Ihr oberes Sattelstück ist durch nachträglich nochmals gefaltete (α_1) und überschobene Kössener Dolomite angedeutet.

kk = Kössener Kalke. — *kd* = Kössener Dolomite. — *J*₁ = Jurakieselkalke.
*J*₂ = Jurakieseltonschiefer. — α_1 = Antiklinale. — II = Überschiebung.

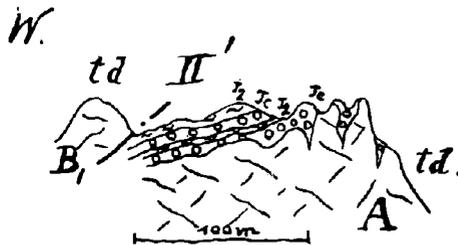
bei der Schilderung der Verbreitung der Triasgesteine und II. Teil, Figur 20) und führt an ihrer Basis Kössener Schichten und Triasdolomit. Der Triasdolomit trägt auf der Südseite des Nederers an zwei Stellen Kappen von Jurakonglomeraten. Er bildet also mit diesen überschobene Stücke der „fossilen Jurasteilküste“ (cfr. I. Teil, pag. 261 [55]). Figur 3 des II. Teiles stellt das westliche, größere der beiden genannten Vorkommen dar.

Südlich des Untertarntales fehlt der Schuppe *A* auf der Westseite des Hauptmassivs bis auf eine kleine Stelle am Klein-Reckner-Westgrat der Kieseltonschieferhorizont vollständig, auf der Ostseite hingegen findet vor dem endgültigen Verschwinden ein

allmähliches südliches Auskeilen desselben statt (cfr. Profiltafel XI, Figur 2, 3, 4 und Profiltafel XII, Figur 1, 2, 3). Die Schuppe B_2 besteht an ihrer Basis im Westen des Hauptmassivs aus wenig mächtigen, lokal auskeilenden Kössener Dolomiten, -Kalken und -kalkigen Dolomiten, welche mit den hangenden Kieselkalken in drei liegende S-förmige Falten (cfr. pag. 23—24) gelegt sind, im Osten schwillt am Südgrat der Tarntaler Sonnenspitze die Trias mächtig an und reicht östlich des Obertarntales bis in das Niveau der Raibler(?) Schichten. Infolgedessen liegen hier die Raibler(?) Rauhwacken auf den Kössener Schichten der Schuppe B_2 (cfr. Fig. 9 des II. Teiles).

Die geschilderten Verhältnisse werden in Profiltafel XI durch die Figuren 2, 3, 4, in Profiltafel XII durch die Figuren 1, 2, 3 näher erläutert. Die Stelle, wo an dem Westabfalle des Obertarntales die Kieseltonschiefer zu verschwinden beginnen, stellt Figur 4 dar.

Fig. 5.



Überlagerung der Schuppe A durch die Schuppe B_1 auf der Höhe des auffälligen Eckpfeilers im südlichen Lizumtal.

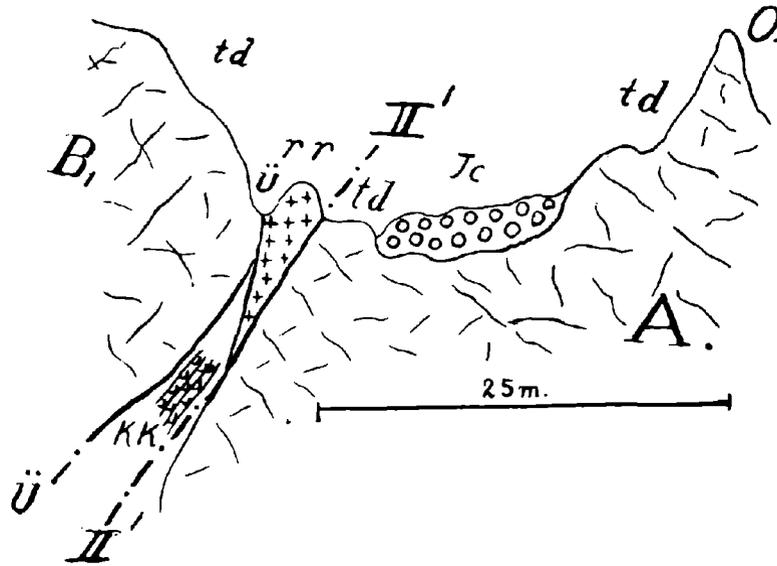
J = Tonschiefer. — Jc = Jurakonglomerate. — td = Triasdolomit.

Weitere Detailprofile für das allmähliche Verschwinden des Kieseltonschieferhorizonts der Schuppe A und das Auftreten der tiefsten Triasniveaus an der Basis der Schuppe B_2 liefern die Figuren 5 und 6.

Die Kieseltonschiefer oder ihre Vertreter die Tonschiefer, welche in der Schuppe A östlich des Gipfels der Tarntaler Sonnenspitze noch zirka 80 m mächtig den Konglomeraten auflagern, sind an dem auffälligen Eckpfeiler im südlichen Lizumtal nebst den alternierenden Konglomeraten nur mehr zirka 25 m mächtig (Figur 5).

Noch weiter südlich, westlich eines auffälligen, von Triasdolomit gebildeten Zackens, am Westende der in die Südflanke des auffälligen Eckpfeilers eingeschnittenen Rinne sind die Tonschiefer von den Konglomeraten oder den Triasdolomiten der Schuppe A ganz verschwunden, so daß der Triasdolomit und die nur teilweise vorhandene Rauhwacke der Schuppe B_1 unmittelbar auf den Triasdolomit und weiter südlich auf die Kössener Schichten der Schuppe A zu liegen kommt, von denen bei der Überschiebung der Schuppe B_1 noch ein keilförmiges Stück zwischen die Rauhwacken und den Triasdolomit der Schuppe A eingepreßt ist (vergl. Fig. 6).

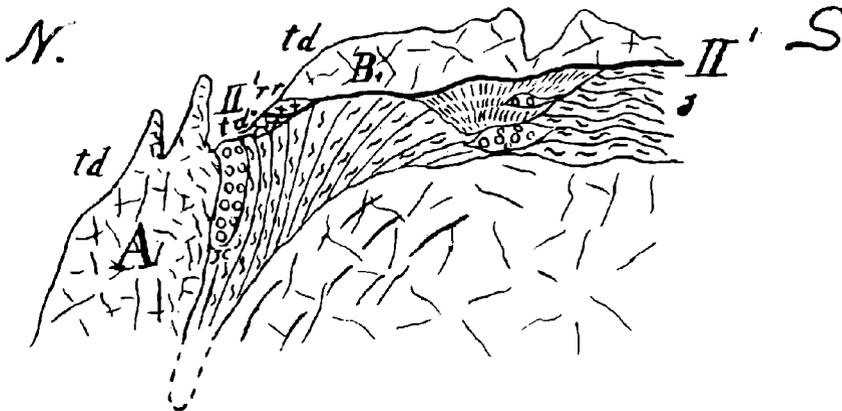
Fig. 6.



Verkeilungserscheinungen an der Schubfläche II' zwischen der Schuppe B_1 und A (im südlichen Lizumtal).

J_c = Jurakonglomerate. — kk = Kössener Kalk. — td = Triasdolomit.
 rr = Raibler (?) Rauwacken. — \ddot{U} = Lokalüberschiebung.

Fig. 7.



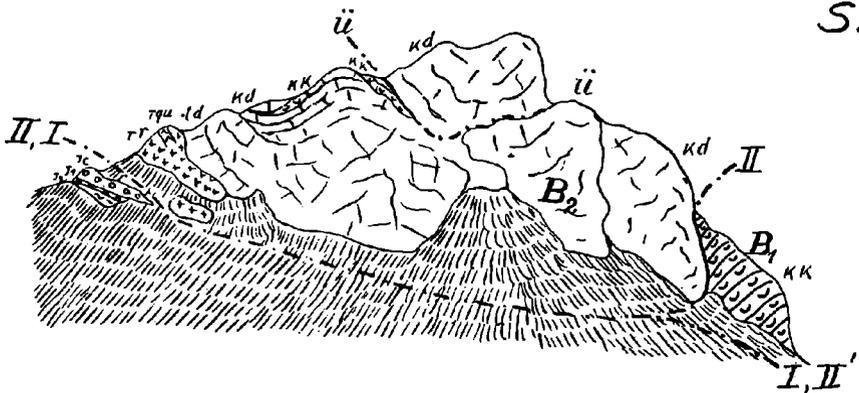
Durch den Druck der Schuppe B_1 wurden die Tonschiefer der Schuppe A muldenförmig in den Triasdolomit der Schuppe A hineingepreßt. (Südliches Lizumtal.)

J_c = Jurakonglomerate. — J_0 = Juratonschiefer. — td = Triasdolomit.
 rr = Raibler (?) Rauwacken.

Der Druck, welchen die Schuppe B_1 während ihrer Überschiebung auf die Schuppe A ausübte, war so groß, daß zwischen dem auffälligen Triasdolomitzacken und der Südwand des markanten Eckpfeilers der Triasdolomit der Schuppe A längs einer etwa Ost-west streichender Verwerfung zersprang und daß in die dabei entstehende klaffende Spalte von oben her die über den Dolomit transgredierenden Tonschiefer der Schuppe A muldenförmig eingepreßt wurden, wie Figur 7 zeigt.

Figur 8 zeigt die Auflagerung der Schuppe B_2 auf das Süden der Schuppe B_1 und auf das basale Vorland. Die Kössener Kalke der Schuppe B_1 fallen deutlich unter die Kössener Dolomite der Schuppe B_2 , welche im Süden in

Fig. 8.



Das Auftreten der Schuppe B_1 und B_2 östlich des Gr. Reckners.

J_2 = Jurakieseltonschiefer. — Jc = Jurakonglomerate. — J_1 = Jurakieselkalke.
 — kd = Kössener Dolomite. — kk = Kössener Kalke. — td = Triasdolomit. —
 — rr = Raibler (?) Rauhacken. — rqu = Raibler (?) Quarzite.
 I, II und II' = Überschiebungen. — \ddot{u} = Lokalüberschiebung.

Triasdolomit übergehen, der mit Rauhacken verknüpft ist. Die Kössener Dolomite sind durch eine untergeordnete, im allgemeinen 45° nach NW geneigte und durch große Rutschflächen angedeutete Überschiebungsfläche = \ddot{U} gespalten. Die Rauhacken, welche auf den Juraschichten des basalen Vorlandes zu liegen kommen, enthalten einen mylonitisierten Quarzithorizont.

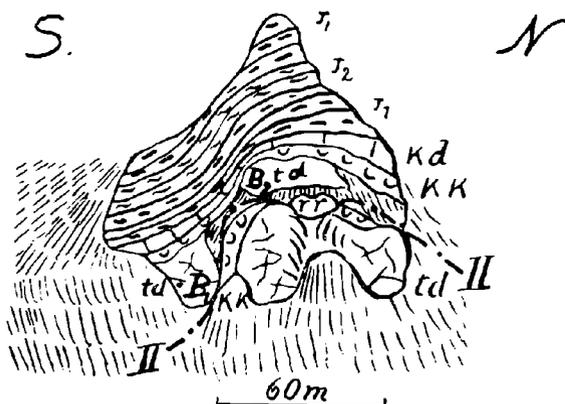
Die Kössener Dolomite der Schuppe B_2 lassen sich von hier mit lokalen Unterbrechungen bis zur Stelle (und darüber hinaus) verfolgen, wo zum erstenmal an der Basis des Südendes der Schuppe B_2 Rauhacken auftreten. Diese Stelle ist durch Figur 9 dargestellt.

Die große Mächtigkeit der östlich des großen Reckners gelegenen Kössener Schichten, welche von der übrigen beträchtlich abweicht, ist also nur scheinbar, sie wird dadurch bedingt, daß die Schuppe B_1

aus den nämlichen Triasgesteinen besteht, welche die Basis der Schuppe B_2 aufbauen (Figur 9).

Unterhalb des östlichen Ausstreichens der tiefsten Talsenke des Oberarntales besitzt der Sonnenspitz-Südgrat einen Felsvorsprung mit dreieckiger Ostseite. Diese ist in Figur 9 dargestellt. Ein wenig mächtiges Rauhackenvorkommen an der Basis des Triasdolomits der Schuppe B_2 ruht auf korallenführenden tonigen Kössener Kalken der Schuppe B_1 .

Fig. 9.



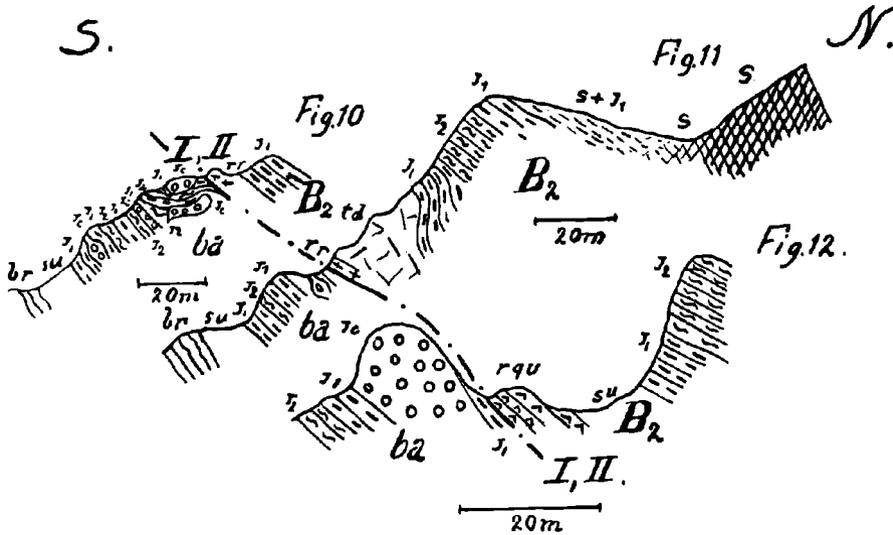
Das Nordende der Schuppe B_1 am Südgrat der Tarntaler Sonnenspitze.

J_2 = Kieseltonschiefer. — J_1 = Kieselkalke. — kd = Kössener Dolomit.
 kk = Kössener Kalke. — td = Triasdolomit. — rr = Raibler (?) Rauhacke.

Figur 10, 11, 12 zeigt die Auflagerung der Raibler Horizonte der Schuppe B_2 auf die stark verkneteten und mylonitisierten Juragesteine des basalen Vorlandes. Diese drei Profile sind von der Südseite des Hauptmassivs genommen. Figur 10 ist das westlichste, Figur 12 das östlichste. Profil 10 ist vom rechten Ufer des „Oberen Baches“ genommen, Profil 11 schneidet das westliche der beiden Triasdolomitvorkommnisse auf der Südseite der Geierspitze und Figur 12 stammt vom Ende der oberen Terrasse des Nordostgrates der Geierspitze.

Wir kommen zu dem Resultate: Die nach Süden geneigte Schubfläche der Schuppe B_2 ließ sich auch an den Profilen nachweisen. Wenn man nun weiter berücksichtigt, daß die Trias und Juragesteine der Schuppe B_2 den Trias und Juragesteinen der Schuppe A absolut identisch sind, daß ferner die Schuppe B_2 Quarzphyllit oder Brennerschiefer nicht führt, dann kommen wir zu dem Schlusse: die Schuppe B_2 ist der südlichste Teil der alten Schuppe A (cfr. Figur 1b), welcher nach der Lostrennung von derselben im Süden und im Norden keilförmig ausgebildet war, im Süden infolge der Überschiebungsfläche I, im Norden infolge der Schubfläche II.

Die Schuppe B_1 ist, da sie von I und II und einer dritten Schubfläche II', welche in Figur 1b nicht angegeben ist, begrenzt wird, ebenfalls keilförmig ausgebildet. Sie besteht nur aus abgespaltenen Triasgesteinen der Schuppe B_2 und wurde von dieser auf die Schuppe A nordwärts verfrachtet.



su = Bergschutt. — s = Serpentinesteine. — J_2 = Jurakieseltonschiefer. —
o = Tonschiefer. — o = Quarzserizitschiefer. — Jc = Jurakonglomerate. —
 J_1 = Jurakieselkalke. — td = Triasdolomit. — rr = Raibler (?) Rauhacken. —
rgu = Raibler Quarzite. — br = Brennerschiefer.

I, II = Überschiebungen. B_2 = Schuppe. — ba = basales Vorland.

Die „vier Zonen“ der durchgerissenen „S“-Falte.

In Figur 1b des I. Teiles wurden an der bereits durchgerissenen großen Falte vier Zonen angedeutet. Jede derselben zeichnet sich durch ein charakteristisches Profil aus.

In der ersten Zone liegt überschobener Quarzphyllit des Hinterlandes auf normal liegendem Quarzphyllit des Hinterlandes. Entweder waren auf diesen beiden Phyllitkomplexen niemals mesozoische Sedimente zum Absatz gekommen oder sie sind bei den Überschiebungsvorgängen abgeschert und ausgewalzt worden. Die erste Annahme scheint die wahrscheinlichere zu sein.

In der zweiten Zone hat man zu unterst Quarzphyllit des basalen Vorlandes, darauf eine sich nach Süden öffnende, überkippte Mulde von basalen mesozoischen Schichten, über welche der überkippte Quarzphyllit des mittleren Schenkels und der normal liegende Quarzphyllit und das normal liegende Mesozoikum des oberen Schenkels geschoben ist.

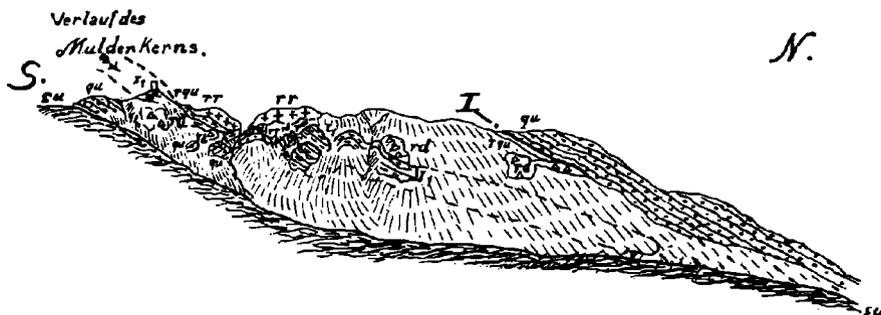
In der dritten Zone fehlt infolge einer Auswulzung oder Abscherung oder aus stratigraphischen Gründen bereits das überkippte Mesozoikum des Mittelschenkels. Es kommt der überkippte oder der normal liegende Quarzphyllit des hangenden Schenkels auf das Mesozoikum des basalen Vorlandes zu liegen.

In der vierten Zone liegen infolge einer gänzlichen Reduktion des Mittelschenkels und des Quarzphyllits des hangenden Schenkels die mesozoischen Schichten des hangenden Schenkels mit normaler Schichtfolge auf den mesozoischen Schichten des basalen Vorlandes.

Die erste und zweite Zone.

Die erste und zweite Zone ist in der Natur durch das Fenster des Mölstales, das sich bis über die Mölserscharte und

Fig. 13.



Die überkippte und vom Quarzphyllit der Schuppe A überfahrene, mesozoische Mulde des Mölstales.

su = Bergschutt. — J_2 = Juratonschiefer. — J_1 = Jurakiesélkalk.
rd = Raibler (?) Dolomit. — rr = Raibler (?) Rauhacken. — rgu = Raibler (?) Quarzite. — qu = Quarzphyllit.

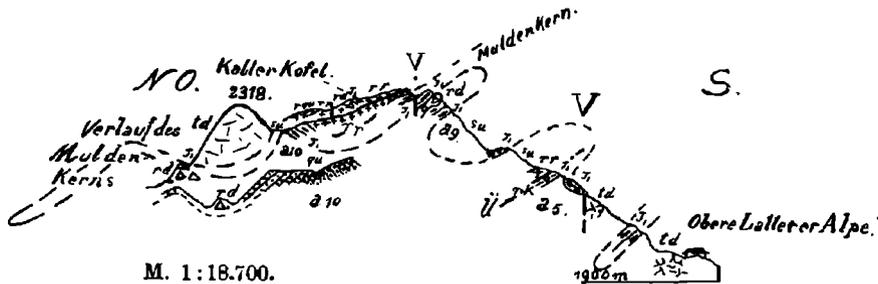
bis in die Gegend oberhalb der oberen Lattereralpe verfolgen läßt, sehr gut aufgeschlossen (cfr. Geolog. Karte, die tektonischen Reliefs und Profiltafel XI, Figur 2, ferner die geologische Übersichtskarte des I. Teiles sowie Figur 13, 14 und 15 des II. Teiles). Die Zone I zeigt sich am besten auf der Profiltafel XI in Figur 2.

Sie stellt eine, von der Mölser Alpe (Hochleger) aus genommene Ansicht der überkippten mesozoischen Mulde des Mölstales dar, welche vom Quarzphyllit der Schuppe A überschoben ist. (Figur 13).

Figur 14 zeigt zwischen dem Kalten Kofel und der oberen Latterer Alm das Ausstreichen der mesozoischen, überkippten Mulde des Mölstales sowie der Zone 2. Der Triasdolomit des Kalten Kofels sowie die mächtigen Rauhacken südlich desselben gehören dem überkippten Schenkel derselben an. Das kleine Neben- und Parallelprofil in Figur 14 (südlich des Kalten Kofels) verläuft

westlich des Hauptprofils. Es zeigt noch Teile des liegenden Schenkels und ist ebenso wie das zweite Parallelprofil, welches östlich des Kalten Kofels verläuft, in richtiger Höhenlage gezeichnet.

Fig. 14.

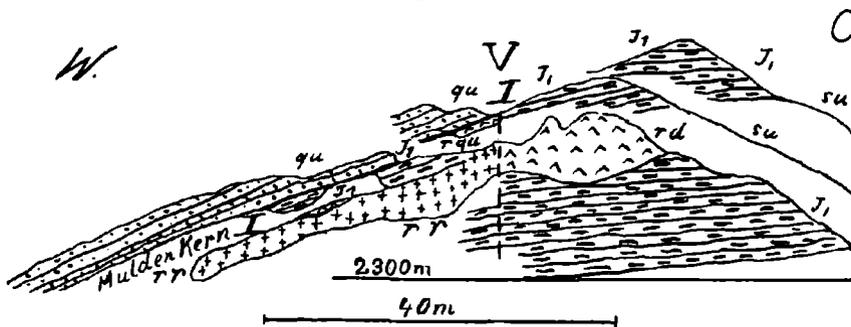


Das Austreichen der überkippten, mesozoischen Mulde des Mölstaales südlich des Kalten Kofels.

su = Bergschutt. — J_1 = Jurakieselkalke. — td = Triasdolomit. — rk = Raibler (?) Kalke. — rr = Raibler (?) Rauhwacken. — rqu = Raibler (?) Quarzite. rd = Raibler (?) Dolomite. — V = Verwerfung. — Ü = Lokalüberschiebung mit Mylonitbildung. a_5, a_9, a_{10} = Antiklinalzüge.

Ungefähr senkrecht zu dem in Figur 14 dargestellten Profil verläuft das Profil Figur 15. Es ist der Südabfall des höchsten, im Profil Figur 14 gegebenen Punktes dargestellt. Man sieht hier noch den überschobenen Quarzphyllit der Schuppe A auf wenig

Fig. 15.



Längsschnitt der überkippten Antiklinale a_9 (cfr. Fig. 14) südlich des Kalten Kofels.

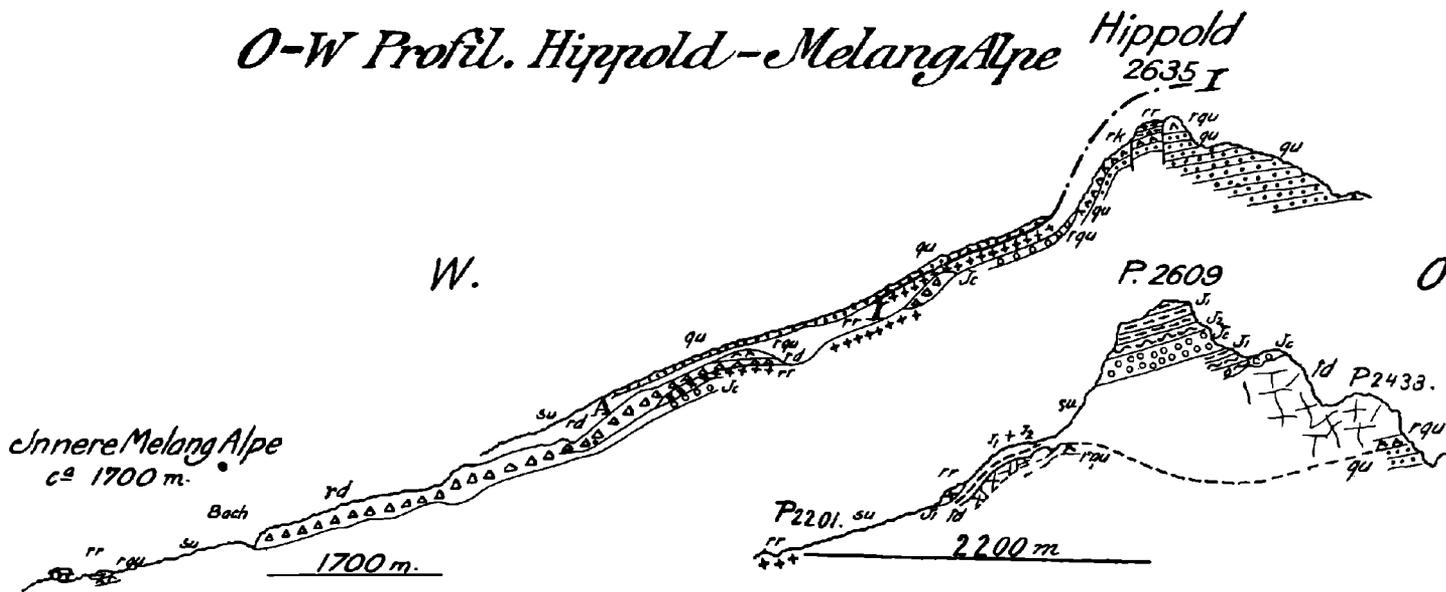
su = Bergschutt. — J_1 = Jurakieselkalke. — rr = Raibler (?) Rauhwacke. — rqu = Raibler (?) Quarzite. — rd = Raibler (?) Dolomite.

Quarzit des oberen Schenkels der überkippten mesozoischen Mulde des Mölstaales ruhen. Die Rauhwacken und der von ihnen durch eine Verwerfung getrennte Raibler (?) Dolomit bilden den Kern des nach

Fig. 16 a.

O-W Profil. Hippold-MelangAlpe

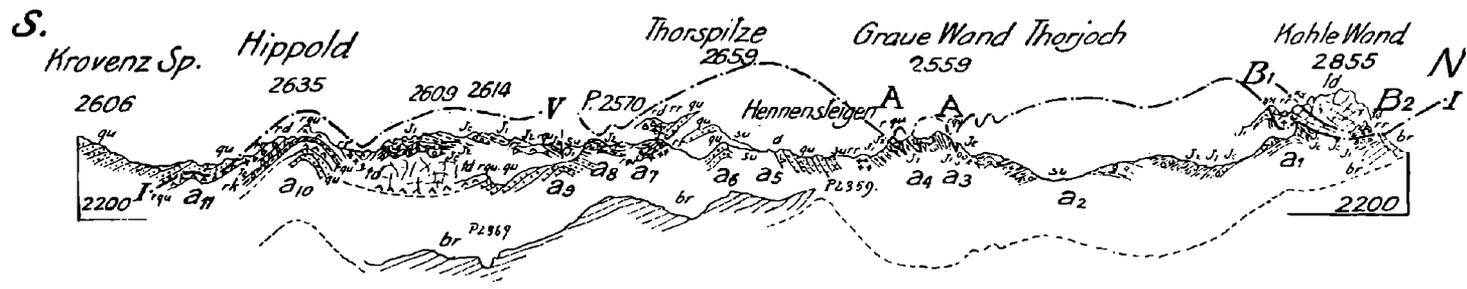
Hippold
2635 I



Maßstab: ca. 1:30.000.

Fig. 16 b.

N-S Profil Kahle Wand - Krovenz-Spitz (Östliche Umrahmung des Lizumtales)



Maßstab: ca. 1:87.000.

Drei Profile durch das östliche Lizumtal. — Bemerkenswert ist das westliche Absinken der Schichten.

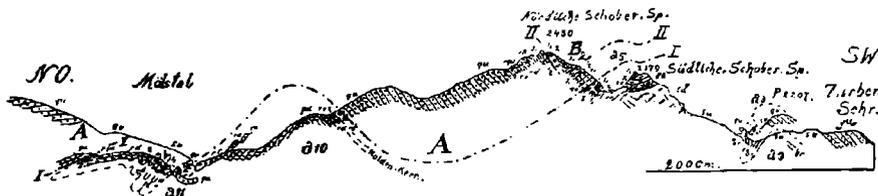
- su = Bergschutt. — J_2 = Jurakieselschiefer oder Tonschiefer. — J_c = Jurakonglomerate. — J_1 = Jurakieseltonschiefer.
- ka = Kössener Dolomit. — kc = Kössener Kalke. — td = Triasdolomit. — rr = Raibler (?) Rauwacken. — qu = Raibler (?) Quarzite.
- rd = Raibler (?) Dolomite. — rk = Raibler (?) Kalke. — qu = Quarzphyllit. — \bar{a} = Eisendolomit. — br = Brennerschiefer.
- A_1, B_1, B_2 = Schuppen. — a = Antiklinalen.

Süden überkippten Sattels = a_9 , welcher in Figur 14 angedeutet ist und selbst wieder dem liegenden Schenkel der überkippten mesozoischen Mulde des Mölstales angehört. Infolge dieser Sattelüberkipfung treten die jurassischen Kieselkalke im Liegenden und Hangenden der Trias auf.

Außerhalb des auf der kolorierten Karte dargestellten Gebietes tritt die Zone 2 östlich des Lizumbaches am benachbarten Hippold und nördlich und westlich desselben auf (cfr. I. Teil Übersichtskarte und II. Teil, Figur 16a und b und Profiltafel XI, Figur 5).

Im Profil Hippold—Melangalpe (Figur 16a) ist das oberste Profil im richtigen Höhenverhältnis zum mittleren Profil gezeichnet. Man sieht den Quarzphyllit der Schuppe A auf der überkippten mesozoischen Mulde lagern, deren Kern durch Jurakonglomerate deutlich gemacht wird, die von Triasgesteinen über- und unterlagert werden.

Fig 17.



M. 1:25.000.

Das Auftreten der „Zonen 2 und 3“ im Mölztal und am Schober-Mölszug.

su = Bergschutt. — J_2 = Juratschiefer oder Kieseltonschiefer. — Jc = Jurakonglomerate. — J_1 = Jurakieselkalke. — kd = kalkige Kössener Dolomite. — kk = Kössener Kalke. — td = Triasdolomit. — rr = Raibler (?) Rauhwacken. — rqu = Raibler (?) Quarzite. — rk = Raibler (?) Kalke. — rd = Raibler (?) Dolomite. — I, II = Überschiebung. — A, B₂ = Schuppen. — a_3, a_5, a_{10}, a_{11} = Antiklinalzüge.

Die dritte Zone.

Die Zone 3 ist heute nur am Westende des Schober-Mölszuges, am Südgrat des P. 2453, dann zwischen den beiden Schoberspitzten und östlich der Scharte P. 2416, welche nördlich der Klammer-Sonnenspitze liegt, aufgeschlossen. Bemerkenswert ist in ihr eine nicht nur von Norden nach Süden, sondern auch von Westen nach Osten stattfindende Reduktion des Quarzphyllits der Schuppe A, welche sich auf die teilweise überkippte Antiklinale a_5 des basalen Vorlandes legt (cfr. II. Teil, Figur 1b, Figur 17 und Profiltafel XI, Figur 1 und 4).

Figur 17 zeigt im Mölztal an drei Stellen (bei den Antiklinalen a_{11} , a_{10} und nördlich der Antiklinale a_{11}) nochmals die Zone 2; zwischen nördlicher und südlicher Schoberspitzte die Überlagerung jurassischer Kieselkalke des basalen Vorlandes durch den Quarzphyllit der Schuppe A, welcher hier noch mit mesozoischen Schichten bedeckt ist, die in den nördlichen Gebieten bereits alle wegerodiert sind.

Die vierte Zone.

Leider läßt ein breiter Saum von Bergschutt nicht erkennen, ob derjenige Teil der Schuppe *A*, welcher die unteren Partien des Tarntaler Hauptmassivs ausmacht, noch zur Zone 3 oder schon zur Zone 4 gehört. Sehr wahrscheinlich ist letzteres der Fall, denn der Quarzphyllit am Stöckgrat der N. Schoberspitze und östlich der Scharte 2416 ist schon so wenig mächtig, daß zwischen den genannten Stellen und der Nordseite des Hauptmassivs ein völliges Auskeilen des Phyllites leicht denkbar ist.

Auch enthalten die mylonitischen Konglomerate, welche östlich und westlich des Hauptmassivs durch die Erosion bereits aufgeschlossen sind, niemals Quarzphyllitstücke als tektonische Komponenten.

Zur Zone 4 hat aber sicher die Schuppe *B*₂ gehört, als sie noch nicht auf die Schuppe *A* geschoben worden war, sondern als sie mit dieser über das basale Vorland hinwegfuhr.

2. Tertiäre Faltungen in den Tarntaler Bergen.

a) Entstehung derselben.

Die tertiären Falten haben eine Streichrichtung von N 60—70° O und sind durch Kräfte und Gegenkräfte entstanden, welche etwa senkrecht zu dieser Richtung, also etwa im Nordwesten und Südosten der Tarntaler Berge einsetzten. Daneben wurden sie auch von Kräften und Gegenkräften beeinflusst, die im Osten und Westen der Tarntaler Berge sich auslösten und welche die Achsen der in N 70° O streichenden Falten entweder nach dem Süden hin ablenkten oder eine ca. nordsüdlich streichende, mulden- und sattelförmige Aufwölbung derselben hervorbrachten. Diese ostwestlich wirkenden, bedeutend schwächeren und seltener nachweisbaren Kräfte werden am besten als Komponenten aufgefaßt, die durch Verkeilungserscheinungen während der Faltungen entstanden sind.

b) Relatives Alter der tertiären Faltungen der Tarntaler Berge.

Die großen Faltungen der Tarntaler Berge sind jünger als die großen Überschiebungen, denn 1. sind — gleiche Faltbarkeit der Gesteinsmassen vorausgesetzt — durch sie die aufeinanderliegenden Schuppen *B*₂, *B*₁, *A*₁ und das basale Vorland gleichsinnig gefaltet, 2. wurden die S. Q., welche, wie im I. Teil pag. 272 [66] gezeigt wurde, später als die Überschiebungen einsetzten, in leicht faltbaren Gesteinen, zum Beispiel in den Kieseltonschiefen, nachträglich noch stark mitgefaltet.

c) Allgemeines Streichen der Faltenzüge.

Wie die geologische Übersichtskarte des I. Teiles, ferner die Profile der Profiltafel XI und die beiden tektonischen Reliefs des II. Teiles näher zeigen, lassen sich 11 größere Antiklinalen

(a_1 — a_{11}) und die dazugehörigen Synklinalzüge unterscheiden, deren Streichen im allgemeinen N 60°—70° O ist. Der Verlauf der einzelnen Mulden- und Sattelzüge ist in der Natur oft nicht leicht zu verfolgen, da entweder viel Berg- und Moränenschutt die Schichten verhüllt oder große Teile der Mulden und Sättel der Erosion bereits zum Opfer gefallen sind.

d) Änderungen im Hauptstreichen der Faltenzüge.

An manchen Stellen der Tarntaler Berge wirkten die faltenden Kräfte besonders stark und rasch. Dort wurden 1. die Sattel- und Muldenzüge stärker zusammengepreßt und ihre Achsen verbogen, 2. die ursprüngliche gerade Streichrichtung wurde oft stark nach Süden ausgebuchtet, 3. die Sattel- und Muldenzüge wurden längs paralleler Verwerfungsspalten in einzelne Teile zerstückelt, welche selbst wieder verschieden stark zusammengepreßt, gefaltet und gegeneinander verschoben wurden. (Siehe später bei den „Verwerfungen“.)

e) Auftreten von Nebensätteln und Nebenmulden sowie das Verschwinden einzelner Sättel und Mulden.

Öfters nimmt man wahr, daß Hauptsättel sich in Nebensättel und Nebenmulden spalten.

Dies ist 1. beim Sattelzug a_1 der Fall: *a*) an der Kahlen Wand (cfr. Profiltafel XI, Figur 5), *b*) im Obertarntal (cfr. geologische Übersichtskarte im I. Teil und die kolorierte Karte des II. Teiles, ferner die beiden tektonischen Reliefs im II. Teil sowie Figur 1 im I. Teil und Figur 4 im II. Teil, ferner im II. Teil Figur 3 und 4 der Profiltafel XI).

Die einfache Mulde, die im überschobenen Triasdolomit der Kahlen Wand (cfr. Profiltafel XI, Figur 5) deutlich ausgeprägt ist, findet sich auch im Hauptmassiv. In ihrem Kern liegen südlich von a_1 die beiden Reckner Gipfel. Sie endet schlüsselförmig am Westabfall des Westgrates des Kleinen Reckners. Auf der Ostseite des Hauptmassivs löst sie sich in den Triasgesteinen der Schuppen A , B_1 und B_2 in eine Menge unbedeutender Sekundärmulden und Sättel auf, welche auf der kolorierten Karte eingetragen sind.

2. Die Mulde zwischen den Antiklinalen a_2 und a_3 ist an der „Grauen Wand“, welche außerhalb des auf der kolorierten Karte dargestellten Gebietes gelegen ist (cfr. II. Teil Profiltafel XI, Figur 5), in 2 Sekundärmulden gespalten.

3. Die Antiklinale a_3 zeigt auf der Nordseite des Nederers 2 Sekundärsättel (cfr. II. Teil Profiltafel XI, Figur 3).

4. Die Antiklinale a_4 besitzt am Südgrat der Klammspitze 2 spitze Sekundärsättel (cfr. II. Teil Profiltafel XI, Figur 4 und Nebenfigur), deren nördlicher schon das Bestreben, nach Norden umzukippen, zeigt. An der „Grauen Wand“ (cfr. II. Teil Profiltafel XI, Figur 5) ist die Antiklinale a_4 ebenso wie die Antiklinale a_3 bereits nach Norden überkippt. Die Antiklinale a_4 besitzt auch am

Klammjoch und noch weiter westlich (cfr. Profiltafel XI, Figur 3, 2 und 1 und Figur 22 im I. Teil) noch Sekundärfaltungen, die schon teilweise wegerodiert sind.

5. Die Antiklinale a_5 zeigt in der Schuppe A am Ostgrat der Klammspitze bei P. 2418 und westlich davon unter den Triasgesteinen der Schuppe B_2 starke Sekundärfaltungen. Diejenigen bei P. 2418 stellt Figur 18 dar. Hier veranlaßt ein Kern von Triasdolomit die starke Öffnung der Antiklinale, während die Schenkel derselben sonst zu einem isoklinalen Schichtpaket zusammengepreßt sind.

6. Nördlich der Antiklinale a_{11} treten im Fenster des Mölstals noch mehrere Sekundärfalten auf (cfr. Figur 13 und 17 des II. Teiles), die jedoch auch bei der Überschiebung der Schuppe A entstanden sein könnten.

Fig. 18.



Sekundärfaltungen der Antiklinale a_5 am Ostgrat der Klammspitze.

J_2 = Juratonschiefer und Kieseltonschiefer. — J_1 = Jurakieselkalke.

kd = Kössener Dolomit. — td = Triasdolomit.

Das Verschwinden einzelner Sättel und Mulden zugunsten eines einzelnen Sattels oder einer einzelnen Mulde zeigt sich sehr deutlich am Schober-Mölszug (cfr. Tektonische Übersichtskarte, tektonisches Relief Nr. 1, Profiltafel Nr. XI, Figur 1, 2, 3, 4 und Figur 2 des II. Teiles). Während wir nördlich der Klammspitze noch die Antiklinalen a_7 , a_8 , a_9 antreffen, fehlt dem Schober-Mölszug von der Klammersonnenspitze an bis zur nördlichen Schober Spitze zunächst nur die Antiklinale a_8 . An der N-Schober Spitze ist bereits a_7 und a_8 verschwunden. Von der nördlichen Schober Spitze an bis zum Westende des Schober-Mölszuges vermißt man noch dazu die Antiklinale a_6 , so daß bei P. 2453 zwischen den Antiklinalen a_9 und a_5 nur eine einzige ziemlich flache Mulde auftritt, die östlich der N-Schober Spitze durch mehrere steile und enge Mulden und Sättel ersetzt wird.

f) Beziehungen der Falten zur Gesteinsbeschaffenheit der Schuppen.

Durch das Auftreten von mächtigen, unfaltbaren Gesteinsmassen kamen manche Falten schlecht oder gar nicht zum Ausdruck. So ließ der Triasdolomit der südlichen Schober Spitze

in den ihn bedeckenden Kössener Schichten die tiefgreifende Mulde, welche zum Beispiel westlich der südlichen Schoberspitze angetroffen wird, nicht zur Ausbildung kommen. Der Triasdolomit am Ostgrat der Klammspitze bewirkte, wie schon früher (cfr. Figur 18 des II. Teiles) bemerkt wurde, eine Öffnung und Verbreiterung der häufig zusammengeklappten Antiklinale a_6 .

Das beste hierhergehörige Beispiel liefert jedoch das Tarntaler Hauptmassiv. Die Schuppe B_2 zeigt hier an drei Stellen einen Faltenbau, der von dem der Schuppe A und des basalen Vorlandes stark abweicht (cfr. im I. Teil Figur 6; im II. Teil, Profiltafel XI, Figur 2, 3, 4, Profiltafel XII, Figur 7, 8, 9, ferner die tektonischen Reliefs Nr. 1 und 2).

Die mächtigen Triasdolomit- und Konglomeratmassen der Schuppe A ließen in dieser jene drei „S“-förmigen Falten nicht zu stande kommen, welche am Nederer, am Westgrat der Tarntaler Sonnenspitze und im südlichen Obertarntal auftreten und im I. Teil bei der Schilderung der Verbreitung der Triasgesteine bereits genau beschrieben wurden. Diese drei stark zusammengepreßten Falten sind jedoch selbst wieder in Sättel und Mulden gelegt, welche auch in der Schuppe A und im basalen Vorland angetroffen werden (cfr. zum Beispiel die Mulde am Nederer, den Sattel a_1 , die Mulde südlich des Sattels a_1). Wenn man nicht annehmen will, daß sich die drei „S“-Falten schon bei und infolge der Überschiebung der Schuppe B_2 gebildet haben, kann man sich die Faltungsvorgänge der Schuppe B_2 folgendermaßen denken, wobei berücksichtigt wird, daß die Schuppe B_2 der Schuppe A nur lose auflag und sich stärker als diese zusammenstauchen ließ.

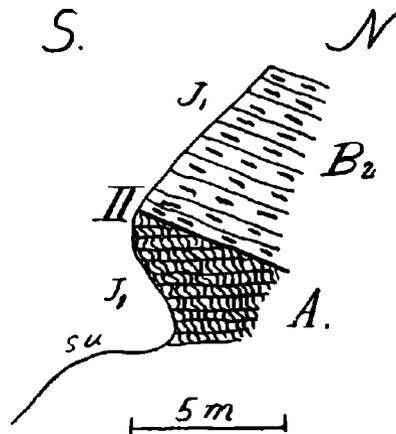
Es bildete sich zunächst in der Gegend des heutigen Nederers eine normale Antiklinale, welche durch das ständige von Süden her erfolgende Nachdrängen der Schuppe B_2 bald nach Süden überkippte und zur ersten und nördlichsten „S“-Falte sich herausbildete. Diese leistete als Schichtverdickung starken Widerstand und veranlaßte, daß sich Teile der Schuppe B_2 so überholten, daß die zweite S-förmige Falte am Westgrat der Tarntaler Sonnenspitze entstand. Hierauf bildete sich in der Gegend des heutigen Obertarntales südlich des später entstandenen Sattels a_1 eine im Osten nur seichte Mulde mit flachen nord- und südfallenden Schenkeln. Westlich vom im Obertarntal gelegenen P. 2703 nahm aber nun die Intensität der Faltung rasch zu, da die aus den Verkeilungerscheinungen resultierenden Ostwestkräfte hier sehr stark wirkten. Es bildete sich im Westen eine allmählich immer tiefer greifende Mulde und der dazugehörige Sattel aus, welche nach Süden hin zum P. 2730 (welcher nordwestlich des Kl. Reckner liegt) abgelenkt wurden (cfr. Profiltafel XI, Figur 3 und Nebenfigur und geolog. Relief Nr. 1 und Nr. 2, ferner die Änderungen im Schichtstreichen auf der kolorierten Karte).

Im I. Teil wurde schon betont, daß dem unteren Schenkel, der sich nach Nordwesten und Westen öffnenden dritten „S“-Mulde in der Umgebung des P. 2730 die Triasgesteine fehlen und daß des-

halb hier die „S“-Natur der Falte und die Schubfläche zwischen den Schuppen A und B_2 an Deutlichkeit verliert. Der Verlauf der Schubfläche läßt sich aber mit Hilfe von einseitigen Faltungen und tektonischen Diskordanzen an manchen Stellen trotzdem genau feststellen. Wie Figur 4 im II. Teil zeigt, wurden die Kieselkalke der Schuppe A am Nordgrat des P. 2642 zu einer zirka N—S streichenden Mulde gefaltet, welche in den Kieselkalken der Schuppe B_2 nicht zum Ausdruck kommt und welche die halbkreisförmig gebogene Muldenachse der Schuppe B_2 im spitzen Winkel schneidet (cfr. auch Figur 8 der Profiltafel XII).

Auf der Südwestseite des Westrates des Kl. Reckners östlich des dortigen Wasserfalles ruhen mit sehr deutlicher tektonischer Diskordanz plattige, parallelschiefrige Kieselkalke der

Fig. 19.



Tektonische Diskordanz zwischen Kieselkalken der Schuppe A und der Schuppe B_2 auf der Südseite des Westrates des Kleinen Reckners.

J_1 = Jurakieselkalke. — su = Bergschutt.

Schuppe B_2 auf stark gestauchten, transversal geschieferten Kieselkalken der Schuppe A . Ein Profil durch diese beiden aufeinandergeschobenen Kieselkalkkomplexe ist in Figur 19 dargestellt.

Da die liegenden und hangehenden Muldenregionen der drei „S“-Falten der Schuppe B_2 zu sehr flachen Schichtpaketen zusammengedrückt wurden, lassen sich infolge der damit verbundenen Ausquetschung und der spitzwinkligen Form der Falten in deren innersten Kernen die obersten Horizonte der Schuppe B_2 , die Kieseltonschiefer oder ihre Vertreter, die Tonschiefer meist nicht mehr auffinden, man hat meist nur Kieselkalkkerne. Auf der Südseite des Nöderers hingegen enthält der Kern der stark zusammengedrückten unteren Muldenregion der dortigen „S“-Falte noch schwarze Tonschiefer (cfr. im II. Teil Profiltafel XI, Figur 4, ferner Profiltafel XII, Figur 9, ferner Textfigur 3 und 20).

erscheinungen hervorgerufen wurden. Sie bewirkten 1. ein südliches oder nördliches Umbiegen der Nordost-Südwest streichenden Falten, 2. eine im allgemeinen zirka Nord-süd streichende antiklinale und synklinale Faltung des Hauptmassivs und der Berge östlich des Lizumtales und damit 3. die Herausbildung der flachen Schüsselmulden des Hauptmassivs.

Wie Nordost-Südwest streichende Faltenachsen in der Schuppe B_2 gezwungen wurden nach dem Süden hinabzuschwenken, wurde schon geschildert. In der Schuppe A ist bei P. 2526 (im südlichen Lizumtal bei den drei auffälligen Verwerfungen der „fossilen Jura-steilküste“ (cfr. auch I. Teil, pag. 261 [55], Figur 9, ferner das tektonische Relief Nr. 2) ein nördliches Umbiegen der dort überkippten Mulde und des zugehörigen überkippten Sattels festzustellen.

Beim Wetzsteinbruch (P. 2230) und südlich davon zeigt das Streichen der teilweise gebankten Jurakonglomerate und der ihnen eingefalteten oder infolge einer Verwerfung nur angelagerten Kieseltonschiefer oder Tonschiefer das südliche Umbiegen einer zirka nördlich streichenden Mulde an. Die Schenkel derselben sind am Klammspitzsüdgrat zwischen den Antiklinalen α_4 und α_5 isoklinal zusammenklappt und südlich des Klammspitz-Ostgrates stark erodiert und vom Schutt verhüllt.

Zirka Nord-Süd streichende, zum Teil weitgespannte antiklinale Gewölbe sind auf der Westseite des Hauptmassivs bei P. 2642 in den Kössener Dolomiten, auf der Ostseite südwestlich und südöstlich der Wetzsteinbrüche in den Jurakonglomeraten angedeutet (cfr. Profiltafel XII, Figur 8 und 9). Bei P. 2642 schließt sich im Osten eine nur in der Schuppe A ausgeprägte Sekundärmulde an, die sich weiter nördlich bis zu den „Isselköpfen“ verfolgen läßt (cfr. Figur 8, Profil XII). Der auf der Nordseite des Nederers noch ziemlich deutlich ausgeprägten antiklinalen Aufwölbung der Konglomerate entspricht an der Geierspitze ein sehr flaches Gewölbe, das sowohl im basalen Vorland, als auch in der Schuppe B_2 angetroffen wird. Die Profile auf Profiltafel XII, Figur 6—9 sind alle auf eine Nord-Süd-Linie orientiert, welche durch den Gipfel der Geierspitze verläuft.

An das Gewölbe des Nederers und der Geierspitze schließt sich in entsprechender Weise eine im Norden tiefergreifende, im Süden flachere tektonische Senke an, in welcher das Lizumtal verläuft. Ihr Ostflügel wird von den Bergen östlich des Lizumtales, welche an der „Kahlen“ und „Grauen Wand“ auch aus Resten der Schuppe B_1 und B_2 und A bestehen, gebildet. Sie zeigen deutlich eine östliche Hebung der Antiklinalzüge α_1 — α_{11} an, auf welche bereits F. E. Suess aufmerksam machte (cfr. Profiltafel XII, Figur 6, 7, 8, 9 und Figur 16 im II. Teil).

Schüsselmulden sind gut ausgebildet im Obertarntal und am Nederer und auf der Südseite des Hauptmassivs. Sie liegen zwischen den antiklinalen Aufwölbungen der Ost- und Westseite des Hauptmassivs und sind jedenfalls in der Schuppe A infolge mächtiger Triasdolomit- und Jurakonglomeratmassen nicht so gut zur

Ausbildung gelangt wie in den leichter faltbaren Gesteinsmassen der Schuppe B_2 und des basalen Vorlandes (cfr. Profiltafel XII, Figur 6—9 und die beiden tektonischen Reliefs).

3. Die Verwerfungen der Tarntaler Berge.

Es gibt eine Überschiebungsrandspalte, viele Faltungszerrspalten und nur eine größere Verwerfung im engeren Sinne, das heißt eine rein radiäre Krustenbewegung, welche unabhängig von den Überschiebungen und Faltungen entstanden und jünger als die Überschiebungsrandspalten und die Faltungszerrspalten ist (cfr. Übersichtskarte im I. Teil und die beiden tektonischen Reliefs in Tafel XIII, II. Teil).

a) Die Klammverwerfung als Überschiebungsrandspalte.

Die große Klammverwerfung durchsetzt das ganze westliche kartierte Gebiet in nordwest-südöstlicher Richtung, durchschneidet den Schober Mölszug, den Schwarzen Schroffen, die Knappenkuchel und die südlich davon gelegenen Gebiete. Da westlich von ihr die Schuppen der Tarntaler Berge nicht mehr angetroffen werden, hat sie wohl während derselben die Rolle einer Randspalte vertreten. Bei den Faltungen hat sie dann später noch die Stelle einer Faltungszerrspalte versehen.

b) Faltungszerrspalten.

Es gibt Faltungszerrspalten, welche mit den häufigen Nordwest-Südost-Faltungen und solche, welche mit den selteneren ostwestlichen Faltungen in Beziehung gebracht werden müssen. Die nordwestlich-südöstlichen laufen der Nordost-Südwest-Richtung, der der faltenden und früher überschiebenden Kräfte annähernd parallel, die ostwestlichen streichen ungefähr in der Ost-West-Richtung, in welcher die ostwestlichen Faltungskomponenten wirkten. Von der Richtung aller eben genannter Zerrspalten weicht die Richtung der zirka nordöstlich-südwestlich streichenden Zerrspalten am Melkplatz und außerhalb des kartierten Gebietes, an der Kahlen Wand und nördlich der Hennensteigen ab. Dieses Abweichen hängt mit der starken südlichen Verbiegung zusammen, welche nordwestlich und nordöstlich der Klammspitze zu konstatieren ist.

Es besteht sonach jeweils ein inniger Zusammenhang zwischen der Richtung der Kräfte, welche die zwei verschiedenen Faltensysteme auslösten und zwischen der Richtung der Zerrspalten, welche diese Faltensysteme durchschneiden. Oft kommt es vor, daß in Faltungszonen, welche aneinander grenzen, aber durch annähernd parallel verlaufende Verwerfungen getrennt sind, eine verschiedene Faltung auftritt. Diese äußert sich darin, daß ein flacher Sattel oder eine flache Mulde östlich oder westlich einer Verwerfung plötzlich steil gefaltet wird, oder daß Nebensättel und Mulden auftreten oder verschwinden, oder daß einige der Hauptsättel α_1 — α_{11} und der dazu gehörigen Mulden garnicht

zur Ausbildung gelangt sind. Links und rechts der Spaltungszerrspalten trat manchmal neben einer horizontalen Verschiebung der Mulden- und Sättelachsen auch eine vertikale Verschiebung derselben ein.

Es wird in vorliegender Arbeit nicht angenommen, daß diese vertikalen Verschiebungen erst nach den Faltungen und damit nach der Herausbildung der Zerrspalten eingetreten sind, sondern es wird damit gerechnet, daß bei den Faltungen die gefalteten Gesteinsmassen sich lokal verschieden rasch vorwärts bewegten und dadurch längs paralleler Zerrspalten durchrissen und daß bei der weiter fortschreitenden Faltung die durch die Zerrspalten voneinander getrennten Faltenteile verschieden stark gehoben oder gesenkt wurden.

a) Nordwestlich-südöstliche Faltungs-Zerrspalten.

Die Klammverwerfung als Zerrspalte.

Wie schon bemerkt, versah die große, zuerst als „Überschiebungsrandspalte“ fungierende Klammverwerfung später bei den Faltungen noch die Rolle einer Zerrpalte. Alle östlich (im Sinne der Karte) von ihr gelegenen Faltenzüge wurden um zirka 200 m nach Süden vorgeschoben, so daß in der Knappenkuchel der hangende, muldenförmig gefaltete Quarzphyllit am liegenden, analog gefalteten Brennerschiefer abstößt (cfr. Profiltafel XII, Figur 6—9). Möglicherweise wurde der westlich der Verwerfung liegende Teil dabei noch etwas gehoben, denn der Ausstrich des Kernes der Brennerschiefermulde, welcher nordwestlich der falsch kotierten Klammalpe zu suchen ist, scheint höher zu liegen, als der östlich der Klammalpe anzunehmende Ausstrich der zugehörigen Quarzphyllitmulde. Es ist gut denkbar, daß die steilen isoklinalen Falten am Kreuzschroffen (cfr. Figur 1 auf Profiltafel XI) auch westlich der Klammverwerfung im Brennerschiefer, allerdings um 200 m weiter nördlich gelegen, vorhanden sind. Man trifft sogar nördlich der „Inneren Griffalpe“ da, wo man es auf Grund der Tektonik erwartet, sehr quarzphyllitähnliche Brennerschiefer an. Die Faltungen bei P. 2268, zu denen die Antiklinale a_1 gehört, desgleichen die flache Mulde am Westgrat des Kleinen Reckners ließen sich westlich der Klammverwerfung in den Brennerschiefern nicht nachweisen. Da letztere im allgemeinen ziemlich stark gefaltet sind, ist es möglich, daß die Kräfte, welche östlich der Kammverwerfung noch gut ausgeprägte Mulden und Sättel schufen, sich westlich der Verwerfung bei der Herausbildung von starken Fältelungen verbrauchten. Östlich des Kreuzjöchels haben sie in den Brennerschiefern noch eine kleine Flexur geschaffen.

Nordwestlich—südöstliche Faltungs-Zerrspalten der „Knappenkuchel“.

Wie aus den Karten sowie aus den Figuren 1, 2, 3 und 4 des I. Teiles und aus Figur 1 der Profiltafel XI hervorgeht, tritt in der

Knappenkuchel die Antiklinale a_2 auf, an welche sich im Süden, wie im Norden eine Mulde reiht. Beide werden nun von drei annähernd parallelen Zerrspalten durchzogen, innerhalb welcher die Gesteine durch nördlichen Druck und südlichen Gegendruck verschieden stark gefaltet wurden. Die Partie östlich der östlichsten Zerrspalte ist am wenigsten zusammengestaucht. Sie diente als Richtungspunkt für die übrigen, zwischen den Zerrspalten liegenden Faltungszonen. In der Zone zwischen der mittleren und der östlichen Verwerfung ist die Antiklinale a_2 bereits stärker zusammengestaucht und dabei um zirka 20 m nach Norden vorgedrängt worden. Dieses nördliche Vordringen der Antiklinale, oder wenn man will, ihr südliches Zurückbleiben gegenüber der östlichen Faltungszone, macht sich auch noch westlich des P. 2207, südlich der südlichsten Schoberspitze, bemerkbar. Es stößt im dortigen Bachbette die von Brennerschiefern und Quarzphyllitähnlichen Brennerschiefern gebildeten Mulde, welche sich an die Antiklinale a_3 (cfr. II. Teil, Figur 17 und Profiltafel XI, Figur 1) anschließt, an den östlich davon schlecht aufgeschlossenen Quarzphylliten ab. In der Zone zwischen der mittleren und der westlichen Zerrspalte (cfr. I. Teil, Figur 4) ist die Antiklinale a_2 und die beiden südlich und nördlich gelegenen Mulden bedeutend stärker zusammengestaucht als im Osten. Der Antiklinalensattel a_2 erscheint jedoch aus der Richtung, welche er bei P. 2182 einnimmt, weder nach Norden noch nach Süden verrückt worden zu sein.

Die westliche Zerrspalte, welcher ein Bach nachgeht, trennt den östlichen „Rotenschroffen“ von dem westlichen „Kreuzschroffen“. Am Kreuzschroffen herrscht die stärkste, nördliche und südliche Zusammenstauchung der Antiklinale a_2 (cfr. Figur 1 I. Teil und Figur 1 auf Profiltafel XI des II. Teiles). Auch hier ist sie kaum aus der Richtung gerückt, welche sie bei P. 2182 besitzt.

b) Nord-südliche Faltungs-Zerrspalten im Mölstal.

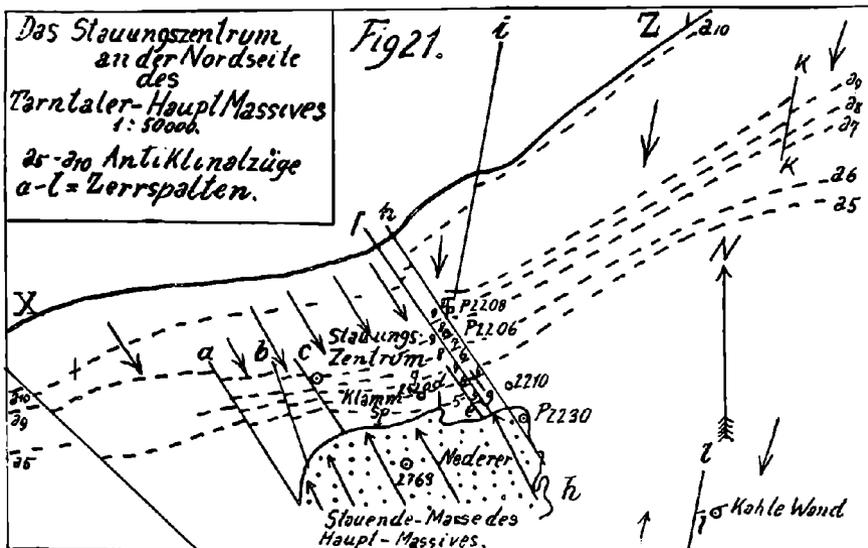
Westlich des Mölser Hochlegers wurden die Kieselkalke der überkippten mesozoischen Mulde durch eine nicht ganz NS streichende, unbedeutende Zerrspalte getrennt. Eine starke orographische Senke zeigt den Verlauf dieser Verwerfung an. Nord-östlich des „Kalten Kofels“ wurden längs einer Zerrspalte Raibler (?) Dolomite in das Niveau der Rauhacken gebracht, östlich des Kalten Kofels macht sich diese Spalte nochmals geltend, indem die westlich von ihr gelegenen Rauhacken in das Niveau der Quarzphyllite zu liegen kamen.

Das Ende der überkippten mesozoischen Mulde des Mölstales wird am Westende des Schobermölszuges ebenfalls von einer zirka NS-streichenden Zerrspalte durchzogen (cfr. Figur 15 des II. Teiles). Der westlich von ihr gelegene Teil wurde dabei um zirka 10—15 m gehoben, so daß der Raibler (?) Dolomit, welcher im unteren Schenkel der überkippten Mulde des Mölstales den Kern eines selbständigen überkippten Sattels bildet (cfr. Figur 14 des II. Teiles), in das Niveau des Muldenkernes der überkippten meso-

zwischen Mulde gelangte. Dieser ist im Westen der Verwerfung durch Kieselkalke und durch unter diesen und auf ihnen liegende Raibler (?) Quarzite angedeutet. Die höhergelegene östliche Fortsetzung dieses Muldenkernes ist in den Kieselkalken zu suchen, welche dem erwähnten Raibler (?) Dolomit aufgelagert sind.

e) **Faltungs-Zerrspalten östlich und westlich des Stauungszentrums der Klammspitze.**

Nördlich der Klammspitze tritt zwischen der Klammverwerfung und der Verwerfung, welche in nordwestlich-südöstlicher Richtung den Melkplatz und den Wetzsteinbruch durchzieht, in den Antiklinalzügen a_5 — a_{11} ein Stauungszentrum auf.



(Der Maßstab in obiger Figur ist mit 1:75.000 richtig zu stellen.)

Es wurden hier die Achsen der genannten Antiklinalzüge durch staffelförmig angeordnete Zerrspalten, welche in den starren Dolomit- und Konglomeratmassen des Hauptmassivs nicht fortsetzen, am weitesten nach Süden vorgerückt und am stärksten zusammengestaucht. Vor der Bildung der Zerrspalten hatten die Achsen der Antiklinalzüge und der dazu gehörigen Synklinalzüge einen mehrfach geschwungenen, im allgemeinen gegen Süden konvexen Verlauf angenommen, welcher auf Figur 21 durch die Linie X—Z angedeutet ist und anzeigt, daß nicht nur allein von NW nach SO, sondern auch von NNO nach SSW wirkende Kräfte bei den Faltungen tätig waren. Diesen beiden Kraftrichtungen entspricht nun auch der Verlauf der Zerrspalten, sie streichen entweder NW—SO oder NNO—SSW. Zu den NNW—SO-streichenden gehören westlich des Stauungszentrum die Zerrspalten am Schobermölszug, welche zwischen der Klamm-

sonnenspitze und der N. Schoberspitze gelegen sind und auf Figur 21 mit a , b , c bezeichnet sind; östlich des Stauungszentrums die Verwerfungen, welche am Melkplatz und am Klammspitz-Ostgrat oder nur an letzterem auftreten, nämlich d , e , f , g , h . Zu den zirka N—S-streichenden Zerrspalten gehört am Klammspitz-Ostgrat d , am Melkplatz i , außerhalb des kartierten Gebietes k südlich des Hippolds, ferner zwei untergeordnete Verwerfungen am Hippold selbst (cfr. Figur 16 des II. Teiles) und l an der Westwand der „Kahlen Wand“.

Zerrspalten am Schobermölszug.

Jene drei am Schobermölszug zwischen der nördlichen Schoberspitze und der Klammersonnenspitze gelegenen Verwerfungen = a , b , c sind Staffelzerrspalten. Der Betrag der jeweiligen Verschiebung ist bei den einzelnen Spalten ziemlich gleich, er schwankt zwischen 30 und 40 *m*. Der Faltenypus, welcher westlich von a an der nördlichen Schoberspitze auftritt, ist in Figur 2 des II. Teiles dargestellt. Es tritt hier nur die Mulde zwischen der Antiklinale a_5 und a_6 auf. Östlich der Zerrspalte a , welche durch einen um zirka 30 *m* nach Süden vorgeschobenen Raibler (?) Dolomit sehr deutlich gemacht wird, tritt zunächst eine flache Quarzitmulde auf, an welche sich im Norden mit isoklinal überkippten Schenkeln die Antiklinale a_9 , im Süden die im Schutt verborgen liegenden Antiklinalen a_6 und a_5 anschließen. Weiter gegen Osten ist durch den nordfallenden Quarzphyllit östlich eines kleinen Raibler (?) Dolomitvorkommens die hier neuauftretende und flache Antiklinale a_7 angedeutet.

Zwischen ihr und der isoklinal gefalteten, übergekippten, nurmehr aus Quarzphyllit bestehenden Antiklinale a_9 befindet sich eine flache Quarzphyllitmulde. Noch weiter östlich, bei P. 2413, durch welchen das Profil Figur 3 der Profiltafel XI geht, ist zwischen der immer noch nach Norden überkippten Antiklinale a_9 und der nach Süden übergekippten Antiklinale a_6 die Antiklinale a_7 ebenfalls nach Süden übergelegt. Die Antiklinale a_6 verläuft ganz in den steil zusammengepreßten, nordfallenden Raibler (?) Quarziten. Östlich von P. 2413, sowie südwestlich des P. 2348, welcher am Südabhang des Schober-Mölszuges liegt, ist die mittlere Verwerfung b durch aufeinanderstoßende Quarzphyllite und Raibler(?) Schichten deutlich angezeigt. Zwischen b und der östlichen Verwerfung c bleibt die Antiklinale a_9 überkippt, a_7 öffnet sich etwas (cfr. Profiltafel XII, Nebenprofil der Figur 2, welches durch P. 2453 geht). Östlich der Verwerfung c ist die Antiklinale a_9 nicht mehr überkippt, sie hat sich geöffnet, die Antiklinalen a_7 und a_6 sind nicht mehr nach Süden übergelegt. (Cfr. Profiltafel XI, Figur 3, und die beiden tektonischen Reliefs.)

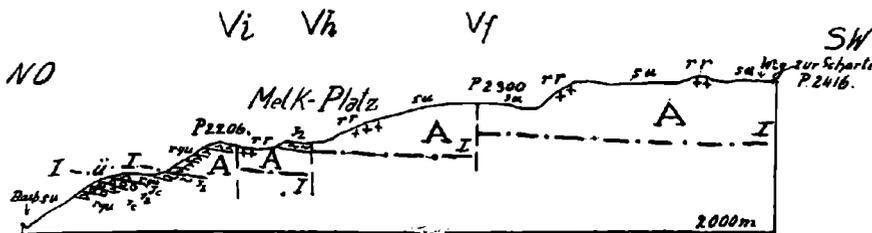
Zerrspalten am Klammspitz-Ostgrat und am Melkplatz.

Die Zerrspalte d des Klammspitzgipfels ist von geringer lokaler Bedeutung. An ihr wurde der westliche Teil um ca. 20 *m* gehoben, so daß die Kieselkalke der Schuppe A im Osten an die über-

schobenen Kössener Gesteine der Schuppe B_2 grenzen. Die Zerrspalte kann ebenfalls nur am Klammspitz-Ostgrat verspürt werden. Östlich von ihr wurde das bei P. 2418 Triasdolomit enthaltende Gratstück um ca. 30 m weiter nach Süden geschoben, als das westlich von ihr gelegene Gratstück.

Die Staffel-Zerrspalten f und h lassen sich sowohl am Ostgrat der Klammspitze als auch beim Melkplatz nachweisen, ihrem Charakter entsprechend jedoch nicht in den mächtigen kompakten, südlich des Klammspitz-Ostgrates gelegenen Jurakonglomeraten. Sie sind mit Horizontal- und mit Vertikalverschiebungen verknüpft. Die Horizontalverschiebung beträgt bei f 40–50 m, bei h 75 m. Die Vertikalverschiebung, das heißt der Beitrag, um den jeweils das östlich der Verwerfung gelegene Gebiet gesenkt wurde (cfr. Fig. 22), macht bei f ca. 35–40, bei h

Fig. 22.



Maßstab: 1:18.700.

Die Staffelnzerrspalten i , h , f und die Überschiebung der Schuppe A am Melkplatz.

su = Bergschutt. — J_2 = Juratonschiefer. — Jc = Jurakonglomerate.

rr = Raibler (?) Rauhacken. — qu = Raibler (?) Quarzite. — A = Schuppe A .

I = Überschiebung.

an die 50 m aus. Die Horizontalverschiebung läßt sich bei f am Klammspitz-Ostgrat nicht direkt ersehen. Man könnte hier das Abstoßen der Kieselkalke am Triasdolomit auch allein durch die 30–40 m hohe Vertikalverwerfung erklären. Jedoch westlich des Melkplatzes zeigt sich, daß die Achse der zwischen den Antiklinalen a_{10} und a_9 liegenden Mulde östlich von f weiter nördlicher liegt als westlich davon. Infolgedessen stößt einerseits zwischen Mölser Scharte und dem Melkplatz der aus Raibler (?) Quarziten, Kalken und Rauhacken bestehende Nordflügel der genannten Mulde am Quarzphyllit ab, welcher vom P. 2454 (nördlich von der Scharte 2416) gegen den Melkplatz herabzieht, andererseits liegt der Raibler (?) Dolomitzug der Mölser Scharte bis zur Zerrspalte f bedeutend südlicher als seine durch ein kleines Dolomitvorkommen angedeutete östlich der Verwerfung f gelegene Fortsetzung.

Die Vertikalverschiebung bei f muß daraus geschlossen werden, daß die Rauhacken der zwischen a_{10} und a_9 liegenden Mulde südöstlich der Mölser Scharte bedeutend höher liegen als die Rauhacken am Melkplatz (cfr. Fig. 22 des II. Teiles).

Die Horizontalverschiebung bei der Zerrspalte *h*, welche der von Rothpletz wahrgenommenen Verwerfung entspricht, läßt sich am Ende des Ostgrates der Klammspitze sowie am Melkplatz nachweisen (cfr. im tektonischen Relief Nr. 2 die Verwerfung *f*). Am Ende des Klammspitz-Ostgrates stößt beim Weiterstreichen der flache Sattel α_5 , welcher durch die Ostwand des Gratabsturzes sehr gut aufgeschlossen ist, auf die bei P. 2210 durch nordfallende Kieseltonschiefer und Kieselkalke angedeutete und abgesunkene Mulde. Diese Mulde entspricht der Mulde, welche am Klammspitzsüdgrat zwischen α_4 und α_5 deutlich zum Ausdruck kommt. Am Melkplatz streichen nordfallende jurassische Tonschiefer, welche östlich der Zerrspalte *h* liegen, auf südfallende, im Westen der Verwerfung liegende Raibler(?) Schichten der oben genannten Mulde zu. Sie gehören eben dem nordfallenden Südfügel dieser Mulde an und zeigen, da sie sich in gleicher Höhenlage wie die westlich von *h* befindlichen Rauhwacken befinden, auch die Vertikalverschiebung an (cfr. Fig. 22 des II. Teiles). Am Wetzsteinbruch (cfr. Profiltafel XII, Figur 9 mit Nebenfigur) und ca. 600 m südlich davon ist die Zerrspalte *h* noch deutlich zu verspüren. Namentlich an der letztgenannten Stelle ist die Vertikalverschiebung zu beobachten. Es wurde östlich der Verwerfung der mit Konglomeraten besetzte Triasdolomit um ca. 30 m gesenkt.

Zwischen den Zerrspalten *f* und *h* tritt nur am Klammspitzostgrat noch eine kleine lokale Zerrspalte *g* auf, die sich schon orographisch als Spalte ausdrückt, geologisch aber dadurch erkannt wird, daß westlich von ihr der aus Kieselkalken bestehende Sattel α_5 unter Bildung von Transversalschieferung sehr spitz zusammengepreßt wurde, während er im Osten der Verwerfung, wie schon oben erwähnt, ein sehr flaches Kieselkalk- und Kieseltonschiefergewölbe bildet. Die Zerrspalte *i* kann nur bei P. 2208 gut festgestellt werden. Östlich von ihr, und zwar nördlich von P. 2206 (nördlich des Melkplatzes) zeigen wenig mächtig aufgeschlossene, nordfallende, dann gut aufgeschlossene, südfallende Kalkkonglomerate die schon mehrfach genannte, zwischen α_9 und α_{10} liegende Mulde an (cfr. Figur 23 des II. Teiles).

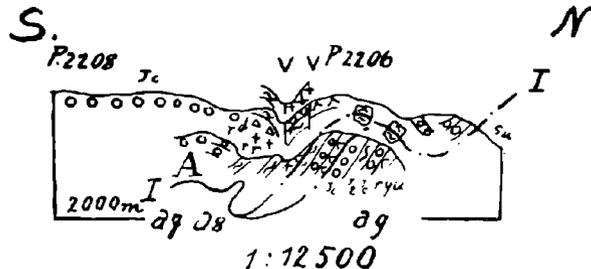
Westlich von *i* und der Stelle, wo die nordfallenden Kalkkonglomerate auftreten, findet man Raibler(?) Rauhwacken, welche bereits dem südfallenden Nordfügel der oben genannten Mulde angehören. Es hat also zwischen *i* und *h* ein weiteres südliches Vorrücken der Muldenachse und daneben eine ca. 30 m betragende Senkung des östlich von *i* gelegenen Gebirgsteiles stattgefunden. Letztere zeigen die Rauhwacken an, welche nördlich von P. 2206 und bei P. 2206 an den Jurakonglomeraten, an den Quarziten und den auf diesen abgelagerten Tonschiefern und Konglomeraten abstoßen.

Zwei kleinere ostweststreichende Zerrspalten haben bei P. 2206 noch Komplikationen hervorgerufen (cfr. II. Teil, Figur 23). Östlich der Zerrspalte *k* (cfr. Profiltafel XI, Figur 5) wurden bei P. 2570 die Quarzphyllite, die Raibler(?) Dolomite, die Kieselkalke und Tonschiefer, östlich der Zerrspalte *l* die Brennerschiefer und die darauf abgelagerten Juragesteine und der überschobene Triasdolomit der

„Kahlen Wand“ um ca. 50 m nach Süden vorgerückt. Da an der Kahlen Wand, welche östlich von P. 2660 große, ca. N—S streichende Rutschflächen besitzt, östlich der Verwerfung I auch eine starke Senkung erfolgte, kommen hier die Juragesteine des basalen Vorlandes in das Niveau des überschobenen Triasdolomits zu liegen (cfr. Profiltafel XII, Figur 7).

Mit dem Stauungszentrum der Klammspitze hängen vielleicht die kleinen lokalen Zerrspalten der Schuppe B_2 am Gipfelbau des Nederers, die Verwerfung östlich der Tarntaler Sonnenspitze und die kleine Spalte am Staffelsee zusammen. Am Gipfelbau des Nederers sank der zwischen der östlichen und der mittleren Verwerfung liegende Teil etwas ab und rückte nach Süden vor. Der Teil westlich der westlichen Verwerfung sank ab. Östlich und unterhalb des Gipfels der Tarntaler Sonnenspitze wurde der Trias-

Fig. 23.



Die Schuppe des basalen Vorlandes am Melkplatz und die Faltungen und Verwerfungen der Schuppe A.

J_2 = Juratonschiefer zum Teil mit Kalken vermischt. — J_c = Jurakonglomerate, zumeist mylonitisch. — rgu = Raibler (?) Quarzite. — rr = Raibler (?) Rauhacken. — rd = Raibler (?) Dolomite. — V, V = Verwerfungen. — I = Überschiebung.

dolomit des dortigen isolierten Felskopfes und die nördlich von ihm schlecht aufgeschlossenen Kieseltonschiefer um einige Meter gehoben (cfr. Profiltafel XII, Figur 8). Unmittelbar nördlich vom Staffelsee zeigt eine Rinne den Verlauf einer kleinen lokalen Zerrspalte, an welcher der östliche Teil etwas gehoben wurde.

d) Ost- und west-streichende Zerrspalten.

Zu ihnen gehören die drei teilweise mit Rutschflächen versehenen Verwerfungen der Schuppe A im südlichen Lizumtal (cfr. I. Teil, Figur 9) sowie die kleine, durch Rutschflächen deutlich gemachte Verwerfung, welche im Triasdolomit auf der Ostseite des Hauptmassivs (nordwestlich vom P. 2642) angetroffen wird, ferner die zwei kleinen Verwerfungen am Melkplatz (cfr. Figur 23 des II. Teiles), deren südliche einen kleinen Knick in der Zerrspalte hervorgerufen hat, und zuletzt noch die kleine Spalte westlich des Gipfels des kleinen Reckners bei P. 2700. Der nördlich von

dieser gelegene Teil wurde etwas gesenkt und nach Westen vorgeschoben (cfr. Profiltafel XI, Figur 2 und 3 und Profiltafel XII, Figur 7).

Wie schon früher erwähnt (cfr. Figur 7 des II. Teiles), wurde die Zerrspalte südlich des auffälligen Eckpfeilers des südlichen Lizumtales wahrscheinlich während der Überschiebung der Schuppe B_1 erzeugt.

Verwerfungen im engeren Sinne (radiäre Krustenbewegungen).

Zu ihnen kann nur die ostwest-streichende Verwerfung am Nordende des „Schwarzen Schroffens“ sowie die ebenfalls ostwest-streichende und zwischen verschieden stark geneigten Kieselkalken verlaufende Verwerfung südlich des „Kalten Kofels“ gerechnet werden (cfr. Fig. 14 des II. Teiles). Die Verwerfung am Nordende des Schwarzen Schroffens endet an der Zerrspalte, die von der Knappenkuchel bis in den Bach südlich der südlichen Schober Spitze verfolgt werden kann (cfr. II. Teil pag. 370 [28]). Südlich von ihr wurde der jetzt fast nur mehr aus Brennerschiefer bestehende Gebirgsteil, wie Figur 1 auf Profiltafel XI zeigt, um ca. 80—100 m gehoben, als bereits die Sättel a_2 — a_{11} an der Klammverwerfung nach Süden vorgeschoben waren (cfr. Übersichtskarte des I. Teiles).

Tektonischer Rückblick.

Fassen wir die Ergebnisse der tektonischen Untersuchungen kurz zusammen: Durch eine Transgression mit diskordanter Auflagerung triadischer und jurassischer Schichten auf paläozoischen Quarzphylliten und Kalkphylliten (= Brennerschiefern) wird ein paläozoisches, vortriadisches Gebirge nachgewiesen, durch diskordante Auflagerung von Juragesteinen auf Kössener Schichten ein präjurassisches Gebirge, zum tertiären Gebirge gehören insbesondere drei dachziegelförmig aufeinanderliegende Schuppen, welche von einer großen liegenden „S“-Falte abgeleitet werden müssen und welche später von Nordwesten nach Südosten stark und von Osten nach Westen schwächer gefaltet wurden. Die liegende Falte bildet sich in den nördlichen Teilen der Tarntaler Berge, also in Gebieten, wo auch heute nur Tarntaler Quarzphyllit und Tarntaler Mesozoikum auftritt. Deshalb enthalten die Schuppen keinen Brennerschiefer. Die Falte wanderte ebenso wie die Hauptschuppe A und die späteren Faltungen von NW nach Südosten vorwärts. Die Überschiebungen haben Mylonitisierung von Trias- und Juragesteinen hervorgerufen und sind älter als die sekundären Quarzgänge und die Faltungen. Die nordsüdlich streichenden Faltungen erfolgten gleichzeitig mit den nordöstlich-südwestlich verlaufenden und sind durch Verkeilungserscheinungen zu erklären. Die meisten Verwerfungen der Tarntaler Berge sind als Zerrspalten ausgebildet, welche in der Richtung und während der Faltungen zustande kamen.

B. Bildung der glazialen und postglazialen Formen.

I. Kare.

In den drei Karen des Lizum-, Klamm- und Mölstaales lassen sich zwei Steilstufen feststellen, von denen die eine an die ungefähre Höhe von 2000 *m*, die andere von 2200 *m* gebunden zu sein scheint.

Im südlichen sowie im nordwestlichen Lizumtal liegt zwischen den beiden genannten Stufen eine, mit Serpentinblöcken lokal stark erfüllte, oft wegerodierte und mit Gehängeschutt überdeckte Moräne, welche sich östlich des Mölserberges und beim Melkplatz noch bis in das Gebiet hinter der oberen Steilstufe verfolgen läßt. Der Gletscher, dem diese Moräne entspricht, erzeugte Rundhöcker, von den heute nurmehr nordwestlich und nördlich der Lizumalpe einige im Quarzphyllite in der Nähe der unteren Steilstufe zu sehen sind.

Im Klammtale herrschen ganz ähnliche Verhältnisse, wie im Lizumtal, nur ist hier die obere Steilstufe bei P. 2207 und P. 2182 und an den Hügeln der Knappenkuchel mit Rundhöckern und Schlifffspuren besetzt, die untere Steilstufe hingegen scheint zum Beispiel bei der Klammalpe 1854 sehr stark in die Tiefe gerückt zu sein.

Diese Ausnahme ist nur scheinbar, denn fürs erste ist auf den Sektionskopien die Höhe der Klammalpe viel zu niedrig angegeben, ferner strömten bei der Klammalpe bedeutend mächtigere Eismassen von Norden und Süden zusammen und hatten, da die prätriadische Erosion schon viel Quarzphyllit abgetragen hatte, gar bald nur den leichter erodierbaren Brennerschiefer wegzuschaffen.

Im Mölstal lassen sich zwar die angeführten Steilstufen und dazwischen viele kleine Glazialseen und abgerundete Quarzphyllithügel, aber keine sicheren Moränenreste mehr finden. Der vielfach überwucherte Quarzphyllitschutt westlich und nördlich des „Kalten Kofels“ kann ebenso Moräne, wie Gehängeschutt sein. Es muß auch unentschieden bleiben, wieviel von dem Schutt, der heute auf den Quarzphyllitfelsen nördlich des „Mölser Hochlegers“ liegt, Moräne oder Eluvium ist.

Die gesetzmäßige Verknüpfung von Steilstufen und Erosionserscheinungen ist auf drei Lokalgletscher zurückzuführen, welche die Kare hinter der oberen 2200 *m* Linie, als Nährgebiet besaßen und das Vorland bis zu einer Höhe von zirka 2000 *m* auserodiert haben. Dabei ließen sie als Zeichen ihrer erodierenden Tätigkeit die Gletscherschliffe zurück und lagerten bei ihrem Rückgang die Moränen ab, welche sich teilweise bis hinter die 2200 *m* Steilstufe verfolgen lassen.

Für das Daunstadium würde nach Penck¹⁾ die Schneegrenze in den Tarntaler Bergen eine Höhe von zirka 2400 *m* erreicht haben, sie würde also in die Kare hinter den oberen

¹⁾ A. Penck und E. Brückner: „Die Alpen im Eiszeitalter“. Leipzig 1909.
49*

Steilrändern fallen. Die Sammelgebiete, welche mit einer solchen Schneegrenze verknüpft waren, besaßen in den Tarntaler Bergen hinreichende Größe, um die Gletscher zu erzeugen, welche die Massen zwischen den beiden Steilstufen auserodierten und die Moränen ablagerten. Es scheint daher, daß die Moränen zwischen den beiden Steilstufen sowie die mit ihnen verknüpften Erosionserscheinungen dem Daunstadium angehören. Durch das allmähliche Emporrücken der Schneegrenze der drei Lokalgletscher bis in ihre heutige Lage (2700—2800 *m*) wurden durch die mit ihr jeweils verknüpften Gletscher im Hauptmassiv und im Pluderling-Kreuzjöchelzug sehr hochgelegene Kare geschaffen.

Das Untertarntal ist ein ehemals nach Westen über die versteinerungsreichen Kössener Schichten der Isselköpfe sich öffnendes Hochkar, welches durch die beiden „S“-Falten am Nederer und am Westgrat der Tarntaler Sonnenspitze tektonisch angelegt war und einstmals einen kleinen Lokalgletscher getragen hat. Die fünf Seen und flachen zwischen diesen Seen liegenden Höcker in den jurassischen Kieseltonschiefen legen von dessen Anwesenheit Zeugnis ab. Moränen konnten jedoch nicht mehr gefunden werden.

Diesem Kar des Untertarntals mit einer Höhe von zirka 2500 *m* entspricht am Kreuzjöchel-Pluderlingzug etwa das kleine Kar unterhalb des Kreuzjöchelgipfels.

Durch weiteres Hinaufrücken der Schneegrenze konnte sich schließlich im Obertarntal ein Gletscher bilden, welcher, da das Tal noch nicht so stark vertieft war wie heute, gleichfalls gegen Westen ausfloß und hauptsächlich Serpentin vom großen und kleinen Reckner verfrachtete. Die zahlreichen, in der nördlich von P. 2642 gelegenen flachen Rinne sich vorfindenden Serpentinblöcke (siehe geologische Karte des II. Teiles) gehören dem Moränenmaterial dieses Gletschers an.

Mit dem Gletscher im Obertarntal korrespondierte der Staffelseegletscher im Staffelseekar mit 2629 *m*, der Gletscher im Junskar, 2634 *m* und derjenige in dem Eck, welches vom Kleinen Reckner Westgrat und vom P. 2730 gebildet wird.

Es sollen nun die Ereignisse geschildert werden, welche stattfanden, als der Gletscher das Untertarntal verlassen hatten.

Nachdem der Gletscher das Untertarntal, welches ein allgemeines Gefälle von Osten nach Westen besaß, verlassen hatte, begann an seine Stelle ein System von Wasserläufen zu treten, welches im Westen dem Isselgraben nachging. Durch rückwärts einschneidende Erosion bildete sich nun das flache Seitentälchen zwischen den beiden flachen Isselköpfen und den westlichen Steilwänden des Obertarntals, welches damals schon eine schwache Gefällsrichtung von Süden nach Norden besaß. Dieser kleine Seitenbach konnte nun sein eigenes Bett und auch den Isselgraben mit Serpentinblöcken versorgen, welche er aus den Endmoränen des noch höher im Obertarntal liegenden Gletschers bezog. Dieser Gletscher zog sich schließlich ganz bis an den Fuß des Großen und Kleinen Reckners zurück, den Boden der Oberaltales noch erodierend. An seine Stelle trat nun gleichfalls ein Bach-

lauf, welcher zunächst das westlich gelegene Ausgangstor des eben verschwundenen Gletschers benützte (bei P. 2635 in der Nähe eines kleinen Sees) und sich mit dem vom Isselgraben nach Süden abzweigenden Seitengraben vereinigte, wobei er demselben Moränenmaterial oder den Schutt anderer Gesteine beimengte.

Während der letztgenannten Vorgänge hatte aber der Bach des Untertarntals genügend Zeit gehabt, sich so tief in die Scharte zwischen Ober- und Untertarntal einzuarbeiten, daß er jetzt das Obertarntal anzapfte. Durch die von ihm bewerkstelligte weitere Ausarbeitung und Tieferlegung des Bodens des Obertarntals hörte nun der westliche Ausfluß desselben bei P. 2635 auf zu funktionieren und die Wasser wurden gezwungen ihren Weg durch das Untertarntal zu nehmen. So wurde allmählich das Obertarntal durch Vermittlung des Untertarntals tiefer gelegt und im Verein mit der früher erfolgten Eiserosion Platz geschaffen für die mächtigen sehr jungen Serpentin- und Schuttkegel oder Bergstürze des Großen und Kleinen Reckners.

Es war nun aber auch durch die rückwärts einschneidende Erosion an den Steilwänden des Grübelkars, westlich des P. 2642, unter der Benützung der dortigen kleinen Verwerfung der Nord-Süd-laufende Seitenbach des Isselgrabens angezapft und nach Westen abgelenkt worden, so daß schließlich das orographische Bild zustande kam, welches wir heute im Unter- und Obertarntal und in deren nächsten Umgebung vor uns haben.

Die Verbindung zwischen Ober- und Untertarntal ist allerdings durch einen von Osten der erfolgten Bergsturz, welchen Young¹⁾ jedoch für eine Moräne nimmt, teilweise wieder verschüttet worden. Der Bergsturz besteht aus mitunter sehr großen Blöcken, die von den in allernächster Nähe anstehenden, korallenreichen Kössener Schichten und den Kieselkalken stammen.

Der auffällige von Serpentinblöcken gebildete Schuttkegel im Staffelseekar hat sich ebenfalls dann erst bilden können, als der im Kar gelegene und erodierende Gletscher verschwunden war. Wenige Moränenreste dieses Gletschers findet man beim Aufstieg zum Staffelsee da, wo der Weg Griffalpe—Großer Reckner den Schuttkegel des auffälligen steilen Felskopfes westlich des Staffelsees erreicht. Sie bestehen aus einer Anhäufung von großen Serpentinblöcken, welche am Rand des steilabfallenden Gratendes liegen (siehe geolog. Karte).

II. Einfluß des tektonischen Aufbaues auf die glaziale und postglaziale Formbildung.

Die Kare des Mölstals und des Klammtals sind ziemlich unabhängig vom geologischen Bau entstanden. Ersteres ist in einen Sattel von Quarzphyllit eingeschnitten, letzteres entstand dadurch, daß die Eis- oder die rückwärts einschneidenden

¹⁾ A. P. Young: „On the glaciation of the Navis valley in North-Tirol.“ Geological Magazine. New Series V. Juni 1910.

Wassermassen das westliche Ende der Schuppe *A* bis zu den heutigen Westwänden des Hauptmassivs wegerodierten. Vielleicht hat das Vorhandensein der Schubfläche *I* diese Erosion erleichtert.

Das Lizumtal entspricht sowohl einer orographischen als auch einer geologischen Mulde (cfr. Profiltafel XII, Figur 8 und 9). Ganz ebenso das Obertarntal (cfr. Profiltafel XI, Figur 3 und 4, Profiltafel XII, Figur 7 und 8, ferner die tektonischen Reliefs).

Das Untertarntal wurde schon angelegt, als sich die beiden S-förmigen Falten am Nederer und am Sonnenspitzwestgrat bildeten (cfr. geolog. Relief, Tafel XIII, Nr. I und II). Später wurde es noch durch die Gletscher und die Gewässer vertieft.

Die große Klammverwerfung veranlaßte vielleicht zum Teil die Entstehung der Steilabstürze des Schwarzen-, Zirben- und Kreuzschroffens, die westlichste Verwerfung der Knappenkuchel hingegen die Herausbildung der Bachrinne zwischen Kreuz- und Rotem Schroffen.

Die drei Verwerfungen in der Schuppe *A*, südöstlich der Tarntaler Sonnenspitze im südlichen Lizumtal sind heute durch drei auffällige Steilrinnen markiert. Östlich und unterhalb des Gipfels der Tarntaler Sonnenspitze veranlaßte eine kleine Verwerfung die isolierte Lage eines aus Triasdolomit bestehenden Felskopfes.

Durch deutliche Absätze verraten sich die Verwerfungen *h*, *g*, *f*, *e* am Ostgrat der Klammspitze.

C. Vergleiche der Resultate der vorliegenden Arbeit mit den Ergebnissen älterer Abhandlungen.

Bei diesem Vergleich erscheint es zweckmäßig der im I. Teil eingangs gegebenen, chronologisch angeordneten Übersicht der älteren Arbeiten zu folgen.

Es ist hier nicht möglich, alle die weniger bedeutenden Ergebnisse früherer Arbeiten anzugeben, welche die vorliegende Arbeit übernommen hat oder auf welchen sie aufgebaut hat; worin die maßgebenden Abweichungen und Übereinstimmungen bestehen, soll im folgenden erörtert werden.

A. Pichler, 1859. „Beiträge zur Geognosie Tirols.“

Pichlers Ansicht, daß auch Lias am Aufbau der kalkigen und quarzigen Tonglimmerschiefer (= Brennerschiefer und Quarzphyllite d. v. A.) beteiligt sei, ist dadurch unhaltbar geworden, daß in den Tarntaler Bergen der Jura, der möglicherweise mit Lias beginnt, auf schon metamorphen und gefalteten Brennerschiefern und Quarzphylliten transgrediert.

Die „dunkelgrauen“ körnigen Kalke Pichlers mit *Lithodendron*, *Pentacrinus*, *Gervillea inflata* und Belemniten, scheinen zum Teil Kössener Kalke, zum Teil Kieselkalke zu sein.

In Pichlers „grünlichen, weißgrauen, quarzhaltigen Kalkschiefern“ erkennt man die Wetzsteinkalke, in den „bunten Tonschiefern“ die Tonschiefer und Kieseltonschiefer, in dem mächtigen grauen, bisweilen brecciösen „Kalk“ den Triasdolomit.

Die Annahme, daß der Serpentin aus dem Lias entstanden sei, ist besonders nach dem Vorhandensein eines Kontakthofes und felsbildender Reste der Serpentinmuttergesteine von der Hand zu weisen.

A. Pichler, 1883. „Zur Kenntnis der Phyllite in den Tiroler Zentralalpen.“

Pichlers Ansicht, wonach die Kalkphyllite (= Brennerschiefer d. v. A.) als jüngere Einlagerungen der Quarzphyllite aufzufassen sind, kann nach den vorliegenden Untersuchungen, für die Tarntaler Berge wenigstens, nicht aufrecht gehalten werden, denn die Quarzphyllite bilden hier sicher das Hangende des Brennerschiefers.

A. Rothpletz, 1894. „Eingeologischer Querschnitt durch die Ostalpen.“

Rothpletz hat zuerst die Triastransgression auf älterem Gebirge nachgewiesen und die Kössener Fossilien entdeckt, welche neben den später gefundenen Jurafossilien eine sichere Horizontierung der Gesteine der Tarntaler Berge ermöglichen.

An dieser Transgression wird in vorliegender Arbeit festgehalten. In den „verrukanen- oder sernifitartigen Schiefnern“ erkennen wir die Raibler(?)quarzite, im mächtigen, von Kössener Schichten überlagerten „Dolomit“ den „Triasdolomit“.

In der 300—400 m mächtigen, durch reichen Fazieswechsel ausgezeichneten „Liasserie“ des Hauptmassivs erkennen wir hauptsächlich die von wenig mächtigen Triasgesteinen und mächtigen Jura-gesteinen zusammengesetzten Schuppen B_1 und B_2 . Eine auffällige Wiederholung bei den Kieseltonschiefen (= bei Rothpletz „violette und grüne Tonschiefer“) ist Rothpletz nicht entgangen.

Die Verhältnisse der Serpentin-gesteine werden bereits im Sinne der vorliegenden Arbeit gedeutet.

Die Quarzphyllite hingegen stellten sich bei der Kartierung wenigstens für das kartierte und für die demselben benachbarten Gebiete als das Hangende der Brennerschiefer heraus.

Für das archaische Alter der Quarzphyllite ließ sich kein Anhaltspunkt gewinnen.

J. Blaas, 1894. „Über Serpentin und Serpentin-schiefer aus dem Brennergebiete.“

Die Theorie, welche Blaas über die Entstehung der Serpentin-gesteine bei Matrei und über die mit diesen verwandten Serpentine der Tarntaler Berge entwickelte, ist infolge des Auffindens von Resten des Serpentinmuttergesteines und von Kontakt-erscheinungen nicht mehr haltbar.

F. E. Suess, 1894. „Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie.“

Über die Resultate von F. E. Suess ist folgendes zu bemerken:

Dafür, daß die „Kalkphyllite“ (= Brennerschiefer d. v. A.) präkambrisch sind, ferner dafür, daß die Quarzphyllite sicher „karbonisch“ sind und durch eine vorpermische Verwerfung von den Brennerschiefern getrennt sind, ließen sich keine Anhaltspunkte finden.

Mit meinen Resultaten stimmt das „jüngere Alter des Quarzphyllits“ überein.

Für die Raibler(?) Quarzite gibt Suess permisches Alter an, da er ihre Wechsellagerung mit den triadischen Rauhacken übersah.

An manchen Stellen der Tarntaler Berge transgredieren die jurassischen Wetzsteinkalke und mit ihnen die jurassischen Kieseltonschiefer auf den Raibler (?) Quarziten (letztere bei F. E. Suess permische Quarzserizitbreccie); dies muß für F. E. Suess der Grund gewesen sein, daß er auch die jurassischen Kieseltonschiefer für „Perm“ nahm und sie „permische oder dyadische Tarntaler Quarzitschiefer“ nannte.

Vermittelst der fälschlich als Perm bestimmten Tarntaler Quarzitschiefer hat Suess die Tektonik des Tarntaler Hauptmassives konsequenter Weise falsch gedeutet, wobei ihm jedoch Überschiebungen und Überfaltungen sicher vorhanden zu sein schienen. Die Überschiebungen verlaufen im Tarntaler Hauptmassiv nicht wie F. E. Suess annimmt, zwischen den untrennbaren jurassischen Kieselkalcken und den Kieseltonschiefen, welche bei Suess Triaskalke, beziehungsweise permische Quarzitschiefer sind, sondern zwischen Trias- und Juragesteinen. Auch gibt es nicht eine, sondern mehrere Schubmassen. Hier sei bemerkt, daß bei F. E. Suess die belemitenführenden jurassischen Kieselkalke noch sämtlich der Trias zugeteilt wurden.

F. Becke, 1903. „Exkursionen durch das Westende der Hohen Tauern.“

Becke hält im Gegensatz zu meinen Resultaten die Quarzphyllite der Tarntaler Berge für älter als die Brennerschiefer.

Von einem „mittelkarbonischen Zentralgranit“ kann der authigene Turmalin, welchen man sehr häufig auch in den Juragesteinen der Tarntaler Berge antrifft, wie überhaupt die Metamorphose C nicht herrühren!

P. Termier, 1905. „Les alpes entre le Brenner et la Val-teline.“

Termiers „Decke 2“ besteht aus fossilfreien, „mesozoisch bis neozoischen Schistes lustres (Brennerschiefern)“; die „Decke 4“ aus den Quarzphylliten und den darauf transgredierenden Trias-

gesteinen. Hierzu kommen jetzt noch die Juragesteine der Tarntaler Berge.

Nun wurde eingehend gezeigt, daß die Trias- und Juragesteine der Tarntaler Berge in vollkommen gleicher Ausbildung sowohl auf Quarzphylliten als auch auf den Brennerschiefern transgredieren und daß ferner die fossilfreien „karbonischen Quarzphyllite“ mit den fossilfreien „mesozoisch bis neozoischen Brennerschiefern“ durch Wechsellagerung und allmähliche Übergänge untrennbar verknüpft sind, wie dies auch von Sander¹⁾ nachgewiesen wurde.

Termiers „Decken“ sind durch diese Nachweise überflüssig geworden.

F. Frech 1905. Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen.

Wenn Frechs tektonisch entstandene „triadischen Dolomitbreccien“ die mylonitische Jurakonglomerate der vorliegenden Arbeit sind, dann ist der Gesteinscharakter, nicht aber das Alter dieser Gesteine richtig bestimmt.

A. P. Young 1907. „On a Serpentinrock from the mass of the Tarntaler Köpfe.“

Von F. E. Suess sind durch Young die „permischen“ Tarntaler Quarzite übernommen worden. Für die tektonischen Kräfte, welche nach Young auf diese und das Serpentin-Muttergestein bei dessen Intrusion gewirkt haben, konnten petrographische und tektonische Anhaltspunkte nicht gefunden werden.

A. P. Young 1908. „Stratigraphy and Structure of the Tarntal mass.“

Hier wird die Tektonik des Hauptmassivs unter der Voraussetzung entwickelt, daß die jurassischen Kieseltonschiefer „permische“ Tarntaler Quarzite sind.

Die Ansicht Youngs, die Tarntaler Breccie sei „karbonisch“, wird schon durch den Bericht Sanders²⁾ widerlegt, welcher Kössener Fragmente in der „Tarntaler Breccie“ erwähnt.

Die „Kalkschichten mit grünen Bändern“ und die Kalkschichten der „Tarntaler Quarzite“ sind die Wetzsteinkalke, die „Dolomitbreccie“ der Zone II ist der mit einer Konglomeratkappe versehene Triasdolomitblock auf der Westseite des Südabhanges des Nöderers (cfr. II. Teil, Figur 3). Die „Liaskalksteine“ sind meine Jura-Bänderkalke. Die Namen „Dolomitbreccie“, „Tarntaler Dolomit“, „Tarntaler Breccie“, „Tarntaler Dolomitbreccie“, welche von Young und Sander gebraucht werden, sind von mir nicht übernommen worden. Es kann nämlich

¹⁾ B. Sander, „Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern“.

²⁾ B. Sander, „Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe“.

durch den Gebrauch dieser Namen leicht eine Verwechslung zwischen brecciösem Triasdolomit und mylonitisierten Jurakonglomeraten, für welche die Youngschen und Sanderschen Namen gelten, eintreten. Ferner ist das Alter und der Charakter der mylonitisierten Juragesteine jetzt genau festgelegt.

Bezüglich einer früheren Intrusion von basischen Magmas sei bemerkt, daß sich an Ort und Stelle und durch die petrographische Untersuchung der Nachweis einer solchen Intrusion nicht erbringen ließ. Es handelt sich nach den Untersuchungen des Verfassers vielmehr um Chlorit- und Serizitreiche, stark mechanisch beeinflusste Wetzsteinkalke, welche mit Jurakonglomeratlagen verknüpft sind.

B. Sander 1910. „Über neue Geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe.“

Es wird zum erstenmal der postrhätische Charakter der „Tarntaler Breccie“ (= der mylonitisierten Jurakonglomerate) erkannt.

Sander nimmt keine primäre Wechsellagerung der jurassischen Konglomerate mit den jurassischen Kieselkalken (bei Sander Triaskalkphyllite) und den jurassischen bunten Tonschiefern (bei Sander kalkfreie Glanzschiefer) an, sondern nur eine tektonische Vermischung dieser Gesteine.

G. Steinmann 1910. „Über Stellung und Alter des Hochstegenkalkes.“

Nach G. Steinmann tritt in den Tarntaler Bergen die „rhätische Decke“ auf. Sie wird durch die Brennerschiefer (Kalkphyllite) vertreten.

Ferner ist der „lepontinische Serpentin“ der Tarntaler Berge in die tiefsten Teile der „ostalpinen Decke“ durch „antiklinale Einfaltung gelangt“.

Zu einer „ostalpinen Decke“ wird Steinmann wohl den Triasdolomit und die Kössener Kalke rechnen.

Nun findet man aber in den Tarntaler Bergen folgendes:

1. Der „lepontinische Serpentin“ ruht mit Kontakthof in jurassischen Kieseltonschiefen und Kieselkalken, welche mit ihren faziellen Vertretern von den „ostalpinen Gesteinen“, dem Triasdolomit und Kössener Schichten und Jurakieselkalken nicht zu trennen sind und welche auf der „Rhätischen Decke“ Steinmanns, das heißt auf den Brennerschiefern transgredieren.

2. Diese radiolaritähnlichen Kieseltonschiefer und die Wetzsteinkalke sind auf Grund der Wechsellagerung mit typischen Strandkonglomeraten keine Tiefseeabsätze.

3. Ist der Serpentin der Tarntaler Berge mit Diabas, also mit einem ophitischen Gestein verknüpft, welches nach Steinmann die Serpentine meidet.

4. Transgredieren die mesozoischen Gesteine der Tarntaler Berge, welche nach Steinmann zur ostalpinen Decke gehören, also die Trias- und Juragesteine auf Steinmanns „rhätischer Decke“.

B. Sander 1911. „Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern.“

Sanders „Triadische Kalkphyllite“ sind wohl meine phyllitischen Jurabänderkalke, die „paläozoischen Kalkphyllite“ hingegen die Brennerschiefer.

Mit „Quarzphyllit I“ bezeichnet Sander auf der Südseite der Geierspitze entweder leicht erkennbare jurassische Kieseltonschiefer oder Quarzserizitschiefer (von diesen meine II. Varietät).

Auf der gesamten Südseite des Hauptmassivs (vgl. Karte) kommt außer den wenigen Quarzphylliten am Nordostgrat der Geierspitze kein Gestein vor, das mit dem Quarzphyllit der Tarntaler Berge, auch mit dem der Knappenkuchel leicht verwechselt werden könnte. Auch sonst läßt sich in den Tarntaler Bergen weder nach petrographischen, noch nach stratigraphischen Gesichtspunkten eine Trennung eines „Quarzphyllites I“ von einem „Quarzphyllit II“ durchführen. In den Tarntaler Bergen ist der Quarzphyllit eines der am einheitlichsten ausgebildeten Gesteine. Von Gesteinen, welche allenfalls quarzphyllitähnlich werden können, sind nur die Juraschiefer und Kössener Tonschiefer zu nennen.

Mit meinem Resultat stimmt Sanders Beobachtung sehr gut überein, daß Quarzphyllit und Brennerschiefer untrennbar miteinander verknüpft sind, doch konnte in den Tarntaler Bergen, wie gezeigt wurde, wohl eine Horizontierung der beiden vorgenommen werden, in dem Sinne, daß der Quarzphyllit das Hangende des Brennerschiefers darstellt.

Weiterhin konnte kein Anhaltspunkt dafür gewonnen werden, daß das Auftreten des „Eisendolomits“ tektonisch bedingt ist. Eisendolomit kann vielmehr als lentikuläre Einlagerung in echtem Quarzphyllit östlich der „Zehenter Alm“ beim „Keilstadel“ angetroffen werden, wo Brennerschiefer gar nicht mehr auftreten kann.

Da auf der Südseite der Geierspitze Sander die Rauhacken und die hellen und dunklen Dolomite wie ich für Trias nimmt, er aber auch die jurassischen Schichten des basalen Vorlandes, die Quarzserizitschiefer, Kieselkalke, Kieseltonschiefer und Konglomerate noch zu Trias rechnet, entgeht ihm die Schubfläche zwischen der Schuppe B_2 und dem basalen Vorland.

Wenn Sander sagt, daß die Rauhacken der Tarntaler Berge untrennbar mit den „Triadischen Kalkphylliten“ verknüpft sind, so meint er wohl mit den Raibler (?) Kalken; denn seine „Triadischen Kalkphyllite“ sind jurassische Bänderkalke, mit denen die viel ältere Rauhacke nie untrennbar verknüpft ist.

D. Schluss.

Beziehungen der „Tarntaler Schuppen“ zu den „Tauerndecken“ und ihre Stellung im Bau der Ostalpen.

Die Stratigraphie und Tektonik der Tarntaler Berge kann ohne Zuhilfenahme der Deckentheorie zwang- und restlos erklärt werden.

Ob in den Tarntaler Bergen große „Decken“ überhaupt möglich sind, hängt wie an vielen Stellen der Ostalpen hauptsächlich von dem Alter der Kalkphyllite (Brennerschiefer) ab. Sind diese mesozoisch, dann kann die Transgression des Tarntaler Mesozoikums auf Kalkphyllit fallen gelassen und durch Überschiebungen ersetzt werden, dann kann man den Kontakt zwischen den hangenden Quarzphylliten und den liegenden Brennerschiefern für tektonisch erklären.

Fossilien wurden nun in den Kalkphylliten bisher überhaupt nicht gefunden. Die gleiche petrographische Ausbildung, welche die Kalkphyllite mit den „Bündnerschiefern“ verknüpft, ist nicht allein bindend, es muß auch ihre tektonische Stellung berücksichtigt werden. Gerade diese spricht nur für ein paläozoisches Alter der Kalkphyllite.

Der Quarzphyllit der Tarntaler Berge wird von allen Geologen, auch von Termier als paläozoisch, ja sogar als karbonisch aufgefaßt. Auch eine Transgression des Mesozoikums über seine obersten Horizonte wird allgemein und auch von Termier angenommen.

Eben dieser paläozoische Quarzphyllit, welcher den untersten Teil der obersten Decke Termiers bildet, ist in den Tarntaler Bergen mit den Kalkphylliten, den „mesozoischen Schistes lustrés“, also der Decke II Termiers durch allmähliche Übergänge und Wechsellagerungen untrennbar verknüpft¹⁾ und kann am Patscherkofel auch von den Stubai Glimmerschiefern, welche von Termier als paläozoisch aufgefaßt und zur Decke III gerechnet werden, nicht getrennt werden. Es muß also dasjenige typische Tarntaler Mesozoikum, welches den höchsten Schichtköpfen der Kalkphyllite auflagert und genau dem Tarntaler Mesozoikum gleicht, welches auch Termier auf den Quarzphylliten transgredieren läßt, als transgredierend aufgefaßt werden, wofür ja schon die sedimentären, mit gerollten Quarzphyllitbrocken, kugelrunden Quarzkörnern, mit Brennerschieferstücken, mit Gipsen und einer deutlichen Schichtung versehenen Rauhwacken sprechen.

Selbst wenn mesozoische Fossilien in den Kalkphylliten aufgefunden würden, brauchte man die Trans-

¹⁾ Es geht dies auch aus den Untersuchungen Sanders hervor. (Geolog. Studien am Westende der Hohen Tauern 1911. Denkschr. Bd. LXXXII.)

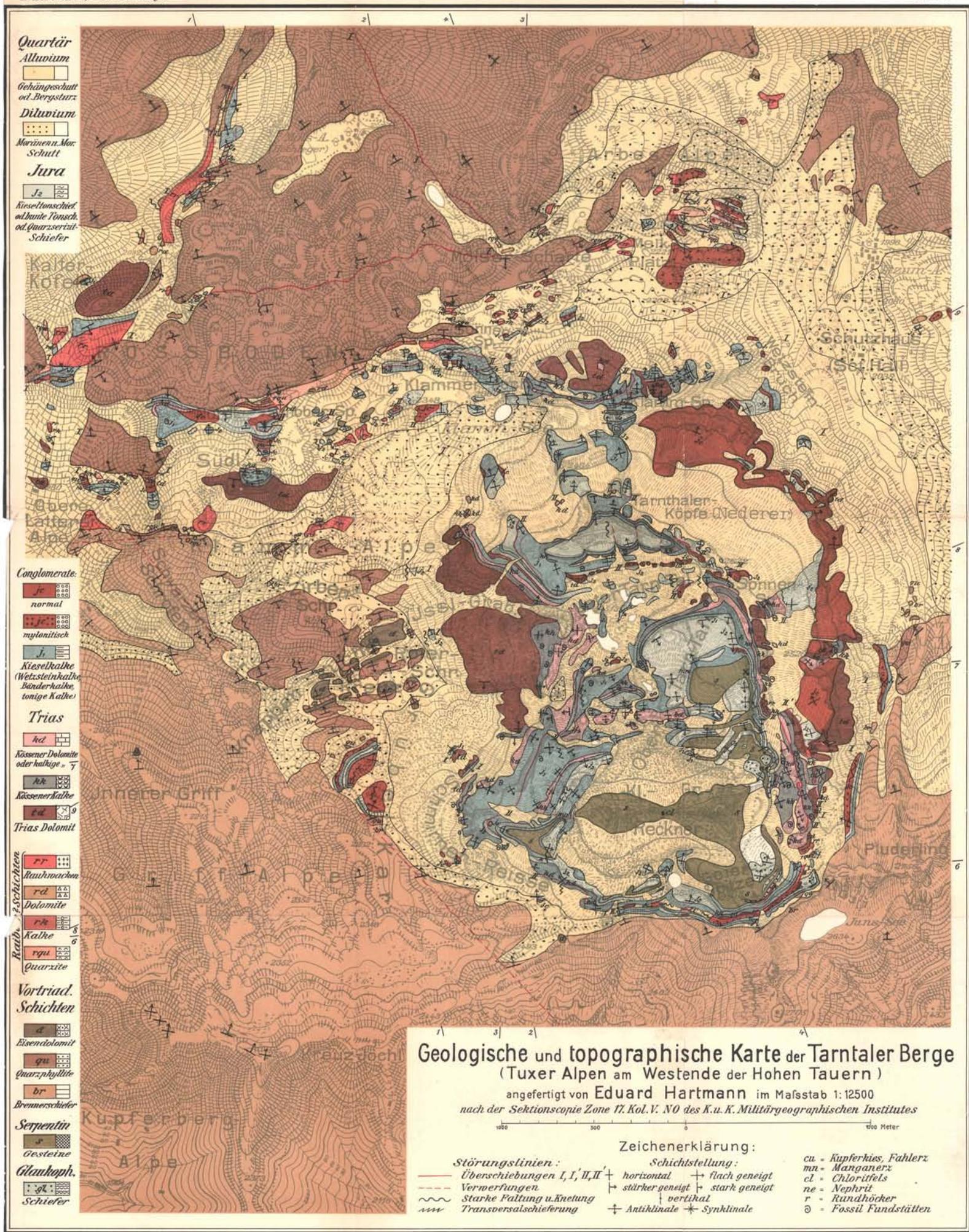
gression des Tarntaler Mesozoikums auf den Kalkphylliten nicht durch große ortsfremde „Decken“ zu eliminieren, da man die sicher als mesozoisch bestimmten Gesteine, welche heute in den Tarntaler Bergen auf den Kalkphyllit liegen, auch für die hangendsten Glieder eines großen mesozoischen Kalkphyllitsystems nehmen kann, auf das lokal von Norden her paläozoische Quarzphyllite mit transgredierendem Mesozoikum geschoben wurden.

Mit den generellen Resultaten der Sanderschen Untersuchungen lassen sich die vorliegenden Ergebnisse sehr gut in Einklang bringen. Die Tarntaler Berge sind eben das Nordende einer mächtigen Schuppenzone des zentralen Alpenkörpers, welche darin besteht, daß aus jeweils transgredierendem Mesozoikum und aus liegendem Paläozoikum zusammengesetzte Schichtplatten dachziegelartig aufeinandergetürmt sind. (cfr. Fig. 1 des II. Teiles.) Die Platten sind in den Tarntaler Bergen flach nordfallend, richten sich aber infolge der Faltungen gegen den Zentralgranit z. B. gegen den Gr. Kaserer, allmählich steil auf. Der Zentralgranit, über den oder über dessen Schieferhülle die mesozoischen Elemente, wie der Hochstegenkalk andeutet, einst auch ausgebreitet waren, entwickelte sich bei den tertiären Gebirgsbewegungen infolge seiner größeren Resistenz nur zu einer Gneisfaltzone, die im Süden zunächst wieder von einer der nördlichen analogen Schuppenzone und am Hochwart, wo wieder Kerne mit großem Widerstand auftreten, von einer Faltenzone abgelöst wird. Nun ergibt sich auch, daß der vielgebrauchte Name „basales Vorland“ nur innerhalb der Tarntaler Berge richtig angewandt ist. Das basale Vorland der Tarntaler Berge ist, wie Fig. 1 des II. Teiles zeigt, eine der großen dachziegelartig aufeinandergetürmten Schichtplatten, also ebenfalls nicht basal im strengsten Sinne des Wortes.

Wenn man die in ihre ursprüngliche Lage zurückversetzte Sedimentationszone der Tarntaler Berge (cfr. Fig. 1, II. Tell) sich über den Quarzphyllit des Patscherkofel und das Inntal bis an das Karwendelgebirge verlängert denkt und in dem so gewonnenen Bezirke den Fazieswechsel zwischen Tarntaler und nordalpinem Mesozoikum sich vollziehen läßt, wofür der an der Kesselspitze auf Tauern-Rhät liegende Adnether Lias spricht, dann hat man stratigraphischen und tektonischen Anschluß an das nordalpine Mesozoikum gewonnen und ist nicht aus einem „Tauernfenster“ heraus- und auf eine „ostalpine Decke“ hinauf gestiegen.

Inhaltsverzeichnis des II. Teiles.

	Seite
A. Tektonik	343 [1]
I. Paläozoische Schichtstörungen	343 [1]
II. Postträtisch-präjurassische Schichtaufrichtungen .	344 [2]
III. Tertiäre Schichtstörungen	344 [2]
1. Überschiebungen	344 [2]
Die „vier Zonen“ der durchgerissenen „S“-Falte	355 [13]
2. Faltungen	361 [19]
a) Entstehung derselben	361 [19]
b) Relatives Alter derselben	361 [19]
c) Allgemeines Streichen der Faltenzüge	361 [19]
d) Änderungen im Hauptstreichen der Faltenzüge	362 [20]
e) Auftreten von Nebensätteln und Nebenmulden, sowie das Verschwinden einzelner Sättel und Mulden	362 [20]
f) Beziehungen der Falten zur Gesteinsbeschaffenheit der Schuppen	363 [21]
g) Die Wirkung der ostwestlichen Faltungskomponenten	366 [24]
3. Verwerfungen	368 [26]
a) Die Klammverwerfung als Überschiebungsspalte	368 [26]
b) Faltungszerrspalten	368 [26]
4. Tektonischer Rückblick	376 [34]
B. Bildung der glazialen und postglazialen Formen	377 [35]
I. Kare	377 [35]
II. Einfluß des tektonischen Aufbaues auf die glaziale und postglaziale Formbildung	379 [37]
C. Vergleiche der Resultate der vorliegenden Arbeit mit den Er- gebnissen der älteren Abhandlungen	380 [38]
D. Schluß	386 [44]
Beziehungen der Tarntaler Schuppen zu den „Tauerndecken“ und ihre Stellung im Bau der Alpen	386 [44]



Quartär
Alluvium
 Gehängeschutt
 od. Bergsturz
Diluvium
 Moränen u. Mor
 Schutt
Jura
 Kieseltonschief
 od. Unite Tonsch.
 od. Quarzserzsch.
 Schiefer

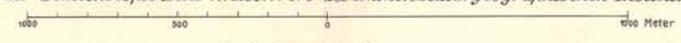
Trias
 Kässener Dolomite
 oder kalkige
Kässener Kalke
 (Weissteinkalke,
 Bänderkalke,
 tonige Kalke)
Trias Dolomit

Vortriad.
Schichten
 Eisendolomit
 Quarzphyllite
 Brennerschiefer
Serpentin
 Gesteine
Glaukoph.
 Schiefer

Conglomerate:
 normal
 mylonitisch
 Kieselkalke
 (Weissteinkalke,
 Bänderkalke,
 tonige Kalke)

Geologische und topographische Karte der Tarntaler Berge
 (Tuxer Alpen am Westende der Hohen Tauern)

angefertigt von **Eduard Hartmann** im Maßstab 1:12500
 nach der Sektionscopie Zone 17. Kol. V. NO des K.u.K. Militärgeographischen Institutes

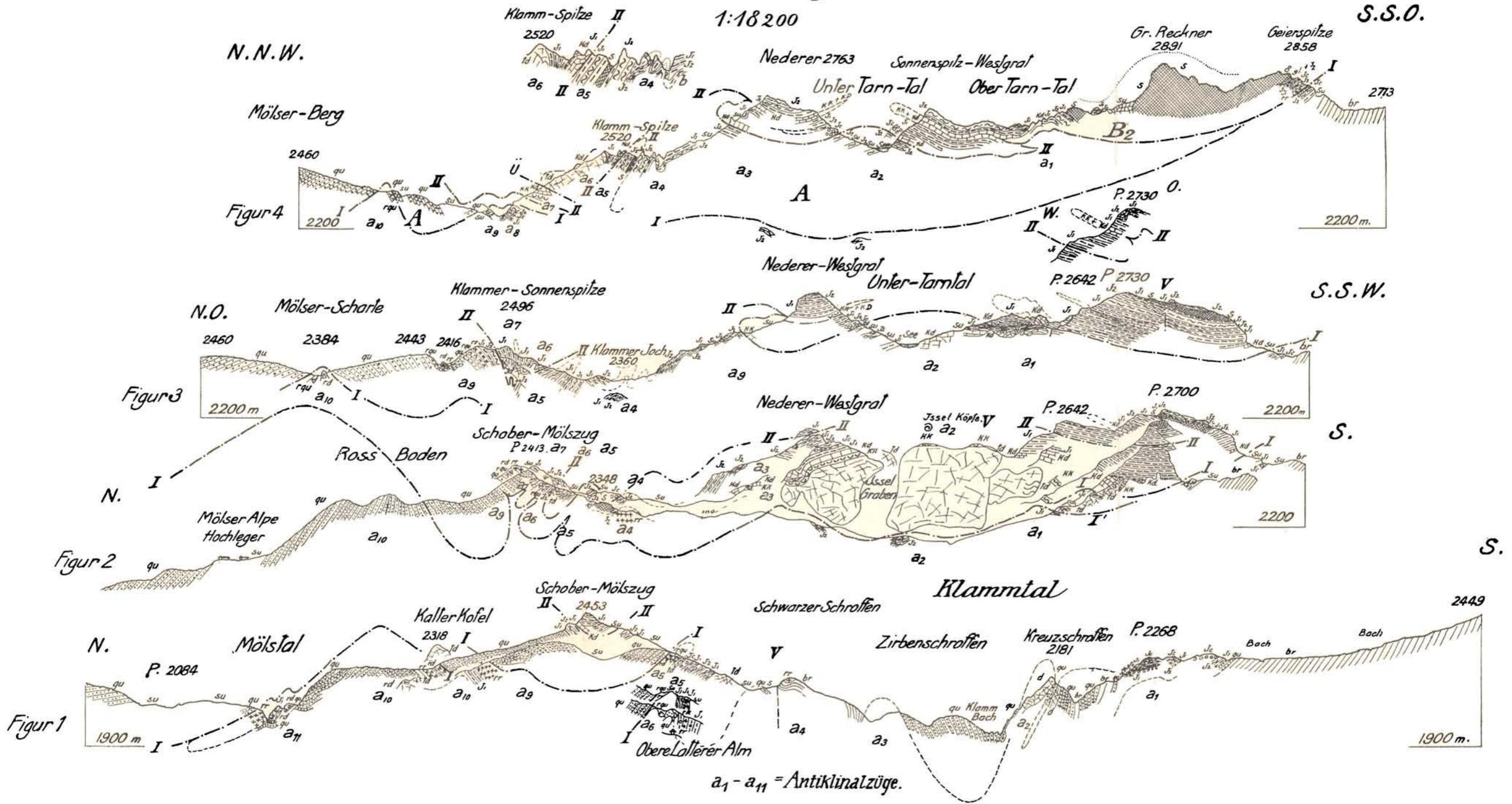


Störungslinien:
 Überschiebungen I, I, II, II
 Verwerfungen
 Starke Faltung u. Knetung
 Transversalschieferung

Schichtstellung:
 horizontal
 stärker geneigt
 flach geneigt
 stark geneigt
 vertikal
 Antiklinale
 Synklinale

cu - Kupferkies, Fahlerz
mn - Manganerz
cl - Chloritfels
ne - Nephrit
r - Rundhöcker
⊙ - Fossil Fundstätten

*N-S Profile durch das Hauptmassiv (Figur 4,3,2),
das Klammthal (Figur 1), den Schober-Mölszug (Fig.4,3,2.1) u. das Mölstal (Fig.2,1). Profil Tafel (I)*



$a_1 - a_{11}$ = Antiklinalzüge.

Zeichenerklärung:

- | | | | | | |
|--|----------------|---------------------------------|--|------------------------------|-------------------------|
| br = Brennerschiefer | rqu } Quarzite | Id } Trias dolomit | J1 } Kieselkalkte oder tonige Kalkte | Su = Berg oder Gehängeschutt | gl = Glaukophanschiefer |
| qu = Quarzphyllit | r r } Raibler? | KK } Kalkte | Jc Jura } Conglomerate | mo = Moräne | S = Serpentinsteine |
| d = Eisendolomit oder Dolomit im Brennerschiefer | r k } Kalkte | Kd } Kössener kalkige Dolomite. | J2 } Kieselkalkte oder Tonschiefer oder Quarzserizitschiefer | | Cl = Chloritfels |
| | rd } Dolomite | | | | Ne = Nephrit |
| | | V = Verwerfungen | I, I', II, II' = Überschiebungen | | |
| | | A, B1, B2 = Schuppen. | | | |

Tafel XIII.

Eduard Hartmann: Tarntaler Köpfe.

Erklärung zu Tafel XIII.

Schematisches tektonisches Relief der Tarntaler Berge.

Nr. I von NW, Nr. II von NO aufgenommen.

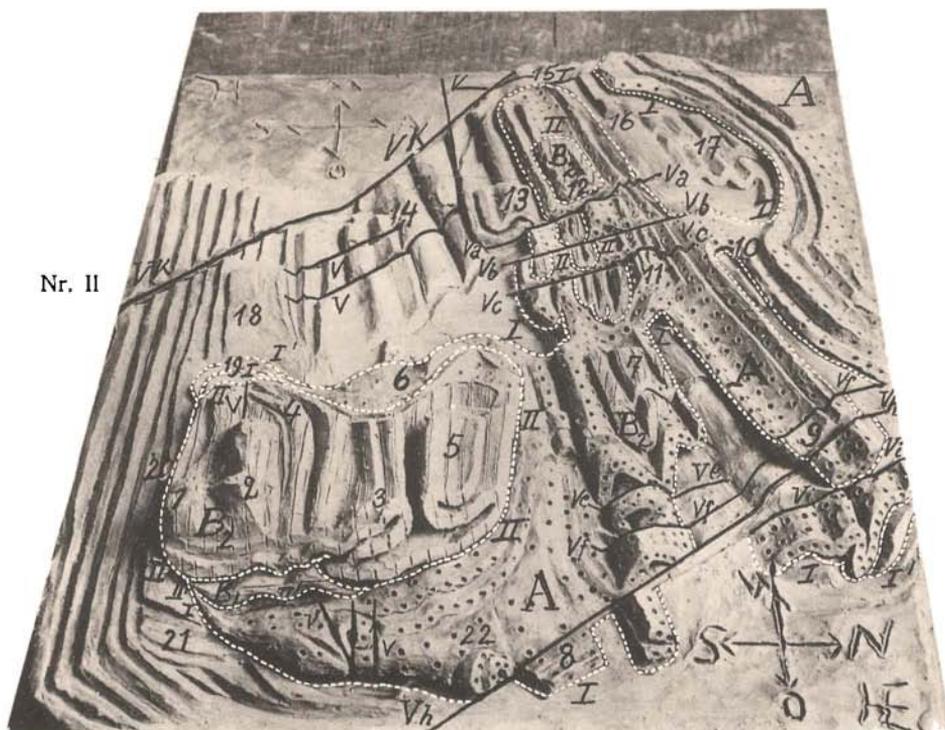
Im Süden desselben ist jeweils der Kreuzjochel—Pluderlingzug, im Norden der Schober-Mölszug, in der Mitte das Tarntaler Hauptmassiv dargestellt. Das basale Vorland und seine beiden Schuppen sind unschraffiert und unpunktiert, die Schuppe *A* punktiert, die Schuppe *B*₁ nord-südlich, die Schuppe *B*₂ ost-westlich schraffiert gehalten. Bei 18 und 21 erkennt man im basalen Vorlande die Transgression flach fallender Juraschichten über steil fallendem Brennerschiefer, im Hauptmassiv durch die Schuppe *B*₁ einen asymmetrischen Schuppenbau, durch die südlichste „S“-Falte einen asymmetrischen Faltenbau. Aus dem Relief geht deutlich die größere Bedeutung der SW—NO streichenden Falten gegenüber den wenigen, bei 22, 3 und 5 angedeuteten Ost—West-Faltungen hervor. Bei 3 und 5 läßt sich die ungleiche Faltung der Schuppe *B*₂ und *A* erkennen. An der Klammerspitze tritt das Stauungszentrum deutlich hervor. Mit weiß punktierten Linien sind die Überschiebungen I, I', II, II', mit schwarzen die Verwerfungen *V*, *V*_a—*V*_i und die Klammverwerfung *VK* gekennzeichnet.

1 = Geierspitze. — 2 = Gr. Reckner. — 3 = Tarntaler Sonnenspitze. — 4 = P. 2730. — 5 = Nederer. — 6 = Isslgraben. — 7 = Klammerspitze. — 8 = Wetzsteinbruch. — 9 = Melkplatz. — 10 = Mölser Scharte. — 11 = Klammersonnenspitze. — 12 = Nördliche, 13 = Südliche Schoberspitze. — 14 = Knappenkuchel. — 15 = Westende des Schober-Mölszuges. — 16 = Kalter Kofel. — 17 = Mölstal. — 18 = P. 2268. — 19 = Schmirner Reisse. — 20 = Staffelsee. 21 = Südliches Lizumtal. — 22 = Ostseite des Tarntaler Hauptmassivs.

Nr. I



Nr. II



Lichtdruck v. Max Jaffó, Wien.