

Zur Verrucano-Trias-Tektonik der Glarnerdecken

Autor(en): **Brunnschweiler, Rudolf O.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **52 (1959)**

Heft 2

PDF erstellt am: **18.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162583>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Zur Verrucano-Trias-Tektonik der Glarnerdecken¹⁾

Von Rudolf O. Brunnschweiler, Melbourne, Australien

Mit 10 Textfiguren

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Einführung	520
Das Verhalten der Trias im Deckensystem	520
Die Tektonik von Verrucano und Trias	522
I. Subhelvetikum	522
Sturmingerschuppe	522
II. Helvetikum s. str.	524
A. Glarnerdecke	524
Geissbachschuppen der Schiltscholle	524
Elemente der Schiltscholle in der Kärpfgruppe	526
Elemente der Gufelstockschole beidseits der Linth	527
Schaflägerschuppen der Gufelstockschole	532
B. Mürtischendecke	534
Stellischuppe	534
Frohnapstockschole	534
Seebenschuppen im Rücken der Güslenscholle	535
Prodkammsholle	540
Gulmenscholle	541
Lauischuppe der Guschascholle	543
Hühnerkopfscholle	544
Garmilschuppe	544
Gamidauerschuppe	545
«Liasdecke» und Axendecke	545
Literaturverzeichnis	546

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

1. Sturmingerschuppe und Stirnkomplika-tionen der Schiltscholle	523
2. Die Geissbachschuppen im Rücken der Schiltscholle	525
3. Elemente der Schiltscholle am Schönauwesthang	527
4. Schaflägerschuppen der Gufelstockschole	533
5. Kulissenprofil der Schaflägerschuppen in den Hechlenstöcken	533
6. Profil durch die Seebenschuppen im westlichen Teil der Seebenalp	536
7. Rudimente der Seebenschuppen am Grat des Uschafetta	537
8. Die Seebenschuppen am Stelligrat zwischen Zieger und Alp Recket	538
9. Tektonisches Kärtchen der 5 Seebenschuppen, 1:25000	542
10. Lauischuppe und Hühnerkopfscholle	543

¹⁾ Gedruckt mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

EINFÜHRUNG

In den Bemerkungen zur Kartenbeilage in «Bau der Glarneralpen» weist R. STAUB (1954) darauf hin, welche empfindliche Lücken im geologischen Verständnis der Glarner Alpen noch zu überbrücken bleiben, und dass seine Interpretation im wesentlichen als ein Aufruf zu neuem Forschen zu betrachten sei. Die nachfolgenden Ausführungen folgen dieser Aufforderung, obwohl die ihnen zugrunde liegenden Terrainbeobachtungen schon in den Jahren 1941 bis 1943 gemacht wurden. Der Generalversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Zürich 1946 wurde in zwei Kurzreferaten Bericht erstattet; aber in meiner Arbeit über die Trias der Glarner Alpen (BRUNNSCHWEILER, Diss. 1948) konnten dann die tektonischen Kapitel kostenhalber nicht publiziert werden.

Die Interpretation der Beobachtungen in der Trias wurde seinerzeit in der Form einer Tabelle mit dem Titel «Einordnung der Triasvorkommen in die tektonischen Elemente» dargestellt (BRUNNSCHWEILER, 1948, pp. 19–22). Bei einem Vergleich dieser Tabelle mit den Ausführungen in R. STAUB (1954, pp. 29–79) zeigen sich teilweise recht bedeutende Unterschiede in der Auffassung über das Ausmass der Beteiligung gewisser Elemente des glarnerischen Deckensystems am Bau der Gebirge beiderseits der Linth. Da die Lösung dieser Korrelationsprobleme meines Erachtens nach der Detailuntersuchung der Trias auch auf anderen Wegen gesucht werden kann, als sie R. STAUB einschlägt, soll nachfolgend versucht werden, die wichtigeren Punkte der sich gegenüberstehenden Auffassungen darzulegen und zur Diskussion zu stellen.

Die ursprüngliche Fassung der vorliegenden Ausführungen habe ich weitgehend überarbeitet; doch sind seit dem Erscheinen der Triasarbeit (1948) meines Wissens keine Arbeiten erschienen, welche Veranlassung böten, die wesentlichsten der tektonischen Schlussfolgerungen zu revidieren. R. TRÜMPY (1949) befasst sich mehr mit dem speziellen und in seinem Verhältnis zur Verrucano-Trias-Tektonik oft eigengesetzlichen Verhalten des glarnerischen Lias. Die Resultate der Untersuchungen von WIDMER (1948) und WYSSLING (1950) berühren die hier zur Sprache kommenden Probleme nur am Rande. Die Arbeit von SCHINDLER (1953; vide STAUB 1954) in der Glärnischgruppe ist mir zwar nicht bekannt; sie scheint sich jedoch eher mit den höheren, nicht mit den hier zur Besprechung gelangenden tieferen Deckenelementen der Glärnischtektonik zu befassen. Der Verfasser möchte an dieser Stelle Herrn Prof. R. TRÜMPY bestens danken für manche Anregung sachlicher und formeller Natur, welche in der schliesslichen Fassung des Manuskriptes zur Berücksichtigung kamen.

DAS VERHALTEN DER TRIAS IM DECKENSYSTEM

Der Trias kommt in der Struktur der Alpen als deckentrenndem Element oft grosse Bedeutung zu. Dies gilt auch für die Glarner Alpen, wie schon OBERHOLZER (1953) und ganz besonders HELBLING (1938) betont haben. HELBLINGS grosszügige Anwendung photogrammetrischer Kartierungsmethoden zeitigte das interessante Resultat, dass manche der von HEIM (1919–1922), OBERHOLZER (1933), und anderen als mehr oder weniger einfache Faltungen gedeuteten Lagerungsstörungen auch in Verrucano und Trias in Wirklichkeit Verschuppungen und Abschiebungen

von eindrucklichem Ausmass sind. In Diskussionen mit EUGEN WEBER, einem der Hauptmitarbeiter HELBLINGS, wurde oft darauf hingewiesen, dass selbst höchste Verschuppungen des Deckensystems (z. B. HELBLINGS Hühnerkopf- und Gami-dauerschuppe) weit zurück bis in das Gebiet des Panixerpasses reichen könnten. Auch für solch scheinbar unbedeutende Rückenelemente wären demnach mehrere Kilometer Abschiebungswirkung zu veranschlagen.

Der Verrucano im Vorderrheintal ist jedenfalls tief zerschlitzt, wie zum Beispiel das verkehrtliegende Trias-Lias-Klemmpaket von Schlans zeigt (BRUNNSCHWEILER 1948, p. 22, Profile 88–90; WYSSLING 1950). Der Zusammenhang dieses Klemmpaketes etwa über die Trias von Muottas und die verkehrte Serie am Panixer Rotstock mit einer der höheren Schollen in der Guschagruppe, oder in den Grauen Hörnern, ist durchaus denkbar. Selbst für die Liasmulde am Furggenhorn (TRÜMPY 1949, p. 32) hat STAUB (1954, p. 20) vermutet, dass sie, ein Synklinalcharnier nur vortäuschend, aufgeschürfter und teilweise überrollter Lias südlicherer Herkunft sein könnte. Die vom Scharnier an nach Süden sich weiter fortsetzende Trias deutet ja auch in der Tat an, dass hier die Aufspaltung des Verrucano erheblich tiefer geht, als die Lage der Liasumbiegung vermuten lässt. TRÜMPY (1949) weist allerdings darauf hin, dass die Fazies dieses Lias gegen eine Herkunft aus südlichsten Teilen des Glarner Ablagerungsraumes spricht. Er vermutet (schriftliche Mitteilung), dass die Furggenhorn-Mulde das weit zurückgebliebene Scharnier zwischen Mürtschen- und Axen-Decke darstellte. Diese beiden Decken wären in den westlichen Glarner Alpen recht tiefgehend getrennt, was der Konzeption einer «Glärnisch-Decke» (R. STAUB) zuwiderläuft.

Die Gesteinstypen der Trias, sowie ihre besondere Position an der Grenze zwischen den lithologisch und bewegungs-mechanisch so verschiedenen paläozoischen und mesozoischen Schichtsystemen, lassen ihre Rolle als bevorzugter Gleit- und Abschiebungshorizont verständlich erscheinen. Auf die Bedeutung der Quartengruppe für die disharmonischen Faltungen und Verschuppungen zwischen Trias und Lias wurde schon verschiedentlich hingewiesen (OBERHOLZER 1933, HELBLING 1938, BRUNNSCHWEILER 1948, TRÜMPY 1949). Doch sind nicht nur die Schiefer der Quartengruppe von Bedeutung, Verschuppungen entstanden auch in geeigneten Horizonten der Dolomitgruppe, insbesondere in den Rauhacken der Südostfazies und in den plattigen bis schiefrigen Dolomiten über dem Rötidolomit s. str. der nordwestlichen Faziesgebiete. Die Abschiebungen können in der Trias selbst ihren Ursprung nehmen, danach in dieser verbleiben, oder im Stile listrischer Flächen aus ihr in das jüngere Mesozoikum hinaufsteigen. Der häufigste Fall ist allerdings der, dass die Schuppungsfläche innerhalb des Verrucano beginnt, um sich dann stufenweise durch die Gleitzonen der Trias und des jüngeren Mesozoikums hinaufzuarbeiten.

Die aus dem Studium der Trias sich ergebenden Schlussfolgerungen bestätigen und ergänzen HELBLINGS (1938) Auffassung vom Schollen- und Schuppenbau der Glarner Stammschubmasse. Man mag zwar, wie es STAUB (1954, pp. 29–31) tut, im Interesse einer orogenetischen Gesamtschau die unbestreitbare Aufspaltung des «Glärnisch-Systems» in mechanisch selbständige Teilmassen als von untergeordneter Bedeutung betrachten. Das kann aber die Tatsache nicht ändern, dass das sichtbare Strukturbild der Glarner Berge eben doch eine ziemlich komplizierte

Kombination von Decken, Schollen, Schuppen, Spänen und Splittern, von Überschiebungen, Abschiebungen, Aufschürfungen, Einspiessungen usw. darstellt, in der die Tektonik des einfachen Faltenwurfes von sekundärer Bedeutung und sehr oft von ebendieser Schollen- und Schuppentektonik selbst verursacht und kontrolliert wird.

Es bleibt das besondere Verdienst HELBLINGS, diesen Verhältnissen erstmals in auch nomenklatorischer Form unmissverständlich Rechnung getragen zu haben. Er mag dabei, wie TRÜMPY (1949) darlegte, in den neuen Wegen da und dort etwas zu weit gegangen sein (z. B. selbständige Liasdecke); aber die durch ihn eingeführte Betrachtungsweise der Glarner Tektonik bleibt grundsätzlich wohl zutreffend und derjenigen seiner Vorgänger in der Erklärung wesentlicher struktureller Phänomene überlegen.

In R. STAUBS (1954) Synthese erscheinen die Probleme und die Möglichkeiten ihrer Lösung wohl eigentlich nur in anderer Beleuchtung. Im Interesse der Sichtbarmachung vergangenen Geschehens bleiben für STAUB selbst beträchtliche räumliche Trennungen im Grunde genommen unwesentliches Beiwerk, während HELBLING, nach einer nüchternen Beschreibung der Struktur strebend, das was trennt und was getrennt ist, notwendigerweise hervorhebt.

Die nachstehenden Ausführungen sind als Beiträge zur Analyse der Glarner Alpen im Stile HELBLINGS zu verstehen. Gleichzeitig bringen sie eine etwas späte Begründung für die seinerzeit (BRUNNSCHWEILER 1948) neu aufgestellten tektonischen Elemente.

DIE TEKTONIK VON VERRUCANO UND TRIAS

I. Subhelvetikum

Sturmingerschuppe

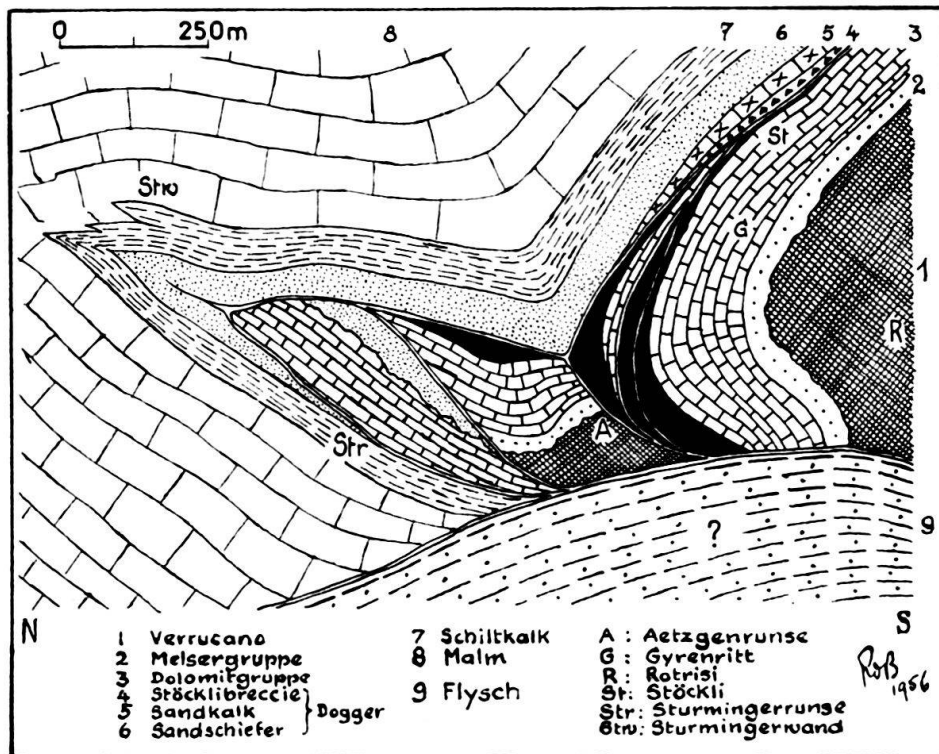
OBERHOLZER (1933) zeigte, dass das scheinbar ungestörte und steile NW-Fallen der Schilttrias oberhalb Ennenda plötzlich unterbrochen wird. Durch die etwa 20 m breite Schuttrinne des unteren Teiles der Ätzgenrunse voneinander getrennt, findet man auf der Südseite steil NW-fallende Gesteine der Quartengruppe, auf der Nordseite der Runse jedoch leicht gegen SO fallenden Melsersandstein. Im Streichen ist keine Änderung bemerkbar; es bleibt beidseits etwa N-50°-O. Zwischen dem Melsersandstein der normal fallenden Trias und demjenigen der Störungszone ist kein fazieller Unterschied feststellbar. Auch der liegende Verrucano ist unverändert.

Diese Störung wurde von OBERHOLZER als enge, nach Norden geöffnete Mulde beschrieben. Von einer Umbiegung ist allerdings in der Umgebung nichts zu sehen; auch scheinen die Fallrichtungen nicht einer einfachen Umbiegung zu entsprechen. Das SO-Fallen ist nämlich auf den nördlichsten Teil des verschobenen Melsersandsteins beschränkt, in den südlicheren Aufschlüssen herrscht normales NW-Fallen. Es scheint deshalb, dass es sich hier nicht um eine Umbiegung, sondern um einen parallel zum Streichen und senkrecht zum Fallen verlaufenden Bruch handelt, welcher die tauchende Verrucano-Trias-Stirn der Schiltsholle aufspaltet. Infolge Erosion ist von der Trias des vor der Stirne liegenden Bruchstückes an dieser Stelle nur etwas Melsersandstein übriggeblieben. Jüngere Schichten der Trias sind nörd-

lich der Ätzgenrunse wohl auch noch vorhanden, werden dort aber von der Bergsturzmasse des Krätzlerwaldes verdeckt.

Der Schlüssel zum Verständnis dieser stirnwärtigen Störung liegt in den Aufschlüssen jenseits des Krätzlerwaldes im Gebiet der Sturmingerrunse. Auf Höhe 660 stösst man an deren südlichen Steilbord auf den, auch auf der OBERHOLZERSCHEN Karte eingetragenen Dolomit. Es fällt gleich auf, dass dieser - im Gegensatz zum Dolomit an der Ätzgenrunse - steiles S-Fallen aufweist, und dass seine Untergrenze eine gleichsinnig fallende Schubfläche ist. Unter dieser folgt ein limonitischer und ziemlich tektonisierter Kalk, offenbar derselbe Schiltkalk, wie er am nördlichen Steilhang des Runsenbettes ansteht. Das Hangende des Dolomites sind typische Aalénienschiefer, welche über eine wellige Erosionsoberfläche auf den Dolomit transgredieren (BRUNNSCHWEILER 1948, Profil 20). In den bewaldeten Steilhängen südlich der Runse liegt aber über diesen Aalénienschiefern nochmals Dolomit. Im unteren Glattzug fällt dieser mit etwa 30° nach SO ein, beginnt aber auf Höhe 750 gegen die Sturmingerrunse zu (etwas nördlich von P.762 der Karte) in das allgemeine NW-Fallen umzubiegen, und er erreicht so den obersten Teil des Runsenbettes an der Basis des Schiltmalms.

Im Gebiet zwischen Ätzgenrunse und Sturmingerrunse liegt also eine bedeutende Verschuppung vor, deren Struktur in etwas schematisierter Axenprojektion in Figur 1 dargestellt ist.



Figur 1. Sturmingerschuppe und Stirnkomplikationen der Schiltsholle

Es fällt auf, dass die Quartengruppe zwischen dem Dolomit und den Aalénienschiefern an der Sturmingerrunse fehlt, und zwar primärstratigraphisch. Dieser direkte Transgressionskontakt zwischen Mitteltrias und Unterdogger ist sowohl

der Schiltscholle, wie auch ihrem zurückgebliebenen Teil im Saasberggebiet, durchaus fremd. Die unterste Trias–Dogger-Schichtfolge an der Sturmingerrunse muss deshalb als ein tektonisches Element betrachtet werden, das nicht dem Faziesraum der Schiltscholle entstammt. Dies ist die Sturmingerschuppe (BRUNNSCHWEILER 1948).

Die Herkunft dieses faziell fremdartigen Elementes wird klar, wenn seine Schichtfolge mit derjenigen der subhelvetischen Zone (Alp Ranasca usw.) verglichen wird. Nur dort findet sich eine so ausgeprägte Schichtlücke zwischen Trias und Jura. Die *Sturmingerschuppe* ist deshalb als *eine an der Stirnbasis der Schiltscholle mitgeschleppte subhelvetische Scherbe* zu betrachten²⁾.

Die Existenz dieses subhelvetischen Elementes deutet ausserdem an, dass der Verrucano der Schiltscholle, und damit die Stirne der HELBLINGSchen Verrucano-Stammdecke, wirklich auf der Höhe von Ennenda endet, und dass von hier an die listrische Fläche der Glarner Hauptüberschiebung in das post-triasische Mesozoikum hinaufsteigt.

II. Helvetikum s. str.

A. Glarnerdecke

Geissbachschuppen der Schiltscholle

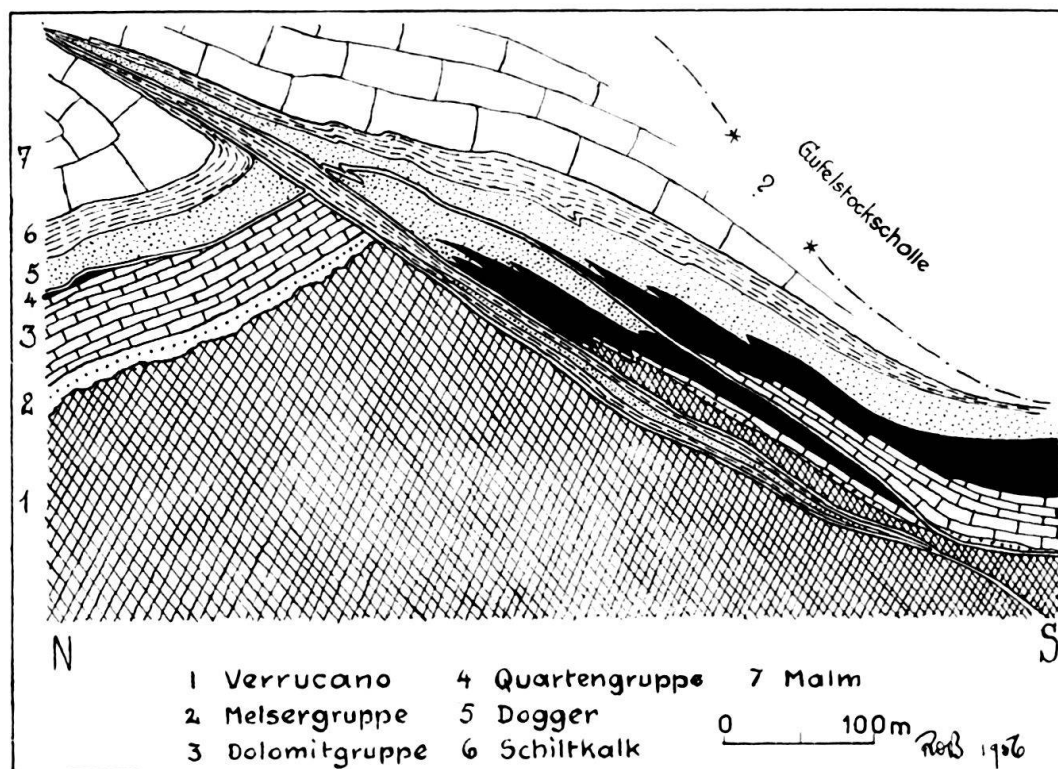
Lage und Abgrenzung der Schiltscholle selber (= Schiltdecke in HELBLING, 1938) wurden – mit Ausnahme der Komplikationen an der Sturmingerrunse – von HELBLING eingehend beschrieben. Seine Vermutung, es seien starke Differentialbewegungen innerhalb des Schiltmesozoikums vorhanden, und es seien insbesondere ein Teil der Malmanhäufungen im Schiltwesthang oberhalb Ennenda von der Gufelstockscholle abgerückte Schichtpakete, gewinnt durch den Nachweis beträchtlicher Verschuppungen in der Trias weiter an Wahrscheinlichkeit (siehe auch STAUB 1954, pp. 31/32, 60). Die Frage der Trennung von Schilt- und Gufelstockscholle, bzw. ihrer Verrucanokerne, im Gebiet des Milchbaches liess HELBLING (1938) offen. Komplikationen stellen sich aber schon nördlich des Milchbaches ein.

OBERHOLZER (1933) erwähnt ein ihm rätselhaftes Klemmpaket, das sich im obersten Teil der Rinne des Geissbaches südlich Ennenda befindet. Er beschrieb es als eine verschuppte Dogger–Schiltkalk-Schichtfolge von 10–20 m Mächtigkeit, die zwischen konglomeratischem Verrucano (unten) und Quartenschiefern (oben) eingeklemmt sei.

OBERHOLZERS *Quartenschiefer im Hangenden des Klemmpaketes sind aber tektonisch verschieferte Verrucanoanteile*, welche die Basis einer zerquetschten, normalen Trias–Dogger-Schichtfolge darstellen. *Erst in deren Hangendem* stellt sich die im wesentlichen unreduzierte *Trias–Dogger–Malm–Abfolge der Schiltscholle* ein, welche allerdings an dieser Stelle ihrer Verrucano–Melsersandstein-Basis beraubt ist und mit tektonisch reduziertem Dolomit beginnt. Etwas weiter südlich, auf Höhe 1150 (leicht westlich der Zahl 1 der Kote 1247 von Brand) ist aber dieser übergescho-

²⁾ «Subhelvetikum» wurde von R. TRÜMPY (1944) zwar ursprünglich als rein tektonischer Begriff eingeführt (Deckenelemente unter der «Hauptüberschiebung»). Hier soll im wesentlichen betont werden, dass die Sturmingerschuppe dem selben Faziesraum entstammt wie die subhelvetischen Einheiten der Hausstock-Vorab-Gruppe.

bene Dolomit bereits in normaler Mächtigkeit entwickelt und stellt sich auch der Melsersandstein in seiner Basis ein.



Figur 2. Die Geissbachschuppen im Rücken der Schilt scholle

In Figur 2 ist meine Interpretation der Störung dargestellt. Die Verschuppungen liegen an einer steil SO-fallenden Bruch- oder Aufschubfläche der normal NW-fallenden Verrucano–Trias-Abfolge der Schilt scholle auf. OBERHOLZER (1933) vermutete einen direkten Zusammenhang dieser scharfen tektonischen Diskordanz mit dem sogenannten unteren Rässeggbuch. Dass dieser bis zum Geissbach reicht, ist allerdings nicht nachweisbar, weil sein Verlauf nördlich von Schwamm, zum Beispiel im Oberstöckliwald, infolge Quartärbedeckung über eine beträchtliche Strecke nicht zu beobachten ist. Es ist durchaus denkbar, dass *der Rässeggbuch etwas weiter ostwärts in die Malm–Dogger-Störung am Kaltbach (P. 1224 beim S von Schwamm) hineinzieht.*

Die beiden Störungszonen von Rässegg und Brand scheinen mir grundsätzlich verschiedener Natur zu sein. Das *Rässegg-Bruchsystem*, zu dem auch die Störungen auf der Heubodenalp gehören, hat einen sekundären, den tektonischen Hauptelementen *untergeordneten Charakter*. Die Störungen *zwischen Geissbach und Milchbach sind echte, tiefgehende Verschuppungen* aus der Hauptschubphase, nicht nachträgliche Bruchversetzungen³⁾. Die Geissbachschuppen hängen offenbar mit

³⁾ R. TRÜMPY kommt hier zu einer etwas anderen Auffassung der Verhältnisse, die sich mehr derjenigen von GÜNZLER-SEIFFERT (prädeckentektonische Bruchstörungen) nähert. Auch sieht er den Kontakt zwischen Dogger und Rötidolomit N der Geissbach-Störungen als transgressiv an. Das Gebiet, dem für die Deutung der Glarner Tektonik einige Wichtigkeit zukommt, wird zur Zeit durch R. HUBER (Zürich) kartiert (Fussnote R. T.).

der unmittelbaren Nähe der listrischen Trennungsfläche zwischen Schilt- und Gufelstockscholle zusammen; *sie sind eine stirnwärtige Anhäufung von allmesozoischen Schürflingen* aus dem Grenzgebiet der beiden Hauptschollen der «Glarnerdecke». Die Hauptmasse des jüngeren Mesozoikums wurde abgeschoben und nimmt einerseits am Aufbau der Schiltgruppe (z. B. Schlafsteinscholle von STAUB, 1954), andernteils an dem des Glärnisch teil. Ein grosser Teil dieses Gufelstockmesozoikums ist allerdings schon längst der Erosion anheimgefallen (HELBLING 1938, STAUB 1954).

Die Abklärung der hier noch bestehenden Probleme, wie auch die Abgrenzung von Schilt- und Gufelstockscholle südlich der Geissbachschuppen, ist weitgehend von einer detaillierten Neukartierung in grösserem Maßstab abhängig. Der HELBLINGSche Aufriss «Ostseits des Linthtales» gibt ja hier nur eine vorläufige Darstellung, und auf der geologischen Glarnerkarte (1942) mussten solche tektonischen Details wegen des kleinen Maßstabs ohnehin ausfallen.

Elemente der Schiltsholle in der Kärpfgruppe

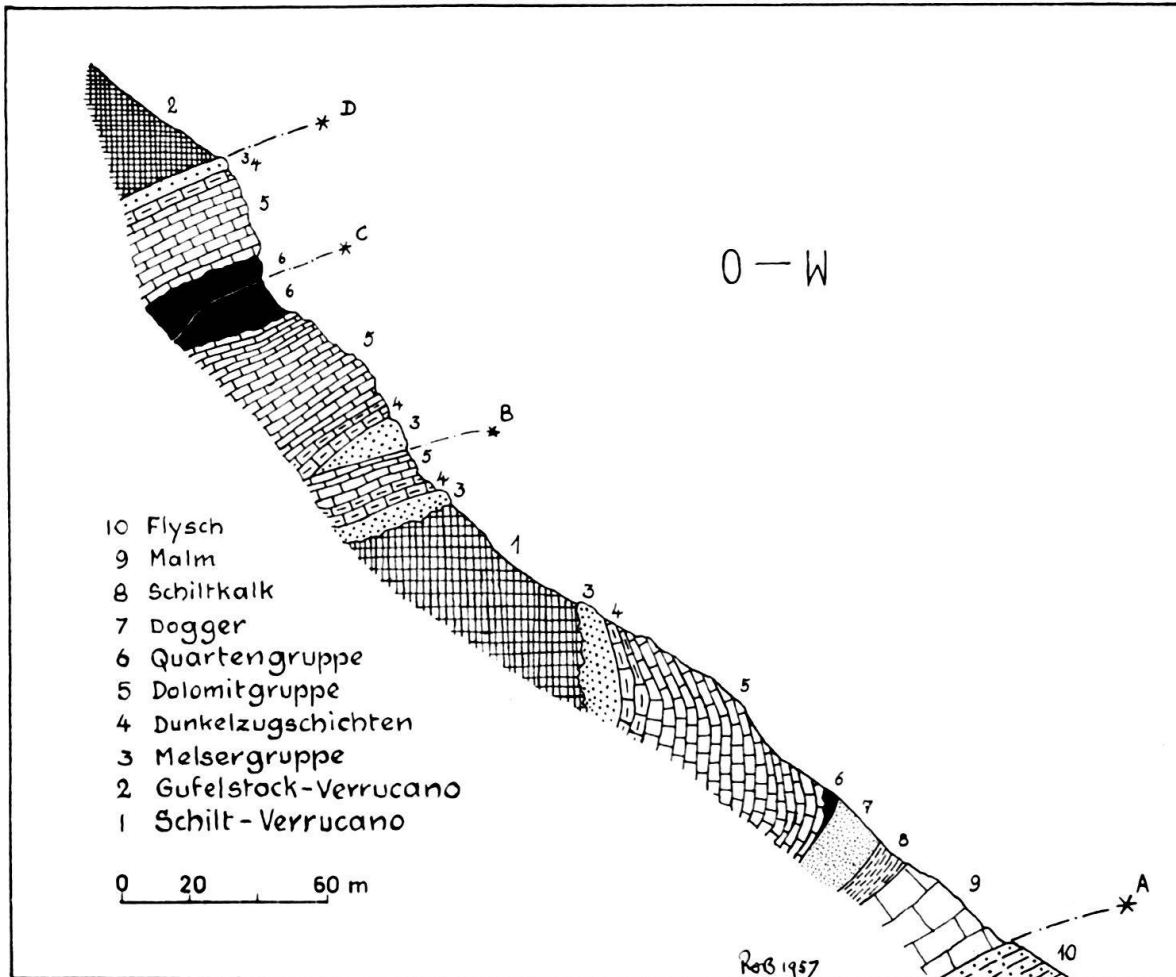
HELBLING (1938) führte den Namen «Saasbergschuppen» ein für alle jene reduzierten, mehr oder weniger tektonisierten, in der Hauptsache mesozoischen Schichtpakete, welche unter der Hauptüberschiebungsfläche seiner «Verrucanostammdecke» liegen und von OBERHOLZER (1933) in ihrer Gesamtheit seiner «Glarnerdecke» zugerechnet worden sind. Seither hat sich gezeigt, dass einige dieser Elemente aus anderen Faziesräumen als denjenigen der «Glarnerdecke» stammen. Unter den bedeutendsten sind aber solche, die ihr in der Tat zugehören, nur ist man davon abgekommen, sie als Mittelschenkelreste zu deuten.

Die Serie des Saasberg selber – exklusive Lochseitenkalk – und die direkt dem Flysch aufliegende Zone Salzberg–Bodenruns–Hüttenberg am Westhang der Schönau, ist als *südlichste, abgerissen zurückgebliebene Fortsetzung der Schiltsholle nachweisbar* (BRUNNSCHWEILER 1948, Profil 26), unter anderem weil die Dolomitgruppe die *typischen Dunkelzugschichten* enthält, wie sie in der Schiltsholle am Schilt selber entwickelt sind. In die durch die Längszerreissung entstandene Lücke zwischen Schilt und Saasberg, schob sich von SO her die Gufelstockscholle, welche dabei einige in der Lücke liegen gebliebene Schiltreste aufschürfte, an der Stirn vor sich herschob, sie schliesslich überfuhr und an der Schubbasis bis in den Südostfuss der Glärnischgruppe (Nidfurn) mitschleppte.

Es ist nicht allgemein bekannt, dass der *Verrucano der Schiltsholle an der Roten Runs* noch vorhanden ist, aber *gegen Westen deutlich stirnt* (Fig. 3). Dies bedeutet, wie STAUB (1954, p. 46) richtig vermutet, dass die Serie von Nidfurn keine Verrucanobasis besitzt. *Der Schiltverrucano hat die Basis des Glärnisch nicht erreicht*, nur die ihm aufgelegene mesozoische Serie wurde vom hangenden Schubschlitten so weit nach Westen mitgeschleppt. An ihrer Stelle finden sich jetzt östlich der Linth zwei Triasschuppen (Fig. 3), wovon die eine normal (B–C), die andere (C–D) verkehrt liegt.

Der Kontakt der verkehrten Schuppe (C–D) mit dem hangenden Verrucano der Gufelstockscholle (2) ist, wie auch STAUB (1954) angibt, eine Schubfläche, die leicht ostwärts einfällt. Dieser Überschiebungskontakt, zusammen mit den tekto-

nischen Verhältnissen in seinem Liegenden, ist meines Erachtens von ausschlaggebender Bedeutung für die Korrelation der tektonischen Elemente über die Linth hinweg mit jenen in der Basis der Glärnischgruppe. Gegen die Hypothese einer einfachen Verkehrtserie Verrucano–Trias (wie sie, nach schriftlicher Mitteilung, u. a. von R. TRÜMPY vertreten wird) spricht das sporadische Auftreten dieser Folge sowie ihre Fazies (typische Dunkelzugschichten).



Figur 3. Elemente der Schiltsholle am Schönauwesthang (Profil in der Roten Runs)

Elemente der Gufelstockscholle beidseits der Linth

Den Hauptzügen der von HELBLING (1938, = Gufelstockdecke) ausgeschiedenen Gufelstockscholle ist für die Gegend östlich der Linth nichts wesentliches beizufügen, um so mehr als STAUB (1954) die Verhältnisse in der Schiltgruppe weiter erläuterte. Hingegen scheint mir die von STAUB vertretene Korrelation der tektonischen Elemente beidseits der Linth mit den oben beschriebenen, aus den Verhältnissen am Schönauwesthang sich ergebenden, Schlussfolgerungen im Widerspruch zu stehen.

Nachdem nun allgemein angenommen wird (auch STAUB 1954, p. 56), dass die Nidfurnserie im Sinne OBERHOLZERS zur «Glärnerdecke» (Schiltsholle) gehört,

darf konsequenterweise die Frage gestellt werden, *von welchem hangenden tektonischen Element diese Serie nordwestwärts mitgeschleppt werden konnte*. Östlich der Linth, am Westhang der Schönau, ist es (Fig. 3) ganz *offensichtlich die Gufelstockscholle*. Ebenso klar ist, dass dort Verrucano und Trias der Gufelstockscholle – ganz im Gegensatz zu den Schiltschichtfolgen in ihrem Liegenden – nicht die geringste Andeutung einer Stirnumbiegung zeigen und ungestört, westwärts sogar leicht ansteigend, über das Linthtal hinweg gegen die Basis der Glärnischgruppe zielen. Dort befindet sich, meines Erachtens wie zu erwarten war, im Hangenden der Nidfurnserie der Guppenverrucano.

Von der Tektonik des Schönauwesthanges aus gesehen, muss man also den Gruppenverrucano fürs erste einmal der Gufelstockscholle der «Glärnerdecke», nicht der Mürtschendecke s. l. (STAUB 1954, TRÜMPY 1949) zuweisen. Falls man das letztere tut, muss auch erklärt werden, weshalb die Nidfurnserie aus ihrer gewissermassen geschützten Lage unter oder unmittelbar vor der Stirn des Gufelstock-Schubschlittens heraus an der Basis des Mürtschenverrucano so ohne weiteres weiter westwärts vorgeschleppt werden konnte.

Es ist zweifellos möglich, die Mechanik eines solchen Vorganges auszudenken; bevor man jedoch dazu schreitet, sollte auf befriedigende Weise nachgewiesen werden, dass der Guppenverrucano unter keinen Umständen mit der Gufelstockscholle zusammenhängen kann, und dass deshalb die kompliziertere Erklärung zur Notwendigkeit wird.

Dieser Nachweis ist meines Erachtens nicht zu erbringen. Man wird im Gegenteil feststellen, *dass der Guppenverrucano mitsamt der ihm nordwärts normal aufliegenden Trias faziell recht genau mit der entsprechenden Gufelstockschichtfolge am Schönauwesthang übereinstimmt*.

Über dem Verrucano der Gufelstockscholle am Schönauwesthang liegt bekanntlich noch einmal Trias, und zwar, wie OBERHOLZER nachwies, in Form einer liegend normalen und hangend verkehrten Serie. Die normale Serie ist gegenüber der verkehrten stark reduziert. OBERHOLZER (1933) deutete dieses obere, gedoppelte Triasband als eine verquetschte Mulde innerhalb der Mürtschendecke, weil er die Rauhackenfazies der Trias als typisch für und beschränkt auf dieses tektonische Grosselement betrachtete. Diese Auffassung ist aber nach den neueren Studien in den Glarner Alpen nicht mehr haltbar. Die tektonische Trennung von Gufelstockscholle und Frohnalpstockscholle (der Mürtschendecke) ist tiefgehender, weiter nach Süden reichend, als früher angenommen wurde.

Es steht heute wohl fest, dass *nur die oberste Verrucanomasse der Schönau zur Mürtschendecke gehört*. Damit stellt sich die Frage, ob das vorwiegend aus Rauhacken bestehende obere Triasband (Stelliboden–Tiefenwald–Mäzboden) nicht einfach aufgeschürfte und zum Teil überrollte Gufelstocktrias sein dürfte. Es wurde ja schon einmal früher dargelegt (BRUNNSCHWEILER 1948), dass die Rauhackenfazies auf südliche Teile der «Glärnerdecke» übergreift. Da schon in zentralen Teilen der Gufelstockscholle, zum Beispiel am Westrand der Fässisalp (siehe auch OBERHOLZER 1933, p. 231), Rauhacken auftreten, ist ihr allgemeines Erscheinen im gleichen Element erheblich weiter im Süden am Westhang der Schönau ganz natürlich. Übrigens zeigt die Zusammensetzung der dortigen basalen, monomikten Trümmerrauhacke, dass die obere Schönautrias nicht weit vom Fazies-

raum der Schiltscholle zur Ablagerung kam. Die Hauptkomponenten bestehen, abgesehen von gewöhnlichen Dolomitbrocken, aus schwarzglitzerndem Spatdolomit, welcher sicherlich nur aus den Dunkelzugschichten (BRUNNSCHWEILER 1948) stammen kann. Die Fazies des liegenden Verrucano stimmt ebenfalls mit der Annahme überein, dass es sich hier um Elemente aus dem südlichen Ablagerungsraum der «Glarnerdecke» handelt. Darum sind konglomeratische Serien noch keineswegs selten, obschon die Schichtfolge im wesentlichen aus verschieferten Sandsteinen und sandigen Tonschiefern besteht. Wirklich feinkörnige Tonschiefer, wie sie in der obersten Verrucanoserie an der Schönau durchaus vorherrschen, sind hier noch wenig vertreten.

Nach Erwägung aller dieser Beobachtungen kommt man zur Annahme, dass *die obere Schönautrias als ganzes dem Rücken der Gufelstockscholle angehört* und zum Beispiel keine verkehrte Muldenschürflinge aus dem Mürtschenraum enthält.

Diese Schlussfolgerung ist für die Beurteilung der Verhältnisse am Südostfuss des Glärnisch von grosser Bedeutung. Wie schon OBERHOLZER zeigte, ist die obere Schönautrias mit jener südlich der Guppenruns auf Mittelguppen zu korrelieren. Detailuntersuchungen (BRUNNSCHWEILER 1948) haben diese Korrelation nachdrücklichst unterstützt, vor allem weil an der Guppenruns die schwarzen Spatdolomitgerölle ebenso häufig sind, wie in den Rauhwacken am Schönauwesthang. Dem wäre nicht so, wenn die Guppentrias dem Mürtschenraum angehören würde, wo solche Gerölle nirgends vorkommen.

Nun bildet aber der tiefere (südliche) Teil der Mittelguppentrias die normal-stratigraphische Auflage des Guppenverrucano. Dieser ist damit eo ipso als die nordwestliche Fortsetzung des Gufelstockverrucano des Schönauwesthanges zu betrachten. Petrographisch entspricht der Guppenverrucano durchaus seinem Pendant östlich der Linth und, wie der letztere über dem Diesbachtal, so keilt der Guppenverrucano gegen Süden oberhalb Luchsingen aus.

Wo bleibt nun aber die Mürtschendecke westlich der Linth? In der Basis des Wiggis zwischen Näfels und Netstal ist sie, mit Ausnahme von Trias und Verrucano, mächtig entwickelt. Wenn man nun im Sinne OBERHOLZERS diese mächtige Jura-Kreide-Serie sich am Glärnisch in der Serie des Forrenstockes fortgesetzt denkt, dann beobachtet man, wie sie sich nach unten hin durch Aufnahme von Trias in Rauhwackenfazies vervollständigt, während die Obergrenze gegen Süden in immer tiefere Horizonte der Kreide und schliesslich an der Guppenruns durch den Malm in den Dogger herabsteigt. Dieser Dogger zieht über die Leuggelenterrasse noch bis ins Luchsingertobel hinein, wo er auskeilt. Sein Hangendes ist der Axenlias geworden, welcher seinerseits schliesslich mit dem Guppenverrucano, das heisst der Gufelstockscholle, in tektonischen Kontakt kommt.

Der Leuggelendogger ist von andern Autoren als normal-stratigraphisch Hangendes des Guppenverrucano aufgefasst und das Fehlen der Trias einer liasischen Erosionsphase zugeschrieben worden. In Gebieten, wo dies wirklich der Fall ist, tut sich jedoch die Existenz eines solchen Erosionszyklus in einer mehr oder weniger mächtigen, immer aber deutlichen Verwitterungszone in den obersten Verrucanolagen kund. Eine solche ist an der Obergrenze des Guppenverrucano noch nirgends gefunden worden. Auch sucht man andere Anzeichen, wie etwa uneben angefressene Verrucano-Oberfläche oder Aufarbeitungsbreccien und Basal-

konglomerate im aufliegenden Dogger vergeblich. Es sind hier wirklich keine *positiven* Anhaltspunkte für die Annahme zu finden, es stehe der Dogger in primärstratigraphischem Zusammenhang mit dem Verrucano. In der Diskussion um diese Frage hat STAUB (1954) auf den scheinbar analogen Verrucano–Dogger-Kontakt am Rottor hingewiesen (TRÜMPY 1949, p. 16, hält allerdings auch in jenem Gebiet tektonische «Überarbeitung» für möglich) und angenommen, dass eine liasische Schwellenzone in diesem Gebiet des Mürtchenrückens existierte, welche durch auf Verrucano transgredierenden Dogger charakterisiert ist. Bei dieser Auffassung der Dinge scheint es allerdings merkwürdig, dass diese charakteristische Doggertransgression nicht auch im Hangenden des obersten Schönauverrucano, das heisst an der Basis des Salengrat- und Etzelstocklias, auftritt, denn STAUB (1954) korreliert ja diesen Schönauverrucano mit jenem von Guppen.

Es gibt also Gründe genug, den *Leuggelendogger mitsamt seiner Schiltkalkauflage* nicht als normalstratigraphisches, sondern *als tektonisches Element aufzufassen*. Dieses Element repräsentiert meines Erachtens einfach die Mürtschendecke, das heisst deren Frohnalpstockscholle, im Gebiet südlich der Guppenruns. Ihr Liegendes ist Verrucano und Trias der Gufelstockscholle, ihr Hangendes der Axenlias. Dies heisst mit andern Worten, *dass die Mürtschendecke westlich der Linth keine Verrucanobasis besitzt*.

Aus dieser Interpretation ergibt sich gleichzeitig der Schlüssel für die Lösung der tektonischen und stratigraphischen Unstimmigkeiten im Gebiet von Mittलगuppen. Es liegen dort jedenfalls zwei Triasserien übereinander, nämlich die der Gufelstock- und jene der Frohnalpstockscholle. Die Grenze liegt ungefähr entlang der Guppenruns; darum sind in der Trümmerrauhawacke südlich der Runse die Dunkelzugerölle häufig, während sie nordwärts bis zur Stöckliterrasse fehlen. *Die Triasanhäufung südlich der Guppenruns markiert deshalb die Verrucano–Trias-Stirne der Gufelstockscholle*. Die Stelle, wo der Überschiebungskontakt sichtbar wird, war zur Zeit meiner Untersuchungen (1942) nicht so gut aufgeschlossen wie damals als OBERHOLZER davon eine Skizze machte (OBERHOLZER 1933, p. 82). Die Überschiebungsfläche verläuft wahrscheinlich knapp unterhalb des Wegleins, etwa parallel zu diesem, auf OBERHOLZERS Skizze 16 (1933, S. 82) und trennt den Rötidolomit (unten) von der Rauhwacken–Dogger–Malm-Serie (oben).

Aus dem tektonischen Verhalten der Frohnalpstockscholle der Mürtschendecke ergibt sich, wie anderswo, eine *Bestätigung der HELBLINGSchen Konzeption vom ausgesprochen listrischen Charakter der Schollen- und Deckentrennungen in den Glarner Alpen*. So nehmen hier Ober- und Untergrenze einer tektonischen Einheit ihren Anfang in ein und demselben Niveau – dem Dogger der Leuggelenterrasse. Während jedoch die Untergrenze, wohl wegen der bewegungsmechanischen Steifheit des Verrucano, nur wenig tiefer – vom Dogger bis in die Triasrauhwacken und auf der Höhe von Glarus wieder hinauf in den Dogger – greift, steigt die Obergrenze bis hinauf ins Eozän.

Die tiefste Schichtfolge (Malm–Eozän) am Nordostfuss des Glärnisch, das heisst die Stöckliserie, *ist abgeschobenes Gufelstockmesozoikum*. Äquivalente der an der Basis der Gufelstockscholle (Fig. 3) mitgeschleppten Serien aus dem Rücken der Schiltsholle, wie sie als Nidfurnserie zwischen Luchsingen und Schwanden

anstehen, würden demnach, wenn überhaupt noch vorhanden, am Ostfuss des Glärnisch erst *unter* der Stöckliserie auftreten.

Im Zuge seiner neuen Korrelationsversuche hat STAUB (1954) die tektonischen Stockwerke der Glärnischgruppe in, gegenüber bisherigen Auffassungen, ganz andersartige Zusammenhänge gebracht. Für ihn ist die Serie des Forrenstocks das abgeschobene Gufelstockmesozoikum, während er die basale Stöckliserie für einen weit vorgeschleppten Teil der Griesstockdecke hält. Dadurch rückt die Mürtshendecke, bzw. deren Frohnalpstockscholle, in der Glärnischtektonik in die Position dessen, was bisher Axendecke genannt wurde. Den daraus entstehenden Schwierigkeiten der Korrelation mit den rückwärtigen tektonischen Elementen am Südostfuss des Glärnisch sucht STAUB dadurch zu begegnen, dass er den Dogger von Baumgarten (der Axendecke zugehörig) in direkten stratigraphischen Zusammenhang mit dem Leuggelendogger bringt.

Diese Lösung scheint mir allerdings allzusehr derjenigen des gordischen Knotens zu gleichen. Der Dogger von Baumgarten müsste sich demnach in zwei Zungen spalten, wovon die eine über, die andere unter den Lias des Geisser zieht. Die untere Zunge müsste überdies nicht nur den Lias, sondern auch noch den Schiltkalk am Geisser untertauchen. Ein solches Verhalten des Baumgartendoggers, der übrigens merklich mächtiger ist als jener von Guppen-Leuggelen, ist gewiss unvorstellbar und kann auf jeden Fall nicht bewiesen werden. Ebenso unwahrscheinlich ist, dass die Trias von Mittulguppen mit den, über der Forrenstockplatte bis in die Glärnisch-Nordostwand auftretenden Triasspänen (C. SCHINDLER 1953) verbunden werden kann (STAUB 1954, p. 66). Ganz abgesehen von dem auch hier wieder in die Quere kommenden Schiltkalk am Geisser ist es klar, dass *die Überfah- rung der Mittulguppentrias durch die Serie des Forrenstocks eine vollständige* ist.

Das Kartenbild (OBERHOLZER 1942) mag ein gewisses «Aufwärtszielen» der Rauhacken im tiefen Einschnitt der Guppenruns vortäuschen; ein Augenschein an Ort und Stelle zeigt aber deutlich, dass dem in Wirklichkeit nicht so ist. Das Auftreten der Trias tief im Kessel des Guppenausbruches ist aus der Intersektion der allgemeinen Schichtlage mit dem steilen Gelände durchaus zu erwarten. Ausserdem sind ja *an der Trias von Mittulguppen (im weitesten Sinne) zwei tektonische Elemente beteiligt*, nämlich die *Gufelstockscholle* mit ihrer Verrucano-Trias-Stirne und die *Forrenstockplatte* (= Frohnalpstockscholle) mit ihrer basalen, südlichen Schichtfolge. Dazu könnten, weil der aufgeschobene Lias am Geisser stirnt, erst noch einige an der Basis des Axendoggers von Baumgarten mitgeschleppte Triasspäne kommen (entsprechend den Triasspänen C. SCHINDLERS). Diese Späne wären allerdings *nicht aus der Guppentrias*, sondern aus der Schubfläche an der Basis des Geisserlias (über dem Schiltkalk!) zu beziehen, und sie wären schliesslich mit dem *Triasband auf Brand oberhalb Luchsingen* in, durch die Verschuppungen des Lias komplizierten, Zusammenhang zu bringen.

Unsere Ausführungen über die tektonischen Zusammenhänge zwischen Schilt-, Glärnisch- und Freiberggruppe wollen als Arbeitshypothesen und Diskussionsbeitrag gewertet werden. Andere Deutungen sind zweifellos denkbar; vielleicht bringt auch die in Aussicht stehende Dissertation C. SCHINDLERS ganz neue Gesichtspunkte. Es schien uns trotzdem wünschenswert, unsere tektonischen Auffassungen, die namentlich auch auf der stratigraphisch-faziellen Untersuchung

der Trias basieren, hier festzuhalten, da sie das alte «geotektonische Problem der Glarner Alpen» von einer etwas anderen Seite beleuchten.

Schafklägerschuppen der Gufelstockscholle

Die Störungen in der Trias der Gufelstockscholle im Gebiet der Fässisalp und des Schafklägerwesthanges sind schon von OBERHOLZER (1933) erwähnt worden. Er konnte sich jedoch, wie er selbst schreibt, kein klares Bild von diesen Komplikationen machen. Es ist auch nicht möglich, den Zusammenhang der am Aufbau des Schafkläger teilnehmenden Elemente nur aus gewöhnlichen Falten abzuleiten. Die Verbindung der am Schafklägergrat auftretenden Schuppungen mit den Komplikationen an seinem Westhang ist auch jetzt noch ungewiss. Erst eine neue Kartierung in grösserem Maßstab dürfte da die Probleme lösen.

Verhältnismässig einfach sind die Komplikationen noch in der Unterlage des Mürtschenverrucano am Ortrand der Fässisalp und am Heustock. Die tiefstliegenden Störungen in der Trias dieses Gebietes sind, wie OBERHOLZER (1933) zeigte, entweder simple Aufbiegungen oder liegende, mehr oder weniger verquetschte Falten. Über diese hinweg legen sich aber Elemente, welche grundsätzlich als Schuppen bezeichnet werden müssen, weil sie nirgends mehr, und sei es auch nur durch ausspitzen Mulden, mit ihrem Liegenden in Verbindung stehen. So ist zum Beispiel der über den Doggerrest geschobene Dolomit am Nordfuss des Heustocks eine solche Schuppe. Sie hängt nur scheinbar mit dem Dolomitgewölbekopf über der Quartenschiefermulde am Ostfuss des Heustocks zusammen. Durch den oberen Teil dieses Gewölbekopfes zieht nämlich eine scharfe Schubfläche. Die Herkunft der über dieser liegenden Dolomitschuppe ist wahrscheinlich recht weit südlich, vielleicht in der Basis des Gufelstocks, zu suchen. Dem Doggerrest am Nordfuss des Heustocks hängt übrigens nichts Rätselhaftes an; er ist ein nicht abgeschürfter Rest der normalen Schichtfolge der Gufelstockscholle, genau wie der Dogger (in BRUNNSCHWEILER 1948 irrtümlich als Rhät bezeichnet) unter dem übergeschobenen Verrucano am Schwarzstöckli.

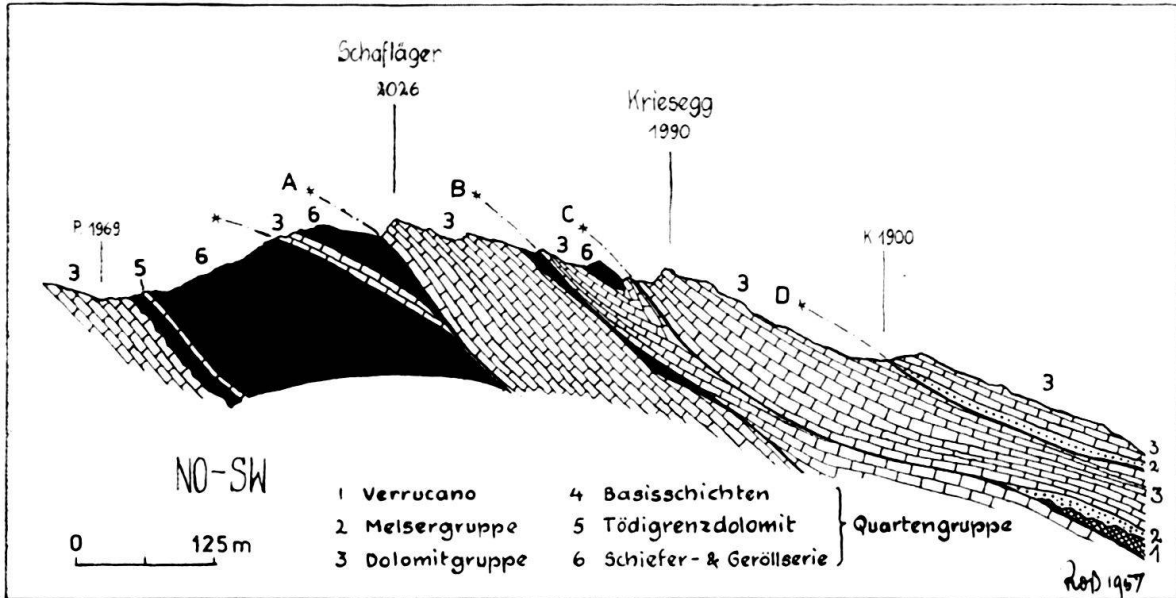
Erheblich komplizierter liegen die Verhältnisse im Nordwestteil der Fässisalp und am Grat des Schafkläger. Einmal entwickelt sich aus der tieferen Quartenschiefermulde, die beim oberen Seelein (2200) austreicht, gegen Südwesten eine scharfe Überschiebung, welche von irgendwelchen Mittelschenkelbildungen gänzlich frei ist. Der Dolomit ist einfach über eine normalliegende Quartenserie hinweggefahren (HELBLING 1938, Taf. 19).

Erheblich verstärkt finden sich nun solche Verschuppungen am Schafklägergrat zwischen P. 1969 und Sooler Achseli. Wie Figur 4 zeigt, lassen sich *fünf Schuppen* unterscheiden, die nach der Lokalität Schafklägerschuppen genannt seien.

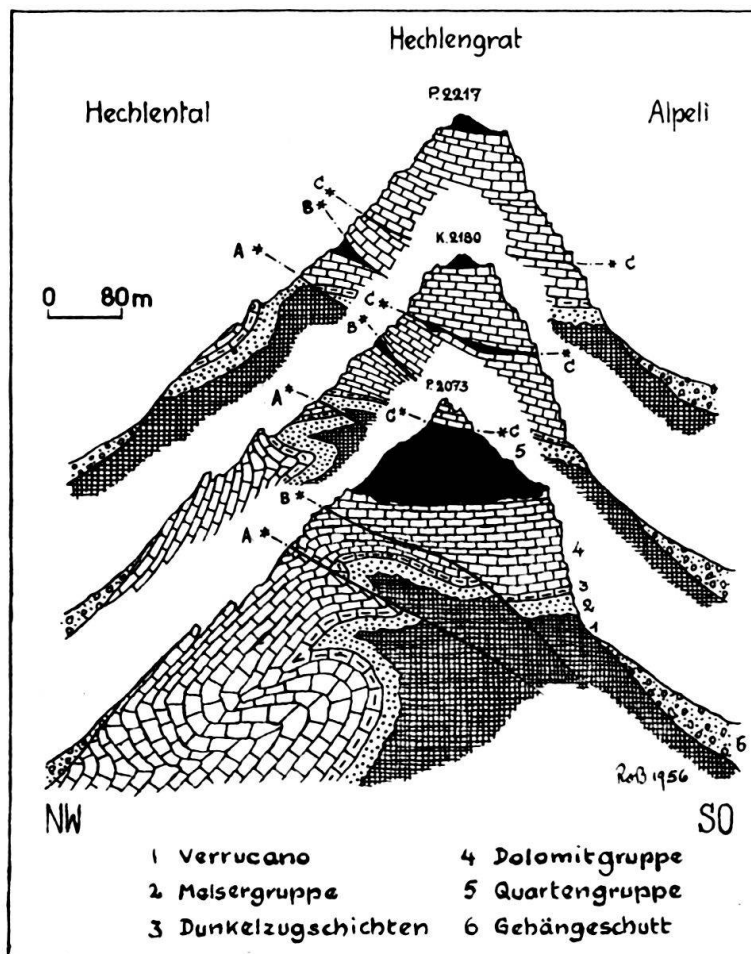
Die Schafklägerschuppen setzen sich nach Norden in der Gruppe der Hechlenstöcke fort.

Ein Kulissenprofil (Fig. 5) zeigt den Verlauf der Störungen von Süden (unten) nach Norden (oben). Die Korrelation der Schubflächen im Kamm der Hechlenstöcke mit jenen am Schafkläger ist durch die Buchstaben A, B und C angezeigt. Das so merkwürdige, «unpassende» Quartenschieferband, das etwa 60 m unter dem Gratkamm durchzieht (nur Westhang), erklärt sich nun aus der Intersektion von

Berghang und Streichrichtung des teilweise tektonisch ausgequetschten Quartenschieferbandes unter der Schubfläche B.



Figur 4. Schafklägerschuppen der Gufelstockscholle



Figur 5. Kulissenprofil der Schafklägerschuppen in den Hechlenstöcken

B. Mürtschendecke

Stellischuppe

OBERHOLZER (1933) hat die ausgeprägten Störungen im Triaskern der Falte des Frohnalpstockes als enge Faltensysteme dargestellt, deren Dolomitkerne wie Finger in die angehäuften Massen der Quartengruppe hineingreifen. Er hat auch an verschiedenen Stellen die zugehörigen engen Schichtumbiegungen nachgewiesen. Der Zusammenhang dieser höheren Falten mit der Verrucano-Trias-Serie des Stelli-Osthanges blieb allerdings ungelöst. Für diese Stelliserie ist keine Muldenumbiegung nachzuweisen, wenn auch OBERHOLZER (1933) gleichwohl eine solche annahm.

Seither wurde gezeigt (BRUNNSCHWEILER 1948, Profil 43), dass die Schichtfolge am Stelli nicht innerhalb der Trias abschliesst, sondern noch Aalénienschiefer umfasst. Da somit die *Rauhwacken des Stelligipfels auf Dogger übergeschoben* sind, muss auf eine tiefere Trennung geschlossen werden, um so mehr als eine Verbindung des Stellidoggers mit jenem am Südgrat des Frohnalpstockes in den Quartenschiefern des Stellinordhanges nirgends zu sehen ist.

Es ist darum wahrscheinlich, dass die Stelliserie einen *überfahrenen Stirnteil der Frohnalpstockscholle* darstellt, und dass sie als Stellischuppe auch nomenklatorisch abzutrennen ist. Fazies und Mächtigkeit ihrer Quartengruppe entsprechen durchaus einer Einordnung zwischen nördlicher Frohnalpstock- und südlicher Gufelstockscholle, und es entspricht dem auch die bereits früher dargelegte Beobachtung (OBERHOLZER 1933, BRUNNSCHWEILER 1948), dass sich in der karbonatischen Trias der Stelliserie ein Faziesübergang von Dolomiten zu Rauhwackenserien vollzieht. Darin zeigt sich wiederum, dass die Rauhwackenfazies auf Sedimentationsgebiete übergriff, welche ursprünglich der heutigen Frontalzone der Mürtschendecke nördlich vorgelagert waren.

Frohnalpstockscholle

In HELBLINGS (1938) nomenklatorischer Behandlung der Glarner Tektonik, herrscht eine gewisse Unklarheit über den Begriff «Mürtschendecke». Nach seinem Nachweis tiefgehender Trennungen innerhalb dieser Decke, wodurch grosse Teilschollen zu quasi-selbständigen tektonischen Einheiten erhoben wurden, bezieht sich nun der Begriff «Mürtschendecke» sowohl auf die Stirnmasse zwischen Glärnisch, Wiggis und Oberterzen allein als auch auf den gesamten Deckenkomplex, der der OBERHOLZERSCHEN «Glarnerdecke» übergeschoben ist.

Die ersterwähnte Stirnmasse ist jedoch offenbar nichts anderes als die basale Hauptscholle des übergeschobenen Deckenkomplexes. Konsequenterweise muss auch dieses frontale Einzelelement in die gleiche Kategorie gestellt werden, wie die anderen Schollen dieser Schubmasse, und darum auch einen besonderen Namen erhalten.

In dieser Weise wird «Mürtschendecke» in nomenklatorisch eindeutiger Art zum übergeordneten Sammelbegriff für die Gesamtheit aller Schollen und Schuppen, welche über der «Glarnerdecke» liegen und mehr oder weniger deutlich mit dem «Mürtschenverrucano» zusammenhängen.

Die grosse, nordwestliche *Stirnscholle dieser Mürtschendecke* wurde deshalb nach dem in ihrem Zentrum liegenden Gipfel Frohnalpstockscholle getauft (BRUNNSCHWEILER 1948). Sie entspricht dem, was STAUB (1954, p. 33) «Mürtschenscholle» nennt aus dem gleichen Bestreben heraus, zwischen der Mürtschendecke s. l. und ihrer Frontalscholle, innerhalb derer sich ja auch der Mürtschenstock befindet, zu unterscheiden.

Die Umriss der Frohnalpstockscholle sind von HELBLING (1938) wie auch von STAUB (1954) eingehend beschrieben worden. Die gegensätzlichen Auffassungen über die Position dieser Grossscholle innerhalb des Aufbaus der Glärnischgruppe, wurden bereits im Kapitel über die Gufelstockscholle diskutiert.

Ergänzend sei noch mitgeteilt, dass zwischen Siwellen und Schwarzstöckli, auf Höhe 2270 am Nordende des Weisskammes, eine kleine Mütze von ziemlich grobklastischem Mürtschenverrucano auf der Quartengruppe der Gufelstocktrias liegt (BRUNNSCHWEILER 1948, Profil 34).

Die kräftigen Faltungen in der Trias bei Alp Meeren, östlich des Mürtschenstockes, sind übrigens mit den Komplikationen im Kern der Frohnalpstockscholle unter dem Fährstock zu parallelisieren. Es sind keine Anzeichen vorhanden, dass zum Beispiel die Stellischuppe so weit nach Osten reicht, um an den Meerenfalten beteiligt zu sein.

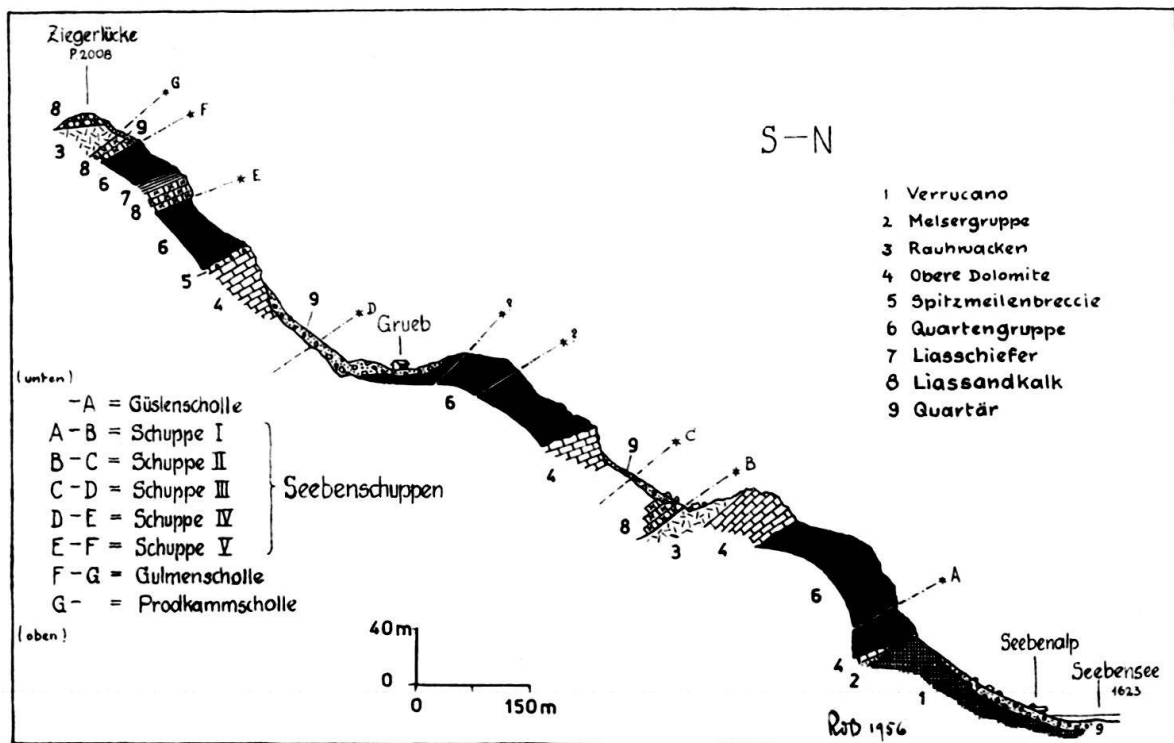
Sebenschuppen im Rücken der Güslenscholle

HELBLING (1938) hat zwischen Güslen- und Prodkammscholle eine «*Triaszone der Seebenalp*» ausgeschieden. Diese komplexe Zone habe ich eingehend untersucht, und es wurde auch ihre Entwicklung über den Stelligrat (zwischen Seeben und berer Molseralp) hinaus nach Osten in das Gebiet der Alp Gamperdon und des Rotenberg verfolgt. TRÜMPY (1949) hat, unter Hinweis auf eine Beschreibung meinerseits, dieses Gebiet nicht näher untersucht.

Die «*Triaszone der Seebenalp*» ist ein Musterbeispiel glarnerischer Schuppen-tektonik, und es ist darum angezeigt, hier nicht einfach von einer «*Triaszone*», sondern unmittelbar von Sebenschuppen zu sprechen. Es handelt sich bei ihnen fast ausschliesslich um *aufgeschürftes Materialbaus dem Rücken der Güslenscholle*. Erst die höchste, verkehrte Trias-Lias-Serie gehört einer überkippten und überfahrenen Basisscherbe der Gulmen-Sexmoor-Masse an, welche eine westliche Ablösung von der Prodkammscholle darstellt.

Das tektonische Profil Figur 6 zeigt die Lage der Schuppen zwischen Seeben-see (1623) und Ziegerlücke (2008). Die unterste Triasserie, welche unmittelbar dem Verrucano aufliegt, ist die normale Hangendserie der Güslenscholle. Sie ist primär-stratigraphisch reduziert und keilt gegen den Uschafetta hin ganz aus (BRUNNSCHWEILER 1948). Auf diese Güslentrias legt sich eine über 70 m mächtige Verkehrtserie, welche Quartengruppe, Obere Dolomite und einige Meter Rauhacken umfasst. Diese Serie kann, wie eigentlich schon aus OBERHOLZERS Profil (1933, p. 158) hervorgeht, nicht durch eine einfache Falte mit anderen Elementen verbunden werden. Allein schon das Auftreten der Rauhacken (auf der geologischen Karte 1942 fehlend) in dieser untersten, *verkehrten Schuppe I* deutet darauf hin, dass ihre Herkunft in südlicheren Rückenteilen der Güslenscholle zu suchen ist. In der Stirnzone der letzteren ist die Trias ja rauhackenfrei.

Über der Schuppe I liegt ein kleiner *Keil von Liassandkalk*, in Figur 6 als *Schuppe II* bezeichnet. Über dessen Natur bin ich mir nicht ganz klar geworden. Es ist nicht sicher zu entscheiden, ob es sich um Anstehendes oder um Bergsturzmaterial handelt, dessen Basis zufällig in gleichem Streichen und Fallen den Rauhwacken der Schuppe I angelagert wurde. Dieser Sandkalkkeil könnte allerdings sehr wohl einer gegen Westen auskeilenden, basalen Extraschuppe der Liasmasse des Stellikopfes entsprechen; er sei darum, wenn auch unter Vorbehalt, als Schuppe II im Profil belassen. Dies um so mehr, als TRÜMPY (1949, p. 18) zeigte, dass im Lias der Basis des Stellikopfes intensive Verschuppungen vorhanden sind.



Figur 6. Profil durch die Seebenschuppen im westlichen Teil der Seebenalp

Grundsätzlich ändert die Existenz dieser etwas fraglichen Schuppe II am Seebenprofil nicht viel. Höchstens wäre aus ihr abzuleiten, dass Teile des Lias hier doch stärker in die Triastektonik einbezogen sind, als man allgemein annimmt.

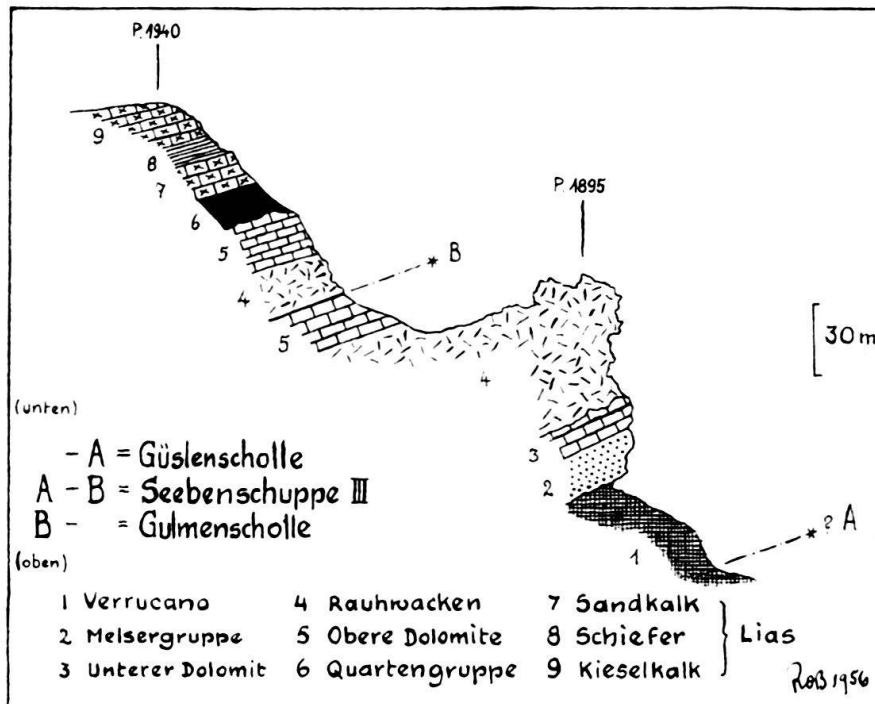
Über dem Liaskeil (II) folgt nun wieder eine *normalliegende Triasserie*, *Schuppe III*, welche mit Oberen Dolomiten (auf der geologischen Karte 1942 fehlend) beginnt und dann mit ihrer Quartengruppe, die in ihren tiefsten Teilen vorwiegend aus Sandstein und Quarzitäbänken des Geröllhorizontes besteht, die steile Geländestufe unterhalb der Hütten von Grueb aufbaut. Die aussergewöhnliche Mächtigkeit der darüberliegenden Quartenschieferserien muss auf nicht weiter sichtbare, zusätzliche Verschuppungen zurückgeführt werden.

Oberhalb Grueb liegt nun *noch einmal eine normalliegende Triasabfolge*. Sie beginnt wiederum mit Oberen Dolomiten, welche die mächtigen Quartenschiefer der Schuppe III überfahren haben. Dass diese *Schuppe IV* normal liegt, ergibt sich einerseits aus der Position der Spitzmeilenbreccie an der Obergrenze der Dolomite,

andererseits aus der Tatsache, dass der Geröllhorizont auch hier schon in den tiefsten Lagen der Quartengruppe beginnt. Übrigens zeigt das Auftreten von typischer Spitzmeilenbreccie und das frühe Erscheinen des Geröllhorizontes, dass die beiden Schuppen III und IV zweifellos Schürflinge aus einem bereits sehr südlichen Rückenteil der Güslenscholle sind. Es scheint auch unmöglich, sie im Stile OBERHOLZERS durch einfache Faltung unter sich und mit den anderen Elementen in Zusammenhang zu bringen.

Im Hangenden der Schuppe IV findet sich *noch einmal eine Verkehrtserie*. Dieses Element, *Schuppe V*, beginnt mit einigen Metern Sandkalk; dann folgen 2 m schwarze Tonschiefer, welche in eine reduzierte Quartenschichtfolge übergehen. Die in der letzteren etwa 8 m höher beginnenden Sandsteinbänke zeigen offenbar die Nähe der Grenze gegen die Oberen Dolomite an, welche indessen nirgends aufgeschlossen sind.

Unmittelbar unter der Ziegerlücke (2008) treten dann plötzlich Rauhwacken auf, die ihrerseits vom Lias des Zieger überlagert werden. Über die Verkehrt-schuppe V scheint von Westen her allerdings noch eine Ausspitzung des Leistlias hineinzuragen, so dass anzunehmen ist, dass die erwähnten Rauhwacken nicht zur Schuppe V, sondern zur hangenden Prodkammscholle gehören. Die schlechten Aufschlussverhältnisse erlauben keinen sicheren Entscheid über den Verlauf dieser verschiedenen Elemente. Sicher ist nur, dass zwischen dem Lias der Prodkammscholle (HELBLING 1938) und dem Lias der Sexmoorgruppe (einschliessend Leist) an der Ziegerlücke eine Trennung vorhanden ist. Die Auffassung TRÜMPYS (1949, p. 18), dass der Lias des Leist und des Sexmoor auf den Seebenschuppen direkt liegt, deckt sich somit mit der meinigen.

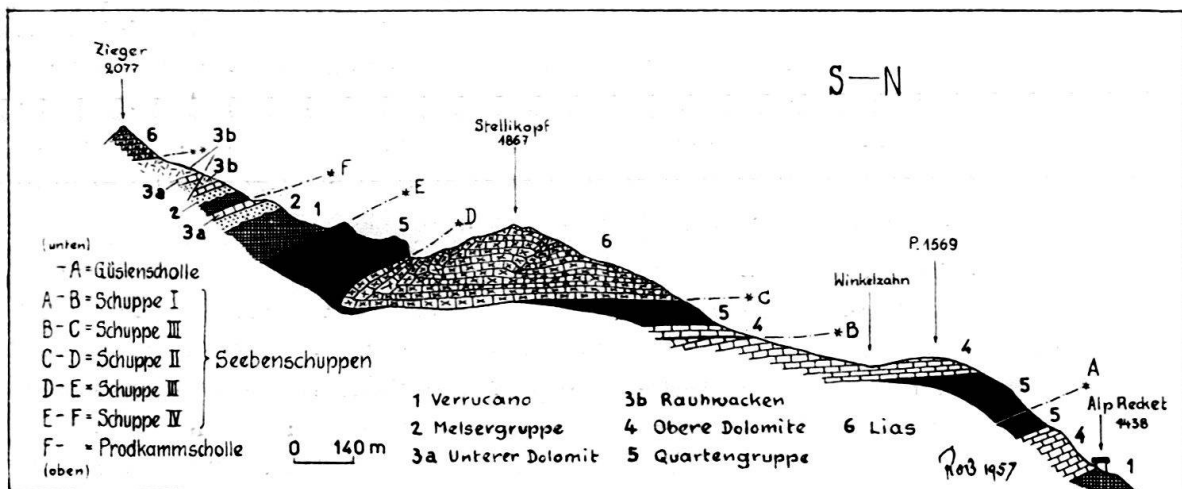


Figur 7. Rudimente der Seebenschuppen am Grat des Uschafetta (P. 1940)

Verfolgt man nun die Entwicklung nach Westen, wo am Grat Sexmoor-Güslen die nächsten guten Aufschlüsse auftreten (Fig. 7), so stellt sich heraus, dass von den Seebenschuppen nur noch Rudimente vorhanden sind, deren Parallelisierung mit Profil Figur 6 sich wegen Mangels an guten Aufschlüssen schwierig gestaltet. Die normalstratigraphische Trias der Güslenscholle ist hier vollständig ausgekilt; sicher fehlt auch die Verkehrtschuppe I und der zweifelhafte Keil II. Am wahrscheinlichsten dürfte sein, dass an der Doppelung der Dolomitgruppe am Uschafetta die Seebenschuppe III mitbeteiligt ist (einschliesslich ihrer Verrucanobasis). Es besteht allerdings auch die Möglichkeit, dass die Komplikationen des Uschafetta-profils sich bereits innerhalb der Gulmenscholle abspielen, das heisst dass sämtliche Seebenschuppen hier schon ausgekilt sind (in Schubfläche A).

Interessanter gestaltet sich die Entwicklung des Seeben-Ziegerlücke-Profiles (Fig. 6) gegen Osten. Zunächst wird die ganze Seebenzone von einem Nord-Südstreichenden, senkrechten Bruch durchschnitten. Dieser folgt fast genau dem Run-seneinschnitt südöstlich der Alphütten von Seeben (1635) und mündet wahrscheinlich in die Trennungszone zwischen Prodkamm- und Gulmen-Leist-Lias an der Ziegerlücke. An diesem Bruch ist die westliche Hälfte der Seebenzone um mindestens 50 m abgesunken und etwas nach Norden verschoben worden, so dass die Fortsetzung der verkehrten Schuppe I östlich des Bruches etwas hangaufwärts zu suchen ist. In der Tat findet sich dort diese verkehrte Serie wieder. Sie hat allerdings ihren Rauhdeckenanteil verloren. Auf ihrem (verkehrten) Oberen Dolomit liegt, ohne Zwischenschaltung des Liaskeiles II, hier direkt die normale Serie der Schuppe III. Sie beginnt mit den jüngsten Schichten der Oberen Dolomite, und die ihr zugehörigen Serien der Quartengruppe bauen die höheren Partien des Steilhanges nordöstlich von Grueb auf. Der Verlauf der höheren Schuppen über den Bruch hinweg ist durch die Mulden östlich von Grueb infolge allgemeiner Quartärbedeckung nicht zu sehen. Der Verlauf des Bruches und die vermutete Position der Seebenschuppen ist aus Figur 9 ersichtlich.

Das nächste vollständige Profil gegen Osten kann am Stelligrat und seinem Nordhang zwischen Zieger und Alp Recket studiert werden.



Figur 8. Die Seebenschuppen am Stelligrat zwischen Zieger und Alp Recket

Figur 8 zeigt das Stelligratprofil, allerdings ohne die Komplikationen im basalen Teil des Lias am Stellikopf (TRÜMPY 1949). Es fällt gleich auf, dass sich hier allerlei geändert hat. Während die Korrelation mit dem Profil Figur 6 für den unteren Teil der Stelligratabfolge leicht durchzuführen ist, bereitet deren oberer Teil einiges Kopfzerbrechen. Dies liegt vor allem daran, dass der Verlauf der höheren Schuppen von Westen her nicht zu verfolgen war.

In Figur 8 fällt vor allem die doppelte, normalliegende Verrucano-Trias-Serie unter dem Zieger auf. Die obere dieser zwei Serien, welche durch eine kleine Verwerfung gestört ist, ist nichts anderes als die Prodkammscholle HELBLINGS (1938). Diese liegt nun aber nicht, wie OBERHOLZER (1933) glaubte und auch auf der Karte (1942) darstellte, direkt auf einer verkehrten Quartenserie, sondern zwischenhin schiebt sich eine etwa 25 m mächtige Schichtfolge, bestehend aus Verrucano, Melsergruppe und Unteren Dolomiten. Erst diese Serie liegt den zweifellos verkehrtliegenden Quartenschiefern auf, welche ihrerseits auf dem umgestülpten Lias des Stellikopfes liegen. OBERHOLZERS Auffassung ist darauf zurückzuführen, dass er den zweitobersten Verrucano als Quartenschiefer betrachtete.

Bei einem Vergleich der Profile Figur 8 und Figur 6 stellt man also zunächst fest, dass die Anzahl der Schuppen die gleiche geblieben ist, wenn man berücksichtigt, dass Schuppe V, die ja eine Ausspitzung von etwas Lias und Quartenschiefern des Leist darstellt von vornherein so weit östlich nicht mehr vorhanden sein kann. So rückt in Figur 8 die zweitoberste Verrucano-Trias-Serie in die Stellung der Sebenschuppe IV, und die darunter folgenden, verkehrten Quartenserien entsprechen mindestens teilweise der Schuppe III; nur ist diese hier am Ostende der Sebenalp durch die aufstossende Verrucanobasis der Schuppe IV kräftig überkippt worden.

Die Fortsetzung dieser interessanten Komplikationen ist am Osthang des Stelligrates und nordostwärts durch die Alp Gamperdon hinaus wegen Quartärbedeckung nicht zu beobachten, doch sieht man die muldenförmige Umbiegung des Prodkammverrucano unter die Sebenschuppe IV und die, in dieser Umbiegung im Sinne einer Pli-Faille auskeilende, verkehrtliegende Trias der Prodkammscholle. Es ist allerdings wahrscheinlich, dass sowohl Schuppe IV als auch die aus Quartenschiefern bestehende Schuppe III schon unmittelbar nordöstlich des Stelligrates auskeilen. Im ganzen Gebiet westlich der Alp Gamperdon, zum Beispiel am Osthang des Tälehens von Winkelzahn, sind keine sicheren Anhaltspunkte zu finden, die auf eine Fortsetzung dieser oberen Stellischuppen hinweisen. Einzig in den sehr mächtig entwickelten Quartenserien zwischen oberer Molseralp und Winkelzahn könnten vielleicht östliche Auskeilungen der Schuppe III enthalten sein.

Die östliche Fortsetzung der zwei unteren Sebenschuppen ist weniger schwer zu finden. Der Schuppe II in Profil Figur 6 entspricht die Liasmulde des Stellikopfes (1867) in Figur 8. Schuppe I setzt zunächst an einem zweiten, Nord-Südstreichenden Bruch ab, welcher gegen Westen steil einfällt. Er ist in den Quartenschiefern am Nordhang des Stelligrates sehr gut aufgeschlossen (auf Höhe 1860, wo der Weg von Gamperdon-Sebenalp in steilem Zickzack in den Hang gelegt wurde), und man findet hier in der Bruchspalte schöne Zermalmungsbreccien aus Quartenschiefermaterial. Das Gebirge östlich dieses Bruches ist um etwa 30 m abgesunken.

Im Lias des Stellikopfes ist die Verwerfung nicht sichtbar, weil sie scharf an dessen Westrand vorbeistreicht.

Die verkehrte Schuppe I findet sich im Tälchen von Winkelzahn und am Steilhang oberhalb Alp Recket wieder. Ihr Dolomit bildet die flache Kuppe P. 1569, und gegen Rotenberg stellen sich in ihrem Hangenden auch wieder die Rauhacken ein. Eine einzige der Seebenschuppen erhält sich also über weitere Strecken, doch keilt auch sie am Tannenboden sicher aus. Danach liegt wohl weiter östlich die Prodkammscholle mit ihrer etwas verschuppten Verrucano-Melsersandstein-Basis direkt auf der Trias der Gülsenscholle, besonders wenn der von HELBLING gefundene Triasaufschluss am Russlabach oberhalb der Schilstalstrasse so interpretiert werden darf (HELBLING 1938). TRÜMPY (1949) konnte sich mit dieser Idee nicht recht befreunden (p. 19). Er wusste allerdings nicht, dass *im Gebiet des Tobelbaches nicht nur eine verkehrte (Seebenschuppe I), sondern auch eine normalliegende Triasserie vorhanden* ist. Die letztere ist die normale Auflage des Gülsenverrucano und ist, wie eben auch jene am Russlabach, reduziert und rauhackenfrei, was meiner Ansicht nach ein sehr starkes Indiz für die Parallelisation der beiden Triasserien ist.

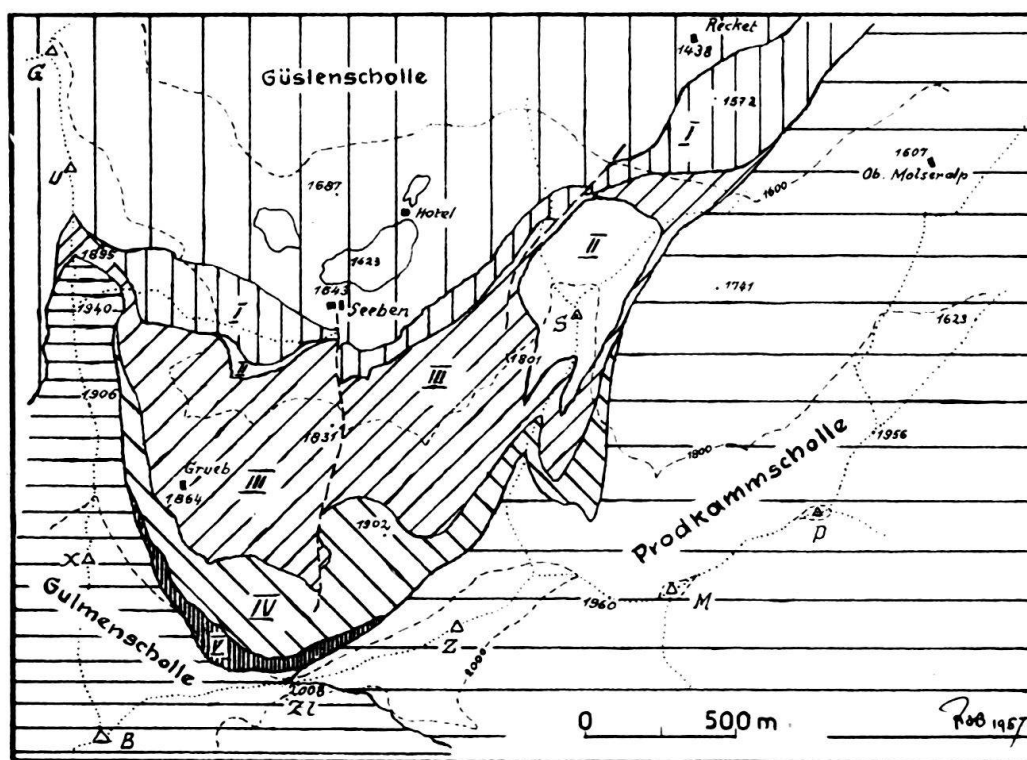
Prodkammscholle

Diese von HELBLING (1938) ausgeschiedene tektonische Einheit, deren Basis wahrscheinlich am Russlabach, sicher am Oberberg, und über Gamperdon, Winkelzahn, bis in den Nordhang des Zieger zu beobachten ist, soll sich nach HELBLING direkt in die Sexmoor-Gulmen-Gruppe fortsetzen. Es wurde aber oben gezeigt, dass der Lias des Gulmen keineswegs direkt in den Lias des Zieger hinüberzieht. Dies wurde auch von TRÜMPY (1949, p. 18) festgestellt. Noch klarer als im Lias zeigt sich diese Trennung in der Trias. Abgesehen von einem lokalen Verschuppungskontakt (Seebenschuppe V) mit dem basalen Leist-Gulmen-Lias ist keine Verbindung vorhanden. Die Rauhacken der Prodkammscholle setzen sich nirgends am Nordhang des Zieger-Leist-Sexmoor-Grates in die Basis des Leist oder des Sexmoor fort. Es würden sich bestimmt ihre Spuren in den dort ziemlich gut aufgeschlossenen Schichtfolgen der Quartengruppe finden lassen, wenn diese Verbindung wirklich bestände.

Eindeutig feststellbar ist aber, dass *die Prodkammrauhacken an der Ziegerlücke über die Seebenschuppe V hinweg auf den Leistlias hinaufsteigen* und dann mit der Basis des Ziegerlias wieder scharf nach Osten zurückbiegen. Am Südwesthang des Zieger liegen die Prodkammrauhacken denjenigen der Gulmentrias und deren Melsersandstein auf, welcher fast rechtwinklig (siehe geologische Karte 1942) gegen das von der Ziegerlücke herunterziehende Rauhackenband streicht. Auch hier ist also die Trennung deutlich zu sehen. Ihr weiterer Verlauf von hier weg gegen die Alp Banüöl ist aber nicht aufgeschlossen. Erst in der Triassteilstufe unterhalb der Alphütten von Banüöl wird wieder eine Störung sichtbar. Vor allem fällt sie morphologisch als scharfe Einbuchtung, ja als Unterbruch in der Steilstufe auf, und genau in dieser Störung setzt plötzlich, ohne vorheriges Auskeilen, der Melsersandstein aus. Während er westlich der Störung eine normale Mächtigkeit von etwa 8 m aufweist, ist östlich von ihr zwischen Rauhacken und Verru-

cano von der Melsergruppe keine Spur zu finden. Erst östlich der Schutthalden von Ruhegg ist sie plötzlich wieder da. Leider sind die Aufschlussverhältnisse in diesem Gebiet nicht besonders günstig.

Es ist also nachweisbar, dass sich die Prodkammscholle nicht über die Ziegerlücke hinaus fortsetzt; sicherlich nicht in der Trias. Ihre Westgrenze bildet eine scharfe Spitze, die durch die Punkte oberer Stelligrat–Ziegerlücke–Banüöl markiert wird. Diese Trennung wurde durch die Einführung des Begriffes der Gulmenscholle gekennzeichnet (BRUNNSCHWEILER 1948). TRÜMPY (1949) weist darauf hin, dass der weiter westlich gelegene Lias des Gulmen (= Mütschüöler Gulmen) als die Fortsetzung des Ziegerlias, das heisst des Prodkammlias, zu betrachten sei. Der Lias des Leist und Sexmoor würde demnach ein gesondertes tektonisches Element darstellen, das weder mit dem Prodkamm noch mit dem Mütschüöler Gulmen direkt zusammenhängt. Auf diese Beobachtung wird noch zurückzukommen sein.



B: Breitmantel G: Güslen M: Maschgakamm P: Prodkamm S: Stellikopf
 U: Uschafetta X: Sexmoor Z: Zieger Zl: Ziegerlücke

Figur 9. Tektonisches Kärtchen der 5 Sebenschuppen 1:25000

Man wird sich an dieser Stelle noch fragen, ob denn von den *Sebenschuppen* südlich des Zieger–Leist–Grates nichts mehr vorhanden sei. Die Tatsache, dass an der Schuppe IV noch Verrucano mitbeteiligt ist, legt jedenfalls die Vermutung nahe, es könnten die Spuren einer so tiefgehenden Schuppung auch noch weiter südlich sichtbar sein. Dies ist in der Tat der Fall.

Im nordwestlichen Teil der weiten Mulde der westlichen Alp Banüöl – zwischen dem Gulmentriaszug südlich der Ziegerlücke und dem «A» von «Alp Banüöl» auf

der Karte – findet sich etwa 20 m unter dem Melsersandstein der Gulmenscholle und eingeklemmt in leicht Südost-fallenden Verrucanoschiefern eine bis 3 m mächtige und rund 20 m lange Linse von Triasdolomit. Diese Linse setzt sich in einer ebenfalls leicht Südost-fallenden Dolomitplatte im Zentrum der weiten Alpmulde fort. Diese beiden Dolomitvorkommen fehlen übrigens auf der geologischen Karte.

Der Verrucano südlich des Zieger wird durch diese Trias in zwei Teile getrennt. Der obere gehört zur Gulmenscholle; der untere, mitsamt dem Dolomit, am ehesten zur Seebenschuppe IV. In dieser Gegend dürfte man allerdings bei der Südgrenze der Seebenschuppen angelangt sein, denn im Verrucano oberhalb Naserina (südlich unterhalb Banüöl) sind keinerlei Anzeichen von Verschuppungen zu beobachten.

Das tektonische Kärtchen Figur 9 gibt einen Überblick über die Lage der Seebenschuppen und die Trennung zwischen Prodkamm- und Gulmenscholle. Das Triasklemmpaket im Verrucano südlich der Ziegerlücke wurde nicht in das Kartenbild einbezogen, weil sein Platz innerhalb der Seebenschuppen nicht sicher feststellbar ist.

Gulmenscholle

Nach der Beschreibung der Seebenschuppen und der Prodkammscholle sind die Abgrenzungen einer Gulmenscholle im wesentlichen gegeben. Ihre eigentliche Basis, das heisst eine Schubfläche innerhalb des Verrucano im oberen Teil des Murgtal-Osthanges, bleibt allerdings unbekannt. So muss der Verlauf ihrer Trias zum Richtmass genommen werden. Die Abgrenzung der Gulmenscholle (Mütschüler Gulmen, P. 2320) ergibt sich dann wie folgt: Erdis–Reinisalts–Molveer–Uschafetta–Ziegerlücke–Banüöl–Fursch–*Untere Firstschuppe*–Fursch–Abendweid–Erdis. Mit Ausnahme der Ausspitzung gegen Alp Banüöl, die durch den Verlauf des Südwestrandes der Prodkammscholle bedingt ist, und dem Einbezug der unteren Firstschuppe (BRUNNSCHWEILER 1948, Profil 72), deren Existenz nicht bekannt war, deckt sich diese Abgrenzung mit derjenigen von HELBLINGS (1938) westlicher Prodkammscholle.

Was die isolierte *Trias auf dem Munzkopf* anbelangt, bin ich wie HELBLING der Ansicht, dass sie zur Güslenscholle gehört. Wegen ihrer kümmerlichen Entwicklung ist allerdings mit faziellen Vergleichen nicht viel zu erreichen, obschon gerade das Auftreten der Trias in reduzierter Form an sich eine auffallende Ähnlichkeit mit den Verhältnissen in der Stirnzone der Güslenscholle darstellt. Leider lässt sich am Munzkopf nicht entscheiden, ob die Reduktion primärstratigraphische (wie in der Güslenstirn) oder tektonische Ursachen hat.

Die Überschiebung der Guscha- auf die Gulmenscholle ist nur in der Trias am Nordwesthang des First deutlich sichtbar. Durch das Gebiet der Furscher Abendweid bis hinüber nach Erdis ist sie unter Rutschungen und Moränen verborgen. Das Bild der Gulmenscholle ist ferner durch den bekannten, Nord-Süd-streichenden, senkrechten Bruch zwischen Reinisalts und Breitmantel gekennzeichnet. Dazu kommen einige noch unabgeklärte und scheinbar isolierte Schuppungen zwischen Gulmen und Reinisalts, welche in Profil 73 (BRUNNSCHWEILER 1948)

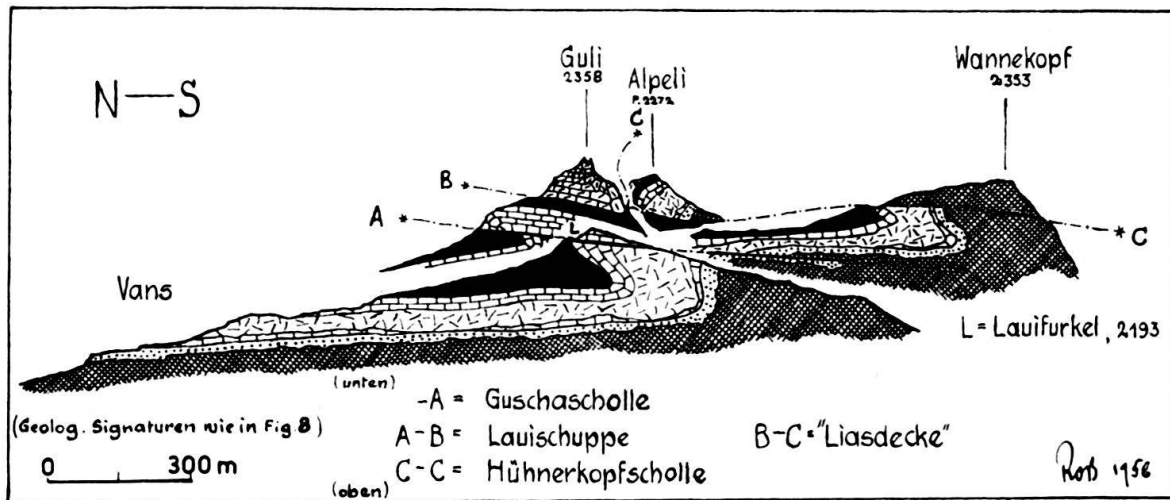
zum Ausdruck kamen. Das Gesamtbild der Gulmenscholle erfährt weder dadurch, noch durch die weiteren Beobachtungen TRÜMPYS (1949) wesentliche Änderungen.

TRÜMPYS (1949) Beobachtungen zeigen indessen, dass der Lias die tiefen Verschuppungen seiner Verrucano-Trias-Basis wenig oder gar nicht mitmacht, wenigstens nicht in dieser Gegend. Auf ähnlichen Beobachtungen HELBLINGS (1938) beruhte dessen Konzept einer *unabhängigen Liasdecke*. Obwohl HELBLINGS Idee keine allgemeine Annahme gefunden hat, darf doch darauf hingewiesen werden, dass sowohl die von ihm, wie auch alle hier beschriebenen tektonischen Elemente im wesentlichen auf Beobachtungen im Verrucano-Trias-«Kern» des Glarner Deckensystems beruhen, und dass aus dem Verhalten der eigenbeweglich darüber hinwegsetzenden, jüngeren mesozoischen Schichtpakete wenig oder gar keine stichhaltigen Argumente gegen die Existenz tiefer Kernzerschlitzungen zu holen sind.

Lauischuppe der Guschascholle

Was die Guschascholle anbetrifft, ist die Darstellung in HELBLING (1938) nur insofern zu ergänzen, als die Schuppe innerhalb der Guschatrias doch bedeutender ist, als man anfänglich glauben mochte.

In den beiden Profilen durch die *Tamonserschuppe* hat OBERHOLZER (1933, p. 152/153) in der Verrucano-Trias-Lias-Serie unter der Überschiebung eine kleine, nordwärts geneigte Falte eingezeichnet, die vom Nordhang des Guli in den Kohlschlag hinüberzieht. HELBLING (1938) hat diese, durch eine weithin auffallende Umbiegung der Oberen Dolomite am Guli gekennzeichnete Störung, ohne weiteres als Schuppe interpretiert. Es handelt sich hier in Wirklichkeit um eine *Pli-Faille*, deren hangender Teil um etwa 200 m nordwärts über den steil aufgerichteten und geköpften Mittelschenkel hinausgeschoben wurde.



Figur 10. Lauischuppe und Hühnerkopfscholle (Kulissenprofil)

Der hangende, übergeschobene Teil der Pli-Faille sei als Lauischuppe bezeichnet, weil die unmittelbare Umgebung der Lauifurkel den besten Einblick in den Bau dieses Elementes gibt (Fig. 10). Die Furkel ist genau in den steilstehenden Dolomit des geköpften Mittelschenkels eingesenkt, und der übergeschobene Hang-

endschenkel ist an den beidseitig steil ansteigenden Hängen sehr schön sichtbar. Die Bruchfläche der Pli-Faille steigt von Osten nach Westen, das heisst in ihrem Streichen vom Guli zum Ochsenkopf, aus den Oberen Dolomiten langsam in die Quartengruppe hinauf. Während sie am Westhang des Guli dem Hangendschenkel (= Lauischuppe) noch eine dicke Linse von Dolomiten einverleibt, streicht sie am Osthang der Hühneri und gegen den Ochsenkopf nur noch durch die Quartenschiefer, deren abnorme Mächtigkeit bis hinüber zum Nordhang des Ochsenkopfes deshalb tektonisch bedingt ist. Der Verlauf der Störungslinie ist trotz der vielen Schutthalden dieser Gegend an einigen Stellen sichtbar.

Die Stirnabiegung in den Dolomiten der Lauischuppe streicht nach Osten durch die Hänge des Guli leicht ansteigend in die Basis der Hühnerkopfgruppe hinein (Fig. 10). Ob die Lauischuppe ostwärts noch weiter anhält, oder in eine einfache und schliesslich ausklingende Falte ausläuft, ist mangels genügender Aufschlüsse nicht zu entscheiden.

Hühnerkopfscholle

Lage und Umrisse der Hühnerkopfscholle sind bereits von OBERHOLZER (1933) und HELBLING (1938) beschrieben worden. Von historischem Interesse ist, dass diese Überschiebung auch ARNOLD ESCHER v. D. LINTH schon bekannt war. In seinen Tagebüchern von 1834–1872 finden sich Skizzen, in denen er versucht, die verschuppten Serien durch Faltenkonstruktionen ineinander überzuführen.

Die Hühnerkopfscholle erklärt sich ebenfalls, wie die Lauischuppe, unschwer aus einer allerdings *erheblich mächtigeren Pli-Faille*, deren aufsteigender, von übergeschobenem Verrucano abgeschnittener Mittelschenkel, wie schon von OBERHOLZER gezeigt wurde, am Wannekopf prachtvoll sichtbar ist. Da die Stirn ihres Hangendschenkels bis an den Guschalias vorgestossen wurde, handelt es sich hier immerhin um eine Überschiebungsdistanz von etwa 1 km. Dem Unterschied in der Grösse der Dislokation entspricht die Beobachtung, dass die Abschiebungsfläche der Hühnerkopfscholle offenbar tief in den Verrucano hinabsteigt, während sie im Falle der Lauischuppe wahrscheinlich nur die peripheren Teile des Verrucano zerschlitzt (Fig. 10). OBERHOLZER (1933, p. 153, Tafel 23) wies übrigens darauf hin, dass südlich der Hütten von Kläui sogar eine Einwicklung der Basis der Hühnerkopfstirn zu beobachten ist.

Garmilschuppe

Als Garmilschuppe wurde die untere der beiden Schuppen in der Umgebung des Gamidauerspitz bezeichnet (BRUNNSCHWEILER 1948). Deren Existenz war schon OBERHOLZER (1933) bekannt, und seinen Angaben ist nichts Neues beizufügen.

Die Ausscheidung und Neubenennung dieses tektonischen Elementes hatte ihren Grund darin, dass man es nicht einfach über den weiten Taleinschnitt des Weisstannentalles hinweg mit der Hühnerkopfscholle verbinden darf. Es besteht da unbedingt die Möglichkeit, dass ein oder mehrere Zwischenelemente vorhanden waren, welche der Erosion zum Opfer gefallen sind.

Gamidauerschuppe

Mit diesem Namen wird die obere Schuppe am Gamidauerspitz – die eigentliche Gipfelschuppe – bezeichnet (HELBLING 1938). Die bei der Garmilschuppe geäußerten Bedenken gegen eine direkte Parallelisierung dieses Elementes mit der Hühnerkopfscholle bestehen natürlich auch hier.

Immerhin darf darauf hingewiesen werden, dass der Faziesunterschied zwischen der Hühnerkopf- und der Gamidauertrias erheblich geringer ist als zum Beispiel zwischen Spitzmeilen und Ochsenkopf, welche beide innerhalb der Guschascholle liegen. Ob daraus aber ohne weiteres auf eine ursprünglich sehr benachbarte Lage und somit auch auf einen direkten tektonischen Zusammenhang (HELBLING 1938) geschlossen werden darf, ist eine andere Frage. Die vielen Zerschaltungen und Ablösungen in der Verrucano-Trias-Masse des St.-Galler Oberlandes scheinen doch dagegen zu sprechen.

Es sei hier noch erwähnt, dass die verschiedenen Triaszüge innerhalb und über dem sogenannten Mürtschenverrucano des Vorderrheintales – zum Beispiel die *verkehrte Serie mit Lias von Schlans* (BRUNNSCHWEILER 1948, Profil 90) – auf Grund ihrer Fazies keiner bestimmten Schuppe oder Scholle der Mürtschendecke zugeteilt werden können. Es darf aber angenommen werden, dass sie tektonisch sicher nicht tiefer als die Guschascholle liegen. TRÜMPY (1949, p. 32) zieht sie zum Verkehrtchenkel der Axendecke.

«Liasdecke» und Axendecke

Mit TRÜMPY (1949) bezweifle ich, dass die Hühnerkopfscholle den Kern einer Liasdecke darstellt (HELBLING 1938). Im Verhältnis zur grossen Ausdehnung sicher vorhandener Eigenbewegungen des Lias ist denn diese Pli-Faille doch zu unbedeutend. Ein direkter Zusammenhang zwischen den vielen lokalen Dislokationen des Lias weiter im Norden mit dem Vorstoss der Hühnerkopfscholle kann nicht nachgewiesen werden. Schon eine Verbindung der Liasverschuppungen am Guscha mit jenen am Hühnerkopf bereitet erhebliche Schwierigkeiten (TRÜMPY 1949). HELBLINGS (1938) Auffassung, dass hier Lias und Trias zusammen verschuppt seien und deshalb die Hühnerkopfscholle als Stosskopf aller Liasmassen zu betrachten sei, ist nicht annehmbar, weil diese Einbeziehung des Lias in die Tektonik von Verrucano und Trias eben auch an anderen Stellen vorkommt.

Es ist übrigens gewiss nicht notwendig, für die «Liasdecke» eine ebenfalls aus dem Verrucano aufsteigende listrische Schulfläche anzunehmen. Die Tatsache, dass die Schiefer der Quartengruppe einen ausgezeichneten Ablösungshorizont bilden, genügt durchaus für die Erklärung der Eigenbewegung des Lias; besonders wenn sie da und dort von den tieferen Verschuppungen in der Verrucano-Trias-Basis beeinflusst, oder sogar ausgelöst worden ist (z. B. im Gebiet der Ziegerlücke).

Über das tektonische Verhalten der Trias in der Axendecke s. str. westlich der Linth ist nicht Neues mitzuteilen.

LITERATURVERZEICHNIS

- BRUNNSCHWEILER, R.O. (1948): *Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich (Verlag E. Lang, Zürich).
- HEIM, ALB. (1919–1922): *Geologie der Schweiz*. (Verl. Tauchnitz, Leipzig).
- HELBLING, R. (1938): *Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 76 (II).
- OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarneralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 28.
- STAUB, R. (1954): *Der Bau der Glarneralpen*. (Verl. Tschudi & Co., Glarus).
- TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Diss. ETH Zürich. Denkschr. naturf. Ges. Schweiz 79.
- WIDMER, H. (1949): *Zur Geologie der Tödigruppe*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich, (A.-G. Buchdruckerei Wetzikon und Rüti).
- WYSSLING, L. W. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe*. Prom.-Arbeit ETH Zürich (Buchdruckerei Feldegg AG., Zürich 8).

Geologische Karte

- OBERHOLZER, J. (1942): *Geologische Karte des Kantons Glarus*. Spez.-Karte 117, Geol. Kom. Schweiz.