

Der Sedimentzug der Tschaggunser Mittagspitze und die Gliederung des oberostalpinen Deckenkernes im Vorarlberg Rätikon

Autor(en): **Blumenthal, Moritz M.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden**

Band (Jahr): **74 (1935-1936)**

PDF erstellt am: **18.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-594770>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Der Sedimentzug der Tschaggunser Mittagspitze und die Gliederung des oberostalpinen Deckenkernes im Vorarlberger Rätikon

von

Moritz M. Blumenthal.

(Mit 2 Tafeln und 5 Textfiguren.)

Zur Orientierung.

Gebrauchte Abkürzungen im Texte:

GaSe	=	Sedimentzug des oberen Gampadelztales
GL	=	Golmer-Lappen
Hfl	=	Hangendflügel der «Mittagspitzenmulde»
LD	=	Lechtaldecke
Lfl	=	Liegendflügel der «Mittagspitzenmulde»
MiMu	=	«Mittagspitzenmulde»
MiZ	=	«Mittagspitzenzone»
TiS	=	Tilisunaschuppe
WL	=	Walser-Lappen

Geologische Karten:

Geolog. Karte des mittleren, nordöstlichen Rätikon, 1:25 000, 1926/27, enthalten in Lit. 15.

Geolog. Karte des nordöstlichen Rätikon, 1:25 000, 1923/25, enthalten in Lit. 19.

Dazu die geolog. Kartenskizzen Fig. 2 und 4 vorliegender Abhandlung.

Topographische Karten:

Blatt Nr. 416 (Siegfriedatlas) 1:50 000 oder Überdruck Prätigau 1:50 000.

Inhalt.

	Seite
A. Allgemeine geologische Disposition und Problemstellung	35
B. Bau und Schichtfolge einzelner Abschnitte des Sedimentzuges	38
1. Das Querprofil der Mittagspitze	39
2. Das Ostende der «Mittagspitzenmulde»	45
3. Die Umgebung der Alpilaalp	48
4. Das Profil des Gauertales (Osthang)	52
5. Die Bergstrecke zwischen Gauerz und Rellstal (Geißspitzkamm)	57
C. Zur Koordination der einzelnen Bauteile und genetischen Erklärung der Lagerungsverhältnisse	66
D. Betrachtungen über die Gliederung der oberostalpinen Deckmasse und ihrer Unterlage	77
1. Die Aufteilung des Deckenkernes zwischen Lünensee und Gampadelztal	78
2. Die «Deckenspaltung» im unteren Gampadelztal	83
3. Der Sedimentzwickel des oberen Gampadelztales (Garmil-Tilisunaalp)	88
4. Zur Umgrenzung der Tilisunaschuppe (TiS)	93
5. Besteht ein Lechtaldecken-Korridor zwischen Gauerz und Gampadelztal?	102
E. Kurze Zusammenfassung	106
F. Literaturverzeichnis	108

A. Allgemeine geologische Disposition und Problemstellung.¹

Südlich Schruns im Montafon überragt der schroffe Dolomitzacken der *Tschaggunser Mittagspitze* (2169 m), der «Mittager» im Volksmunde, die breitausladende, mildgeformte und fast durchwegs moränenüberdeckte Bergschulter zwischen dem Gampadelztal im Osten und dem Gauertal im Westen. Wie unbedeutend im Gebirgsganzen sich dieser Bergklotz auch ausnimmt, so kommt ihm doch in der tektonischen Gliederung des Gebirgsbaues des gesamten Rätikon eine hochbedeutsame Stellung zu und knüpfen sich an die Interpretation dieses anscheinend isolierten Triasvorkommens und die Art seiner Fortsetzung Ableitungen von regionaler Tragweite.

Dementsprechend haben sich, seitdem die ersten Pioniere (A. R. SCHMIDT, E. MOJSISOVICS) die Lage der Triasformation über dem kristallinen Unterbau erkannten, eine Reihe von Forschern mit der Art des Schichtbaues und seiner Einordnung in die weitere Umgebung beschäftigt. Insbesondere waren es die schönen Untersuchungen von W. VON SEIDLITZ (1906) im östlichen Rätikon, welche der von diesem Autor geschaffenen «Mittagspitzenmulde» zu einer gewissen Berühmtheit verholfen hatten; die Tektonik der Sedimentärformationen innerhalb des Silvrettakristallins wurde so aufgefaßt, daß jene als eine regelmäßig in die kristalline Unterlage eingelassene Synklinale erklärt wurden, welche ihre östliche Fortsetzung quer zum vorhandenen Schichtstreichen nach S zu in das Gebiet der Madrisa haben sollte. Damit wurde ein Sedimentzug, der im Montafon dem Kristallin auflagert, gegen das Prätigau zu in seiner Fortsetzung in die liegende Randzone des überschobenen Silvrettakristallins projeziert.

¹ Zahlenverweise beziehen sich auf das Literaturverzeichnis p. 108.

Es ist bekannt, daß diese letztere Auffassung wenig Anklang gefunden hat (MYLIUS, CORNELIUS, CADISCH). Der ablehnende Standpunkt ist dann aber ganz besonders mit Schärfe in den neuesten und eingehenden Arbeiten über den östlichen Rätikon betont (HÄFNER, 1924, STAHEL, 1926, LEUTENEGGER, 1928). Die SEIDLITZsche «Mittagspitzentheorie», d. h. die Fortsetzung der Mulde nach S, wird als verfehlt zurückgewiesen, jene Sedimente, Eruptiva und kristallinen Schiefer, die im Liegenden der oberostalpinen Schubfläche eine fast ununterbrochene Schnur von Schubsplittern abgeben, werden als Abkömmlinge mittel- und unterostalpiner, ja sogar penninischer (R. STAUB) Deckeneinheiten aufgefaßt und in die sogenannte Aroser Schuppenzone zusammengestellt; sie besitzen nach dieser Auffassung keine direkten Beziehungen zur Trias der tektonisch höheren Mittagspitze, deren normale Muldenatur anerkannt wird.

In den Studien der letzten Jahre über den Ostteil des nördlichen Rätikon (STAHEL, LEUTENEGGER) ist das Gebiet der umstrittenen «Mittagspitzmulde» da, wo sie zuerst ihre tektonische Definition erhielt, mehr nur in das Randgebiet der jeweiligen kartierten Oberfläche gefallen. Demgemäß findet sich bei beiden Autoren eine gewisse Schematisierung und Vernachlässigung gewisser, beschränkter Strecken. Auch ging so die einheitliche Darstellung eines Gebietes, das in der Rätikongeologie von weittragender Bedeutung ist, einigermaßen verloren. Ferner zeigt sich bei den beiden Autoren noch keine Übereinstimmung darin, was von der Aroser Schuppenzone abzulösen und dem nach W zu sich verlängernden Sedimentzug der Mittagspitze zuzuzählen ist. So glaubt A. H. STAHEL, wenn auch zweifelnd, die Formationen, welche den Bergkamm der Geißspitze zwischen oberem Gauertal und oberem Rellstal aufbauen, in die genannte Mischzone stellen zu müssen. Demgegenüber betont W. O. LEUTENEGGER in richtiger Erkenntnis der Zusammenhänge, daß der Sedimentzug der Mittagspitze westwärts als integrierender Bestandteil der oberostalpinen Silvrettadecke bis zum Verajoch südöstlich des Lünensees sich fortsetzt.

Schon frühzeitig war die Muldennatur der eigentlichen Mittagspitze in Zweifel gezogen worden. So finden wir schon 1913 bei H. MYLIUS die richtige Erkenntnis, daß es sich in dem Sedimentzug der Mittagspitze um eine zwischen kristallinen Schiefnern verkeilte Zone handelt, die kaum als Mulde anzusprechen sei, wohl aber ursprünglich einmal das Stadium einer solchen durchgemacht haben mag (16, p. 119). Gerade durch die neue, eingehendere und sorgfältige Bearbeitung des Gebietes durch W. O. LEUTENEGGER ist aber dieser Hinweis anscheinend eher in den Wind geschlagen worden, indem die «Mittagspitzenmulde» als eine recht regelmäßig in das Kristallin eingelassene Synklinale mit ungleichem Schichtbestand in den Schenkeln aufgefaßt wird.

In eine neue Phase des geologischen Interesses ward das Mittagspitzengebiet gerückt durch die 1930 durch M. RICHTER veröffentlichte neue Synthese zum alpinen Deckenbau (17). In dieser in mancher Hinsicht einleuchtenden Hypothese kommt der Mittagspitzenzone die Rolle eines wichtigen Bindegliedes zwischen N und S, zwischen den Sedimenten der Lechtaldecke und jenen mittelostalpinen Deckeneinheiten Graubündens (im Sinne schweizerischer Nomenklatur) zu. Genannter Autor formuliert die oberostalpine Silvretta-
decke und die ihr sonst angegliederte Lechtaldecke als zwei unabhängige, übereinander liegende Großeinheiten, deren Berührungszone im westlichen Erosionsrand der Silvrettamasse längs des Gampadelztales verlaufen sollte. Eine zusammenhängende Betrachtung der Mittagspitzenzone und angrenzender Gebietsteile konnte also für die neue Auffassung, die für die Deckengliederung des Alpenbaues von einschneidender Bedeutung ist, stützende oder ablehnende Gesichtspunkte abgeben (s. Abschn. D, speziell D/2 und D/5).

Inzwischen waren solche schon durch die anregende Wiedergabe seiner neuen Aufnahmestudien im Rätikon durch O. AMPFERER geliefert worden. Es glaubt genannter Meister ostalpinen Kalkalpengeologie, daß die RICHTERSchen Verbindungen zu Recht bestehen und längs des Gampadelztales eine Deckentrennung zu legen ist, indem hier der Westrand der

von E nach W vorgeschobenen Silvrettamasse auf tieferer Einheit vorhanden sein sollte (4, 5).

Diese Hinweise mögen für eine vorläufige Zeichnung der Bedeutung der Mittagspitzenzone im Bau des Ostalpen-Westendes genügen; in einem späteren Abschnitt sollen diese mehr regionalen Fragen nochmals geprüft sein; voran obliegt uns, die einzelnen Abschnitte des Sedimentzuges der Mittagspitze nach ihrem Inhalt, ihrem Bau und ihrer Erstreckung nach Möglichkeit der erreichten, dafür eben noch nicht ausreichenden Kenntnis, zu skizzieren und genetisch zu deuten. Die nötigen Feldbeobachtungen dazu wurden auf zahlreichen Exkursionen im Herbst der Jahre 1933 und 1935 ausgeführt; sie führten zu einer Kartierung des Gebietes in 1:25 000, wozu freilich die so schematisch gehaltene Zeichnung der topographischen Unterlage (Siegfriedkarte) nicht ausreicht. Ergänzungsweise sei bemerkt, daß die Beobachtungen im wesentlichen abgeschlossen waren, als dem Verfasser die obgenannten, so belangreichen Daten von O. AMPFERER zur Kenntnis kamen, ein Umstand, der eigentlich dazu hätte bestimmen können, vorliegende Blätter ad acta zu legen, da manche Geländebeobachtungen erfreulicherweise sich deckten. Da jedoch die einheitliche Behandlung der Zone immerhin eine nicht überflüssige Koordination von Beobachtungen und theoretischen Ableitungen zuläßt und in der regional-genetischen Deutung sich allerhand Unterschiede abheben, so seien diese Zeilen dem Fachgenossen dennoch nicht vorenthalten.

B. Bau und Schichtfolge einzelner Abschnitte des Sedimentzuges.

Wie einleitend angeführt wurde, bleibt der zwischen zwei kristallinen Flügeln eingeschlossene Sedimentzug nicht auf den Bergsporn der Tschaggunser Mittagspitze beschränkt, sondern erstreckt sich in nahezu gleichbleibender ost-westlicher Streichrichtung auf zirka $9\frac{1}{2}$ km quer über die Täler und Bergkämme des Vorarlberger Rätikons (Fig. 4). Unvermittelt einsetzend auf dem linksseitigen Gehänge des unteren Gampadelztales, baut er dann jenseits desselben den Berg-

kamm Geißspitz-Kreuzjoch mit seinen nördlichen Ausläufern auf und beschlägt weiterhin noch den obersten Teil des Rellstales in den Saloniernalpen, hier orographisch weniger hervortretend.

In diesem Sinne fortschreitend, sei das sich bietende Querprofil untersucht und gedeutet. Dabei handelt es sich freilich nicht um eine befriedigende Klärung aller geologischen Fragen. Die Hemmnisse, die sich einer solchen entgegenstellen, sind so mannigfaltig, daß sie wohl nie erreicht werden kann. Einmal sind es die sehr oft nicht zureichenden Aufschlußverhältnisse, indem weite und gerade belangreiche Teilstrecken von einer dicken Moränen- oder Schuttlage bedeckt sind; des weiteren ist aber auch die Schwierigkeit der stratigraphischen Einordnung von nur stückweise verfolgbaren Schichtprofilen bei dem vollkommenen Mangel an fossilem Inhalt unsicher, da lithologische Vergleiche nicht immer befriedigend ausreichen; und drittens ist der Grad der tektonischen Komplikation derart, daß man ohne einen gewissen Grad spekulativer Interpretation kaum zum Verständnis der sonst zusammenhanglosen Bauteile gelangt. Diese Reihe hindernder Umstände muß bei der Beurteilung der Ergebnisse, die in Kartenskizzen und Profilen eher roh zur Darstellung gekommen sind, berücksichtigt werden.

1. Das Querprofil der Mittagspitze.

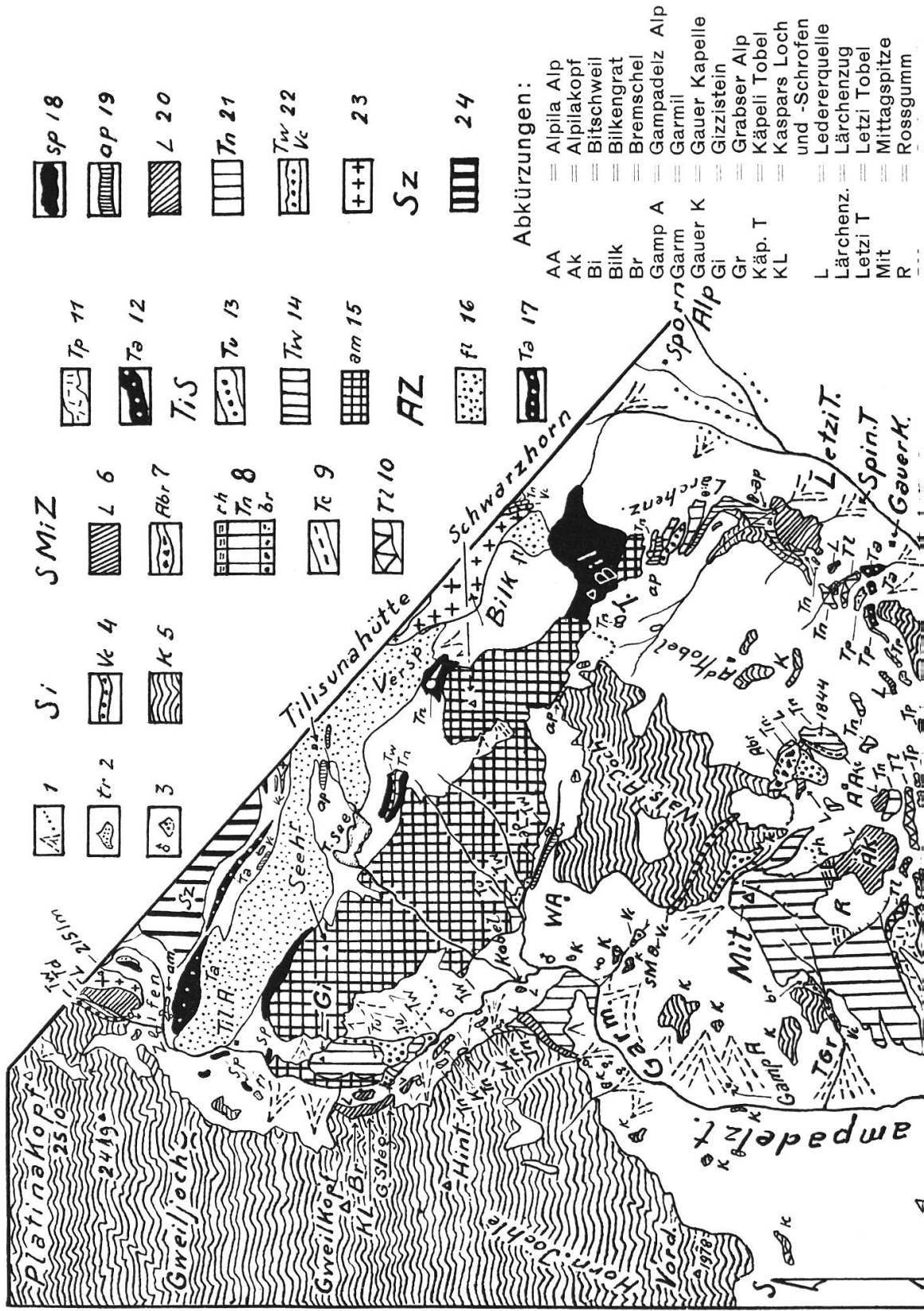
Begreiflicherweise hat sich die geologische Erforschung stetsfort an die Aufschlüsse gehalten, die im Kamme der kühn aufstrebenden Dolomitzacke sich darbieten; sie werden ergänzt durch den vom Höhenpunkt 2169 m nach NW abgehenden Berggrat, der in dem an der Waldgrenze liegenden Alpilakopf (ohne Benennung und Höhenquote in der topographischen Karte) über milderem Gelände (Kristallin der Grabser Alp) abbricht. Da die geologische Kartierung und Darstellung im Profil und Text, wie sie die schöne Arbeit von W. O. LEUTENEGER vermittelt hat (15), der Vollendung geologischer Arbeit am nächsten steht und uns auch als sehr nützliche Unterlage bei der Feldbeobachtung gedient hat, soll

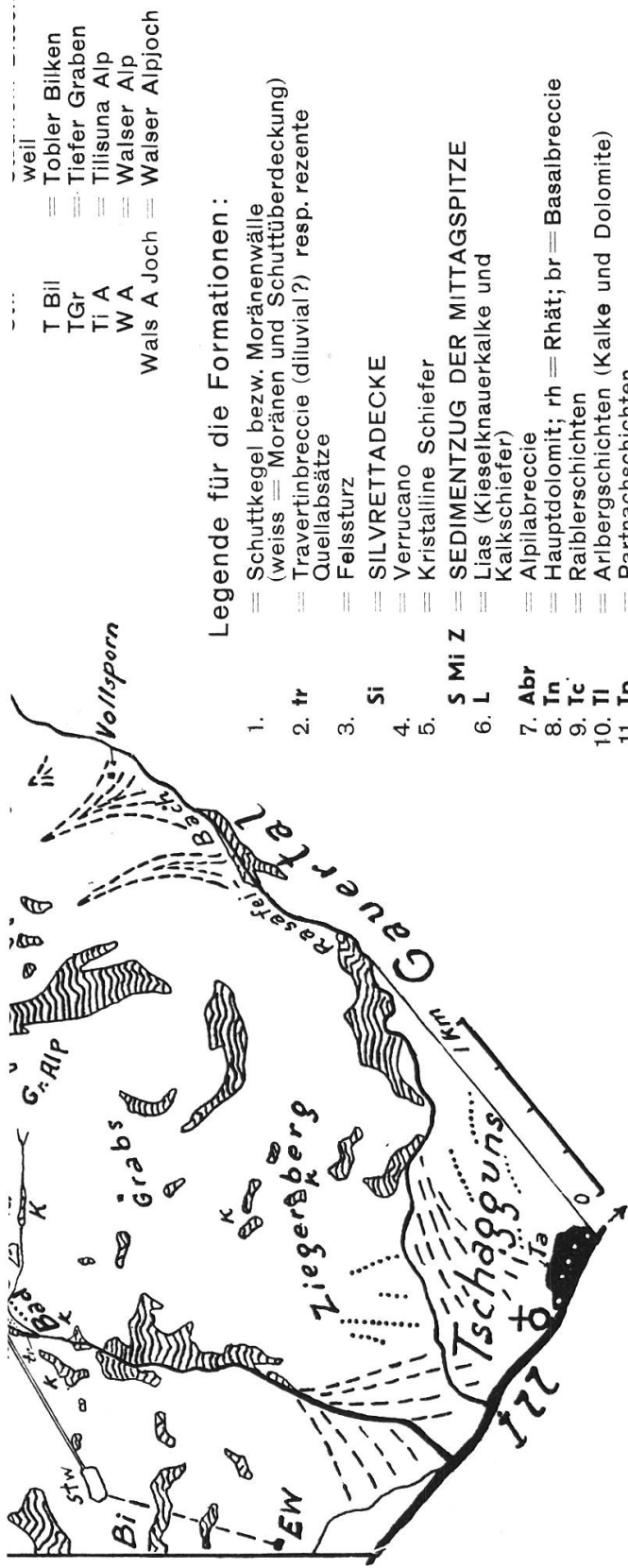
hauptsächlich an das durch diesen Fachgenossen entworfene Bild angeknüpft werden.

Wie sein Vorgänger W. VON SEIDLITZ sieht LEUTENEGGER in der soeben erwähnten Querprofilstrecke eine schön muldenförmig in das Silvrettakristallin eingelassene Synklinale von Lias-Triassedimenten (15, Prof. 1, Taf. I). Immerhin, ihr stratigraphischer Inhalt ist weniger idealisiert, als dies noch bei SEIDLITZ der Fall war (18, Prof. 1, Taf. VII); die auf sorgfältigste Weise kartierten einzelnen Stufen der Trias und des muldenfüllenden Lias sind in eine theoretisch abgeleitete geometrische Position zur angenommenen Muldenachse gebracht. Gerade diese Synklinalform, in welcher sich *äußerst ungleiche Muldenschenkel* gegenüberliegen, löst aber die berechtigten Zweifel aus, daß dem konstruierten Muldenbau in Wirklichkeit ein viel komplizierterer Baustil zugrunde liegt. Da aber nichtsdestoweniger zufolge des Gegenfallens der im S und im N dem kristallinen Untergrund aufliegenden Sedimentserien von einer synklinalen Disposition die Rede sein darf, soll in vorliegender Profilbesprechung, wie auch in der streichenden Verlängerung, von einem Hangendflügel (Hfl) — im Süden — und Liegendflügel (Lfl) — im Norden — die Rede sein.

Die Grundverschiedenheit beider Flügel, wie dies auch in LEUTENEGGERS Darstellung deutlich zum Ausdruck kommt, beruht hauptsächlich auf der verschiedenen Anteilnahme der Triasstufen. In den Hfl gehört die Gipfelserie der Mittagspitze (Prof. 8), also der Hauptdolomit und seine Liegend- und Hangendschichten; dem Lfl sind die Triasstufen einzuordnen, die über dem Kristallin von Grabs austreichen und von hier in die Taltiefe des Gampadelztales (bei «Im Bad») und des Gauertales hinabstreichen. Besehen wir uns Inhalt und Bauweise der beiden Flügel näher und achten auf die Beziehungen zu ihrer kristallinen Unterlage.

Die Randzone resp. Unterlage zum Hfl ist gegeben durch das Kristallin des Grates des Walser Alpjoches (Walserköpfe), von welchem der Dolomitaufbau der Mittagspitze durch eine kleine Lücke geschieden wird, die hier als Mittagspitzlücke bezeichnet sei. Übereinstimmend mit den An-





- 16. **fl** == AROSER SCHUPPENZONE s. l.
- 17. **Ta** == Flyschzone des Verspalen
- 18. **Sp** == Hellgraue Kalke, vermutl. anisich
- 19. **ap** == Serpentin
- 20. **L** == Aptychenkalke und -schiefer
- 21. **Tn** == pp. Radiolarit oder Quetschzone mit ap
- 22. **Tw, Vc** == Liaskalke
- 23. == Hauptdolomit
- 24. **Sz** == Buntsandstein bezw. Verrucano (Permo-Werfénien)
- == Gneis bezw. Granit
- == SULZFLUHDECKE bezw. -kalk

- T Bil == weill
- TGr == Tobler Bilken
- Ti A == Tiefer Graben
- W A == Tilisuna Alp
- Wals A Joch == Waiser Alp
- Wals A Joch == Waiser Alpjoch

Legende für die Formationen:

- 1. == Schuttkegel bezw. Moränenwälle (weiss = Moränen und Schuttüberdeckung)
- 2. **tr** == Travertinbreccie (diluviat?) resp. rezente
- 3. == Quellabsätze
- 4. == Felssturz
- 5. == **SILVRETTADECHE**
- 6. == Verrucano
- 7. == Kristalline Schiefer
- 8. == **S Mi Z**
- 9. == **SEDIMENTZUG DER MITTAGSPITZE**
- 10. **L** == Lias (Kieselknauerkalke und Kalkschiefer)
- 11. **Abr** == Alpiabreccie
- 12. **Tn** == Hauptdolomit; rh = Rhät; br = Basalbreccie
- 13. **Tc** == Raiblerschichten
- 14. **Tl** == Arlbergsschichten (Kalke und Dolomite)
- 15. **Ip** == Partnachschichten
- 16. **Ta** == Muschelkalk (Anisien)
- 17. **Ti S** == **TILISUNA-SCHUPPE**
- 18. **Tu** == untere, dolomitische Triasstufen
- 19. **Tw** == Quarzite und grobklastische Sandsteine (Permo-Werfénien)
- 20. **am** == Diorit- und Amphibolitmassiv nebst Begleitgesteinen

Fig. 2. Geologische Kartenskizze des Gebirgsstückes zwischen Gauertal und Rellstal

(unter Mitbenützung der Aufnahmen von A. H. Stahel und W. O. Leutenegger)

gaben von SEIDLITZ, AMPFERER und LEUTENEGER ist hier die Anwesenheit einer auf die kristalline Unterlage transgredierenden roten Arkosesandstein- und Schieferserie festzuhalten. Es ist die bekannte «Ausgabe» des *ostalpinen Verrucano*, der gegenüber dem höher folgenden, hier aber nicht vorhandenen Buntsandstein nur insoweit eine unscharfe Abgrenzung zuläßt, als daß es sich weniger um quarzitisches, sondern mehr um konglomeratisches, arkoseähnliches Klastikum handelt, die übrigens mit dem Kristallin innig verschweißt sein können; dies zeigt besonders auch das Vorkommen der Mittagspitzlücke, das südlich von einem zweiten Verrucanostreifen gefolgt wird. Für den zweiten «roten Streifen» ist hervorzuheben, daß er weit in das Gampadelztal hinabzieht — bis zirka 1640 m (Lokalität: *Spitzmähli*; die Gratquere liegt in zirka 2120 m) —, somit also eine recht tiefgreifende Spaltung im Kristallinrücken anzeigt. Seinerzeit wies O. AMPFERER in seiner Kritik der SEIDLITZschen Arbeit darauf hin, daß es ganz unwahrscheinlich sei, daß hier eine ausgequetschte Mulde vorliege (1, p. 195). Aus diesem tiefen Eingreifen müssen wir aber schließen, daß jedoch eine ganz bedeutende Kerbung im kristallinen Bau anwesend ist, also doch eine Bauweise, wie sie der SEIDLITZschen Vorstellung entspricht; nimmt man freilich ein östliches Axialgefälle in Anmerkung, so braucht die Einfaltung des schmalen Zuges nicht so bedeutend zu sein, wie es der Anschnitt der Oberfläche vermuten läßt, zumal ja auch dieser Verrucanokeil auf der Westseite des Kammes verloren geht.

Der nördliche Verrucanostreifen der Mittagspitzlücke erfüllt seinerseits eine belangreiche Rolle, indem er eine deutliche Begrenzung des Kristallins nach NE zu abgibt. Das Gratvorkommen, das bald unter Schutt verschwindet, erscheint wieder in bedeutender Mächtigkeit — über 100 m — im unteren Gampadelztal, halbwegs zwischen «Im Bad» und der Gampadelzalp in zirka 1300 m. Im S wird es begrenzt durch hornfelsartige Silvrettagesteine. Dieser von der Mittagspitzlücke NE verlaufende Grenzsaum des Kristallinen und seiner Deckschichten zeigt uns somit deutlich, daß *der kristalline Komplex zweifelsfrei und geschlossen nordwärts*

vorgreift und von einem Umschwenken der Sedimente der MiMu nach S, wie es SEIDLITZ wollte und im Bilde darstellte (18, Fig. 9), keine Rede sein kann. Bei Erörterung regionaler Fragen kommen wir auf diese Verhältnisse zurück (p. 83) und wenden uns nun der nächstjüngeren Sedimentserie im Mittagspitzenprofil zu.

Von allen Autoren wurde der kleine, nur zirka 10—15 m breite und nach unten zu auskeilende Streifen von *Rauh- wacke*, der dem Verrucano der Mittagspitzlücke folgt, als Raibler-Rauhwanke aufgefaßt. Dies mag wohl zulässig sein, wenn es auch aller Wahrscheinlichkeit nach sich um eine mechanisch beanspruchte Gesteinslinse handelt. Der untere Teil der Rauhwanke wird stark brecciös und enthält u. a. auch blauschwarze Kalke, die vielleicht der älteren Trias (Ladinien?) entstammen.

Daß diese Rauhwanke aber hier kaum in einem ungestörten Triasprofil eingeschaltet ist, kündigen auch die Verbandsverhältnisse des *Mittagspitzen-Hauptdolomites* zum Kristallin an. Es ist höchst auffällig, wie alle Beobachter bis anhin, mit Ausnahme von O. AMPFERER, diesen Hauptdolomit in eine steile Schenkellage zwangen, ja sogar gute Beobachter, wie LEUTENEGGER, von «nahezu senkrechten» Hauptdolomitbänken an der Mittagspitze sprachen (15, p. 95). Demgegenüber ist festzustellen, daß die Hauptdolomitmasse des Gipfelstockes, besonders auf der Gampadelzerseite, ganz flachgelagert ist, was sich in dem hohen Felsabbruch in seiner Schichtstreifung deutlich zu erkennen gibt (15—20° Nordfall). Erst im Bergkamm, der sich gegen NW nach dem Alpilakopf zu abdacht, tritt dann nordwärts gerichtetes Steilfallen auf, das in und nach der Gratstrecke der Kösserschichten etwelche Verflachung zeigt, um dann auf der Nordseite des Alpilakopfes steil in die Tiefe zu schießen. Eine unbedeutende Bruchfuge scheint die flacher gelagerten Gipfel- dolomite von den Felszacken des Nord- und Nordwestabfalles zu trennen (stets Prof. 8).

Aus der flachen Lagerung auf der Gampadelzerseite und dem Verlauf der kristallinen Unterlage, gegen welche zu der

Hauptdolomit abstößt, ist die diskordante Position des Gipfelkomplexes gegenüber dem Kristallin deutlich zu erkennen. In hohen Wänden streicht hier eine Schichtmächtigkeit von mindestens 300 m Hauptdolomit über und gegen das Kristallin zu aus. Aus diesen Lagerungsverhältnissen ist also zu schließen, daß die Trias der eigentlichen Mittagspitze nicht mehr vollkommen in normalem Verband zu ihrer ursprünglichen Unterlage steht, sondern ein gestörter Kontakt beide scheidet. Nach anderen Profilen zu urteilen, ist derselbe jedoch nicht anhaltend und dürfte ihm keine tiefergreifende tektonische Bedeutung zukommen. Andererseits ergibt sich aus der unvollständigen Schichtreihe der Mittagspitzentrias, der die tieferen Stufen abgehen, eine diesem Kristallinrücken zukommende Hochlage im ursprünglichen Sedimentationsraum, welche wohl auch eine gewisse regionale Erstreckung besaß; die noch zu erwähnenden Breccien an der Basis des Hauptdolomits unterstreichen diese Verhältnisse.

Schreiten wir im Kammprofil der Mittagspitze nach NW weiter vor, so können wir auf eine Muldenachse, zu der zwar der normale Gegenflügel fehlt, im Nordabfall des Alpilaufkopfes schließen. Auf eine mächtige Bankfolge plumpbankiger blauschwarzer Kalkbänke, die dicht durchwuchert sind von Kieselkalk und Hornsteinbändern, folgt ein wenig bedeutendes Schichtpaket von dünnerem, mehr oder weniger fleckig und gelb anwitterndem Kalkschiefer; dann ändert die Schichtreihe unvermittelt, ohne daß jedoch eine Störung offen zutage läge. Wir haben damit vom Hauptdolomit über ein recht mächtiges Rhät (Kössenerschichten) den kieselreichen Lias durchgangen und treten am oberen Alpweg — von der Alpilaalp nach der sogenannten Roßgumm leitend — in die Schichtreihe über, die zuvor als Liegendflügel erwähnt wurde. *Hier streicht eine Schichtserie aus, die in keiner Weise dem eben durchgangenen Hfl entspricht, dermaßen, daß nicht von einer normal gebauten Mittagspitzenmulde die Rede sein kann.*

Das höchste und mächtigste aufgeschlossene Schichtglied des Lfl ist durch die Stufe des *Arlbergkalkes* gegeben.

Unter dem schiefrigen Lias treten schlecht geschichtete graue, etwas körnige Dolomite zutage, die, da sie Übergänge in blauschwarze Kalke aufweisen, ich eher für ladinisch als für norisch — wie dies der Auffassung LEUTENEGERs entspricht — halten möchte. Zudem folgen unter denselben die schwarzen Mergelschiefer der *Partnachschichten*; anisische Kalke sind nur mehr zweifelhaft zu erkennen, dann treten wir in das Kristallin der Grabser Alp, respektive der gegen das Gauertal hinabziehenden Runsen über.

Die Störungskontakte zwischen Hfl und Lfl künden sich gleichfalls auf der Ostseite des Kammes *Mittagspitze-Alpilkopf* an. Hier konstatiert man, wie die recht mächtige Rhätserie, die steilstehend nach E streicht, keine direkte Fortsetzung nach der Tiefe findet, sondern an Hauptdolomit abstößt (bei der Jagdhütte östlich des «*Verborgenen Loches*»). Daraus ergibt sich eine fast horizontal ausstreichende Störungslinie, die jedoch nicht der eigentlichen Scheidung zwischen Hfl und Lfl entspricht. Eine solche Störung dürfte viel eher zwischen Hauptdolomit und Arlbergsschichten bzw. Partnachmergeln verlaufen und steil in die Tiefe des *Gampadelztales* bei Bad hinabbiegen; der Arlbergkalk setzt schon in größerer Höhe aus, und durch den schiefen Geländeanschnitt gewinnen die bröckligen, schwarzen Schiefer der Partnachstufe stark an Ausdehnung, wie dies schon die Kartierung von LEUTENEGER sehr deutlich zeigt. Der Lias der «*Mulde*» greift nicht über die oben erwähnte, horizontal verlaufende Störung nach der Tiefe des *Gampadelztales* hinab.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß *im Mittagspitzen-Kammprofil* zwei «*Halbmulden*» längs einer Störungszone sich treffen; die obere, der Hfl, ist die vollständigere und enthält in ihrer Muldenachse noch den schiefrigen höheren Lias; die tiefere besteht nur aus einer generell steil stehenden isoklinalen Schichtserie, die nur die unteren Triasstufen umfaßt und ohne Zwischenschaltung von Buntsandstein von dem kristallinen Unterbau unterlagert wird. Dieser Baustil, noch auf viel engeren Raum zusammengedrängt, kennzeichnet auch das kennbare Ostende der Sedimentzone bei «*Im Bad*» im unteren *Gampadelztales*.

2. Das Ostende der «Mittagspitzenmulde».

Wenn ein Sektor der zwischen ihren kristallinen Rändern sich hinziehenden Sedimentzone die Bezeichnung einer Mulde verdient, so ist es am ehesten ihr Ostende. Dieses liegt, wie bekannt, bei der Lokalität «Im Bad» (siehe Fußnote 2), woselbst auf der Westseite des unteren Gampadelztales die reduzierten Schichtserien des Hfl und des Lfl in dürftigen, die Zusammenhänge mit der übrigen Zone aber hinreichend aufklärenden Aufschlüssen anstehen. Auf der Ostseite des Tales sind nicht mehr die geringsten Spuren der Sedimentzone festzustellen. Wenn auch hier Moränen- und Travertinüberdeckung recht hinderlich sind, so muß diesbezüglich die Feststellung früherer Beobachter bestätigt werden: *eine streichende östliche Fortsetzung der Sedimentzone besteht nicht, die kristallinen Flügel schließen zu einer nicht weiter gliederbaren Einheit zusammen* (Prof. 9).

Halten wir uns vorerst an einige Daten der Westseite. In Übereinstimmung mit der hydrologischen Beschaffenheit der Stelle, wo die Muldensohle über der kristallinen Unterlage vorauszusetzen ist, kommt dort die starke Stromquelle der *L e d e r e r q u e l l e* zum Vorschein; sie ist zur Speisung des Staubeckens von Bitschweil (Gampadelzer Elektrizitätswerk) in den das Kristallin durchsetzenden Zuleitungsstollen gefaßt und besitzt nach O. AMPFERER eine Wasserführung von ungefähr 350 Sekundenliter; sie zeigt große Konstanz in Ertrag und Temperatur und sammelt die zirkulierenden Wasser der Muldenflügel.²

Einige Worte über die Beschaffenheit dieser Muldenflügel seien zu schon Bekanntem vorgebracht, vorerst über den Hfl. Vom Grenzsäum zwischen Mittag-

² Die Örtlichkeit «Im Bad» trägt dahingegen ihren Namen nach einer winzigen Schwefelwasserstoffquelle, deren Fassung heute vernachlässigt ist, die früher aber zu Heilzwecken Verwendung fand. Ihre Lage entspricht so ziemlich dem Grenzsäume zwischen Trias (Partnachsichten mit anisischen Kalkbänken) und Kristallin. Ob sie von ausgelaugtem Gips der zwar oberflächlich nicht nachweisbaren Raiblerschichten — was wahrscheinlich ist — oder aber aus der Pyritzersetzung im kristallinen Grenzsäum abzuleiten ist, lasse ich dahingestellt.

spitzen-Hauptdolomit und Kristallin auf der Gampadelzerseite war schon die Rede. Der in der Höhe der Mittaspitzlücke in eine tektonische Fläche ausgeartete Kontakt des Hauptdolomit zu seiner Unterlage wird nach der Taltiefe zu regelmäßiger, indem mit ungefähr gleichem Nordfallen Trias und Kristallinsaum dem Gehänge nach zur Tiefe ziehen. Auch hier stellen sich keine tieferen Triasstufen ein, und der Verrucano selbst kann aussetzen. Die halbwegs zwischen «Im Bad» und der Gampadelzalp ausmündende steile Runse, der sogenannte Tiefe Graben, erschließt in einer Höhe zwischen zirka 1550 und 1650 m eine mächtige Breccienbildung, die direkt dem Kristallin (ohne Verrucano) aufliegt und, nach der ruhigen Auflage zu schließen (Str. 290, Fallen zirka 50—60° N), in ursprünglicher Position sich vorfindet. Nach ihrer Lage zum Hauptdolomit dürfte es sich um eine Basalbreccie dieser Formation handeln; ihre Komponenten wären also aus tieferer Trias (ladinische Stufe p. p.) abzuleiten. Es ist eine nahezu monomikte Breccie von 20—30 m Mächtigkeit, an welcher in den oberen Lagen allein Dolomit teilnimmt; das Zement dahingegen enthält reichlich Quarzkörner, die dasselbe auf der Verwitterungsoberfläche stark hervortreten lassen; auffällig ist das fast gänzliche Fehlen von Kristallin und Verrucano; es zeigen nur die tiefsten paar Dezimeter etwelche grünliche Schieferstückchen und rote Putzen. Der Breccie grabenabwärts folgend, stellt sich in zirka 1650 m ein mächtiger, glimmerreicher, roter Verrucano ein, der einem hornfelsähnlichen, grünlichen Gneis aufliegt.

Der darüberliegende Hauptdolomit nimmt das waldige Steilgehänge zwischen der Mittagspitze und dem Bad ein und zeigt ein generelles Nordfallen von 60—70°. Sein plötzliches Aussetzen in der Taltiefe ist fremdartig und legt es nahe, daß über die Muldenbasis hinaus eine Störungsfläche in das Kristallin hineinsetzt.

Im Lfl ist fast allüberall in der Taltiefe sehr steile Schichtlage vorhanden. Ein gutes Profil durch diese Schichten (15, p. 94), das die schwarzen Partnachschiefer mit zwischengelagerten, lichtblauen, teils gelbfleckigen Kalken um-

faßt, erschließt der Horizontalweg oberhalb der Ledererquelle (zum Gasthaus «Mittagspitze» führend); in den stratigraphisch tiefsten, also dem kristallinen Rand nächstbenachbarten Kalkbänken, ist wohl der Muschelkalk des Anisien vorhanden, welche Formation jedoch nicht überall die Grenzformation der Trias zum Kristallin ausmacht; unmittelbar grenzt in höheren Hanglagen — in zirka 1600 m — der schwarze Partnachschiefer an die Zweiglimmergneise, was ohne weiteres deutlich macht, daß kein normaler Verband vorhanden ist.

In Text und Profilen hat W. O. LEUTENEGER das Vorhandensein von Raiblerschichten in unserem Lfl vermerkt und glaubt, daß solche eine «neue kleine Schuppe des Muldenschenkels» ausmachen. Wenn auch die Anwesenheit von Raiblerschichten in größerer Tiefe gar nicht ausgeschlossen ist, so gelang es mir doch nicht, deren Ausbiß wirklich zu erkennen. Die «Raiblerindikation» der Karte des genannten Autors (zirka 260 m westlich der Ledererquelle) ist nur eine *Pseudorauhacke*. Es handelt sich um eine durch zelligen Travertin verkittete Gehängebreccie mit reichlich grünlichen und roten Schieferkomponenten (Buntsandstein); sie liegt auf steilgestellten Partnachschiefern und kann sehr wohl diluvialen Alters sein. (Über eine gleichartige Breccie siehe Seite 63.)

Das unvermittelte Absetzen der Sedimentzone am Gampadelztal hat von jeher befremdet. Würde es sich um ein gewöhnliches sedimentäres Muldenscharnier handeln, das starken axialen Verbiegungen unterworfen sein kann, so wäre dessen rasches Ende eher erklärbar und könnte seine streichende Fortsetzung nach E außerhalb des Hangprofiles von Bitschweil für eine bestimmte Erstreckung vorausgesetzt werden. Da aber im vorliegenden Falle der kristalline Untergrund mit in diesen «Muldenbau» einbezogen ist und der sedimentäre Muldeninhalt schon in seinem eingengten Ostende belangreiche Störungen aufweist, wird es wohl zu einer Forderung mechanischen Geschehens, daß auch bei streichender Auspressung des sedimentären Muldenanteils im kristallinen Unterbau wenigstens eine Störungszone sich wei-

ter ostwärts einstellen muß, respektive sich fortsetzt. Eine solche ist aber unbekannt, mag jedoch in der Ausbildung einer Mylonitzone, oder sei es auch nur untergeordneter listrischer Flächen, vorhanden sein und so der Feststellung in dem so moränenbedeckten Gelände schwer zugänglich sein. Der recht konstanten Streichrichtung der MiZ entsprechend, wäre eine solche Fortsetzung in den Kammstrecken des Kapelljoches östlich Schruns am ehesten auffindbar, wenn innerhalb dieser Strecke nicht schon ein allgemeiner Ausgleich in der kristallinen Unterlage Platz gegriffen hat. Eine primäre Verbindung und Gleichsetzung unserer «Mulde» mit Sedimentkeilen, die weiter östlich, erst wieder nach 45 km Abstand (Unteres Stanzertal) sich einstellen, bleibt ganz hypothetisch.

Inwieweit zwischen Hfl und Lfl im Ostende der MiMu ein tektonischer «Riß» zu legen ist, ist nicht erkennbar; möglicherweise sind es nur untergeordnete Verschiebungen, und liegt die Hauptstörung an der Basis des Lfl, indem das Abreißen des kristallinen Flügels im Nordschenkel einer Primärmulde und die daraus sich ergebende Eigenbewegung der Muldensedimente Ursache ihrer komplizierten Lagerungsweise wurde, die uns je mehr sich anzeigt, je weiter wir der MiZ nach W folgen.

3. Die Umgebung der Alpilaalp.

Die moränenerfüllte Hochmulde, die auf der Westseite des Hauptkammes sich gegen das Gauertal zu öffnet und in welcher die Alpilaalp liegt, bietet geologische Verhältnisse, die bis anhin wenig beachtet wurden — AMPFERERS Angaben machen davon eine Ausnahme —; leider lassen sie sich, trotz ihres Belanges, zufolge der unzureichenden Aufschlußverhältnisse nicht befriedigend in das Gesamtbild einordnen. Während LEUTENEGGER hauptsächlich nur dem Zug der Lias-Trias-Sedimente unter der Alpilaalp seine Aufmerksamkeit schenkte (15, p. 93), hat AMPFERER die Kontaktzone gegenüber dem Kristallin im SW der Alp näher gewürdigt (4, p. 139).

In das Gebiet unter den Alphütten (1698 m) ist der Verlauf der Triasstufen des Lfl zu verlegen. Seine Lagerungsweise und der Schichtbestand entspricht den schon gemachten Angaben.

Der Hfl mit seiner Liasmuldenfüllung greift nördlich unter den Alphütten in das Steilgehänge des Gauertales über; seine Hauptdolomitbasis ist von der Mittagspitzlücke bis nächst den Alphütten verfolgbar; hier dagegen komplizieren sich Bauweise und Schichtprofil.

Von dem kristallinen Hauptkamm (Walseralpjoch, P. 2189) zweigt ein die Alpmulde südwestlich begrenzender Berg Rücken ab, der, durch eine kleine Paßlücke gekerbt, mit P. 1844 m (Mottabella) in den Gauertalhang übergeht. Der oberste Abschnitt entspricht der kristallinen Unterlage, der mittlere ist zum wesentlichen aus einer massigen Dolomitbreccie aufgebaut, während der Endabschnitt der Mottabella nordwestfallenden Hauptdolomit zeigt, der den typischen Raiblerschichten (Rauhwacke, schwarze, feinsandige Schiefer und grüngraue Sandsteine) aufliegt. Das Hauptinteresse verdient die Breccienbildung, von welcher hier als von der *Alpilabreccie* die Rede sei. Aus den Felsköpfen dieser Breccie ist ein kleiner Bergsturz herausgebrochen, der südwestlich der Alp eine auffällige Trümmeransammlung bildet, weshalb die Lokalität im Volksmund die «Steinstube» heißt.

Die Alpilabreccie ist in ihrem Grundtypus eine grobe Dolomitbreccie mit kalkigem Bindemittel, das auch spärlich Übergänge in feindrecciosen, lichtblauen Kalk aufweist. Die Dolomite sind vorwiegend gelblich (Anwitterung), aber auch dunklere Typen finden sich vor. Dazu gesellen sich blaue, massige Kalke, die dicht erfüllt sind von einem feinen Fossiltrümmerwerk und so unbedingt an Rhätkalke gemahnen. Ganz selten sind Stücke kristalliner Schiefer (an der Basis), reichlicher finden sich Verrucano- und Buntsandsteinbrocken, die sich aber nur sporadisch nächst der Unterlage anhäufen und dann wieder fehlen.

Um über Alter und tektonische Bedeutung dieser Breccie mehr Aufschluß zu erhalten, sei das Querprofil angeführt, das in SW=NE-Richtung quer durch den vorerwähnten Hügel

rücken sich bietet (vergl. Prof. 7; dort grobpunktiert). Vom Kristallin des Walseralpjoches fortschreitend folgen sich:

1. Lichter, quarzreicher Muscovitgneis; Zwischenlagen und Übergänge in grünlich-quarzitische Abarten und grünliche Glimmer- und Serizitschiefer; generelles Schichtstreichen: N bis NW; Schichtfallen: E bis NE.
2. Gelbgraue Rauhwaacke, 3—4 m, steilstehend, Streichen: 120°, übergehend in:
3. grauen, innerlich stark zerdrückten Dolomit (Hauptdolomit?); ± 5 m mächtig.
4. Alpilabreccie; schätzungsweise an die 80 m mächtig, massig ungeschichtet, jedoch mit Anweisungen für gleichfalls steile Schichtlage und Übergang in den Dolomit (3); die Steillage biegt anscheinend muldenförmig gegen NE zu flacherer Lage um, so daß in den Felsabbrüchen der «Steinstube» die Schichtköpfe der Breccie Veranlassung zur Bildung des kleinen Bergsturzes gegeben haben.
5. Schwarzgraue, gelbfleckige Mergelschiefer, da und dort abgelöst durch grüngraue und mattrote Kalkmergelschiefer; Einschaltungen, teils nur als Linsen, von schwarzblauem Kalksandstein (glaukonitisch). Lagerungsweise: generell SW fallend. Da diese Mergelschiefer am Fuße der Breccienwände anstehen — Blocküberstreuerung behindert zwar jedwede zusammenhängende Beobachtung —, muß sie wohl ins Liegende der Breccie gestellt werden; Gewißheit besteht jedoch nicht und können des weiteren auch Störungen die gegenseitige Lage bedingen.

Für die Deutung der Alpilabreccie ist ihr Kontakt gegenüber dem Kristallin belangreich. Der schmale Rauhwaacke-Dolomitstreifen setzt nach NW zu aus, wo dann die Breccie in zirka 1960 m endigt. Hier ist allerdeutlichst ihre Verfallung mit dem Kristallin zu erkennen, indem das äußerst harte Gestein — es ähnelt hier sehr der schon früher erwähnten Breccie des «Tiefen Grabens» — ohne Zwischenlage anderer Stufen (ohne Verrucano) den Kristallin-Schichtköpfen flachsynklinal aufrucht; auch die Mergelschiefer der Nordwestbasis (5) sind abwesend. Es handelt sich um eine Breccienbildung, die der kristallinen Unterlage innig angeschweißt ist und die tektonischen Bewegungen, wie sie die Lagerungsweise des kristallinen Kernes bedingten, mitmachte.

Für die Alterszuweisung der Breccie und der übrigen Stufen des Profils fehlen zuverlässige Kriterien. Stratologisch beurteilt, möchte man sie am ehesten der Basis der norischen Stufe einordnen, wie wir dies für die Breccie des «Tiefen Grabens» taten, mit welcher auch die teils direkte Auflage-

rung auf das Kristallin übereinkommt, wenn auch der äußere Habitus etwas verschieden ist. Da jedoch Kalke, die ganz den Rhättypus aufweisen, als Trümmer vorhanden sind, ist der Schluß auf *Liasalter* wohl gegeben. Einschlüsse, die weiterhin auf Liasaufbereitung weisen könnten, sind einzelne wenige Kieselbrocken; die gefleckten Schiefer der Breccienbasis, in welchen wir sicherlich Lias annehmen dürfen, konnte ich in der Alpilabreccie nicht finden. Darf Liasalter Geltung haben, so läge somit ein Anzeichen für die sonst besonders im unterostalpinen Bereich so verbreiteten orogenetischen Bewegungen vor; sie bewirkten auf dem kristallinen Rücken Abtrag der tieferen Schichtstufen und ließen das Liasmeer örtlich über das Kristallin hinwegtransgredieren.

Die Alpilabreccie ist in den neueren Bearbeitungen wenig beachtet worden. W. VON SEIDLITZ spricht von einer Liasbreccie, die er bei Vollsporn im Gauertal in Blöcken vorfand, womit natürlich unser Gestein gemeint ist (18, p. 23 und 82). In STAHEL'S geologischer Karte (19) trägt der Breccienrücken die Signatur des Hauptdolomits. Nach dem Befunde von O. AMPFERER, der erstmals die Bedeutung dieser Breccie hervorhebt (4, p. 139), handelt es sich um Gosaubreccie, also oberkretazische Klastika, die nach genanntem Autor «keine starke tektonische Beanspruchung» mehr erlitten haben. Auch glaubt AMPFERER, als Komponenten Liasfleckenmergel feststellen zu können, was freilich mit Liasalter auch vereinbar wäre, da eine mergelig-schiefrige Durchflaserung mit nachheriger Wiederaufbereitung innerhalb Breccienbildungen nichts Ungewöhnliches wäre. Immerhin kommt dem Vergleich der Alpilabreccie mit den ostalpinen Kreidebreccien viel mehr Wahrscheinlichkeitswert zu, als dies für einige später noch zu erwähnende Klastika zutrifft.³

³ Ausgedehntere Begehungen innerhalb der Cenomanbreccien der Lechtal- und Allgäu-Decke in Oberbayern im Frühjahr 1936 haben mir gezeigt, daß zwischen jenen präparoxysmalen, klastischen Sedimenten und unserer Alpilabreccie habituell eine doch recht große Übereinstimmung besteht. Sich stützend auf solche Vergleiche, wäre die Zuordnung der Alpilabreccie in die älteren Gosaubildungen eigentlich kaum mit triftigen Gründen in Abrede zu stellen. Gleiches gilt aber nicht für die übrigen Breccien unseres Gebietes. (Nachtrag während des Druckes.)

Betreffend die tektonische Position, welche die Gesteinstufen der Alpilaalp im Sedimentzug als Ganzes einnehmen, ist deren Zugehörigkeit in den Hangendflügel nicht zu verkennen (Prof. 7). Sie gehören zu den Deckschichten des kristallinen Kernes, die hier aber von untergeordneten Faltungen und bruchförmigen Störungen betroffen sind; denn eine normale Einreihung in die synklinale Disposition des Alpilaal kopfes ist nicht gut möglich.

4. *Das Profil des Gauertales (Osthang).*

Die westliche Fortsetzung der Sedimentzone der Mittagspitze wird in der Querrichtung von dem landschaftlich so reizvollen Gauertal durchsetzt. Trotz dieses natürlichen Aufrisses ist die Erkennung der Schichtstufen und Lagerungsverhältnisse daselbst sehr erschwert durch die Ungunst des Geländes. In großen Zügen bleibt die gleiche Bauanlage bestehen, wozu speziell die Einrahmung durch eine nördliche kristalline Flanke (linke Talseite bei Gauen) und eine solche südliche (Gelände der Alp Tobel) gehört; in den Einzelheiten treten aber neue Komplikationen hinzu, die bis anhin nirgends gewürdigt wurden. Wir befinden uns hier im Grenzgebiet der Aufnahmen von STAHEL und LEUTENEGGER, weshalb die Bachrunden der rechten Talseite mit ihren belangreichen Schichtprofilen nur teilweise berücksichtigt wurden.

Vornehmlich sind es drei Tobelrunden, die geologische Auskunft vermitteln. Von N nach S fortschreitend, greifen in das moränenüberdeckte Gehänge: das Käpeli Tobel, das Spinatöbeli und als tiefster Erosionsriß das Letzitolobel. Die Beobachtungen in diesen drei Runsen sind in die hintereinander gestellten Kulissen der Fig. 3 schematisch zusammengefügt. Da es sich hier darum handelt, die Beziehungen zwischen dem östlichen und westlichen Abschnitt des Sedimentzuges nachzuprüfen, ja überhaupt dessen Bestehen jenseits des Gauertales zu erkennen, müssen diese rechtsseitigen Gauertalrunsen näher besprochen sein.

Am besten fügt sich in das bis anhin gegebene Bild das Profil des Käpeli Tobels (Profil Kulisse I), wenn auch besonders dort die sichere Erkennung der Schichtstufen des

oberen Teiles auf Unsicherheit stößt. Dieses Profil enthält von oberhalb der kleinen Gauerkapelle ab bis zum höchsten Dolomit die *normale Schichtfolge, wie sie unserem Lfl zukommt*; es ist seinerzeit von W. O. LEUTENEGER wieder gegeben worden und kann ich seine Textangaben (15, p. 93) nur bestätigen, wenn auch die Anwesenheit der Raiblerschichten mir eher fragwürdig erscheint. Als ein mächtiges Schichtpaket streichen anisische Kalke, schwarze Partnachschichten mit Kalkzwischenlagen von Arlbergtypus und zirka 15 m mächtigem Dolomit der Arlbergschichten von der Alpilaalp (unterer Alpweg) her nach dem tieferen Abschnitt des Käpelitobels. Mehr gegen die Alpilaalp zu ist der Ausstrich dieser Triasstufen annähernd horizontal, biegt dann aber in Steillage um (mit vorwiegend Südfall) und geht dann für weitere Verfolgung verloren. Darunter, unmittelbar unter dem anisischen Kalke, liegt der Liegendflügel des Kristallins, dessen Saum und Schichtlage gleichfalls sich gegen die Gauerkapelle zur Taltiefe senkt. Die zwischen Hangend- und Liegendflügel gefolgte Störung ist in der Bachrunse nicht sicher zu erkennen, dürfte jedoch über dem Arlbergdolomit liegen. Die höheren schiefrigen Kalke müßten als die Liasmuldenfüllung des Hangendflügels betrachtet werden, über welcher dann in starker Reduktion der Hauptdolomit der Mittagspitze-Mottabella folgt.

Ein stark verändertes Schicht- und Lagerungsprofil bietet die benachbarte südlichere Runse. Hier im Spinatöbeli fehlt die ganze normalgelagerte Triasserie des Lfl. Statt dessen ziehen dem Gehänge entlang in mehr oder weniger saigerer Stellung kieselreiche Liaskalke, die als das Äquivalent jener des Alpilakopfes anzusprechen sind und die wir späterhin als kambbildende Hauptstufe in der Kette der Geißspitze wieder erkennen werden. Unter diesen Kieselknauerkalken erscheint in zirka 1520 m der gelbliche Dolomit, dessen Identität mit dem höchsten Dolomit des Käpelitobels kaum fraglich ist; zwischen Dolomit und Kieselknauerkalke schalten sich blauschwarze Kalke (zirka 1 m; Rhät?) und zirka 30 cm rosarote Mergelkalkschiefer; das Ganze erscheint tektonisch stark beansprucht (Kulisse II, Fig. 3).

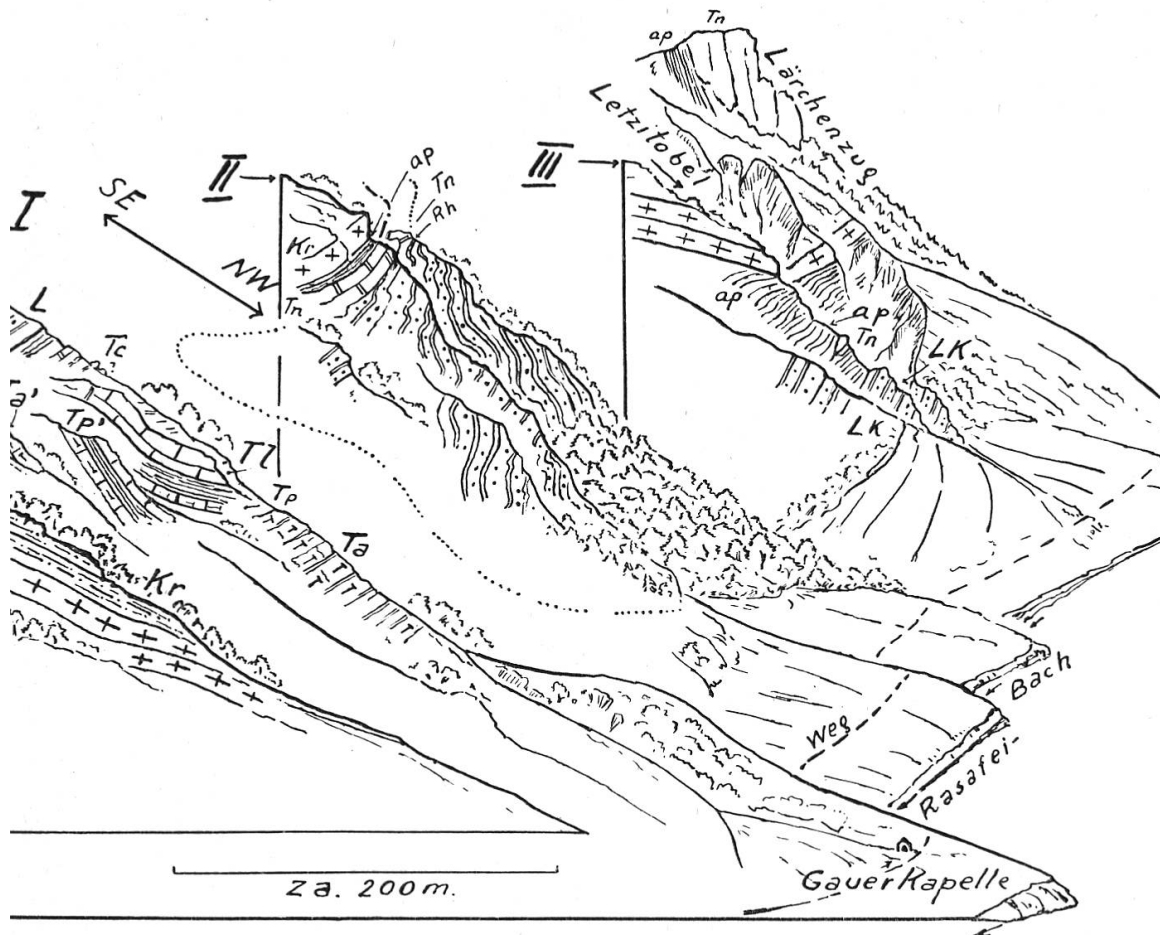


Fig. 3.

Kulissenskizzen durch die rechtsseitigen Gauertalrunsen (schematisch).

Vordergrund:

- Kr 30—40° (gelegentlich auch flacher) S fallender Muscovitgneis, nach oben gefolgt von grünlichem Hornfelsgneis und Schiefen (Strichpunkte).

In Profil I (Käpeltobel):

- Ta Anisische Kalk e: blauschwarze, dünnbankige Lagen mit schieferigen Zwischenschichten und durchflasert von schwarzen Tonhäuten (gelb anwitternd); in Ta' (nordöstl. d. Profilrunse) typische Muschelkalk e mit wellig-knaueriger Schichtoberfläche (Streichen E—W, 70—80° S-fall).
- Tp Partnachschichten, schwarze, dünnblättrige Mergelschiefer (schlecht aufgeschlossen); nördl. der Profilrunse (Tp') steilstehende, kieselhaltige, blauschwarze Kalkbänke in Wechsellagerung mit den Schiefen: anisisches Grenzniveau.
- Tl Arlbergdolomit; 15 m massiger, blauschwarzer Dolomit mit Übergängen in Kalke und Kalkschiefer (Hangendes).
- Tc Raiblerschichten (fraglich!), dunkle, dünn-schichtige Kalkbänke und Mergelschiefer; Blöcke einer kavernös anwitternden Kalkbreccie; abschließend mit einer dünnen Dolomitbank.
- L Lias (wahrscheinlich!); Kalkschiefer mit Tonflasern, einzelne fleckige Kalkbänke.
- Tn Norischer Dolomit; gelblich anwitternde Bänke.

In Profil II (Spinatöbeli):

- Lk Liasknauerkalk e; schwarzblaue Kalkbänke, stark durchsetzt von Kieselkalk und schwarzem Hornstein; generell steil S fallend, in sich jedoch gefaltet.
- Rh Rötlicher, mergeliger und feinbrecciöser Kalkschiefer, zolldicke Zwischenlage zwischen massigem Kalk und Dolomit; Rhät.
- Tn Lichtgelb angewitterter Dolomit (Hauptdolomit?).
- ap Blättrige, blaugraue Mergelschiefer, gefolgt von lichtem, dünn-schichtigem Kalk = Aptychenkalk-Stufe der Arosersonne.
- Kr Lichtgrünlicher Hornfelsgneis (Silvrettakristallin).

Die Punktlinie umgrenzt das Vorkommen der Kieselknauerkalk e des Lias.

In Profil III (Letzitobel):

- Lk Wie in Prof. II; E—W streichend und mehr oder weniger saiger gestellt;
- ap Wie in Prof. II, teils feinblättrige Mergelschiefer, darin bei d grauer, stark zerborstener Dolomit mit mechanischen Kontakten.

Wenige Meter über dieser steilgestellten Schichtserie lagert das *Kristallin*, das in *wohlaufgeschlossener Überschiebung* (Wasserfall) über *lichtgrauen Kalkschiefern mit 15° bergwärts (SSE) einfällt*. Dieses Kristallin, das in der Alpidalp noch die Unterlage für den Hangendflügel der «Muldzone» bildete, schießt hier also nordwestwärts über die liasisch-triasische Schichtserie vor. *Aus dem kristallinen Hangendflügel der Unterlage hat sich eine regelrechte Deckmasse herausgebildet, die die MiZ überlagert* (Prof. 6). Doch diese Überlagerung ist durch weitere tektonische Bewegungen wieder modifiziert; denn zwischen die Hfl-Serie und das Kristallin schaltet sich eine Schichtstufe, die gar nicht in unserer Sedimentzone «heimatberechtigt» ist. Es ist eine Einschuppung von Aptychenkalkschiefer der Aroser Schuppenzone, welche in den oben schon erwähnten lichtgrauen Kalkschiefern vorliegt. Daß es sich wirklich um solche handelt, konnte durch Nachgehen der Ausbisse und Kontakte festgestellt werden. Stets unter der Überschiebung des Kristallins, das die Tobelalp trägt, gelegen, leiten diese Aptychenkalksteine in die Gegend des sogenannten Lärchenzuges, woselbst das Profil der Aroserzone schon von STAHEL erkannt wurde (18, p. 70); in einem Abschnitt, welcher tektonischen Einheiten im Liegenden des Oberostalpins gewidmet werden soll, wird auf diese Verhältnisse des hinteren Gauertales nochmals zurückzukommen sein (Abschnitt D/5).

Als dritter Aufriß in den Verlauf unseres Sedimentzuges greift das *Letzitolbeltief* in die Berglehne ein (Kulisse III, Fig. 3). Halten wir uns an seinen unteren Abschnitt, so ist zu erkennen, daß unter den Quarzit- und Glimmergneisen unwegsame Tobelanrisse in der sehr schiefrig-mergeligen Aptychenkalkstufe liegen; diese ihrerseits grenzt in Steilkontakt an die nordwärts anschließenden Kieselknauerkalke des Lias an (Prof. 6). Es fehlt hier also *jedwede kristalline Unterlage zu den Sedimenten der MiZ, und von dieser sind sämtliche Stufen der Trias verloren gegangen*; ein kleines Dolomitköpfchen, das aus den Aptychenmergelschiefern herauschaut, dürfte eher mit verschlepptem Hauptdolomit zu-

sammenhängen, wie er im Lärchenzug in der Aroserzone ansteht.

Der Ausgang des Letzitobels wird eingeeengt durch mehr oder weniger senkrecht stehende, massig-dicke Bänke von kieseldurchwuchertem Liaskalk; seine ausgesprochene E-W-Streichrichtung läßt keinen Zweifel aufkommen, daß es sich um die Fortsetzung der gleichen Gesteinszone der Steilhänge jenseits des schutterfüllten Talbodens des Gauertales handelt. *Die weitere Fortsetzung der MiZ nach W steht hier außer Zweifel.* Gegen E zu müssen wir diese Kieselknauerkalke als Muldenfüllung des Hangendflügels unseres Sedimentzuges betrachten; sie treten jedoch in die Mulde nicht weiter ein als bis in den Hang zwischen Spinatobel und Käpelitobel, woselbst gegenüber den Triasschichten dieser Runse wohl auch eine gewisse tektonische Ablösung oder Zerreißung anzunehmen ist.

Rückblickend auf die Ergebnisse der rechten Gauertalseite, stellen wir also eine gründliche Veränderung der Lagerungsbeziehungen zwischen «Muldensedimenten» und ihrem südlichen kristallinen Flügel fest. Während noch in der Alpilaalp Triassedimente dem Kristallin aufgelagert sind, reißen dieselben in der weiteren Verfolgung nach W unvermittelt von der Unterlage ab, und diese selbst legt sich mit Überschiebungskontakt über die Sedimente hinweg. Dieser Zustand, daß die Sedimente ihrer kristallinen Unterlage verloren gegangen sind und auch die tieferen Schichtstufen von unten her abgeschert, eliminiert, erscheinen, trifft von hier ab auch für die Lagerungsverhältnisse mehr westlicher Strecken zu.

5. Die Bergstrecke zwischen Gauer- und Rellstal (Geißspitzkamm).

Der Drusenfluh nördlich vorgelagert erhebt sich als scharfgeschnittener Bergkamm der Zug der Geißspitze, der das Gauertal bei der Unter-Spornalp überragt und über das Kreuzjoch und den Kessikopf gegen das obere Rellstal abfällt. Nach der älteren Bearbeitung durch W. VON SEIDLITZ,

der hier erstmals genauer den Deckenbau definierte, ihn aber in ein heute nicht mehr geltendes Deckenschema paßte, hatte H. MYLIUS dieser Kette seine Beachtung geschenkt und aus ihr eine seiner vielen, aus verschiedenen Richtungen herkommenden Schuppen geschnitten, an welche sich südwärts eine zweite, kristalline Schuppe, jene des Kessikopfes, anlehnte. In richtiger Einschätzung der Zusammenhänge hatte er schon die Geißspitzschuppe mit der Tschaggunser Mittagspitze verbunden.

In das Licht neuerer Erkenntnis rückte das Gebiet durch die gründliche Bearbeitung von A. H. STAHEL, zu dessen Darstellung wir eigentlich nur eine berichtigende Ergänzung liefern. Da die generell steil nordwärts einfallenden Schichtlagen des Hauptkammes wie auch der vorgelagerten Querzüge unter das nördliche Silvrettakristallin einfallen und sich faziell auch eine gewisse Übereinstimmung an Formationen, wie sie in der Mischungszone der Aroserzone enthalten sind, sich vorfindet, glaubte unser Vorgänger den Geißspitzzug als Ganzes noch ins Unterostalpin stellen zu müssen. Daß dies aber zufolge verfolgbarer Zusammenhänge nicht statthaft ist, hat späterhin LEUTENEGGER hervorgehoben.

Eine scharfe Begrenzung des Südrandes des Sedimentzuges der Kammzone ist durch den «Gneiskeil» der Geißspitze gegeben. Bei einem ersten Überblick ist man sehr geneigt, dieses Kristallin mit demjenigen des Walseralpjoches zu verbinden, also mit der kristallinen Unterlage der Mittagspitzensedimente; dies würde einigermaßen gestützt durch die große Annäherung beider Komplexe in der Tiefe des Gauertales bei der Unter-Spornalp. Der petrographische Inhalt des «Gneiskeiles» stimmt jedoch viel mehr mit der wohl als Unterostalpin (?) anzusehenden Kernmasse des Tilisuna-Schwarzhornes überein (untergeordnet Amphibolit und Diorit, vorwiegend Ortho-Augengneis; siehe 12, p. 226), so daß diese letztere Verbindung, die sich auch auf analoge Lagerungsweise gegenüber den Liegendzonen stützen kann, wohl zu Recht besteht.

Betrachten wir vorerst nun das Profil der Sedimentärformationen, wie es nördlich an den «Gneis-

keil» und den ihn stellenweise begleitenden Verrucano sich anschließt. Nach STAHEL folgen sich hier Rhät, anisische Kalke, fragliche ladinische Schichten, Raiblerschichten und Hauptdolomit, mit welcher letzteren Formationen wir über den Hauptkamm nach dem nordwärts abgehenden Querkamm des Hohen Mann (P. 2293 m) übergetreten sind; Kalke des Lias schließen an und fallen unter das Kristallin des Golmerjoches ein. Diese Aufteilung ist jedoch nur in beschränkter Weise richtig (vergl. Prof. III-I in Lit. 18).

Über dem Kristallin des sogenannten Gneiskeiles folgt auf die ganze Erstreckung der kleinen Bergkette ein Schichtstoß, der sich zusammensetzt aus eher dickbankigen, massigen bläulichen Kalken, zwischengelagerten schwarzen Schiefen und vereinzelt Bänken, die Übergänge in gelbgraue Dolomite aufweisen; solche dolomitische Bänke sind eher an der Basis, also in Gneis resp. Amphibolit-Nachbarschaft vorhanden, finden sich aber auch noch in höherem Niveau (Geißspitze), dieser maximal wohl 30—50 m mächtigen Schichtgruppe (Prof. 5). Es handelt sich bei derselben zweifellos um Rhätbildungen, wie der feinverteilte Fossilgehalt (unbestimmbar) in den Kalkbänken anzeigt und wie dies auch durch sporadisch auftretende Korallenniveaus dargestellt ist. A. H. STAHEL glaubt darin die Rhätform *Calamophylia Rhaetiana* erkennen zu können. Dieses Rhät war seinerzeit schon durch B. STUDER erkannt worden.

Von diesen Schichten *leitet ein ununterbrochenes normales Schichtprofil nach höheren Liasstufen weiter*; es liegt hier kein abnormaler Kontakt vor, der Rhät und «anisische Kalke» voneinander scheidet, wie dies der Interpretation von STAHEL entspricht (p. 35). Verschiedene Profile (insbesondere bei der Kreuzjochlücke (P. 2167 m) zeigen, wie den Rhätschichten mehr massige Kalkbänke folgen, die zusehends mehr und mehr von Kieselsubstanz durchwirkt werden; es entsteht ein im allgemeinen noch gut gebankter Kalktypus, dem die Durchwucherung mit kieseligen Zonen auf der Schichtoberfläche ein «wildes», knorriges Aussehen verleiht; meist handelt es sich um herauswitternde Partien von Kieselkalk, aber auch einzelne Zonen von schwarzem Hornstein,

bald in Bändern, bald in Knauern stellen sich ein; auch Übergänge in klastische Schichten sind nicht ungewöhnlich. *Diese Kieselknauerkalke* — die Bezeichnung Hornsteinkalke möchte ich wegen ihrer lithologischen Differenzierung gegenüber oberjurassischen Hornsteinkalken der LD vermeiden — *sind die eigentliche bergkammaufbauende Schichtstufe der ganzen Kette* und erreichen in den Nordabstürzen der Geißspitze eine große Schichtmächtigkeit, die wohl an die 200 oder mehr Meter reicht; sie sind in sich stark verbogen, was durch ihre Bankigkeit und Zwischenschaltung dünnerer Schieferlagen begünstigt wird.

Die Einreihung dieser Schichtstufe in den Lias steht in Übereinstimmung mit den schon gemeldeten Befunden östlich des Gauertales, wo sie in Verband treten mit höheren Liasschiefern (Alpilakopf) und woselbst wir auch geneigt waren (Spinatöbeli), sie als jüngste Stufe in die Muldung des Hfl zu stellen. Abgesehen von STAHEL'S Zuteilung dieser Kalkstufe zum Anisien — mit gewissen hornsteinreichen Muschelkalken (Reiflingerkalke) besteht wohl einige Ähnlichkeit — hatte auch LEUTENEGGER von einer «neuen Fazies» des Anisien gesprochen und dazu unsere Kieselknauerkalke der MiZ gezählt (15, p. 26). H. MYLUS hatte dahingegen darin schon Lias vermutet.

Nach seinem geologischen Bau kann das Gebirgsstück zwischen Gauer- und Rellstal, soweit es in die Verlängerung der Tschaggunserzone fällt, in einzelne Glieder aufgeteilt werden. Dieselben werden durch Störungskontakte voneinander geschieden. Eine säuberliche Trennung stößt freilich auf Schwierigkeiten, da die Verschuppung der ursprünglich gewiß unter sich zusammenhängenden Sedimentplatte so weit gediehen ist, daß es illusorisch wird, die einzelnen Splitter wieder aneinander zu «leimen».

Als südlichste und höchste Scholle hebt sich jene ab, von welcher soeben die starke Anteilnahme der Kieselknauerkalke namhaft gemacht wurde. Als Steilzone, in sich vielfach sigmoid verbogen, lehnt sie sich südwärts an den «Gneiskeil» an und formt den scharfen Bergkamm Geißspitze-Kreuzjoch P. 2190 m. Insbesondere auf der Gauertal-Geißspitze-

macht es den Eindruck, als ob ein rein isoklinaler, etwas verbogener Schichtstoß vorläge. Daß diesem Baustil aber doch eine muldenförmige Anlage zugrunde liegt, zeigen mehr westliche Profile. Die schon erwähnten Rhätschichten geben dazu den Schlüssel. So ist zu erkennen, daß nächst der Kreuzjochlücke (P. 2167; kleiner Querbruch), wo die Kieselknauerzone eine auffällige Schmalheit aufweist, die Rhätkalke und schiefer der Bergsüdseite auf der Nordseite wieder erscheinen, gleichfalls mit, zwar mäßigerem, S-Fall und *nun den Dolomiten, Rauhwacken und Sandsteinen der Raiblerstufe aufliegend* (Prof. 4). Hier ist also muldenförmiger Baustil der Liaszone des Geißspitzkammes vorhanden und dürfte demgemäß solcher auch dem ganzen Schichtkomplex ehemals zugekommen sein. Weiter gegen W zu läßt sich mit einem muldenförmigen Umbiegen nach unten auch die Art der oberflächlichen Verbreitung des gleichen Lias im Hochkessel südlich der Salonienalp-Oberstaffel in Zusammenhang bringen; auch das Umbiegen der Sedimente nach N, wie dies am Fuße des Kessikopfes (P. 2190 m) zu erkennen ist — und welchem die nach unten und N sich ausdünnende «Spitze» des «Gneiskeiles» folgt (Prof. 1) — kann eine Anweisung dafür sein.

Immerhin kann nicht von einer regelmäßig geschwungenen Muldensohle die Rede sein. In den Nordwänden zwischen Geißspitze und Kreuzjochlücke ragen aus den Schichtköpfen der Kieselknauerkalke in der Form einer 8 wieder die helleren Rhätkalke mit ihren Schiefern hervor; sie repräsentieren ein kleines Gewölbe, das aus dem steilgestellten Muldenschenkel treppenförmig hervorragt (in Prof. 5 projiziert); demgemäß bleibt auch bis in die Tiefe der Altschätzalp Nordfall in den Liasbänken bestehen, während in den Abstürzen gegen das Gauertal das steile Südfallen wieder vorherrscht.

In Text und Kartenbild ist in STAHEL'S Arbeit darauf hingewiesen (p. 76), daß hier am Nordfuß des Geißspitzkammes ausgedehnte Gesteinspakete als Bergsturz oder gesackte Massen liegen, also nicht mehr als anstehend betrachtet werden können. Wenn auch gewisse Sackungen und Schichtverstellungen in dem Steilhang vorhanden sind, wie z. B. die

Rißbildungen anzeigen, so ist doch diese Darstellung eine bedeutende Übertreibung; es sind vielmehr Steilschenkelagen, die, nach ihrer Position zu schließen, den darunter liegenden Raiblerschichten des Querkammes Kreuzjoch-Hoher Mann aufliegen.

Aus diesen Beobachtungen ist somit ersichtlich, daß wir dem Querprofil, das sich in dem eben genannten Querkamm darbietet, eine recht verschiedenartige Auslegung geben; kein normales Schichtprofil, beginnend bei einem nicht vorhandenen Anisien und bis zu den Liaskalken nächst des Heiterbergerjochs reichend (STAHEL), liegt vor, sondern *zwei voneinander tektonisch getrennte Teilstücke bestimmen den Bau des Querkammes Kreuzjoch-Hoher Mann; es ist eine südlichere, teils unvollständige Mulde von Liasknauerkalken, die einer gleichfalls fragmentären nördlicheren Mulde von Raiblerschichten, Hauptdolomit und Rhät-Liaskalken aufliegt*. Nennen wir für die Bezugnahme auf diese Bauteile der MiZ den südlicheren, das «*Geißspitz-Muldenstück*», den nördlicheren, das «*Hoher Mann-Muldenstück*».

Es ist auffällig, wie sehr die zwei fragmentären Muldenstücke in ihrem Baumaterial sich unterscheiden: im S nur Rhät-Lias, im N mächtige Raiblerschichten, über 200 m Hauptdolomit, über welchem in gleicher Steillage typisches Rhät folgt. Ob über diese Schichtfolge des Hoher Mann-Abschnittes noch Liasknauerkalke ergänzt werden dürfen, ist sehr fraglich; obwohl eine bedeutende Mächtigkeit von Lias-Rhätschichten nördlich an den Hohen Mann anschließt, setzen die typisch kieseligen Kalke nicht ein — und daraufhin verdeckt das Kristallin des Golmerjoches weitere Zusammenhänge (Prof. 4). Besteht der angenommene muldenförmige Baustil überhaupt zurecht? Zuzugeben ist, daß er nicht direkt zu erkennen ist; doch darf er aus der sukzessiven Aufeinanderfolge der einzelnen Stufen wohl abgeleitet werden, wenigstens was die Primäranlage des angenommenen Muldenstückes anbelangt.

Das Muldenstück des Hohen Mannes läßt sich, wie sein südlicher Begleiter, zwar nur in eher spärlichen Aufschlüssen

bis zum Gauertal verfolgen. Während aber die Zone der Geißspitze in die rechte Gauertalseite hinüberstreicht (Letztobel), sucht man vergeblich nach einer passenden Verbindung für die Hoher Mann-Schichten. Die einzige Stufe, die nach E zu diesen Komplex durch das Tälchen der Altschätzalp fortsetzt, sind Rauhacken und Dolomite der Raiblerschichten, also gerade Schichten, die wir im Gauertal weder im Hfl noch im Lfl mit Sicherheit erkennen konnten. Für spekulative Ergänzung bleibt hier also das Feld offen.

Gegen W dünnen die Schichten des Hoher Mann-Muldenstückes allmählich aus und können nicht über die Salonienalp hinweg verfolgt werden. Der Eindruck besteht, daß diese Serie eine tektonisch etwas höhere Position einnimmt als die durch LEUTENEGER im Gelände der Salonienalp mühsam «auseinandergelesenen», für sich sehr fragmentären Salonien-schuppen.

Wenn bis anhin die in der MiZ auseinanderzuhaltenden Teilstücke jeweilen in einem recht breiten Ausstrich erkannt werden konnten, so sieht es aus, als ob nunmehr in einem nächst nördlich anschließenden Geländestreifen nur mehr von einzelnen steilgestellten Schichtpaketen die Rede sein kann. Die tektonische Deutung einzelner Aufschlüsse bleibt also ganz hypothetisch, zumal auch sehr wenige und nur unzusammenhängende Gesteinsausbisse vorhanden sind.

In dem Raume, der uns noch von dem nördlich anschließenden kristallinen Saum trennt, sind auf der Gauertalseite, also im Gebiet der Altschätzalp, Aufschlüsse enthalten, die in den bestehenden geologischen Karten fehlen. In der Ausmündung des von genannter Alp herunterkommenden Tobels klebt auf dem Anstehenden eine recht mächtige Travertinbreccie, die man leicht für Raiblerschichten halten könnte; sie kommt denn auch in ihrem Habitus mit jener des Gampadelztales (p. 47) weitgehend überein. Neben ockrigen, kalksandigen Einschlüssen enthält sie große Brocken bis ganze Schichtstöße von violettrottem, sandigem Schiefer, den man wohl aus dem Buntsandstein ableiten darf. Als erstes Anstehendes entblößt der Tobelanriß blauschwarze, bankige, stark von Calcit durchschwärmte

Kalke, teils dickbankig, teils dünnbankig und begleitet von mehr mergelig-schiefrigen Schichten. Es handelt sich bestimmt um *Arlbergkalke*, die generell N fallen und nach oben zu vom Kristallin überdeckt werden.

In dem Bergsporn von P. 1840 (Ostende Geißspitzkamm), dessen Dolomit wir dem Schichtkomplex des Hohen Mann zufügen möchten, schneidet den Kamm eine schmale Quetschzone, die hauptsächlich steilgestellten *Buntsandstein* enthält; der nächst nördlich anschließende Dolomitzacken, der das Ostende des absinkenden Geißspitzrückens darstellt, gehört dann schon in die steilstehenden Schichtpakete der Altschätzalp. Längs des schuttreichen Alphintergrundes kündigen sich noch an einigen Stellen roter Buntsandstein und graue Raibler-Rauhwaacke an. Die Scheidung durch unterste Trias vom Hohen Mann-Komplex weist darauf hin, daß es sich um eine recht tiefgehende tektonische Trennung innerhalb der einzelnen Schichtpakete handelt.

Im Querkamm, der den Hohen Mann mit dem Kristallin des Golmerjoches verbindet, ist diese Zone unter die tektonische Bedeckung des Kristallins geraten, kommt dann aber in dem prächtigen *Aufriß des Kirchobels* auf der Seite des Rellstales wieder zum Vorschein (Prof. 2). Von dort und dem südöstlich anschließenden Gebiet der *Saloniensalp* hat W. O. LEUTENEGGER die Lagerungsverhältnisse nach Möglichkeit geschildert (15, p. 85), freilich ohne daß ein vollständig klares Bild dieser engverschuppten, in sich zerrissenen Formationsfragmente erreicht worden wäre; abgesehen von der tektonischen «Zügellosigkeit» ist es aber auch die so reichlich vorhandene Moränendecke, die hier wenig klar sehen läßt.

Der Verfasser hat davon abgesehen, im Gebiet der *Salonienschuppen*, deren Verbreitung in die Strecke zwischen Heiterbergerjoch und Verajoch im SE fällt, den Spuren LEUTENEGGERS eingehender zu folgen und seien nur einige Bemerkungen zum Zwecke des Anschlusses an den östlichen Hauptabschnitt der verfolgten Sedimentzone hier vorgebracht.

In Erwägung der festgestellten Raiblerausbisse südlich des Kristallinrandes in der Altschätzalp, ihrer Lagerung und allgemeinen Streichrichtung, ist es kaum zweifelhaft, daß dieselben mit der gleichen Formation zusammenhängen, die in hohen Felswänden in dem geologisch prachtvollen Aufriß des Kirchtobels unter dem Kristallin zum Vorschein kommt. *Der Zusammenhang eines nördlichen Streifens der MiMu mit den Salonienschuppen ist hier also allerdeutlichst.*

Wie in dem Muldenstück der Geißspitze, so entbehrt auch hier das Sediment der kristallinen Unterlage, wenigstens als zusammenhängende Schichtplatte. Dagegen sind einzelne Schollen von Kristallin (auch mit vermutlichen Karbonphylliten) nach den Aufnahmen LEUTENEGGERS dem Ostrand der Schuppenzone folgend und repräsentieren in der heutigen Disposition sehr wahrscheinlich Verkeilungen des losgerissenen Endstückes des Golmerjoch-Kristallins mit den unter ihm liegenden Sedimenten. Gegen das Schwei-zertor zu liegen die verstreuten Schollen unserer Sedimentzone wieder unmittelbar auf Formationen, welche in der Aroser Schuppenzone zusammengefaßt sind, also eine gleiche Lagerungsbeziehung aufweisen, wie sie sich schon im Gauer-tal (Letzitobel, p. 56) anbahnte.

W. O. LEUTENEGGER hat versucht, die Schichtpakete der Saloniernalp in eine Vierzahl von Einzelschuppen zusammenzufassen. Die gelegentliche Einfügung von Buntsandstein als Trennungsglied zeigt, wie in der Altschätzalp, den starken Grad der Zerschlitzung in Einzelstücke. Ob überall die stratigraphische Zuteilung das Richtige getroffen hat, entzieht sich meiner Beurteilung. Allein für das Profil des Kirchtobels sei bemerkt, daß sich dort von oben nach unten zwischen Raiblerschichten (Rauhacken, Dolomite und schwarze Schiefer) und tieferen dickbankigen blauschwarzen Kalken eine ununterbrochene Schichtfolge vorfindet, in den letzteren tieferen Schichten also sicherlich Arlbergkalk (und nicht anis-sischer Muschelkalk) vorliegt. Die hier vorhandene nord-westliche Streichrichtung dürfte mit einer lokalen Abbiegung zusammenhängen, eventuell als Begrenzung irgendeiner weiter geschwungenen Bauform gelten; im übrigen hält sich das

Hauptstreichen innerhalb der Salonienschuppen nunmehr an eine gegen SW zu abgebogene Richtung.

Wir sind im westlichen Endstück der MiZ angelangt. Ihr Baustil hat sich innerhalb der verfolgten Strecke weitgehend verändert: dort, im Ostende, eine zwischen zwei kristalline Flügel eingekeilte, muldenförmig angelegte, der älteren Unterlage deutlich aufliegende Sedimentserie; hier im Westen ein in einzelne Schichtpakete aufgelöster Komplex, dem seine kristalline Unterlage nur noch im Nordsaum und zwar in Überlagerung, erhalten geblieben ist, während dieselbe im Südrand weggeschürft erscheint und der «verschuppte Muldeninhalt» nunmehr auf einer gegenüber dem Oberostalpin tektonisch nächst tieferen Einheit aufruht. Es ist am Platze, nun noch eine Erklärung für diese so komplizierten Lagerungsverhältnisse zu geben, was zuerst in dem Sinne versucht sei, wie er uns, trotz einigem Zögern, als der meist gegebene erscheint; ein folgendes Kapitel über die Gliederung des kristallinen Randes hebt andere Gesichtspunkte hervor, die es mit sich brächten, unsere Sedimentzone nach der tektonogenetischen Entwicklung in einen anderen Rahmen zu stellen.

C. Zur Koordination der einzelnen Bauteile und genetischen Erklärung der Lagerungsverhältnisse.

Für die Beurteilung der Zusammengehörigkeit der einzelnen Abschnitte der verfolgten Sedimentzone sowie der Art der Entstehung der so komplizierten Lagerungsverhältnisse sind die folgenden Gesichtspunkte von Belang:

1. die gegenseitigen stratigraphischen Beziehungen,
2. die vorwaltende Streichrichtung und
3. die relative Lage zum Silvrettakristallin.

Die Erörterung der ersten Punkte kann sehr kursorisch geschehen, da die gegebene Einzelbeschreibung darüber schon hinreichend Auskunft gibt.

In stratigraphischer Hinsicht liegt zwischen dem Gampadelztal und dem Verajoch *eine Trias-Liasserie vor, die*

deckenfaziell, trotz ihrer komplexweisen Unterschiede, *sicherlich zusammengehört*. Es ist eine *Schichtreihe von unverkennbar oberostalpinen Zusammensetzung*, innerhalb welcher freilich allerhand Eigentümlichkeiten zutage treten, die aber nicht so sind, um deren Nichtzusammengehörigkeit darzutun und gemeinsame Zuweisung zur Lechtaldecke nicht zu befürworten. Solche Eigenheiten sind sowohl tektonisch als auch stratigraphisch bedingt.

Auffällig ist die Verteilung der norischen Dolomitstufe, die, wie die Mittagspitze und der Hohe Mann anzeigen, ursprünglich in großer Mächtigkeit vorhanden war; das gleiche muß man auch für die karnische Stufe voraussetzen, die besonders in den Salonienschuppen stark entwickelt ist. Das Fehlen dieser Stufe in anderen Bauteilen geht gewiß auf Rechnung tektonischer Ausschaltung, ein Zustand, der eben nicht ausschließt, daß das im Ausstrich Fehlende nach der Tiefe zu ergänzt werden darf.

Des weiteren ist die Verteilung der unteren Triasstufen bemerkenswert. Anisische und ladinische Glieder sind im Hfl der Mittagspitze nicht vorhanden; und erweitert wird dieses Manko durch das Fehlen der ganzen höheren Trias im Geißspitz-Muldenstück, wo die Schichtserie erst mit dem Rhät beginnt. Wenn auch in letzterem Abschnitt die tektonische Elimination auf der Hand liegt, so kann dies für das Fehlende in gleichem Ausmaße für das Gebiet der Mittagspitze nicht als sichergestellt gelten (Basalbreccie des Tiefen Grabens, eventuell Alpilabreccie!); hier ist stratigraphisches Fehlen näherliegend. Mit einer Mächtigkeit, die einem Normalprofil gleichkommt, erscheint dann die untere Trias (Anisien-Ladinien) im äußersten Gauertal-Profil (Käpeltobel), um weiterhin aber bis zu den Salonienschuppen, wo LEUTENEGGER anisischen Kalken wieder eine bedeutende Verbreitung gibt, nicht mehr anwesend zu sein. Da gerade diese Sedimente eine Normalausbildung zeigen, so ist das Fehlen in der zwischenliegenden Strecke ganz gewiß durch die so gestörten Lagerungsverhältnisse bedingt.

Fig. 4.

**Tektonische Kartenskizze des Sedimentzuges der Tschaggunser Mittagspitze
und ihrer Umgebung**

(unter Mitbenützung der geolog. Karten
von A. H. STAHEL und W. O. LEUTENEGGER).

Erklärung zu Figur 4:

- 1 = Alluvionen der Taltiefe des Montafon
- 2—4 = Kernpartie der oberostalpinen Deckmasse
- 2 = Kristalline Schiefer im allg. (Silvrettakristallin)
- 3 = Tiefster Amphibolitzug im Silvrettakristallin
- 4 = Permo-Werfenien (Verrucano und Buntsandstein)
- 5—9 = Sedimentzug der Mittagspitze
- 5 = Hangendflügel
- 6 = Liegendflügel
- 7 = Geißspitz-Muldenstück
- 8 = Hoher Mann-Muldenstück
- 9 = Salonienschuppen
- 10 = Sedimentkeile von Tschagguns
- 11 = Sedimente der Lechtaldecke (exklus. Buntsandstein)
- 12 = Tilisunaschuppe
- 13 = Aroser-Schuppenzone
- 14 = Sedimentzwickel von Garmil
- 15 = Sulzfluhdecke
- 16 = Falknisdecke
- 17 = Prätigauschiefer (Penninikum)
- 18 = Überschiebungsrang des GL auf die «Muldensedimente»
- 19 = Überschiebungsrang der Lü-Fr-Scholle auf die Zi-Sc-Scholle
- 20 = Störungszone der Frescalot-Trias

Abkürzungen:

- AA = Alpila-Alp
- AK = Alpilakopf
- AltA = Altschätzalp
- Gi = Gizzistein
- HM = Hoher Mann
- KiT = Kirchtobel
- Kz = Kreuzjoch
- LindH = Lindauerhütte
- LüA = Lüneralp
- LüKr = Lünerkrinne
- Sa = Sacktobel
- SaLA = Salonienalp (Oberstaffel)
- TilH = Tilisunahütte
- TilF = Tilisunafürkli
- WAL = Walseralpjochlücke

Eine für unseren Sedimentzug mehr oder weniger typische Ausbildung und Verbreitung weist der Lias auf. Von der ziemlich gleichbleibenden Ausbildungsweise des Rhät, das aber recht ungleiche Mächtigkeiten aufweist, war schon die Rede. Im Alpilakamm-Profil wie im Geißspitzkamm folgt ihm im Übergang der kieselreiche Kalk, der, je nach der Stärke der Durchwucherung mit Kieselsubstanz, ein wechselndes Aussehen bekommt; rötliche Kalktypen, wie sie als Äquivalent der Adnetherschichten angesehen werden können, sind im Sedimentzuge äußerst selten (Hoher Mann-Kamm, Salonienalp). Die obere Liasabteilung, die über den Kieselknauerkalke im Alpilakopf einsetzt, ist das eigentliche Äquivalent der Allgäuschichten, gelbliche Kalkschiefer, welche aber faziell durch die so mächtigen Kieselknauerkalke der Geißspitzmulde ersetzt sein können. Diese letzteren sind es eigentlich, die dem Lias unserer Sedimentzone das eigentliche Gepräge geben und damit einen gegenüber der nahen LD leichthin veränderten Sedimentbestand anzeigen; immerhin zeigen auch die Allgäuschichten der Zimbaspitze kiesel durchwucherte Kalke, wie sie in unserem Gebiete zu Hause sind. Einen Faziessprung eigener Art bedeutet die Alpila-breccie, wenn wir dieselbe zufolge der vermutlichen Rhät-komponenten als Liasbildung auffassen; sie wäre ein örtliches Aufbereitungsprodukt, das tiefere Triasstufen in sich aufnahm und sogar auch aus dem kristallinen Untergrund Abbauprodukte beziehen konnte. Einfacher, aber in den engeren Entstehungsbedingungen nicht näher nachprüfbar, wäre freilich die Auffassung, daß es sich um Gosaubildungen handelt, wie dies mit Bestimmtheit O. AMPFERER für diese und andere Breccien des Rätikon annimmt.

An Hand des stratigraphischen Materials ist also kaum ein triftiger Einwand gegen die Zusammengehörigkeit der unterschiedenen einzelnen Bauteile zu formen. Noch weniger gilt dies bezüglich der möglichen Aneinanderknüpfung der einzelnen Bauteile nach ihrer Struktur und der denselben zugrunde liegenden Hauptstreichrichtung. Wir haben schon hervorgehoben, daß dieselbe stetsfort E-W bleibt. Einzig in der Querrichtung des Gauertales zeichnet sich ein schwaches

flexurförmiges Abbiegen der Zone als Ganzes gegen WSW. Man denkt unwillkürlich an die große Querstörung zurück, die seinerzeit SEIDLITZ längs diesem Tallauf annahm. Für eine solche sind aber keine Beweise vorzubringen und dürfte die so leichte Verbiegung vielmehr mit der veränderten Disposition im kristallinen Rahmen zusammenhängen, auf die wir unten zu sprechen kommen werden.

Halten wir uns an die Hauptstreichrichtung und die relative Lage einzelner Bauabschnitte, so fällt es zur Hauptsache nicht allzu schwer, die korrelierten Teile in der Längsrichtung aneinanderzufügen (siehe tektonische Skizze Fig. 4). Der Hfl des östlichen Sektors tritt uns im Geißspitz-Muldenstück westlich des Gauertales wieder entgegen, so daß wir dazu kommen, die Liasmulde des Alpilakopfes mit der «offenen Mulde» gleichzusetzen, die im Geißspitz-Kamm tektonisch den nächstnördlichen Abschnitt überlagert. Eine solche treppenweise Überlagerung kennzeichnet auch die gegenseitige Beziehung zwischen Hfl und Lfl im Mittagspitz-Profil, woraus sich also trotz der Verschiedenheit des Baumaterials die Schlußfolgerung auf ihre Äquivalenz ergeben dürfte.

Weniger einfach ist es, für das nächstnördliche, eine Treppe tiefer liegende Element einen Faden auf die ganze Längserstreckung zu finden. Da das Hoher Mann-Muldenstück in seiner relativen Lage mit dem Lfl der Gauertal-Ostseite übereinstimmt, kann man in diesem nur höhere Triasstufen umfassenden Komplex am ehesten die Fortsetzung desselben voraussetzen. In diesem Falle trifft dann von E nach W das gleiche Spiel der Schichtreduktion hinsichtlich tieferer Stufen ein, wie dies eben für das Verhältnis des Hfl zum Geißspitz-Muldenstück angeführt wurde; die jüngere Trias, die im Kamm des Hohen Mann in großer Mächtigkeit gebirgsbildend ist, wäre dann im Lfl des Ostens eventuell in muldenförmiger Disposition nach der Tiefe zu ergänzen.

Der Komplex der Salonienschuppen bleibt allein auf den westlichen Sektor beschränkt; ihr Ostende geht uns an der Ausmündung des Altschätztofels verloren. Falls man dieses Schichtpaket nicht auch unmittelbar mit dem Lfl verbinden will, bleibt die Möglichkeit übrig, in ihm ein im äußersten

Osten der MiZ nicht mehr in die «Muldenzwangslage» einbezogenes Glied zu sehen, es also über und außerhalb des Lfl zu ergänzen, ein Zusammenhang, der mir nicht ausgeschlossen erscheint.

Wenden wir uns nun einer Deutung der Entstehung der Lagerungsverhältnisse zu, so ist dafür der Befund im Ostende der Gesamtzone von kapitaler Bedeutung. Von ihm muß ausgegangen werden, da er die relativ einfachsten gegenseitigen Beziehungen vor Augen führt.

Zu diesen gehört vor allem die Lage der Sedimente zwischen zwei kristallinen Randzonen, denen sie *beidseitig aufliegen*. Man kann also nicht nur von Liegend- und Hangendflügeln der Sedimente sprechen, sondern auch von solchen der kristallinen Unterlage. Es ist nun durch Feldbeobachtung unmöglich, zwischen diesen kristallinen Hfl und Lfl einen regionalen tektonischen und nachweisbaren Schnitt zu legen; in der Tiefe des Gampadelztales respektive im Montafon werden sie zu einer Einheit, zum geschlossenen Silvrettakristallin. *Diese Disposition gab denn auch von jeher das Kriterium, um von einer «Mittagspitz-Mulde» zu sprechen.* Unsere Geländebeobachtungen haben dazu geführt, dieser Mulde eine ganz bedeutend kompliziertere Form zu geben, dermaßen, daß schlechthin nicht von der geometrischen Form einer zwischen Kristallin eingefalteten Synklinale gesprochen werden kann. In ihrer Grundanlage handelt es sich aber trotz neuester Ablehnung (RICHTER, AMPFERER) um eine trogförmige Einpressung einer ursprünglichen Sedimentplatte zwischen kristallinen Flügeln, wobei eben fast allüberall der Normalkontakt verloren ging, respektive ein vielleicht zuvor schon durch Abgleitungen der Sedimentplatte geschaffener Scherkontakt weiterhin noch verstärkt wurde. Trotz solcher sekundärer Dislokationen ist aber zu erkennen, daß die Trias der Mittagspitz *unmittelbar ihrer Unterlage aufsitzt*; unbeachtet der stattgehabten basalen Verschiebungen kann, wie ausgeführt, auf der Gampadelzseite auf beinahe 1½ km (Mittagspitzlücke-Tiefer Graben) das Aufliegen auf die kristalline Basis erkannt werden, und in gleicher Weise sprechen die Lagerungsverhältnisse der

Alpilaalp. Anders sind die Beziehungen im Liegendschenkel, woselbst nirgends, auch nur streckenweise, ein einwandfreier, normaler stratigraphischer Schichtverband nachgewiesen werden konnte, ein Fall, der aber auch hier noch nicht berechtigt, in der Schichtserie des Lfl nicht die auf der alten Unterlage abgesetzten Sedimente zu sehen.

Mit Bezug auf diese relative Lage der Sedimente zum Kristallin nehmen sich die beiden Basalkomplexe kristalliner Schiefer aus wie die Kernschichten zweier aus dem Hauptkörper der Silvrettamasse herausgeschnittener Segmente; sie hängen östlich des Gampadelztales noch zusammen, reißen dann unvermittelt auf und übernehmen weiterhin die Rolle zweier Digitationen oder Frontallappen. *Der hangende Teil umfaßt das Kristallin des Walseralpjoches (Walserköpfe) und steht nach unserer Auffassung im mittleren Gampadelztal mit der Hauptmasse des Silvrettakristallins in Verbindung; der liegende Teil formt die eigentliche Kernmasse zur LD, die ihm längs des unteren Rellstaes in engem Verbands aufsitzt.* Für den oberen Komplex möchte ich die Bezeichnung als *Walser-Lappen (WL)*, für den tieferen jene als *Golmer-Lappen (GL)* gebrauchen. Der WL ist ein relativ kleines Digitationsgebilde, der GL ist viel bedeutender in Volumen und ist, wie dies die Untersuchungen von GUBLER und LEUTENEGGER gezeigt haben, im Gebiete des Golmerjoches durch Verrucano-Einspitzungen aufgeteilt und im Gelände von Tschagguns durch enge Triasmuldenkeile (Kristakopf, Auenlatschmulde usw.) gekerbt.

Diese Beziehungen im Ostende ermöglichen es nun, die Lagerungsverhältnisse weiter im W zu erklären. Der WL reißt sich alsbald von seiner sedimentären Bedeckung los und überfährt in Überschiebung die Sedimente des Hfl (Disposition rechtsseitig des Gauertales). Der WL respektive sein südlicher Saum bleibt bis auf die Höhe des Gauertales in gleicher relativer Lage zu den Muldensedimenten: er fällt südwärts unter den Lfl ein. Mit dem starken Sichaufweiten der Mulde nach W verändert er aber sehr rasch seine Position; *er vollzieht eine Kippbewegung um mindestens 90° und kommt so gegenüber seinen Hangendsedimenten in die*

Stellung einer auf denselben liegenden Deckmasse. Diese Lagerungsweise nimmt nunmehr das Kristallin resp. der GL auf der Westseite des Gauertales ein, indem wir feststellen können, daß in der Altschätzalp und am Heiterberger-Jöchl die kristallinen Gesteine wie eine Überschiebungsdecke auf den Arlbergkalken und Rauhwacken der Raiblerschichten aufliegen. Mit dieser Kippbewegung der primär als Nordflügel angelegten alten Unterlage vollzog sich aber auch ein Reißen der kristallinen Muldensohle; Muldenfüllung und Muldenrahmen vollführten von nun an ihre Eigenbewegung; die Sedimente kamen ohne Zwischenschaltung ihrer kristallinen Basis unmittelbar auf nächst tiefere tektonische Einheiten zu liegen, in vorliegendem Falle auf die durch das Oberostalpin verschleppten unterostalpinen Sedimente, die als Aroser Schuppenzone zusammengefaßt werden. Diese Lagerung finden wir allüberall westlich des Gauertales, wo der Muldeninhalt nichts anderes mehr ist als eine übereinandergestapelte Kollektion in sich wieder gefalteter und verschuppter Teilschollen; die extreme Ausgabe solcher Tektonik ist gegeben durch die Salonienschuppen im W unserer Zone.

Zur Erklärung des in hypothetischer Form entworfenen Vorganges diene die rein geometrisch gehaltene Skizze der Fig. 5. Zum Verständnis dieser komplizierten Bewegungen hat man sich aber nicht nur an die Lagerungsweise, wie sie sich im Schema oder in der Natur bietet, zu halten, sondern der Faktor Raum und Zeit bildet in der Art der Entstehung gewiß auch eine gewichtige Rolle. Die geschilderte Zerreißen der ursprünglichen Mulde und die Überschiebung resp. Umkipfung der kristallinen Flanken vollzog sich wohl kaum zeitlich begrenzt an Ort und Stelle. Diese Vorgänge sind viel eher als Funktion des Deckentransportes zu erachten. Während der Schubbewegung, während der Wanderung der oberostalpinen Deckmasse weitete sich die Deckenmulde, dünnte ihre kristalline Unterlage allmählich aus und zerriß, worauf dann der Hangendflügel, der WL, vorschob und der Muldeninhalt durch Unterschiebung in Liegendposition zum nördlichen Kristallinkomplex, dem Südrand des GL, gedrückt

resp. geschoben wurde, der dann als südwärts ausgreifende Lamelle die Sedimente überdeckt, mit denselben aber auch durch Zerreißen verschuppt wird. Wir erreichen damit das Bild, wie es im oberen Rellstal sich bietet. In Übereinstimmung zu dieser Genese sehen wir, daß das Kristallin des GL an seiner Unterseite von einem Bande von Verrucano besäumt wird — im Kirchtobel —, welcher den Raiblerschuppen aufliegt; diese verkehrte Schichtlage entspricht ganz der oben erwähnten Umkipfung.

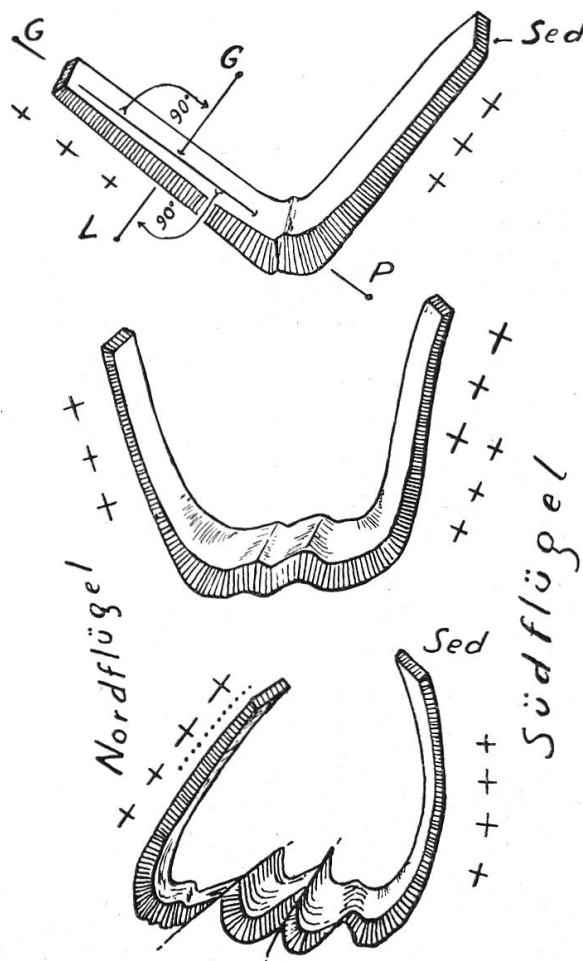


Fig. 5.

Schema zur Erklärung der Kippbewegung im Nordflügel der «Mittagspitzenmulde».

Sed = Sedimentplatte der Mulde; **Kreuze** = Position der kristallinen Unterlage; **Punkte** = Lage des verkehrt liegenden Verrucano (Kirchtobel); **G-P** = Lage des Nordflügels in einem relativ ungestörten östlichen Abschnitt; **G-L** = Lage des Nordflügels in einem stark gestörten westlichen Abschnitt.

In Zusammenhang mit der angeführten Deutung der Entstehung der heutigen Lagerungsverhältnisse sei an eine andere oberostalpine Deckenmulde erinnert, deren Bau in die gegebene Evolution des Vorganges recht gut paßt. Im Albulatal, bei Surava, senkt sich die oberostalpine Deckmasse zu einer weiten Mulde, der Suraver Deckenmulde, in deren Sohle die kristalline Unterlage ausdünn und gegen SW zu aussetzt, so daß die Triassedimente der hier ausstreichenden komplexen Mulde des Davoser Landwassers auf die Formationen der Aeladecke zu liegen kommen. Durch die eingehenden Untersuchungen von W. LEUPOLD (9) ist der komplizierte Bau der Landwassermulde bis in alle Details bekannt geworden. Der Muldeninhalt ist in ein Haufwerk von Einzelschollen zerschnitten, die ihrerseits mit Scherkontakt der Silvrettaunterlage aufliegen. Stellen wir uns nun vor, daß ein solches tektonisches Gebilde noch weiter in Nordschub aufgenommen wurde, so ist leicht einzusehen, daß die kristallinen Flügel sich ganz von der Muldenfüllung trennten und es zu Überschiebungen der Ränder resp. zu einer Unterschiebung der beweglicheren Masse unter den relativ weniger mobilen Teil kommen konnte. Daß bei solchen Vorgängen die Verteilung der Massen, Position und Mächtigkeit der Decksedimente sowie die Art des Reliefs der Überschiebungsbasis von Einfluß sein mußten, ist einleuchtend. Führt man dann noch die Wirkung späterer Nachphasen der Bewegung hinzu, so ist die vorhandene «Scherbentektonik» so ziemlich vollkommen geschaffen.

Die vorgebrachte Genese für die Lagerungsverhältnisse entspricht nicht der Erklärung, wie sie für die tektonische Gestaltung des Rätikon schon von anderen Autoren vorgebracht wurde. So spricht W. O. LEUTENEGGER von einer gewissen Anschoppung der Sedimente der Mittagspitzenmulde im Gebiet der Salonienalp und führt diese Anhäufung von mehr oder weniger zusammenhanglosen Schubsplittern auf die Wirkung eines nachträglichen von E nach W sich vollziehenden Schubes der Silvrettadecke zurück (15, p. 86); er denkt sich die Mittagspitzenmulde auseinandergerissen und so ein Teil derselben westwärts verfrachtet. Diese Erklä-

rungsweise nähert sich stark der Interpretation der Tektonik des Rätikon, wie sie in O. AMPFERERS Ausführungen als Grundidee stets wiederkehrt. Genannter Forscher mißt der Schubbewegung, die mit E-W-Richtung in einer späteren, aber relativ jungen Phase wirksam war, fundamentale Bedeutung in der heutigen Gruppierung der Gebirgseinheiten zu. Diese Schubbewegung war nach ihm eine Reliefüberschiebung, d. h. sie vollzog sich über eine tiefgekerbte Erosionsoberfläche. Als Erosionsrelikte, die untief in ihrer Unterlage stecken, zeichnet AMPFERER Teile der Salonienschuppen, die dann von der späteren Bewegungsphase resp. ihrem von E kommenden Schub wieder überdeckt wurden (4, p. 154; 5, p. 18).

Späteren kurzen Bemerkungen über das Ostschubproblem hier vorgreifend, sei demgegenüber hervorgehoben, daß in der ganzen Längserstreckung unseres Sedimentzuges die ost-westliche Streichrichtung, auch in den ganz auseinandergerissenen Bestandteilen, so sehr Hauptmotiv der Bauanlage ausmacht, daß es schwer fällt, darin eine «Kämmung» erkennen zu können, wie sie ein nachträglicher Ostschub über ein in N-S-Bewegung angelegtes Gebirge hätte bewirken müssen.

D. Betrachtungen über die Gliederung

der oberostalpinen Deckmasse und ihrer Unterlage.

Die Aufteilung der kristallinen Unterlage durch den Sedimentzug der Tschaggunser Mittagspitze in eine nördliche und eine südliche Zone führt uns zur Abrundung des Gesamtbildes seiner tektonischen Bedeutung dazu über, der Gliederung des oberostalpinen Deckenkernes im Vorarlberger Rätikon noch etwas näher nachzugehen. Wir müssen dabei auf teils schon bekannte Dinge kurz eintreten, sind aber so imstande, einzelne neuere Auffassungen über oberostalpine Tektonik zur Sprache zu bringen.

*1. Die Aufteilung des Deckenkernes
zwischen Lünensee und Gampadelztal.*

Im Bergkomplex zwischen Gampadelztal und Gauertal hebt sich die Abspaltung eines höheren Walser-Lappens (WL) gegenüber einem tieferen, in sich wieder gegliederten Golmer-Lappen (GL) ab. Die Mittagspitzenmulde ist die trennende Scheidezone, und mit ihrem Ausgehen nach E muß die Verschmelzung von WL und GL zu einer einheitlichen, höchstens durch eine untergeordnete Diskontinuität geteilten Kernmasse angenommen werden.

Der GL repräsentiert das externe Glied des Deckenkernes der oberostalpinen Überschiebungsmasse. Dieser Unterlage sitzt die mächtige randliche Deckplatte auf, die als Lechtaldecke bekannt ist und längs des unteren Rellstales mit ihrer alten Unterlage, die von zahlreichen Geologen schon studierte Kontaktzone bildet. Diese ist neuestens einheitlich durch W. O. LEUTENEGGER dargestellt worden (15, p. 82 und p. 95) und von O. AMPFERER öfters in seine so inhaltsreichen Betrachtungen einbezogen worden (3, p. 43; 4, p. 155; 5, p. 13). Die Strecke des unteren Rellstales ist für die Regionaltektonik von ganz besonderem Belang, weil sie die *innige Verknüpfung des oberostalpinen Deckenkernes mit der überlagernden Sedimentsukzession zeigt* und so, wie dies AMPFERER für das Arlbergprofil (Valluga-Arlberghöhe) hervorhebt, die primäre sedimentäre Verknüpfung der LD-Trias mit ihrer präpermischen kristallinen Unterlage anzeigt (3, p. 52). Auf weite Strecken aber ist diese primäre Zusammengehörigkeit doch wieder aufgehoben und kam schon 1930 AMPFERER besonders für mehr östliche Gebiete zur Schlußfolgerung, daß eine Gleitfuge Kalkalpen und kristalline Kernmassen scheidet, längs welcher dann nachfolgende tektonische Bewegungen sich verschiedenartig auswirkten (2, p. 44). Aber auch da, wo der Verband ein ganz inniger zu sein scheint, ist es wahrscheinlich, daß gewisse Ablösungen sich vollzogen, was ja, schon rein deckenmechanisch betrachtet, sich aufdrängt; nimmt man die relative Starrheit und im äußersten Ostende der kristallinen Kernmasse deren recht reduziertes Volumen

in Anmerkung, so kann es kaum anders sein, als daß die gewaltig mächtige Sedimentplatte sich bei einer Schubbewegung von ihrer Unterlage loslöste und sich in die ihr eigenen Schollen aufteilte. Dies ist denn auch der Zustand im westlichen Nordrätikon. Und auch in der Zone des zusammenhängenden Profils, wie es sich im unteren Rellstal darbietet, zeigt der Kontaktsaum allerhand Störungen; LEUTENEGER spricht von Einguetschungen kristalliner Gesteine in die Sedimente und von Verkeilungen von Gneis und Bundsandstein, knüpft daran aber die Bemerkung, daß daraus sich das Vorhandensein eines nachträglichen Ostschubes der Silvrettamasse ergebe (15, p. 96), eine Schlußfolgerung, deren Berechtigung ich nicht einzusehen vermag. Des weiteren spricht auch die zwar nicht sehr ausgesprochene Divergenz zwischen den sedimentären Muldenkeilen im Kristallin (Kristakopf usw., s. Fig. 4) und dem Basalsaum der LD für eine gewisse stattgehabte Bewegung zwischen Kernmasse und überlagernder Sedimentplatte.

Östlich und westlich dieser Strecke des Rellstales, wo Kernteil und Sedimentkomplex eine relativ ungeschundene «Zusammenlötung» erkennen lassen, sind aber sprunghaft sich einsetzende Abtrennungen vorhanden. Dies gilt für das Querprofil des Montafon wie auch für das obere Rellstal. Die Störungen, welche LEUTENEGER im Ausgange des Mustrigiltobels bei Vandans erkannt hat, dürften nur einen Vorläufer für die tektonische Trennung darstellen, wie sie sich in der jenseitigen Berggruppe zwischen Montafon und Klostertal anbahnt; daselbst zeigt sich eine Aufspaltung in eine Hangendscholle (Itonskopf), die dem kristallinen Sockel des Silbertales noch aufliegt, und eine steilgestellte Liegendscholle (Davennagruppe), die ihre westliche Fortsetzung im Mulden-schenkel der Zimbakette, also in den Hangendlagen der Kontaktzone des unteren Rellstales, hat.

Aber auch die tektonische Gestaltung des oberen Rellstales resp. des Gebirgsstückes, welches dasselbe vom Lünerssee scheidet, dürfte mit gleichartigen, *aus der Kernmasse sich ablösenden randlichen Aufspaltungen zu erklären sein.* Hier greift der kristalline Kern und mit ihm die ihm auf-

lagernden und teils tief synklinal eingefalteten Buntsandsteine (inklusive Verrucano) weit nach W in das Gebiet der Lüneralpen vor; es ist der westlichste Ausläufer der alten Unterlage der LD. W. O. LEUTENEGER hat die Einzelheiten und insbesondere das interessante Profil des Sacktobels geschildert (p. 82). O. AMPFERER hat demselben seine eingehende Aufmerksamkeit zu wiederholten Malen zugewandt und glaubt, hier die schönsten Belege vorgefunden zu haben, welche den *Vorstöß des Kristallinkomplexes gegen W auf ein tieferodiertes älteres (oberostalpinisches) Deckengebirge dar-tun sollen* (4, p. 43 und 5, p. 155).

Es wäre eine Abhandlung für sich, sollten hier die geologischen Fragen des oberen Rellstales und damit die Bedeutung der Reliefüberschiebungen und die Ostwanderung der Silvretta über ein altes Erosionsgebirge besprochen werden. Obwohl der Verfasser selbst in anderen Gebirgen — in den betischen Cordilleren — die belangreiche Rolle von Reliefüberschiebungen⁴ für die Klärung des Baues und der tektonischen Vorgänge dargetan hat, vermag er hier den Gedankengängen von AMPFERER, und dies besonders die kapitale Bedeutung des Ostschubes betreffend, nicht zu folgen. Solange die Verhältnisse nicht ebensogut und deckenmecha-

⁴ Siehe darüber: M. BLUMENTHAL: Reliefüberschiebungen in den westlichen betischen Cordilleren. Géologie de la Méditerranée occident. Vol. IV, No. 8, Barcelona 1935; ferner: Id.: Zur Mechanik der Reliefüberschiebungen. Eclog. geol. Helv. Bd. 28, No. 2, Basel, 1935.

Die tektonische Disposition und die mechanischen Voraussetzungen der betischen Reliefüberschiebung sind belangreich verschiedenartig von jenen, die für den Rätikon plädiert werden. Damit will nicht gesagt sein, daß im ostalpinen Deckenbau Reliefüberschiebungen nicht von großer Bedeutung sind. Der Verfasser verlegt sie aber nicht innerhalb die Deckenmasse, sondern sieht sie, durch mancherlei Indikationen angezeigt, an deren Basis. So kann die akzidentierte Beschaffenheit der penninischen und ultrahelvetischen Unterlage die Ursache zur Schaffung typischer Bauformen innerhalb der darüber hinweggehenden ostalpinen Decken gewesen sein; in schematischer Weise ist eine solche Beeinflussung in Prof. 1 angedeutet worden (Zusammenhang der Störung der Lü-Fr-Scholle mit der Unterlage). Sehr schön zeigt sich eine solche Abhängigkeit im Großen Walsertal, woselbst sich der oberostalpine Deckenrand staffelförmig in einzelne Schollen auflöst (Allgäudecke), deren Lage und Umgrenzung mit dem Relief der Unterlage in Beziehung gebracht werden kann.

nisch plausibler durch den einheitlichen, alpenauswärts gerichteten Schub erklärt werden können, dessen Richtung in räumlicher und zeitlicher Hinsicht variieren konnte, wie solches aus den Arbeiten der Berner Schule in Mittelbünden hervorgeht, kommt dem Silvretta-Westende im Rellstal nicht die vermeintliche Beweiskraft zu.

In dem kristallinen Komplex des hinteren Rellstales, dem wir den bewegungsmechanisch ihm angegliederten Buntsandstein zufügen, erkennen wir nichts anderes als das längs der westwärts ansteigenden Überschiebungsbahn allmählich abgescherte und so ausdünnende westliche Endstück des GL (Fig. 4). Das Sacktobel mit seiner Aufschiebung des Buntsandsteines auf den Steilschenkel der zur Kernmasse gehörigen Nordflanke zeigt uns eine brüsk sich vollziehende Abspaltung in der Stirnregion des kristallinen Kernes resp. seinem Buntsandstein. Die Bewegungsrichtung geht im vorliegenden Sektor von SE nach NW. Das Aufreißen vollzieht sich in ähnlich rascher Weise wie die Einklemmung der Mittagspitzenmulde vor sich geht — es ist das Bild der «*tectonique cassante*». Eine bestimmende Rolle in der Auslösung dieser Störungen, wie überhaupt in der Einschaltung der flexurförmigen Abbiegung, die das ganze Gebirgsstück hier erleidet — N-S verlaufende Streichrichtungen stellen sich ein —, mag der so mächtigen Gipsanschwellung in den Raiblerschichten zukommen. Diese konnten in dem Bewegungsmechanismus dermaßen sich auswirken, daß die Triassedimentplatte längs einer sich bildenden scherenden Störung nachgab und so die nachdrängenden Kernschichten nordwestwärts vorstoßen konnten; wie schon angedeutet, ist möglicherweise auch der Art der penninischen Unterlage eine gewisse auslösende Wirkung zuzuschreiben.

In die gleiche Ordnung der Baulinien fügt sich die weitere westliche Fortsetzung (Lüneralp usw.). Die sich abspaltende Scholle — sie entspricht der Lünersee-Frescalotscholle LEUTENEGGERS — überschiebt den Steiflügel, der weiter nordwärts überleitet in die bekannte Scesaplana-Valbonamulde (Prof. 1). Die kristalline Unterlage ist nun vollkommen im E zurückgeblieben, ähnlich wie es auch mit der kristallinen

Sohle der zerstückelten MiMu geschehen ist. Daß dabei von SE her wirkende Schubkräfte (Teilbewegungen) im Spiele waren, soll nicht in Abrede gestellt sein.

In den Rücken dieser Scholle gehört der steil aufragende Eckpfeiler des Frescalot (2316 m). Nach LEUTENEGER handelt es sich in der an diesen Berg westlich sich anschließenden Kette um ein synklinales Aufliegen einer Schichtserie von älterer Trias auf Buntsandstein, womit also gesagt ist, daß es sich um Bauelemente handelt, die im Rücken unseres GL liegen. Damit in Übereinstimmung ist die weiter westlich sich vollziehende Angliederung dieser Bauteile an die Scesaplanascholle (an der Gemskanzel), wo sich also wieder die Kette des Zusammenhanges schließt, wie er im unteren Rellstal vorhanden ist, indem ja die Triasserie der Scesaplana-Südseite (Gemskanzel) äquivalent ist mit jener der Zimba-Südseite (man vergleiche die Profile von P. ARNI [6, Prof. 5 und 4] und von O. LEUTENEGER [Prof. 4]). Das scharfe nordwärtige Vorstoßen der Lü-Fr-Scholle hat sich hier also wieder ausgeglichen.

Im Innenbau des Frescalot bedarf jedoch LEUTENEGER'S Darstellung einer Berichtigung. In den Nordabstürzen dieses Berges ist zu erkennen, wie die Partnachsichten «en tunnel» sich gegen E unter die Muschelkalkbänke des Anisien zurückziehen. Dieser scheinbare Antiklinalbau mit jüngeren Schichten im Gewölbekern harmoniert nicht ganz mit der muldenförmigen Anlage der ganzen Kette, wie dies der Auffassung von ARNI und LEUTENEGER entspricht, deren Darstellung ich mich sonst anschließen kann, ist es doch der Hauptdolomit, der am SE-Rand des Lünensees als jüngstes Glied sich einfügt (6, Prof. 5). Wir müssen uns also die Disposition im Ostende der Kette in den Frescalotabstürzen als ein zu einem Gewölbchen umgedrehtes Muldenende vorstellen (Prof. 1); dessen nordwärts geöffnete Muldenöffnung präsentiert sich aber nicht an der Oberfläche, denn der ganze Kontaktsaum der Frescalot-Trias gegenüber dem Buntsandstein der Lüneralp ist kein normaler mehr. Ähnliches hat neuerdings auch P. ARNI angedeutet (7, p. 96).

Eine andere Stellung gibt O. AMPFERER dem Frescalot, indem er gleichfalls LEUTENEGGERS Profile, zwar auf andere Weise, berichtet (3, p. 155). Für unseren Wiener Fachgenossen ist der Frescalot der imposante «Wellenbrecher», der dem Anprall der von E in Reliefüberschiebung ankommenden kristallinen Deckmasse widerstand und sie wie einen Gletscher in zwei Arme spaltete. Nach seinem Zusammenhang mit der Umgebung sieht er in ihm die Fortsetzung des Steilschenkels, der das untere Rellstal begleitet, dann aber beim Sacktoibel absetzt, eine Flexur beschreibt und dann unter dem nach W überschiebenden Kristallinlappen wieder erscheint.

Man darf zugeben, daß AMPFERERS Interpretation des Gebirgsbaues in unserem Rätikonabschnitt in der Natur durch die Art der Verteilung der verschiedenen tektonischen Komplexe und die ihnen eigene Terrainbeschaffenheit einen plastischen Ausdruck findet und auf eine recht einfache Weise das Nebeneinander erklärt. Eine weittragende Aufschiebung en bloc einer mächtigen kristallinen Deckmasse in der Quer- richtung über ein starres Erosionsgebirge — die durch Ab- trag aufgeteilten Falten der LD — ist mit den Einzeldaten der Beobachtung aber schlecht zu vereinigen, und überblicken und erklären wir deshalb den Gebirgsbau in der Art, wie er sich in das einheitliche Bewegungsbild des Alpenbaues ein- fügt.

In diesem Sinne sehen wir also in der kristallinen Kern- masse, welche zwischen Gampadelztal und Rellstal ihr West- ende erreicht, die von S bzw. SE herantransportierte ober- ostalpine Schubmasse, die sich an der Basis ihrer Frontal- zone (Lechtaldecke) in einzelne scharfumrissene, nur auf be- grenzte Erstreckung anhaltende Teilglieder aufspaltet: den Walserlappen zwischen Gampadelz- und Gauertal, den Gol- merlappen vom unteren Gampadelz bis gegen den Lünensee reichend und in sich wiederum mannigfach gegliedert.

2. Die «Deckenspaltung» im unteren Gampadelztal.

In seinem «Bau der Alpen» hat seinerzeit R. STAUB dar- auf aufmerksam gemacht, daß der Nordrand der Silvretta-

decke wohl auf regionale Erstreckung durch die Einkeilung einer lückenvoll vorhandenen Sedimentzone zweigeteilt wird (20, p. 144). Im Osten wurden damit die von W. HAMMER südlich Landeck festgestellten Trias-Verrucano-Linsen von Puschlin und der Thialspitze in Verbindung gebracht; im Westen kam den Sedimenten der Mittagspitze diese Rolle zu. Während im Osten der Thial-Puschlinzug die Phyllitzone von Landeck im N von den Gneisen und Amphiboliten der Ferwall-Silvrettamasse scheidet, ist es im Westen der eigentliche Komplex der Hochsilvretta, welcher dem uns bekannten Kristallin (GL) westlich des Gampadelztales gegenübersteht.

Diese regionale Aufspaltung, die aber betreffend ihres Ausharrens in der Streichrichtung noch gar nicht festgelegt ist, hat 1930 M. RICHTER in anderer Form seiner belangreichen neuen Synthese des Deckenbaues zugrunde gelegt (17). Nach ihm sind die nächst östlichere Ötztalmasse und die Silvrettamasse, entgegen der geltenden tektonischen Scheidung, zu einer Großeinheit zu vereinigen und ihrerseits längs des Thial-Puschlinzuges und der Mittagspitzenzone von einer nächsttieferen Großeinheit getrennt. Das tiefere Stockwerk ist nach genanntem Autor durch die LD gegeben, deren kristalline Unterlage im Landecker Phyllitzug und im Kristallin des östlichen Rätikon vorläge. In diesem Sinne ist die breit und weit ausladende Sedimentplatte der Kalkalpen (LD) längs des westlichen Erosionsrandes der über ihr lastenden Silvrettamasse vermittelt eines äußerst schmalen Zwickels in Verbindung mit der südwärtigen Region ihrer Entfaltung; diese letztere entspräche den Einheiten der Aroser Dolomiten, der Aeladecke und damit in tektonischem Zusammenhang stehenden Komplexen; die LD wird damit also zu einer mittelostalpinen⁵ Großeinheit gestempelt. Die mangelhafte Kontinuität in der verbindenden Strecke, woselbst Fragmente der Aroser Schuppenzone das Bindeglied abgeben, wird auf die mechanische Wirkung der überlagernden Silvretta-Ötztalmasse zurückgeführt. Als Bewegungsrichtung gilt die süd-nördliche.

⁵ Siehe Fußnote 9 (p. 101).

Beschränken wir uns zur Nachprüfung dieser für die Erfassung des Alpenbaues einschneidenden Neuordnung auf den örtlichen Befund. Da der Zusammenhang zwischen Nord und Süd der erweiterten LD in der Richtung der alten MiMu von SEIDLITZ gesucht wird (17, p. 503/04), so ginge die «enge Gasse» für die Deckentrennung — hangende Silvrettamasse im E, ostwärts abtauchender Kristallkern der LD samt Sedimentresten im W — durch das Gampadelztal. Bestätigt nun das untere Gampadelztal das Vorhandensein zweier von einander unabhängiger Deckenkerne auf seinen Talseiten?

Vor neun Jahren hat A. H. STAHEL die Punkte zusammengestellt, welche im Gampadelztale gegen das Bestehen einer Verbindung zwischen den Triassedimenten der Mittagspitze und solchen des Silvrettarandes zwischen St. Antönien und Tilisunagebiet sprechen (19, p. 64). Das wesentlichste Argument ist jenes der beobachtbaren Abriegelung durch Kristallin im mittleren Gampadelztal. Im Sinne RICHTERS müßten die Bergzüge im E des genannten Tales (Hornerjöchle-Gweilkopf) tektonisch zu scheiden sein von jenen, welche im W den Kamm der Mittagspitze nach S verlängern (Walserköpfe). Wenn auch nicht im Sinne der SEIDLITZschen Mittagspitzentheorie ein durchlaufendes Sedimentband vorauszusetzen ist, so sollten sich auf einer supponiert so tiefgreifenden Grenzlinie resp. Überschiebungsfläche doch zum mindesten spärliche Anzeichen desselben erkennen lassen.

Die «kritische Zone», woselbst eine Scheidung des Kristallins vorauszusetzen wäre, liegt zwischen der schon beschriebenen «Muldensohle» beim Bad und der Lokalität Garmil im mittleren Gampadelztal, wo dasselbe die scharfe Bucht nach W beschreibt (s. Fig. 2 und Prof. 9). Bei Garmil kommen die allen Autoren bekannten Trias (Hauptdolomit) und Liassedimente unter dem überlagernden Silvrettakristallin zum Vorschein und lassen so eine Strecke von nur 1½ km Länge ohne Sedimentindikationen. Diese Talstrecke ist reichlich mit Moränenschutt und Blocküberstreuung versehen, so daß in der Taltiefe ein Abschnitt von durchschnittlich 300 m Breite ohne Aufschluß bleibt. Beidseitig, beson-

ders auf der Westseite, konnte ich die in der STAHELSEN Karte noch fehlenden Ausbisse von Kristallin ansehnlich ergänzen, so daß es eine sehr gesuchte Konstruktion ist, gerade dem Schutt entlang eine so belangreiche Überschiebungszone durchzuziehen; ebensogut wie sich bachauf- und -abwärts Triasdolomite ankündigen, wo sie vorhanden sind — der Hauptdolomit von Garmil hat mindestens 100 m Mächtigkeit —, so sollte doch auch auf der kritischen Strecke sich ihr Bestehen irgendwie geltend machen.

Die Frage nach der strukturellen und petrographischen Äquivalenz der beiden Talseiten stellt sich des weiteren. Hier kann nun zugegeben werden, daß geringwertige Unterschiede vorhanden sind, die aber noch nicht berechtigen, den so tiefen tektonischen Schnitt in die Taltiefe zu legen. Weder die Schichtfolge noch die Aufschlußverhältnisse in den kristallinen Schiefen der beiden Talhänge sind so, daß auf Einzelheiten der Beobachtung abgestellt werden kann. Die schichtweise Variabilität ist zu groß. Beiderseits finden sich (besonders in der unteren linken Talseite) grünliche, quarzitisches Gesteine und Hornfelsgneise; dazu gesellen sich Zweiglimmergneise, Glimmerschiefer und (untergeordnet) Phyllite; besonders in der Kammregion der Gweilkopfketten sind die lichten Muscovitgneise (teils auch Serizitquarzgneise oder biotitführende feinkörnige Gneise) verbreitet. Noch höher steigend in der Schichtreihe, treten am Hinteren Hornerjöchle (Bezeichnung Alpilakopf der Karte ist ganz unbekannt) biotitführende Amphibolite auf. Damit nähern wir uns der nach Lagerung höheren Kristallinserie, die in den Bergen von Gargellen durch ihren Reichtum an Amphiboliten ausgezeichnet ist (8). Als eine Neuigkeit sei vermeldet, daß mit dem Amphibolitzug — in unzureichendem Aufschluß — ein quarzdurchsetzter bläulicher bis weißer Marmor auftritt, für den wohl nur linsenförmige, wahrscheinlich primäre Zwischenschaltung angenommen werden muß; Verucanovorkommen fehlt in seiner Begleitung, und sein Ausbiß beschränkt sich höchstens auf 2—3 m im Streichen. Von hier ab zieht die Amphibolitzone mit ENE-Richtung in die Tiefe des Montafon hinab und quert bei Gortniel III und

Straße, um weiterhin, der isoklinalen Bauanlage entsprechend, in die Zamangspitze weiterzustreichen (s. Fig. 4).

Während auf der rechten Gampadelzseite keine Verrucanoeinkeilungen vorhanden zu sein scheinen, ist von der linken Seite der tief in die kristallinen Gehänge hinabreichende Zug der Mittagspitzlücke besonders hervorzuheben, ein Befund, der etwelche Ungleichheit der Gehänge des Gampadelztales hervorhebt.

Nach ihrem geologischen Bau zeigt der Walseralpjochrücken eine undeutliche synklinale Anlage, während der Ostkamm vom Gweiljoch bis zur Taltiefe des Montafon monotonen S₂ bis SSE₂-Fallen seiner kristallinen Schiefer zeigt. In einer nördlicheren Gratpartie (Hornerjöchle) ist dasselbe im allgemeinen flacher (15—30°) und wird dann gegen das Gweiljoch zu steiler (45—55°), um dann mit sehr ausgesprochener Diskordanz auf der basalen Überschiebungsfäche des oberen Gampadelztales abzusetzen.

Darf nun aus diesen Verschiedenheiten auf eine tiefgreifende tektonische Scheidung zwischen beiden Talseiten geschlossen werden? Meines Erachtens ist der Befund nicht derartig, um es bejahen zu dürfen, zumal ja auch weiter nördlich im Liegenden der MiMu eine Trennung auf petrographischer Grundlage nicht faßbar ist. Die gegenseitige Annäherung des Kristallins beidseitig der Gampadelzalp und die Abwesenheit einer jedweden, auch nur spurenhafte, «sedimentären Brücke» bestimmen mich dazu, *das Vorhandensein einer tektonischen Trennungslinie, also die «Deckenspalzung», längs des Gampadelztales zwischen Bad und Garmil bestimmt abzulehnen.* Wenn eine quer verlaufende, tektonische Trennungsfuge in dieser Gegend vorhanden ist, so liegt es viel näher, eine solche in die Richtung Alpilaalp-Tobelalp-Walseralpjochlücke (nördlich des Schwarzhorns) zu verlegen und dermaßen den WL mit einem östlichen Schubkomplex zusammenzuhängen. Ob nun in dieser Richtung eine Verbindung der Mittagspitzensedimente mit jenen des oberen Gampadelztales zu suchen ist, sei erwogen, nachdem der geologische Befund dieses Talabschnittes noch etwas näher beleuchtet sei.

Zuvor sei noch erwähnt, daß auch neuestens O. AMPFERER in ähnlichem — nicht identischem Sinne — wie RICHTER im unteren Gampadelztal eine tiefgehende tektonische Trennung zwischen östlichem und westlichem Kristallin annimmt (4, p. 140). Für ihn ist auch hier der Fall einer Reliefüberschiebung zutreffend, indem der östliche Komplex den westlichen überwältigt hätte. Diese mächtige Walze wäre aber von E her vorgeschoben und soll gerade längs der Linie des Gampadelztales Halt gemacht und die Mittagsspitze unberührt gelassen haben. Mit der Einführung der Reliefüberschiebung wird natürlich die Erklärung des Fehlens der sedimentären Zwischenglieder leicht gemacht, indem sie prätektonisch eliminiert waren; auf die Unauffindbarkeit der angenommenen Überschiebungslinie im offenen Montafon wird nicht weiter eingetreten.

3. *Der Sedimentzwickel des oberen Gampadelztales (Garmil-Tilisunaalp).*

(Zu vergl. Prof. 9.)

Bei der Talknickung von Garmil erscheint unmittelbar unter der im Erosionsanschnitt flach nordwärts einfallenden Überschiebungsfläche des Silvrettakristallins⁶ mächtiger, nordfallender Hauptdolomit, gefolgt von etwas Liaskalk und schwarzen Liasschiefern, denen wieder etwas mehr kalkiger Dolomit folgt; dies ist das Schichtprofil von W nach E, das von der oberostalpinen Überschiebungsfläche schief abgeschnitten wird, so daß diese Formationen eine zwar fast durchwegs von Schutt überdeckte, nach N gekehrte Bucht von Sedimenten bestimmen, die aber keineswegs eine Verbindung mit Mittagsspitzensedimenten findet, wie dies oben schon gefolgert wurde (vergl. Fig. 2 und Fig. 6).

⁶ Legt man den Erosionsausschnitt zwischen Walseralpjochlücke und Garmil zugrunde, so fällt die oberostalpine Überschiebungsfläche mit zirka 20° nordwärts ein; südlichere Strecken zeigen dagegen ein recht steiles Einfallen gegen E, woraus sich die Ostumgrenzung einer Deckenantiklinale ergibt, in deren Gewölbe das Dioritmassiv des Schwarzorns (= TiS) erscheint.

Der Rücken von Garmil ist der Beginn einer Sedimentzone, die als schmaler Zwickel zwischen der Silvrettamasse und dem Schwarzhorndiorit eingeschlossen ist und anscheinend einen sehr lückenvollen Zusammenhang herstellt mit den tektonischen Elementen in der bündnerischen Randzone der Silvrettamasse. Dieser Streifen wurde meistens als Aroser Schuppenzone bezeichnet (STAHEL) und wurde darauf verzichtet, eventuell Zusammengehöriges versuchsweise in eine Untereinheit zu fassen. Dies ist im Gebiet von Tilisuna sehr wohl möglich. So möchte ich hier gewisse Bestände zur Einheit einer Tilisunaschuppe, andere zum G a m p a d e l z e r - S e d i m e n t s t r e i f e n (GaSe) zusammenfassen. Erst unter diesen Komplexen setzt die eigentliche Aroserzone ein, welche, kaum hat man das Liegende der Tilisunaschuppe erreicht, sich alsbald durch das Vorhandensein von Serpentin, der hier im allgemeinen zonenbeständig ist, auszeichnet.

Im Sinne der RICHTERSchen Deckenteilung wäre der GaSe die in Einzelschollen aufgelöste südliche Fortsetzung der LD, während nach bisheriger Auffassung darin verfrachtete Glieder südlicher, unter eventuell mittelostalpiner Einheiten unter dem «traîneau» der Silvrettadecke zum Vorschein kämen.

Durch die Bearbeitung dieser Gegend durch A. H. STAHEL sind die vorhandenen Aufschlüsse fast lückenlos in Karte gebracht worden (p. 70); einige Ergänzung ist immerhin von Belang. So hebt sich unmittelbar südlich des Dolomitrückens von Garmil ein kleiner, nur zirka 8 m hoher «Warzenberg» ab (Lokalität: Kobel), der sich aus generell N fallenden Liasknauerkalken aufbaut, die so ziemlich vom Typus sind, wie wir ihn aus der Geißspitzmulde kennen. Gleichfalls fehlt in der bestehenden geologischen Karte ein kleiner Ausbiß von grünlich-quarzitischem Kristallin — 150 bis 200 m talaufwärts vom Hügel von Kobel —; es bewirkt eine geringfügige Gehängknickung und muß sicherlich als anstehend betrachtet werden, zumal auch in seiner Verlängerung bachaufwärts nochmals ein gleichartiger Streifen erscheint, der in STAHEL'S Karte als Buntsandstein figuriert (12, Fig. 6). Der quarzistische, teils rosa gefärbte Buntsandstein steht ihm gegenüber auf der linken Bachseite, und zwischen beide schaltet sich

eine Quetschzone, bestehend aus senkrechtstehenden Kalkschiefern (13, Fig. 6). Dieses Kristallin oberhalb des Kobel bietet für seine Erklärung eine gewisse Schwierigkeit. Es hat, da es zwischen Sedimentstreifen liegt, als Splitter eines benachbarten kristallinen Kernes zu gelten, sei es des Silvretta- oder Tilisunakomplexes.

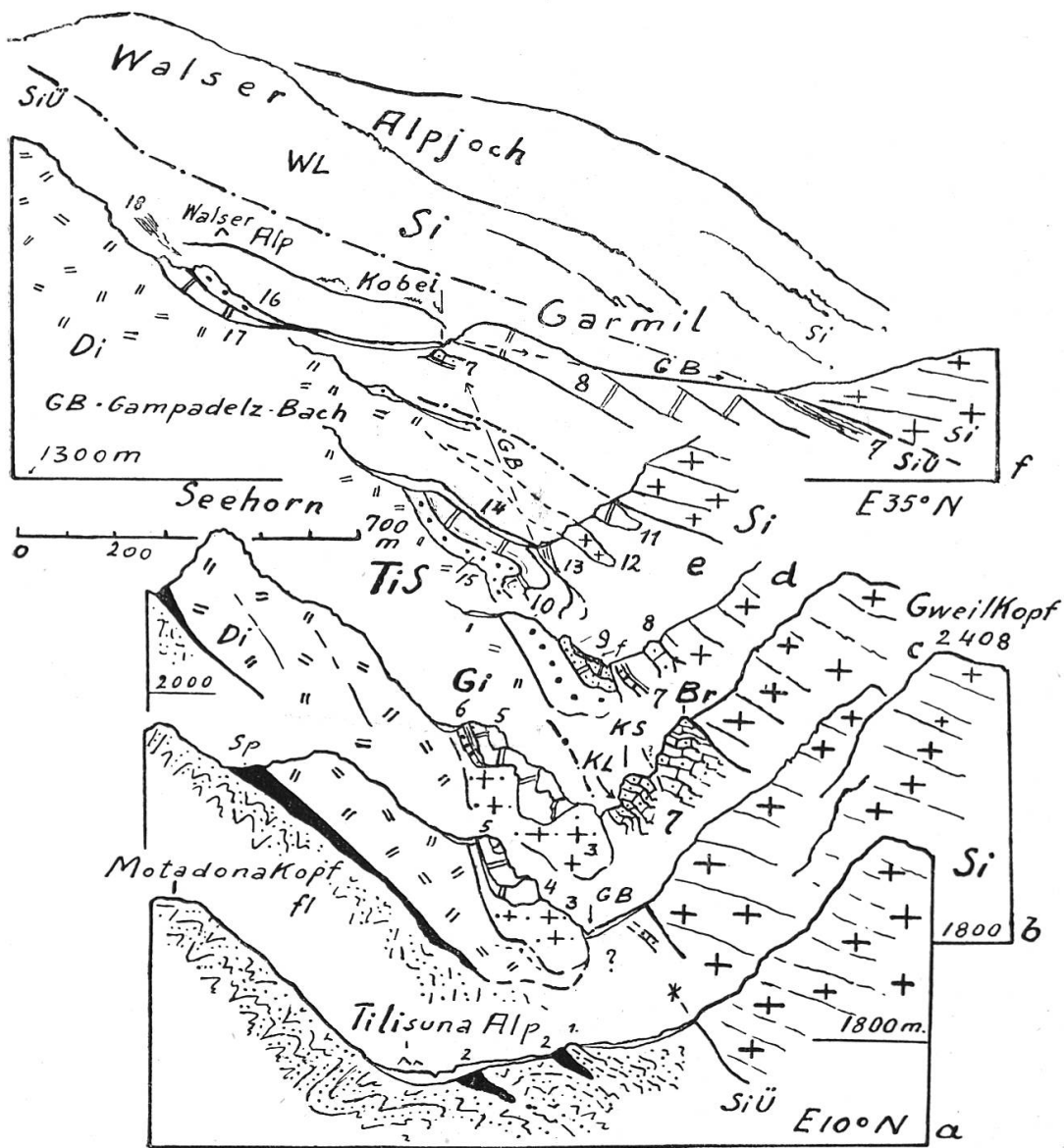


Fig. 6.
Querschnitte durch das obere Gampadeltal.

Erklärung zu Fig. 6.

Abkürzungen:

Si (Kreuze) = Silvrettakristallin; **WL** = Walser-Lappen; **SiÜ** = Silvretta-überschiebung; **Di** = Diorit und Amphibolit des Schwarzhornmassivs; **Tis** = Tilisuna-Schuppe; **Fl** = Kreideflyschzone von Verspalen; **Sp** = Serpentin; **Br** = Bremschel; **Kl** und **KS** = Kaspars Loch und Schrofen; **Gi** = Gizzistein.

Gesteinsstufen:

1. Flyschgesteine: graugelbe Mergelschiefer und Kalkschiefer, schwarze Tonschiefer, gefolgt von braunen Sandsteinen und Linsen von Breccie.
2. Serpentinlinsen mit rötlichem Ophicalcit.
3. Kristalline Unterlage der Gizzistein-Trias: chloritische Hornfelsgneise, Glimmerschiefer und Amphibolit, dieser teils als Breccie.
4. Grauer, bröcklicher Dolomit (hauptdolomitähnlich);
5. Lichtockergelber Dolomit und grauer Dolomit, beide in Übergängen zueinander.
6. Rosafarbiger Quarzitsandstein, teils grobklastisch, nach unten mit Zwischenlage roter, verrucanoähnlicher Schiefer; Permo-Werfénien.
7. Kieseldurchwirkte, undeutlich gebankte Kalke, vereinzelt Schieferzonen; auch (nach Stahel) örtlich Echinodermenbreccie.
8. Hangendschichten zu 7: massige, harte, hellgraue Kalke, teils mit Breccieschwärmen und rotgefleckt, Übergang in dolomitische Kalke;
9. Graue und braungelbe Dolomitbreccie mit Schieferzwischenlage; f = Felssturz des «Gsprengten Steg».
10. Massige Quarzitsandsteine, rosa-weiß gefärbt;
11. Hauptdolomit.
12. Lichtgrünliche Hornfelse.
13. Dünnschichtige Kalke und schwarze Schiefer (Lias oder schiefrige Zone des Hangenden des Aptychenkalkes?).
14. Dolomitstufe wie 4 und 5, durchsetzt von dolomitschiefrigen Zonen, schwarzem, sandigem Schiefer und Sandstein (besonders an der Basis).
15. Buntsandsteinstufe wie 10; die Dolomitbasis (14) umhüllt ein Scharnier des Quarzitsandsteins;
16. Buntsandstein übergehend in grobklastische Ausbildung mit Amphibolitkomponenten.
17. Graue und ockergelbe Dolomite, teils mit Übergängen zum hangenden roten Sandstein; Zwischenlage schwarzer sandiger Schiefer.
18. Position der Quetschzone der Walserjochlücke: tonige Schiefer, schwarz, grün oder rot mit dünnen Sandstein- und Kalkzonen nebst Linsen von Aptychenkalktypus.

Den Hauptbestandteil des GaSe macht der Lias aus. Er steht in hohen Abbrüchen am Kasparschrofen (der Felswand über dem Kasparloch) und dem darüber aufragenden Felskopf von Bremschel an. Es ist der kieselreiche Kalk, begleitet von mehr schiefrigen Zwischenschichten; im Nordende der Wand des Bremschel folgen darüber mehr massige, hellere Kalke, nächst welchen sich auch brecciöse Schwarmzonen einstellen (Dolomit und dolomitischer Kalk als Komponente).

Nach den erkennbaren Baulinien beurteilt, ist in dem höhergelegenen Bremschelaufschluß eine recht regelmäßig gebaute Antiklinale vorhanden, deren Achse WNW streicht. Über diesen Kieselknauerkalken ruht das Kristallin des Gweilkopfes, das im Süden des Bremschel örtlich fast konkordant auf den 40—50° SSE einfallenden Liaskalken aufruhet. Auffallend ist das völlige Fehlen dislokationsmetamorpher Einwirkung auf die unter der Überschiebung liegenden Kalke. Ob die Liasfolge von der Kristallinüberschiebung bis hinab zum Talbach einheitlich ist (Prof. c, Fig. 6), also Kasparschrofen und Bremschel eine durchlaufende Liasserie darstellen, oder ob sich zwischen beiden eine Störung einschaltet, läßt sich nicht bestimmen. Die Liaszone ist unbedingt in Verbindung mit dem Ausbiß des Kobel, scheint aber sowohl im Hangenden wie im Liegenden des vorerwähnten kristallinen Bandes durchzugehen.

Südlich des Bremschel tritt im Gebiet der Tilisunaalp (östliches Gehänge) eine weite Unterbrechung des Zusammenhanges ein, und gehören die nächsten Ausbisse schon der Aroslerzone zu (Flyschkalkschiefer, Sandsteine, Serpentin und Ophicalcit). Südwärts über die Tilisunaalp hinaus erhebt sich dann in der Bachgabelung — im Zelfen — der Hügelrücken «auf den Büheln», dessen Profil schon oft wiedergegeben wurde (SEIDLITZ Fig. 10, p. 81, STAHEL, p. 62; siehe auch Fußnote p. 104). Wir brechen hier die weitere Verfolgung ab, müssen uns aber doch noch die Frage stellen, ob der Liaskalk, der dem lichten Orthogneis in dem N-S verlaufenden Hügelrücken (P. 2151 m) aufliegt, die Fortsetzung jenes des Bremschel usw. ist. Obwohl eine kleine fazielle

Nüancierung vorhanden ist, muß die Aneinanderknüpfung wohl bejaht werden; die analoge Lage unmittelbar unter dem Silvrettakristallin und über der Zone des Kreideflyschs von Verspalen spricht dafür. Andererseits muß aber auch eine ursprüngliche Zusammengehörigkeit des Kristallins von Punkt 2151, das den Lias trägt, mit dem kleinen Gneiskeil der Tilisunahütte (Tilisunafürkli) und dem Bilkengratgneis erwogen werden, mit welchem die Lage gegenüber der Flyschzone zwar wieder nicht übereinkommt. Als Ganzes genommen, bietet sich in dem Hügelzug von «Auf den Büheln» eine verkehrte, nahezu N-S streichende Schichtfolge von Liaskalk und -schiefer zu Dolomit (mechanischer Kontakt) und Triasquarzit mit Verrucano dar, welche teils (Nordende) steil unter das unmittelbar daraufliegende Silvrettakristallin einfällt — es ist die ehemalige «Mittagspitzenmulde». Man gewinnt hier stark den Eindruck, daß in der Anordnung dieser Lagerungsverhältnisse ein von E her wirkender Bewegungsdruck wirksam war.

4. Zur Umgrenzung der Tilisunaschuppe (TiS).

Im Hintergrund des Gampadelztales resp. im Tilisunagebiet hebt sich in dem so bunten Mischwerk von Schubgliedern eines ab, dem eine gewisse ordnende Selbständigkeit zukommt: es ist dies das bekannte *Diorit-Amphibolitmassiv des Tilisunashorns und -sehorns*. In seinem Kernteil scharf umrissen, endigt es gegen E brüsk an der Linie des oberen Gampadelztales,⁷ erstreckt sich aber nach W, wenn auch oberflächlich unterbrochen, über das Gauertal hinaus; dort ist seine zu einem schmalen, steilen Keil zugeschnittene Fortsetzung in dem uns als «Rücklehne» zum Geißspitzen-Rhät schon bekannten «Gneiskeil» vorhanden. In diese streichende Fortsetzung

⁷ Eine Fortsetzung nach E über das Gampadelztal hinaus ist ganz problematisch, da das Untertauchen unter den Überschiebungssaum der Silvrettamasse nicht nachweisbar ist. Es ist deshalb die Andeutung des Vorhandenseins der TiS in der Profiltrasse östlich des Gampadelztales (Prof. 9) nur eine schematische Sammelprojektion der Beobachtungen innerhalb dieses Tales.

kann noch ein neugefundenes Zwischenglied eingesetzt werden. Es liegt unmittelbar über dem Serpentin-komplex des Toblerbilken (P. 2035 nordw. des Schwarzhorns); grüne, dichte Hornfelse und flaserige Amphibolite, übergehend in gestreiften Amphibolit, stellen hier die Verbindung her zwischen dem über dem gleichen Serpentin stumpf endigenden Schwarzhornamphibolit und dem westlicheren «Gneiskeil», der nurmehr im Geißspitzgipfelkamm einen schmalen Amphibolitstreifen enthält.

Diese Kernmasse führt aber auch noch ihren, wenn auch nicht sehr vollständigen *sedimentären Mantel*. Dazu gehört vorerst der lückenhaft vorhandene Verrucano-Buntsandstein des Gneiskeiles (Kreuzjoch, Kessikopf) und im Schwarzhornmassiv bestimmt auch die rotviolett-fleckige Amphibolitbreccie, welche erstmals H. P. CORNELIUS beschrieben hatte (11). Während dieser Autor jenen Klastika ein relativ junges Alter zusprach — er dachte an Oberkreidealter —, müssen wir dieselben zum mindesten bis in die Trias zurückverlegen. Dies geht daraus hervor, daß solche Breccien in Übergang aus grobklastischem Buntsandsteinsediment hervorgehen, wie dies die am Fuße der Abstürze der Tilisunasschwelle dem kristallinen Massiv aufliegenden Schichtlagen zeigen (Bachprofil südlich der Walseralp, 16/17, Fig. 6).

Nähern wir uns dieser *Triasumrandung im Ostende des Dioritstockes*, längs welchem randlich öfters Übergänge in Amphibolite anzutreffen sind. Dort ragt gegenüber dem Kasparsloch resp. schrofen linksseitig des Talbaches eine felsige Anhöhe schulterförmig aus dem Seehornabhang hervor; sie gilt bei den Einheimischen als der *Gizzistein* (südlich: oberer, nördlich: unterer). Das Profil der hier in gelben und grauen Dolomittfelsen anstehenden Trias wurde seinerzeit schon von W. v. SEIDLITZ (18, Taf. IX, Fig. 5) und später von A. H. STAHEL (19, p. 70) angeführt. Diese Gesteine kommen in Kontakt mit grünlichem Gneisgranit und Glimmergneis; wenn auch diese kristalline Unterlage zutage ihren Zusammenhang mit dem Massiv des Seehorns nicht direkt erkennen läßt (Schutthalde), so glaube ich dennoch, daß es einen Teil desselben ausmacht, was durch

das Vorkommen von Amphibolitbreccien bestätigt ist. Das Diorit-Amphibolitmassiv zeigt eben randlich eine kristalline Hüllzone, die hornfelsartigen Gesteinen der Silvretta recht ähnlich sind; möglicherweise handelt es sich um diaphthorische Umbildungen. Mit dieser Unterlage ist die Trias des Gizzisteins stark verfault, dermaßen, daß es zur vollkommenen Ausschaltung des klotzigmassigen, meist rosa gefärbten Quarzits (Buntsandstein) an ihrer Basis gekommen ist (südlicher Teil, Prof. b, Fig. 6). Auch der normale Kontakt dieser roten Trias mit dem Kernmassiv mag da und dort verloren gegangen sein; einer Verlegung der Triasserie ins Liegende des Diorit, wie dies SEIDLITZ (18, p. 77) hervorhebt, können wir jedoch nicht beipflichten. Die Kontaktzone am oberen Gizzistein läßt den gewiß nahezu kontinuierlichen Schichtzusammenhang unter Schutt verborgen bleiben.

Andererseits klärt aber über den Primärzusammenhang das Profil nächst (gegenüber) der Walseralp auf. In den dort von der Tilisunaschwelle herunterkommenden Bächen liegt erst auf dem Schwarzhornkristallin ein roter Sandstein (Str. 305⁰, 55⁰, NE-Fallen); dieser geht nach SE zu in die schon angeführte Amphibolitbreccie (mit Buntsandsteinkomponenten) über, um dann seitlich wieder mehr nur reines rotes, teils klastisches Sandsteinsediment zu werden; damit sind wir in dem zweiten Bachgerinne angelangt, das bei der Höhenzahl 1800 m in den Steilhang greift; hier tritt der merkwürdige Fall ein, daß aus der sandigen Ablagerung ein grauer, außen eher ockergelb anwitternder Dolomit hervorgeht, der hangaufwärts in steilgestellter Grenzfüge dem Kristallin anliegt; um einige Meter tiefere Bänke zeigen dann den normalen Diorit. Aus diesem Profil mag also hervorgehen, daß der Saum von Triasgesteinen, der mit generell übereinstimmendem NW-Streichen dem Schwarzhornmassiv an seinem Gampadelztal- fuße aufliegt, *sedimentär mit ihm verkettet ist und somit also auch tektonisch zum Komplex gehört, den wir als Tilisunaschuppe bezeichnen wollen.*

Die enge Verbindung des Dolomits — typisch ist auch seine ocker- bis lichtgelbe Farbe mit Übergängen in gewöhnliches graues Gestein — mit dem Buntsandstein bestimmt,

denselben eher in die tiefere Trias zu stellen. Dies tat seinerzeit für den Gizzistein auch SEIDLITZ (p. 16), während STAHEL ihn als Hauptdolomit verzeichnet.

Weitere Besonderheiten bietet die Felsfront des Gizzisteins (Fig. 7). Dort zeigt die dolomitische Trias ein Schichtprofil, das niemals mit einem normalen Hauptdolomitprofil verglichen werden kann. Nächst der quarzitächen Unterlage finden sich zwischen gelben Dolomiten schwarze Schiefer

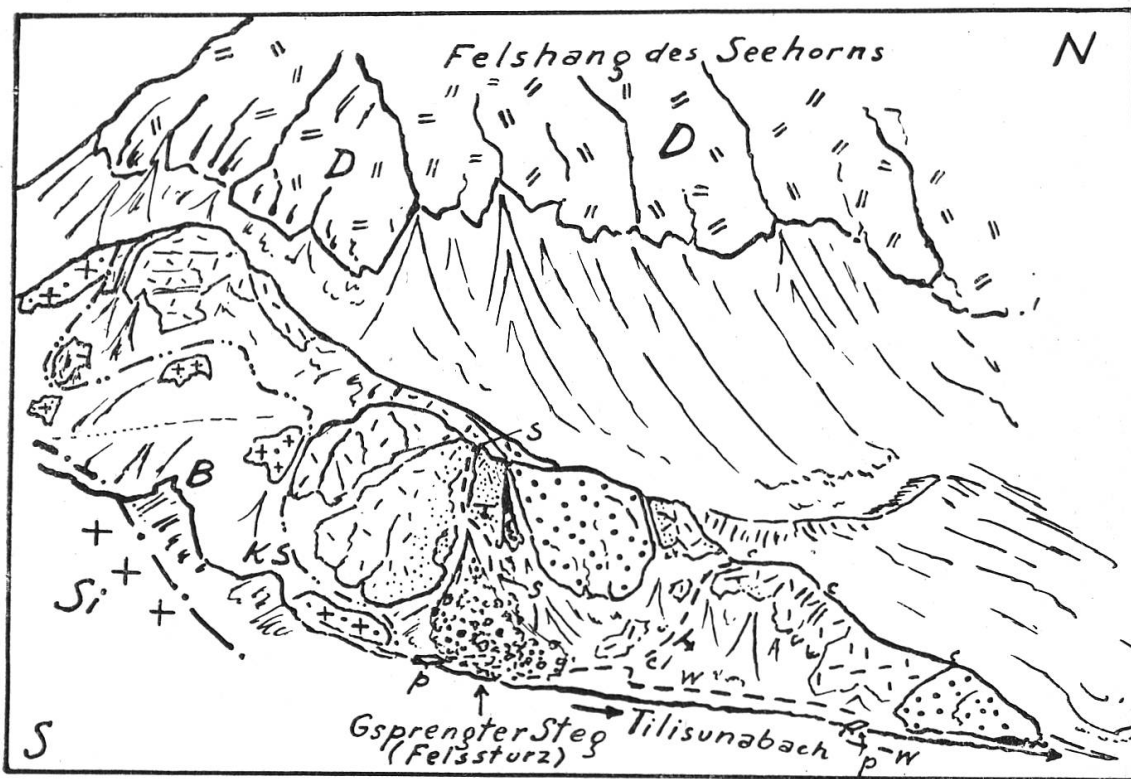


Fig. 7.

Ansichtsskizze des Gizzisteins (oberes Gampadelztal).

(Tiefblick, gesehen vom Gweilkopf her.)

Doppelt gestrichelt (D) = Dioritmassiv des Seehorn-Schwarzhorn.

Einfach gestrichelt = Untere Trias (Anisien?); gelbe und graue massige Dolomite; darin feine Punkte = Breccien; c = schiefrige und sandige Partien; s = Zwischenlage schwarzer und grüner Schiefer.

Grob punktiert = Rosa und weiße Quarzitsandsteine (Buntsandstein).

Kreuze und Punkte = Kristalline Unterlage der Trias des Gizzisteins (Gneise und Amphibolite).

Kreuze (Si) = Silvrettakristallin.

B = Bremschel; KS = Kaspar-Schrofen; W = Weg nach der Tilisuna-Alp;

p = Brücken.

fer; der Dolomit seinerseits zeigt Übergänge in grobbrecciöse Beschaffenheit, dann schalten sich wieder griffelig-spießig brechende blaugraue dolomitische Mergel dazwischen, in deren Nachbarschaft in schwarzen Schieferlagen sich dünne Glimmersandsteinplättchen vorfinden. Man denkt an Cam-pilerschichten.

Daß Breccien- und Schieferdurchstreuung in dieser Trias bestimmend sind, zeigt besonders der Felssturz im « G s p r e n g t e n S t e g », eben unterhalb des Kasparslöchs. Stellen wir uns vor denselben: Sieht man von den Verfaltungen ab, so geht im ganzen Dolomitkomplex das Schichtstreichen nach NW mit teils ganz steilem NE- bis NNE-Fallen. Ein daraus sich ergebender aufrechter, ganz aus Dolomitbreccie aufgebauter Felspfeiler ist beim sogenannten Gsprenkten Steg in sich zusammengebrochen und liegt nun als kleiner Bergsturz in der Taltiefe, wo seine Zusammensetzung längs des Weges nach der Tilisunaalp geprüft werden kann. Im Liegenden des Gesteins der kleinen Absturznische zieht sich durch die Breccienbildung in dünner Schichtlage ein schwarzer und grünlicher Schiefer, dem auch lauchgrüne dichte Sandsteine eingefügt sind; die Schieferbildung durchflasert besonders im Liegenden dieses Bandes die gelbbraun anwitternde Dolomitbreccie.

Die Breccie ist, mit Ausnahme der in sich aufgenommenen grünen und schwarzen Schieferscherben, sozusagen ausschließlich aus Dolomit aufgebaut, der teils durch rotes Zement verkittet ist. Nur in wenigen Blöcken läßt sich aber auch eine Breccie erkennen, die zum Großteil blaue Kalke mit feinen Fossiltrümmern enthält. Häufung und Form dieser letzteren Bestandteile sowie auch schwarzer, gelb angewitterter mergeliger Kalkschiefer läßt erkennen, daß es sich um nur aus relativer Nähe umgelagerte Sedimente ohne weiten Transport handelt. Merkwürdigerweise suchte ich diese Kalkbreccie in den stehengebliebenen Felspfeilern vergeblich. Sie muß aber mitbestimmend sein für die Alterszuweisung der Breccie des Gsprenkten Stegs. Da habituell die Kalkkomponenten am ehesten mit Rhätkalcken übereinkom-

men — eine Gewißheit besteht zwar nicht —, gelangt man so auf Rhät- oder Liasalter der Breccie, eine Folgerung, die zwar ihre besonderen Konsequenzen hat; daraus ergäbe sich, daß die ganze Trias in dem Schichtprofil des Gizzisteins enthalten ist, da innerhalb derselben, wenigstens im dolomitischen Anteil, keine tiefergreifende Diskontinuität erkennbar ist.

Die Breccien des Gizzisteins wurden bis anhin bei nur cursorischer Erwähnung für triasisch gehalten (SEIDLITZ, STAHEL), was im wesentlichen wohl auch zutreffen dürfte. Neuerdings vertritt O. AMPFERER eine andere Auffassung, indem er sie mit der Alpilabreccie (p. 49) als identisch bezeichnet und als Gosaubreccie, also oberkretazisch, anspricht (4, p. 143).⁸ Genannter Autor gibt eine sehr schematische Skizze der Gizzistein-Felsfront (Fig. 4, p. 144) und erwähnt, daß die Breccie Liasfleckenmergeln aufliegt und die Schichtstellungen ziemlich flach seien, Beobachtungen, die mit unsern oben angeführten Angaben sich jedoch nicht vereinigen lassen. Die habituell der Alpilabreccie ganz gewiß gleichende Bildung soll die tektonische Kontinuität unserer MiZ mit den Sedimenten des hinteren Gampadelztales dartun. Die in vorangehenden Zeilen entworfene tektonische Glied-

⁸ Auch andere Breccien der Arosersonne s. l. erklärt O. AMPFERER als Gosaubreccien, worin ich dem geschätzten Ostalpengeologen jedoch nicht beizupflichten vermag.

Der Bilkengrat-Gneiskeil, der tektonisch als ein ähnliches Gebilde zu gelten hat, wie die TiS, und, trotz Gegensprache, von Verrucano primär, wenn auch lückenhaft, umhüllt gewesen zu sein scheint, liegt mechanisch einer Sedimentserie vornehmlich aus Liaskalken und Breccien auf. Diesen Breccien weist AMPFERER gleichfalls Gosaualter zu (4, p. 150). Meines Dafürhaltens zeigt aber der allmähliche Übergang — auch Wechsellagerung tritt ein — dieser mehr oder weniger polymikten Breccie in die kieselführenden Liaskalke deutlich deren Liasalter an, und kann ich diesbezüglich mit STAHEL (s. 18, p. 39) nur übereinstimmen. Es sind gleiche Breccien, wie sie nur als einzelne Schwärme auch im Lias des Bremschel sich einstellen und die auf die orogene Unruhe in dem Geantiklinalbezirke ihrer Ablagerung hindeuten.

Eine der Breccie des Gsprenkten Steg nicht unähnliche Breccie geht auch aus dem Hauptdolomit zwischen Lindauerhütte und Geißspitze hervor (Arosersonne). Freilich, hier wie anderwärts, besagen lithologische Vergleiche nicht viel.

derung verträgt sich aber nicht gut mit einer solchen Äquivalenz; die Alpilabreccie liegt dem WL auf, die Breccie des Gsprenkten Steg muß dahingegen der TiS angegliedert werden.

Eine Fortsetzung des Schichtprofils nach höheren Stufen läßt sich für die TiS nicht festlegen. *Die Kontakte sind allüberall tektonisch.* Die genannte Einheit taucht mit ihrem Kopf in die tektonisch so sehr beanspruchten Gesteinspakete der Aroserzone, wobei eben sehr wohl möglich ist, daß gewisse Teile derselben ursprünglich ihr zugehörten. Gewöhnlich formen diese Gesteine das Kissen, auf welchem die TiS aufliegt; durchwegs ist dies zwischen Tilisunaalp und Gauertal Serpentin, weiter westlich liegt entsprechend der schiefrige Aptychenkalk. In dem ganz schmalen Streifen, der die TiS von dem GaSe im oberen Gampadelztal scheidet und weiter nach W längs des «Täli» der Walseralp bis zur Walseralpjochlücke seine Fortsetzung findet, ist es eine Quetschzone. Am besten aufgeschlossen ist sie ob der Walseralp; dort gibt sie sich als eine Bildung zu kennen, die enge im Verband mit den Hangendschichten des Aptychenkalkes steht, also, wie STAHEL richtig bemerkt, wohl Oberjura-Unterkreide repräsentieren dürfte. Diese Schichten der Aroserzone kleben auf dem Verrucano-Buntsandstein der TiS, enthalten einzelne schiefrige Kalklinsen von Aptychenkalk und rote Schiefer und gehen in eine Art «Mandelschiefer» über; dieser letztere ist hier nichts anderes als eine zerriebene Wechsellagerung von Tonschiefern mit dichten, mattgrauen, dünnen Kalklagen. Dieser Streifen von tektonischem Zerreibungsprodukt, entstanden unter der Last der oberostalpinen Decke, die an der Walseralpjochlücke die enge Fuge zwischen Schwarzhornmassiv und WL nahezu schließt, leitet uns westwärts in das Gauertal hinüber. Hier weitet sich wieder der Schlitz, in welchem die Aroserzone in recht breitem Profil ausstreicht (18, p. 70) und woselbst wir ihr im Lärchenzug und Letzitobel im Liegenden der Sedimente der MiZ schon begegnet sind (p. 56). *Auf dieser Strecke fehlt also ein nachweisbarer Zusammenhang zwischen dem Lias der MiZ und dem Lias der GaSe.*

Zur Verdeutlichung, daß die Unterlage der TiS eine neue, ihr typische und im Hangenden sonst fehlende Gesteinsvergesellschaftung aufweist, sei ein Fund hier vorgebracht, dem besonderes Interesse zukommt. Es ist besonders aus den Arbeiten von J. CADISCH bekannt, daß in der Aroslerzone die mittel- bis oberjurassische Radiolaritfazies transgressiv über den Hauptdolomit hinweggreift (Maranerbrecchie, s. 10, p. 169). Solchen Zustand finden wir auch in Schubsplittern in der basalen Umrandung der TiS. Zwei Aufschlüsse möchte ich dahin zählen. Der eine entspricht dem schon durch SEIDLITZ skizzierten Aufschluß (18, Taf. IX, Fig. 1 und 2) am Schwarzhornsattel, wo innerhalb Serpentin ein mechanisch ihm eingezwängter Dolomitkeil liegt. Dieser, wohl als Hauptdolomit anzusprechende Gesteinskeil löst sich nach seiner oberen Begrenzung zu in eine geringmächtige Lage von Breccie auf, deren Komponenten sich zwischen Schiefer von Radiolarittypus einfügen.

Noch bedeutend ausgedehnter — zwar fehlend in STAHEL'S Karte — ist ein Aufschluß, ein Dolomitzköpfchen am Toblerbilken (NNE P. 2035 am NW-Fuß des Schwarzhorns). Hier löst sich der Dolomit in eine rote Breccie auf — sehr dünne Übergangsschicht —, welche dann überleitet in eine sehr polymikte Breccie von buntscheckigem Habitus. Darin finden sich Brocken von Kristallin (Glimmerschiefer und Phyllite, grünlicher Granit, Amphibolit usw.), ferner roter Hornstein (Radiolarit) und schwache Schmitzen roten Schiefers; nach höheren Partien des Aufschlusses geht die Breccie in dicke Bänke von rotem und weißgrauem Quarzit über; auffällig sind auch im dolomitisch-brecciösen Anteil fuchsitgrüne Serpentschmitzen, von welchen ich jedoch zweifle, ob sie nicht eventuell mechanisch beigemischt sind. Diese Breccie, die wie jene sich in die Unterlage der TiS resp. in sein Serpentinkeissen einschaltet, dürfte der gleichen Transgressionsbreccie vom Typus der Maranerbrecchie entsprechen und meines Erachtens die gewöhnlich angenommene Tiefseefazies solcher Sedimente (G. STEINMANN), hier wie anderwärts, ernstlich in Frage stellen.

Wir haben versucht, eine TiS abzugrenzen und es drängt sich nun noch die Frage nach der Herkunft dieser untergeordneten Einheit auf. Durch CORNELIUS, STAUB, CADISCH und STAHEL wurde die Abkunft des Schwarzhorndiorites aus einer unterostalpinen Heimat⁹ (Err-Bernina) befürwortet. Da aber meines Dafürhaltens dieser Diorit mit den ihn begleitenden Amphiboliten enge verknüpft ist und diese letzteren eigentlich nicht wesentlich verschieden sind von jenen der Silvrettadecke und des weiteren sich auch andere kristalline Gesteine einstellen, die ebensogut oberostalpin sein können (z. B. der flaserige Augengneis des Gneiskeiles der Geißspitze), so dürfte die tektonische Assimilation an das Oberostalpin nicht ganz abzuweisen sein.

Solche tektonische Zuordnung erwägend, erinnert man sich der älteren Interpretation von SEIDLITZ, die ihr Schöpfer freilich später wieder verlassen hatte. Er verknüpfte alle kristallinen Kerne innerhalb seiner «Brecciendecke» mit der darüberliegenden ostalpinen Decke (Silvrettadecke). Von theoretisch-tektonischem Standpunkt aus ist die Möglichkeit einer Art oberostalpinen Tauchfalte, die in einer mehr oder weniger frontalen Zone abgeschürft, in der Folge des weiteren Vordringens der Schubmasse überfahren wurde und im Hinterland verkeilt zurückblieb, wohl vorstellbar. Wenn CORNELIUS feststellen konnte, daß der Grad der rupturellen Deformation in mehr extern gelegenen kristallinen Schubmassen geringer ist als in solchen von mehr interner Lage (Err-Bernina) und zugleich genannter Autor für die kristallinen Kerne im Tilisunagebiet eine eher geringwertige postkristalline Gefügeveränderung erkennen konnte (12, p. 226), so ist dies in Übereinstimmung mit einer solchen Einfügung der TiS.

Andererseits wird aber eine solche Plazierung der TiS in eine mehr frontale Partie des Oberostalpins durch fazielle

⁹ Zur Ausschaltung von Mißverständnis sei betont, daß die Nomenklatur stets im Sinne der in der Schweiz gebräuchlichen gilt. Im Sinne der Deckenordnung von M. RICHTER wären «Unterostalpin» und «Mittelostalpin» überhaupt zu eliminieren und diese Einheiten plus LD besser zur ostalpinen Großeinheit zusammenzufassen; über derselben läge dann als dinarides Element die Silvretta-Ötztalmasse.

Vergleiche nicht gestützt. Gerade der so dürftige, durch uns dieser Einheit zugefügte Triasrand verträgt sich nicht mit der Ausbildungsweise dieser Formation in der benachbarten LD; im Gegenteil paßt derselbe besser in die geantiklinale Region einer unterostalpinen Decke. — Die Lösung der Frage bleibt verknüpft mit faziellen und petrographischen Einzelstudien und Vergleichen.

5. Besteht ein Lechtaldecken-Korridor zwischen Gauer- und Gampadelztal?

Mit dieser Frage berühren wir nochmals die Möglichkeit eines Zusammenhanges der LD-Sedimente mit den Lias-Triasstufen (GaSe) unter der Silvrettaüberschiebung. Nachdem wir nun das geologische Inventar des hinteren Gampadelztales durchgegangen haben, ist diesbetreffend eine erweiterte Beurteilung möglich.

Wenn wir die Verbindung, sei es im Sinne RICHTERS oder im Sinne AMPFERERS durch das untere Gampadelztal ablehnen, so bleibt aber eben, wie schon erwähnt, der Raum zwischen der TiS und dem darüber in die Luft ausstreichenden WL einer möglichen Zusammenhängung offen. Gerade in dieser Strecke ist aber zwischen dem Kobel und dem Gauertal (Lärchenzug) ein Ausstreichen verbindender Zwischenstücke nicht nachweisbar;¹⁰ Formationen der Aroserzone, also die Unterlage der TiS, treten bis zur Berührung mit den Sedimenten der MiZ (Letzitobel) in diesen Raum vor. Nur bei Annahme einer völligen Zerreißung und Auswalgung wäre es hier möglich, sich einen Zusammenhang zwischen MiZ-Sedimenten und dem GaSe-Zug vorzustellen. In anbetracht der großen Schichtmächtigkeit, die ursprünglich wohl auch noch einem rückwärtigen Abschnitt der LD zugekommen sein mußte, wäre das Fehlen ihrer Reste zwischen Gauertal und oberem Gampadelztal via Walseralp-

¹⁰ Einige Stücke von Liasknauerkalk, auf Moräne liegend in zirka 1800 m am Tobler Bilken, müssen hier vollständigshalber erwähnt sein. Ihre Herkunft konnte nicht festgestellt werden.

jochlücke auffällig; die Bauteile der MiZ streben vielmehr in der Richtung nach W von dieser Verbindung weg. *Auf Grundlage tektonischer Nachprüfung findet also die Rückwärtsverlängerung der LD nach S und unter der Silvretta-
decke auch hier keine befriedigende Stütze.*

Etwas günstiger stellen sich die *s t r a t i g r a p h i s c h e n* Argumente. Es ist zuzugeben, daß der Lias des GaSe den gleichen faziellen Typus repräsentiert wie der *L i a s -
k n a u e r k a l k* der MiZ. Nun aber ist zu bedenken, daß solche Faziestypen im Lias allgemein verbreitet sind und auch den unterostalpinen Deckenteilen zukommen. Von dem Kalk mit Kieselkonkretionen des Gampadelztales sagt CORNELIUS (11, p. 6), daß er «aufs Haar dem Liaskalk, wie er für Teile des unterostalpinen Gebietes z. B. der Samadener Sedimentzone, charakteristisch ist, gleicht». Ein Bezug aus dem Komplex Err-Bernina der tektonisch nicht in ein zusammenhängendes Gefüge sich ordnenden Gesteine des GaSe ist also sehr wohl möglich.

Ferner ist auch zu erwägen, daß in der GaSe andere Schichtstufen — der Hauptdolomit zählt bei einem Vergleiche, weil atypisch, nicht mit —, die dem Inventar der LD zugehören, nicht vorhanden sind. Es fehlt die so typische Stufe der schwarzen Mergelschiefer der *P a r t n a c h -
s c h i c h t e n*, die gerade besonders geeignet wären, bei mechanischen Verfrachtungen zusammengehäuft zu werden. Auch ist im GaSe jedwede Spur von *A p t y c h e n k a l k* abwesend, wie er sonst nirgends in der LD fehlt. Wohl ist im Prätigau die Schuppenzone im Liegenden des Silvretta-kristallins resp. die Basis der TiS fast durchwegs durch ein Aptychenkalkband oder Quetschzonen, in welchen derselbe in Linsen auftritt, charakterisiert. Dies ist aber allüberall die Oberjurastufe der Aroserzone und somit gewiß von unterostalpinen Abstammung. Auch ist dieser Aptychenkalk habituell stark verschieden von jenem, wie wir ihn ohne wesentliche Einwirkung einer Dislokationsmetamorphose in den Lechtaleralpen begegnen. Hier ist es ein lichter, oft fast porzellanartiger Kalk, dort ein schon primär stark schiefri-

Gestein, ein Kalkschiefer von viel stärkerem mergelig-tonigem Einschlag und meist auch viel dunkler getönt; seine Unterscheidung von schiefrigem Lias ist nicht immer leicht.

Des weiteren können aber als ein Fingerzeig für den Zusammenhang von N nach S die Vorkommen von Karbon in den Schubsplittern im Westrande der Silvrettadecke gelten. W. HÄFNER glaubte, solches auf den Bändern im Gafertal und am Madrisajoch auf Grund lithologischen Vergleiches erkannt zu haben (14, p. 16). Neuerdings erwähnt O. AMPFERER dazu ein Bindeglied, das er mit den besser definierten Vorkommen des Rellstales und vom Christbergsattel bei Schruns in Beziehung bringt (4, p. 146). Erwägend jedoch, daß solches, doch etwas unsicher definiertes Karbon¹¹ ebensogut unterostalpiner Abkunft sein könnte, ist es auch nicht imstande, den Verband mit der LD zu stützen. Wir kommen also zum Schlusse, daß *in unserem engeren Gebietsstreifen*

¹¹ Die Örtlichkeit dieses Karbonvorkommens dürfte in dem Hügelrücken «Auf den Büheln» südlich der Tilisunaalp liegen. Es sei hier das Schichtprofil von O. AMPFERER (I) wiedergegeben (aus Fig. 7, Lit. 4) und jenes aus meinen Feldnotizen (II), aufgenommen südlich P. 2151; beide gehen in der Richtung E—W.

I.

oben:

1. Grüner Gneis;
2. tafelige schwarze Schiefer; mit glimmeriger Schichtoberfläche (Karbon).
3. Milde, rote dünnblättrige Schiefer (Verrucano).

II.

oben:

1. Lichter, grobflaseriger, porphyroblastischer Granitgneis.
 2. Schwarze dünntafelige Schiefer, feinste Glimmerschüppchen, dazu Übergänge in rötliche Schiefer.
 3. Zwischenlagen von graugrünem Quarzitsandstein, auch brecciöschiefrige Einschaltungen.
 4. Schmutzig gelbgraue, dünnblättrige Mergelschiefer mit Fucoiden.
 5. Mattrote, milde, dünnblättrige Tonschiefer.
- 2—4 gehören der Flyschzone von Verspallen an.

Aus dieser Gegenüberstellung sich ähnlicher Profile, die doch vermutlich in analoger Lage im gleichen Hügelrücken aufgenommen wurden, kommt mir die Kreierung des Karbons etwas fragwürdig vor und hat eine Nachprüfung zu erfolgen.

auch den stratigraphischen Argumenten keine unbedingte Beweiskraft zuzuerkennen ist. Der Zusammenhang der LD über den Weg des östlichen Rätikon (Gampadelztal) mit mittelostalpinen Einheiten des zentralen Bündens im Sinne der Deckensynthese von M. RICHTER kann also hier nicht bewiesen werden und müssen für ihre Gültigkeit Argumente angeführt werden, denen die Verhältnisse der Natur nicht so sehr auf Schritt und Tritt Bedenken entgegenstellen. In diesem Sinne glaubt der Verfasser, daß die alte Deckengliederung, wie sie durch die Zürcher- und Bernerschule vertreten wird, des weiteren ihren Bestand hat. In den kristallinen Deckmassen des Vorarlberger Rätikon sieht er deshalb eine durch ein unvermitteltes Aufreissen bedingte Frontaldislocation (WL und GL) der Silvrettadecke, zwischen welche die oberostalpine Sedimentzone der Tschaggunser Mittagsspitze eingeklemt wurde und im Fortgang der Bewegungen ihre komplizierte Gestalt erhielt, die zu schildern versucht wurde.

In ähnlicher Weise haben bis anhin, soweit mir bekannt, allein R. STAUB und J. CADISCH die Deckensynthese von M. RICHTER abgelehnt. Bei einer Gegenüberstellung des Deckenbaues der betischen Kordilleren mit dem der Alpen kommt STAUB auf die nach gewissen regionalen Gesichtspunkten bestehende Synthese zu sprechen, lehnt sie aber «als stratigraphisch schlecht begründet» ab (Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich, Bd. 79, 1934, p. 325). In seinem «Bau der Schweizeralpen» (10, p. 322) bereitet ihr J. CADISCH einen ähnlichen Empfang. Seine Rückweisung stützt sich hauptsächlich auf die Unvereinbarkeit mit den Verhältnissen des Unterengadiner Fensters. Noch fehlt aber mancherorts die genaue Nachprüfung der Verbände. Je nach der Art solcher Ergebnisse hat die Auskunft, die uns das Rätikongebirge in vorliegender Darstellung gab, nochmals bewertet zu werden.

E. Kurze Zusammenfassung.

Die aus vorangehenden Untersuchungen (SEIDLITZ, STAHEL, LEUTENEGER) bekannte Trias-Liasserie, die im Montafon südwestlich Schruns innerhalb des Silvrettakristallins in E-W-Richtung sich hinzieht, wird nach Bau und Schichtbestand untersucht. Deren Einheitlichkeit als Zone ist zwischen dem Gampadelztal und dem Verajoch deutlich kenntlich; ihr Bau dahingegen ist durch zahlreiche Störungen und Ausschaltung ganzer Schichtpakete sehr kompliziert gestaltet.

Wenn auch der Baustil nicht dem bis anhin angenommenen Schema (normale Synklinale) entspricht, so kann doch ein Hangendflügel einem Liegendflügel gegenübergestellt werden; beide Teile zeigen einen recht unterschiedlichen Schichtbestand. Im Osten dominiert im Hangendflügel in Form einer Halbmulde die Serie Hauptdolomit-Lias (Mittagspitze), während im Westen als streichende Fortsetzung dazu eine teils sehr mächtige Liasserie (= Kieselknauerkalk) sich einstellt, die gleichfalls eine Muldenanlage aufweist (Kamm der Geißspitze), im Gegensatz aber zum östlichen Sektor unmittelbar auf tieferen tektonischen Gliedern, somit nicht mehr auf dem Kristallin des Mittagspitzenkammes aufruht.

Der Liegendflügel umfaßt im östlichen Abschnitt im wesentlichen nur die tieferen Triasstufen (ohne Buntsandstein) und streicht als generell isoklinale Schichtplatte über dem liegenden Kristallin aus; im Westen dahingegen, wo er gleichfalls ein tieferes Stockwerk zum Hangendflügel darstellt, welche beide Bauteile durch eine Störungszone voneinander geschieden werden, sind wieder hauptsächlich mächtiger entwickelte höhere Triasstufen vertreten, denen wohl wieder synklinale Bauanlage zukommt. Ein nächst nördlich anschließender Streifen besteht aus tektonisch schwierig zu ordnenden Schichtpaketen (Salonienschuppen).

In Anbetracht dessen, daß die Sedimentzone zwischen Gampadelztal und Gauertal deutlich zwischen zwei kristalline Flügel eingelassen erscheint, die ihrerseits weiter ostwärts sich zu einer nicht aufteilbaren, einheitlichen kristallinen Unterlage zusammenfügen, wird dieselbe als eine ehe-

mals synklynal angelegte Bauform angesehen, die dann ihre komplizierte Aufteilung in Einzelschollen resp. Schuppen im Verlaufe der Deckenschubbewegung erhielt. Dieselbe bewirkte, daß die kristalline Unterlage sich von ihren Deckschichten losriß und nicht nur im Südflügel, als Walserlappen, sondern auch im Nordflügel, als Golmserlappen, die Sedimente überfuhr.

Gleicherweise wie die Sedimentzone der Mittagspitze eine Aufspaltung des Silvrettadeckenkernes bedeutet, so werden auch die übrigen Randstörungen (Rellstal) als durch besondere Bedingungen begünstigte Aufsplitterung der Kernmasse betrachtet. Die Interpolation eines den Gebirgsbau umgestaltenden Ost-West-Schubes (AMPFERER) wird als nicht notwendig erachtet.

Zur Prüfung der Frage, ob der Zug der Mittagspitzensedimente nicht als trennende Sedimentplatte zwischen zwei Großeinheiten resp. deren kristallinen Kernen — dinaride Deckmasse (Silvretta) und Lechtaldecke — zu betrachten ist (im Sinne der Deckensynthese von M. RICHTER, 1930), werden die Aufschlußverhältnisse im Gampadelztal durchgegangen. Eine Scheidung zweier tektonischer Einheiten längs dieses Tales (unterer Teil) wird zufolge des Zusammenhanges der kristallinen Gesteine entschieden abgelehnt. Die Schubsplitter, die sich im oberen Gampadelztal unter der Silvrettamasse vorfinden und gewöhnlich als unterostalpine Schürflinge betrachtet werden, zeigen in den Liaskalken wohl eine starke lithologische Verwandtschaft mit solchen unserer Sedimentzone, was jedoch bei der Ubiquität dieser Fazies nicht bestimmend sein kann. Da sonstige Bindeglieder fehlen, wird der geltenden Auffassung der Vorzug gegeben.

In der Aroserzone s. l. wird eine Einheit als Tilisunaschuppe abgegliedert und für dieselbe die teilweise Anwesenheit ihres Triasmantels geltend gemacht.

F. Literaturverzeichnis.

1. AMPFERER, O., Zur neuesten Erforschung des Rätikongebirges. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Nr. 7, 1907.
 2. AMPFERER, O., Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, LXXX Bd. Wien, 1930.
 3. AMPFERER, O., Zur Großtektonik von Vorarlberg. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 82. Bd. 1932.
 4. AMPFERER, O., Beiträge zur Geologie des Rätikons. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 83. Bd. 1933.
 5. AMPFERER, O., Bauformen und Baufragen des Rätikongebirges. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 84. Bd. 1935.
 6. ARNI, P., Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. Diss. Zürich, 1926.
 7. ARNI, P., Über tektonische und stratigraphische Probleme im Scesaplana-Lünerseegebiet. Eclogae geol. Helv. Vol. 26, 1933.
 8. BLUMENTHAL, M., Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafun. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, Nr. 64, Bd. 1926.
 9. CADISCH, J., LEUPOLD, W., EUGSTER, H. und BRAUCHLI, R., Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Vierteljahrsschr. der Naturf. Ges. Zürich, 64. Jahrg., 1919.
 10. CADISCH, J., Geologie der Schweizeralpen. Beer & Cie., Zürich, 1934.
 11. CORNELIUS, H. P., Bemerkungen zur Geologie des östlichen Rätikons. Verh. d. Geol. Staatsanst. Nr. 6 Wien, 1921.
 12. CORNELIUS, H. P., Zur Vergleichung der mechanischen Metamorphose kristalliner Gesteine am westlichen Ostalpenrande. Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 8, Jahrg. 1923.
 13. GUBLER, J., Etudes géologiques dans le Vorarlberg central. Thèse, Paris, 1927.
 14. HÄFNER, W., Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. Lief. 54 I, 1924.
 15. LEUTENEGGER, W. O., Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. Diss. Zürich, 1928.
 16. MYLIUS, H., Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. Münchenn, 1912.
 17. RICHTER, M., Der ostalpine Deckenbogen. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 80. Bd. 1930.
 18. SEIDLITZ v., W., Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Ber. d. Naturf. Ges. z. Freiburg i. Br., Bd. XVI, 1906.
 19. STAHEL, A. H., Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rätikon, Diss., Zürich, 1926.
 20. STAUB, R., Der Bau der Alpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. Lief. III, 1924.
-

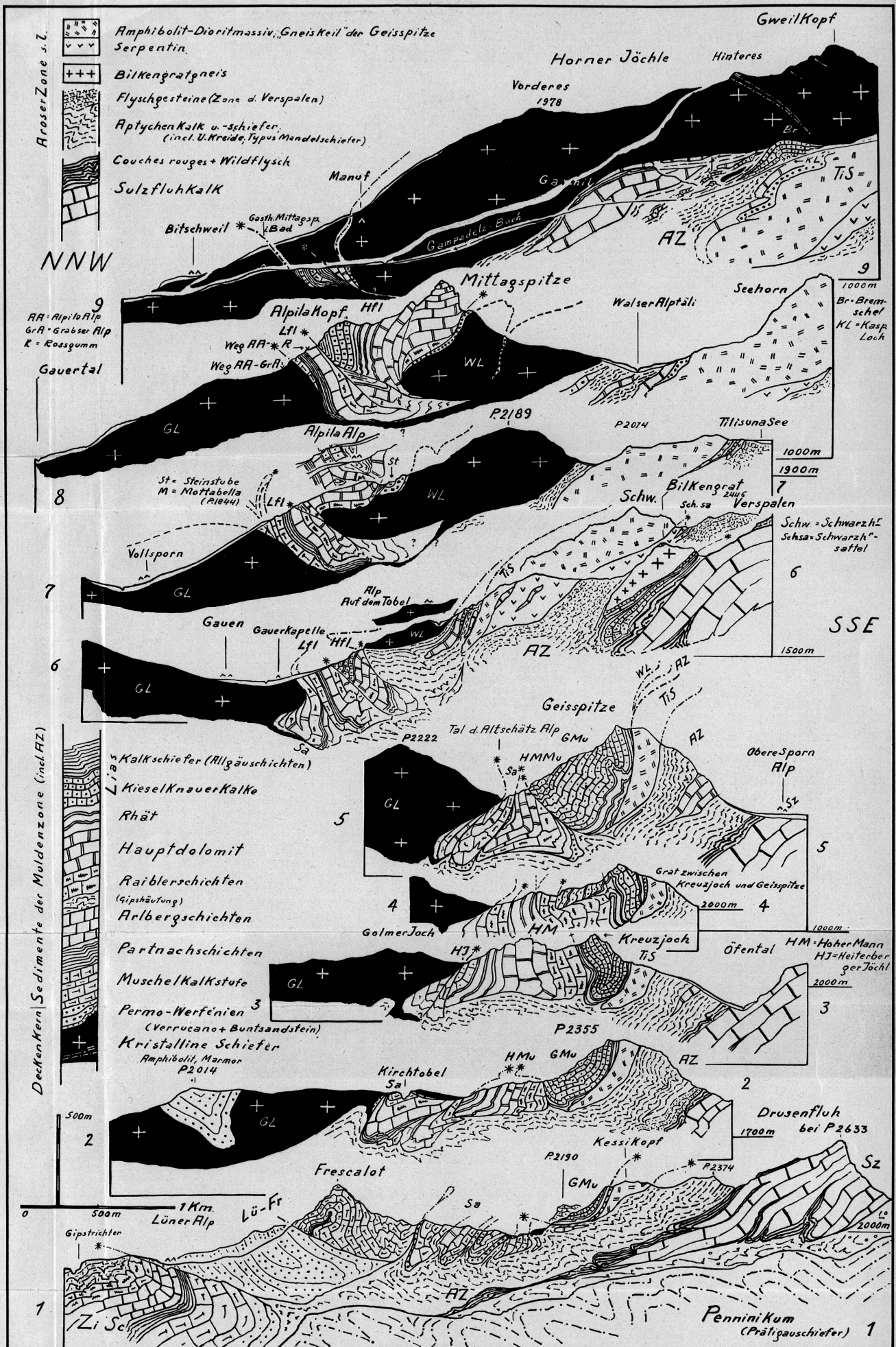


Fig. 1. Profilerie durch die Sedimentzone der Tschagguner Mittagspitze

Abkürzungen für die unterschiedenen Bauteile:

- | | | |
|--|--------------------------------------|--------------------------|
| Hfl = Hangendflügel der „Mittagspitzenmulde“ | Sa = Salonienschuppen | GL = Golmer-Lappen |
| Lfl = Liegendflügel der „Mittagspitzenmulde“ | Lü-Fr. = Lüneersee-Frescalot-Scholle | TIS = Tlisuna-Schuppe |
| GMu = Geisspitz-Muldenstück | Zi-Sc = Zimba-Scesaplana-Scholle | AZ = Arosar Schuppenzone |
| HMu = Hohe Mann-Muldenstück | WL = Walser-Lappen | |