

# Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet)

Von  
Eberhard Clar (Graz)

(Die Drucklegung erfolgte aus den Mitteln der Dr. Emil Sueß-Erbschaft)

(Vorgelegt in der Sitzung am 11. November 1937)

## Inhalt.

|  |        |
|--|--------|
| 1. Einleitung  | p. 249 |
| 2. Die Schichtfolge  | p. 252 |
| a) Die basale Trias  | p. 252 |
| b) Die Triasdolomite   | p. 256 |
| c) Die Folge über dem Hauptdolomit am Schwarzeck             | p. 262 |
| a) Rhät  | p. 262 |
| β) Lias  | p. 264 |
| γ) Unterer Radiolarit  | p. 266 |
| δ) Aptychenkalk  | p. 267 |
| ε) Oberer Radiolarit   | p. 268 |
| ξ) Kreide  | p. 269 |
| d) Jura und Kreide im übrigen Hochfeindkamm                  | p. 274 |
| e) Stratigraphische und fazielle Übersicht                   | p. 282 |
| 3. Zur Tektonik  | p. 288 |
| a) Der Hochfeind-Schwarzeck-Stock                            | p. 288 |
| b) Der Zug Weißenneck-Spieereck                              | p. 298 |
| c) Zum Bewegungsbild   | p. 304 |
| 4. Über die Beziehungen zur Matreier Zone südlich der Tauern | p. 307 |
| 5. Zusammenfassung   | p. 312 |
| 6. Anhang  | p. 313 |

## 1. Einleitung.

Der hier niedergelegte Bericht beruht zu seinem größeren Teile auf Begehungen des Jahres 1935, die mir durch eine Unterstützung von Seiten der Akademie der Wissenschaften in Wien ermöglicht worden waren. Den Dank für diese Förderung möchte ich daher auch hier voran setzen.

Während von den nordwestlichen und nördlichen Radstädter Tauern als Frucht der von Uhlig geführten Untersuchungen später eingehende Darstellungen erschienen sind (W. Schmidt, F. Trauth), verfügen wir für den südlichen Teil — besonders den Hochfeindkamm — mit Ausnahme einiger Profile Kobers noch nicht in dem Maße über genauere Grundlagen, wie es seiner Rolle in tektonischen Synthesen der Ostalpen entspräche.

Insbesondere bestand aber nach den Fortschritten, die Schmidt's Studien der Stratigraphie der Radstädter Trias gebracht hatten, auch schon seit langem die Notwendigkeit, über die Schichtfolge dieses Zuges und über die Stellung der problematischen »Schwarzeckbreccie« Daten zu sammeln. So war es das nächste Ziel dieser Begehungen, die Schichtfolge des Hochfeindkammes so weit zu klären, als dies noch ohne eine umfassende Kartenaufnahme möglich war, die Verwendbarkeit der so gewonnenen stratigraphischen Deutung im ganzen Zuge zu überprüfen und dabei auch Beobachtungen zum tektonischen Bau zu machen. Ein Vorbericht faßte 1935 die damaligen Ergebnisse kurz zusammen, er ist jedoch jetzt bezüglich der nachlassischen Schichtglieder zu verbessern. Die Ergebnisse, die Blattmann 1936 noch ohne Bezugnahme darauf veröffentlicht hat, berühren sich in stratigraphischer Hinsicht damit in einigen Punkten, während in der tektonischen Auffassung beträchtliche Unterschiede bestehen.

Der Hochfeind-Speiereckkamm ist in der Hauptsache aufgebaut aus der Unteren Radstädter Decke von Uhlig-Kober, die tektonisch vom Twenger Kristallin und den Oberen Radstädter Decken überlagert wird. Nach Staub setzt er sich zusammen aus den Äquivalenten der hochpenninischen Matreier Zone in den Gesteinszügen des Speierecks und zwei unterostalpinen Decken (Weißeneck- und Schwarzeckdecke) als Äquivalenten der Err- und Berninadecke Graubündens. Die oberen Radstädter Decken sind nach Staub mittelostalpin. Es mußte daher erwartet werden, daß schon im Hochfeind-Speiereckzuge selbst, noch mehr aber gegenüber den Oberen Radstädter Decken bedeutende fazielle Differenzen nachgewiesen werden können.

Die folgenden Untersuchungen beschränken sich bewußt auf den Hochfeind-Weißeneck-Speiereckzug im geologischen Sinne, also auf den mesozoischen Schichtstreifen, der im Liegenden von den bisher als Schieferhülle der Tauern zusammengefaßten Gesteinen und im Hangenden vom Twenger Kristallin begrenzt wird. Anschließendes oder andere Teile der Radstädter Tauern sind nicht in eigenen Abschnitten behandelt und nur soweit herangezogen, als es der Zusammenhänge wegen notwendig schien.

Obwohl auch dieses enger begrenzte Gebiet fast eine Fülle neuer Beobachtungen bot, ist doch zu einer vollständigen Bearbeitung noch ein weiter Weg; was hier vorgelegt wird, ist erst eine vorbereitende Klärung in der Gliederung der Schichtfolge, in der Frage des Baustiles und des Baues selbst, die der Kartendarstellung und speziellerer Arbeit die Wege ebnen soll. So wichtige und dankbare Fragen, wie z. B. die nähere petrographische Untersuchung der Geröllzusammensetzung der Breccien, ihre Metamorphose und Durchbewegung, konnten noch nicht über Anfänge hinaus untersucht werden.

So bietet dieses prächtige, einsame Gebiet noch genug an fesselnden Aufgaben und wird noch viele Besuche mit reicher neuer Erkenntnis belohnen.

Zur Auffindung der im Text genannten Örtlichkeiten mögen topographische Karten und die Übersichtsskizze der Fig. 1 dienen. In

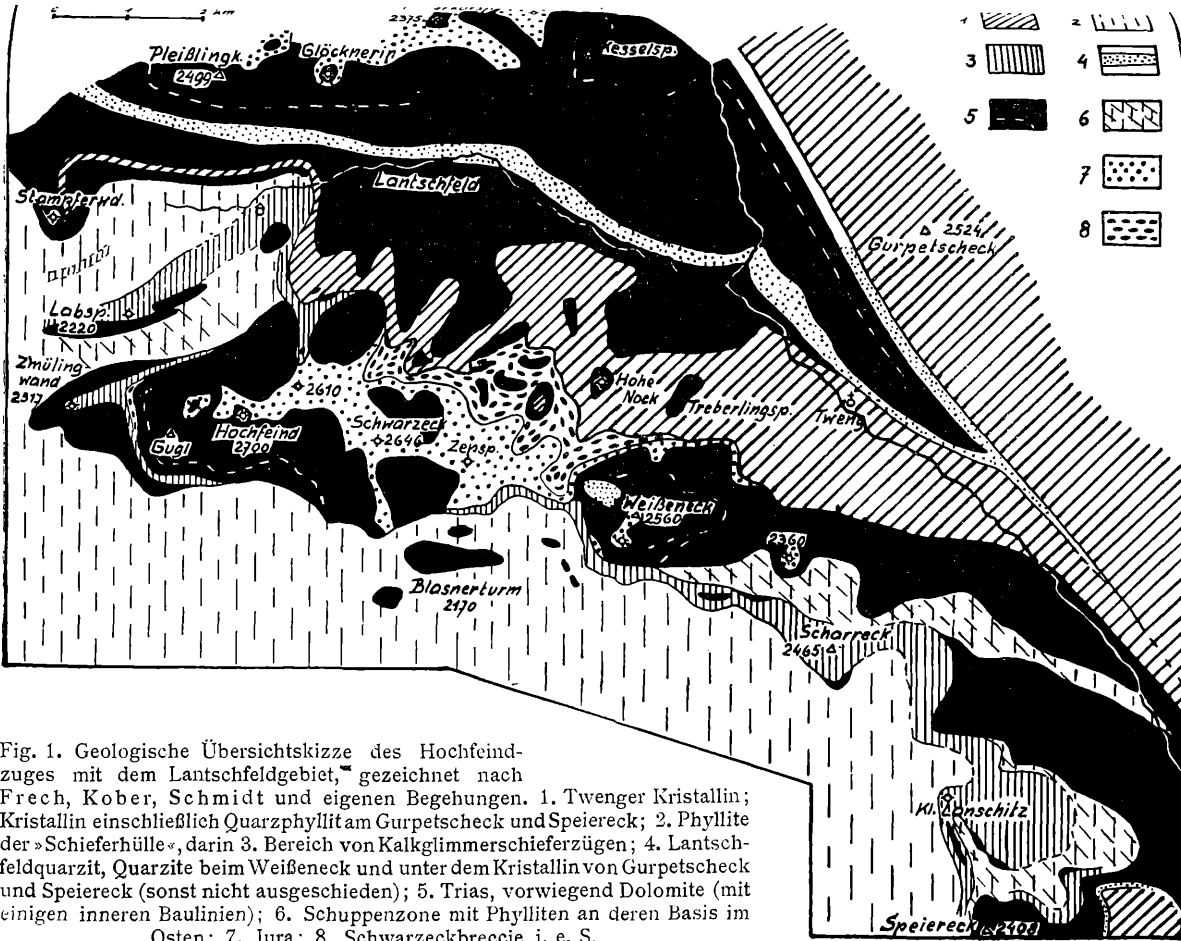


Fig. 1. Geologische Übersichtsskizze des Hochfeindzuges mit dem Lantschfeldgebiet, gezeichnet nach Frech, Kober, Schmidt und eigenen Begehungen.

ihre sind teilweise die älteren Aufnahmen von Schmidt, Frech und Kober-Uhlig ohne eine Kontrolle durch eigene Begehungen wiedergegeben.

## Wichtige Schriften über die Radstädter Tauern

(im folgenden nur mit dem Namen des Verfassers angeführt).

- Becke F., Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ost-  
rande des Hochalmkernes. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 118, 1909.  
— Über Diaphthorite, Tscherm. Min. u. petr. Mitt., 28, 1909.
- Blattmann S., Überblick über die Tektonik der Radstädter Tauern. Zbl. f. Min.,  
Abt. B, 1936.
- Clar E., Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Radstädter Tauern. Anz. d.  
Akad. d. Wiss. Wien, 1935, Nr. 19.
- Diener C., Über eine Vertretung der Juraformation in den Radstädter Tauern-  
gebilden. Verh. Geol. R.-A. Wien, 1897.
- Frech F., Geologie der Radstädter Tauern. Geol. u. pal. Abhdl. (Koken), 9, 1901.
- Kober L., Bericht über geotektonische Untersuchungen im östlichen Tauernfenster  
und seiner weiteren Umgebung. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 121, 1912.  
— Das östliche Tauernfenster. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, 98, 1922.
- Kraus E., Der Abbau der Gebirge. Bd. I: Der alpine Bauplan. Berlin, 1936.
- Meixner H., Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee (»Kolsberger Alpe«) bei  
Tweng in den Radstädter Tauern. N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 69, Abt. A, 1935.
- Schmidt W., Grauwackenzone und Tauernfenster. Jb. Geol. Staatsanst. Wien, 1921,  
— Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien,  
99, 1924.
- Schwinner R., Zur Stratigraphie der Tarntaler und Radstädter Berge. Jb. Geol.  
B. A. Wien, 85, 1935.
- Staub R., Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 52, 1924.
- Trauth F., Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes, I und II.  
Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, 100, 1925 und 101, 1926.
- Uhlig V., Aus dem mesozoischen Gebiete der Radstädter Tauern. Sitzungsber. d.  
Akad. d. Wiss. Wien, 115, 1906.  
— Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern.  
Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 117, 1908.
- Vacek M., Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter  
Tauern. Verh. Geol. R.-A. Wien, 1901.

## 2. Die Schichtfolge.

### a) Basale Trias.

In dem ganzen Hochfeindkamme bis hinunter zum Speiereck sind die Profile, in denen basale Trias vorkommt, tektonisch so weit gestört, daß — ohne Fossilfunde — die Lagerungsverhältnisse an sich ihre Erkennung nicht gestatten; man benötigt dazu petrographische Vergleiche mit der Nachbarschaft.

Solchen Vergleich ermöglichen schon in nächster Nähe und innerhalb des (orographischen) Hochfeindkammes die Triasschollenreihe Treberlingsspitze — Hohe Nock — Himmelwand (Kempen) — Hirschwand (siehe Kartenskizze, Fig. 1), die der tiefsten Schuppe der Oberen Tauerndecke, der Lantschfelddecke angehören. Ihre Unterlage bildet das »Twenger Kristallin«, an dem Becke den Begriff der Diaphthorose abgeleitet hat und das dementsprechend aus diaphthoritischen Gneisen und Glimmerschiefern und deren vollendeten Diaphthoriten mit Einlagerungen von Amphibolit (z. B. Wallneralm) und Granitgneisen von Tauernart (Schachbrettalbit, gefüllte Plagioklase) aufgebaut wird. Die tiefe Trias dieser Schollen ist ganz ähnlich entwickelt, wie es weiter nordwestlich von Schmidt

beschrieben worden ist. Sie ist im einzelnen wohl durch Gleitbewegungen gestört und die Folge stimmt daher an den verschiedenen Punkten nicht genau überein.

Der Schnitt über Kempen-Himmelwand (Fig. 2) zeigt einen schwächtigen basalen weißen Quarzit, darüber verschiedenartige weiße, graue und grau gebänderte, ganz vereinzelt auch rötliche Marmore, die meist deutlich gebankt sind. Mit Wechsellagerung folgt ungeschichteter heller Dolomit unbekannter Mächtigkeit. Nördlich der Einschartung kommt auch Rauhwacke vor, der Dolomit der folgenden Zacken gehört aber möglicherweise schon in höhere Stufen.

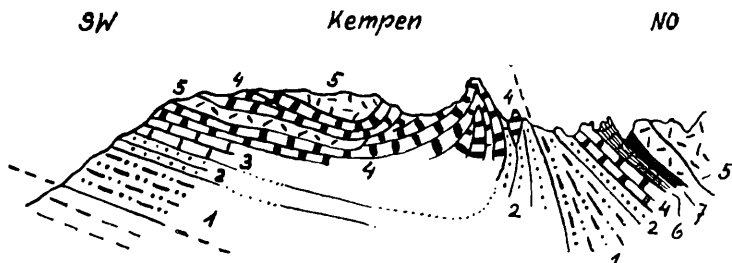


Fig. 2. Basale Trias der Lantschfelddecke am Kempen-Himmelwand. 1. Twenger Kristallin; 2. heller Quarzit und Quarzitschiefer; 3. hellgrauer Marmor; 4. grauer Bändermarmor; 5. hellgrauer massiger Dolomit; 6. Rauhwacke; 7. dolomitische Quetschschiefer; 8. grüne Schiefer der Schwarzeckbreccie.

Im Profile der Hirschwand (Fig. 11) ist die tiefe Trias verschuppt, Quarzite fehlen und es bezeichnen sie nur graue und rötliche Bändermarmore beziehungsweise Kalke; auch die darüberliegende Dolomitfolge ist wahrscheinlich tektonisch verdünnt und unvollständig.

Ähnlich wie an der Himmelwand ist der Aufbau der basalen Trias auch in der Kappe nördlich der Heißen Spitze (Fig. 12) und in der Treberlingspitze (Fig. 15), doch fehlt bei beiden noch eine Detailbegehung; Marmore und Rauhwacke schalten sich zwischen Kristallin oder Quarzit im Liegend und hellen ungeschichteten Dolomit im Hangenden ein.

Am Hohen Nock (Fig. 3 und 4) sind in der basalen Trias geringfügige Verschuppungen bemerkbar. Auch hier ist kennzeichnend, daß der helle, ungeschichtete Dolomit des Gipfels in der Hauptsache von Marmoren, örtlich mit Einschaltung von Rauhwacken unterlagert wird; helle Quarzitschiefer sind zwar damit verbunden, bilden aber kein durchgehendes Band. Der schuttüberrollte Westhang des Hohen Nock wurde zum Zwecke einer Richtigstellung (siehe nächsten Absatz) eingehender begangen und die Aufschlüsse in der Fig. 4 zusammengefaßt: Über dem geschlossenen mächtigen Twenger Kristallin ist ein Band von dunklem Phyllit und von hellem Quarzit noch von einer Lamelle verquetschten Diaphthorites überdeckt; daß dies eine örtliche Verschuppung ist, zeigt das benachbarte Kammprofil (Fig. 3), wo der Kristallinspan bereits fehlt. Dann folgen aber bis zum hellen Dolomit des Gipfels nur mehr verschiedenartige

Marmore mit zwei Rauhwackenlagen, die zwar etwas verschuppt sein mögen, die man aber nicht mit irgendwie stichhaltigen Gründen durch weitspannige Deckengrenzen zerschneiden kann.

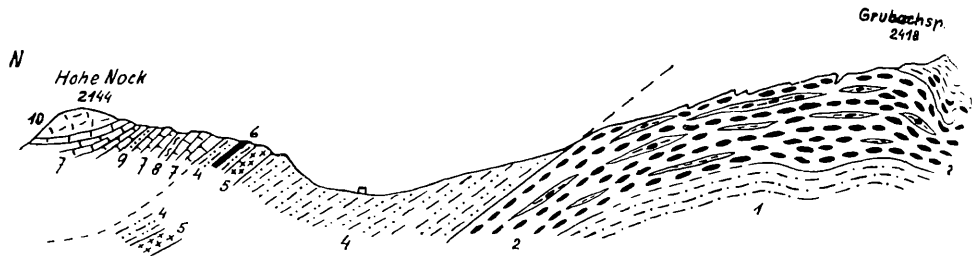


Fig. 3. Schnitt Grubachspitze—Hohe Nock. 1. Liasschiefer mit wenigen Lagen phyllitischer Breccie; 2. Schwarzeckbreccie mit besonders schieferreichen Linsen; 3. grüne Schiefer, zum Teil mit Gerölleinstreuung; 4. Glimmerschiefer- und Gneisdiaphthorite des Twenger Kristallins, darin 5. grober Granitgneis und 6. Aplit; 7. grauer Bändermarmor; 8. grüner Phyllit; 9. Serizitquarzit; 10. heller Dolomit.

Ein Profil durch diesen Westhang des Hohen Nock hat R. Staub in sein großes Alpenwerk aufgenommen; er unterscheidet darin über den verdrückten Granitmyloniten vom Corvatschtypus Casannaschiefer, Verrukano und Schwarzeckbreccie als normaler Rücken seiner Schwarzeckdecke, dann eine verkehrte Triasserie mit

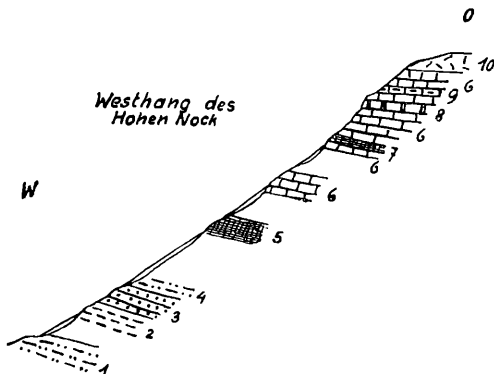


Fig. 4. Triasbasis der Lantschfelddecke im Westhang des Hohen Nock; 1. Diaphthorit. Twenger Kristallin; 2. dunkler Phyllit; 3. stark gepreßter Serizitquarzit; 4. stark gequetschter Diaphthorit; 5. gelber Rauhwackenkalk und Marmor; 6. grauer Bändermarmor bis Kalkschiefer; 7. gelbe Rauhwacke; 8. massige hellgelbe Marmorbank; 9. weißgelber körniger Kalkschiefer; 10. hellgrauer Dolomit.

Kristallin und schließlich die normale Triasfolge der Oberen Radstädter Decke. Nach Versuchen, dieses Profil in der Natur hier oder in der Nachbarschaft wiederzuerkennen, muß ich annehmen, daß die »Granitmylonite« gleichzusetzen sind den Glimmerschiefer- und Gneisdiaphthoriten des mächtigen Twenger Kristallins und der Casannaschiefer den darüberliegenden dunklen Phylliten in unserem Schnitte. In dem, was darauf folgt, kann ich beim besten Willen nichts als eine ganz gewohnte untere Trias sehen; die einzige aus dem Profil selbst ablesbare größere Schubbahn liegt erst unter dem Twenger Kristallin, wo es auf Schwarzeckbreccie aufgeschoben ist (in Staubs Profil ganz rechts, auf Fig. 4 nicht mehr enthalten). Über dem Twenger Kristallin gibt es hier keine Schwarzeckbreccie, keine Raibler, keinen konglomeratischen

Verrukano oder Karbonquarzit, keine verkehrte Serie und keine Kristallinschuppe nahe unter dem Gipfel; auch für eine Zuordnung der Dolomitkappe des Gipfes zum Hauptdolomit wüßte ich aus der ganzen Nachbarschaft keinen Vergleich anzuführen.

So ist die Entstehung dieses Profils von Staub meinem Verständnis vollkommen unzugänglich geblieben und das erstreckt sich naturgemäß auch auf die daraus gezogenen tektonischen Folgerungen. Man kann aber wohl hoffen, daß die Synthese von Staub an anderen Orten besser in der Natur fundiert ist.

In den genannten Triasschollen ist also die tiefe Trias besonders durch Marmore gekennzeichnet, ganz ähnlich wie im Aufnahmegebiet von Schmidt in den nordwestlichen Radstädter Tauern und man kann daher diese Marmore ganz analog als »Muschelkalk«

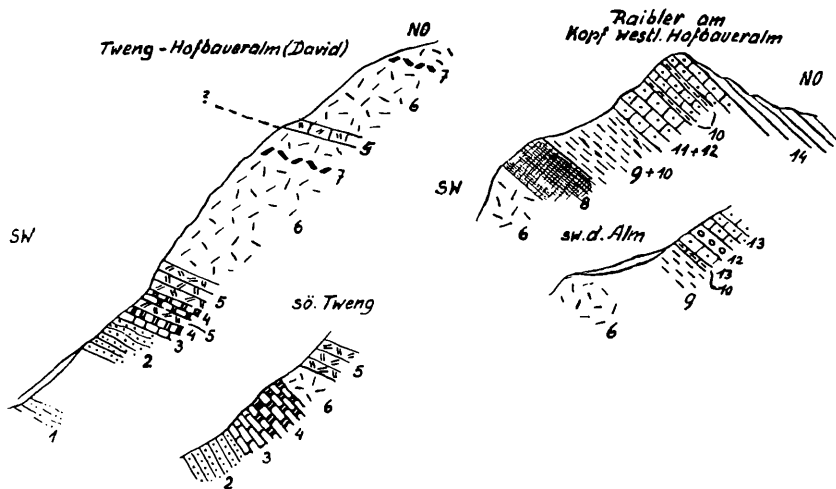


Fig. 5. Unter- und Mitteltrias der Twenger Wand. 1. Twenger Kristallin; 2. heller Quarzit bis Quarzitschiefer (Lantschfeldquarzit); 3. heller plattiger Marmor; 4. schwarzer plattiger Kalk; 5. schwarzer Dolomit; 6. hellgrauer Dolomit, massig bis schwach gebankt; 7. darin Diploporenhorizont; 8. gelblicher Dolomit und Rauhwacken; 9. schwarze Tonschiefer; 10. schwarzer Dolomitschiefer; 11. gelber Dolomit; 12. Dolomitbreccien; 13. grauer Dolomit; 14. gebankter Hauptdolomit.

auffassen und bezeichnen. Der mächtigere helle Dolomit im Hangend ist wohl schon als »Wettersteindolomit« zu deuten. Die Quarzite im Liegend, soweit sie überhaupt auftreten, sind dem Lantschfeldquarzit gesteinskundlich und in der Stellung vergleichbar und es ist nach der Lagerung ihre Deutung als Triasbasis, beziehungsweise Permotrias das Wahrscheinlichste. Rauhwacken sind wie erwähnt hier sehr unregelmäßig verbreitet, erreichen z. B. im Seemannkopf unter dem Hohen Nock etwas größere Mächtigkeit, aber doch nie so große wie in den nordwestlichen Teilen der Radstädter Tauern.

Auffallend ist — und wahrscheinlich auf primäre Faziesunterschiede zurückzuführen —, daß in diesen Schollen tiefer Trias keine dunklen Dolomite gefunden worden sind, wie sie über dem Hauptzuge des Lantschfeldquarzites (Pleißingdecke) sehr verbreitet sind. So kennzeichnen nicht nur im Nordwesten (Schmidt), sondern auch

noch östlich an der Twenger Wand (Profil Fig. 5) solche »Gutensteiner Dolomite« neben Marmoren den Muschelkalkhorizont.

Im eigentlichen Hochfeindzuge bis nach Ost zur Weißeneckscharte fehlt alles, was dieser tiefen Trias vergleichbar wäre; das hat tektonische Ursachen (siehe später). Erst unter der Westflanke des Weißenecks erscheint plötzlich unter Triasdolomiten eine Kuppel von hellen Quarziten (Fig. 25 a), die unter das Weißeneck eintauchen und dem Lantschfeldquarzit petrographisch sehr nahestehen. Ob aber die darüberliegenden gelben Dolomitgesteine im Sinne von Blattmann den Muschelkalk vertreten, erscheint angesichts der tektonischen Verwicklungen und der ungewohnten Fazies noch fraglich.

Weiter im Osten und Südosten, über P. 2360, nordwestlich vom Scharreck und in den Hängen zum Taurachtale bilden lichte, meist grau gefärbte Marmore einen nicht unwesentlichen Teil des — sonst dolomitischen — Triaszuges. Wo sie nicht tektonisch losgelöst sind, stehen sie einerseits in Verband mit hellen Dolomiten von der Art des Wettersteindolomites und anderseits mit weißen bis grünlichen Quarziten (siehe Schnitte Fig. 26 und 27). Dieser Verband läßt wohl den Schluß zu, daß hier die tiefe Trias ganz ähnlich entwickelt ist wie in der nächsten Einheit unmittelbar über dem Twenger Kristallin (siehe oben) und das diese Marmore so den »Muschelkalk« vertreten. Die darunter nur in Schuppen abgetrennt vorkommenden Rauhwacken gehören nicht notwendig in diese Folge, würden sie aber bei der Möglichkeit einer Zurechnung sinngemäß ergänzen.

Im Gebiete des Speierecks kann man die schon als Permotrias angesprochenen hellen Quarzite hieherstellen, die in dem mächtigen Zuge nördlich vom Gipfel auch von etwas Marmor neben hellem Dolomit begleitet sind: Außer dem Verband mit der Trias-Jurafolge überhaupt geben aber die Lagerungsverhältnisse keine nähere Auskunft über das Alter.

Es dürfte also in dem südöstlichen Hochfeindzuge zwischen Weißeneck und Speiereck die Triasbasis nicht grundsätzlich anders entwickelt sein wie in der Lantschfelddecke, nämlich als helle Quarzite, verschiedenartige, meist gebänderte helle Marmore und östlich auch Rauhwacken.

#### b) Die Triasdolomite.

Zur Auflösung der großen Dolomitmassen des Hochfeind-Schwarzeckgebietes wurde der Anschluß an die Gliederung von Schmidt gesucht. Schmidt konnte u. a. die Feststellung machen, daß in den westlichen Triasbergen, der Gruppe von Mosermandl und Faulkogel der größte Teil der dortigen Dolomitmassen als Wettersteindolomit anzusprechen ist, daß die »Pyritschiefer« in diesem Teile fast durchwegs schieferreichen Raiblern zugehören, über denen dann nur an wenigen Stellen der Hauptdolomit, bzw. seine ungeschichteten Vertreter (»Fleckendolomit« als Riffdolomit) folgen. Nur in der Pleißlingmasse gehören wesentliche Teile der »Pyritschiefer« in Rhät-Lias und werden hier von mächtigem Haupt-



dolomit unterlagert. Schmidt hat diese in seinem Arbeitsgebiete voll zutreffende Auffassung auf seiner Karte auch auf das Hochfeindgebiet übertragen und hier die »Pyritschiefer«-Züge als Raibler ausgedeutet. Das allein hat sich jedoch nicht bestätigt.

Hauptdolomit und Wettersteindolomit unterscheiden sich auch in den Radstädter Tauern schon in der Formung der Felsen bedeutend, wobei diese Unterscheidung immer wieder durch die Zwischenschaltung von Raiblern bestätigt wird. Die ungeschichteten Vertreter des Hauptdolomites sind allerdings vom unteren Dolomit viel schwerer zu trennen, oft nur durch die Lagerung gegenüber den Raiblern.

Der Wettersteindolomit erinnert an den nordalpinen Ramsaudolomit als heller, fast oder ganz ungeschichteter Dolomit, der zur Bildung brüchiger Rachen neigt. Seine Einordnung ist durch die prächtigen Diploporenbänke, die seine Hangendpartien bevorzugen, gegeben (deren Stellung siehe z. B. auch Profil Fig. 5). Dagegen ist der Hauptdolomit — wenn wir seine Entwicklung im Pleißingkamme für typisch nehmen — gekennzeichnet durch eine sehr regelmäßige Bankung, fast vergleichbar dem Dachsteinkalk. Besonders auffallend wird sie durch die Einschaltung von gelben dolomitischen oder etwas tonigen Zwischenlagen. Diese Erscheinung ist grundsätzlich vergleichbar der Einlagerung rötlicher und gelber Bänder im gleichen Horizont, die örtlich in der Trias Graubündens, der Kahlwand und am kalkalpinen Nordrand vorkommt (Cornelius).<sup>1</sup> Die gelben Bänder gehen hier durch die ganze Mächtigkeit ohne wesentliche Änderung bis zum Rhät durch und sind damit hier jedenfalls nicht auf die karnische Stufe beschränkt. Die Häufigkeit dieser Bänder scheint gegen Süden abzunehmen. Der Hauptdolomit selbst ist von hellerer Farbe als gewohnt, hellgrau bis mittelgrau, verwittert licht und neigt nicht wie der untere Dolomit zu kleinstückigem Zerfall.

Ungeschichteter, riffartiger Dolomit über den Raibler Schichten, wie er in den von Schmidt bearbeiteten nordwestlichen Radstädter Tauern verbreitet ist, fehlt unserem Gebiete fast völlig. Der einzige Punkt, wo er sicher auftritt, ist die tiefere Wandpartie in den West- und Nordwestabbrüchen der Zmülingwand. Er ähnelt hier durchaus dem »Fleckendolomit« von Schmidt (im Vorbericht habe ich ihn als »Riffdolomit« bezeichnet) und wird hier in klarer Weise von Raiblern unter- und von wohlgeschichtetem Hauptdolomit überlagert. Das ist durchaus eine Bestätigung der Beobachtung von Schmidt, daß dieser Fleckendolomit nur die tieferen Teile des Hauptdolomites vertritt. Ob er vielleicht, wie Schmidt in Betracht zieht, noch der karnischen Stufe zuzurechnen ist, kann auch hier nicht entschieden werden; jedenfalls aber liegt er über dem, was sonst hier als Raibler Horizont bezeichnet und abgegrenzt werden kann.

---

<sup>1</sup> H. P. Cornelius, Geologie der Err-Julier-Gruppe, I. Teil; Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 70, 1935.

Die schieferreiche Fazies der Raibler, wie sie Schmidt aus dem Faulkogelgebiete dargestellt hat, ist auch noch im Nordabfalle des Pleißlingkammes zu treffen, wie das Profil Fig. 6 belegen soll.<sup>2</sup> Man begeht die wiedergegebene Stelle am bezeichneten Weg von Wiesenegg zum Wildsee nach Erreichen der auffallenden Felsterrasse. Neben den dunklen Tonschiefern sind kennzeichnend einmal recht dunkle, aber gelb verwitternde Dolomitbänke, ferner ebenso anwitternde Dolomitbreccien mit dolomitischem Bindemittel, die aber auch Schollen hell gefärbten serizitischen Schiefers enthalten können. Ferner dunkle, fast schwarze, dichte Dolomite, die (wie

*Raibler am Weg Wiesenegg-Wildsee  
Mächtigkeit 20-30 m.*

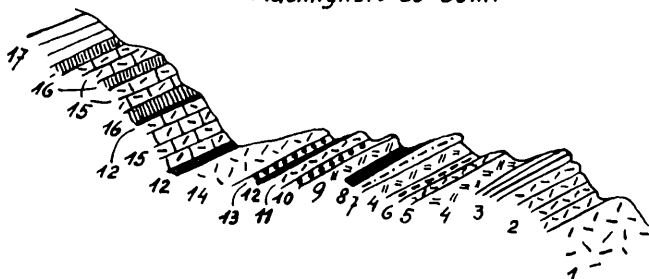


Fig. 6. Raibler Schichten am Weg Wiesenegg-Wildsee. 1. mächtiger heller ungeschichteter Dolomit (Wetterstein); 2. desgleichen gelblich verwittert und gebankt; 3. gelb bis gelbbraun verwitterter Dolomit; 4. grauer, schmutzig verwitterter Dolomit; 5. desgleichen hellgrau verwittert; 6. lichtgrüner Schiefer; 7. graue kieselige Schieferbank; 8. schwarzer, zum Teil bänderiger Tonschiefer; 9. schwarzer, braun und gelb verwitterter Dolomit; 10. gelblichgraue, reine Dolomitbreccie; 11. hellgrauer Dolomit; 12. schwarzer Tonschiefer; 13. gelbe Dolomitbreccie mit einzelnen lichten Schieferschollen; 14. hellgrauer Dolomit, zum Teil brecciös, zum Teil gebändert; 15. dunkle gebankte, zum Teil brecciöse, zum Teil gebänderte Dolomite, schmutzig verwittert; 16. dunkle, weiß anwitternde Dolomitbänke; 17. Übergang in Hauptdolomit, darin auch bläulich verwitterte Dolomitbänke.

bei Schmidt) mit auffallend mehlig-weißer Oberfläche anwittern (»Schwarz-Weiß-Dolomit«), und die sogenannten »Schmutzdolomite«, das sind dunkle, oft etwas sandig erscheinende Dolomite, die eine eigentümlich schmutzig erscheinende dunkle Verwitterungsoberfläche entwickeln; sie können auch brecciös sein. Weiterhin kommen schwarze Dolomitschiefer vor. Im allgemeinen sind die ganzen Raibler nicht kalkig, doch gibt es davon auch Ausnahmen.

Wenn auch diese Ausbildung der Raibler noch durch dunkle Tonschiefer gekennzeichnet ist und daher als »schieferreich« bezeichnet werden kann, so ist doch festzustellen, daß im Vergleich mit dem westlicheren Gebiet, z. B. der Entwicklung am Faulkogel, die Tonschiefer bereits einen viel geringeren Anteil ausmachen. Dieser Sinn der faziellen Entwicklung setzt sich nach Südosten weiter fort.

<sup>2</sup> Das Pyritschieferprofil, das Kober 1923 (Fig. 11) nach Uhlig wiedergibt, schneidet vermutlich das gleiche Raibler Band.

Einer ähnlichen Entwicklung der Raibler begegnen wir auch noch an der Basis der Zmülingwand, dem westlichen Eckpfeiler des Hochfeindkammes, unter schlecht geschichtetem »Riffdolomit«, der erst nach oben in besser geschichteten Hauptdolomit (mit wenig gelben Einlagerungen) übergeht. Die Raibler bestehen hier aus schwarzen Tonschiefern, gelben Dolomiten und Dolomitbreccien, dunklen sandig-bänderigen »Schmutzdolomiten« und »Schwarz-Weiß-Dolomit«.

Im eigentlichen Hochfeindstock und weiter südöstlich fehlt eine solche Entwicklung der Raibler. Im Osten kehren sie aber nochmals wieder ober der Twenger Wand (Profil 5), wo sie auch durch sehr leicht gefärbte Rauhwacken gekennzeichnet sind (nicht Rhät-Jura, wie Blattmann angibt).

Auch in den prächtigen Südabstürzen des Pleißlingkeil-Glücknerin-Kammes vermißt man ein klares Raibler Schieferband (Schmidt zeichnet darum die Grenze Wetterstein-Hauptdolomit strichliert). Die Grenze zwischen den beiden Dolomiten zieht aber ausreichend scharf durch und ist außerdem durch eine kleine Geländestufe mit Schutthalden bezeichnet. Genauer Zusehen erweist, daß die Raibler hier nicht fehlen, sondern sie liegen nur in einer vorherrschend dolomitischen Entwicklung vor und sind auch schon von weitem dann durch die weißen Bänder der »Schwarz-Weiß-Dolomite« zwischen den dunklen Anbrüchen der »Schmutzdolomite« zu erkennen.

Es sei an dieser Stelle nebenbei gegenüber einer irrthümlichen Bemerkung bei E. Kraus richtiggestellt, daß gerade nach W. Schmidt nicht die ganze Obere Radstädter Decke eine verkehrt liegende Schichtreihe darstellt. Eine solche Auffassung kann heute nur für die — mengenmäßig nicht sehr bedeutenden — Hangendschuppen und den Nordabfall in Frage kommen.

Eine ähnliche Entwicklung vertritt nun auch allein das Raibler Band im Hochfeindkamme. Die mächtigen Dolomitmassen von Hochfeind und Schwarzeck ähneln so sehr dem Dolomit der oberen Pleißling-Glücknerin-Wände in ihrer ausgezeichneten Bankung bei hell- oder mittelgrauer Färbung und der vielleicht etwas spärlicheren Einschaltung von gelben Zwischenlagen, daß von vornherein an ihrer Einstellung in den Hauptdolomit nicht recht zu zweifeln ist. Außerdem werden sie ja auch unmittelbar von Rhät und Lias überlagert.

Die Raibler sind daher erst unterhalb dieser Dolomite zu erwarten und tatsächlich kommen sie auch am Fuß der SW-Abbrüche von Hochfeind und Schwarzeck zum Vorschein (siehe die Profile Fig. 18, 21 und 13).

Die tiefe Trias ist hier weithin mit glatter, diskordanter Bewegungsbahn an den unterlagernden Schiefern, die man noch der Schieferhülle zuzurechnen pflegt, abgesichert und die Folge beginnt mit den hangenden Teilen des Wettersteindolomites (hier ohne Diploporenfunde) oder gleich mit den Raiblern. Der ungeschichtete helle Wettersteindolomit wird nach oben zu etwa 50 m unter den

Raiblern etwas gebankt (übrigens genau wie auch am Mosermandl oder der Rieselwand), dann folgen mit scharfer Bankung, ja sogar auch dünner Schichtung dunkle Dolomite; und zwar sind es in der Hauptsache die schwarzen, etwas sandigen »Schmutzdolomite

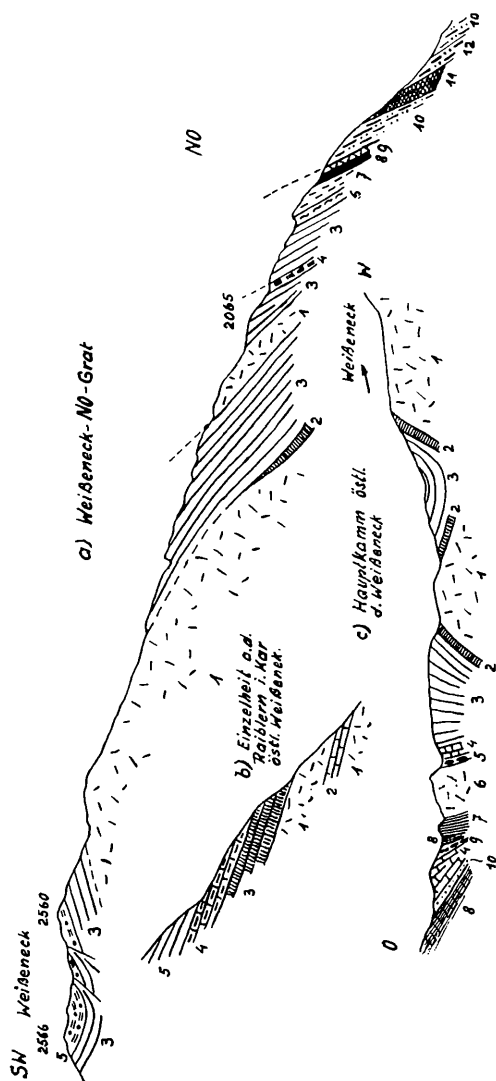


Fig. 7. Schnitte vom Weißeneck. a) 1. Wettersteindolomit; 2. Raibler; 3. Hauptdolomit; 4. dunkler Kalk, Kalkschiefer, Tonschiefer (Lias); 5. breccienreicher Lias (siehe Detailprofil 16); 6. grauer, phyllitisch gebänderter Quarzitschiefer; 7. grüner Phyllit; 8. gelblicher Kalkschiefer; 9. gelblicher Dolomit mit Quarzadern; 10. diaphthoritischer Glimmerschiefer; 11. diaphthoritischer Amphibolit(?); 12. diaphthoritischer Paragneis.  
b) 1. heller Dolomit; 2. weißlicher Kalkschiefer; 3. schwarzer, blaugrau anwitternder Dolomit, zum Teil breccios; 4. schwarzer Dolomitschiefer und Tonschiefer; 5. Hauptdolomit.  
c) 1 bis 3 wie bei a); 4. grauer Marmor; 5. grüner Schiefer mit Quarzgeröllen; 6. heller Dolomit; 7. Kalkglimmerschiefer; 8. Rauhwacke; 9. gelber, verschieferter Dolomit; 10. Quarzit.

und darin die leuchtenden Bänder der »Schwarz-Weiß-Dolomite«, die allerdings auch noch über dieser Zone — spärlicher werdend — eingelagert sind. Die dunklen Dolomite, die also etwa der karnischen Stufe entsprechen sollen, dürften hier in ihrer Mächtigkeit 50 m noch etwas überschreiten. Nach oben folgt ein allmählicher Übergang in

den wieder helleren Hauptdolomit, in dem die Bankungsdicke wieder etwas zunimmt. Die ungestörte Mächtigkeit des Hauptdolomites wird hier einige 100 *m*, vielleicht an 300 *m* betragen.

Eine ähnliche Gliederung erkennen wir weiter östlich wieder in den großen Dolomitmassen des Weißenecks, nur sind hier die Raibler stark unterdrückt, der Hauptdolomit ermangelt fast der bezeichnenden gelben Bänder und ist in der Hauptsache nur durch seine Bankung und etwas andere Färbungen vom Wettersteindolomit unterscheidbar. Überhaupt war hier die Trennung noch nicht allgemein durchführbar und blieb besonders im NW-Abfall unbefriedigend (bei weniger durchsichtiger Innentektonik). Am Kamm gegen NO liegen die Verhältnisse entsprechend dem Schnitt Fig. 7*a*, es handelt sich also im wesentlichen in dieser Richtung um einen breiten Schichtsaattel, an dem in seinem nordöstlichen Flügel, unter der Überschiebung des Twenger Kristallins, eine zweimalige örtliche Verschuppung auftritt. Auch vom Weißeneck nach Ost, im Scharalpenkar, wird mit Hilfe des Raibler Bandes die Tektonik der Dolomitmasse als eine sanft geschwungene Faltung auflösbar (Schnitt Fig. 7*b*). Ob die in diesem Schnitt und weiter nördlich an den Hauptdolomit hangend anschließenden grauen Marmore auch in sein stratigraphisches Hangend gehören, bleibt ungewiß; im Hochfeindzuge sind Marmore in dieser Schichtlage (mit Ausnahme des bescheidenen Rhäts vom Schwarzsee) nicht sichergestellt, wohl aber können sie im Pleißlingzuge als eine Art Plattenkalk über dem Hauptdolomit in ähnlicher Entwicklung erscheinen (z. B. Zehnerkarscherte). Es kann sich hier auch ohne weiteres um Marmor des Muschelkalkes handeln, denn mit ihnen betreten wir bereits den Bereich einer Schuppenzone am Südrand der geschlossenen Trias, in der auch Rauwacken und Quarzite die tektonische Verarbeitung der tiefen Trias anzeigen.

Eine Einzelheit aus dem Aufbau der Raibler am Weißeneck gibt der Schnitt Fig. 7*c* (Scharalpenkar, nahe dem Weißeneckabfalle). Sie sind gegenüber dem Westen sehr verarmt, aber durch den schwarzen, hell anwitternden Dolomit und die schwarzen Dolomitschiefer noch sehr bezeichnend. Fremdartig mutet das schmale Band von hellem körnigem Kalkschiefer an, das nahe der Grenze dem liegenden hellen Dolomit eingelagert ist. Etwas weiter östlich kommt dazu noch ein heller, von Dolomit durchsetzter Quarzitschiefer (brecciös?) und Dolomit mit Schollen (bis *dm*) von solchem weißen Quarzitschiefer.

Noch weiter östlich, in der Richtung Speiereck, ist eine befriedigende Auflösung der Dolomitmassen bei den kurzen Begehungen nicht gelungen, denn es fehlen anscheinend geschlossene Profile soweit, daß man über die bloße Anwendung petrographischer Analogien nicht hinauskommt. Hingewiesen sei aber darauf, daß man in starker tektonischer Zerlegung doch immer wieder nur Schichtgliedern begegnet, die in der eben beschriebenen Folge ihren Platz finden können; so entspricht z. B. der mächtigere Dolomitzug gleich westlich der

Speiereckhütte sehr gut unserem Hauptdolomit (bei Staub Wettersteindolomit) und auch die nachtriadischen Schichtglieder sind dort zum größeren Teil auf diese Weise belegbar.

c) Die Folge über dem Hauptdolomit (am Schwarzeck).

Die Folge über dem Hauptdolomit umfaßt in der Hauptsache den Komplex, der gewöhnlich unter der Bezeichnung »Schwarzeckbreccie« zusammengefaßt wird; es war von vornherein aus dem Schrifttum klar, daß eine befriedigende Deutung dieser jüngeren Schichtglieder erst dann zustande kommen kann, wenn es gelingt, diesen Komplex der Schwarzeckbreccie unter Wiedergabe am Orte nachprüfbarer und möglichst geschlossener Profile zu gliedern und dadurch die Erörterungen über die Gegenüberstellung von Meinungen an Hand mehr oder weniger zerstreuter Einzelbeobachtungen hinauszuhoben.

Die älteren Darstellungen trennen von der Schwarzeckbreccie das Rhät (Kober) sowie Pyritschiefer des Jura ab, welche letztere allerdings wieder auf der Karte von Schmidt zu den Raiblern gegeben werden. Die Breccie selbst wird als tektonische Bildung betrachtet, bis Staub für sedimentären Charakter eintritt und sich für kretazeisches Alter entscheidet; leider wird aber nicht näher ausgeführt, auf welchen Teil des ganzen Schichtkomplexes sich diese Einstellung bezieht. Dagegen betont Schwinner, unter Zurückhaltung bezüglich der genaueren stratigraphischen Einstellung, die weitgehenden Parallelen mit der Tarntaler Breccie und sucht die Typen sedimentärer und tektonischer Entstehung zu trennen; von den Untersuchungen Blattmanns liegt leider erst ein kurzer Bericht vor, der noch keine Gegenüberstellung der begründenden Beobachtungen gestattet; neben Abweichungen bringt das Folgende aber anscheinend auch manche Übereinstimmung mit ihm. Blattmann nennt als Folge über dem Hauptdolomit: Rhät, Lias als Pyritschiefer, weiße kristalline Jurakalke, rote Quarzite (Dogger), gelblichrote Marmore der Kalkphyllitgruppe, Schwarzeckbreccie (oberer Jura) und Weißeneckflysch (untere Kreide).

Wir gehen aus von den am wenigsten gestörten Profilen, die schon nach einem kurzen Überblick über die Tektonik im Kessel hinter dem Schwarzsee, in den Deckschichten des Hauptdolomitfensters nördlich vom Schwarzeck gesucht werden müssen. Das entscheidende Gebiet ist auf der Kartenskizze Fig. 8 dargestellt, die jedoch noch keine ganz abgeschlossene Kartenaufnahme sein soll.

α) Rhät.

Nur in einem kurzen Streifen, knapp südlich des hinteren Sees wird der Hauptdolomit von Rhät überlagert; es ist wahrscheinlich dasselbe Rhät, das Kober aufgefunden hat. Man sieht eine Wechselagerung von bläulich anwitternden dunklen Kalken mit Kalkschiefern und Tonschiefern bei einer Mächtigkeit von insgesamt nur wenigen Metern und im allgemeinen frei von Fossilresten. Nur

eine Bank führt reichlich schlecht erhaltene Korallenreste von dem Typ, den man in dieser Stellung als *Lithodendron* zu bezeichnen pflegt (genau wie unter dem Jura der Pleißlingeinheit), ferner Lagen von Schalenspreu und auch deutlich Schalschnitte. Kober nennt von

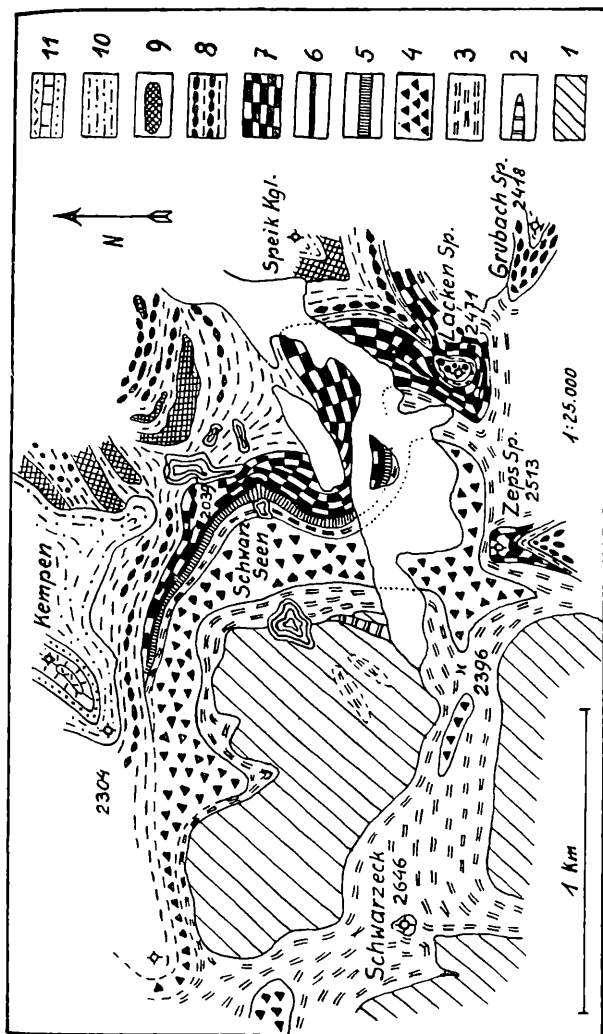


Fig. 8. Kartenskizze der Umgebung der Schwarzseen. 1. Hauptdolomit; 2. Rhät; 3. Lias mit Vormacht dunkler kalkiger Schiefer und Kalkschiefer (letztere am Schwarzeck); 4. Haupthorizont grober Liasbreccien; 5. Unterer Radiolarit; 6. Aptychenkalk; 7. Oberer Radiolarit, im Süden (Lackenspitze) dunkle Bänder-schiefer; 8. Schwarzeckbreccie i. e. S., grüne Schiefer mit Lagen von Breccien, letztere erst in der Grubachspitze von größerer Mächtigkeit; 9. Schüblinge von Trias (und Lias); stark schematisiert; 10. Twenger Kristallin; 11. basale Trias auf dem Twenger Kristallin.

hier *Terebratula gregaria*. Ganz ähnliche Kalke, anscheinend in etwas höherer Lage, führen aber auch schon Pentacrinen.

Am ganzen übrigen Saum des Hauptdolomites ist das Rhät durch die Transgression des Lias (aber eben wahrscheinlich nicht des tiefsten!) entfernt und kommt dort nur mehr an wenigen Stellen als Blockwerk in einer Art Transgressionsbreccie. vor. Die Tat-

sache der Transgression wird ferner noch deutlich durch das (im Großen) diskordante Abschneiden der Bänke des Hauptdolomites gegen seine Überlagerung, das Eingreifen des basalen Lias in ausgeprägte und ganz prächtig erhaltene Karrentaschen des Hauptdolomites und durch eine auffallende braunrote Überkrustung der wieder entblößten damaligen Oberfläche des Hauptdolomites.

Übrigens zeigen eine genau gleiche Verfärbung auch die Jura-kontakte im oberen Zehnerkar, wo solch leuchtend brauner Dolomit in gleicher Weise die alte Erosionsoberfläche überzieht und sich auch in schmalen Lagen in die Jurabasis einschaltet.

Damit beginnt am Schwarzsee der Einsatz der mächtigen Schiefer- und Breccienfolge, die um den Schwarzsee gewöhnlich zur Gänze als Schwarzeckbreccie bezeichnet worden ist. Sofort setzt ein lebhafter Wechsel ein, nicht nur in der Folge, sondern auch seitlich, so daß sich benachbarte Schnitte nicht in allen Einzelheiten gleichen. Zum Teil mag dieser Eindruck seitlichen Wechsels durch tektonische Verdrückung oder Verdickung der Schichtbänder bedingt zu sein, zu einem großen Teil kann man ihn aber auch unschwer faziell auffassen. Denn sobald man erst etwas mächtigere Schichtstöße (etwa in Zehnern von Metern) zusammenfaßt und einander gegenüberstellt, zeigt die Zone eine große, bisher überhaupt kaum beachtete Regelmäßigkeit des Aufbaues.

Solche Gruppen sind von unten nach oben: Eine Zone mit Vormacht dunkler Schiefergesteine, drüber mächtige graubraune Breccien und Sandsteine, ein hangendes Band dunkler Schiefer, ein unterer grüner und roter Radiolarit, ein Bändchen Kalkmarmor, ein oberer Radiolarit mit folgenden grünen und grauen Schiefen und nach oben zunehmender Einschaltung von Breccien und schließlich weiter im Osten mächtige, durch Beteiligung grüner Schieferkomponenten ausgezeichnete Breccien (vergleiche Fig. 10).

Bei der Verfassung des Vorberichtes (1935) hatte ich diese Gliederung noch nicht erkannt, es sind also die damaligen Angaben und die Tabelle im Sinne des Folgenden zu berichtigen,

### β) Lias.

Eine Einzelheit aus den tiefsten Teilen der Folge gibt der Schnitt, Fig. 9. Das unterste Schichtglied ist ein milder schwarzgrauer, kalkfreier Tonschiefer, der selten einzelne Pyrite führt (der Ausdruck »Pyritschiefer« ist für stratigraphische Erörterungen vollkommen unbrauchbar, da in ihm Schiefer des Muschelkalkes, der Raibler, des Rhät und des Lias zusammengeworfen werden). Dieser Schiefer umschließt an seiner Basis oft einzelne Brocken von Dolomit; auch Rhätkalk und legt sich in der Nachbarschaft dieses Schnittes in Karrentaschen ein. Nach oben wird er phyllitisch, quarzreicher und feinlagig und dann nimmt der Karbonatgehalt — in rostigen Putzen auswitternd — zu. Diese grauen, etwas sandigen und kalkführenden Schiefer von meist phyllitischem Aussehen gleichen vollkommen der Hauptmasse der sogenannten Pyritschiefer des Lias im



oberen Zehnerkar, an der Gamsleitenspitze oder an anderen Punkten der Pleißlingdecke und sind auch hier für den seiner Stellung nach als Lias aufzufassenden Komplex sehr bezeichnend. Es folgen grobe (meist über 1 bis 2 mm) bankige Sandsteine und Feinbreccien, aufgebaut in der Hauptsache aus Quarz und Dolomitbröckelchen mit einem vorwiegend karbonatischen Bindemittel, das Rostflecken bildet und dem Gestein hellbräunliche Anwitterungsfarben verleiht. Lageweise wechselt der Gehalt daran. In folgenden gröberen Breccienbänken mit verschieden gefärbten Dolomitbrocken liefert solcher Sandstein vielfach das Bindemittel. In Breccienbänken, deren

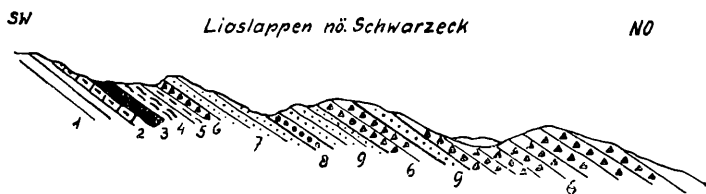


Fig. 9. 1. Hauptdolomit; 2. gelber Dolomit (»Eisendolomit«); 3. milder, schwarzer Tonschiefer, zu tiefst schmale phyllitische Dolomitbreccie; 4. feinlagiger dunkler Schiefer; 5. dunkler karbonatisch-sandiger Schiefer; 6. grobe, graugelbe Dolomitbreccie mit Quarzitschollen; 7. plattige Sandsteine, gleich Brecciengrundmasse und quarzreiche Feinbreccien; 8. braune quarzitefreie Dolomitbreccie; 9. Sandsteine.

Grobanteil nur aus Dolomit besteht, zeigen diese Brocken oft schon eine beträchtliche Abrollung, so daß die Bezeichnung Konglomerat vielleicht schon passender wäre. Im Gesamteindruck aber und besonders in den gleich zu besprechenden, Schieferbruchstücke enthaltenden grobklastischen Horizonten sind eckige Trümmer durchaus das Beherrschende, so daß die Bezeichnung Breccie für die größeren Gruppen zweckmäßiger beibehalten wird.

Über einem weiteren Sandsteinhorizont folgen nun Breccien, in denen nicht mehr allein Dolomite den Grobanteil stellen; insbesondere sind es helle Quarzite und auch Quarzitschiefer (Typ Triasbasis, Lantsfeldquarzit u. ä.), die in Schollen verschiedenster Größe, von 1 cm bis zu einigen dm, in wechselndem Maße verquetscht und verdrückt, aber manchmal auch noch ganz eckig begrenzt, sich mit den Dolomitbrocken mischen. Der Reichtum an solchen Quarzitstücken in der Breccie wechselt in Lagen; grüne Schiefer oder Diaphthorite des Kristallins, die in anderen Horizonten bezeichnend werden, fehlen hier noch, dunkle Liasschiefer oder Marmore können aber vorkommen. Überhaupt ist hier die Verarbeitung wenig älterer Ablagerungen nicht selten, ohne daß daraus der Schluß auf scharf oder gar weit getrennte Abtragungsphasen notwendig wäre.

An der sedimentären Entstehung dieser Breccien kann angesichts der klaren ebenen Korngrößenschichtung und Bankung nicht gezweifelt werden.

Einen grundsätzlich sehr ähnlichen Aufbau hat diese tiefe Folge in der Nachbarschaft des hinteren Schwarzsees. Die beiden Schnitte, Fig. 10, treten von nahe beieinanderliegenden Punkten nach Nord und Nordost auseinander. Man findet hier wieder als Basis die milden kalkfreien dunklen Tonschiefer. Die phyllitische, mehr kalkig-sandige Schieferfolge drüber enthält schmale Breccienlagen; diese Breccien sind grau bis braungrau und ihre verschiedenartigen Dolomitbrocken sind zum Teil umflossen von dunklen Schiefen, die wenigstens teilweise noch als ehemalige eingelagerte Schollen zu erkennen sind; das Zement kann dabei rein kalkig sein. Andererseits kommt hier (wie am Hochfeind, an der Zepspitze und nördlich des Weißenecks) auch eine Lage von schwärzlichem, blaugrau bis gelbgrau anwitterndem, plattigem Dolomit vor. Nach oben werden diese Schiefer hier sandärmer.

Auch in diesen Schnitten folgt nach oben eine von dunklen Schiefen freie Gruppe von Sandsteinen und Breccien gleicher Art, wie oben beschrieben. Auch bilden zunächst nur Dolomite das Grobmaterial und erst höher und in bevorzugten Lagen gewinnen Schollen von hellen Quarziten und Quarzitschiefen darin größere Bedeutung. Diese Breccienfolge wird in beiden Schnitten nach oben abgeschlossen durch einen karbonatreichen, etwas sandigen phyllitischen Schiefer gleicher Art, wie der Liasschiefer des tieferen Profilabschnittes.

Gleiche Schiefer treten weiter im Hangenden nicht mehr auf, es folgt ein Schnitt in der Sedimentationsart und auch die höher liegenden Breccien sind recht gut von den eben erwähnten Typen zu unterscheiden, so daß man die Folge bis hieher enger zusammenfassen kann. Es handelt sich ohne Zweifel um die Vertretung des Lias, ohne daß damit — wie auch sonst in den Zentralalpen üblich — eine Aussage über den genauen stratigraphischen Umfang gemacht werden soll. Die Gesamtmächtigkeit dieser Folge von dunklen Schiefen und Breccien dürfte in diesen Schnitten (den am wenigsten gestörten des ganzen Gebietes) etwa um 100 m liegen.

#### 7) Unterer Radiolarit.

Dieser folgt hier auf den höchsten Liasschiefer mit scharfer Grenze und erreicht nur eine Mächtigkeit von wenigen Metern. Es handelt sich in seinem heutigen Zustande um meist grünlüche, äußerst feinkörnige Bänderquarzite; bezeichnend ist ein regelmäßiger Wechsel von weißlichen, 1 mm bis höchstens 1 cm dicken, dicht erscheinenden Quarzlagen mit schmalen grünen Schieferhäuten, das Ganze in der Regel wild gefaltet. In anscheinend nicht regelmäßiger Verteilung kommen in diesem Bande auch rote Radiolarite vor, sind aber entschieden seltener als die grünen.

In einem solchen roten Radiolarit von einem anderen Fundpunkt konnten nun auch noch Reste von Radiolarien nachgewiesen werden.

Das mikroskopische Bild der roten Radiolarite als Muttergestein der Manganminerale vom »Kolsberger See« ist schon von Meixner gegeben worden. Das radiolarienführende Stück, aufgesammelt in dem später zu erwähnenden Radiolaritband unter dem Osthang der Grubachspitze, erscheint ausnahmsweise fast massig und ist kaum gebändert. Unter dem Mikroskope ist es ein fast reiner, sehr feinkörniger, wenigstens vorwiegend durch kleinste Roteisenschüppchen pigmentierter Quarzit; die Korngröße des Quarzes schwankt mit Ausnahme vereinzelter gröberer sekretionärer Lagen zwischen unter  $0.02\text{ mm}$  und etwa  $0.05\text{ mm}$ . Im Schliff ist durch die Pigmentierung eine sehr zarte Bänderung ausgeprägt. In diesem Gefüge bemerkt man Aussparungen des Pigmentes von kreisrunder bis etwas ovaler Form bei einer Größe von  $0.1\text{ mm}$  bis  $0.2\text{ mm}$ ; in dickeren Schliffen sind sie als Kugelformen zu erkennen. Diese Pigmentaussparungen sind erfüllt von etwas gröber körnigem Quarz, der den Eindruck einer Hohlräumeausfüllung macht. Die Abgrenzung der Aussparungen ist nicht vollkommen scharf, aber doch sehr deutlich, Skelettreste sind auch nicht in Spuren erhalten.

Diese Gebilde könnten nicht als Radiolarien angesprochen werden, wenn nicht weitgehende Übereinstimmung bestünde mit relativ schlecht erhaltenen Radiolarien, die mir Freund Cornelius in roten Radiolariten des Unterostalpin Graubündens zeigte.<sup>3</sup>

Durch den Nachweis von Radiolarien ist die Auffassung von Staub hinfällig, der in diesen roten Gesteinen im Zusammenhang mit der Abtrennung einer eigenen Schwarzeckdecke Quarzite des Verrukano sieht.

Eine etwa  $1\text{ dm}$  mächtige, fast in der ganzen Erstreckung auftretende Lage im oberen Abschnitt des Radiolaritbandes fällt durch braunschwarze und schwarze Überzüge der Kluftflächen auf und enthält zum Teil ebenso gefärbte zarte Bänder; Quarzgänge und Linsenkörper darin enthalten oxydische Manganerze. Wenn es mir auch nicht gelang, die von Meixner in Rollstücken gefundene und ausgezeichnet beschriebene Gesellschaft von Manganmineralien im Anstehenden aufzufinden, besteht doch kein Zweifel, daß in diesem und in einem ganz entsprechenden Horizont im oberen Radiolarit die Heimat der »Manganerze vom Kolsberger See« (= Schwarzsee) zu suchen ist.<sup>4</sup>

Der Untere Radiolarit wird in den obersten Bänken etwas stärker schiefrig und nimmt mehr das Aussehen eines grünen Quarzitschiefers an.

#### δ) Aptychenkalk.

Zwischen diesem unteren und dem viel mächtigeren oberen Radiolarit folgt um den Schwarzsee sehr regelmäßig eine Einschaltung

<sup>3</sup> Beschrieben l. c., p. 218.

<sup>4</sup> Inzwischen hat nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung Herr Kollege Meixner in diesen Lagen die beschriebene Manganparagenese aufgefunden und sogar noch erweitern können.

von Karbonatgestein. Es ist ein gelbbraun verwitternder, weißgelber Marmor mit sehr wechselndem Gehalte an grünem Glimmer, der sehr häufig etwa 1 cm große Flecken und Ballen oder kurze Bänder bildet. Auch glimmerarme schiefrige Marmore kommen vor, die weißen Marmoren der Kalkglimmerschiefer sehr ähnlich werden. Die Mächtigkeit des ganzen Bandes ist nicht ganz gleichmäßig und schwankt zwischen etwa  $\frac{1}{2}$  und 3 Metern, nie mehr. An der Hangendgrenze kommt es örtlich zur Bildung von Breccien, indem eckige, braun verwitternde Dolomitbrocken verschiedener Größe sich in die Marmorgrundmasse einlagern.

Bezüglich der Vergleiche muß zunächst hervorgehoben werden, daß allergrößte Ähnlichkeit besteht mit den crinoidenfreien Marmoren und Kalkschiefern, die die bekannten crinoidenführenden Marmore im Zehnerkar in der Pleißingdecke begleiten; diese werden nach dem berühmten Belemnitenfund in seinem Liegend (siehe Diener) in den Dogger gestellt und schon von Staub dem Graubündener Aptychenkalk engstens verglichen. Auch im Zehnerkar sieht man örtlich im Hangend Breccien der gleichen Art. Den Graubündener Aptychenkalken ist unser Marmorband nach seiner Stellung und auch seinem Aussehen nach zu vergleichen, so daß wir trotz Mangels an Aptychen hier wie dort die übliche Bezeichnung übernehmen.

#### e) Oberer Radiolarit.

Der Obere Radiolarit unterscheidet sich petrographisch nicht vom Unteren. Auch hier überwiegen dichte grüne Bänderquarzite mit Schieferzwischenlagen, rote Lagen sind relativ spärlich, auch hier die Einschaltung eines schmalen manganüberkrusteten Bandes und der Übergang in ein stärker schieferiges Hangend. Die Mächtigkeit ist aber viel größer und beträgt in den wiedergegebenen Schnitten (Fig. 10) etwa 20 bis 30 m. Abweichend vom unteren Radiolarit ist lediglich, daß sich hier auch reiner graue Gesteine von sonst ganz gleichem Aussehen (grauer Radiolarit) und weiter im Streichen auch noch ein Band von dunkelgrauem feingebändertem phyllitischem Schiefer einschalten.

In der gesamten Radiolitisserie einschließlich des Aptychenkalkes muß die Vertretung des mittleren und wahrscheinlich auch oberen Jura gesehen werden.

Bei dieser Gelegenheit mag gleich auf einen Beleg für die tektonische Unversehrtheit und die stratigraphische Verwendbarkeit dieser Profile hingewiesen werden. Die gleiche Folge und insbesondere das schmale und leicht verformbare Band von Aptychenkalk läßt sich ohne die kürzeste Unterbrechung und ohne jede Verdoppelung in der angegebenen Mächtigkeit von etwa  $\frac{1}{2}$  bis 3 m durch den ganzen Kessel der Schwarzseen auf eine Längserstreckung von gut 1 km verfolgen (die Manganerzbänder fast ebenso), während die gleiche Reihenfolge der größeren Einheiten auch noch nach beiden Seiten hin weiter anhält. Es ist selten etwas so wenig treffend,

wie die Behauptung von der ungeheuren Beanspruchung, Verquetschung und tektonischen Schichtvermischung in diesem Gebiete, die auch heute im Schrifttum noch immer lebt.

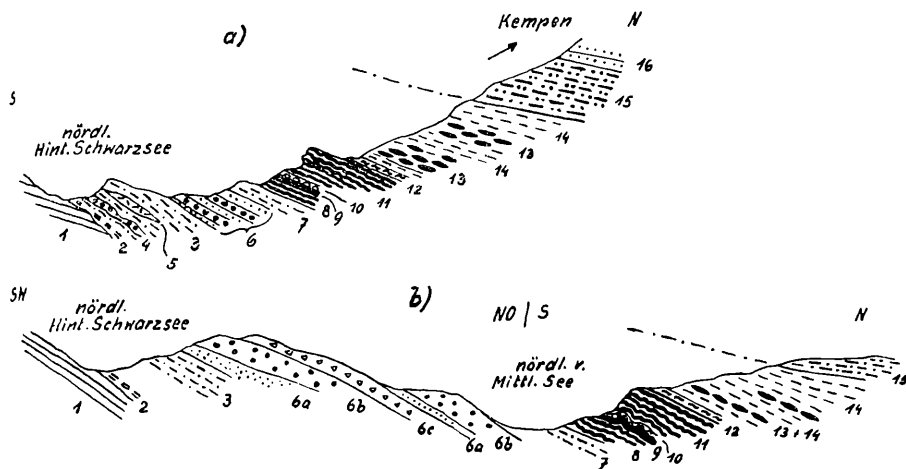


Fig. 10. Jura-Kreide im Schwarzseekessel. 1. Hauptdolomit mit braun verwitterter Oberfläche; 2. milder schwarzer Tonschiefer; 3. karbonatführende dunkle phyllitische Schiefer, zum Teil sandig; 4. schmale Lagen von phyllitdurchwirkter Dolomitbreccie (etwas Quarzit); 5. Linse von dunklem Dolomit; 6. Haupthorizont der Sandsteine und Breccien des Lias; 6a. karbonatischer Sandstein; 6b. vorwiegend reinere Dolomitbreccien; 6c. gröbere und quarzitreichere Breccien; 7. karbonatisch-sandiger phyllitischer Schiefer; 8. unterer Radiolarit; 9. Aptychenkalk mit 10. Breccienlage; 11. oberer Radiolarit, nach oben in grüne quarzitische Schiefer übergehend; 12. grauer Bünderschiefer; 13. braune Dolomitbreccie mit Schollen grüner Schiefer (Schwarzeckbreccie im engeren Sinne); 14. grüne phyllitische Schiefer, vereinzelt mit Geröllen; 15. diaphthoritisches Twenger Kristallin; 16. Quarzite der Triasbasis.

### §) Kreide.

Der obere Radiolarit wird in den beiden herangezogenen Profilen von einem schmalen Band eigenartiger Phyllite überlagert; das sind schwärzliche, schwach glänzende Schiefer, im Hauptbruch ohne Besonderheit, im Querbruch aber ausgezeichnet durch eine sehr regelmäßige weiße Bänderung durch feine Quarzlagen von *mm*-Stärke oder noch darunter bei einer Korngröße ähnlich den Radiolariten. Sie erlangen weiter östlich noch größere Bedeutung.

Nun folgt ein mächtiger Schichtstoß aus grünen Schiefen mit Einschaltung von unregelmäßigen, nicht durchgehenden und mehr linsenförmigen Bänken einer Breccie, die man vielleicht als Schwarzeckbreccie im engeren Sinne bezeichnen könnte. Die grünen Schiefer an sich haben unzweifelhaft eine gewisse Ähnlichkeit mit stark verwalzten Glimmerschiefer-Diaphthoriten des Twenger Kristallins, doch sind sie von ihnen in aller Regel so weit unterscheidbar, daß auch dort, wo beide unmittelbar aufeinanderstoßen, die Grenze nach einiger Übung auf wenige Meter genau festgelegt

werden kann: manchmal kann man sogar die Hand darauf legen. Die Unterschiede sind schwer genauer zu fassen und liegen mehr im Gesamthabitus, in dem etwas gröberen und ungleichmäßigeren Korn der Diaphthorite mit den so kennzeichnenden verschmierten Chlorit- und Glimmerflatschen gegenüber den mehr serizitischen grünen Schiefern und ähnlichem. Die angewitterten, bzw. flechtenbewachsenen Felsen sind meist schon auf größere Entfernung unterscheidbar.

Für eine gültige mikroskopische Kennzeichnung liegen noch zu wenig Schliffe vor.

Für die Breccien dieser Folge ist das Kennzeichnendste und zugleich der Unterschied gegen alle übrigen dieses Gebietes, daß an ihrem Aufbau Schollen von grünen Schiefern (Diaphthorite und solche der eben beschriebenen Art) neben Dolomit einen wesentlichen Anteil haben.

Die Beziehungen zwischen den grünen Schiefern und den Breccien sind am besten von den letzteren ausgehend zu verstehen und im Gelände z. B. am Steig unter der Karschwelle des Schwarzeses oder im Bereich der Grubachspitze oder am Weißenneck-Nordfuß (stärker verschiefert), zu studieren.

Breccien mit ausschließlich Dolomitbruchstücken — auch etwas gerundet — in einem sandig-karbonatischen Bindemittel sind zwar selten, kommen aber vor; sie sind gegenüber den Liasbreccien mehr rein braun, nicht graubraun, aber keineswegs immer unterscheidbar. Gewöhnlich sind am Aufbau auch Schollen kristalliner Schiefer beteiligt, und zwar chloritische Schiefer schlechthin, typische Glimmerschiefer und Gneis-Diaphthorite wie im Twenger Kristallin, auch Granitgneise, ferner quarzitische Schiefergesteine und vereinzelt Quarzgerölle. Häufig haben diese Schollen noch die Form von Kluftkörpern mit geringer Verformung, meist aber sind sie doch schon mit den Dolomitbrocken verquetscht und zu linsigen Formen gedrückt. Daß die Diaphthorite schon als solche in die Breccie gelangt sind (siehe Schwinner, p. 77), scheint mir nicht zwingend, denn die Bedingungen der (diaphthoritischen) Metamorphose können sich in ihr mit Ausnahme einer gewissen Beschränkung in der Durchbewegung auch eingestellt haben. Dazu wären Studien über die diaphthoritische Mineralgesellschaft in möglichst wenig deformierten Schollen nötig.

Auch in den schieferreichen Breccien beobachtet man eine sehr ruhige Schichtung und Bankung, ausgedrückt einerseits in verschiedenen Korngrößen, anderseits in verschiedener Mengenbeteiligung der Schiefer. Es ist gar kein Grund zu erkennen, daß diese Breccien nicht sedimentär, und zwar rein sedimentär sein sollten. Die Transportwege des Schuttes müssen allerdings kurz gewesen sein.

In den beiden hier herangezogenen Schnitten stoßen solche Breccienbänke gegen die grünen Begleitschiefer meist recht scharf und anscheinend mit tektonischer Grenze ab, an anderen Stellen, besonders weiter östlich an den oben angeführten Bereichen, sind

aber auch unzweifelhafte Übergänge vorhanden. Die Zunahme von grünen Schieferbrocken führt zu Gesteinen, in denen reinere Dolomitbreccie oder auch einzelne Dolomittrümmer von einem verquetschten Schiefernetzwerk durchflochten wird. Die Schiefer sind dabei zum Teil noch als Schollen erkennbar, zum anderen Teil sind sie untereinander im Zuge der Durchbewegung verfilzt. Die Durchbewegung nimmt aus leichtverständlichem Grunde im allgemeinen mit dem Schieferreichtum zu.

Schließlich findet man nur mehr einzelne Dolomitbrocken (als Löcher auswitternd), seltener Quarzit oder Gneis in grünem Schiefer; auch in diesem ist der grobklastische Ursprung manchmal außerdem noch daran zu erkennen, daß auf den Schichtflächen bis 1 dm große, scharf abgegrenzte Flecken durch die bezeichnenden Glimmerflatschen als verwalzte Schollen von Diaphthorit zu erkennen sind, während die Umgebung offensichtlich auf einen feineren Schieferdetritus zurückgeht.

Dem Endglied fehlen auch diese locker eingestreuten Gerölle und Flatschen, und es verbleibt ein quarzreicher, chloritischglimmeriger Phyllit, meist ohne oder mit verschwindendem Karbonatgehalt. Er wird zumeist aus feinerem, zusammengeschwemmtem Schiefermaterial ohne wesentliche Aufbereitung entstanden sein, und es scheint mir durchaus verständlich, daß ein solches Sediment bei leichter Durchbewegung und Umprägung durch geringes Wachstum seiner Mineralkomponenten bald ein scheinbar höher metamorphes Aussehen annimmt als etwa reineres Ton-, Sand- oder karbonatisches Sediment.

Meines Erachtens ist es daher hier nicht berechtigt, den Wechsel von Breccien mit grünen Schiefen etwa auf eine tektonische Mischung von reinen Dolomitbreccien mit Twenger Kristallin zu beziehen, sondern ich deute diese Verbindung im Sinne von Staub als rein sedimentär durch eine zeitweise Einschwemmung von kristallinem feinerem Detritus in die Folge der gröber klastischen Absätze.

Diese Deutung schließt die Möglichkeit fazieller seitlicher Änderungen ein; man sieht z. B., daß der verhältnismäßig schieferreichen und breccienarmen Entwicklung in unseren Schnitten weiter im Osten (Grubachspitze) eine viel mächtigere Breccienfolge mit nur schwächtigen Schiefen in der Basis und im Hangend gegenübersteht. Tektonische Umstände spielen dabei allerdings auch hinein.

Tektonische Verschuppung von Twenger Kristallin mit dieser Serie der Schwarzzeckbreccie im engeren Sinne unter gleichzeitiger Einschaltung von Triasdolomiten kommt im Bereiche zwischen Schwarzsee und Speikkogel (östl.) ebenfalls vor, erzeugt aber keineswegs Breccien der beschriebenen Art, sondern ganz andere Bilder.

Die Behauptung Staubs, daß diese Schwarzzeckbreccie noch in Transgressionsverband mit dem Twenger Kristallin stehe, habe ich in Übereinstimmung mit Schwinner nicht bestätigt gefunden, sondern das Twenger Kristallin überschiebt überall erst

die höchsten Teile der aufrechten Schichtfolge und die Breccien haben durchaus unter sich noch den Jura. Ein verkehrter Schenkel (in dem allein ein solcher Verband beobachtet werden könnte, da darunter kein Kristallin vorkommt!) ist nicht sichtbar (siehe Fig. 18). Die Abtragung hat nicht im Sedimentationsraume selbst, sondern außerhalb, im Herkunftsgebiet der Gerölle, bis auf die kristalline Unterlage durchgegriffen, doch bleibt die Herkunftsrichtung derzeit noch fraglich.

Die Mächtigkeit der Folge grüne Schiefer — Schwarzeckbreccie (im engeren Sinne) ist in unseren Schnitten etwa mit 150 m zu veranschlagen.

Bezüglich des Alters dieser Folge können die Radiolarite mit dem Aptychenkalk als eine Art Leithorizont dienen; denn es ist auch schon ohne systematische Geröllstudien und ähnlichem aus der überzeugenden Klarheit der Lagerung sicher, daß Radiolarit und Aptychenkalk älter sind. Cornelius<sup>5</sup> hat darauf hingewiesen, daß die Radiolarite in den Alpen nicht stets den gleichen Horizont einnehmen dürften und daß es Radiolarite sowohl über wie auch unter Aptychenkalk gibt. In dieser Hinsicht ist zunächst das Gebiet des Schwarzees besonders deswegen bemerkenswert, daß hier Radiolarite gleichzeitig sowohl über wie unter diesem Kalkhorizont auftreten. Als wahrscheinlichste Annahme wird derzeit die zu machen sein, daß der Aptychenkalk etwa dem tieferen Malm angehört, der obere Radiolarit dem höheren, während der untere Radiolarit wohl noch in den Dogger hinabreicht. Die Grenze Jura-Kreide wird man sich am zweckmäßigsten etwa in den Bereich der Hangengrenze des oberen Radiolarites verlegt denken, so daß die Folge der grünen Schiefer mit der Schwarzeckbreccie in engerem Sinne bereits in die Kreide zu liegen kommt; und zwar wird man es wohl aus allgemeineren faziellen Gründen vorziehen, wenigstens die höheren mächtigen Breccien bereits der Oberkreide zuzuweisen.

Es ergibt sich also auf ganz anderem Wege und ohne irgendwelche gewagten weitspannigen petrographischen Vergleiche das gleiche Alter, das schon Staub angenommen, obwohl wir Staubs tektonische Auffassung nicht bestätigt finden und obwohl die Breccien nicht wie bei Staub auf Grundgebirge transgredieren, sondern das normale Hangendglied einer überraschend vollständigen Trias- und Juraschichtfolge bilden.

Mit dieser Alterseinstellung sei auch gleichzeitig die eigene wie Blattmanns Vermutung berichtigt, daß die Schwarzeckbreccie noch in den höheren Jura einzustellen wäre.

Wir sehen damit im Gebiete des Schwarzecks eine so klar gegliederte und vollständige zusammenhängende mesozoische Schichtfolge, wie sie sonst im Bereiche zentralalpiner Mesozoikums vielleicht nur noch das Saluvergebiet aufzuweisen hat.

<sup>5</sup> H. P. Cornelius, l. c.



Mit dem Komplex der Schwarzeckbreccie in engerem Sinne schließt die zusammenhängende Folge in unseren Schnitten (und

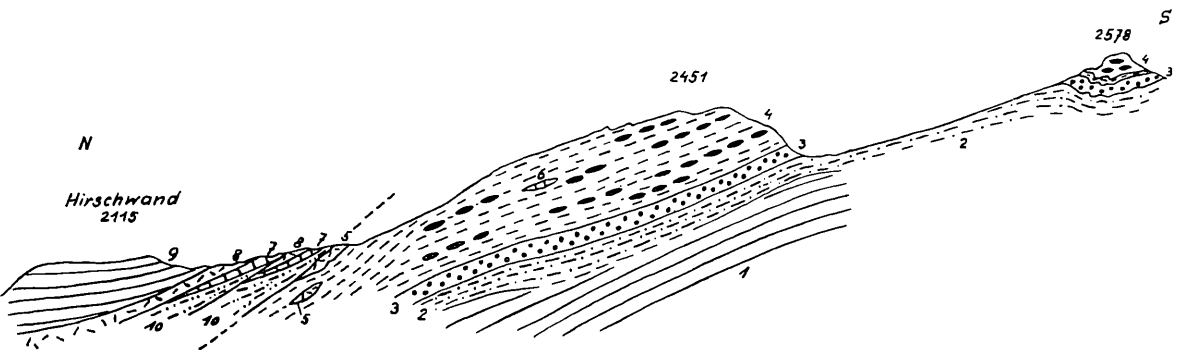


Fig. 11. N-S-Schnitt zwischen Schwarzeck und Hochfeind. 1. Hauptdolomit; 2. Liasschiefer; 3. Haupt-horizont der graubraunen groben Liasbreccien; 4. Schwarzeckbreccie mit grünen Begleitschietern; 5. gelblicher, zerhackter Dolomit; 6. heller Bändermarmor; 7. grauer, zum Teil rötlicher Bändermarmor (Muschelkalk); 8. hellgrauer massiger Dolomit; 9. gebankter Dolomit; 10. diaphthoritisches Kristallin.

im ganzen Gebiete) ab, Jüngeres ist wenigstens auf diesem Wege nicht mehr nachzuweisen.

#### d) Jura und Kreide im übrigen Hochfeindkamme.

Betrachten wir nun den Schichtbestand in der streichenden Fortsetzung unserer Schnitte zuerst nach West und dann nach Ost.

Bald westlich des Schnittes, Fig. 10 a, keilt das Band der Radiolarite mit dem eingeschlossenen Aptychenkalk aus, und zwar

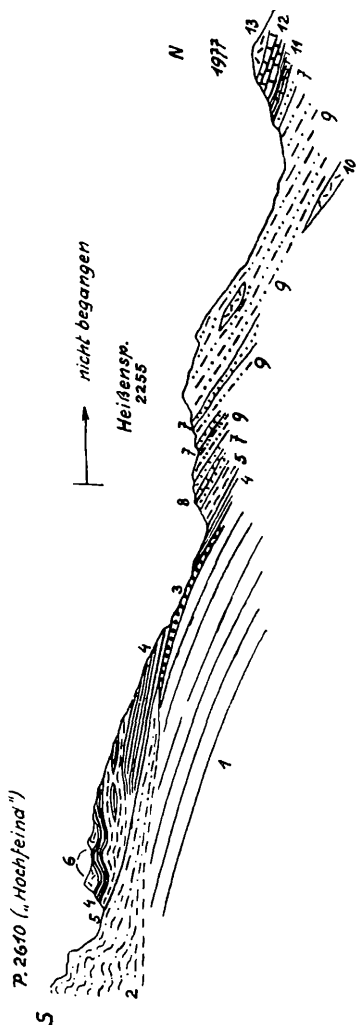


Fig. 12. Schnitt von P. 2610 (»Hochfeind«) nach Nord. 1. Hauptdolomit; 2. Liasschiefer mit viel Breccien; 3. gelbe, reine Dolomitbreccie; 4. Kalkglimmerschiefer; 5. grauer Phyllit; 6. gelblicher, stark zerbrochener Dolomit; 7. heller Serizitquarzit; 8. lichtgrauer Marmor; 9. Kristallin; 10. Dolomit ähnlich 6.; 11. Rohwacke; 12. grauer Bändermarmor; 13. heller Dolomit.

so, daß zuerst der Kalk und dann die (nun nicht mehr trennbaren) Radiolarite verschwinden und die Folge der Schwarzeckbreccie auf Lias aufliegt. Ich möchte das für eine tektonische Erscheinung halten und nicht für eine schräge Transgression der Kreide. Diese Verhältnisse gibt das Profil, Fig. 11, über die Hirschwand wieder, das allerdings in diesem Bereiche recht grob schematisiert.

Von hier nach West und nach Süd ist in dem bisher als Schwarzeckbreccie aufgefaßten Komplex (mit verschwindenden Ausnahmen) allein der Lias vertreten. Seine Gliederung in eine untere Gruppe mit Vormacht mehr oder weniger karbonatischer dunkler Schiefer und eine obere mit Vormacht graubrauner Breccien bleibt aufrecht. Im Schnitt der Heißenspitze (Fig. 12) wird am Nordabfall des Kammes auch der Lias vom Hangend her durch einen unter dem Twenger Kristallin vom Labspitzsattel (westlich) herüberziehenden Einschub von Kalkglimmerschiefer und Phyllit penninischen Charakters tektonisch abgeschnitten und der Hauptdolomit unmittelbar von diesen Gesteinszügen überlagert.

Die Liasbreccien des Bereiches zwischen Schwarzzeck und Hochfeind sind gegenüber denen am Schwarzsee ausgezeichnet durch eine reichlichere Verarbeitung von Schollen dunkler Schiefer, die wenigstens zum Teil der darunterliegenden Schiefergruppe des Lias entstammen; in dieser tieferen Abteilung treten am Schwarzzeck und auch noch am Hochfeind neben den dunklen karbonatführenden bis karbonatisch-sandigen Schiefen auch plattige blaugraue Kalkschiefer und Sandkalke auf; am Schwarzzeck sind sie durch wilde Faltung angeschoppt und ihre nach B gestreckten Faltenstengel liegen wie altes Holz in Stämmen und Schindeln umher.

An der verquetschten Liaseinschaltung zwischen Vorderer und Hinterer Gugl fand sich noch etwas Aptychenkalk als einziger Rest stratigraphisch höherer Glieder.

Jüngere Einschaltungen erscheinen dann wieder in der Einschuppung der Rottenkarscharte zwischen Gugl und Zmülingwand (Fig. 13), deren Profil wahrscheinlich durch Verschuppungen gestört ist. Sichergestellt scheint mir hier nur die Schwarzeckbreccie. Es wäre aber noch zu überlegen, bzw. zu untersuchen, ob die hier als phyllitische Kalkglimmerschiefer ausgeschiedenen Gesteine nicht vielleicht zu dem breccienfreien Lias der Gamsleitenspitze im Pleißlinggebiet Beziehungen haben und ob diese »Kalkglimmerschiefer« einen Vergleich mit Aptychenkalk gestatten könnten. Wie in der oberen Trias hätten wir dann auch im Jura hier ein Profil, das der Entwicklung des Pleißlinggebietes näher steht als der des übrigen Hochfeindkammes, was tektonisch von größter Bedeutung wäre. Wie gesagt, handelt es sich aber derzeit nur um das Aufzeigen einer Möglichkeit.

Und schließlich sind junge Breccien, ferner wahrscheinlich Jurakalk, noch vertreten in der Schuppenzone, die am Nordrand der Zmülingwand entwickelt ist (Fig. 22). In ihr kommt näher dem Westende der Zmülingwand auch noch grüner Radiolarit, besonders gekennzeichnet durch ein manganüberkrustetes Band, vor.

Während also nach Obigem gegen Westen hin die tektonische Hangendgrenze der Hochfeind-Schwarzeck-Einheit — Twenger Kristallin und Labspitzzone — tiefer greift und den Jura aus dem geschlossenen Verbande mit den Triasmassen abschert, erweitert sich östlich des Schwarzzecks die Schichtfolge noch etwas in der Mächtigkeit und auch im Bestande.

Bei der Verfolgung durch das Kar der Schwarzseen behält wie erwähnt — der Aptychenkalk seine geringe Mächtigkeit bei, der Radiolarit im Liegenden wächst aber auf etwa 10 bis 20 *m* an, der obere Radiolarit überschreitet anscheinend wesentlich 100 *m* und bildet hier den auffallenden Kopf im Kar unter der Zepspitze. Auch hier ist der Aptychenkalk an seiner Hangendgrenze örtlich von Breccien begleitet, aber auch im Radiolarit treten solche nahe dem Kalkband in wenigen Linsen auf: so östlich des mittleren Schwarzsees und im Westhang des erwähnten Radiolaritkopfes. In diesen Breccien halten sich Dolomit zu Quarzit und hellgrünlichen Schiefen ungefähr die Wage, die Korngröße liegt zwischen Zentimeter und Dezimeter.

Eine weitere Änderung im Streichen gegen Ost vollzieht sich dadurch, daß nun bei Annäherung an den Bereich der Lackenspitze sich in den Hangendteil des oberen Radiolarites dunkle,

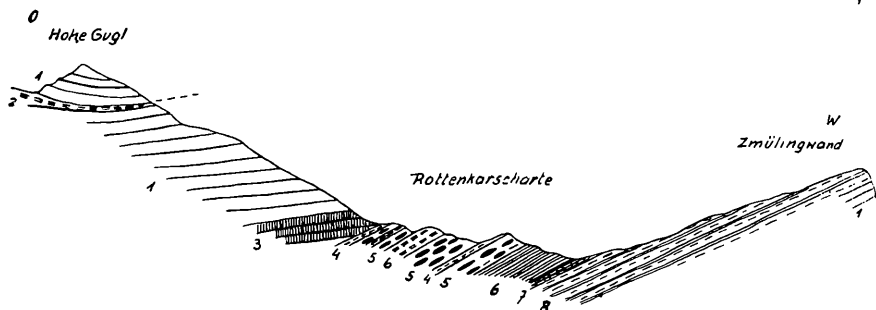


Fig. 13. 1. Hauptdolomit, auf der Gugl schlecht geschichtet; 2. Liasschiefer; 3. Raiblerdolomit; 4. schwarzer Phyllit; 5. »Schwarzeckbreccie«, basal mit grünem Schiefer; 6. karbonatisch-sandiger dunkler Schiefer (Lias); 7. Rauhwacke; 8. Kalkglimmerschiefer mit dunklem Phyllit wechselnd; 8. Kalkglimmerschiefer.

meist graue harte Schiefer einschalten. Sie sind — wie das in den beiden behandelten Schnitten in seinem Hangend auftretende Band — ausgezeichnet durch eine regelmäßige feine Bänderung des Querbruches, wie sie auch in der Art der Umformung noch manche Ähnlichkeiten mit den Radiolariten zeigen. Die zur Lackenspitze hinaufziehenden Wandabbrüche verursachen nun eine Lücke in der Beobachtung, doch ist aus den Rollstücken eine weitere Zunahme solcher Schiefer in dieser Richtung erkennbar. In diesen Wänden scheint auch der Aptychenkalk nicht mehr aufzutreten und oben am Kamm der Lackenspitze (Schnitt, Fig. 14) gewinnt man den Eindruck, daß nun solche schwarze, graue und hier auch dunkelgrüne<sup>6</sup> gebänderte Schiefer über dem Lias allein den Horizont der Radiolarite vertreten. Da hier auch sonst tektonische Einflüsse eine

<sup>6</sup> In einem solchen dunkelgrünen, geradezu an Bänderamphibolit erinnernden Bänderschiefer ist die Färbung durch einen braungrünen Biotit verursacht; er bildet in Lagen zwischen äußerst feinkörnigen Quarzbändern schmale, manchmal rosetig gestellte Blätter und wird hier von wenigen Pflaster-Albiten begleitet. Mit diesen zusammen ist er das Erzeugnis einer nachtektonischen Kristallisation (»Tauernkristallisation«), die auch noch höher, im Twenger Kristallin, durch Neubildungen nachweisbar ist.

größere Rolle zu spielen beginnen, ist es nicht sicher, ob es sich wirklich nur um eine fazielle Änderung handelt oder — damit überlagert — auch um ein allmähliches Abquetschen tieferer Schichtglieder (Radiolarit) und Eintreten stratigraphisch hangender Gesteine

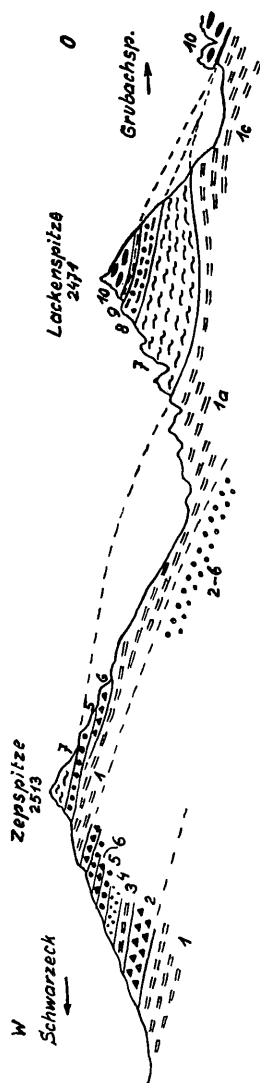


Fig. 14. 1. Liasschiefer, besonders graue Kalkschiefer; 1a. mit Lagen von phyllitischer Breccie; 2. gelbliche Dolomitbreccie mit Quarzitschollen; 3. grauer Phyllit; 4. Sandsteine und Feinbreccien; 5. hellgraue reine Dolomitbreccie; 6. ähnlich 2.; 7. harter dunkler bänderiger Phyllit; 8. phyllit-reiche verschieferter Breccie; 9. grüner Schiefer; 10. Schwarzeckbreccie in engerem Sinne.

in scheinbar dem gleichen Schichtbände. Für solche tektonische Verwicklungen spricht auch das Eintreten dunkler Breccien und Schiefer von Liashabitus zwischen diese Bänderschiefer und die eigentliche Schwarzeckbreccie am Gipfel. Radiolarit habe ich auf der Lackenspitze nicht beobachtet und da in der östlich folgenden Scharte

bereits alles zwischen Lias und der eigentlichen und typischen Schwarzeckbreccie fehlt, wird er hier wohl verquetscht sein.

Die an grünen Schiefern reiche Schwarzeckbreccie des Lacken-spitzgipfels setzt sich in die Grubachspitze fort und erreicht hier geschlossen wohl über 100 m Mächtigkeit. Die Unruhe in den Absatzbedingungen der Breccie tritt in den westlichen Wandabbrüchen der Grubachspitze so recht in Erscheinung, denn die gelbbraunen Breccienwände sind durchzogen von grünlichen Linsen, in denen grüne Schieferstollen (relativ wenig deformiert) die Vormacht gegenüber dem Dolomit erlangen (Fig. 3).

Während im Westabfall der Grubachspitze die große Breccienmasse unmittelbar auf dem Lias aufliegt (Fig. 3 und 14), kommt im Osten unter ihr wieder Radiolarit (grün, grau und rot) hervor; die roten Radiolarite sind hier vielleicht sogar schöner ausgebildet als um den Schwarzsee. Die Serie ist aber hier infolge einer Störung, die den Jura von der Weißenektrias ablöst, offensichtlich nicht vollständig, nicht in allen Gliedern wiedererkennbar und ein wenig verschuppt, auch durch prächtige Querstörungen verstellt. Für die stratigraphische Stellung der mächtigen Breccien ist es aber immerhin wesentlich, daß die Radiolarite auch hier unter ihr zum Vorschein kommen, wodurch die beim Schwarzsee sichtbare Altersbeziehung wieder bestätigt wird.

Weiter im Südwesten (Weißenack bis Speiereck) sind auch die nachtriadischen Schichtglieder so weit tektonisch beansprucht und meist auch verschuppt, daß die stratigraphische Bedeutung dieser Profile nicht an die aus der Umgehung des Schwarzsees heranreicht. Wir wollen aber sehen, was sich auch hier wiedererkennen läßt.

In der streichenden Fortsetzung des erwähnten Radiolarites zwischen Grubachspitze und Weißenack kehrt ein Juraprofil — zwar stark verquetscht unter dem Twenger Kristallin — wieder am Sattel zwischen Weißenack-Nordhang und Treberlingspitze (Profil, Fig. 15). Der Dolomit, der hier von Jüngerem überlagert wird, ist möglicherweise noch zu den Raiblern zu zählen, die Grenze selbst ist jedenfalls tektonisch umgebaut und ist durch ein Bändchen von Rauhwacke bezeichnet, die sonst nie an der Trias-Juragrenze vorkommt. Die Juraserie beginnt mit grauen, kalkführenden Liasschiefern typischer Art; sie enthalten einige schmale Lagen von phyllitdurchsetzter, meist kalkiger grauer Dolomitbreccie und ein Bändchen von schwarzem Dolomit und Kalk. Eine mächtigere Entwicklung von Liasschiefern fehlt hier (kaum primär!). Im Hang unter der Moränenbedeckung treten als nächstes Schichtglied harte dunkle Schieferfelsen hervor, die im Querbruch als dunkle Bänderschiefer von erheblichem Quarzgehalt erkennbar sind; einzelne Typen mag man vielleicht auch noch als Radiolarite bezeichnen. Feinblättrig werdend, stehen sie auch noch am Kamm an und gehen hier über in grüne quarzreiche Phyllite (gleich den Begleitern der Schwarzeckbreccie in engerem Sinne). Nun folgt ein bescheidener Rest der eigentlichen Schwarzeckbreccie, an der aber trotz Durchbewegung

die verschiedenen Typen noch ausgezeichnet zu studieren sind. Alle Übergänge von der fast reinen Dolomitbreccie mit Quarzitschieferschollen über die Durchflechtung mit Linsen grünen Schiefers bis zum grünen Schiefer mit spärlicher Geröllführung sind hier auf

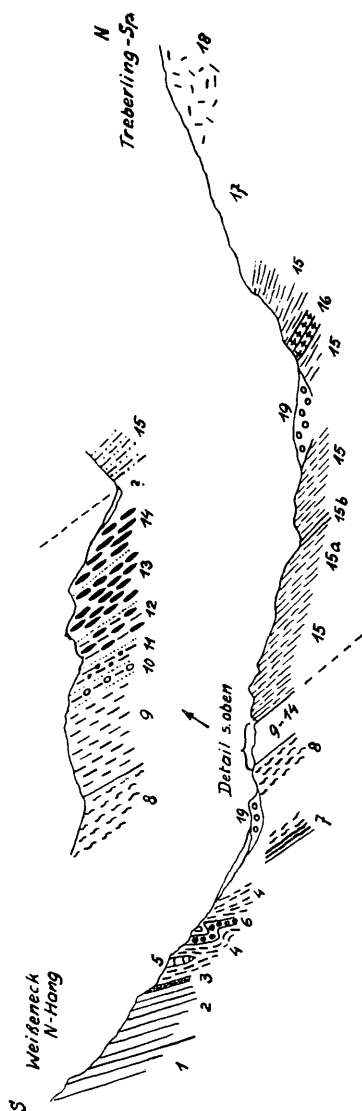


Fig. 15. Profil im Sattel vor dem Weißeneck-Nordhang. 1. Heller, gebunkter Dolomit; 2. Wechsel von bläulichen und gelblichen Dolomitbänken; 3. Rauhwaacke; 4. kalkigsandiger dunkler Schiefer; 5. dunkler körniger Kalkschiefer und Dolomit; 6. phyllitisch-kalkige Dolomitbreccie; 7. grauer Quarzitschiefer (Radiolarit?); 8. dunkler Bänderphyllit; 9. quarzreicher grüner Schiefer; 10. desgleichen mit einzelnen Quarzgeröllen; 11. Durchflechtung von grünem Schiefer mit sandig-karbonatischer Brecciengrundmasse; 12. grüner Schiefer mit Knollen von Dolomitbreccie oder Dolomit; 13. Breccie mit viel Schollen von Quarzit und grünem Schiefer; 14. gelbe Dolomitbreccie mit weniger Schieferschollen; 15. Diaphthorit des Twenger Krystallins; 15a. gneisartig; 15b. phyllitisch; 16. Granitgneis; 17. Quarzit, Marmor und Rauhwaacke der basalen Trias; 18. heller Dolomit (Wettersteindolomit).

wenige Meter — stark verwalzt — zu sehen (Fig. 15 oben). Jenseits einer ganz kleinen Einschartung folgt — prächtig unterscheidbar von den grünen Breccienschiefen — in großer Mächtigkeit das Twenger Kristallin, das auf sich dann die Trias der Treberlingsspitze trägt.

In diesem Vorkommen ist also noch in voller Klarheit eine tektonisch stark reduzierte und wohl nicht mehr ganz vollständige aufrechte Serie vom Lias bis in die Kreide zu erkennen, wobei der erstere an Trias grenzt, die letztere aber überschoben wird. Die Reduktion kann unschwer rein tektonisch gedeutet werden.

Nur durch die Erosion unterbrochen ist die Verbindung von diesem Schichtstreifen zu einer muldenartigen Auflagerung nachtriadischer Gesteine auf den Gipfeln des Weißenecks; was hier vorliegt, ist anscheinend lediglich eine ausnehmend grobe breccienreiche Vertretung des Lias ohne noch jüngere Elemente (siehe Schnitt, Fig. 16). Die Mächtigkeit des Hauptdolomites ist hier sehr gering, wobei angesichts der primären Diskordanz unter dem Lias des Schwarzecks die Möglichkeit vor- oder frühliassischer Abtragung zu erwägen ist. Die dunklen Schiefer dieser Mulde entsprechen durchaus den hier üblichen Liasschiefern; sie enthalten einzelne Bänder von grauem Marmor sowie auch graue phyllitische Dolomitbreccien und entsprechen ungefähr der tieferen phyllitischen Abteilung des Lias im Schwarzeckgebiete. Auch gibt es in der Scharte zwischen den beiden Dolomiten wieder eine ganz ähnliche Grenz- bildung von braunem Dolomit auf Hauptdolomit mit einer schmalen braunen Dolomitbreccienlage. Die verschiedenartigen Breccien, die nun diesen Schiefen im wesentlichen auflagern, finden ihre petrographischen Vergleiche in den mächtigen Liasschiefern nördlich vom Schwarzeck, die dortigen Sandsteine — anscheinend eine örtliche Besonderheit — fehlen aber. Da sind fast reine, harte und fast massig anbrechende Dolomitbreccien, deren klastischer Charakter in manchen Stücken erst durch die Anwitterung hervortritt, ferner solche mit spärlichen Quarzitschollen und schließlich als besonders interessanter Typ Dolomitbreccien, die kaum verformte eckige Quarzitschollen bis zu einigen Metern Durchmesser frei schwebend enthalten. Mit ihnen ist eine Lage von hellem, braun verwitterndem Marmor fraglicher Stellung verbunden. Es muß ein Ast besonders grober Schuttfuhr bei geringer Verfrachtungsweite hier durchgegangen sein.

Eine kräftige Verschleifung dieser nachtriadischen Schichtglieder kennzeichnet auch ihr Auftreten auf dem P. 2360 zwischen Weißeneck und Scharneck (Fig. 26). In geringer Mächtigkeit und starker Durchbewegung (verursacht durch die nahe Überschiebung des Twenger Kristallins) sind hier noch Liasschiefer (kalkreich) mit Marmor und phyllitischen Breccien, Liasschiefer mit reichlich Quarzitschollen und auch die typischen grünen geröllführenden (Dolomit und quarzitisches Gesteine) Schiefer aus der Begleitung der Schwarzeckbreccie, in engerem Sinne sowie diese selbst nachzuweisen.

Die Kenntnis dieser tektonisch immer mehr verdrückten nachtriadischen Serien im Umkreis des Weißenecks ist notwendig zum Verständnis der Zone des Speierecks. Hier treten bekanntlich die meist zu den Radstädter Tauern (geologisch!) gestellten mesozoischen



Gesteine überhaupt in einem nur mehr schmalen Bereiche zwischen der Fortsetzung des Twenger Kristallins im Hangend und einer Serie, die man als höchste Schieferhülle aufzufassen pflegt, im Liegend auf. Sie zeigen hier eine linsige Zerlegung, die im allgemeinen keine geschlossenen Folgen mehr erkennen läßt und die etwa als Bautypus der Matreier Zone geläufig ist. So hat denn auch Staub diesen Streifen als penninische Matreier Zone von den mächtigeren mesozoischen Massen der unteren Tauerndecke abgetrennt.

Bezüglich der Trias wurde schon oben betont, daß bei dem abgetrennten linsenförmigen Vorkommen der einzelnen Schichtglieder ohne Verband mit Liegend und Hangend keine gesicherten Angaben über die Mächtigkeit gemacht werden können und dann, daß Belege für eine abweichende primäre Ausbildung nicht positiv, in dem Nachweis faziell anders entwickelter Schichtglieder, sondern nur

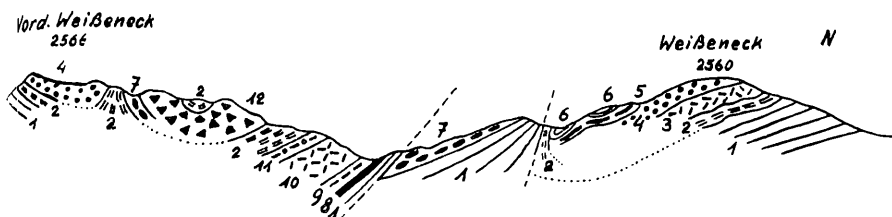


Fig. 16. Der Lias am Gipfel des Weißenecks. 1. Hauptdolomit; 2. kalkig-sandige Tonschiefer, zum Teil mit etwas schwarzem Marmor und phyllitischen Dolomitbreccien; 3. grauer Dolomit; 4. gelbliche reine Dolomitbreccie; 5. Breccie mit Quarzitschollen von über 1 m; 6. Kalkglimmerschiefer; 7. Dolomitbreccie mit viel Phyllitischollen; 8. schwarzer, verwitterter brauner Dolomit; 9. schwarzer, sandiger Tonschiefer; 10. graue reine Dolomitbreccie; 11. grünlicher serizitischer Schiefer mit einzelnen Dolomitbrocken; 12. grobe gelbliche Dolomitbreccie, Quarzit selten.

negativ, in dem Nichtauffinden gewisser Gesteine gegeben werden können. Man liebt es heute, meines Erachtens viel zu rasch, solche Trias als primär lückenhaft und gering mächtig zu bezeichnen. Auch die als tektonische Fazies deutbaren Unterschiede finden wenig Beachtung. Und wir hören dann etwa den merkwürdigen Bericht, daß in dermaßen zerlegter »penninischer« Trias etwelche mächtigere und in geschlossenerem Zusammenhang verbliebene Reste als Inseln einer »pseudoostalpinen Fazies« mitten im Penninikum beschrieben werden.

Im Falle des Speierecks ist noch kein überzeugender Grund zu sehen, daß die Trias primär etwas anderes gewesen wäre als die von Hochfeind-Schwarzeck oder Weißeneck; selbst wenn sich nämlich Schieferhüllgesteine, Kalkglimmerschiefer und Phyllit am Aufbau der Schuppenzone beteiligen, wird das billigerweise niemand wundernehmen können, sind das doch die Nachbarn, an denen die Verschleifung zur Schuppenzone erfolgt ist. Hier ist noch dazu die Trennung recht reinlich.

Mit den nachtriadischen Gesteinen steht es nicht anders. Die für die Erkennung des Schichtbestandes entscheidenden Stellen liegen

unmittelbar unter dem Gipfel des Speierecks (Profil, Fig. 17 *b* und *c*). Während sonst in diesem Schnitt über Kalkglimmerschiefer und Phyllit eine wilde Verfallung und Verschuppung von Quarzit und Quarzitschiefer, Rauhwacke, Marmor, Triasdolomit und Liasschiefer den Aufbau bestimmt, ist hier in dem niederen Abfall gegen das kleine Schneeloch nördlich des Gipfels eine Art normale nachtriadische Folge in nur wenigen Metern Mächtigkeit erhalten. Über einem gelblichen Dolomit (Hauptdolomit?) folgt dunkler kalkiger Phyllit (Liasschiefer), dann grüner quarzreicher bis quarzitischer Schiefer, der einzelne Quarzit- und Dolomitgerölle enthält (gleich Geröllschiefer der Schwarzeckbreccie in engerem Sinne), und schließlich eigentliche Schwarzeckbreccie mit wenigen kristallinen Schollen. Darauf überschoben, schließen Rauhwacke, Dolomit und Quarzit bis zum Gipfel an.

Man wird nicht erwarten, daß dieses extrem reduzierte Profil wirklich vollständig sei; wesentlich aber ist, daß die Schwarzeckbreccie, die doch sicher ein fazielles Charakteristikum einer Serie darstellt, noch erkennbar ist. Sie ist ja auch nach Staub ein eminent unterostalpines Merkmal. Daher sehe ich keinen Grund, in diesen verwalzten Schichten des Speierecks primär einen anderen Bestand zu sehen, als wie er im Hochfeind-Schwarzeckgebiete noch vollständig erhalten ist.

#### *e) Stratigraphische und fazielle Übersicht.*

Fassen wir noch einige Hauptmerkmale der Schichtfolge zusammen: Tektonische Störungen verhindern eine sichere Festlegung der Folge in der tiefsten Trias; es bilden ihre Basis jedoch wahrscheinlich auch hier helle Quarzite, die vollauf den Quarziten an der Basis der Trias über dem Twenger Krystallin und dem Lantschfeldquarzit, nicht aber der ganzen, die Radstädter Trias überlagernden »Radstädter Quarzit«-Serie zu vergleichen sind. Sie sind auch von den mit Phylliten der höchsten »Schieferhülle« verbundenen Quarzitschiefern sowie von den Quarzitschiefern der Radiolarithorizonte des Oberjura meist gut unterscheidbar.

Wenn wir also hier die Aufteilung der quarzitischen Gesteine nicht nur auf zwei, sondern auf drei altersverschiedene Horizonte vorschlagen, so ist das für diese Gruppe nicht weniger billig, als wenn Schmidt in den Radstädtern und Schwinner in den Tarntalern vorschlagen, die Marmore nicht mehr generell als Jura zu betrachten, sondern einem wesentlichen Teil höheres Alter zuzuschreiben. Denn nicht nur sind die drei Gruppen im Habitus in aller Regel (genau wie bei den Marmoren!) unterscheidbar, sondern auch der Serienverband ist chronisch verschieden, wenn man schon auf immer wiederkehrende Lagerungsverhältnisse keinen Wert legen wollte. Um charakteristische Begleiter kurz anzudeuten: einmal phyllitische Gesteine, dann eben die vom Jura abgetrennten Marmore und schließlich die (Lias-)Schiefer und nachtriadischen Breccien.

Der Muschelkalkhorizont ist wahrscheinlich durch Marmor, meist Bändermarmore, vertreten, Rauhvacen sind in dieser Stellung

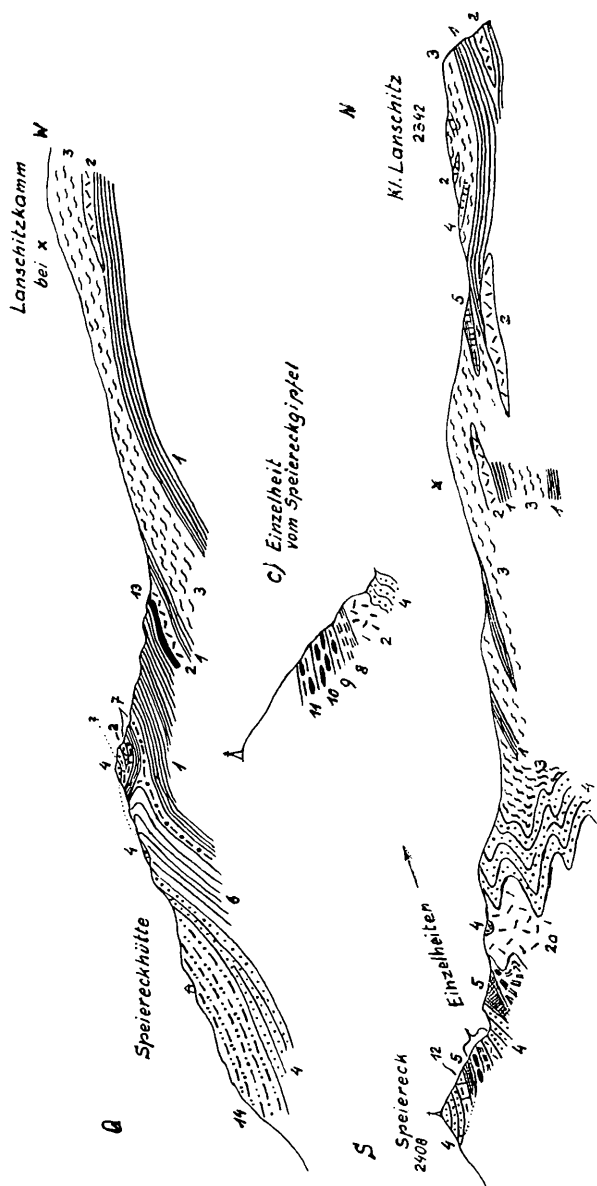


Fig. 17. Profile vom Speiereck. 1. Kalkglimmerschiefer; 2. gelblicher zerhackter Dolomit; 2a. desgleichen mit Marmor; 3. grünliche und graue Phyllite; 4. weiße und grünliche Quarzite und Quarzitschiefer; 5. Rauhvacke; 6. gut gebankter heller Dolomit; 7. grüne Schiefer, mit wenig Quarzgeröllen, und Dolomitbrocken, verflochten mit Kalkglimmerschiefer; 8. dunkler, kalkig-sandiger Phyllit; 9. grüner Schiefer mit Quarzit- und Dolomitgeröllen, ähnlich 7; 10. Dolomitbreccie mit Schieferschollen; 11. Durchflechtung von 8, 9 und 10; 12. verschieferter gelber Dolomit; 13. grünlicher kalkiger Serizitschiefer; 14. graue Phyllite und Diaphthorite des Twenger Krystallins.

noch nicht ganz sichergestellt; die Entwicklung ist anscheinend gleich mit der der Lantschfelddecke über dem Twenger Krystallin, unterscheidet sich aber wahrscheinlich in beiden von der Pleißingdecke durch das Fehlen dunkler Dolomite und Schiefer. Übrigens

werden schwärzliche Dolomite und auch dunkle Kalkschiefer (z. B. südöstliche Twenger Wand) in den höchsten Radstädter Schuppen noch mächtiger, ihre stratigraphische Stellung ist aber für einen Versuch fazieller Verwertung noch zu unsicher.

Der helle ungeschichtete Wettersteindolomit, der nur zu höchst Bankung annimmt, unterscheidet sich nicht von dem der Oberen Radstädter Decken; möglich wäre, daß sich südöstlich des Weißenecks durch Annahme von Bankung eine kleine Änderung vollzieht.

In den Raiblern stellt sich eine deutliche fazielle Differenzierung ein. Der Reichtum an Tonschiefern im nordwestlichen Radstädter Gebiet (Faulkogel-Hochbirg-Entwicklung), der seinerzeit die Vereinigung dieses Horizontes mit den Jura-»Pyritschiefern« verursacht hatte, tritt gegen Osten und Südosten (in der derzeitigen Lage!) allmählich zurück und macht einer rein dolomitischen Entwicklung Platz, bei der auch die Dolomitbreccien verlorengehen. Diese Abwandlung ist schon in der Oberen Radstädter Decke allein ausgeprägt, indem die Raibler nördlich des Pleißlingkeils bereits weniger Tonschiefer enthalten als die am Hochbirg oder Faulkogel und das Raibler Band am Südabsturz des Pleißlingkammes fast nur aus dunklen Dolomiten besteht. Eine nicht unbedeutende Beteiligung von dunklen Tonschiefern kehrt aber auch wieder über dem Wettersteindolomit der Schwarzen Wand bei Tweng; doch ist erst zu untersuchen, wie weit tektonische Verfrachtungen diese Ortslage bestimmen.

Die gleiche fazielle Abänderung kennzeichnet auch den Hochfeindzug; die Grenze der tonschieferreicheren Entwicklung läuft zwischen der Zmülingwandschuppe (hier auch die Breccien) und dem Hochfeind (rein dolomitische Ausbildung ohne Breccien) durch. Inwieweit die für das Weißeneck hervorgehobene Verarmung der Raibler faziell oder tektonisch bedingt ist, kann noch nicht recht abgesehen werden. Die Frage weiterer fazieller Änderung gegen Südost wäre späterer Studien wert.

Der Hauptdolomit setzt im Südabfall des Pleißlingkammes sofort über den dunklen Dolomiten der Raibler ein, genau so wie im Hochfeindstocke. Im Nordwesten aber werden die tonschieferreichen Raibler vom ungeschichteten »Fleckendolomit« überlagert und dann folgt wahrscheinlich erst der Hauptdolomit (Schmidt). Es ist von diesem Gesichtspunkt aus bemerkenswert, daß auch in der Zmülingwand solch ungeschichteter »Flecken«- oder »Riffdolomit« die tonschieferreichen Raibler überlagert und dann erst sich der geschichtete Hauptdolomit entwickelt; es scheint der Riffdolomit an die Tonschieferentwicklung der Raibler gebunden zu sein. Die Zmülingwand hat auch in dieser Hinsicht die Fazies der nordwestlichen Oberen Radstädter Decke und nicht die des Hochfeinds, obwohl sie tektonisch sogar noch etwas tiefer liegt als dieser.

Der Hauptdolomit selbst stimmt im Hochfeind weitgehend mit dem am Pleißlingkeil überein, nur treten die gelben Einlagerungen

nach Südost allmählich mehr zurück. Ob der Rückgang der Mächtigkeit vom Weißeneck an nur tektonisch ist oder auch primär, entzieht sich derzeit wegen der Störungen noch einer Beurteilung.

Daß das Rhät im Hochfeindkamme so spärlich entwickelt ist, dürfte nicht eine Eigentümlichkeit nur dieses Zuges sein, denn auch im Pleißlinggebiete ist es meiner Kenntnis nach an der Trias-Lias-Grenze nicht überall zu erkennen.

Für die Trias ist also festzuhalten, daß sie auch im Hochfeindzuge eine reiche, sogenannte »ostalpine« Gliederung aufweist, mit Vertretung aller rein petrographisch unterscheidbaren größeren Komplexe und insbesondere mit mächtiger, als Hauptdolomit entwickelter Obertrias. Gegenüber der Oberen Radstädter Decke (vielleicht mit Ausnahme der Schuppen über der Pleißlingeinheit) besteht kein Unterschied in fazieller Hinsicht; es bedeutet also in der Trias das Twenger Krystallin keine irgendwie weitspannige Trennung oder gar etwa eine ehemalige Schwelle zwischen verschiedenartigen Sedimentationströgen. Im Gegenteil sind die Fazies der Raibler und darüber so ähnlich und so gelagert, daß die Absatzgebiete der beiden Decken während der Sedimentation sogar einen sehr innigen Zusammenhang gehabt haben müssen. Der tektonische Schnitt zwischen Unterer und Oberer Radstädter Decke überschneidet schräg die alten Faziesstreifen, und zwar so, daß die verwandten Gebietsteile in beiden Einheiten noch heute ungefähr benachbart liegen.

Auch die Beziehung zu den Nordalpen ist so enge, daß beim Hochfeindkamme sicher nicht von einem unabhängigen oder gar getrennten »unterostalpinen« Sedimentationsgebiete gesprochen werden kann; eine Feststellung, die für das Unterostalpin Graubündens schon getroffen ist und daher die Vergleichung mit diesem in keiner Weise beeinträchtigt.

Damit ist naturgemäß nicht gesagt, daß unser Gebiet — im Sinne von E. Kraus — an den Südrand des nordalpinen Ablagerungsraumes angeschlossen werden mußte,

Der Lias, transgrediert nach einer Erosionsphase, ist durch unruhige Absatzbedingungen gekennzeichnet und es wird in ihm vermutlich noch manches Nähere an faziellen Abwandlungen herausgearbeitet werden können. Wenn auch die mächtigeren Breccien einen durchlaufenden Horizont zu bilden scheinen, ist doch kaum eine durchlaufende Gliederung mit Hilfe ihrer Komponentengesellschaft möglich. Wir sehen um den Schwarzsee reichlich Sandsteine und quarzreiche Feinbreccien, bald westlich aber das Vorwalten von Breccien mit Phyllitschollen, an der Zepspitze stärkere Beteiligung von reiner Dolomitbreccie und am Weißeneck eine Zufuhr besonders grober Quarzitschollen. Dunkle Dolomitbänder in den Schiefen gibt es nur an wenigen Stellen u. ä. Das sind wohl alles in der Hauptsache seitliche Abänderungen der Liasfolge. Daß schließlich die Kalkschiefer des Schwarzecks selbst in keinem anderen Profile in gleicher Weise und ähnlicher Mächtigkeit (unter Berücksichtigung

der Verfallung) wiederkehren, ist vermutlich auch durch eine primäre Kalkzunahme in den Schiefen gegen Südwesten hin zu erklären.

Gegenüber der Oberen Radstädter Decke ist im Lias der auffallendste Zug der Reichtum an Breccien, die allerdings auch dort nicht gänzlich fehlen. Was aber dort vorkommt, sind meiner Kenntnis nach nur schmale Bänder feinerer, schieferdurchwirkter Breccie, wie innerhalb der tieferen Liasschiefer des Hochfeindkammes; es fehlt der mächtige Horizont mit Lagen von grober, an Quarzitschollen (und anderen Schiefen) reicher Breccie. Auch ist ein Kennzeichen des Lias im Pleißlingkeilkamme gegenüber dem Hochfeindzuge der höhere Kalkgehalt der Schiefer und das Auftreten von kalkreichen Lagen, die man in der im Tauernfenster selbst gebrauchten Bezeichnungsweise als Kalkglimmerschiefer oder wenigstens phyllitische Kalkglimmerschiefer ansprechen müßte. Der Ablagerungsraum des Hochfeindlias lag einer geröllliefernden Schwelle viel näher als der des Pleißlingzuges, wobei allerdings noch nicht zu sagen ist, ob diese Schwelle — wie jetzt eher zu vermuten — im Norden lag oder im Süden.

Das Auftreten von zwei durch Aptychenkalk getrennten Radiolarhorizonten gibt dem Oberjura des Schwarzseegebietes eine anscheinend einmalige Note und Bedeutung. Es spricht dafür, daß bei Vergleichen dieser paläontologisch nicht fixierbaren zentralalpinen Juraserien eher der Aptychenkalk als der Radiolarit als stratigraphisch beständigerer Leithorizont verwendet werden kann. Es bestätigt ferner die Feststellung (Cornelius u. a.), daß Radiolarit einerseits unter, anderseits über Aptychenkalk auftreten kann und weist unserem Gebiete eine Stellung zwischen den beiden, durch verschiedene Folge dieser Gesteine gekennzeichneten großen Faziesbereichen zu.

In den Oberen Radstädter Decken, bzw. in der Pleißlingkeilgruppe sind die hellen und gelblichen, zum Teil crinoidenführenden Marmore, die den Belemnitenogger des Zehnerkares überlagern, das höchste sichergestellte Schichtglied. Da die Aptychenkalke des Schwarzseegebietes bei unabhängig gewonnener ähnlicher stratigraphischer Deutung in einer wichtigen Einzelheit (Breccien örtlich im Hangend) und petrographisch mit einem Teil dieser Marmore voll übereinstimmen, sind sie auch als der gleiche Horizont anzusehen: die kalkige Sedimentation hat auch in dieser Zeit im Pleißlingkamme mehr Bedeutung und größere Mächtigkeit erreicht als im Hochfeindgebiete.

Radiolarite sind im Pleißlingjura noch nicht gefunden worden, doch braucht deshalb ihr Vorkommen noch keineswegs von vornherein verneint werden. Ein solcher Verdacht liegt nahe beim Quarzit vom Wildsee, dessen für einen Quarzit der Triasbasis ungewöhnliche Stellung schon seine Deutung als Raibler Quarzit veranlaßt hat. Er ist mit Liasschiefern verbunden, ist ein prächtig gebänderter, fast dichter Quarzit mit grünen Zwischenlagen, zeigt den gleichen Typ von engen, zerscherten Kleinfalten wie Radiolarite vom Schwarzsee

und ist vom Lantschfeldquarzit einigermaßen unterscheidbar; rote Lagen fehlen ihm. Die Frage, ob es sich um Radiolarit handelt und welche Stellung er besitzt, wäre näheren Studiums wert.

Daß die Schichtfolge des Hochfeindkammes mit der Schwarzeckbreccie in engerem Sinne noch in die Kreide reicht, ist hier ebenso anzunehmen wie im Saluvergebiet, die Grenze bleibt aber unsicher; es besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß die Bänderschiefer der Lackenspitze noch in den Jura gehören, da sie anscheinend faziell mit Radiolarit verbunden sind, anderseits aber sind sie vermutlich den Saluverschiefern vergleichbar. Eine transgressive Lagerung der Schwarzeckbreccie in engerem Sinne — die ich in der früher gegebenen Abgrenzung für eine rein sedimentäre Bildung halten muß — ist wenigstens bis jetzt nicht nachweisbar, wenn sie aber vorhanden ist, so greift sie in diesem Bereiche sicher nicht unter den Lias hinab.

Die starke Reduktion der Mächtigkeiten und das Ausfallen einzelner Schichtglieder, das aus dem Kammgebiete zwischen Weißen- und Speiereck beschrieben werden konnte, ist ungezwungen tektonisch deutbar. Es ist also — wenigstens jetzt noch — kein Grund zu sehen, daß sich in diesem Kammteile eine für die Gesamtordnung wesentliche Änderung der primären Schichtfolge und Fazies eingestellt hätte.

Zwischen dem nachtriadischen Mesozoikum im Hochfeindkamme und im Pleißlinggebiete besteht zwar noch soweit Verwandtschaft, daß eine Sedimentation in benachbarten Bereichen desselben Ablagerungsraumes angenommen werden muß, aber es sind doch bezeichnende Unterschiede in der Entwicklung in den beiden getrennten tektonischen Einheiten vorhanden, so die groben Breccien und kalkärmere Phyllite im Lias, sowie die geringe Mächtigkeit des Aptychenkalkes im Hochfeindkamme, wenn man schon Radiolarit und Schwarzeckbreccie, über deren Vorkommen oder Vertretung im Pleißlinggebiete noch nichts bekannt ist, ausscheidet. Es findet also nach der Trias bereits eine gewisse fazielle Trennung der heutigen tektonischen Haupteinheiten statt, die schließen läßt, daß die in der Breccienbildung überlieferten Bodenbewegungen schon damals spätere tektonische Trennung vorzubereiten begannen.

Nebenbei sei angeführt, daß es meines Erachtens völlig unmöglich ist, zwischen dem Gesteinsaufbau des Hochfeindzuges und dem Klammkalk irgendeine petrographische Parallele zu ziehen.

In einem größeren Rahmen betrachtet, kennzeichnet die volle, den Nordalpen vergleichbare Triasgliederung mit den beiden, durch Raibler getrennten Dolomitkomplexen unser Gebiet zunächst als Angehörigen des ostalpinen Ablagerungsraumes. Spezifischer für den Hochfeindzug als die Trias ist der Jura, der gewichtige Analogien mit dem Unterostalpin Graubündens zeigt: Da ist der Reichtum des Lias an groben Breccien und der mächtigere, über dem Aptychenkalk liegende Radiolarit, der nach oben in grüne

Schiefer und — hier anscheinend mehr seitlich — in graue und schwärzliche Bänderschiefer übergeht; unteren Radiolarit anderseits gibt es nach Cornelius bereits in der Berninadecke. An Einzelheiten wäre hervorzuheben etwa das Auftreten von Breccien am Aptychenkalk und im Radiolarit und nicht zuletzt die schmalen Manganerzbänder, die durch ihre gleichartige Paragenese nicht nur ähnliche Sedimentationsbedingungen, sondern auch ähnliche spätere Schicksale (Metamorphose) anzeigen. Die genannten Bänderschiefer im Bereich der Jura-Kreidegrenze gestatten einen Hinweis auf die Saluverschiefer, während die Schwarzeckbreccie in engeren Sinne zwar nicht in allen Einzelheiten, aber doch als ein grobklastischer, den Oberjura noch überlagernder Horizont, in dem auch die kristalline Basis mit aufgearbeitet ist, der Folge der Saluverbreccie vergleichbar ist.

Diese Übereinstimmungen dürften genügen, die Schichtentwicklung des Hochfeindgebietes als unterostalpin anzusprechen (siehe Staub), womit ja auch die tektonische Stellung übereinstimmt.

### 3. Zur Tektonik.

#### a) Der Hochfeind-Schwarzeck-Stock.

Es ist selten in den Zentralalpen die Vorstellung von großen flachgepreßten und zum Teil ausgequetschten liegenden Falten oder von enormer Verschleifung, Zertrümmerung und rupturer Vermischung der Gesteine und ähnlichem, wie sie bis in die neueste Zeit hinein immer wieder für das Hochfeind-Schwarzeck-Gebiet vorgebracht wird, so wenig zutreffend wie gerade hier. Dieses Begriffsinventar, schematisch angewendet, kann nur den wundervoll eigenartigen Baustil dieses Gebietes entstellen.

Wir beginnen mit der Darstellung der Beobachtungen wieder im Gebiete des Schwarzecks selbst. Da haben wir schon bei der stratigraphischen Besprechung gesehen, daß in der Schwarzeckmasse selbst die Schichtreihe noch von der mittleren Trias bis in die Kreide in ihrem natürlichen Verbands und in nicht sehr stark gestörter Lagerung erhalten ist.

Die tektonische Grundform im Schwarzeck-Hochfeind-Abchnitt ist denkbar einfach, nämlich eine große, nach Nordost überschlagene Mulde (siehe Uhlig, 1908, und Kober, 1923). Sie ist am klarsten in Schnitten über das Schwarzeck zu erkennen (Fig. 18) wo ihr Liegendflügel außerdem breit aufgesattelt ist und bald steil nach Nordost in die Tiefe taucht. Während aber das Streichen des ganzen von den Triasdolomitmassen beherrschten Kammes etwa Ost-West ist, streicht die Achse dieser Mulde im Großen etwa Nord-nordwest und hebt sich gegen Nordwest heraus, während sie gegen Südost absinkt. Dementsprechend wird diese Mulde — neben allen anderen Verwicklungen — gegen Westen (Hochfeind) immer seichter, gegen Südost (Zepspitzgebiet) aber immer tiefer, im Schichtbestande nach oben hin reicher und der Hangendflügel streicht aus.



Unterstrichen wird diese seitliche Änderung im Inhalt der Mulde noch durch ihre eigenartige Abgrenzung im Liegend und Hangend, eine Tatsache, die schon im Schnitt über das Schwarzeck zum Ausdruck kommt und als ein Grundzug des Baues auch

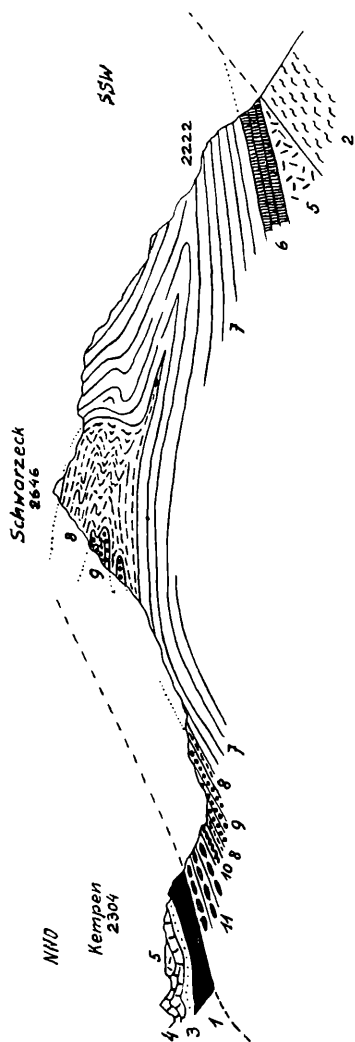


Fig. 18. Übersichtsprofil über das Schwarzeck. 1. Twenger Kristallin; 2. Phyllite der »Schieferhülle«; 3. Quarzit der Triasbasis; 4. Marmor (Muschelkalk); 5. Wettersteindolomit; 6. Raibler (dolomitisch); 7. Hauptschiefer und Kalkschiefer; 8. Liasschiefer und Kalkschiefer; 9. mächtigere Liassbreccien; 10. Radiolarite mit Aptychenkalk (hier stark verdünnt); 11. Schwarzeckbreccie im engeren Sinne (Kreide).

in den späteren Schnitten immer wieder hervorgehoben werden müssen. Die Liegendgrenze der Schwarzeckdolomite gegen die Phyllite in dem Gehänge gegen das Zederhaustal ist nicht konkordant zum Innenbau der Schwarzeckmasse, sondern es wird der Wettersteindolomit der Basis diskordant bis hinauf zu den Raiblern abgeschert.

Darüber ist — im Westabsturz des Südkammes — der mächtige Hauptdolomit zu einer prächtigen liegenden Mulde gebogen, die im Schrifttum schon mehrfach erwähnt ist. Am Gipfel selbst liegt über den verwalzten Liaskalkschiefern, die mit einem Kern aus Faltenstengeln von Liasbreccien die Füllung der erwähnten Hauptdolomitmulde bilden, noch eine ganz kleine Kappe von schwarzen Kalkschiefern (wahrscheinlich Rhät) und grauer fast monomikter Dolomitreccie, die die überstürzte Obergrenze des Hauptdolomites bezeichnen dürfte; hier am Gipfel ist also der Hangendflügel der Mulde nur durch die Erosion fast gänzlich entfernt. Nördlich davon, wo der liegende Hauptdolomit wieder untertaucht, sehen wir über ihm nur die — inzwischen in die Kreide ergänzte — normale Serie des liegenden Muldenschenkels, der überkippte Hangendschenkel aber fehlt. Es scheint mir fraglich, ob die Mulde jemals überhaupt bis hierher überfaltet war.

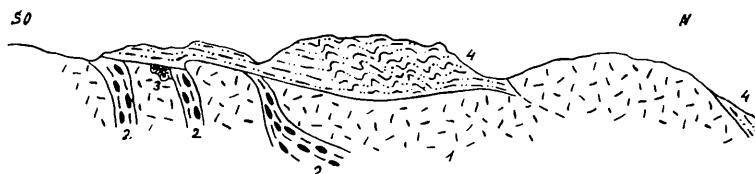


Fig. 19. Aufschlüsse nördlich vom Schwarzseeabfluß. 1. Heller, zerbrochener Dolomit; 2. Schwarzeckbreccie und grüne Schiefer; 3. dunkler Tonschiefer (Raibler?); 4. Altkristallin.

Die Auflagerungsfläche des Twenger Kristallins, das das jüngste Schichtglied, die Schwarzeckbreccie, überlagert, scheint in diesem Schnitt eine gewöhnliche, konkordante Überschiebungsbahn zu sein; beim Vorderen Schwarzsee, knapp östlich des Schnittes der Fig. 10b, zeigt sich aber, daß sie wenigstens streckenweise ganz anderer Natur ist. Wo die Rundbuckelfläche um den Schwarzsee gegen den Trog der Fuchsalm abbricht, da bieten die Aufschlüsse ungefähr das Bild der Fig. 19. Das Twenger Kristallin überlagert hier grob diskordant eine steil auferichtete Folge aus Triasdolomitzügen, die Riesenblöcken ähneln (auch Raibler[?] sind an einer Stelle beteiligt) und zwischengeschalteten Streifen von echter Schwarzeckbreccie mit ihren grünen, meist geröllführenden Begleitschiefern. Diese bauchigen Dolomitzüge sind auch auf der Kartenskizze der Fig. 8 schematisch wiedergegeben. Welcher Natur sie sind, steht noch nicht fest; es war daran zu denken, ob sie vielleicht als einsedimentierte Riesenblöcke — vergleichbar der Gosau — aufgefaßt werden könnten, ihre Ausmaße (siehe Karte) sind aber doch wohl dafür zu bedeutend. So ist wahrscheinlicher, daß sich hier lokal in den Hangendteilen der Schwarzeckbreccie unter der Überschiebung des Twenger Kristallins, bzw. der nächsten Einheit überhaupt, eine Schuppenzone ausgebildet hat. Vielleicht sind die Dolomite Reste des überfalteten verkehrten Muldenschenkels,

der weiter südlich sichtbar ist. Aber auch in dieser Deutung kann man nicht von einem inversen »laminierten« Gegenflügel reden, denn es wäre das eine Auflösung in blockartige Massen ohne Vorhandensein einer verkehrten Folge.

Wenn also hier vielleicht eine tektonische Vermengung vorliegt, so hat das doch nichts zu tun mit der Entstehung der Schwarzeckbreccie selbst, denn diese Dolomitklötze und die Dolomitbrocken der Breccie sind unvergleichbar ohne Zwischenglieder in ihrer Größenordnung; dort meßbar mindestens in Zehnern von Metern, hier in Zentimetern und Dezimetern.

Wie auch diese Dolomitklötze in die Folge hineingekommen sein mögen, das Twenger Kristallin ist hier zu dieser Serie eine

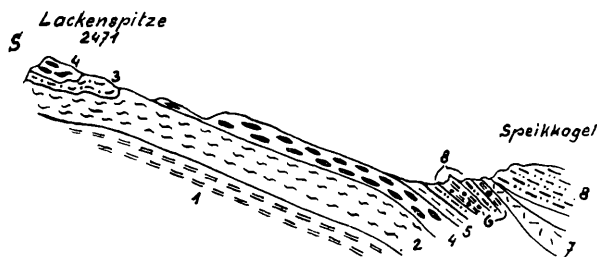


Fig. 20. 1. Liasschiefer, örtlich mit Breccien; 2. harte, graue und grüne Bänderschiefer; 3. phyllitische Breccien und dunkle Schiefer; 4. Schwarzeckbreccie im engeren Sinne; 5. grüne Schiefer der Schwarzeckbreccie; 6. Dolomit, Breccien und dunkle Schiefer, stark verquetscht (Lias?); 7. heller Dolomit; 8. Kristallin.

diskordante Überschiebung, mit der weder Verschieferung der Breccien in dieser Richtung noch der Schuppenbau in unmittelbarem Zusammenhang gebracht werden kann. Man benötigt zur Erklärung der Lagerung zwei tektonische Phasen; bei der ersten wäre die Durchbewegung und Metamorphose der Breccien und Begleitschiefer und die Einschuppung der Dolomite zustande gekommen, wobei vielleicht schon überschiebendes Twenger Kristallin die notwendige belastende Masse abgab; bei der zweiten erfolgte eine Durchscherung der bestehenden Folge und Einschub des Kristallins auf dieser diskordanten Bahn.

Die Zone der eingeschalteten Dolomitklötze setzt sich in den Speikkogel am Ostrand des Fuchsalmtroges fort und endet dort. Hier zeigt das Profil, Fig. 20, in klarer Weise unter einer Deckscholle von Twenger Kristallin und über der Schwarzeckbreccie eine Schuppenzone, an der sich Triasdolomit (der in den Gehängen plötzlich mächtig anschwillt), Lias, Kristallin und Schwarzeckbreccie (im Gehänge) beteiligen.

Wie derart im Liegend des Twenger Kristallins erscheinen auch in seinem Hangend Verschuppungen, die in der Basis der Trias wie am Hohen Nock (Fig. 3) oder an der Hirschwand (Fig. 11) sichtbar werden.

Wenn auch die Diskordanz in der Überschiebung des Twenger Kristallins an anderen Stellen keineswegs so deutlich zum Ausdruck kommt wie an der behandelten beim Schwarzsee, sondern meistens im kleinen Konkordanz besteht, so unterliegt doch im großen die Diskordanz keinem Zweifel, da mehrfach Züge des Mesozoikums sowohl im Westen wie im Osten an ihr austreichen (siehe Karte, Fig. 1). So begrenzt also das Mesozoikum des Hochfeindzuges wie im Liegenden so auch im Hangenden eine große diskordante Schubfläche, und dieser Grundzug des Baues sei wieder vorgreifend betont.

Diese beiden Grenzen Liegend und Hangend bedingen — da sie die widerständigeren Triasmassen begrenzen — die orographische Längserstreckung des Hochfeind-Schwarzeckzuges, das innere Streichen ist aber damit nicht parallel. Was wir noch von der Mulde im Schwarzeckprofile gesehen haben oder von ihrer Fortsetzung noch sehen werden, ist ein spitzwinkelig zum inneren Streichen diskordant durch die glatten Schubflächen im Liegend und Hangend herausgeschnittenes Stück, dessen Innenbau auch nicht gleichphasig der äußeren Tektonik entsprechen kann. Es ist eine aus einem bestehenden Faltenbau durch zwei Scherflächen etwas schräg zum Streichen herausgeschnittene Platte.

Die Tatsache der Abscherung kommt an der Hangendgrenze sehr schön zum Ausdruck in einem Schnitt weiter westlich, vom P. 2610 (fälschlich Hochfeind auf der Karte 1:25.000) gegen Nord (Fig. 12); hier werden die tiefen Liasschichten auf kurze Strecke bis auf den Hauptdolomit hinab abgeschert. Das, was hier überschiebt und die Abscherung »verursacht«, ist ein Paket von Kalkglimmerschiefer mit Phyllit und Triasschollen, die Fortsetzung der Zone des Labspitzsattels zwischen Zmülingwand und Stampferwand, und dann folgt erst mit Verschuppung das Twenger Kristallin. Auch hier — wie beim Schwarzsee — sind unter diesem Triasdolomitlinsen eingewalzt.

Im Hochfeindstocke selbst beschränkt sich infolge zunehmenden Ausstreichens gegen die abschrägende Hangendgrenze die Muldenfüllung (unmittelbare Fortsetzung der liegenden Mulde am Schwarzsee) auf die tiefen Liasschiefer mit wenigen Breccien und auch Dolomiteinlagerungen, während die mächtigeren Liasbreccien nur mehr in spärlichen Resten an der Nordflanke erhalten geblieben sind. Der nördlich abtauchende Teil des liegenden Muldenflügels, der am Schwarzsee die reiche nachtriadische Folge führte, ist hier bereits abgeschnitten.

Dafür bietet die Form der Mulde in den Steilabstürzen des mächtigen Hochfeindgipfels um so großartigere Verwicklungen. Fig. 21 gibt einen Schnitt durch den Südgrat (nach den Aufschlüssen seiner Westflanke); Da folgen zunächst über einer Schuppenzone — auf die gleich zurückzukommen sein wird — diskordant die Raibler und darüber die normale Hauptdolomitmasse bis zu einem auch morphologisch bezeichneten scharfen Schnitt, an dem innen im Wildkar und in der Südostwand (Fig. 21) Liasschiefer auftreten. Er ist

auch bei Kober, Taf. II, Fig. 5, gut zu sehen, ohne dort eine Deutung zu finden. Darüber stehen plötzlich die viel weniger deutlichen Hauptdolomitplatten steil, als Umbiegung einer ebenfalls nach Norden überlegten Mulde; aber diese Mulde ist nicht mehr vollständig, sondern ihr Hauptdolomitboden ist an dem erwähnten Schnitt zum Teil abgeschert und weitere Scherzonen parallel dazu verwickeln auch den Bau der Mulde durch staffelförmige Vorschübe. So wieder-

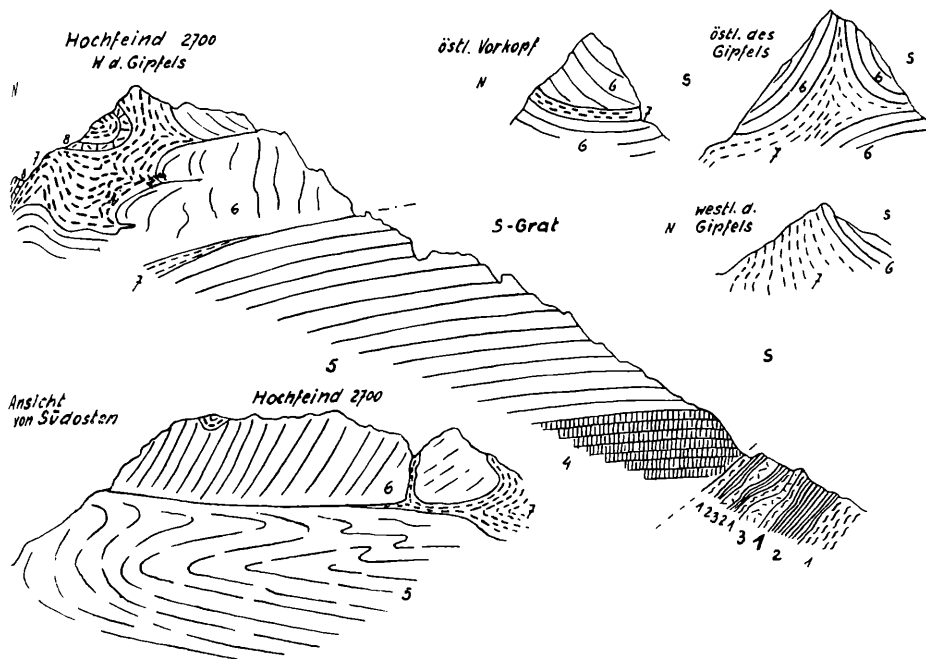


Fig. 21. 1. Grünlicher und grauer Phyllit; 2. Kalkglimmerschiefer; 3. gelbgrauer, zerhackter Dolomit; 4. dolomitische Raibler; 5. Hauptdolomit, gleichmäßig gebankt; 6. Hauptdolomit, undeutlich gebankt; 7. dunkle Schiefer und Kalkschiefer des Lias; 8. Bank von dunklem Dolomit.

holt sich in dieser diskordant abgescherten und überschobenen Liasmulde des Hochfeindgipfels im Kleinen die tektonische Großform des ganzen Hochfeind-Schwarzeckgebietes. Im eigentlichen Gipfelgrat verwickelt sich der Bau der Mulde noch weiter, was die kleinen Schnittsskizzen auf Fig. 21 andeuten sollen.

In der Hohen Gugl ist von der überschobenen Gipfelmulde des Hochfeinds nur mehr der Hauptdolomit übriggeblieben, die Diskordanz gegenüber der Unterlage von Hauptdolomit mit Liasdecke ist jedoch noch angedeutet (Fig. 13).

Westlich der Hohen Gugl trennt die Rottenkarscharte den eigentlichen Hochfeindkamm von seinem vorgelagerten Eckpfeiler, der Zmülingwand. Diese ist auch tektonisch abgetrennt, denn die Rottenkarscharte gibt das Profil der Fig. 13. Eine jüngere Serie,

wahrscheinlich eine Schuppenzone, aufgebaut aus Kalkglimmerschiefer, Phyllit, Liasschiefern, dunklem Bänderschiefer und Schwarzbrecie, überdeckt bis zum Gipfel den Dolomitklotz der Zmülingwand, der an seiner Basis wieder bis in die Raibler hinabreicht. Auch dieser Triasklotz stößt diskordant an seine nördliche steil

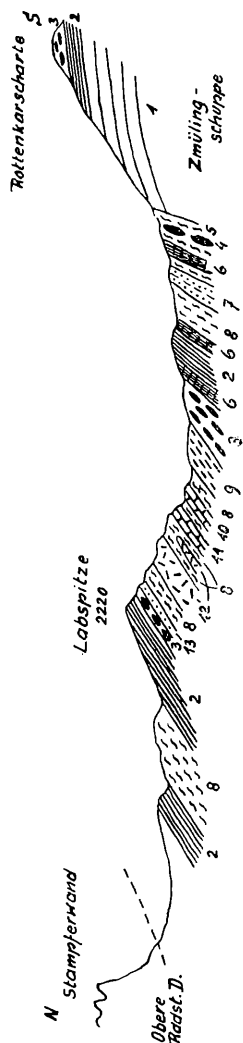


Fig. 22. Schnitt durch die Zone der Labspitze. 1. Hauptdolomit; 2. Kalkglimmerschiefer; 3. Schwarzeckbrecie; 4. Eisendolomitlinsen in 5. Quarzphyllit; 6. Rauhwaacke; 7. grünlicher Quarzitschiefer; 8. grünlicher Phyllit; 9. schwarzer Phyllit; 10. hellgelber Marmor (Jura?); 11. grauer und rötlicher Bändermarmor (Muschelkalk); 12. heller breccioser Dolomit; 13. Quarzit (Typ Triasbasis).

einfallende Überlagerung (Schnitt zur Labspitze, Fig. 22), ebenso diskordant, wie er im Süden und Westen seiner Unterlage aufruht. Als ein schräg zu seinem Innenbau zugeschnittener stumpfer Keil hebt er aus den Schiefern nach Westen aus, so daß der ganze Hochfeindzug plötzlich — ohne eine bandartige Fortsetzung zwischen den Schiefern — endet. Das fordert den Hinweis heraus auf die ganz gleichartige Stellung der bauchigen Dolomit-Riesenblöcke des ähnlich gebauten Zederhauser Weißecks (2709 m) und der Riedingspitze in der streichenden Fortsetzung gegen Westen, die damit gleichsam ein Wiederaufleben des Hochfeindzuges bedeuten (wie auch Schmidt hervorgehoben hat).

Wenn Kober in einem gleich wie Fig. 22 gelegten Schnitt die Zmülingwand auf der Schieferserie des Labspitzsattels aufliegen läßt, so ist das unrichtig, es überdeckt vielmehr Kalkglimmerschiefer dieser Schieferserie auch noch den Hochfeindstock selbst (siehe Schnitt, Fig. 12). Damit fällt auch die schon von Schmidt angezeigte Auffassung Kobers, daß die Hochfeindzone sich als schmales Band hangend der Labspitze in den Triasschuppen unter dem Twenger Kristallin in der Basis der Stampferwand fortsetze.

Nach Südosten verschmälert sich der Dolomit der Zmülingwand rasch;

aber nicht etwa durch Ausquetschen (außer an seinem Ende), sondern er streicht in schöner Bankung spitzwinkelig mit etwa 30° an seine Liegendgrenze heran und wird an ihr abgeschrägt.

Erst unter dem Südgrat der Gugl und des Hochfeinds löst sich diese Zmülingwandschuppe gemeinsam mit den Gesteinszügen der Rottenkarscharte in einer Schuppenzone auf (Fig. 21 rechts). Diese

Schuppenzone wurde schon in einem Profil von Uhlig (1908) als eine Fortsetzung der Zone des Speierecks aufgefaßt und in der Tat ist die Stellung gegenüber dem mächtigen Hochfeind-Weißeneck-mesozoikum gleich. Man könnte die Zmülingwandschuppe als den zusammenhängendsten Block in dieser Zone auffassen, nach dem Schichtbestand ist sie aber besser als lokale Abschuppung verständlich.

Vom Südgrat der Gugl gegen Osten und nach dem Auskeilen dieser Schuppenzone entwickelt sich nun die Diskordanz, mit der der innere Bau der Hochfeind-Schwarzeckmasse an glatter Schub-bahn gegen die »Obere Schieferhülle« des Zederhauser Gehänges

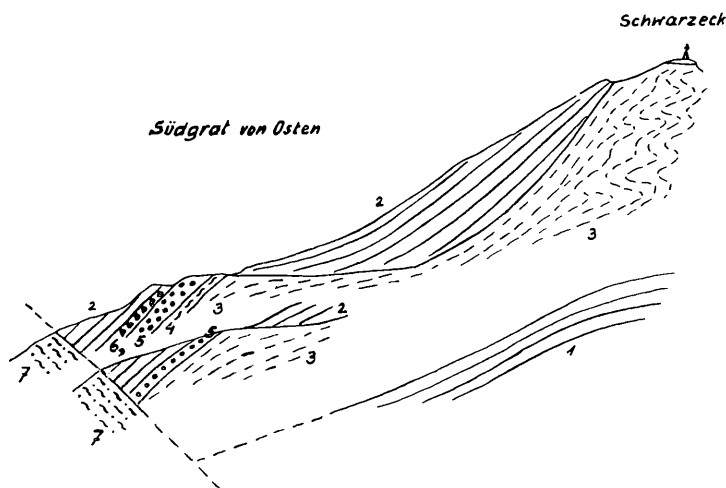


Fig. 23. 1. Hauptdolomit des Liegendflügels; 2. des Hangendflügels der Schwarzeckmulde; 3. Liasschiefer und Kalkschiefer; 4. grüner phyllitischer Schiefer; 5. graubraune Dolomitbreccie; 6. Dolomitbreccie mit Schollen von Quarzit und grünlichem Schiefer; 7. Phyllite.

stößt, zu großartiger Übersichtlichkeit. Am Fuß der Südwand des Hochfeinds streicht zunächst der Wettersteindolomit, dann die Raibler spitzwinkelig an ihr aus. Im südöstlichen Ast des gegabelten Schwarzeck-Südkammes (der Schnitt der Fig. 18 geht durch den südwestlichen Ast, Blick von West) kommt bereits Lias (Fig. 23), der aus der liegenden Mulde des Schwarzeckgipfels herunterstreicht, mit ihr zum Schnitt. Es ist hier aber nicht mehr eine einfache Mulde, sondern eine aufrechte Liasfolge mit überschobenem Hauptdolomit, wobei die Untergrenze der großen Hauptdolomitkappe wahrscheinlich wieder eine der flachen Scherflächen ist, wie sie im Gipfelaufbau des Hochfeinds beschrieben worden sind. Viel wichtiger aber als die Frage des Innenbaues ist die nahezu rechtwinkelige Diskordanz, mit der diese Gesteine an der mächtigen Phyllitunterlage abstoßen. Die Tektonik der Massen ober diesem Schnitt hat so gut wie keine Beziehung zum Bau der darunterliegenden Phyllite.

Vielleicht noch klarer und überzeugender ist die tektonische Diskordanz an der basalen Schubfläche im Kamm von der Zepspitze über Znotenkopf und Blasnerturm nach Süd (Profil, Fig. 24); sie ist von West her auf weite Entfernung kenntlich. Übrigens

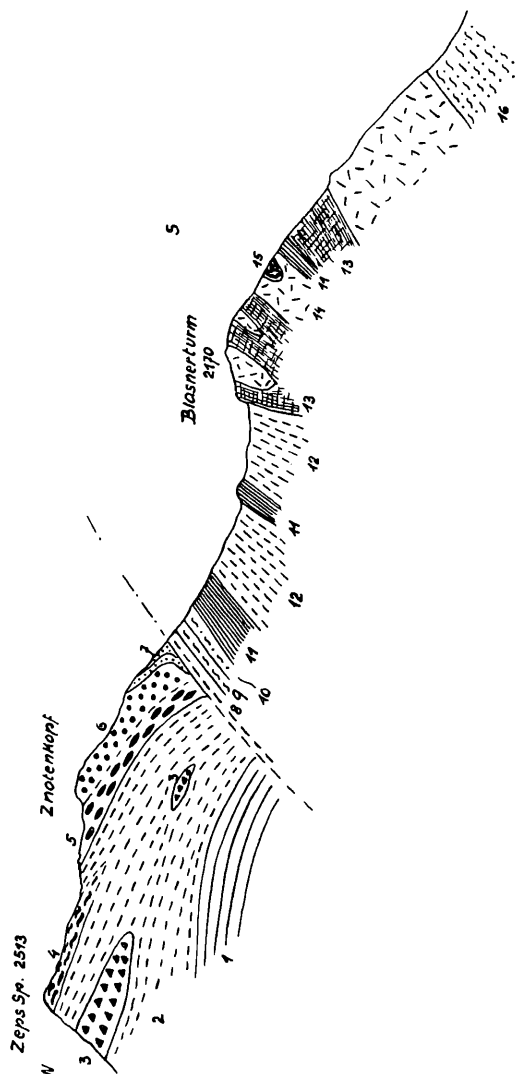


Fig. 24. 1. Hauptdolomit; 2. Liasschiefer; 3. Dolomitbreccien (Lias); 4. graue Bänderschiefer; 5. Schwarzeckbreccie im engeren Sinne; 6. harte Dolomitbreccienbank; 7. Quarzit und Quarzitschiefer; 8. dunkle verquetschte Phyllite; 9. grauer Phyllit; 10. grüner Phyllit, 11. Kalkglimmerschiefer; 12. phyllitischer Kalkglimmerschiefer (Lias); 13. Rauhwaacke; 14. grauer, zerhackter Dolomit; 15. grüner Quarzitschiefer (Radiolarit?) 16. grüner Quarzphyllit (mächtig).

ersieht man leicht an den wirren Strichen, die Kobers Profil über denselben Kamm (1923, Fig. 10, 3. Schnitt) an dieser Stelle verzeichnet, wie schwer es ist, hier bei einigermaßen naturgetreuer Wiedergabe des Einfallens keine Diskordanz einzutragen. Die dort gezeichnete Aufbiegung der Breccien zu Nordfallen ist dazu nur



ein zeichnerisches Krompromiß, um die Annahme konkordanter Verquetschung aufrechtzuerhalten.

Der Hauptdolomit taucht nun hier entsprechend dem südöstlichen Achsengefälle der inneren Tektonik des Hochfeindzuges für längere Strecken unter die jüngeren Auflagerungen unter und schneidet an der basalen Schubfläche ganz ab. Die ihn überlagernde Folge — die nun allein die Hochfeindmasse vertritt — ist offensichtlich nicht unerheblich durch Faltung und Verquetschungen gestört, aber im großen noch als aufrechte Folge zu erkennen; ein Muldenbau mit inversem Hangendflügel (wie am Schwarzeck) ist nicht mehr vorhanden, denn auch den aufgelagerten Quarzit (habituell Triasbasis) kann man nicht als solchen ansprechen.

Die große Schubbahn, die diese Serie fast rechtwinkelig abschneidet, ist an einzelnen Stellen auf wenige Meter genau festzulegen. Die Gesteine sind an ihr zwar zerdrückt, die Schiefer stark verwalzt, die Reichweite der Störung ist aber gering. Und während sonst im Hochfeindzuge auch die Breccien konform der Innentektonik mehr oder weniger verschiefert sind, sieht man parallel zu dieser Störung keine vergleichbare Verschieferung. Daraus ergibt sich wieder einmal die Möglichkeit einer Trennung in zwei Phasen mit scharf unterschiedenem Bewegungsstile; bei der ersten wird unter erheblicher Belastung bei differentieller Durchbewegung der Gesteine — und Metamorphose — der Innenbau geprägt; bei der zweiten wird ohne korrelierte Durchbewegung mächtigerer Schichtstöße und demgemäß unter relativ geringer Belastung dieser fertige Innenbau an glatten Scherflächen schräg durchschnitten und die Teile an diesen Flächen verschoben.

Die Schiefermassen unter dieser (gegenüber dem Hangenden) diskordanten Schubfläche sind zu ihr durchwegs konkordant; man kann aber nicht sehen, inwieweit ihr innerer Schuppenbau mit den Bewegungen an dieser Gleitbahn zusammenhängt. Denn es ist möglich, daß sie eben viel rascher gleichgeschichtet wurden als das steife Hochfeindmesozoikum, aber es könnte auch die hangende Gleitbahn nur »zufällig« dem Schichtfallen gefolgt sein (siehe auch Abschnitt 4).

Diesen Schiefen sind in unserem Schnitt unter recht sicherem Lias Dolomit-Rauhacke-Knollen eingelagert, die den Blasnerturm bilden. Es liegt bei solchen Knollen und Linsen (auch weiter im Osten) nahe, daran zu denken, daß sie nichts anderes wären als Reste der tieferen und mittleren Trias, die dem geschlossenen Hochmesozoikum — wie oben gezeigt — tektonisch verlorengegangen sind. Beweise für solchen Zusammenhang fehlen aber noch.

Die Kalkglimmerschiefer, die im gleichen Schnitt über und mit der Trias des Blasnerturms erscheinen, entwickeln sich weiter nach Osten zu einem wichtigen Leithorizont. Sie ziehen von hier als nahezu hangendstes Band der »Schieferhülle« und als Basis der Hochfeind-Weißeneck-Trias über die Weißeneckscharte und unter dem Weißeneck durch, erheben sich im Scharreck zu bedeutender Mächtigkeit und streichen nach bauchigen Schlingen in

die nordöstlichen Gehänge über den Kleinen Lanschitz in die unmittelbare Unterlage der Speiereckschuppen (siehe Fig. 1). Gegenüber diesem Leitband haben die Speiereckschuppen genau dieselbe Stellung wie Weißeneck oder Zepspitze-Schwarzeck.

Weiter nach Osten schreitend, greift nun die basale Schußfläche bei etwas flacherer Lagerung weiter quer durch die Schwarzeckmasse vor in einen Bereich, in dem deren Gesteine — analog der leichten Kuppelform im Schwarzeck selbst — wieder nördlich einfallen. So geht die basale tektonische Diskordanz unter der Grubachspitze für kurze Zeit verloren. Das Tiefste ist hier am Südrande Liasschiefer und die gesamte im Westen so stolze Trias ist an der Basis abgesichert; dafür erreicht hier die Schwarzeckbreccie ihre größte Mächtigkeit (Fig. 3).

### b) Der Zug Weißeneck-Speiereck.

Östlich der Grubachspitze erhebt sich die Trias plötzlich wieder zu bedeutender, kuppelförmig aufgewölbter Masse im Weißeneck, wobei die im Tal zwischen beiden herablaufende Grenze offensichtlich tektonisch beeinflusst ist. Kober stellt sich seinerzeit vor, daß hier die ganze Weißeneckmasse tektonisch zur Schwarzeckbreccie der Grubachspitze zerstrümmert ist; das scheitert aber schon an der durchlaufenden Zwischenschaltung von Liasschiefer (und Radiolarit), dem Fehlen jeglicher Übergangsglieder und an dem nicht dazu passenden Komponentenbestande der Schwarzeckbreccie, wenn man schon die sedimentäre Natur der Breccien nicht anerkennen wollte. Staub zieht hier die Grenze zwischen seiner Weißeneck- und Schwarzeckdecke durch, indem er den Radiolarit als roten Verrukano und die grünen Schiefer aus der Begleitung der Schwarzeckbreccie als Kristallin anspricht.

Wir konnten jedoch keine umfangreichere Serienwiederholung und damit keinen Anlaß für die Existenz einer Deckengrenze in dieser Furche erkennen. Der westlichste Ausläufer der Dolomite des Weißenecks — ein gering mächtiger Dolomitklotz über Quarzit — erreicht noch den Fuß des Osthanges der Grubachspitze und wird überlagert von einer verarmten, aufrechten Jura-Kreidefolge, die in sich etwas verschuppt sein mag. Gleich östlich ergänzt sich die Folge durch Radiolarit. Auch hier ist die Folge anscheinend durch Schuppung etwas gestört, es sind auch nicht alle Schichtglieder anzusprechen, aber sie bleibt insofern als normale und aufrechte Schichtreihe erkennbar, als sich die Liasschiefer und die Radiolarite durchwegs zwischen die starrereren Massen von Triasdolomit im Liegenden und mächtiger Schwarzeckbreccie im Hangenden einschalten. Die Störungen sind als rein örtliche Verschuppung im schieferreichen Jura besser erklärbar.

So ist denn auch ein paar hundert Meter weiter östlich im Streichen wieder die vom Schwarzeckgebiete her bekannte Folge gut erkennbar aufgeschlossen im Nordfuß des Weißenecks (Fig. 15),

nur ist sie bei geringer Mächtigkeit stark verschiefert und der in der Grubachspitze so mächtige Zug von Schwarzeckbreccie ist zum größten Teile vom Hangend her durch das überschobene Twenger Kristallin abgeschnitten, bzw. verquetscht.

Die Bewegungszone in der Furche zwischen Grubachspitze und Weißeneck zeigt also nur interne Bewegungen zwischen der Weißenecktrias und der sie überlagernden Schichtfolge. Da die Grubachspitze in ununterbrochenem Schichtzusammenhange mit den

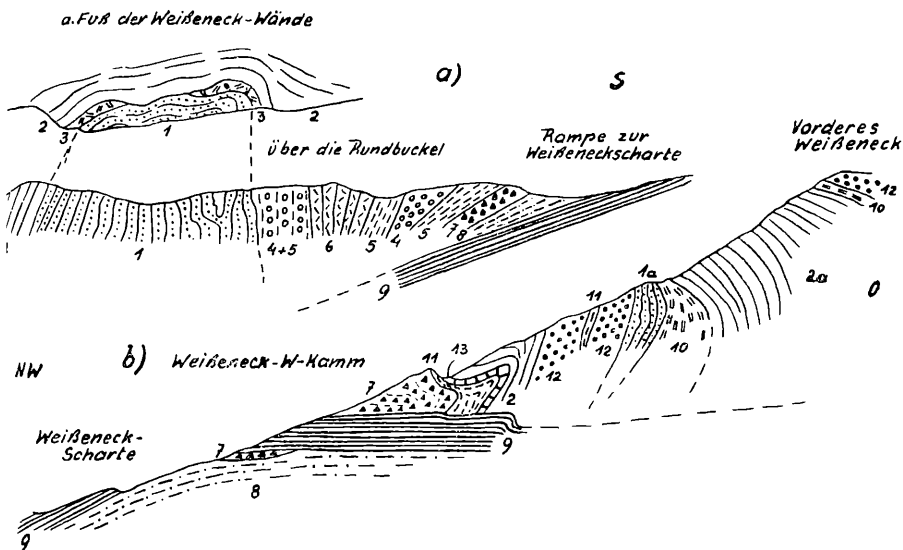


Fig. 25. a) Schnitt durch das Kar westlich des Weißenecks und b) Weißeneck-Westkamm. 1. Heller Quarzit und Quarzitschiefer; 2. bankiger Dolomit; 2a. Hauptdolomit; 3. gelbliche Dolomite und Breccien; 4. gelbliche Dolomitbreccien; 5. graubraune, etwas sandige Schiefer; 6. schwarzer, blaugrau anwitternder Dolomit; 7. Dolomitbreccien mit Schieferschollen; 8. grauer Phyllit; 9. Kalkglimmerschiefer; 10. dunkle Liasschiefer; 11. dunkler Phyllit; 12. gelbe Dolomitbreccie, wenig Quarzit; 13. dunkler Marmor und kalkiger Schiefer.

normalen Deckschichten des Schwarzecks steht, gehören Weißeneck und Schwarzeck derselben tektonischen Einheit an und sind nicht getrennte Decken. Die von Staub aufgestellte »Schwarzeckdecke« ist wieder zu streichen. Die erwähnte Bewegungszone durchschneidet nur den mesozoischen Zug Hochfeind-Schwarzeck-Weißeneck usw. als eine interne Quetschzone, aber schräg zum Gesamtstreichen zwischen den beiden glatten tektonischen Grenz im Liegend und Hangend.

Das Weißeneck ist eine Art Triaskuppel; ihr Kern ist im Westabfall (Weißeneckkar) nördlich der Weißeneckscharte (Grubachscharte) in einer Antiklinale von hellem Quarzit und Quarzitschiefer (Typ Triasbasis) entblößt, die rings von Triasdolomit überlagert wird; doch sind die Triasdolomite nur östlich, im Weißeneck

selbst etwa von der gewohnten Mächtigkeit, sonst aber darin bedeutend herabgesetzt. Die an den Quarzit nach Nord und Süd anschließenden Folgen sind ungleich. Nach Norden folgt mit steilem Nordfallen gut gebankter Dolomit, nach Süden schließt an den steil stehenden Quarzit eine bunt gemischte Zone von vorwiegend grau braunen Tonschiefern, gelben Dolomitreccien und Dolomit, schließlich aber Phyllit und typischer Kalkglimmerschiefer an; die Schichten legen sich dabei zu flachem Nordfallen um (Fig. 25a).

Blattmann (Fig. 1) faßt das so auf, daß an den Faltenkern von Quarzit nach beiden Seiten hin normale Folgen von verschiedener Faziesentwicklung anknüpfen. Die nach Nord hin (aufrechte Folge) wäre etwa die gewohnte (unterostalpine) Trias-Jura-Entwicklung, dagegen der nach Süd hin folgende »verkehrtliegende Schenkel ist zum großen Teil in Kalkphyllitfazies entwickelt«.

Die Unwahrscheinlichkeit eines solchen raschen Fazieswechsels springt in die Augen, wo noch dazu einige hundert Meter weiter östlich die ganze Quarzitantikline vom mächtigen Dolomit des Weißenecks ummantelt wird. Blattmann hat dabei übersehen, daß man im Südflügel mit dem Erreichen der Kalkglimmerschiefer die große liegende Schubfläche der ganzen Hochfeind-Weißeneck-Einheit verquert hat, die trotz der örtlich sehr beschränkten Angleichung der Schiefer im Einfallen hier schon wieder den Innenaufbau der Trias unten diskordant abschneidet (Fig. 25a). Es ist das nämlich derselbe oben erwähnte Kalkglimmerschieferzug, der, aus der Unterlage der Zepspitze kommend, bis unter das Speiereck zieht und hier das erstemal über den Hauptkamm nach Norden reicht.

Klarer noch als hier ist dieses Prinzip der Lagerung am Kamm, der vom Vorderen Weißeneck nach Westen zur Weißeneck- oder Grubachscharte herunterzieht (Abb. 25b). Auch das Streichen der steilstehenden Schichten in diesem Kamm ist nahezu rechtwinkelig zu dem Streichen der sie flach unterlagernden Kalkglimmerschiefer! Begreiflicherweise sind die Gesteine, die westlich an den Hauptdolomit anschließen, nicht glatt als Schichtfolge zu deuten, sondern sie müssen wohl verschuppt sein; die dunklen kalkigen Schiefer, Kalkschiefer und die Breccien sind jedoch jedenfalls nur eine abgebeugte Fortsetzung der auflagernden Liasmulde auf den Gipfeln des Weißenecks (siehe Fig. 16).

Auch nach Osten schwingt die Masse des Weißenecks zu einem Faltenzug geringerer Amplitude ab, der ebenfalls quer zur basalen Schubfläche ausstreicht. (Abb. 17c, in der die Schuppenzone links schräg zum Streichen geschnitten wird.)

Von hier nach Osten ändern sich die Verhältnisse insofern plötzlich, als eine bedeutende Verschmälerung des zusammenhängenden mesozoischen Zuges eintritt; wegen des Einfallens mit dem Gehänge kommt das auf Karten nicht gleich stark zur Geltung. Gleichzeitig damit verliert sich die den Bau des westlichen und höheren Abschnittes beherrschende Diskordanz gegenüber den die Trias im Liegend und Hangend einschließenden Massen und die

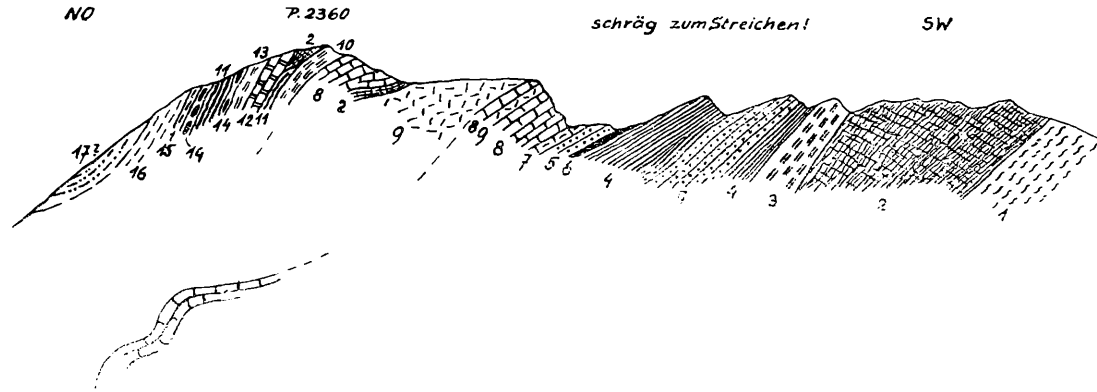


Fig. 26. P. 2360 im Hauptkamm zwischen Weißeneck und Scharreck. 1. Graue Phyllite; 2. gelbe Rauhwacken; 3. dunkle kalk-sandige Schiefer (Lias); 4. Kalkglimmerschiefer; 5. heller Quarzit und Quarzitschiefer; 6. Serizitschiefer; 7. heller Marmor; 8. grauer Bändermarmor; 9. heller Dolomit, weiter im Hang gebankt; 10. Liasschiefer mit Marmor, Dolomit und Schieferbreccienlagen; 11. grauer Quarzitschiefer (Bänderschiefer mit Radiolarit); 12. grauer Marmor bis Kalkglimmerschiefer; 13. sandig-kalkiger Phyllit; 14. typische Schwarzeckbreccie im engeren Sinne; 15. grüner Schiefer mit Geröllen; 16. grüner Phyllit (zu Schwarzeckbreccie); 17. Kristallin?

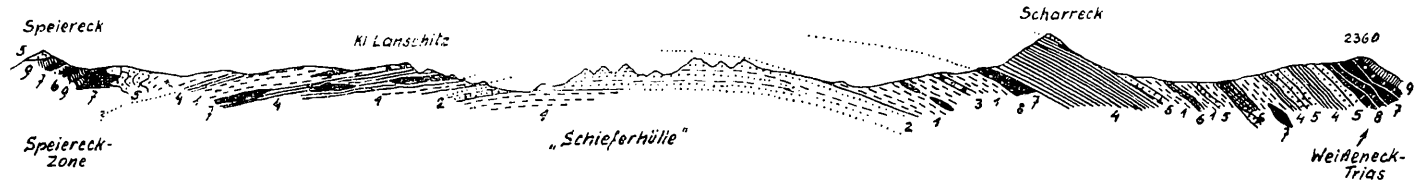


Fig. 27. Schematischer Schnitt über den Hauptkamm Speiereck-Scharreck. 1. Phyllite; 2. darin Quarzitschiefer; 3. Prasinit; 4. Kalkglimmerschiefer; 5. Quarzit und Quarzitschiefer (Typ Triasbasis); 6. Rauhwacke; 7. Dolomite; 8. Marmore; 9. Liasschiefer und Breccien, Schwarzeckbreccie (Jura-Kreide der Hochfeindentwicklung).

Gleichschlichtung mit der Begrenzung wird wenigstens die Regel. Im gleichen Augenblick stellt sich an der Basis eine bunt gemengte Schuppenzone ein; hier ist also endlich der widerspenstige starre Innenbau des Hochfeind-Weißeneck-Zuges durch Zerschneiden in die dünneren und gegeneinander verschiebbaren Platten der Schuppenzone von der jüngeren Tektonik überwältigt worden.

Es beteiligen sich an diesem östlichen Zuge (einschließlich der Schuppenzone) nun in höherem Maße Quarzit, Rauhacke und Marmor neben nicht genau einordenbarem Dolomit, so daß hier im Gegensatz zum Westen anscheinend ein Streifen mit vorwiegend tieferer Trias verarbeitet worden ist. Schnitte durch diesen Triaszug in der Fortsetzung des Weißenecks und durch die schon von Kober studierte Schuppenzone geben die Fig. 26 und auch 27.

In dieser Schuppenzone wie auch in der Basis des Weißenecks kommen neben grauen auch grünliche Phyllite, ferner Grünschiefer (ehemalige Diabase?) vor, aber ich fand nichts, was im Felde etwa als Diaphthorit von der Art des Twenger Kristallins anzusprechen gewesen wäre: Staubs Angabe, daß das Weißeneck eine Basis aus Kristallin hätte, kann ich daher nicht bestätigen. Solche grüne Schiefer ziehen als Unterlage der zusammenhängenden Weißenecktrias nach Ost bis ins Taurachtal (Straße unter Edenbauer), sind aber von dem Diaphthoritkristallin noch durch Trias getrennt und vereinigen sich auch weiterhin nicht mit dem »Mauterndorfer« oder Twenger Kristallin. Dieses Twenger Kristallin ist nach meinen — allerdings nicht ganz vollständigen — Begehungen bei Mauterndorf selbst ein einheitlicher Zug und die Trias, die mitten im Ort auftritt, teilt es nicht in zwei Anteile tektonisch verschiedener Zugehörigkeit (»unteres« und »oberes« Mauterndorfer Kristallin nach Staub), sondern sie liegt ihm, nordöstlich(!) streichend, mit einer Basis aus Kalkglimmerschiefern auf. Das ganze Twenger Kristallin kann so die tektonische Stellung behalten, die ihm schon Uhlig-Kober zugewiesen, als trennender Kristallinkeil zwischen der unteren und oberen Radstädter Deckengruppe. In der oben erwähnten Schuppenzone unter dem Weißeneckzug bildet Triasdolomit noch einmal südöstlich vom Scharreck eine größere von Quarzit gesäumte Linse,<sup>7</sup> die dann wieder in der verengten Schuppenzone am Speiereck endet. Darin liegt die Berechtigung, das Speiereck tektonisch unter den Weißeneckzug zu stellen. Verursacht ist diese Abspaltung einer größeren Schuppe, die gleichsam als Kulisse den ausgehenden Weißeneckzug ersetzt, wohl nur dadurch, daß hier dieser ostsüdoststreichende Triaszug an den Rand der Schladminger Masse stößt und plötzlich zu einem südlichen und sogar südwestlichen Gesamtstreichen abgelenkt wird. Mit Berücksichtigung

---

Auf der Kartenskizze (Fig. 1) erscheint diese Linse wegen des Einfallens mit dem Gehänge mächtiger; die Grenzen sind dort schematisch und nicht genau begangen.

der Ergebnisse des stratigraphischen Teiles halte ich es daher für richtiger, die Speiereckzone nur für eine durch die besonderen Umstände der Ablenkung etwas tiefergeschaltete Kulisse des Weißeneckzuges zu halten, in der diese gleiche Trias schließlich ganz zu einer Schuppenzone verarbeitet worden ist.

Die beiden Schnitte vom Speiereck (Fig. 17) zeigen zunächst wieder die lange bekannte, mit Faltung verknüpfte Verschuppung dieses Schichtstreifens. Sie weichen von den gleichlaufenden Profilen Staubs (Tafel XIV) nicht unerheblich ab, sowohl in der Darstellung der Lagerung wie auch in der stratigraphischen Deutung der Gesteine, wobei ich wesentlich weniger weit gehen zu dürfen glaubte. Darüber ist im stratigraphischen Teil schon gesprochen.

Eine tektonische Erinnerung an das Hochfeindgebiet ist hier im Speiereck noch darin zu erkennen, daß der wilden Verfaltung in dieser Zone das viel ruhigere Durchstreichen des Kristallins im Hangend und der Kalkglimmerschiefer und Phyllite im Liegend gegenübersteht; man könnte darin noch eine Art erhaltene Eigen-tektonik sehen.

Ja, es könnten nach den Erfahrungen im Hochfeindgebiete selbst auch hier noch einzelne Stellen als basale und hangende Abscherung bestehender Falten gedeutet werden. Im Profil *a* (Fig. 17) bedecken den mächtigeren Dolomitzug bald westlich der Speiereckhütte zwei ganz kleine Quarzitschollen, die als Reste des anschließenden überschobenen Quarzitzuges aufgefaßt werden könnten (punktierte Linie). Das wäre eine diskordante Hangendüberschiebung der dortigen Falte, ist aber nicht ganz sichergestellt. Ein zweites, bis jetzt recht zweifelhaftes Beispiel werden vielleicht die wilden Quarzitfalten östlich des Gipfels geben (Profil *b*, Fig. 17); sie sind in diesem Schnitt etwas zu tief hinunter gezeichnet. In der Natur werden sie vielleicht von der geraden Fortsetzung der höchsten Kalkglimmerschiefer und Phyllitbänder unten abgeschnitten, doch verhindert der Schutt eine genaue Erkenntnis.

Übrigens wird aus diesen Profilen auch klar, daß eine umfangreichere Verschuppung dieses Trias-Jura-Zuges mit dem »penninischen« Kalkglimmerschiefer und Phyllit gar nicht stattgefunden hat. Die drei tektonischen Elemente im Aufbau des Speiereckkammes, nämlich hangendes Kristallin, Trias-Jura-Schuppen und Phyllit-Kalkglimmerschiefer mit unterscheidbaren Triaslinsen, sind in den Profilen als trennbare Züge zu unterscheiden,

Interessant ist die Richtung der Kleinfalten im Speiereckgebiete. Eine — noch kleine — Anzahl von Messungen von Faltenachsen zeigt bereits, daß die Kleinfalten sowohl im Kristallin bei Mauterndorf wie im Speiereckzug wie auch in seinem Liegend bis nach Nord zum Scharreck überwiegend nach Nordwest bis Westnordwest streichen (bei südöstlichem Achsenfallen), obwohl das Gesamtstreichen sich nach Nord—Süd und darüber gedreht hat. Die großen Überschiebungsbewegungen (erste Phase) sind also auch in diesem abgeknickten Eck der Radstädter Tauern nach Nordost

bis Nordnordost (möglicherweise natürlich auch umgekehrt) gerichtet gewesen, während die die Falten abschrägenden Verstellungen auch anders gegangen sein können.

### c) Zum Bewegungsbild.

Die von der Zmülingwand bis zum Weißeneck — untergeordnet auch noch weiter — immer wieder auftretende Diskordanz zwischen dem Innenbau und der äußeren Begrenzung des Hochfeindzuges nötigt zur Unterscheidung von zwei Phasen in der Entstehung dieses Gesamtbaues.

Bereits im Lias zeigen die Breccien lebhafte Bodenbewegungen an, die nach größerer Ruhe im höheren Jura bei der Ablagerung der Schwarzeckbreccie in der Kreide noch kräftiger aufleben. Außer der Breccienbildung haben diese Bewegungen hier jedoch keine Zeugen hinterlassen. Erst diese ganze Schichtfolge wird von kräftiger Faltung, im Hangend wahrscheinlich auch Verschuppung, ergriffen, die von einer Durchbewegung aller weniger widerstandsfähigen Schichten, wie aller Schiefer und der meisten Breccien, und auch von einer die verschiedenen Horizonte nicht gleichmäßig ergreifenden Umprägung begleitet ist. Diese Bewegungen müssen demgemäß unter bedeutender Belastung vor sich gegangen sein. Da das jüngste Schichtglied, die Schwarzeckbreccie, nach äußerem Anschein eher mehr als viele ältere Schichten (Rhät, Triasdolomit) von der Durchbewegung und Umprägung ergriffen ist, können wir wohl die gesamte Durchbewegung und Umprägung des Mesozoikums in die Zeit nach der Ablagerung der Schwarzeckbreccie verlegen. Wenn die Schwarzeckbreccie als Oberkreide und altersgleich mit der nordalpinen Gosau gelten kann, so wäre die hier sichtbare Tektonik ganz den tertiären Gebirgsbildungen zuzuschreiben.

Das Streichen der beherrschenden Faltengroßform am Hochfeind und Schwarzeck geht etwa nach Westnordwest, die Kleinfalten streichen ebenso Westnordwest, am Nordrand sogar etwa Ostwest bis Ostnordost. Die Überfaltung ist in der liegenden Mulde deutlich nach Nord bis Nordost gerichtet. In dem mehr kuppelförmig gebauten Weißeneck scheint ein ähnliches Streichen die Grundlage zu bilden, während im Speiereckgebiete trotz abweichenden Gesamtstreichens die Faltenachsen ähnlich, aber mehr gegen Nordwest streichen. Das kann auch durch spätere Drehungen bedingt sein.

Die erste Phase könnte also hier als Überfaltung und Überschiebung gegen Nord bis Nordost unter erheblicher Belastung gekennzeichnet werden. Es ist wahrscheinlich, daß diese Phase bereits die Überschiebung des Twenger Kristallins über die Hochfeindzone und damit die Zweiteilung des Radstädter Mesozoikums in die Untere und Obere Decke geschaffen hat, ebenso wie den tatsächlich sichtbaren Anteil der etwa ostweststreichenden Verfaltung in der oberen Einheit.



In der zweiten Phase erfolgt ein Durchscheren der bestehenden Falten und eine Gleitbewegung gegenüber den begrenzenden, nun zu diesem Innenbau diskordanten Serien. Über das Bewegungssystem dabei etwas auszusagen, ist wesentlich unsicherer als bei der ersten faltenden Phase. Man kann zwar vermuten, daß das Abschrägen der Falten und die Verschuppung östlich des Weißenecks (vielleicht schon älter?) auch auf eine Einspannung etwa normal zum Streichen des ganzen Zuges zurückgehen. Damit ist aber das Verhalten des Zuges als Ganzes noch nicht erklärt. Man kommt der Kenntnis des zugehörigen Bewegungssystems vielleicht näher, wenn man überlegt, welche größeren Bewegungsfugen und Seriengrenzen dem einheitlichen süd—nördlichen Bewegungsfluß der Decken (erste Phase) widersprechen oder in ihm wenigstens fremdartig anmuten. Solche gibt es in der Umgebung mehrere.

Eine auffallende Erscheinung liegt im Verhalten des Hochfeindzuges gegenüber der unterlagernden Phyllitserie. Wenn auch diese Phyllite (und Kalkglimmerschiefer) im kleinen stets gleichsinnig mit der basalen Schubfläche des mesozoischen Zuges gelagert sind, streicht doch ihre im Osten sichtbare Hangendgruppe aus Kalkglimmerschiefer (Scharreckzug) nicht gleichmäßig durch, sondern verschwindet am Fuß der Zepspitze unter der Trias (siehe Fig. 1). Die als Basis verbleibenden tieferen Phyllite lassen sich ohne Unterbrechung um das Westende des Hochfeindzuges (Zmüling) verfolgen und tragen nun hangend im Labspitzzuge wieder eine gleiche Serie, die gekennzeichnet ist durch Kalkglimmerschiefer im Verband mit Triaslinsen. Der östliche Einsatz dieses Labspitzzuges (im Schnitt über P. 2610, Fig. 12) liegt kartenmäßig genau im gedachten Weiterstreichen des unter der Trias verschwindenden Scharreckzuges; aber nun auf der Nordseite und im Hangend des Hochfeindzuges, eingekeilt zwischen diesem und das Twenger Kristallin, das ihm sonst unmittelbar auflagert.

Nehmen wir nun diesen Aufbau der Zederhauser Phyllitmassen — Kalkglimmerschieferzüge mit Triaslinsen im Hangend mächtiger Phyllite — zum Ausgangspunkt, so überkreuzt die Hochfeindscholle als diskordant zu den großen Zügen eingeschobener Keil diesen Zonenbau der Phyllite, Verständlich ist dieses Verhalten wohl nur als Auswirkung der jüngeren Bewegungsphase, nämlich als ein Vorschub auf den die Hochfeindscholle diskordant zum Innenbau begrenzenden Abschrägungsfalten. Der Richtung nach kommt dabei in erster Linie ein Schub gegen Westen in Betracht, bei dem der stumpfe Keil des Hochfeind-Zmülingstockes die nördlich gelegenen Phyllite aufschürft und zwischen sich und das Twenger Kristallin einklemmt. Ob diese Vorstellung zutrifft, wird erst nach einer Detailaufnahme und Studium der streichenden Fortsetzung im Zederhauser Weißeck zu entscheiden sein. Sie scheint mir aber angesichts der diskordanten Schubflächen für die Erklärung des beobachteten plötzlichen Platztausches zwischen Hochfeindzug und

Kalkglimmerschiefer in der tektonischen Reihenfolge angemessener und leistungsfähiger als Einwicklung oder ähnliches.

Eine weitere Strukturgruppe dieser Art ist das Abschneiden der verschiedenen tektonischen Einheiten der Radstädter Tauern gegen Osten an der einheitlichen Überschiebung des Gurpetschek-Kristallins (Schladminger Masse). Dieses Abschneiden (siehe Fig. 1) kann nicht nur eine Wirkung östlichen Achsengefälles sein, denn alle im Westen mächtigen Decken verlieren nach Ost an Mächtigkeit und gehen entweder in einer Schuppenzone auf oder verschwinden völlig (Lantschfelddecke). Die Obere Radstädter Deckengruppe ist nördlich der Lantschfeldfurche nicht ein Deckenstapel mit einer Überlagerungsreihe von Süd nach Nord, sondern West nach Ost.

Erklärbar ist solches Verhalten viel besser als durch axiales Ostgefälle und gewaltige Verquetschungen einer Deckenreihe aus der Hauptphase südnördlicher Überschiebung mit einer Aufschuppung gegen West, wobei die Bewegungsrichtung vom Faltenstreichen älterer Phasen ganz unabhängig sein kann. Ein ursprünglich einheitlicher O-W streichender Zug wäre etwa in seiner Längserstreckung eingespannt und an schräg nach West aufsteigenden Flächen überfahren und in große Schuppen zerlegt worden. Ein solches Bewegungssystem wäre für das Radstädter Gebiet keine Neuheit, sondern nur der sinngemäße größere Rahmen, in den das von Schmidt nachgewiesene »Neukarsystem« mit Schuppung gegen Nordwest eingeordnet werden kann; solches ist ja hier auch schon mehrfach angenommen worden (Schmidt, Heritsch<sup>8</sup>, Schwinner<sup>9</sup>).

Durch gleichsinnige Bewegungen läßt sich der schon früher erwähnte, von der Abspaltung einer basalen Schuppe begleitete Knick des Weißeneckzuges beim Anstoßen an den Bereich der Überschiebung des Gurpetschek-Kristallins erklären. Schmidt hat unter anderem die Kuppelform des Lackenkogelfensters auf den Einfluß solcher O-W-Beanspruchungen bezogen; die eigenartige Kuppelform des Weißenecks gibt dazu ein analog deutbares Beispiel aus dem südlicheren Gebiet.

Für die Deutung dieser jüngeren Phase besitzt also sowohl die Annahme von gleichsinnig zur älteren Überfaltung wie auch von schräg dazu verlaufenden Bewegungen erklärenden Wert. Nachweisbar ist bis jetzt aber nur die Abtrennbarkeit einer jüngeren Phase überhaupt, die durch einen anderen Baustil, nämlich durch ein diskordantes Überschneiden der älteren Formen, gekennzeichnet ist. Allerdings ist das auch ein Baustil, bei dem mit einer stärkeren Streuung in der Richtung der Ausweichbewegungen der einzelnen einmal abgetrennten Massen gerechnet werden kann. Wesentlicher als der — unsichere — Schluß auf die Bewegungsrichtung ist die Feststellung jüngerer Schrägstrukturen relativ zum älteren Faltenbau.

<sup>8</sup> F. Heritsch, Grundlagen der alpinen Tektonik, Berlin 1923.

<sup>9</sup> R. Schwinner, Das Bewegungsbild des Klammkalkzuges, Zbl. f. Min. Abt. B, 1933.

Wesentlich erscheint mir auch die Tatsache, daß solch ein »diskordanter Baustil« überhaupt in einer ursprünglich tief gelegenen, unterostalpinen Einheit auftritt. Er setzt voraus, daß seit der Hauptphase erhebliche belastende Massen entfernt worden sind und gleicht darin (wohl auch zeitlich) den an der damaligen Oberfläche selbst betätigten Reliefüberschiebungen in oberostalpinen Bereichen.

#### 4. Über die Beziehungen zur Matreier Zone im Süden der Tauern.

Die Matreier Zone wird von Kober in seiner tektonischen Gliederung des Tauernfensters nach Termier als die stark verschuppte Fortsetzung des Radstädter Deckensystemes betrachtet. Dazu läßt besonders der Umstand ein, daß die Radstädter Tauern (im geologischen Sinne) sich im Südosten, bei Mauterndorf und Michael, in eine Schuppenzone auflösen, die in ihrer großtektonischen Stellung zwischen der oberen Tauernschieferhülle im Liegend und dem geschlossenen oberostalpinen Altkristallin (Muralpen) im Hangend durchaus der Matreier Zone im Süden gleicht. Staub hingegen beschränkt die tektonische Gleichstellung auf die Schuppenzone des Speierecks, also auf die liegendsten Schuppen des ganzen Radstädter Systems. Wir haben aber oben — im stratigraphischen Teil — gesehen, daß sich die eigentliche Speiereckzone nicht nachweisbar in ihrem Schichtbestande, ferner — tektonischer Teil — auch nicht in ihrer grundsätzlichen tektonischen Stellung, sondern nur etwas in ihrem tektonischen Charakter, als Schuppenzone, von dem Hochfeindzuge im engeren Sinne unterscheidet.

Auf rein tektonischem Wege wird eine Entscheidung in dieser Frage der Gleichsetzung kaum erfolgen können, da die kartenmäßige Verfolgung der einzelnen Radstädter Einheiten um die Tauernkuppel nach heutiger Kenntnis im Katschberggebiete und südlich davon scheitern würde. Es ist daher heute nur zunächst einmal nachprüfbar, welche Züge nach ihrem Schichtbestande mit der Matreier Zone verglichen werden können. Einem solchen Vergleiche ist dadurch erst eine Grundlage gegeben, daß im Bereiche von Kals noch nach der Aufnahme der Glocknerkarte durch Cornelius<sup>10</sup> überaus bedeutsame Fortschritte in der stratigraphischen Auflösung und Gliederung der Matreier Zone dieses Abschnittes erzielt worden sind. Nur einige wichtige Gesichtspunkte sollen im folgenden herausgestellt werden.

Da die Speiereckzone meines Erachtens dem Hochfeindzuge enge anzuschließen ist, sei zunächst einmal ihre Unterlage, die höchste »Schieferhülle«, kurz betrachtet. Die Kalkglimmerschiefer in der Aufwölbung von Kl. Lanschitz (Speiereck N) und Scharreck bilden — wie weiter oben erörtert — ein Leitband, das von der Innentektonik des Hochfeind-Weißenneckzuges unab-

---

<sup>10</sup> H. P. Cornelius, *Aufnahmebericht über Blatt Großglockner*; Verh. Geol. B. A. Wien, 1937, Nr. 1—2.

hängig ist. Es ist (siehe Fig. 17 u. 27) mit einer ganzen Reihe von Dolomitlinsen verbunden, als deren größte man die Scholle des Blasnerturmes (Fig. 24 u. 1) ansprechen kann. Diese Dolomitlinsen (auch etwas Quarzit, Rauhwacke, Marmor und liasartige Schiefer) liegen damit tektonisch tiefer als die eigentliche Speiereckzone und man kann ihnen wegen der Selbständigkeit des erwähnten Kalkglimmerschieferbandes auch eine größere tektonische Unabhängigkeit von der Hochfeind-Weiße-neck-Trias zubilligen als etwa dem Speiereck. Auch ist der Schichtbestand offensichtlich wesentlich ärmer und »penninischer« als im Speiereck. Wenn man im Bereiche des Speierecks nach einer höchstpenninischen Schuppenzone mit Beteiligung von Trias sucht, so wäre dieses Schichtband mit guten Gründen dafür anzusprechen. Eine Gleichsetzung mit der ganzen Matreier Zone kommt allerdings nicht in Frage.

Die Hänge darunter werden bis fast ins Zederhaustal (unterm Hochfeindgebiet bis zur Taltiefe) wenigstens ganz überwiegend von einer mächtigen Folge grauer und grüner Phyllite eingenommen. Zwischen Scharreck und Kl. Lantschitz (Fig. 27) liegen in ihnen am Kamm mächtige helle Quarzitschiefer, die mit ihnen durch Übergänge verbunden sind und auch in ihrem Habitus von den Quarziten an der Basis der Radstädter Trias wohl unterschieden werden können. Es handelt sich hier jedenfalls um alte, der Phyllitserie zugehörige Quarzitschiefer. Als recht wichtige Einlagerung enthalten diese Phyllite unterhalb Wald im Zederhaus auch eine mächtige Lage von Eisendolomit.

Diese Phyllite wurden bisher zumeist zur Oberen Schieferhülle geschlagen (Karte Frech, Staub), oder es wurde mitten durch sie in verschiedener Weise die Grenze zwischen der Oberen Schieferhülle und einer Serizitquarzitgruppe (Uhlig) oder der Mischungszone (Kober) an der Basis der Radstädter Trias gezogen. Eine solche Zerlegung dieser Phyllitmasse ist nicht gut begründbar, aber es ist die Grenzziehung der letztgenannten Karten wahrscheinlich so gedacht, daß eben nur die tatsächlich mit anderen Gesteinen verschuppte schmale Zone im Hangenden dadurch abgetrennt werden soll. Die Zurechnung der Phyllitmasse zur Oberen Schieferhülle der Tauern entspricht hingegen nicht der Abgrenzung, die diese Schieferhülle nach oben hin in anderen Teilen der Tauern findet und finden muß.

In den zentralen Tauern (Glocknergruppe) ist die allein sinn-gemäße Abgrenzung der Oberen Schieferhülle nach oben die Zone, in der die Vormacht von Kalkglimmerschiefern zugunsten von Phylliten verschwindet. Was darüber folgt, wird südlich schon lange zur Matreier Zone gerechnet, im Norden nun als Nordrahmen zusammengefaßt. Ein gleiches Prinzip, auch hier angewendet, verlegt die Hangendgrenze der Oberen Schieferhülle in eine Linie etwa vom Knie des obersten Murtales zwischen Zederhauser Weißeck und Plankovits-Spitze durch gegen das äußere Gries im Zederhaus, wobei die Tallinie nicht viel nach Osten überschritten wird.

Was darüberliegt, also die erwähnten Phyllitmassen, wäre im Sinne der in den zentralen Tauern üblichen und allgemein anerkannten Grenzföhrung nicht mehr Obere Schieferhülle, sondern bereits Matreier Zone. Damit ist nicht gesagt, daß ein solcher höherer Komplex nicht mehr penninisch sein soll. Petrographisch ist eine solche Parallelisierung dieser Schieferfolge mit Matreier Zone durchaus am Platz: denn etwa in der gut entwickelten Matreier Zone der südlichen Glocknergruppe kehren dieselben Schiefer in den grünlichen »quarzreichen Phylliten« und den dunklen Phylliten (»Glanzschiefer«) wieder und auch die mit Phyllit verbundenen Quarzitschiefer kommen dort vor.<sup>11</sup> Es ist aber klar, daß diese Schieferserie trotz ihrer Mächtigkeit stratigraphisch viel zu arm ist, um einen Vergleich mit der ganzen Matreier Zone zu gestatten, sondern es ist nur ein kleiner Anteil der Matreier Zone — ungefähr die basale Phyllitzone (5.) der Gliederung von Cornelius (l. c.) — mit dem eine gute Übereinstimmung besteht.

Um die vollen Äquivalente der Matreier Zone aufzufinden, muß der Bestand erweitert werden, und zwar durch Einbeziehung weiterer Glieder nach oben hin.

Entsprechend seiner Deutung der Matreier Zone als höchste pennische Einheit ist Staub anscheinend geneigt, Züge von Kalkglimmerschiefer bzw. »Bündnerschiefer« — wenn auch nicht als mengenmäßig herrschendes Bauglied — als ein wichtiges Kennzeichen der Matreier Zone anzusprechen. Das Ostalpin wäre dann neben den anderen faziellen Merkmalen auch durch das Fehlen solcher Gesteinszüge ausgezeichnet. In unserem Falle können wir — wie schon oben angedeutet — mit diesem Motive zunächst den Kalkglimmerschieferzug des Scharrecks mit den Kalkglimmerschiefern der Matreier Zone vergleichen und ihn einbeziehen. Wir gewinnen dadurch zu den basalen Phylliten eine erste Erweiterung des Schichtbestandes durch Kalkglimmerschiefer (»Bündnerschiefer«), Triasdolomite und Marmore, Rauhwacke, Quarzite und Liasschiefer. Man kann diese Trias als arm, ungegliedert und »typisch penninisch« ansprechen, hat aber damit nicht den Beweis ursprünglich anderer fazieller Entwicklung; denn es sind keine in dieser Hinsicht kennzeichnenden Schichtglieder dabei, es liegen viel zu kleine Schubsplitter vor, als daß gliederbare Folgen überhaupt erhalten sein könnten und schließlich haben kleine Schubspäne der Oberen Radstädter Decken auch keinen anderen Charakter. Das soll natürlich auch kein Gegenbeweis gegen penninische Fazies sein. Der enge Verband mit Kalkglimmerschiefer ist da wohl ein wichtigerer Beleg und gibt ein Recht, in diesem Zuge noch eine penninische Zone zu sehen.

Darüber käme dann in gleicher Weise Hochfeind-Weißeneck wie Speiereck in unterostalpinen Fazies (siehe Fig. 27).

<sup>11</sup> H. P. Cornelius und E. Clar, Geologische Karte des Großglocknergebietes mit Erläuterungen; Geol. B. A. Wien, 1935.

Sucht man nach dem gleichen Grundsatz eine hangende penninische Abgrenzung etwas weiter im Westen, so ist das Ergebnis zunächst ähnlich. Im inneren Zederhaus gelangt man, im Hangend fortschreitend, am Westende des Hochfeindzuges vorbei aus den mächtigen Phylliten ohne Unterbrechung in die dem Scharreckzuge weitgehend analoge Schuppenzone der Labspitze (siehe Karte, Fig. 1). Sie ist weit »penninischer« als die Zone des Speierecks, liegt aber — gleichgültig durch welchen Mechanismus — im Hangenden des Hochfeindzuges und zwischen diesem und der Tauerndecke (Fig. 22 und 12). Oder auch, der Hochfeindzug steckt am Westende als Riesenscholle mitten in einem penninischen Komplex.

Hier könnte eine parallele Einschlichtung des Hochfeindzuges in die Serie seines Liegend und Hangend nichts grundsätzlich anderes ergeben als wie es am Speiereck vorliegt, nämlich eine Einschuppung — nicht Vermischung! — einer mesozoischen Folge von der Entwicklung des Hochfeinds in Kalkglimmerschiefer und Phyllit. Der Unterschied liegt hauptsächlich in den Dimensionen der in die Kalkglimmerschiefer-Phyllitfolge eingeschalteten Trias-Jurascholle. Mit dem gleichen Rechte wie im Südosten das Speiereck kann man hier den ganzen Hochfeindzug als Angehörigen der Matreier Zone betrachten. Es wäre auch widersinnig, den Schnitt zwischen Pennin und Ostalpin zwischen zwei so verwandte Schichtreihen, wie Hochfeind und Speiereck, zu legen.

Und in der Tat gewinnt man erst durch eine solche Einbeziehung des Hochfeindzuges eine wirkliche Vergleichbarkeit mit dem neu erkannten Schichtbestande in der Matreier Zone der Umgebung von Kals; denn nur in diesem Zuge findet man neben einer reicheren Trias die Analoga folgender Matreier Gesteine: dunkler kalkig-schiefriger, breccienreicher Lias, grobe Dolomitbreccien mit Quarzit- und Phyllitschollen (am Hochfeind auch Lias), Radiolarite mit Manganerzhorizont und Aptychenkalk. Schwarzeckbreccie in der hier vorgeschlagenen engen Fassung ist aus der Matreier Zone noch nicht bekannt; doch besagt das wenig, da doch auch im Westen die wahrscheinlich kretazeischen Breccien eine sehr beschränkte Anzahl von Vorkommen bilden. Hier wie dort kommt diaphthoritisches Altkristallin (bei uns Twenger Kristallin) meist gerade mit den jüngsten Schichtgliedern zum Kontakt.

Das Fehlen der für die Matreier Zone gewöhnlich als kennzeichnend betrachteten Serpentine in den Radstädter Tauern hat keine so große Bedeutung, wenn sie nach Angel und Cornelius<sup>12</sup> dort Schüblinge aus dem Altkristallin sind; außerdem fehlen sie auch in Staubs Äquivalenten der Matreier Zone, den Schuppen des Speierecks.

Wir müssen also annehmen, daß in einem bestimmten Schichtkomplex der Matreier Zone die stratigraphische (und wohl auch

<sup>12</sup> F. Angel, Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schoberggruppe; Verh. Geol. B. A. Wien 1929, und H. P. Cornelius, ebenda, 1937 (l. c.).

tektonische) Fortsetzung des Hochfeindzuges einschließlich der Speiereckzone aufgearbeitet ist.

Es wäre natürlich verkehrt, auf das hin etwa hier im Hochfeindzuge den Teil einer penninischen Matreier Zone sehen zu wollen. Vielmehr muß man annehmen, daß die tektonischen Elemente, die hier im Osten so breit und mächtig entwickelt sind, daß sie schon seit langem als verschiedene tektonische Einheiten unterschieden werden, südlich der Tauern in der Matreier Zone so innig vermengt sind, daß selbst im Gebiete ihrer breitesten Entwicklung erst Cornelius eine Gliederung in verschiedene tektonische Zonen vornehmen konnte. Wie Cornelius aus dem Aufbau der Matreier Zone geschlossen hat, muß sich auch nach diesem Vergleich mit dem Radstädter Gebiet das Unterostalpin neben penninischen Elementen am Aufbau der Matreier Zone beteiligen; es setzt sich — entgegen E. Kraus — am Südrand der penninischen Tauernaufwölbung fort.

Darüber hinaus aber bleibt weiterhin die Möglichkeit bestehen, daß einmal auch noch die Äquivalente der Oberen Radstädter Decken (also »mittelostalpin«) als Bauglieder der Matreier Zone erkannt werden können. Wiederholen wir die tektonische Zonengliederung des Radstädter Gebietes mit anderer Nomenklatur, so haben wir vom Liegend zum Hangend die nachstehende Reihe (Nummern in umgekehrter Reihe): Über der Oberen Schieferhülle mit Vormacht von Kalkglimmerschiefern 5. eine Zone von Phylliten, oben verschuppt mit Kalkglimmerschiefern und Triaslinsen (diese Folge unten Phyllit, oben Kalkglimmerschiefer ist im Grunde eine Wiederholung der Großgliederung der Schieferhülle, nur mit geringerer Metamorphose); 4. ein Streifen aus einer Folge des ganzen Mesozoikums, Trias-Jura-Kreide, im Südosten mit einer basalen Abspaltung zu einer Schuppenzone verarbeitet; das ist die unterostalpine Hochfeind-Speiereckdecke; darüber 3. entweder (Osten) auf die jüngsten Schichten überschobenes diaphthoritisches Altkristallin (Twenger Kristallin) oder (Westen) eine Zone von Phylliten und Kalkglimmerschiefern mit anderen mesozoischen Fetzen (Zone der Labspitze); dann 2. Trias und untergeordnet Jura in mehreren Schuppen, das sind die Oberen Radstädter Decken; und schließlich 1. eine mächtige Entwicklung von Quarziten und Quarzitschiefern, der Radstädter Quarzit, der dann von dem geschlossenen oberostalpinen Altkristallin überlagert wird.

Dazu in sehr gekürzter Form die Gliederung der Matreier Zone bei Kals nach Cornelius; unter dem Schoberkristallin (oberostalpin) 1. ein mächtiger Quarzitzug (begleitet von Prasinit und abgetrennt durch Triasfetzen); 2. ein Zug von vorwiegend Trias; 3. die phyllitischen Kalkschiefer mit dunklen Phylliten wechselnd; 4. ein bunter Streifen aus der ganzen mesozoischen Serie mit Altkristallin (dieses meist in Kontakt mit den jüngsten Gliedern); 5. eine Phyllitzone mit Kalkglimmerschiefern und darunter zuletzt die Obere Schieferhülle im engeren Sinne.

Es besteht kein Zweifel, daß die Analogien in diesen Gliederungen beträchtlich sind, jedenfalls größer, als wenn man in der Matreier Zone nur die Vertretung einer oder einzelner der Radstädter Zonen sehen wollte. Mit der Feststellung einer solchen Parallele bin ich mir bewußt, daß auch noch einiges an Unterschieden hervor gehoben werden könnte und verbinde damit ganz ausdrücklich nicht die Behauptung, daß sich diese Zonen im einzelnen als durchgängige tektonische Elemente (Decken) entsprächen. Vielleicht kann sich das einmal herausstellen; jetzt aber ist weder der Schichtvergleich ins einzelne getrieben noch eine große streichende Erstreckung dieser Gliederung in der Matreier Zone nachgewiesen, noch die Verfolgung der Zonen im zwischenliegenden Gebiete versucht.

Es soll zunächst nur festgelegt werden, daß nach dem Schichtbestande die Matreier Zone nicht eine tektonische und fazielle Fortsetzung nur der basalen Phyllite oder der Kalkglimmerschieferzone des Scharrecks oder der basalen Schuppenzone des Hochfeindzuges (Speiereckzone) sein kann, sondern daß sie außer diesen dreien mindestens auch noch die Äquivalente des Hochfeindzuges mit den im Westen darüberlagernden Phylliten und Kalkglimmerschiefern umfaßt.

Die von Cornelius in der Matreier Zone angenommene »unterostalpine« Zwischendecke findet ihre tektonische und stratigraphische Parallele in der tektonisch und stratigraphisch »unterostalpinen« Einheit des Hochfeindzuges.<sup>13</sup>

## 5. Zusammenfassung.

Die Schichtfolge im Hochfeind-Weißeneckzuge umfaßt die ganze Trias, Lias und Oberjura, sowie mit der Schwarzeckbreccie auch noch im Sinne von Staub wenigstens einen Teil der Kreide. Es sind geschlossene Profile von der mittleren Trias bis in die Kreide erhalten. Die Faziesentwicklung und Gliederung zeigt große Verwandtschaft mit dem Unterostalpin Graubündens. Die Gliederung der Trias steht in voller Übereinstimmung mit der Gliederung von Schmidt in den nordwestlichen Radstädter Tauern und ist auch auf die Pleißingdecke anwendbar.

<sup>13</sup> Stratigraphisch und tektonisch unterostalpine Zugehörigkeit verlangt nicht notwendig, daß diese Massen zu einer durchlaufenden und selbständigen tektonischen Einheit von Graubünden bis hierher verbunden werden; es genügt anzunehmen, daß dieser unterostalpine Faziesstreifen der Geosynklinale beim Deckenbau hier wie dort vom faziell oberostalpinen Rückland überfahren und dadurch auch tektonisch unterostalpin geworden ist. So besteht in dieser Feststellung noch kein grundsätzlicher Widerspruch mit der Auffassung von Gb. Dal Piaz (La struttura geologica delle Austridi; besonders Nota V, Rendiconti della Acc. Naz. dei Lincei, 25, 1937), der es ablehnt, eine Fortsetzung der tektonischen Elemente des Graubündner Unterostalpins entlang der ganzen Tauern anzunehmen. Mit ihrer einfachen Deutung als Liegendenschenkel der Tiroliden (Dal Piaz) wird man allerdings bei den mächtigen aufrechten Schubmassen der tieferen Radstädter Tauern nicht das Auslangen finden können.



Tektonisch ist der Hochfeind-Weißeneckzug eine zusammenhängende, aus einem älteren Faltenbau herausgeschnittene Platte, deren Innenbau diskordant von Liegend- und Hangendschubflächen begrenzt wird. Die Tektonik ist weit entfernt von dem bisher angewendeten Schema laminierter liegender Falten. Nach Osten wird die ältere Innentektonik dieses Zuges überwältigt und er löst sich schließlich in schmalen Schuppen auf (Speiereck).

Die Zweiteilung der Radstädter Tauern in eine Obere und Untere Deckengruppe, die durch das Twenger Altkristallin getrennt werden (Uhlig-Kober), wird entgegen der weitergehenden Gliederung Staubs wieder bestätigt. Diese Haupttektonik wird überlagert von Bewegungen an jüngeren diskordanten Schubflächen, die im Rahmen einer einheitlichen etwa N-gerichteten Überfaltung und Deckenbildung nicht erklärbar sind und unter geringerer Belastung stattgefunden haben müssen. Ein Teil von ihnen deutet eher auf das Eingreifen von westgerichteten Verschiebungen, deren Vorhandensein im Radstädter Gebiet schon durch das Neukarsystem von Schmidt nachgewiesen ist.

Aus Gründen der Serienanalogie ist anzunehmen, daß nicht nur die Speiereckzone mit der Matreier Zone im Süden der Tauern zu vergleichen ist (Staub), sondern daß im Sinne älterer Auffassungen (Termier, Uhlig, Kober) in dieser mindestens die Äquivalente der ganzen tieferen Radstädter Serie bis zum Twenger Kristallin, vielleicht aber auch die Obere Radstädter Decke tektonisch verarbeitet sind.

## Anhang.

Während der Drucklegung dieser Arbeit erschien die ausführlichere Darstellung der unter Anleitung von L. Kober ausgeführten Untersuchungen von S. Blattmann (Deformationstypus der Radstädter Tauern, Jb. Geol. B.-A., Wien, 87, 1937), die vielleicht den wichtigsten Teil des Gebietes der vorliegenden Studien behandelt. Es ist daher zweckmäßig, noch kurz Übereinstimmendes und Abweichendes hervorzuheben.

Von der von mir 1935 durchgeführten Neugliederung der Trias des Hochfeindzuges hat Blattmann noch nicht Kenntnis genommen (auch nicht in einem Literaturzitat); so unterbleibt noch die faziell und tektonisch wichtige Unterscheidung von Wetterstein- und Hauptdolomit sowie die Ausscheidung der Raibler Schichten, die, soweit sie dolomitisch entwickelt sind, dem Gyroporellendolomit zugezählt werden, soweit sie dunkle Schiefer enthalten, in Rhät-Lias gestellt werden. Die Auffassung der gesamten Pyritschiefer als einen stratigraphischen Horizont, auf die ein Großteil der stratigraphischen Verwirrung zurückgeht und die schon vor 13 Jahren W. Schmidt aufgegeben hat, lebt hier leider wieder auf. Es fragt sich natürlich weiter, wie die Trias zwischen dem ladinischen Gyroporellendolomit und dem Rhät entwickelt sein soll, wenn sie nicht als Raibler und Hauptdolomit erscheint; eine für die regionale Stellung äußerst wichtige Frage!

Bezüglich der nachtriadischen Schichtfolge besteht Übereinstimmung zwischen Blattmann und mir in der Erkenntnis, daß die bisher als Schwarzeckbreccie zusammengefaßte Schichtreihe weiter auflösbar ist, nicht aber in der Gliederung selbst und ihrer Altersdeutung. So bleiben alle groben, oft Schieferschollen führenden Breccien weiter als Schwarzeckbreccie vereinigt und die Abtrennung der groben Liasbreccien von den jüngeren Breccienhorizonten unterbleibt (auch ich konnte 1935

diese Trennung noch nicht durchführen). Die roten Doggerquarzite Blattmanns decken sich mit einem Teil unserer Radiolarite, ein anderer Teil von diesen ist als Schwarzeckbreccie oder als Kristallin ausgeschieden. Dadurch, daß das Bändchen Aptychenkalk nicht abgetrennt oder erwähnt wird, ist auch die — mir wesentlich erscheinende — Unterscheidung der beiden Radiolarithorizonte nicht durchgeführt. Als Kristallin ausgeschieden erscheinen auch wenigstens zu einem Teil und in ihrem mächtigsten Zuge die dunklen Bänderschiefer, die nach meiner Auffassung etwa die Jura-Kreidegrenze, bzw. die tiefe Kreide bezeichnen.

Die Schwarzeckbreccie gehört im Alter nach Blattmann wohl in den Oberjura, während ich für einen Teil von ihr (Schwarzeckbreccie in engerem Sinne) kretazeisches Alter vermute, für einen anderen liassisches für sicher halte.

In der grundsätzlichen Auffassung der Schwarzeckbreccien als stratigraphisch festlegbaren Horizont (bzw. Horizont!) stimmen wir überein, wenn auch nicht in den Einzelheiten der Bildungsbedingungen; denn ich halte das Vorrücken einer Schubmasse (nach Blattmanns Tektonik müßte es allerdings eine Falte gewesen sein!) über die in Bildung begriffene Breccie hinweg nach allen bisher bekanntgemachten Beobachtungen nicht für eine notwendige oder erwiesene Vorstellung, ohne zu leugnen, daß diese vielleicht für irgendwelche zukünftige Beobachtungen höheren Erklärungswert besitzen könnte. Diese Frage hat für die Festlegung des Alters der Tauern-tektonik zu hohe Bedeutung, als daß man sie vorzeitig für entschieden halten dürfte. So kann ich mir nicht vorstellen, daß so riesige Schollen, wie der von Blattmann an der Lackenspitze ausgeschiedene Kristallinzug, der sich nach ihm auf 2000 m Breite (!) erstreckt, in die Breccie einsedimentiert worden seien (p. 219, auf p. 227 aber als Schuppe bezeichnet). In diesem Falle handelt es sich allerdings nicht um Kristallin, sondern um den oben erwähnten stratigraphischen Horizont der Bänderschiefer.

Blattmann sagt, die Schwarzeckbreccie sei »sedimentärer Entstehung«, doch wurde sie »nachträglich tektonisch bearbeitet, so daß echt tektonische Bildungen<sup>1</sup> vorliegen können«. Das deckt sich ziemlich mit der Darstellung von Kober in seiner letzten, darauf Bezug nehmenden Bemerkung (Bau und Entstehung der Alpen, 1923, p. 111); Kober hält sie hier auch (nach Nennung von Sueß und Uhlig) für »tektonische Bildungen«, gleichzeitig aber auch für umgestaltete Schutthalden. sie seien ein »sedimentierter Mylonit«, der wieder mylonitisiert wurde, seien eine »gefaltete und geschichtete Brekzie, die sedimentären und mylonitischen Ursprunges ist«. Wegen dieser Verwicklung der Begriffe sedimentäre und tektonische Breccie, die in der Auffassung der meisten Geologen Gegensätzliches bedeuten, zitierte ich im vorliegenden Text abweichend von Blattmann nicht Kober, sondern R. Staub als den ersten, der die sedimentäre Natur der Schwarzeckbreccie als seine wohlumrissene wissenschaftliche Meinung in klarer Ausdrucksweise wirklich vertreten hat.

Übrigens sei hier auch ein Zitat Blattmanns ergänzt. Er nennt als Vertreter der früher herrschenden tektonischen Deutung der Schwarzeckbreccie (E.) Sueß, Frech, Spitz und Uhlig; aber es war gerade Spitz, der gegen die Auffassung der anderen genannten Forscher die Möglichkeit sedimentärer Entstehung überprüft wissen wollte und schon 1918 (Jb. Geol. R.-A., p. 196, Anm.) schreibt: »Ebensowenig will ich den tektonischen Charakter der Schwarzeckbreccie bezweifeln, kann aber auch anderseits die Frage nicht unterdrücken, ob nicht ein stratigraphisches Substrat zugrunde liegt ...«. Als Vertreter der tektonischen Deutung ist vielmehr an hervorragender Stelle L. Kober zu nennen, denn dieser sagt noch 1923 (Das östl. Tauernfenster, p. 214/15), also nach der angeführten Äußerung von Spitz: »Die Schwarzeckbreccien halte ich für tektonische Breccien ...«; gleich darauf: »... und bin zur Überzeugung gekommen, daß es ein Mylonit ist. Beweis dafür ist ...«. Zwischen diesen Stellen schreibt er allerdings: »Es gleicht einem grobblockigen Konglomerat. Wäre es ein solches, dann wäre es eine Bildung, die ihr Analogon in den Gosaukonglomeraten der Nordalpen hätte.« Diese Bemerkung wird man wohl nicht als eine stratigraphische Gleichsetzung ausgeben können, den man kann es nicht für eine positive wissenschaftliche Auffassung halten, wenn jemand ausspricht, was ein Gestein wäre, wenn es das wäre, was es nach gleichzeitig ausgeführtem Beweis nicht ist.

<sup>1</sup> Vom Verfasser gesperrt.

An der oben angeführten Stelle, wo Kober den Begriff des »sedimentären Mylonites« einführt, schreibt er über das Alter: »Man denkt an die untere und obere Brekzie der Klippendecke (Lias-Jura), man denkt aber auch an die groben Konglomeratmassen der Oberkreide (Cenoman-Gosau). Insbesondere wäre ein cenomanes Alter dieser Brekzien von großem Interesse«. Ob sich dieses Interesse auch zu einer wissenschaftlichen Meinung verdichtet hat, ist nicht recht zu erkennen. Ein Gegner der Auffassung, daß die Schwarzeckbreccie eine sedimentäre Breccie der Kreide sei, wird daher Kober keine Meinung oder gar Behauptung dieser Art zuschreiben können, umgekehrt aber kann auch jemand, der diese Auffassung vertreten will, sich nur auf die Gedanken und das Interesse Kobers, nicht aber auf eine ausgesprochene Meinung stützen und berufen. So habe ich auch als Urheber der Einstellung der Schwarzeckbreccie in die Kreide R. Staub angeführt.

Eine Bemerkung erfordert schließlich noch Blattmanns Abtrennung eines »Weißeneckflysch«; das ist nach Blattmann »ein in Quarzphyllitfazies<sup>1</sup> entwickelter Schieferhorizont«, meist grüne bis graue chloritreiche und vielfach karbonatfreie Phyllitgesteine, die nach Blattmann vielfach erst an den eingeschlossenen Dolomitgeröllern vom Altkristallin abgetrennt werden können. Sie sind nichts anderes als die grünen geröllführenden Schiefer, die vielfach die Schwarzeckbreccie in engerem Sinne begleiten und in sie übergehen und die Blattmann eben nur an zwei Stellen getrennt ausgeschieden hat. Nördlich vom Weißeneck setzen sie übrigens streichend in das Liegend der Schwarzeckbreccie der Grubachspitze fort (wie die Karte von Blattmann ganz richtig zeigt), sind also nicht jünger als diese. Daß solche Gesteine als Flysch bezeichnet werden, mag zunächst befremden, findet aber seine Erklärung an anderer Stelle. Blattmann bezeichnet nämlich (p. 212) die grauen phyllitischen Geröllgesteine in der Basis des Gurpetchekkrystallins (nach Blattmann mit einem Bindemittel vorwiegend quarzphyllitischer Natur und von oberkarbonem bis permischem Alter), die habituell vielleicht am ehesten an Silbersbergkonglomerate der östlichen Grauwackenzone erinnern, als »variscischen Flysch«. Es ist also für Blattmann — bzw. die Schule, aus der er hervorgegangen? — ein geröllführender Schiefer von »Quarzphyllitfazies« (vielleicht überhaupt ein »orogenes Sediment«?) gleich »Flysch«, doch werden diese Bezeichnung nicht alle Geologen übernehmen wollen. Die als »Weißeneckflysch« abgetrennten Gesteine stellen also nicht einen Flysch und nicht einen eigenen Horizont — jünger als die Breccien — dar, sondern sind mit ihr in verschiedenen Horizonten verknüpft, unterstützen aber bei geeigneter Beachtung sehr die Abtrennung der Schwarzeckbreccie in engerem Sinne von den groben Liasbreccien und könnten vielleicht bei Ausscheidung in größerem Maßstabe eine weitere Gliederung der Breccienmassen ermöglichen.

Bestehen schon in der Gliederung der Schichtfolge also einige wichtige Unterschiede zwischen Blattmanns und der hier vorgelegten Arbeit, so betreffen solche in der tektonischen Auflösung Grundlegendes. Blattmann glaubt den Bau durch die Annahme einer regelmäßigen Folge von liegenden Falten mit vielfach laminierten verkehrten Mittelschenkeln lösen zu können (siehe besonders die Profiltafel zu der Arbeit von Blattmann) und betont neuerdings (wie schon im Bericht von 1936) die völlige Abwesenheit von Diskordanzen, worin ich eine Stellungnahme zu meiner 1935 erschienenen, aber nicht angeführten Notiz vermuten muß. Zur Bereinigung dieser meines Erachtens für den Baustil oder »Deformationstypus« ganz grundsätzlichen Entscheidung verweise ich nur auf die Karte von Blattmann und frage, was das Abschneiden der Züge von »Marmor der Kalkphyllitgruppe« gegenüber dem »Gyporellendolomit« südöstlich vom Schwarzeck ist: Diskordanz oder nicht? Wie ich oben ausgeführt habe, sind die tektonischen Diskordanzen an der Südseite des Hochfeind-Weißeneck-Zuges von so überzeugender Klarheit, daß man sie sehen muß, sofern man überhaupt innerlich bereit und gewillt ist, den tatsächlichen Baustil zu sehen, auch wenn er vorhandenen Lehrmeinungen widersprechen sollte.

Blattmann zeichnet und erwähnt im Text ganz richtig das Südfallen im Zederhauser Absturz des Hochfeind-Schwarzeck-Kammes — um aber die Konkordanz gegenüber der nordöstlich einfallenden »Schieferhülle« zu retten, muß er in den

<sup>1</sup> Vom Verfasser gesperrt.

Profilen I bis V, ganz gleich wie Kober (1923), eine synklinale Aufbiegung an der Basis einschalten, die an keinem dieser Schnitte in der Natur zu sehen ist und z. B. gerade am Schwarzeck ganz deutlich durch die basale Abscherung verlorengegangen ist.

Es sei hier vermerkt, daß in der liegenden Falte des Schwarzecks sich die Triasdolomite nicht »elastisch« um die schwarzen Pyritschiefer herumschlingen; wäre dies der Fall, so wäre die Falte nach Abtragung der belastenden Massen nicht erhalten geblieben, sondern hätte sich selbsttätig auf Grund dieser Elastizität wieder geöffnet. Nach diesem und ähnlichen Beispielen möchten wir ernstlich einen vorsichtigeren und klareren Gebrauch mechanischer Ausdrücke bei einer Darstellung des Mechanismus des Gebirgsbaues, bzw. eines »Deformationstypus« empfehlen.

Die Auflösung des Baues in flachgepreßte liegende Falten würde den immer wiederkehrenden Nachweis verkehrter Folgen mit glaubhafter Stratigraphie verlangen, da man doch heute auch noch einen anderen Mechanismus für die Erzeugung von Schichtwiederholungen kennt. Die längst bekannten überschlagenen Falten von viel größerer Öffnungsweite am Schwarzeck oder an der Sichelwand oder Stengelfaltungen in Schiefern können nicht den Beweis abgeben, daß sich der Bau des Gebietes in den von Blattmann gezeichneten, unvergleichbar engeren und weithin streichenden, ausgeplätteten liegenden Falten, deren Umbiegungen durchwegs in der Luft oder in der Teufe liegen, erschöpfe. Konnte doch schon der Uhligsche Faltenmechanismus der Radstädter Tauern der späteren Erkenntnis des Schuppenbaues (W. Schmidt) nicht standhalten. Unter Hintansetzung seitheriger Erfahrungen über das mechanische Verhalten großer Dolomitmassen im Gebirgsbau steigert aber Blattmann noch den Schwung von Uhligs Faltenkonstruktionen zu wilden Zickzackformen. Er verbindet wieder — diesmal unten herum um den »Antiklinalkern« des Twenger Kristallins — das Schwarzeck (bzw. Hochfeind) als zusammengehörige Faltenflügel mit der Pleißlingdecke und diese wieder über die eigentümliche Rückfalte des Lantschfeldquarzites mit der zwischen beiden liegenden Lantschfeldecke, die als »muldenförmige« Einsenkung in ihrer stratigraphischen Unterlage (!) »stirnt« (p. 225 und Profile).

Mit solchen Konstruktionen, in die auch alle kleinen Verschuppungen gepreßt werden, stehen wir grundsätzlich wieder dort, wo vor mehr als 30 Jahren in den Ostalpen der Kampf der Feldgeologen gegen die schematisierende Verzerrung des großen Gedankens der Schöpfer der Deckentheorie begann und der die Deckenlehre im Laufe der Zeit bis zu ihrer heutigen, reiche Erkenntnis spendenden Erklärungskraft geläutert hatte. Es scheint mir nicht notwendig, daß dieser Weg heute noch einmal von neuem beschritten werde.

---